



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO



CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS JURQUILLA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN HOYA DE ESTRADA”

TESIS

Que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

(VULCANOLOGÍA)

Presenta:

MARISOL CANO CRUZ

Diciembre de 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

*A mis padres nena y cano,
a mis hermanos Dehanira y Giovanni
por todo el apoyo, cariño y paciencia que me
brindaron todo este tiempo, aún estando lejos.*

*A Javi por toda su comprensión, paciencia y amor,
aquí, en mi estancia en el campus y por todas las
alegrías y tristezas que pasamos juntos.*

A todos ellos.....

Gracias

Agradecimientos

Quiero darle mi más profundo agradecimiento a mi asesor y director de tesis el Dr. Gerardo Carrasco Núñez, por haber tenido la confianza en mí, por todo el apoyo que me brindó durante la realización de este trabajo hasta en los últimos detalles, por ser buen profesor transmitiéndome todos sus conocimientos, por ser tan amable y paciente para conmigo, y lo más importante por su valiosa amistad, por todo..... ¡Muchísimas gracias!

A los sinodales, la Dra. Lucía Capra, al Dr. José J. Aranda Gómez, Dr. José Luis Macías y al Dr. Ricardo Saucedo, por sus valiosos comentarios en la tesis, que fueron de mucha ayuda para poder mejorarla, gracias.

A CONACYT por la beca proporcionada para poder realizar mis estudios de postgrado y también por el apoyo como asistentes de proyecto con clave de registro 44549-F.

Quiero agradecer a todos los que laboran en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, tanto personal administrativo como a técnicos por su valiosa colaboración durante mi estancia en el campus.

Del personal administrativo, en primer instancia al Lic. Dionisio León por su gran esfuerzo en el trámite de vehículos para salir a campo, a Juanita Pérez y Liliana Cabrera por su ayuda durante la documentación para el trámite de beca. A Fernando Galván por la ayuda durante el papeleo para obtener el seguro de viaje a prácticas escolares. Y en especial a la secretaria Marta Pereda encargada como enlace entre los estudiantes y el Postgrado en C.U., por su valiosa ayuda en todos los trámites administrativos requeridos en las inscripciones semestre a semestre y en los trámites de titulación.

De los técnicos, a Juanito Vázquez Ramírez por su amistad y apoyo en el laboratorio de laminación, a Bartolo Rodríguez por su ayuda en el laboratorio de vulcanología y su amistad, a Manuel Albarrán por su apoyo en el laboratorio de

molienda y pulverizado y por ser un buen amigo, a M.C. Ofelia Pérez Arvízu por su colaboración el laboratorio de ultralimpio en parte de la determinación de análisis geoquímicos de las muestras de este trabajo, a Carolina Muñoz y Jesús Silva por su amistad, compañerismo y cariño, muchísimas gracias, los quiero mucho.

Y bueno no podría faltar a la Lic. Teresa Soledad Medina y Teresita de Jesús nuestras bibliotecarias, muchas gracias por toda la atención prestada en la búsqueda de artículos y tesis y sobre todo por su gran amistad.

Al Dr. Roberto Molina por su confianza y su valiosa amistad y al Dr. Carlos Mendoza, muchas gracias.

A mis compañeros los Jaibos: Pepe, Barajas, Isidro, Jobo, norma y Nelly, porque gracias a la convivencia con ellos, la estancia en Geociencias fue muy agradable. A Francisco Gonzáles, Jorge Tinóco, Silvia, Victor Vargas y Aldo Izaguirre por compartir conmigo sus vidas y experiencias tan agradables, gracias amigos. A Fernando Corbo, Isaac, Laura Mori, Michelangelo, Joel, Jaqueline, Blanca, Idaly, Lina, Ramón, Maru, Lupita L., Rosario, Israel, Edgar, Alfredo S., Toño G., Rodolfo, Gildardo G., todos por ser muy buenas personas y buenos compañeros conmigo, muchas gracias, no los olvidaré.

Muy especialmente a mis compañeros y amigos de cubo: Jazmín que más que compañera una amiga, muchas gracias. A Montsy muchas gracias por ser mi amiga, mi hermana, contigo compartí alegrías y sin sabores, por darme apoyo cuando lo necesite por eso y tantas cosas más, muchas gracias, te quiero. A mí Javi por todo su apoyo incondicional y por no dejarme caer en los peores momentos, por ser tan bueno a ti muchísimas gracias.

Y finalmente a todos los demás que laboran en el centro de geociencias tanto administrativos, académicos, y de intendencia muchísimas gracias por hacer de mi estancia en este lugar agradable.

GRACIAS.

ÍNDICE

RESUMEN	xiv
ABSTRACT	xvi
I. GENERALIDADES	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Objetivos.....	5
1.4 Localización del área de estudio.....	6
1.5 Marco geológico regional.....	9
1.5.1 Cinturón volcánico Transmexicano.....	9
1.5.2 Campo volcánico Michoacán-Guanajuato.....	13
1.5.3 Campo volcánico Valle de Santiago.....	15
II. HIDROVULCANISMO Y VOLCANES TIPO MAAR	
2.1 Tipos de erupciones hidrovolcánicas.....	23
2.2 Volcanes asociados al hidrovolcanismo.....	24
2.3 Tipos de depósitos.....	27
2.4 Estructuras primarias	29
2.5 Comparación entre depósitos piroclásticos.....	33
III. METODOLOGÍA	
3.1 Compilación y análisis bibliográfico.....	36
3.2 Trabajo de campo.....	36
3.3 Trabajo de laboratorio.....	37
3.3.1 Granulometría.....	37
3.3.2 Componentes.....	38
3.3.3 Petrografía.....	39
3.3.4 Muestreo, trituración y pulverizado de las muestras.....	40
3.3.5 Determinación de elementos mayores y traza.....	41
IV. ESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN DE UNIDADES	
4.1 Introducción.....	45

4.2	Definición de unidades de roca, miembros y horizontes.....	48
3.3	Correlación estratigráfica.....	74
V.	COMPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS	
5.1	Petrografía	76
5.2	Geoquímica.....	82
5.2.1	Introducción.....	82
5.2.2	Elementos mayores.....	83
5.2.3	Elementos traza.....	87
VI.	SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS	
6.1	Características granulométricas.....	91
6.2	Análisis de componentes.....	99
6.3	Forma y vesicularidad de las pómez.....	104
VII.	INTERPRETACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN H.E	
7.1	Estratigrafía.....	108
7.1.1	Correlación de unidades y entorno estructural.....	119
7.2	Geoquímica.....	121
VIII.	CONCLUSIONES.....	126
	BIBLIOGRAFÍA.....	129
ANEXO 1.	<i>Proporción de componentes para muestras de Hoya Estrada (unidad inferior, sección E), Figura 5.1 c</i>	
ANEXO 2.	<i>Proporción de componentes para muestras de Hoya Estrada (unidad superior, sección W), Figura 5.1c</i>	
ANEXO 3.	<i>Análisis de componentes para cada clase de tamaño para la unidad inferior de la sección E.</i>	
ANEXO 4.	<i>Análisis de componentes para cada clase de tamaño para la unidad superior de la sección W.</i>	

ANEXO 5. *Análisis químicos (elementos mayores) de las rocas del volcán Hoya Estrada.*

ANEXO 6. *Análisis de elementos traza (valores normalizados y en ppm) para las rocas del volcán H. Estrada.*

ANEXO 7. *Descripción petrográfica de las muestras analizadas.*

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPITULO I

Figura 1.1 *Ubicación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). En el recuadro de la derecha se muestran los límites del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS) y hacia el lado izquierdo se encuentra el cráter Hoya de Estrada. M- Michoacán, G-Guanajuato, VS- Valle de Santiago, Gto.*

Figura 1.2 *Mapa de elevación digital del área de Valle de Santiago, Guanajuato. El cráter Hoya de Estrada se localiza, justo en la intersección del alineamiento principal de los maeres en dirección NNW, con el alineamiento secundario E-W. C= Cerro, M= Maar, H= Hoya.*

Figura 1.3 *Mapa de elevación digital del cráter Hoya Estrada, presentando una estructura hidromagmática somera con pendientes suaves comparada con algunos maeres de Valle de Santiago.*

Figura 1.4 *Localización del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, mostrando el marco tectónico regional del CVTM y algunas provincias volcánicas del territorio mexicano CVTM, Sierra Madre Occidental (modificado de Ferrari et al. 1999).*

Figura 1.5 *Distribución de los principales volcanes en el CVTM, (modificado de Carrasco-Núñez, y Rose (1995).*

Figura 1.6 *Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma (basados en Ferrari y Rosas-Elguera, 1999a; Ferrari et al., 1999c; Alaniz-Álvarez et al., 1998) que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana y sectores principales (Pasquarè et al. 1991). GC= Graben de Cotija; GP= Graben de Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla la Pera. Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental de la FVTM.*

CAPITULO II

Figura 2.1 *Situación hipotética de actividad hidrovulcánica somera (según Sheridan y Wohletz, 1983 a), en la que se muestra los estadios del contacto inicial del magma con sedimentos saturados en agua, crecimiento de la película de vapor, mezcla de magma con los sedimentos y expansión del vapor a alta presión en una explosión.*

Figura 2.2 Esquema de una inestabilidad planar de Taylor en la interfase entre el magma y el techo de una película de vapor que se está desmoronando. El ciclo completo del crecimiento de la inestabilidad se muestra de abajo. Las oscilaciones en el grosor de la película de vapor transmiten suficiente momento al magma, de manera que su superficie se distorsiona en forma de ondas que crecen en amplitud (η_{max}) donde, debido a la tensión superficial, se separan para formar pequeños fragmentos de un diámetro de al menos $\lambda_{crit}/2$, siendo los tamaños más abundantes de un diámetro de $\lambda_{max}/2$ (Wohletz, 1986).

Figura 2.3 Ilustración de la fragmentación hidroclástica (según Wohletz, 1986), en la que se muestra una mezcla de fragmentos gruesos de magma y agua sujeta a una onda de choque que produce una fragmentación más fina en su estela con rápida vaporización de agua. La mezcla gruesa puede producirse por una fragmentación gradual del magma por inestabilidades de Taylor y Kelvin-Helmholtz que existen en las interfases de la película de vapor entre el magma y el agua añadida. Si esta mezcla se desarrolla antes de la vaporización espontánea del agua, una perturbación sísmica o expansión localizada del vapor pueden producir una sacudida que se propaga como un tipo de onda de detonación, produciendo lo que se conoce como “detonación térmica”. La sacudida o choque acelera diferencialmente el agua y los fragmentos de magma, de forma que la diferencia de velocidades entre ambos provoca una posterior fragmentación, a la vez que la transferencia de calor aumenta en diversos órdenes de magnitud. La vaporización espontánea de la mezcla finamente fragmentada produce suficiente expansión como para mantener la onda de choque. Los efectos disipantes de la divergencia tridimensional del campo de velocidad en la estela de la onda de choque tienden a amortiguar la onda de choque e interrumpir el proceso de detonación.

Figura 2.4 Esquemas de las texturas de grano resultante del hidrovulcanismo (según Sheridan y Wohletz, 1983a). Estas texturas incluyen: A) un característico fragmento vítreo compacto y equigranular (blocky and equant); B) un Vitroclasto vesicular con paredes de vesículas foliadas; C) un Vitroclasto aplastado; D) vitroclasto en forma de lágrima o fusiforme; E) un cristal compacto con superficies de fractura concoides; y F) un cristal perfecto con una capa de vidrio vesicular.

Figura 2.5 Esquema de los cuatro tipos de morfologías de grano observadas en los experimentos sobre hidrovulcanismo (Wohletz, 1983). Los granos con morfologías de tipo compacto (blocky) o de placa (plate) se cree que se generan por fractura frágil del fundido cuando éste está sometiendo a fuertes ondas de tensión. Las morfologías de tipo musgo (moss), gota y esféricas se producen probablemente por inestabilidades en las interfases agua-fundido (según wohletz y Heiken, 1991).

Figura 2.6 Comparación de las características morfológicas de los volcanes, resultado de procesos hidrovulcánicos (tomado de Cas y Wright, 1987).

Figura 2.7 Ambiente geohidrológico contra tipo de estructura volcánica, en el que se muestra como varía la energía de explosión con el incremento de la proporción agua / magma (adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983a).

Figura 2.8 Morfología de estructuras comúnmente encontradas en depósitos de oleadas piroclásticas (Wohletz and Sheridan, 1979).

Figura 2.9 Diagramas esquemáticos de estratificación gradada y nomenclatura, modificado de Fisher (1984).

Figura 2.10 Esquema de los tres principales depósitos piroclásticos (Wright et al., 1980), a) depósitos de caída piroclástica; b) depósitos de flujo piroclástico; c) depósitos de oleada piroclástica.

CAPITULO IV

Figura 4.1 Mapa Geológico del Cráter Hoya Estrada, donde se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas.

Figura 4.2 Sección estratigráfica compuesta de la secuencia piroclástica cercana a la Hoya de Estrada.

Figura 4.3 a) Capas de depósitos de oleada piroclástica con tamaño de grano equivalente a limo y arcilla expuesta en la parte inferior del miembro A, b) Estructura de impacto balístico y relleno del mismo por caída piroclástica en la parte superior del miembro A. La línea punteada es una subdivisión de un mismo miembro.

Figura 4.4 a) Estratificación cruzada de la parte media del miembro B. La dirección de movimiento es de izquierda a derecha, b) lítico de hasta 12 cm de diámetro en un horizonte de gravas gruesas con líticos oxidados, de la parte superior del miembro B.

Figura 4.5 a) Estructura de relleno de canal en la parte inferior del miembro C, b) contacto discordante de los miembros C (Unidad inferior) y D (Unidad superior) de la sección E. Las líneas continuas son divisiones entre miembros (C y D).

Figura 4.6 a) Contacto de la discordancia ondulante con la unidad C en la sección NW, b) contacto inferido de los miembros C y D en la sección W. Las líneas continuas son divisiones entre las unidades inferior y superior (miembro C y D, respectivamente).

Figura 4.7 Estratificación cruzada del miembro C en contacto con el miembro B. Se puede apreciar el adelgazamiento gradual de capas y unidades hacia la izquierda de la foto. El cráter se encuentra a la derecha de la foto. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros. La discordancia separa las unidades inferior y superior.

Figura 4.8 Secuencia con estratificación paralela de la unidad D, mostrando sus partes media y superior. Se pueden apreciar las capas con mayor contenido de material juvenil (95% de lava riolítica y pómez, horizontes blancos) con respecto a los que contienen líticos en forma predominante. La línea continua divide a los miembros D y E.

Figura 4.9 Los depósitos blancos de caída se presentan tanto en la base como en la cima del miembro E de la sección W. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros D, E y F.

Figura 4.10 *Secuencia estratificada mostrando la intercalación de capas de caída en el miembro F. Las líneas continuas divide a los miembros E y F. Las líneas punteadas limitan las capas de caída.*

Figura 4.11 *Secuencia post-maar, en las cercanías de la sección E, en donde se aprecia un paleosuelo, que es sobreyacido por el horizonte de escoria negra y la secuencia de cenizas finas que se cree que provienen de Hoya Blanca, por su distribución y cercanía con ese cráter.*

Figura 4.12 *Secuencia alternada e arena gruesa y capas limosas endurecidas del miembro D en la sección NE.*

Figura 4.13 *Capas blancas del miembro E, donde se muestra los bloques negros dentro de las capas blancas de caída. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros D, E y F.*

Figura 4.14 *Capas de caída gris obscuro (85% material juvenil) sobreyaciendo a una capa blanca de caída con 95% riolita + pómez. Las líneas punteadas son subdivisiones entre capas del miembro E y la línea continua divide al miembro D y E.*

Figura 4.15 *Secuencias estratigráficas de los miembros E y F en la sección noreste. El miembro E está limitado por las capas blancas de caída, en medio se tiene una capa de caída gris obscuro, sobreyaciendo a ésta se encuentra una secuencia estratificada gris clara. El miembro F está compuesto por: a) capas de caída color gris obscuro, b) horizonte estratificado delgado gris claro a obscuro y, por último c) un depósito endurecido limo-arcilloso. Nota: las líneas punteadas son subdivisiones entre capas de un mismo miembro.*

Figura 4.16 *a) El espesor expuesto del miembro D es menor en la sección N con respecto a las otras secciones, sin embargo se observa que el espesor de las capas de grano fino es mayor, b) impacto balístico de clasto bandeado con partes máficas y riolíticas, c) clasto de riolita con enclaves máficos embebido dentro de un depósito fino endurecido, no se observan bordes de reacción entre la riolita y el enclave máfico.*

Figura 4.17 *a) Miembro E en la sección N, muestra un aumento en el espesor de las capas intermedias, sobreyaciendo a estas se tiene un depósito café endurecido con alternancia de arenas y una capa de caída blanca en la parte superior, b) se muestra el soporte de clastos y la gradación simétrica de normal a inversa. Las líneas punteadas son subdivisiones entre capas de un mismo miembro.*

Figura 4.18 *Contacto erosional entre los miembros E y F en la sección N. El miembro F tiene un 85% de material juvenil (pómez gris obscuro). La línea punteada divide a capas de un mismo miembro.*

Figura 4.19 *a) Secuencia piroclástica del sector NW cortada por un dique, b) acercamiento del dique indicando el material piroclástico adherido a la pared del dique.*

Figura 4.20 Xenolitos que están presentes en los diques que cortan la secuencia piroclástica de Hoya Estrada y que también se encuentran en las rocas del cono de escoria que se encuentra a ~200 m de la sección NW.

Figura 4.21 Etapa post-maar en la sección NW, definida por un suelo seguido por un horizonte fino de escorias, sobreyacido por un depósito de oleadas piroclásticas y, por último, un depósito de salpicado (spatter) de escorias. Además de mostrar el adelgazamiento de los depósitos.

Figura 4.22 a) Localización de las rocas del interior del cráter, separadas a una distancia de ~ 300 m, b) Depósito de salpicado de escoria color rojizo localizado hacia el W, c) Depósito de salpicado de escoria color negro hacia el NW, con bombas de 30 a 60 cm.

Figura 4.23 Correlación de las cinco secuencias estratigráficas descritas en el volcán Hoya Estrada.

CAPITULO V

Figura 5.1 Fotomicrografía en luz plana polarizada de una muestra de pómez gris, en la cual se muestra su componente principal (vidrio félsico) con cristales aislados de biotita (Bt), anfíbol (Anf) y algunos microlitos de plagioclasa plagioclasas (Pl).

Figura 5.2 Fotomicrografía en luz plana polarizada de un clasto intrusivo (diorita) con fenocristales de anfíbol (Anf), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt).

Figura 5.3 Fotomicrografía en luz plana polarizada mostrando el contacto entre una pómez riolítica y el vidrio máfico, en el cual se aprecia una cierta interdigitación entre el magma máfico y el félsico.

Figura 5.4 Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando cúmulos de cristales de Plagioclasa (Pl) y olivino (Ol) rodeados por microlitos de plagioclasa en una matriz vítrea.

Figura 5.5 Fotomicrografía del dique que corta la secuencia piroclástica en la sección NW, en donde se muestra: a) luz plana polarizada presentando cristales de plagioclasa (Pl) con bordes de reacción, además de contener piroxenos (Px) y olivinos (Ol) en menor proporción, V: Vesícula y b) nicoles cruzados.

Figura 5.6 Fotomicrografía mostrando el contacto del xenolito de diorita con el dique basáltico, en el cual se aprecian fenocristales de feldespato (Fd) con bordes de reacción, a) luz plana polarizada y b) nicoles cruzados.

Figura 5.7 Fotomicrografía en luz plana polarizada de un clasto negro encontrado en capas piroclásticas del miembro E. Se observa un cristal de cuarzo (Qz) rodeado por un anillo de piroxenos (Px), indicando que el cristal de Qz no estaba en equilibrio con el magma máfico.

Figura 5.8 Fotomicrografía de material escoriáceo del interior del cráter. a) luz plana polarizada de una plagioclasa (Pl) con bordes de reacción, b) a nicoles cruzados, se observan cristales de cuarzos (Qz) con anillos de piroxenos (Px) indicando que estos cristales no se encontraban en equilibrio.

Figura 5.9 Diferentes tipos de fragmentos piroclásticos y rocas consideradas para análisis químicos, dentro de las cuales se encuentran: a) pómez gris (pg), b) pómez bandeada (pb), c) pómez gris oscuro (pgo), d) pómez gris con enclaves máficos, e) dique máfico y f) depósitos de escoria localizado dentro del cráter.

Figura 5.10 Diagrama TAS (Total Alcalis-Silica, según Le Maitre et al., 1989) que muestra la clasificación química de las rocas volcánicas del cráter Hoya Estrada. Tb: traquibasalto, Ta-b; traqui andesita-basáltica; Clave muestras: And-bas/p: andesita basáltica dentro de clastos de pómez; Clas. ne/ca: clastos negros dentro de un depósito de caída (miembro E); And-bas int: andesita basáltica del interior del cráter; Pg: pómez gris; Pb: pómez bandeada; Pgo: pómez gris oscuro; Diq: diques. La línea punteada marca el trend general de las muestras. Datos normalizados al 100% (ver anexo 5).

Figura 5.11 Diagramas de variación tipo Harker, para las rocas de Hoya estrada. Nota: los datos están normalizados al 100 %.

Figura 5.12 Diagrama de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las diferentes variedades de pómez de Hoya Estrada. x: pómez gris (pg); ●: pómez bandeada (pb); -: pómez gris obscura (pgo).

Figura 5.13 Diagrama multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para muestras de rocas máficas del cráter Hoya Estrada. Claves: And-bas/p (enclaves de traqui andesita-basáltica); Clas. ne/ca (clasto negro en las capas blancas de caída); And-bas int. (escoria del interior del cráter); Diq. (diques).

Figura 5.14 Diagramas de variación tipo Harker para las rocas de Hoya Estrada.

CAPITULO VI

Figura 6.1 Variaciones verticales de parámetros granulométricos: a) columna estratigráfica compuesta sintetizada, b) gráficas de tamaño de grano y clasificación del depósito, c) gráfica de componentes.

Figura 6.2 Histogramas granulométricos y sección estratigráfica compuesta de la unidad inferior. Las flechas indican el orden estratigráfico de la base a la cima.

Figura 6.3 Histogramas granulométricos y ubicación de las muestras en la sección estratigráfica compuesta del miembro superior. Las flechas indican el orden estratigráfico de la base a la cima.

Figura 6.4 Tipos de pómez que se presentan en la unidad superior (miembro D y F) en las diferentes secciones, principalmente N y NW. a) pómez gris (pg, aparece en toda la

secuencia), b) pómez gris obscura (pgo), c) pómez bandeada (pb), d) pómez gris obscura a negra (pn). Nota: los círculos y óvalos indican los enclaves de traqui andesita-basáltica

Figura 6.5 Enclaves de traqui andesítico-basáltica dentro de un bloque de riolita (~50 cm), orientados paralelos a la dirección al flujo del magma riolítico. Escala (pluma ~ 14cm).

Figura 6.6 Muestra los diferentes tipos de formas de vesículas para el caso de Hoya Estrada.

CAPITULO VII

Figura 7.1 Evolución geológica basada en la interpretación de la columna estratigráfica compuesta de Hoya Estrada.

Figura 7.2 Diagrama multielementos en el cual se grafica corteza superior, N-MORB, E-MORB, OIB (concentraciones promedio, tomadas de Sun y McDonough, 1989) y las muestras de los diques en el cráter H. Estrada, los valores fueron normalizados contra el manto primitivo. Nota: los patrones de los diques son muy similares a los de OIB y claramente distintos de los demás componentes.

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de la actividad volcánica en Valle de Santiago (modificado de Murphy, 1986; Oviedo-Padrón, 2005).

Tabla 2. Características de los volcanes hidromagmáticos (Cas y Wright, 1987).

Tabla 3. Terminología empleada para describir el tamaño de grano de depósitos piroclásticos y epiclásticos (para rocas piroclásticas modificado de Fisher, 1961; Fisher, 1982; Fisher & Schmincke, 1984 y para sedimentarios Pettijohn, 1980).

Tabla 4. Nomenclatura y espesores de estratificación para depósitos piroclásticos (según Fisher y Schmincke, 1984).

Tabla 5. Parámetros Inman obtenidos para las muestras del cráter Hoya de Estrada en la sección compuesta ($Md \Phi = \Phi 50$, $\sigma \Phi = (\Phi 84 - \Phi 16 / 2)$, $M \Phi = (\Phi 16 + \Phi 84 / 2)$).

Tabla 6. Parámetros de clasificación para depósitos sedimentarios y piroclásticos. (Tomado de Cas y Wright, 1987).

Tabla 7. Índice de vesiculación propuesta por Houghton & Wilson, 1989.

RESUMEN

Hoya de Estrada es uno de los cráteres de explosión (tipo maar) que conforman al Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), Guanajuato, México. Se ubica en el extremo nororiental del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVVS está compuesto por alrededor de 13 maares, los cuales se encuentran orientados en la dirección preferencial NW-SE, lo cual refleja un control estructural regional. El cráter Hoya de Estrada se caracteriza por ser uno de los pocos volcanes de tipo maar de composición riolítica del CVVS, además de ser una de las estructuras más someras, compuesto por un anillo piroclástico con pendientes suaves y se caracteriza por ser una estructura constructiva positiva formada arriba de la superficie pre-eruptiva, por lo que podría clasificarse como un anillo de tobas, a diferencia de los demás.

La estratigrafía de Hoya de Estrada está basada en el levantamiento de 5 secciones estratigráficas distribuidas en la parte E, NE, N, NW y W del cráter. Las diferentes unidades identificadas fueron agrupadas en dos unidades principales separadas por una discordancia ondulante. La correlación estratigráfica de esas secuencias fue determinada con base en la diferenciación de capas índices o a la comparación de rasgos característicos (discordancia). La unidad inferior está caracterizada por secuencias de oleadas endurecidas, con algunas intercalaciones de capas masivas de lapilli grueso, sin matriz, compuestas predominantemente por pómez riolítica y fragmentos de lava también de composición riolítica, además de líticos accidentales (andesitas, basaltos, escorias, clastos alterados u oxidados). Las oleadas están compuestas por material fino (tamaño de ceniza a lapilli fino), con presencia de lapilli acrecional, estructuras de impacto balístico y estratificación de ondulante a cruzada.

La unidad superior está compuesta por capas masivas de lapilli medio a grueso, con algunas intercalaciones de capas delgadas, finas, endurecidas compuestas principalmente de vidrio, algunas veces presentan depresiones de impacto balístico y estratificación ondulante. Esta unidad se caracteriza por tener en la parte basal una abundancia de pómez riolítica y clastos de lava riolítica la cual suele presentar pequeños enclaves de magma máfico (traqui andesítico-basáltico), cuya abundancia es mayor hacia la parte media y superior de la unidad. En la parte superior de esta unidad y final de la secuencia piroclástica se presentan pómez con una coloración más oscura, así como también pómez bandeadas. La presencia de estos productos sugiere la inyección periódica de magma traqui andesítico-basáltico al mismo tiempo que ascendía el magma riolítico durante el emplazamiento de esta unidad. Las secciones estratigráficas de Hoya de Estrada indican fluctuaciones en el estilo eruptivo, con erupciones freatomagmáticas,

que presentan inyecciones de magmas riolíticos y, a partir de la parte superior de la secuencia eruptiva, magmas traqui andesítico-basáltico, aunque sin ocurrir una mezcla bien marcada de ambos magmas.

Por lo que la inyección de este magma (traqui andesítico-basáltico) debió jugar un papel importante para modificar las relaciones agua/magma, reduciendo esa relación al aumentar el volumen de magma, lo que a su vez produce una menor eficiencia en la fragmentación y condiciones más secas. Aunado a esto el cráter Hoya de Estrada está situado justo en la intersección de dos sistemas estructurales (NW-SE y E-W) lo cual pudo generar posiblemente una migración del foco eruptivo hacia el W. Por lo cual la actividad eruptiva de H. Estrada pudo haber cambiado de una actividad freatomagmática (magma riolítico) a estromboliana (magma traqui andesítico-basáltico), esta última al final de la etapa eruptiva dando origen a depósitos de escorias que se encuentran en el flanco W del interior del cráter.

ABSTRACT

Hoya Estrada is one of the explosion craters of (i.e. tuff ring) forming the Volcanic Field Valle de Santiago (VFVS), Guanajuato, México. It is located at the northeastern corner of Volcanic Field of Michoacán-Guanajuato, within the central part of the Transmexican Volcanic Belt. The VFVS comprises around 13 maars, which are oriented at the preferential NW-SE direction, reflecting a regional structural control. The crater Hoya Estrada can be characterized as one of the few maar type volcanoes of rhyolitic composition at the VFVS, besides being one of the more shallow structures. It consists of a pyroclastic ring with gentle slopes forming a constructive positive structure built above the pre-eruptive surface, which could qualify as a tuff ring, unlike others.

The Hoya Estrada stratigraphy is based on five stratigraphic sections distributed at the E, NE, N, W and NW of the crater. Different units were identified and grouped into two main units separated by a local erosive unconformity. The stratigraphic correlation of these sequences was determined based on the differentiation of index layers or the comparison of characteristic features. The lower unit is characterized by sequences of indurated surges interbedded with some massive layers of clast-supported coarse lapilli, composed predominantly of rhyolitic pumice and lava also rhyolitic, in addition to accidental lithics (andesites, basalts, scoria, altered or oxidized clasts). The surges are composed of fine material (ranging in grain size from ash to fine lapilli-sized) with the presence of accretionary lapilli, ballistic impact structures and layers showing sandwave and cross-bedded stratification.

The upper unit is composed by massive layers, medium to coarse lapilli, which are intercalated with a few thin, indurated, sandwave fine grain-sized beds composed mainly of glass, showing in some places impact ballistic depressions. This upper unit is characterized by having a basal part with abundance of pumice rhyolitic clasts and rhyolitic lava, which exhibits small enclaves of mafic magma (basaltic-trachyandesite), which is more abundant toward the middle and upper unit. At the top of this pyroclastic unit the sequence presents pumice more dark, as well as banded pumice. The presence of these products suggests periodic injection of basaltic-trachyandesite magma while rhyolitic magma rising during the emplacement of this unit. The stratigraphic sections of Hoya Estrada indicate fluctuations in eruptive style, with phreatomagmatic eruptions, showing injections of rhyolitic magma and basaltic-trachyandesite magma at the top of the eruptive sequence, though without showing a well-marked mixing between both magmas.

This injection of magma (basaltic-trachyandesite) should have played an important role in changing water / magma relations, reducing this ratio and increasing the volume of magma, which in turn produces a lower efficiency in the fragmentation and drier

conditions. In addition to this, the crater Hoya Estrada is located just at the intersection of two structural systems (NW-SE and E-W), which could possibly generated a migration of eruptive locus towards W. Therefore, eruptive activity of H. Estrada may have changed from one phreatomagmatic (rhyolitic magma) to strombolian (basaltic-trachyandesite magma) activity, the latter at the end of the eruptive stage giving origin to scoria deposits outcropping on the west flank inside of the crater.

I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La Faja Volcánica Transmexicana (FTVM) es uno de los arcos volcánicos más variados y complejos del mundo. Cubre el área más densamente poblada del centro de México y su actividad ha ocurrido desde el Mioceno hasta el presente (Ferrari et al., 1999). La actividad volcánica está asociada con la subducción de las placas de Cocos y Rivera, por debajo de la placa de Norteamérica. La actividad holocénica de esta provincia está representada por estructuras muy variadas que van desde estratovolcanes de gran altura, calderas, hasta volcanes pequeños como son: domos, conos cinéuticos, maares y volcanes escudos.

Los cráteres de explosión o maares de la región de Valle de Santiago, Guanajuato han atraído la atención de muchos investigadores, sin embargo los trabajos existentes hasta ahora son pocos y solo dan un panorama general de esta región. En México a este tipo de estructuras se les han llamado xalapazcos, y axalapazcos cuando se tiene un lago en el interior del cráter. Hoya de Estrada es un cráter de explosión formado por erupciones fratomagmáticas que carece de un lago interno (i.e. es un xalapazco), su origen se deduce a partir de las estructuras características de este tipo de erupciones que causan predominantemente oleadas piroclásticas, y estructuras como: dunas, estratificación cruzada, huellas de impacto producidas por fragmentos densos que viajaron como balísticos, lapilli acrecional, y otros.

Esta tesis se basa en la descripción y análisis detallado de la estratigrafía de las secuencias expuestas en las pendientes externas del cráter Hoya de Estrada, que es uno de los únicos cráteres de composición riolítica del Campo Volcánico de Valle de Santiago. Asimismo se hace un análisis granulométrico, de componentes y composición de los depósitos, lo que permite hacer una caracterización e inferir la evolución sobre la historia eruptiva.

1.2 ANTECEDENTES

Existen ejemplos en distintas parte del mundo sobre volcanes freatomagmáticos formados por magmas félsicos. En Sugarloaf Mountain, al noreste del San Francisco Peaks, Arizona, se describe la evolución de un domo endógeno riolítico con un anillo de toba alrededor de 180° del lado norte del domo (Sheridan y Updike, 1975). Ellos propusieron un modelo para explicar el transporte de las oleadas basales de los depósitos.

Por otra parte, Valentine (1993) documenta algunos ejemplos de Nueva Zelanda en donde sucedió la interacción explosiva de agua/magma, con emisiones de grandes volúmenes de magma silíceo, asociado a erupciones formadoras de calderas. Para el caso de la Formación Wairakei (Nueva Zelanda), en la caldera Taupo, Valentine (1993) propone cinco fases de erupción en donde la relación del agua/magma no era estable.

En la erupción Puketarata de la caldera Maroa, en la zona volcánica Taupo, Nueva Zelanda, Broker et al., (1993), proponen la existencia de un dique riolítico que encuentra agua subterránea superficial durante el emplazamiento a lo largo de una falla normal, ocasionando explosiones superficiales caracterizadas por relaciones de agua/magma de bajos a moderados. Los productos de erupción consisten de dos domos de lava, un anillo de tobas proximal, tres cráteres freáticos de colapsos y un depósito de caída de amplia distribución.

Por lo que se refiere a los trabajos existentes sobre el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) existen varios trabajos regionales enfocados especialmente a la descripción, volumen, distribución, edad y geología estructural de las estructuras volcánicas (conos cineríticos, volcanes escudos) que integran al CVMG (que será descrito en mayor detalle en la sección 1.5.2), sin olvidar la petrología y química de las estructuras antes mencionadas (Hasenaka y Carmichael (1985a, 1985b, 1986), Hasenaka (1994), Connor (1987), Demant (1987)).

Las estructuras volcánicas pertenecientes al Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), conocidas como maares o cráteres de explosión fueron estudiadas en primera instancia por Ordóñez (1900 y 1906); sin embargo, su trabajo fue solamente descriptivo y de tipo regional. Casi un siglo después, Murphy (1982) observó un alineamiento de cráteres de explosión con una orientación NNW-SSE, y relaciona su posible origen a una zona de debilidad cortical a lo largo de la cual los cráteres pudieron hacer erupción. En dicho trabajo se hace una distinción de los productos volcánicos, mediante el estudio petrográfico regional de estos, y con base a fechamientos K-Ar. Se identificó un periodo temprano de vulcanismo basáltico y andesítico, representado por varios volcanes de edad pliocénica, seguido por un periodo que incluye la formación tanto de maares como de algunos conos cineríticos del Cuaternario.

Posteriormente se han realizado varias tesis y publicado algunos resúmenes principalmente sobre la estratigrafía de algunos de los cráteres del CVVS; uno de los primeros fue del estudio estratigráfico a detalle del cráter Hoya la Cíntora (Puente-Solís, 2004), ubicado al SE de Hoya de Estrada. Para este volcán se propone que estuvieron implicados diferentes estilos de vulcanismo, incluyendo desde actividad efusiva y estromboliana en la etapa previa de maar, hasta actividad freatomagmática y estromboliana, en la etapa creadora del maar, reflejando una evolución diferente a los modelos tradicionales, donde se supone que ocurre un abatimiento progresivo en el nivel freático hasta agotar el aporte de agua, formando al final un lago de lava o un pequeño cono cinerítico (Puente-Solís y Carrasco-Núñez, 2004).

Otro trabajo desarrollado en esta área es el de la Estratigrafía del Cráter Hoya La Alberca (Rincón-Herrera, 2005), en el cual se propone que la formación del cráter inicia con la construcción de un cono de escorias (erupción estromboliana) pasando rápidamente a una actividad explosiva formadora de maar (Rincón-Herrera y Carrasco-Núñez, 2005).

Asimismo se realizó otro trabajo, en el cual se propone que la secuencia piroclástica cercana a la pared oriental del maar Hoya Solís, incluye además de los depósitos propios de ese volcán, otros depósitos de cráteres cercanos a este, como por ejemplo depósitos del cono cinerítico de Hoya Blanca que estarían en la parte media de toda la secuencia estratigráfica, y los depósitos de Hoya la Cíntora, que se ubicarían en la parte superior de la secuencia (González-Becerra, 2005).

Por otro lado se realizó un trabajo, en la cual se propone una cronología relativa de la actividad en porciones selectas del campo volcánico de Valle de Santiago, con énfasis en las edades relativas de los maares a partir de rasgos petrográficos y criterios de campo tales como: direcciones de transporte inferidas principalmente de huellas formadas por proyectiles balísticos, distancia entre los cráteres de explosión, y composición de los depósitos piroclásticos (Peñaloza-Turrubiates, 2005).

En otro trabajo se realiza un análisis geológico estructural en el que se incluye un mapa geológico de la región de Valle de Santiago, en el cual se clasificaron las estructuras volcánicas, de acuerdo a su composición, tipo (maar, cono de toba, anillo de toba, cono cinerítico, domo volcánico y/o escudo de lava) y edad geomorfológica, además de rasgos tectono-estructurales de la región (Oviedo-Padrón, 2005).

La mayoría de los volcanes de explosión del CVVS tienen composición basáltica ó andesítico-basáltico. La única excepción conocida a excepción del Cráter Hoya Estrada (volcán en estudio) que es el único de composición riolítico. En el caso de Hoya Estrada, no existen trabajos geológicos detallados, a excepción de dos tesis (Cano-Cruz, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006), un resumen (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2005), que sirven de antecedentes a este trabajo. Estos trabajos (Cano-Cruz, 2005; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2005), están basados en el levantamiento de una sola sección estratigráfica y análisis granulométricos respectivos, se propuso una evolución general del cráter, en el cual las erupciones que dieron lugar a este cráter fueron freatomagmáticas, producidas en

respuesta a fluctuaciones en la proporción agua/magma, así como de la inyección ocasional de magma riolítico. Sin embargo, es evidente que un modelo detallado de la evolución del maar no puede estar basado en una sección, para poder definir las variaciones estratigráficas de los depósitos en torno al cráter. Asimismo, una caracterización más detallada, entre otros, de las variaciones espacio-temporales de sus componentes, composición química de sus productos, es también indispensable, lo cual está considerado como parte de las metas de este trabajo.

El otro trabajo más reciente se realizó sobre xenolitos y vulcanismo en la región de Valle de Santiago de Uribe-Cifuentes (2006). En la cual definió la estratigrafía de los principales maares (Hoya Rincón de Parangueo, Hoya La Alberca, Hoya Estrada, Hoya Cíntora, Hoya Álvarez) de Valle de Santiago y su mecanismo de formación, también muestra las propiedades magnéticas de las secuencias volcanoclásticas y la relación con los mecanismos de deformación y depositación. Asimismo propone que los maares de Valle de Santiago se encuentran asociados a un sistema de fracturamiento cortical profundo con dirección NNW-SSE denominado en su trabajo como “fallamiento Valle de Santiago-Tzitzio” paralelo al sistema Taxco-Querétaro. Este fracturamiento (Valle de Santiago-Tzitzio) sirvió como conducto para un rápido ascenso de magma y un efectivo arrastre de fragmentos de xenolitos provenientes de una corteza continental precámbrica, ser llevados a la superficie y depositarse con el material volcanoclástico.

1.3 OBJETIVO

El propósito en este estudio es reconstruir la historia eruptiva del cráter Hoya de Estrada, con base en un detallado análisis estratigráfico en diferentes localidades, así como la correlación de sus unidades estratigráficas, su composición, estructuras, variaciones granulométricas y composicionales en función del tiempo. Con toda esta

información se intentará proponer un modelo de evolución del volcán tomando en cuenta los procesos y mecanismos inferidos que intervinieron en la formación de la estructura.

Como parte de los objetivos centrales, se llevó a cabo una caracterización granulométrica y composicional de las secuencias piroclásticas, así como un análisis de sus variaciones estratigráficas y correlaciones, que fueron indispensables para apoyar las interpretaciones sobre el comportamiento eruptivo del volcán.

Cabe mencionar que siendo la Hoya de Estrada es un cráter de explosión (tipo maar) de composición riolítica en la región de Valle de Santiago, su estudio reviste un gran interés, ya que se espera que contribuya a un mejor conocimiento de las estructuras freatomagmáticas, en especial las que involucran magmas de composición riolítica.

1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El cráter Hoya de Estrada pertenece al CVVS, el cual se ubica en el extremo nororiental del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG, ver Fig. 1.1), que a su vez pertenece a la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVVS está compuesto predominantemente por alrededor de 13 maares, orientados en la dirección NW- SE (Fig. 1.2) y que aparentemente se asocia a una zona de debilidad cortical o fractura regional (Murphy 1982). Asimismo, en el área existen numerosos conos cineríticos, de escorias y de lava, pero sin una distribución particular.

El cráter Hoya de Estrada, se localiza a los 20° 23.22' latitud norte y a 101° 13.62' longitud oeste y se encuentra justo en la intersección del alineamiento principal de los maares en dirección NW-SE, con el alineamiento secundario E-W (Fig. 1.2).

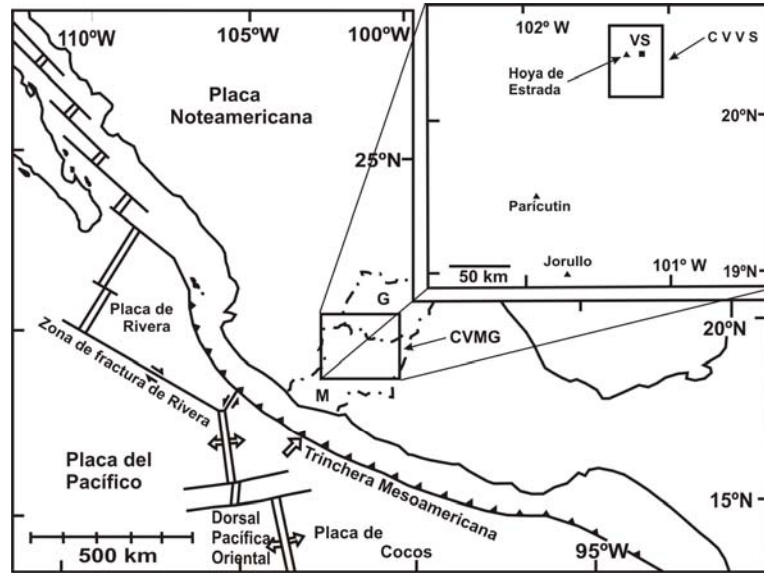


Figura 1.1 Ubicación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). En el recuadro de la derecha se muestran los límites del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS) y hacia el lado izquierdo se encuentra el cráter Hoya de Estrada. M- Michoacán, G-Guanajuato, VS- Valle de Santiago, Gto.

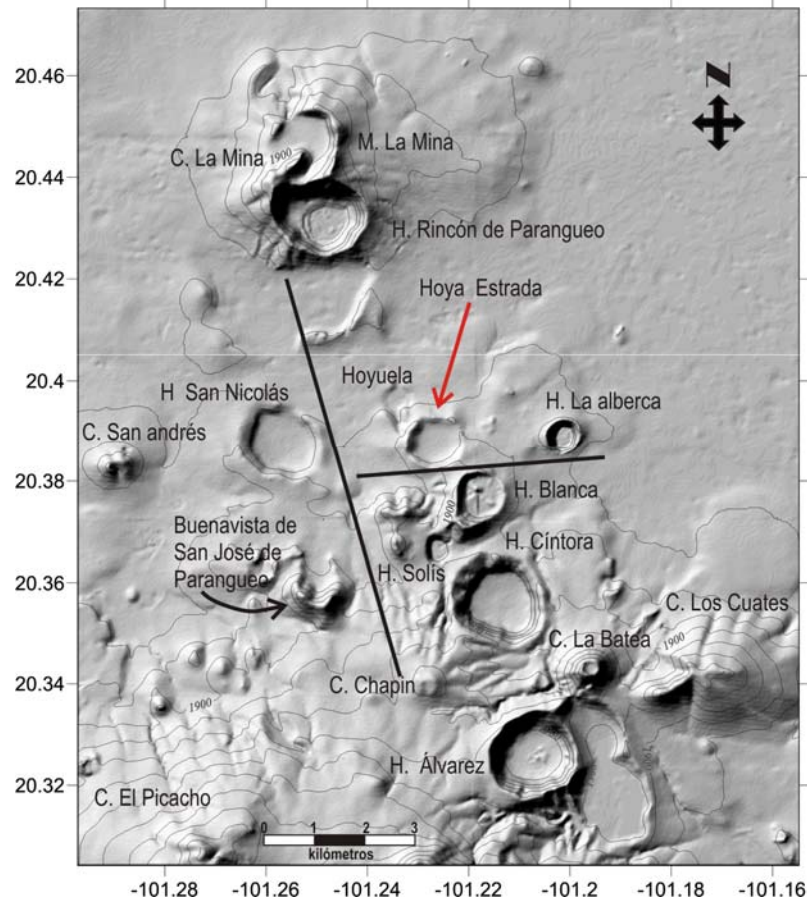


Figura 1.2 Mapa de elevación digital del área de Valle de Santiago, Guanajuato. El cráter Hoya de Estrada se localiza, justo en la intersección del alineamiento principal de los mares en dirección NNW, con el alineamiento secundario E-W. C= Cerro, M= Maar, H= Hoya.

En la Figura 1.3 se muestra un relieve topográfico en detalle de algunos maares de valle de Santiago incluyendo a Hoya Estrada. En ésta se aprecia que Estrada es una de las estructuras freatomagmáticas más someras en el CVVS, caracterizada por tener pendientes suaves. Tiene un diámetro de cráter circular de 1.23 km y una profundidad de 63 m (Hasenaka and Carmichael, 1985). Asimismo H. Estrada es una estructura constructiva positiva formada arriba de la superficie pre-eruptiva, por lo que se podría clasificar como un anillo de toba.

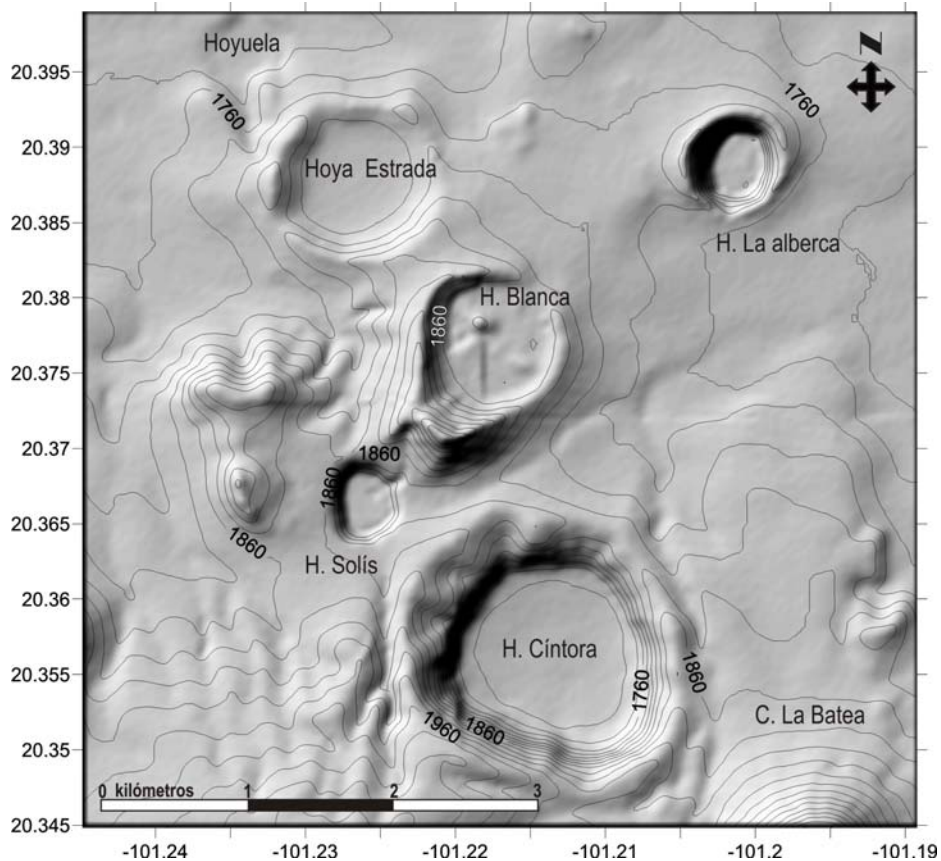


Figura 1.3 Mapa de elevación digital del cráter Hoya Estrada, presentando una estructura hidromagmática somera con pendientes suaves comparada con algunos maares de Valle de Santiago.

1.5 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

1.5.1 Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

Se conoce como el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano a la cadena montañosa de origen volcánico que atraviesa de este a oeste la porción central de la República Mexicana. Está caracterizada por una gran actividad sísmica y volcánica que forma parte del cinturón circumpacífico de fuego, región en donde se concentran la mayor cantidad de volcanes en todo el mundo.

El CVTM es una amplia franja volcánica irregular de 900 x 70 kilómetros aproximadamente (aunque esta distribución puede variar). Cuyo origen es generalmente asociado con la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos, por debajo de la Placa de Norteamérica, a lo largo de la costa pacífica (Fig.1.4).

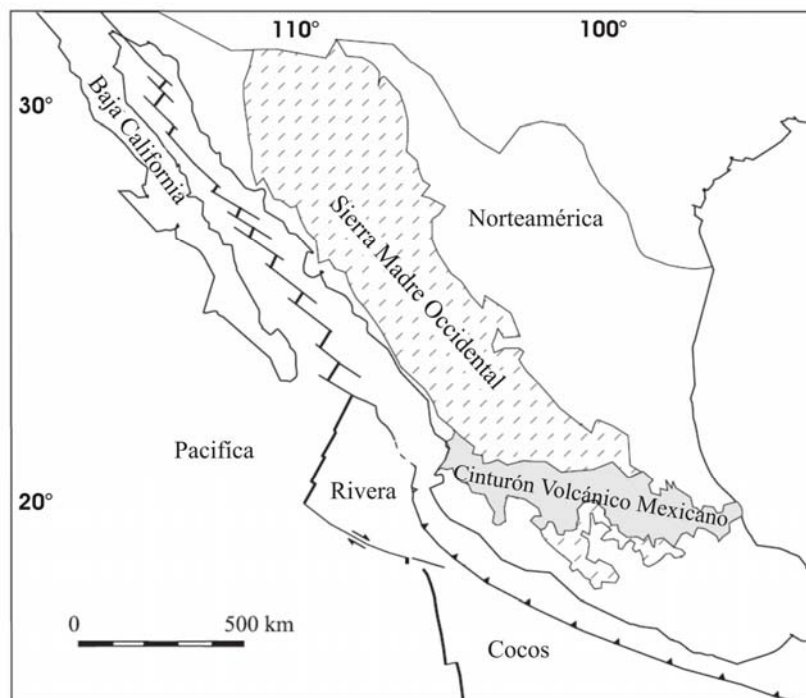


Figura 1.4 Localización del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, mostrando el marco tectónico regional del CVTM y algunas provincias volcánicas del territorio mexicano CVTM, Sierra Madre Occidental (modificado de Ferrari et al. 1999).

En el CVTM están incluidos los volcanes más importantes y famosos que han tenido erupciones históricas como son: de este a oeste “Citlaltépetl” (1687), “El Popocatepetl” (1920, 1994 y en actividad); “Jorullo” (1759), “Parícutin” (1943), “Colima” (1913 y en actividad), “Ceboruco” (1870-1875), así como prominentes estratovolcanes como el Nevado de Toluca (4565m), Malintzin (4115m), Ajusco (3950m), Jocotitlán (3950m), Tancítaro (3845m) e innumerables conos cineríticos (Fig. 1.5). La actividad volcánica y el fallamiento han creado muchas cuencas lacustres en el CVTM

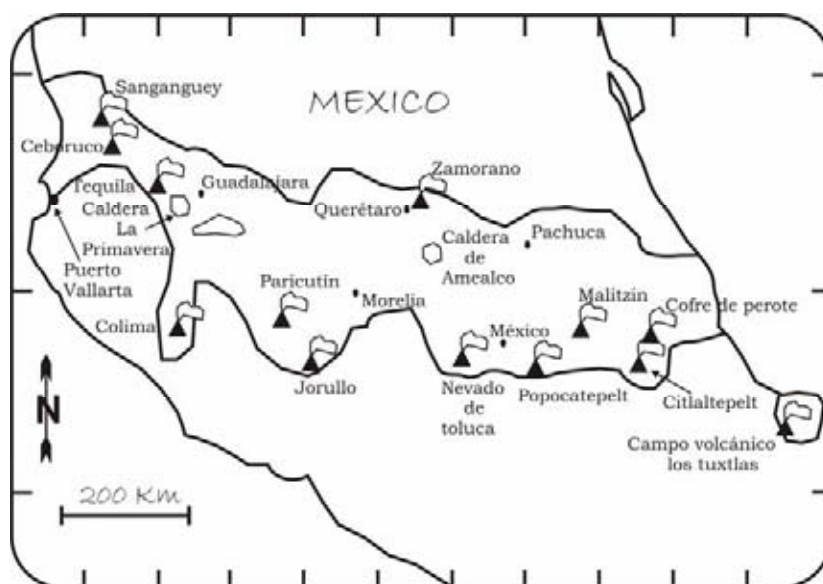


Figura 1.5 Distribución de los volcanes principales en el CVTM, (modificado de Carrasco-Núñez, y Rose (1995).

El CVTM es una región con alto flujo de calor (Polyak *et al.*, 1985; Prol y Juárez, 1985), y con fallamiento activo (Suter *et al.*, 1995a, b). El vulcanismo es predominantemente calco-alkalino y varía en composición desde basáltico a riolítico, aunque las rocas intermedias son de composición intermedia (Demant, 1978, 181b; Robin, 1982a; Nixon *et al.*, 1987; Aguilar-Vargas y Verma, 1987). Sin embargo, rocas alcalinas con nefelina normativa y también rocas peralcalinas han sido reportadas,

especialmente en los extremos oriental y occidental del CVTM (Robin y Nicolas, 1978; Robin, 1982b; Mahood, 1980; Nelson y Carmichael, 1984; Luhr y Carmichael, 1985; Negendank *et al.*, 1985; Nieto *et al.*, 1985; Nelson y Vivieres, 1986; Aguilar-Vargas y Verma, 1987; Besch *et al.*, 1988; Nelson y Hegre, 1990; Nelson y González-Cáver, 1992; Nelson *et al.*, 1995).

Las zonas de vulcanismo alcalino en CVTM han sido explicadas debido a heterogeneidades del manto producidas por venas o porciones que han ascendido del manto más profundo (Ferrari *et al.*, 2001; Petrone *et al.*, 2003). Estos procesos de ascenso del manto más profundo pueden haber sido producidos por desgarraduras de la placa oceánica que se está introduciendo hacia el manto y por cambios en su geometría (Ferrari *et al.*, 2002). El régimen tectónico dominante en el centro del CVTM está representado por estructuras orientadas en una dirección ENE, es decir oblicua a la trinchera con un ángulo de 15°.

Según Ferrari (2000) los rasgos más peculiares del CVTM son los siguientes: 1) la gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco; 2) la presencia de un vulcanismo alcalino tipo intraplaca (similar a los OIB) especialmente asociado al vulcanismo relacionado con la subducción; 3) la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera y; 3) la notable variación del ancho del arco.

Pasquarè *et al.* (1991) propusieron que el CVTM se puede dividir en tres sectores: occidental, centro y oriental (Fig. 1.6), con diferencias significativas en lo que respecta al tipo de vulcanismo y su composición química.

SECTOR OCCIDENTAL

Esta región esta limitada al este por el *rift* de Colima. El arco volcánico se sobrepone a la parte norte del Bloque de Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre

Occidental (SMO). El vulcanismo calci-alcalino y alcalino ha ocurrido en forma continua desde el Mioceno tardío (Wallace *et al.*, 1992; Moore *et al.*, 1994).

El BJ constituye un ensamblaje volcánico (andesítico-basáltico) tectono-estratigráfico del Cretácico tardío al Terciario temprano constituido por depósitos volcanoclásticos y secuencias sedimentarias marinas intrusionadas por plutones graníticos. La edad de las rocas volcánicas en el BJ está en el rango de 114 a 52 Ma (Gastil *et al.*, 1978; Wallace y Carmichael, 1989; Lange y Carmichael, 1991; Richter *et al.*, 1995; Rosas Elguera *et al.*, 1997). Las rocas plutónicas consisten de granitos, granodioritas y tonalitas, las cuales forman un batolito extenso al sur de Puerto Vallarta, y probablemente representan el basamento de todo el BJ (Ferrari *et al.*, 1999).

El vulcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos, como por centros monogenéticos basálticos.

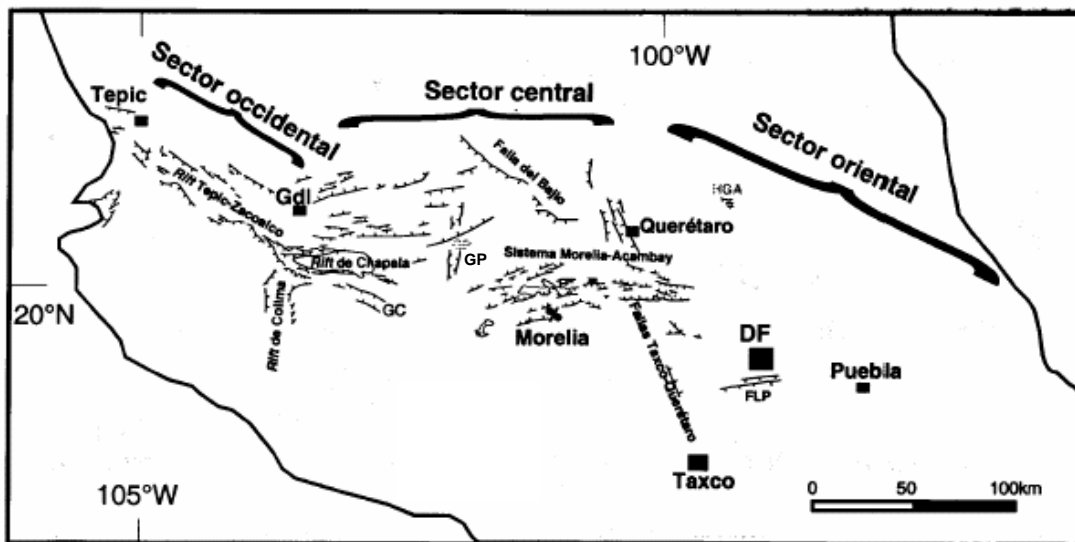


Figura 1.6. Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma (basados en Ferrari y Rosas-Elguera, 1999a; Ferrari *et al.*, 1999c; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998) que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana y sectores principales (Pasquarè *et al.* 1991). GC= Graben de Cotija; GP= Graben de Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla la Pera. Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental de la FVTM.

SECTOR CENTRAL

Está limitado entre el *rift* de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Ferrari, 2000), y comprenden al campo volcánico Michoacán-Guanajuato (se explicará más adelante), el cual está formado por centros volcánicos monogenéticos y volcanes escudo pequeños de composición basáltica o basáltico-andesítica. Los estratovolcanes están completamente ausentes, exceptuando al Tancítaro, y algunos otros de menor importancia.

SECTOR ORIENTAL

Esta región es ubicada al oriente del sistema Taxco-Querétaro. La mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición que va de andesítica a riolítica, alineados a lo largo de las estructuras corticales; mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica, representan sólo una pequeña fracción de volumen de magma emplazado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia, Ortega-Gutiérrez et al., 1996).

1.5.2 Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG)

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato comprende de un total de 1040 volcanes, en un área de 40,000 km², ubicada en medio del estado de Michoacán y sur del estado de Guanajuato. Está formado por conos cineríticos, anillos de tobas, escudos volcánicos, estratovolcanes, domos de lava, maars y conos de lavas.

Del total de volcanes del CVMG, 901 son conos cineríticos y conos de lavas, 43 domos de lava, 22 maars o anillos de tobas, 13 pequeños escudos volcánicos y 61 flujos

de lava que no tienen asociación evidente con los conos. Se cree que estos volcanes son de corta vida y nunca son reactivados (i.e. son monogenéticos Hasenaka y Carmichael 1986).

En cuanto a la edad de los 1040 aparatos que integran el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, con base en sus características geomorfológicas y fechamiento de C^{14} , 60 volcanes son estimados de edad holocena, y 78 son estimadas más viejos de 40,000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985). Estos volcanes más antiguos sólo ocurren en el sureste medio del campo volcánico, y muestran alineamientos locales (NE), que son paralelos al movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norte América. En contraste, los alineamientos de E-W son encontrados en la parte norte del campo volcánico, y son subparalelos a las fallas normales E-W. Existen también aproximadamente 120 escudos volcánicos con un promedio de 13 km de diámetro (Hasenaka y Carmichael, 1986 a). Se ha encontrado que los conos cineríticos jóvenes varían en composición de basalto de olivino-augita a andesita de hornblenda y piroxenos, mientras que los volcanes viejos tipo escudo y los estratovolcanes son uniformemente andesitas (Williams, 1950).

Los alineamientos de volcanes orientados N50-70E son los más abundantes; esos están concentrados en la parte noreste al CVMG. En esta dirección los lineamientos volcánicos son generalmente confinados a las áreas donde se ubican los volcanes Parícutín y Jorullo, los volcanes no alineados son paralelos a fallas normales orientados en la dirección N60W (Williams, 1950; Demant, 1981).

La geoquímica de los elementos trazas para el vulcanismo monogenético del CVMG, indica que estos magmas tienen un origen asociados a subducción (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka *et al.*, 1994). Por otro lado, Johnson y Harrison (1990)

encontraron tres fracturas mayores alrededor del CVMG que forman el triángulo Michoacán, donde el volcanismo monogenético extenso es atribuido a la acción de un esfuerzo tensional.

Aproximadamente 120 volcanes escudo, de 4 a 14 km de diámetro, se encuentran a lo largo del campo volcánico, que debido a la disección que presentan, pueden ser clasificados como viejos, en comparación con los conos cineríticos (Williams, 1950).

El vulcanismo de conos cineríticos en el CVMG se extiende desde la actualidad hasta aproximadamente en 3 Ma. Este tipo de actividad se localiza a una distancia entre 200 km a 300 km de la trinchera, mientras que la más vieja, cuya edad es > 2.5 Ma, se encuentra a 400 km de la fosa cerca de la ciudad de Celaya (Hasenaka y Carmichael, 1985).

1.5.3. Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS)

La región de Valle de Santiago está caracterizada por un lineamiento NNW-SSE de cráteres de explosión, este lineamiento parece estar asociado a una zona de debilidad cortical o fractura, orientada en forma oblicua al patrón estructural del CVTM (Murphy, 1982). El lineamiento de Valle de Santiago forma parte de una zona de debilidad de carácter regional en el sector norte de CVTM que incluye a la zona de falla de Taxco-Querétaro (ZFQT). Estos lineamientos NNW-SSE interceptan los patrones estructurales más jóvenes ENE-WSW representados por el sistema Chapala-Tula (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999). Estas alineaciones de conos son oblicuas en dirección a las fallas regionales, así como el sistema Chapala-Tula y el sistema Oaxaca-Chapala (Johnson y Harrison, 1990).

En el área de Valle de Santiago se han realizado algunos trabajos relacionados a la formación de maares y anillos de tobas (Ordóñez, 1906; Silva-Mora, 1979; Murphy, 1982; Uribe-Cifuentes, 1992 y 2006). Murphy (1982) propuso una cronología preeliminar para la actividad volcánica en la región, y usando fechamientos K-Ar y estudios volcánicos estratigráficos ha identificado un periodo temprano de vulcanismo basáltico y andesítico, representado por numerosos volcanes pequeños (e. g. Cerros Los Cuates, El Tule, Blanco, Chapin, Haston, y La Batea; Fig. 1.2), seguido por un periodo que incluye la formación de los maares, así como varios conos cineríticos (e. g., Cerros La Mina y boardman). Fechados por K-Ar, las lavas de los maares tienen edades que varían de 1.18 ± 0.17 Ma (Maar San Nicolás) a 0.073 ± 0.024 Ma (Maar La Alberca) (Tabla 1). Ban *et al.* (1992) reportan edades K-Ar de 2.23 ± 0.23 Ma y 2.35 ± 0.25 Ma para lavas del Cerro Culiacán y Grande, respectivamente. Los fechamientos con K-Ar están resumidos en la tabla 1.

Morfológicamente, las rocas volcánicas del CVVS son situadas en una meseta ancha y plana que tiene una elevación aproximada de 1720 m. Las rocas del basamento no afloran en el área. Sin embargo fueron reportadas rocas plutónicas en forma de xenolitos. Estos son fragmentos accidentales de rocas profundas o de rocas que fueron arrancadas del conducto volcánico (Aranda-Gómez, *com. personal*, 2007), tanto en lavas basálticas como en depósitos piroclásticos de algunos maares. Las rocas intrusivas observadas son predominantemente diorita de biotita y hornblenda, y gabros de olivino (Murphy, 1982). Además Uribe-Cifuentes (2006), reporta xenolitos gabróticos y de granulitas, este último, con una edad modelo de Sm/Nd de 1.5 Ga, interpretada como corteza continental inferior de edad precámbrica.

TABLA 1. Resumen de la actividad volcánica en Valle de Santiago (modificado de Murphy, 1986; Oviedo-Padrón, 2005).

CRONOLOGÍA VOLCÁNICA			
	No	NOMBRE	EDAD Ma
VULCANISMO FORMADOR DE MAARES	35)	Maar La Alberca	0.073 ± 0.024
	34)	Lava Paredones	
	33)	Lava Rancho Unidos	0.19 ± 0.044
	32)	Hoyuela	
	31)	Hoya Estrada	0.27 ± 0.2
	30)	Hoya Cintora	
	29)	Hoya Blanca	
	28)	Hoya Solís	
	27)	Hoya Álvarez	
	26)	Maar Yuriria	
	25)	Maar El Puerto	
	24)	Maar El Grangenal	
	23)	Hoya San Nicolás	1.175 ± 0.166
	22)	Cerro Buenavista de Parangueo	
	21)	Cerro La Mina	
	20)	Maar San Manuel Quiriceo	
	19)	Maar La Mina	
	18)	Hoya Rincón de Parangueo	
	17)	Maar Santa Rosa	
	16)	Maar La Hoyita	
15)	Maar Gerónimo		
14)	Maar Magdalena		
13)	Cono de tona El Tepetate		
12)	Maar de Zempoala		
11)	Maar El Grangenal 2		
VULCANISMO BASÁLTICO-ANDESÍTICO	10)	Cerro La Batea	
	9)	Cerro San Andrés	
	8)	Cerro Haston	
	7)	Cerro Guantes	6.88 ± 0.2
	6)	Cerro Capulín	
	5)	Cerro Prieto	
	4)	Cerro Chapín	
	3)	Cerro Blanco	
	2)	Cerro El Tule	
	1)	Cerro Cuates	
Edades reportadas por Ban et al., 1992	a)	Cerro Culiacán	2.23 ± 0.23
	b)	Cerro Grande	2.35 ± 0.25
	c)	Santa Teresa	2.28 ± 0.07
	d)	C. Camatarán	1.17 ± 0.14

II. HIDROVULCANISMO Y VOLCANES TIPO MAAR

Hidrovolcanismo es un término que envuelve de manera amplia la interacción del agua externa (no magmática) con la actividad volcánica; sinónimos de este término son hidromagmatismo y freatomagmatismo (Wohletz y Heiken, 1992). El fenómeno natural es producido por la interacción magma, calor magmático con agua de origen externo.

El fenómeno físico del hidrovolcanismo pertenece a una clase de procesos físicos que están bien estudiados y que se conocen con el nombre de “*Fuel-Coolant Interactions (FCI)*” (Wohletz y Heiken, 1992). Este término se ha aplicado a todos los procesos volcánicos en los que el magma entra en contacto con un fluido cuya temperatura de vaporización es inferior a la temperatura del magma. Las FCI incluye todos los procesos desde el enfriamiento pasivo o tranquilo a aquellos de carácter explosivo en los que los dos materiales se mezclan e intercambian calor a velocidades catastróficas (Wohletz y Heiken, 1992). La figura 2.1 representa un sistema geológico hipotético en el cual el magma (fuel) explosivamente interactúa con sedimentos saturados de agua (*coolant*). Este proceso ocurre en estadios de: contacto inicial y desarrollo de fina capa de vapor, mezcla grosera de magma y agua o roca rica en agua, expansión y flujo de vapor y finalmente explosión y fragmentación fina del magma (Wohletz y Heiken, 1992).

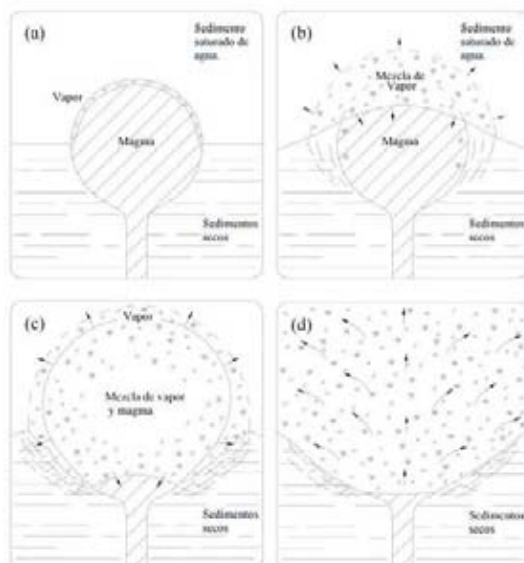


Figura 2.1. Situación hipotética de actividad hidrovolcánica somera (según Sheridan y Wohletz, 1983 a), en la que se muestra los estadios del contacto inicial del magma con sedimentos saturados en agua, crecimiento de la película de vapor, mezcla de magma con los sedimentos y expansión del vapor a alta presión en una explosión.

Wohletz (1986) describe como el desarrollo de las inestabilidades de Rayleigh-Taylor y Kelvin-Helmholtz controla las tasas de transferencia de calor y el tamaño de grano de los fragmentos de magma (Fig. 2.2). La interfase entre el agua (líquido y vapor) y el magma pueden ser inestables en el caso de que el fluido más ligero es acelerado hacia a través del más denso (magma). Las explosiones de vapor pueden producirse después de un período inicial de mezcla inestable de magma y agua por vaporización sobrecalentada (Fauske, 1973) o por detonación térmica (Board et al., 1975; Rabie et al., 1979).

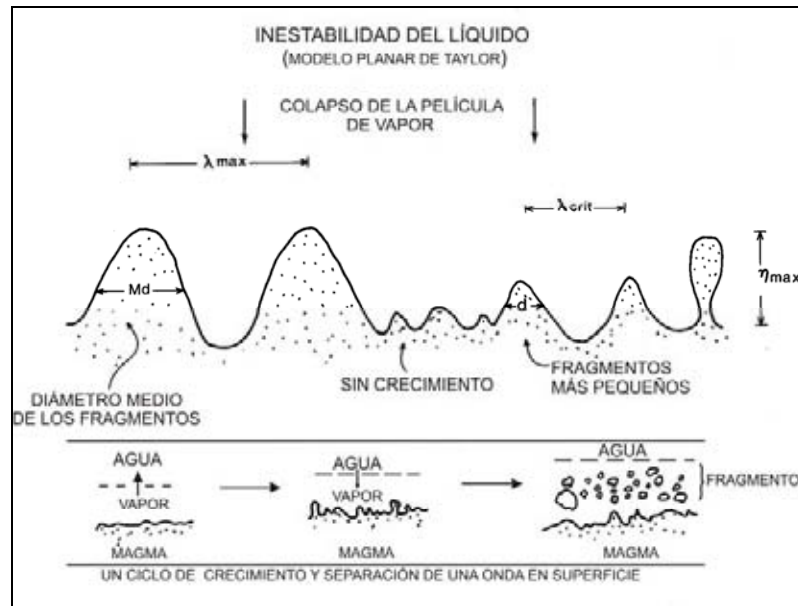


Figura 2.2. Esquema de una inestabilidad planar de Taylor en la interfase entre el magma y el techo de una película de vapor que se está desmoronando. El ciclo completo del crecimiento de la inestabilidad se muestra de abajo. Las oscilaciones en el grosor de la película de vapor transmiten suficiente momento al magma, de manera que su superficie se distorsiona en forma de ondas que crecen en amplitud (η_{max}) donde, debido a la tensión superficial, se separan para formar pequeños fragmentos de un diámetro de al menos $\lambda_{crit}/2$, siendo los tamaños más abundantes de un diámetro de $\lambda_{max}/2$ (Wohletz, 1986).

Para el caso del sobrecalentamiento, el agua calentada permanecerá en un estado metaestable de sobrecalentamiento previo a la vaporización homogénea hasta que alcance su temperatura de nucleación espontánea cerca de los 570 K (Reid, 1976). Una vez que la transferencia de calor provoca que la temperatura del agua supere los 570 K,

pueden producirse explosiones de vapor espontánea. Para el caso de la detonación térmica, una onda de choque se propaga (Fig. 2.3) de la mezcla grosera de magma y agua metaestable, produciendo la fragmentación fina del magma y la expansión súbita del vapor en su estela. Durante la detonación térmica se necesita una combinación particular de densidades, tamaños de granos iniciales de los fragmentos de magma, coeficientes de arrastre y tensiones superficiales que permitan acelerar los fragmentos de agua y magma a velocidades tales que favorezcan la fragmentación del magma en un tiempo más corto que el necesario para que las dos fases puedan alcanzar la velocidad de equilibrio como consecuencia del choque (Marti y Araña, 1993).

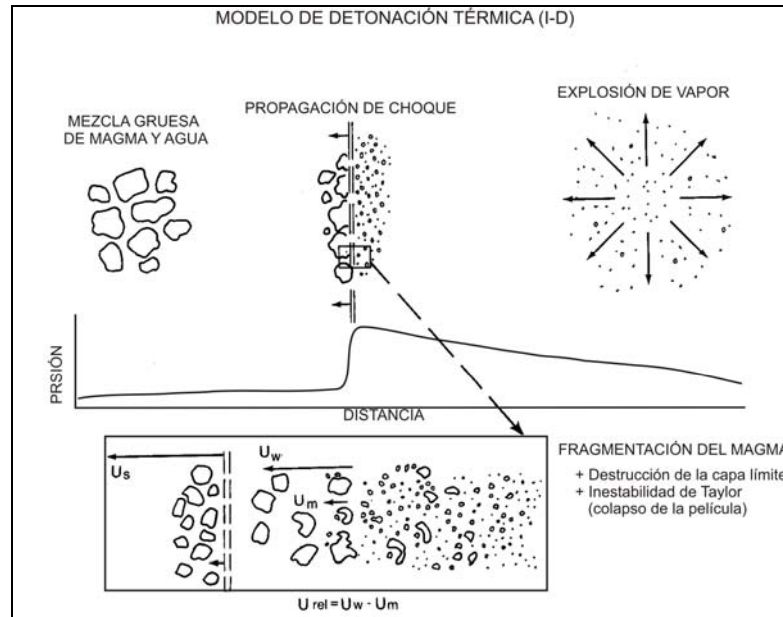


Figura 2.3. Ilustración de la fragmentación hidroclástica (según Wohletz, 1986), en la que se muestra una mezcla de fragmentos gruesos de magma y agua sujeta a una onda de choque que produce una fragmentación más fina en su estela con rápida vaporización de agua. La mezcla gruesa puede producirse por una fragmentación gradual del magma por inestabilidades de Taylor y Kelvin-Helmonhtlz que existen en las interfases de la película de vapor entre el magma y el agua añadida. Si esta mezcla se desarrolla antes de la vaporización espontánea del agua, una perturbación sísmica o expansión localizada del vapor pueden producir una sacudida que se propaga como untito de onda de detonación, produciendo lo que se conoce como “detonación térmica”. La sacudida o choque acelera diferencialmente el agua y los fragmentos de magma, de forma que la diferencia de velocidades entre ambos provoca una posterior fragmentación, a la vez que la transferencia de calor aumenta en diversos órdenes de magnitud. La vaporización espontánea de la mezcla finamente fragmentada produce suficiente expansión como para mantener la onda de choque. Los efectos disipantes de la divergencia tridimensional del campo de velocidad en la estela de la onda de choque tienden a amortiguar la onda de choque e interrumpir el proceso de detonación.

El tamaño de grano hidroclástico está en función de la relación de masas de agua y magma que han interactuado. Asimismo la textura a nivel de grano son indicativas del tipo de interacción, es decir, si esta fue pasiva, explosiva, extensiva o transitoria (Marti y Araña, 1993). En todos los casos, la tefra hidrovolcánica se distingue de la magmática por presentar un tamaño de grano mucho más fino. Microscópicamente, las formas y texturas de los granos también revelan características distintivas del hidrovulcanismo (Fig. 2.4). La estimación de la importancia de estos factores puede documentar la importancia de los mecanismos hidrovolcánicos (húmedos) y magmáticos (secos) en muestras procedentes con origen mixto. Las texturas de grano hidrovolcánico son indicativas del tipo de interacción agua / magma (húmeda respecto a seca; Wohletz, 1983).

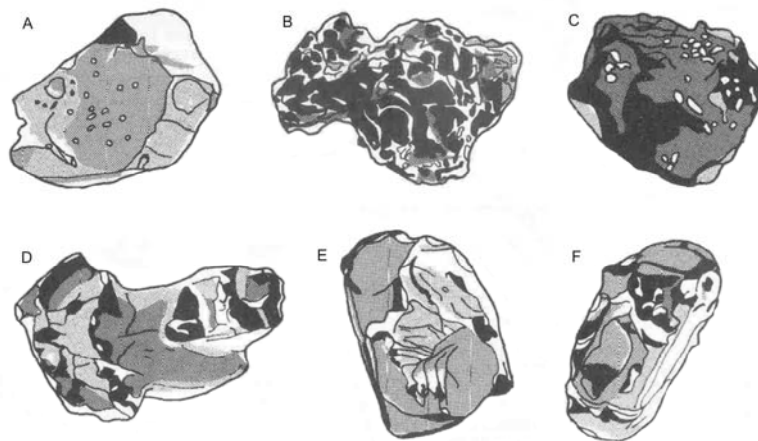


Figura 2.4. Esquemas de las texturas de grano resultante del hidrovulcanismo (según Sheridan y Wohletz, 1983a). Estas texturas incluyen: A) un característico fragmento vítreo compacto y equigranular (*blocky and equant*); B) un Vitroclasto vesicular con paredes de vesículas foliadas; C) un Vitroclasto aplastado; D) vitroclasto en forma de lágrima o fusiforme; E) un cristal compacto con superficies de fractura concoideas; y F) un cristal perfecto con una capa de vidrio vesicular.

No obstante, el estudio del tamaño y de la forma de los fragmentos hidrovolcánicos producidos experimentalmente también suministra una información importante sobre los mecanismos por los que el agua y el magma llegan a ponerse en contacto, condición necesaria para el intercambio explosivo de la energía térmica (Marti y Araña, 1993). Wohletz (1983,1986) describe en base al análisis granulométrico algunos de estos

mecanismos, muchos de los cuales están controlados por inestabilidades dinámicas que crecen en las interfases entre el magma y el agua. Las inestabilidades se desarrollan por diferencias de densidad, tensión superficial, viscosidad, y velocidad relativa del agua y magma. Algunas de las granulometrías características de la tefra experimental están indicadas en la fig. 2.5 y estas formas pueden interpretarse como mecanismos de interacción y mezcla (*mixing*), incluyendo formas compactas, formas fluidales convolucionadas e irregulares, esferas, cintas, y esquirlas en forma de uña o concha.

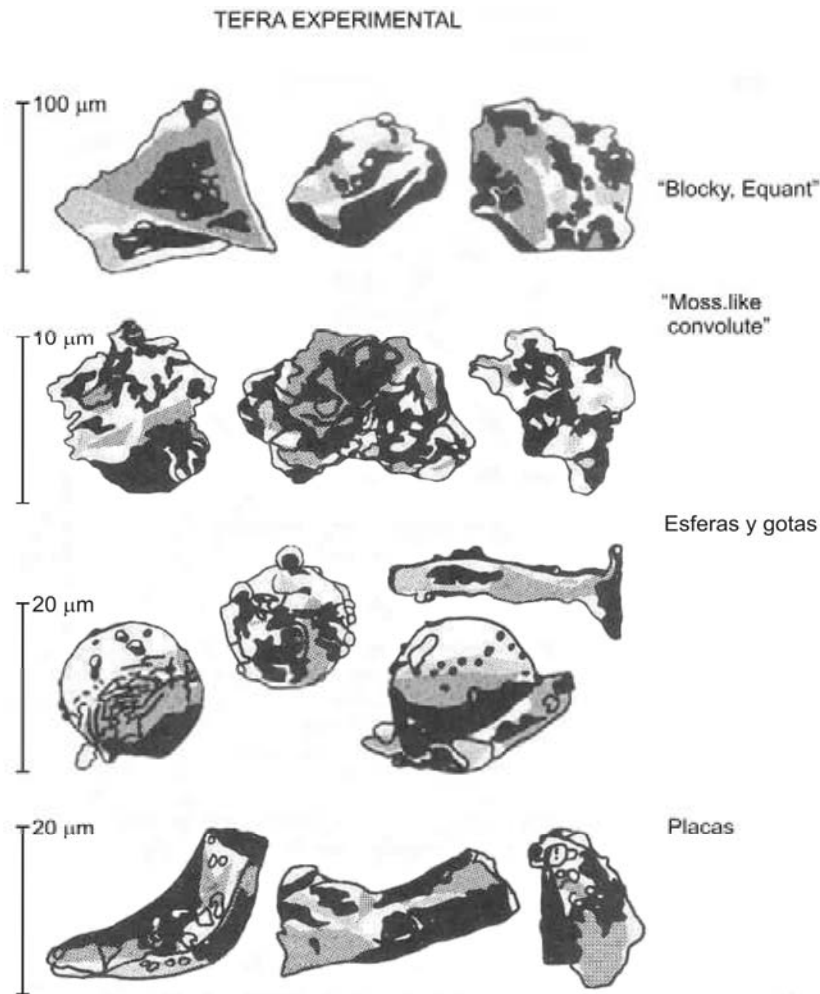


Figura 2.5. Esquema de los cuatro tipos de morfologías de grano observadas en los experimentos sobre hidrovulcanismo (Wohletz, 1983). Los granos con morfologías de tipo compacto (*blocky*) o de placa (*plate*) se cree que se generan por fractura frágil del fundido cuando éste está sometiendo a fuertes ondas de tensión. Las morfologías de tipo musgo (*moss*), gota y esféricas se producen probablemente por inestabilidades en las interfases agua-fundido (según wohletz y Heiken, 1991).

2.1 TIPOS DE ERUPCIONES HIDROVOLCÁNICAS

Las erupciones freatomagmáticas y freáticas forman parte del hidrovulcanismo (Wohletz y Heiken, 1992).

Erupciones Freáticas.- estas ocurren durante el ascenso del magma a la superficie cuando este entra en contacto con rocas del subsuelo impregnadas en agua. Se origina entonces una enorme cantidad de vapor que se acumula a gran presión y puede provocar explosiones donde no hay participación ni fragmentación directa del magma activo. La vaporización de esta agua produce la fragmentación de las rocas confinantes, por lo tanto, los depósitos están compuestos solamente por fragmentos líticos accidentales. Esta última variedad eruptiva ha sido también denominada ultravulcaniana (Mercalli, 1907), aunque este término es ahora poco usado. Las estructuras construidas son conos de tobas, anillos de tobas y maares.

Erupciones freatomagmáticas.- se producen por el contacto explosivo entre el magma y grandes cantidades de agua, ya sea agua subterránea o proveniente de lagos u océanos. Los productos originados por este mecanismo son fragmentos sólidos o viscosos tanto de lava nueva (material juvenil) como de roca encajonante. La naturaleza de su actividad explosiva se manifiesta con los depósitos de oleadas, flujos piroclásticos y caídas. El material dominante en este caso consiste en escoria o pómez, ceniza vítrea, material accesorio, y bloques accidentales. Las principales estructuras formadas son conos de tobas, anillo de tobas y maares.

Erupciones freato-plinianas.- son erupciones freatomagmáticas en que en términos de área de dispersión, volumen y cálculos de alturas de columnas de erupción, sus depósitos son similares a los plinianos. Sin embargo su extrema fragmentación debida a la interacción agua/magma, sobrepuesta a la fragmentación transmitida por la vesiculación

temprana, da una distribución de tamaños de grano más complejos y mucho más finos que el homólogo pliniano. Los depósitos son de composición silícica, de grano fino, aun cerca de la fuente, y son ampliamente dispersos, lo cual sugiere que fueron formados de una columna de erupción alta. Otras características como: horizontes de oleadas basales cerca de la fuente, unidades bien estratificadas y la presencia de lapilli acrecional indican que pueden ser producto de la interacción de magma con agua (Self y Sparks, 1978).

2.2 VOLCANES ASOCIADOS AL HIDROVULCANISMO.

Los cráteres hidrovolcánicos (*maar sensu stricto*, anillo de tobas y conos de tobas) son usualmente monogenéticos y son producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas. Son las segundas estructuras volcánicas en abundancia después de los conos de escoria (Cas y Wright, 1987).

Maar.- es un cráter volcánico cortado dentro de roca encajonante, por debajo del nivel general del relieve circundante y posee bordes bajos (*Fig. 2.6a*). El material piroclástico tiene tamaños variables. La altura del borde es de algunos metros hasta cerca de 100 m sobre el nivel topográfico anterior a la erupción. Los maares tienen cráteres con pendientes cercanas a la vertical y, por definición, la roca está expuesta por debajo de los depósitos piroclásticos formados durante la actividad hidromagmática (Lorenz, 1986).

Anillos de Tobas.- son cráteres volcánicos localizados en o sobre el nivel general del relieve anterior a la actividad freatomagmática. Están rodeados por un anillo compuesto de material piroclástico (toba o toba-lapilli) (*Fig. 2.6b*). Están aparentemente relacionados a actividad hidromagmática somera, ya que la energía de la explosión que les dio origen no es lo suficientemente fuerte para penetrar dentro de la roca pre-eruptiva. En los

depósitos de tefra asociados, las pendientes de sus capas son cercanas a la horizontal (Cas y Wriqth, 1987).

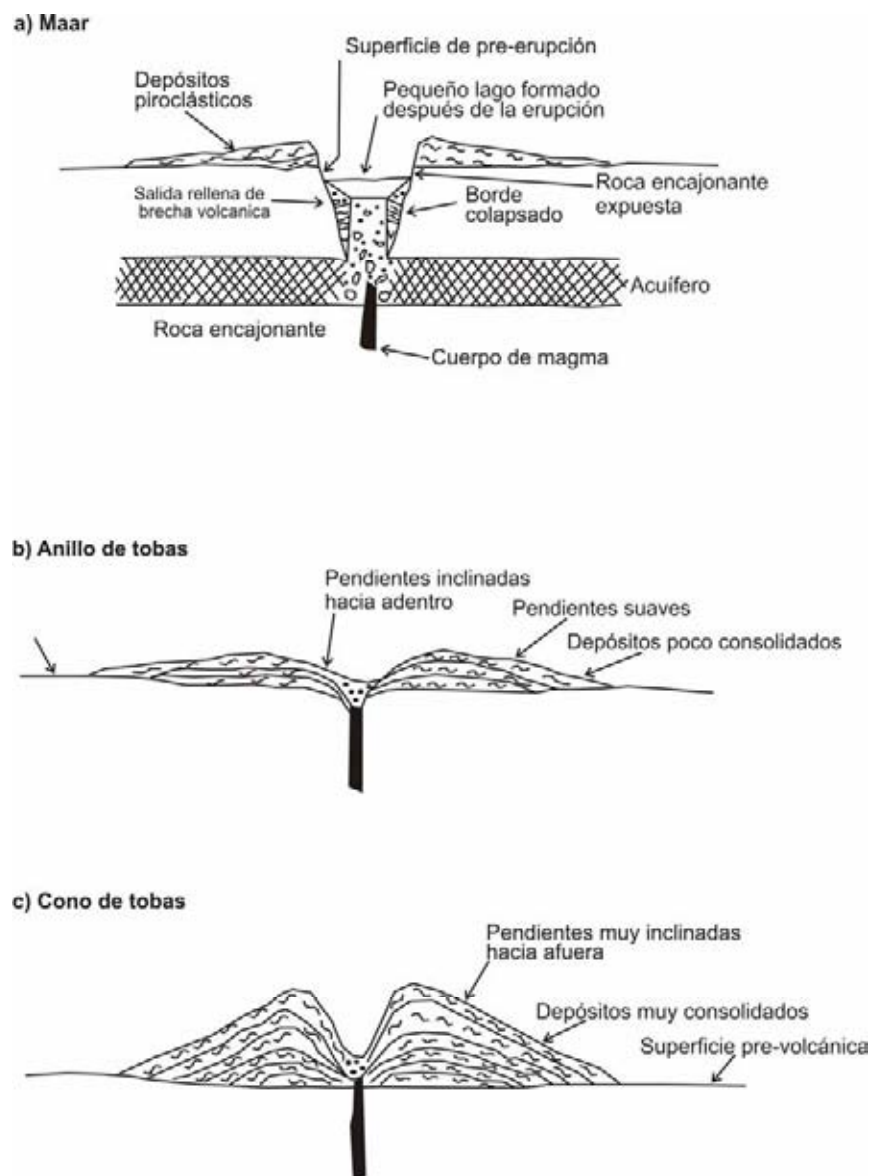


Figura 2.6 Comparación de las características morfológicas de los volcanes, resultado de procesos hidrovulcánicos (tomado de Cas y Wriqth, 1987).

Conos de Tobas.- los conos de tobas tiene bordes escarpados que llegan a alcanzar alturas de más de 300 m. Difieren de los anillos de tobas por tener cráteres relativamente

pequeños y porque la proporción altura / ancho de la base es mayor (Fig. 2.6c). Presentan capas con pendientes muy pronunciadas en las cuales muestran ángulos de estratificación de 20 a 25° cerca de la cresta del anillo (Cas y Wrigth, 1987).

Esencialmente se puede decir que los anillos de tobas y los maares son similares con la diferencia que los maares llegan a formar una diatrema como respuesta al mecanismo explosivo hidromagmático que les dio origen. En el caso de los anillos de tobas, lo poco profundo de la interacción del magma con el agua y grandes cantidades de ésta en el sistema no permite la formación de una diatrema (Lorenz, 1986). Los anillos de tobas y los conos de tobas son estructuras constructivas positivas formadas, arriba de la superficie pre-eruptiva. En los depósitos de tefra asociados a ellos el material volcánico existe en mayor proporción, que sería una característica que los diferenciaría de los maares (Tabla 2).

La morfología de los depósitos piroclásticos alrededor de los cráteres hidrovulcánicos está determinada por la naturaleza de las erupciones que los producen, principalmente la proporción agua / magma y la profundidad de interacción (Fig. 2.7), así como otros factores importantes como lo han señalado Sohn (1996) tales como el ambiente de depósito, tipo, nivel y litología del acuífero, resistencia de las rocas huésped, comportamiento del agua subterránea y propiedades del magma involucrado.

Tabla 2. Características de los volcanes hidromagmáticos (Cas y Wright, 1987)

	Maar	Anillo de tobas	Cono de tobas
Nivel del piso del cráter	Abajo del nivel general	Arriba del nivel general	Arriba del nivel general
Materiales magmáticos %	0-100	90-100	90-100
Pendientes internas	Inclinadas o verticales	Inclinadas	Inclinadas
Pendientes externas	Poco inclinadas	Poco inclinadas	Muy inclinadas
Diámetro del cráter	Grande	Grande	Pequeño
Volumen del cráter	Pequeño	Pequeño	Grande

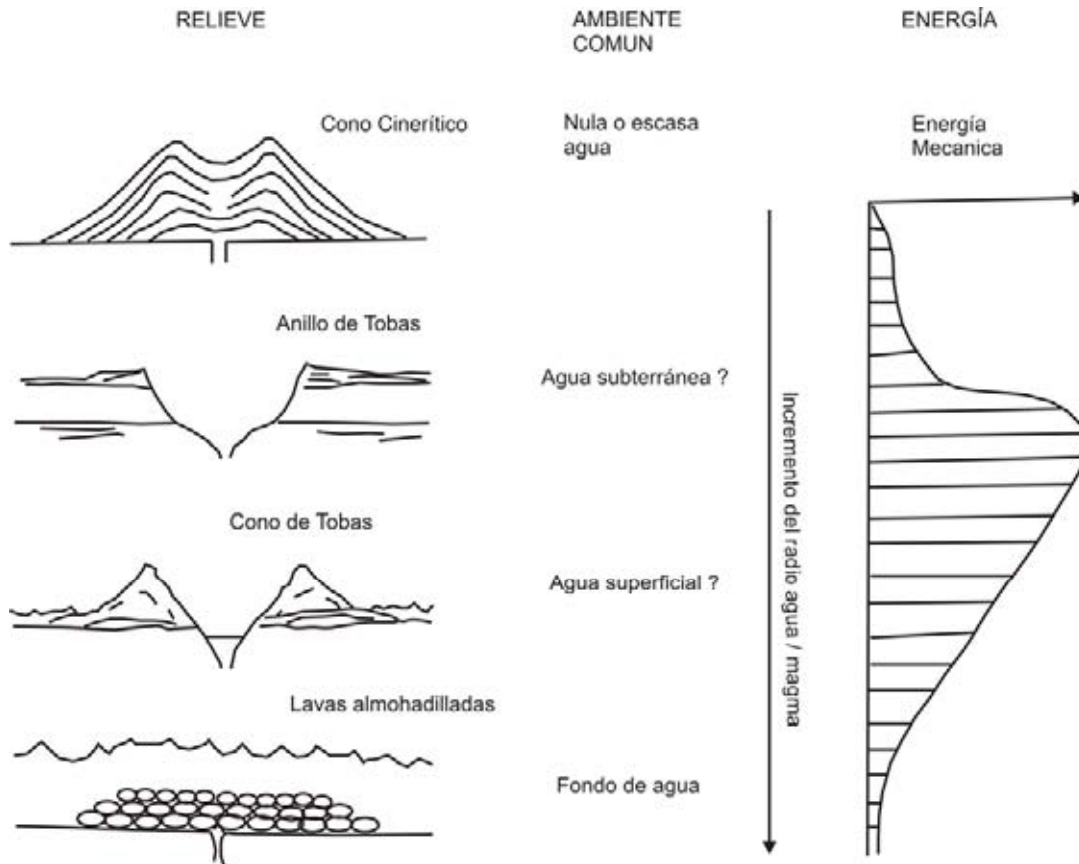


Figura 2.7 Ambiente geohidrológico contra tipo de estructura volcánica, en el que se muestra como varía la energía de explosión con el incremento de la proporción agua / magma (adaptada de Wohletz y Sheridan, 1983a).

2.3 TIPOS DE DEPÓSITOS

El hidrovulcanismo se caracteriza por formar depósitos de oleadas piroclásticas, (*surge*) en forma dominante, aunque los depósitos de caída son en ocasiones abundantes e incluso una mezcla de los procesos que las producen puede generar depósitos híbridos.

Las oleadas piroclásticas son flujos turbulentos con una baja concentración de partículas y alta proporción de gases con respecto a sólidos. Las oleadas fluyen sobre la superficie del terreno a velocidades altas (Cas y Wright, 1987) y pueden dividirse en: oleadas piroclásticas basales (*base surge*), oleadas de terreno (*ground surge*) y oleadas de nube de ceniza (*ash cloud surge*).

Oleadas piroclásticas basales (base surge).

Las oleadas piroclásticas basales se originan a partir de explosiones freáticas o freatomagmáticas, en la base de la columna de erupción. Estas se expanden rápidamente en forma radial o bien siguiendo la dirección de la oleada turbulenta. La condensación de vapores es una parte integral de este tipo de oleada, por lo que son generalmente húmedas, a menos que el calor extremo de la erupción evapore el poco contenido de agua. Tienen un contenido alto de fragmentos de diversos tamaños, es decir, están pobremente clasificados ($\sigma = 2.0$) aunque están mejor clasificados que los flujos piroclásticos y, a nivel de capa individual, presentan buena clasificación. Presentan una importante concentración de lapilli, de tipo escoriáceo, pobremente vesicular. Las secuencias piroclásticas depositadas por este tipo de oleadas se caracterizan por la gran diversidad de estructuras sedimentarias que se forman debido a las propiedades del sistema o mecanismos de transporte y depósito con que son emplazados. Las estructuras más comunes son: estratificación cruzada, estratos deformados por caída de impactos balísticos, laminaciones convolutas, deformación por peso de estratos suprayacentes, y relleno de canales (Fisher, 1987).

Oleadas de terreno (ground surge).

Este tipo de oleadas están asociadas a los procesos formadores de flujos piroclásticos, los cuales pueden tener varios orígenes: durante las explosiones, por colapso parcial de las columnas eruptivas y proyectadas desde el frente de avance de un flujo piroclástico. Pueden ser algunos metros de espesor, pero generalmente son de un metro o menos. Están pobremente clasificados, aunque mejor que las oleadas basales (Cas y Wright, 1987).

Oleadas de nube de ceniza (ash cloud surge).

Las oleadas de nube de ceniza se forman por encima de un flujo piroclástico, a medida que el gas y corrientes de ceniza fina son segregados del frente del flujo que está sujeto a procesos de fluidización y elutriación. Su energía es la misma que la de los flujos piroclásticos, pero se distinguen de los flujos debido a que estos generan una energía cinética interna; y tienen altas concentraciones de partículas. Se presentan como láminas delgadas de ceniza (solo algunos llegan a rebasar un metro de espesor), y son difíciles de preservar en el registro geológico. La granulometría es principalmente de grano fino, y solo rara vez contiene lapilli. Están mejor clasificados que las oleadas basales y las oleadas de terreno (Cas y Wright, 1987).

Cabe mencionar que las oleadas de terreno y las oleadas de nube de ceniza están íntimamente relacionadas a los mecanismos de emplazamiento de los flujos piroclásticos. En cambio, las oleadas piroclásticas basales están íntimamente asociadas a la actividad hidrovulcánica y a la formación de maares, anillos y conos de tobas (Wholetz y Heiken, 1992).

2.4 ESTRUCTURAS PRIMARIAS.

Los depósitos formados durante erupciones fratomagmáticas desarrollan una gran variedad de texturas y estructuras, debido a la amplia variedad de ambientes y explosividad que se dan debido a las variaciones de la proporción agua / magma (Sheridan y Wholetz, 1983). Quizás su rasgo más característico sea la aparición de estratos ondulados, lenticulares o estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 2.6) (Walker, 1971, Walker y Croasdale, 1971; Sparks et al., 1973; Fisher, 1979; Fisher et al., 1981; Fisher, 1984).

Otras estructuras típicas de erupciones freatomagmáticas son: laminaciones, estratificación convoluta, cruzada, lapilli acrecional, deformación pene-contemporánea, vesículas, estructuras de impacto, etc. (Fig. 2.6).

Estratificación y laminación.- los estratos están bien desarrollados y presentan espesores de algunos milímetros hasta decenas de centímetros. La abundancia de capas delgadas aparentes está relacionada a gran número de pulsaciones eruptivas cortas, característica de los depósitos hidroclásticos (Fisher, 1984).

Laminación cruzada.- es una estratificación interna que muestra un ángulo en el contacto entre las capas. Éstas se desarrollan por procesos de transporte turbulento, sujeto a cambios en la energía, duración y dirección de las oleadas, desarrollándose ondulaciones y dunas de varios tamaños. En ocasiones los depósitos piroclásticos son retrabajados por viento o agua, estas facies retrabajadas pueden ser diferenciadas de depósitos volcánicos primarios o sedimentarios (no asociados al fenómeno volcánico) por sus contactos gradacionales, continuidad lateral y asociaciones con capas de piroclastos que no han sido retrabajados (Fisher, 1984).

Lapilli acrecional.- es frecuente encontrarlos en muchos depósitos de ceniza de grano fino originados por oleadas. No se puede considerar que sea una evidencia concluyente de que se hayan originado durante erupciones hidroclásticas, pero son comunes en depósitos de caída de grano fino, en donde la humedad proviene de lluvia que muchas veces acompañan a las erupciones piroclásticas (Fisher, 1984). La abundancia de lapilli acrecional en tefra hidroclástica podría ser debida a tres factores: (a) abundancia de agua y vapor en la columna de erupción, (b) abundante producción de tefra de grano fino en

erupciones hidroclásticas, y (c) transporte de oleada basal, dejando una depositación de partículas de grano fino cerca de la fuente (Fisher y Schmincke, 1984).

Deformación pene-contemporánea de sedimentos blandos.- las más típicas son la laminación convoluta, que consiste en capas plegadas, intercaladas entre estratos no deformados. Esto puede deberse a que las capas de piroclastos tienen una inclinación primaria.









<p>Dirección de transporte →</p> 	<p>Ondas con inclinaciones suaves con longitud de onda amplia, y baja amplitud que frecuentemente gradúan a capas laterales planares, y se encuentran como laminaciones en capas masivas de grano fino.</p>
	<p>Antidunas relativamente simétricas, que marcan una o más discontinuidades.</p>
	<p>Dunas festoneadas, con dirección de transporte perpendicular a la hoja.</p>
	<p>Laminaciones cruzadas que ocurren en grupos de estratos de 2 a 8 cm de espesor.</p>
	<p>Estructuras de Chute and Pool.</p>
	<p>Dunas.</p>
	<p>Antidunas con crestas redondeadas y discontinuidades internas.</p>
	<p>Laminaciones con ondulaciones senosoidales de corta longitud de onda.</p>

Figura 2.8 Morfología de estructuras comúnmente encontradas en depósitos de oleadas piroclásticas (Wohletz and Sheridan, 1979).

Clastos accidentales.- estos son fragmentos del sustrato geológico del volcán (rocas sedimentarias, metamórficas o plutónicas) volados en grandes explosiones. La forma y el tipo de clastos accidentales depende del tipo de roca encajonante y del sitio de fragmentación. Esto sugiere que la fragmentación e incorporación de rocas encajonantes ocurre durante la erupción. En maares y anillos de tobas, en donde la secuencia pre-volcánica es conocida, da información acerca de la energía de la explosión, y de la profundidad de las explosiones. Muchos maares y anillos de tobas contienen abundantes xenolitos o fragmentos de rocas ultramáficas de diferentes tipos que podrían ser derivadas del manto o de la base de la corteza.

Vesículas (burbujas de gas).- las vesículas son las más comunes en estratos de tobas hidroclásticas asociadas a maares (Lorenz, 1974). Se presentan como huecos subesféricos, generalmente menores a un milímetro, y muy rara vez exceden a un centímetro de diámetro. Son más comunes en estratos que presentan deformación de sedimentos blandos; esto debido a que son los que generalmente tiene más agua.

Estratos con "huellas de impacto".- son característicos en muchos volcanes tipo maar, anillos de tobas y conos de tobas. Algunos presentan pequeños microfallamientos y son originados por impactos balísticos. La deformación es comúnmente asimétrica en secciones estratigráficas paralelas a la trayectoria balística; en tanto que en secciones perpendiculares tiende a ser simétrica (Fisher, 1984).

Gradación.- los estratos con gradación son aquellos con cambios verticales progresivos en el tamaño de grano o densidad de los fragmentos dentro del mismo estrato. Los tipos más comunes son la gradación normal e inversa (Fig. 2.9A y 2.9B, respectivamente). También existen otros tipos de gradaciones, las cuales pueden indicar el desarrollo de

más de un distinto evento deposicional en un espacio de tiempo muy corto, o de pulsaciones dentro de un mismo evento deposicional (Fig. 2.9C y Fig. 2.9D).

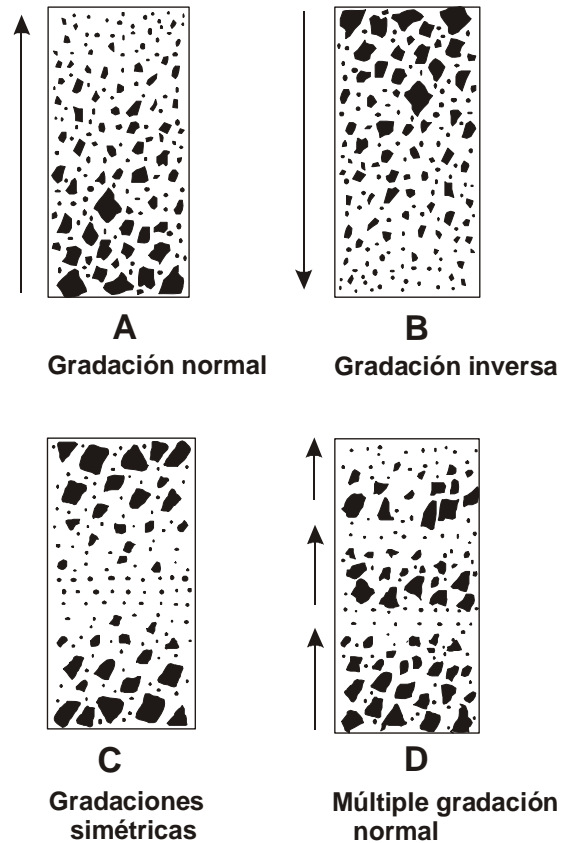


Figura 2.9 Diagramas esquemáticos de estratificación gradada y nomenclatura, modificado de Fisher (1984).

2.5 COMPARACIÓN ENTRE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS.

Es bien sabido que los depósitos piroclásticos se forman directamente por la fragmentación de magmas y roca por la actividad volcánica explosiva. Se pueden agrupar en tres tipos de depósitos de acuerdo a su origen, modo de transporte y depósito (Cas y Wright, 1987).

- Depósitos de Oleada Piroclástica
- Depósitos de Caída Piroclástica
- Depósitos de Flujo Piroclástico

Depósitos de oleada piroclástica.- una oleada es un flujo poco denso transportado a lo largo de la superficie del terreno en forma de dispersión gas / sólido, expansiva, turbulenta y baja en concentración de partículas (Cas y Wright, 1987). Se depositan en forma de mantos pero no están sujetos a un control topográfico, aunque tienden a acumularse en el fondo de los valles, (Fig. 2.10a). Este tipo de depósitos se forman principalmente en erupciones vulcanianas, plinianas e hidromagmáticas, presentan estratificaciones relativamente múltiples que indican flujos inestables con variaciones rápidas en la granulometría entre capas adyacentes y en la relación partícula / gas (Wohletz y Heiken, 1992).

Depósitos de caída piroclástica.- este se producen por la caída de material piroclástico a partir del desarrollo de una columna de eruptiva. Las columnas y nubes están compuestas por gas y tefra (término que se usa para designar todo el material suelto producto de las erupciones volcánicas) que ascienden a grandes alturas dentro de la atmósfera. La geometría y el tamaño de los depósitos están en función de la altura de la columna de eruptiva y de la dirección del viento al momento de la erupción. La variación a favor del viento estará controlada por el tamaño y densidad de granos. Los clastos grandes pueden seguir trayectorias balísticas, no son afectados por el viento, y se depositan en áreas cercanas al cráter. Otros depósitos de este tipo son las llamadas caídas de nube de ceniza, que son generados por procesos de elutriación en el frente de avance de flujos piroclásticos, estos tienden a dispersarse a más grandes distancias y a tener menor espesor que los depósitos de las cenizas asociadas a las columnas de erupción. Los

depósitos de caída también se distinguen por acumularse en forma de mantos (Fig. 2.10b) con espesores uniformes.

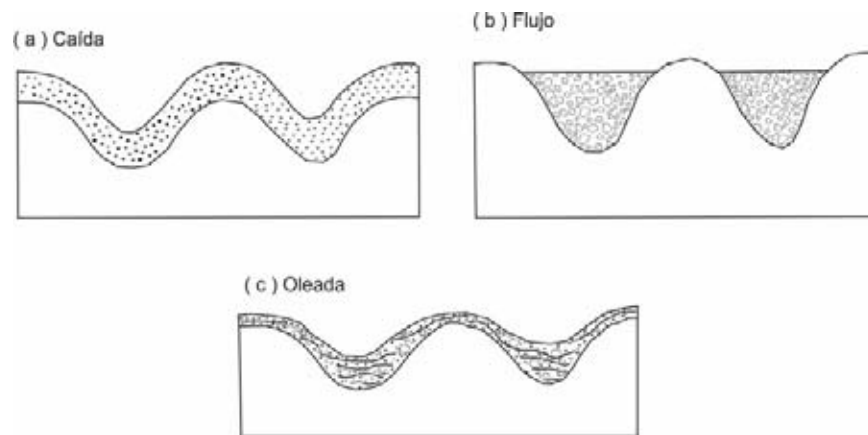


Figura 2.10 Esquema de los tres principales depósitos piroclásticos (Wright et al., 1980), a) depósitos de caída piroclástica; b) depósitos de flujo piroclástico; c) depósitos de oleada piroclástica.

Generalmente están relativamente bien clasificados y son masivos, aunque a veces presentan estratificación interna o laminaciones y gradación, debido a las variaciones en el comportamiento de la columna de erupción, pero nunca llegan a formar estratificación cruzada.

Depósitos Piroclásticos de flujos.- Son corrientes de densidad de piroclastos formados por una dispersión gas / sólido, con una alta concentración de partículas (Cas y Wright, 1987). En general, estos flujos se depositan bajo un fuerte control topográfico, generalmente son masivos (Fig. 2.10c), sin embargo algunas veces presentan ligera laminación interna y comúnmente, y en algunos casos presentan una ligera gradación, están pobremente clasificados, y generalmente son emplazados a temperaturas muy altas. Evidencias de esto es la piroconsolidación y deformación de esquirlas de vidrio y/o fragmentos de pómez, estos son parámetros muy importantes para poder distinguirlos.

III. METODOLOGÍA

El trabajo se dividió en las siguientes etapas: a) compilación y análisis bibliográfico, b) trabajo de campo, c) trabajo de laboratorio y d) procesamiento e interpretación de la información y redacción de la tesis.

3.1 COMPILACIÓN Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa consistió en la compilación de la mayor cantidad de información de la zona de estudio, desde el aspecto regional hasta lo que se pudiera relacionar directa o indirectamente con el cráter Hoya de Estrada. Se consultaron, a la par, publicaciones y libros acerca de los diferentes aspectos del hidrovulcanismo y procesos freatomagmáticos, como marco de referencia. Cabe mencionar que existe relativamente poca información sobre este tipo de fenómenos en México.

3.2 TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo consistió en el levantamiento y descripción detallada de las diferentes secciones estratigráficas expuestas en las laderas exteriores al cráter Hoya de Estrada, las secciones fueron elaboradas aprovechando los bancos de material existentes entorno al cráter. Para la descripción de campo se puso especial interés en las siguientes características del depósito: color; espesor de cada unidad diferenciable y de todo el conjunto; tipo de contacto entre unidades; estructuras (estratificación, bandeaminetos, laminación, estructuras de impacto, entre otros.); gradación; caracterización granulométrica; redondez y esfericidad de fragmentos, escorias y pómez; composición de fragmentos líticos y mineralogía; tipo de matriz (si la hay); tipo de depósito (oleada piroclástica, caída o flujo).

Una vez identificadas las características fundamentales del afloramiento, se procedió a tomar muestras representativas de los depósitos de acuerdo a su posición estratigráfica en cada una de las secciones medidas en campo. Esto se realizó de manera sistemática de acuerdo a las características de las capas, su espesor y continuidad estratigráfica.

3.3 TRABAJO DE LABORATORIO

El trabajo de laboratorio de separación granulométrica y análisis de componentes fue realizado en el laboratorio de vulcanología-sedimentología. El laboratorio de molienda y pulverizado fue empleado para el triturado y pulverizado de las muestras para los análisis geoquímicos; mientras que el laboratorio ultralimpio se utilizó para la preparación de muestras para la determinación de elementos traza. Asimismo se utilizó el laboratorio de laminación, en el cual se prepararon las láminas delgadas para su estudio petrográfico. Todos estos laboratorios están ubicados en el Centro de Geociencias, campus UNAM-Juriquilla. La determinación de los elementos traza se realizó en el LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM por la técnica de Fluorescencia de Rayos X.

3.3.1 GRANULOMETRÍA

Consistió en la separación granulométrica de las muestra recolectadas en el campo a intervalos de 1Φ , entre -6Φ y $<4\Phi$ (64 mm y $<1/16$ mm), por el método de tamizado vía seca. El material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza, con una exactitud de 0.01g.

Posteriormente se procedió a calcular el porcentaje individual por peso y el porcentaje acumulado de cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. Estos se llevaron a cabo mediante el uso del paquete de computadora Excel. Se construyeron curvas de frecuencia acumulativa en papel de distribución probabilística.

A partir de las curvas acumulativas de frecuencia construidas con los porcentajes individuales para cada muestra, se calcularon los parámetros de Inman, siguiendo los procedimientos recomendados por Cas y Wright, (1987), utilizando las siguientes formulas:

$Md \Phi = \Phi 50$ (Mediana)

$\sigma \Phi = (\Phi 84 - \Phi 16)/2$ (índice de clasificación)

$Md \Phi$ = es el valor representativo del tamaño promedio de una muestra cuando la dispersión de los diferentes tamaños de partículas es bajo, entonces el valor ofrece una mayor confiabilidad.

$\sigma \Phi$ = es la desviación estándar puede usarse como índice de clasificación de la muestra, e indica el rango de variación de tamaños en la misma.

Esto se hizo para determinar variaciones granulométricas (ver cap. IV) de las distintas unidades identificadas en las secciones estratigráficas alrededor del cráter de Hoya Estrada.

3.3.2 COMPONENTES

En esta etapa se utilizó un microscopio binocular para realizar el análisis de componentes, utilizando el material retenido en las mallas de la granulometría. Primeramente, se identificaron los componentes principales que integran los depósitos de Hoya Estrada, después se fue separando el material juvenil (pómez, riolita, enclaves de “basalto” en las riolitas) y líticos accidentales (andesita-basáltica, basalto poco vesicular, escoria basáltica, aglomerado, escoria oxidada y/o alterados). Se analizó el rango de tamaños de - 6 Φ a -1 Φ (64mm a 2 mm); límite en la cual fue imposible distinguir con certidumbre entre los distintos componentes encontrados. Para la fracción fina se

utilizaron cuarteadores en los que se tomaron aproximadamente un mínimo de 100 granos.

Una vez separados los diferentes tipos de material juvenil como de líticos accidentales, se procedió a tomar el peso de cada componente separado para cada clase de tamaño; estos datos son utilizados para obtener el porcentaje real de cada malla (en este caso para mallas que hayan sido cuarteadas, -3, -2, -1 Φ) mediante una regla de tres simple y posteriormente se obtiene el porcentaje total de cada muestra también mediante una regla de tres simple en la que hace una sumatoria total de los pesos de cada componente separado en todas las mallas y en toda la muestra, se hace al 100%, después se calcula el porcentaje de cada componente en la muestra y así sucesivamente para cada muestra.

Los porcentajes obtenidos de cada muestra recolectada en campo se grafican en el programa Excel, en el cual se grafica porcentaje de cada clase vs. clave de muestra en donde se observa la variación de los componentes (ver Cap. IV) de acuerdo a la posición estratigráfica para cada una de las secciones elaboradas en H. Estrada.

3.3.3 PETROGRAFÍA

El procedimiento para la preparación de láminas delgadas para estudio petrográfico consistió de la siguiente manera: se procedió a hacer cortes de la muestra y se obtuvo un testigo de aproximadamente 2 cm x 1.5 cm y 0.5 cm de espesor, posteriormente se hizo un desvaste del testigo obtenido con abrasivos de carburo de silicio de 320, 400 y 600 (40, 25 y 15 μm , respectivamente). Una vez desvastada la muestra se montó en un porta objetos con adhesivo sensible a la luz ultra violeta y se expuso la muestra en una lámpara UV aproximadamente 5 min., y cuando el testigo quedó sujeto al porta objetos, se procedió a hacer un corte de $\sim 300 \mu\text{m}$ en el equipo "Laminadora HILLQUIST", posteriormente se hizo un desvaste en cono de diamante hasta $\sim 60 \mu\text{m}$ de espesor, esto

se realizó en el mismo equipo (“Laminadora HILLQUIST”). Posteriormente se hizo otro desvaste y calibrado de la muestra a 30 μm con abrasivos de 25 y 15 μm , y después se hizo la limpieza de la muestra en equipo “ultrasonic”, después se recubrió la muestra con un cubre objetos y adhesivo sensible a UV. Por último se hizo una limpieza de residuos o adhesivos que pudieran haber quedado durante la elaboración de la lámina delgada.

3.3.4 MUESTREO, TRITURACIÓN Y PULVERIZADO DE LAS MUESTRAS

Los criterios utilizados en la selección de las muestras para los análisis geoquímicos fueron los siguientes: a) que las muestras no presentaran evidencias de alteración hidrotermal, intemperismo y/o metamorfismo, b) que fueran representativas de los depósitos o capas de las secciones elaboradas en campo.

La preparación de las muestras para los análisis geoquímicos fue llevada de la siguiente manera: en campo se recolectó un promedio de dos a tres kilogramos de muestra para oleadas y caídas piroclásticas y de cinco a 15 kg para roca (cono de escoria, diques). Las muestras de roca fueron descostradas en el campo con un martillo para geólogos normal de acero común. Si la muestra es grande se pasa primero por una sierra para poder cortarla en fragmentos más pequeños y se dejan secar, y ya en el laboratorio de molienda se proceden a triturar las muestras. Los fragmentos de roca que tenían un diámetro mayor que cinco centímetros, fueron fragmentados utilizando un marro de tres libras sobre una placa de acero hasta reducir la muestra a fragmentos con un volumen de aproximadamente cinco centímetros cúbicos. Una vez obtenida la roca triturada se procede a lavar las muestras con agua destilada hasta sacarle todo el polvo que pueda contener (esto es lavando varias veces desechando el agua cada vez), y se somete a un baño de ultrasónico con agua destilada por un tiempo de 15 min. Terminada esta etapa se desecha el agua y se le agrega agua desionizada para quitarle las

impurezas y contaminantes y, se vuelve a pasar en un baño de ultrasónico por el mismo tiempo. Una vez terminada se desecha el agua nuevamente y se pone la muestra a secar en un horno a una temperatura no mayor a 50° C.

Acabado este procedimiento se seleccionaron los fragmentos usando un microscopio binocular en un lugar limpio y fuera de polvo (laboratorio de ultralimpio) para no contaminar la muestra, y hacer una separación final con el objetivo de quitar fragmentos con algún tipo de impurezas (oxidación, residuos que hayan quedado durante la etapa de trituración de la muestra).

En el laboratorio de pulverizado se utilizó un plato y disco de alúmina (para no contaminar la muestra) en el cual se lava con agua normal y se enjuaga con agua destilada y después con agua desionizada, y posteriormente se le agrega acetona grado ultra puro y se deja secar con una lámpara de calor por alrededor de 20 min. Una vez seco el plato, se instala y se le agrega no más de 80 gr de silica y se monta en el *shaterbox* (pulverizadora) con un tiempo menor a 5 min. El material obtenido se desecha y se vuelve a lavar el plato (anteriormente explicado). Una vez listo el plato, se le agrega una muestra (30 gr) para pre-contaminar el plato se coloca en la pulverizadora por el mismo tiempo, el material resultante se vuelve a desechar. Y ahora si se le agrega una misma cantidad de muestra y se coloca en el *shaterbox* por el tiempo requerido, donde la partícula es reducida a un diámetro de 75 micras (200 mallas). Terminada esta etapa el polvo resultante se coloca en un frasco de vidrio o plástico debidamente tapado y etiquetado.

3.3.5 DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

La Fluorescencia de Rayos-X (FRX) es la técnica analítica de mayor aplicación para el análisis de elementos mayores y algunos elementos traza en materiales geológicos

(Verma et al., 1996). El espectrómetro de FRX que se utilizó para la determinación de los elementos mayores y algunos traza fue el de tipo secuencial dispersivo de longitud de onda marca SIEMENS SRS 3000, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM. Este espectrómetro secuencial de rayos X está equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras, utilizado en la determinación de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) de muestras de rocas, minerales, sedimentos y suelos. Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores y menores a 4% en elementos traza. En todos los casos las curvas de calibración han sido construidas con estándares emitidos por instituciones de reconocido prestigio internacional.

Preparación de Muestras para su análisis por Fluorescencia de Rayos X

El análisis de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas son preparadas mezclando un gramo de muestra en polvo con nueve gramos de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50 wt%). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5%Au y se calienta a 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de tres perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan dos gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado.

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PXC), lo cual se hace calentando a 1000°C por una hora, un gramo de muestra en "base seca", en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado.

El cálculo de la PXC es como sigue:

$$(\%) \text{ PXC} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

Preparación de muestras para su análisis por ICPMS.

Los análisis de elementos traza fueron realizados utilizando fusiones de metaborato/tetraborato de litio y medidos con un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS), utilizando un ICP-MS Termo X-series, este fue utilizado en el laboratorio de ultralimpo en el Centro de Geociencias de la UNAM. Los elementos que se determinaron con esta técnica son: Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, H, Ta, W, Tl, Pb, Th, U. El procedimiento químico de las muestras se describe a continuación:

1. *Pesado de las muestras:* se realiza en el laboratorio de calidad de aire 1000.

Como primer paso se limpió con un trapo húmedo el área alrededor de la microbalanza de precisión, para así eliminar cualquier polvo que este cerca de ella. Una vez limpio, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Una vez hecho esto, se coloca un vial de teflón de marca *Saville* con tapa de rosca, de capacidad de 15 y/o ocho ml, apoyando en una base de papel aluminio para evitar que los polvos se dispersen por efecto de estática. Una vez colocado el vial, se tara la microbalanza y se dispersa con una pistola antiestática para lograr una mayor estabilidad. Con la microbalanza en ceros se pesan entre 0.04950-0.05050 gr de una muestra. Después de obtener el peso, está se saca cuidadosamente y se le agregan dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo. Se cierra el vial y se coloca en un lugar separado y cubierto para que no se contamine.

2. *Digestión con ácidos:* todas las digestiones se realizan en un cuarto ultralimpo de calidad 300 bajo una campana de extracción y flujo laminar calidad 100. Para el ataque con ácidos se le agregaron a la muestra 0.5 ml de HNO₃ 8N (JT Baker

calidad Instra, ultrex o grado ACS destilado tres veces) y 1 ml de HF concentrado (destilado tres veces). Se cierra el vial y se coloca sobre una placa de calor a una temperatura de entre 110°C-120°C por toda una noche. Al día siguiente, digerida la muestra en HNO₃ y HF, se destapan los viales y se evaporaron los ácidos hasta que queden secos sobre una parrilla de calor ubicada dentro de la campana de extracción y flujo laminar calidad 100. La muestra evaporada no debe estar rodeada de gotas de solución. Estando seca (pasta blanca principalmente) se le agrega 15 gotas de HNO₃ 16N y se pone a evaporar nuevamente. Una vez evaporado el ácido (pasta amarilla), se le agrega nuevamente 15 gotas de HNO₃ 16N a la muestra, pero esta vez se destapa y se deja calentando por toda una noche a ~ 100°C, con la finalidad de convertir los fluoruros en nitratos. Diluida la muestra en HNO₃, se destapa el vial a manera que no queden gotas adheridas a este, se pone a evaporar, y una vez seco (pasta amarilla) se agregan 2 ml de HNO₃ 8N y 2 ml de DI-H₂O. Se cierra el vial y se pone a calentar por una noche a temperatura entre 100-120°C. Al día siguiente las muestras se encuentran en completa solución, entonces el vial es destapado tratando de que no queden gotas adheridas a la tapa. Para limpiar la posible muestra que pueda quedar se agrega 1ml de DI-H₂O al vial y limpiamos sus paredes para después vaciar la solución a una botella de plástico HDPE limpia de 125 ml.

3. *Dilución de las muestras en una solución estándar para el análisis por ICP-MS:* todas las muestras, estándares y blancos se diluyen en una proporción de 1:2,000 en una solución estándar de fabricación interna preparada con 10 ppb Ge, 5ppb In, 5 ppb Tm y 5 ppb Bi en 0.2N HNO₃, con el objeto de controlar la deriva en la intensidad de la señal y garantizar las concentraciones adecuadas para los límites de detección del instrumento.

IV. ESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN DE UNIDADES

4.1 INTRODUCCIÓN

El trabajo de campo se realizó en varias etapas. En primera instancia se realizó un reconocimiento del lugar, dentro y fuera del cráter, lo que sirvió para localizar los sitios en donde posteriormente se levantaron cinco secuencias estratigráficas (véase la localización en la figura 4.1) ubicadas alrededor del cráter (Sección E, NE, N, NW, W; incluyendo la primera sección que, realizada en un trabajo anterior por Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2004), fue revisada y actualizada en la presente tesis. El levantamiento de estas secciones se hizo con la finalidad de conocer la distribución de los depósitos y su posible variabilidad, lo cual tiene implicaciones en la evolución del volcán. En estas secciones se llevó a cabo la descripción y muestreo detallado de las unidades y capas que las integran. Cabe mencionarse que el estudio de estas secciones fue facilitado debido a su fácil acceso, ya que los afloramientos corresponden a bancos de materiales.

La figura 4.1 muestra la geología de H. Estrada y sus alrededores, en orden cronológico. Estrada es el más antiguo con base a observaciones estratigráficas realizadas en campo, una vez terminada la erupción en H. Estrada hay un tiempo de reposo en la zona la cual es representada por un paleosuelo (de acuerdo al afloramiento de la sección E), a éste le sobreyace un horizonte de caída de escorias que por la cercanía se sugiere provenga de un cono de escorias ubicado al ENE de H. Estrada. Posteriormente a este horizonte de escorias le sobreyace un depósito de oleada piroclástica que se cree proviene de H. Blanca (ubicada al sur) también por la cercanía con Estrada, además en el trabajo Peñaloza-Turrubiates (2005) menciona que Hoya Estrada es más antiguo que Hoya Blanca por las relaciones de campo (líticos accidentales de composición félsica provenientes de Hoya Estrada encontrados en H. Blanca) y por las edades obtenidas para Estrada de 0.247 ± 0.02 Ma mediante la técnica ^{40}Ar - ^{39}Ar . Hacia la parte NNW de Estrada se observa un paleosuelo a nivel de

afloramiento, suprayaciendo a los depósitos de Estrada, posteriormente se tiene un horizonte de caída de escorias seguido de un depósito de oleada piroclástica, sobreyaciendo a éste un depósito de salpicadura (*spatter*) que se cree provenga de la actividad eruptiva que tuvo Hoyela.

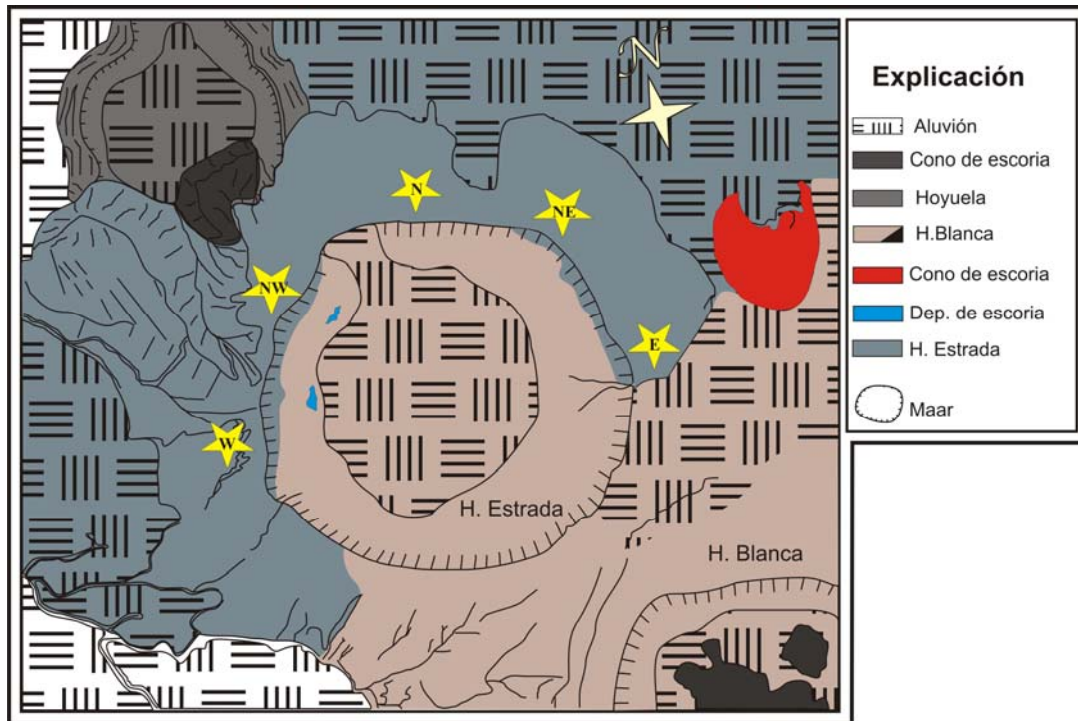


Figura 4.1 Mapa Geológico del Cráter Hoya Estrada, donde se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas.

En este trabajo se utilizaron los términos arena, grava, etc., que normalmente son empleados para designar el tamaño de partículas de origen epiclástico o epiclástico-volcánico (material retrabajado, *Tabla 3*). Además se utilizó la nomenclatura y espesores de estratificación de los depósitos con la finalidad de tener una mayor precisión en la descripción de las secuencias estratigráficas (*tabla 4*).

Por otra parte en este trabajo se emplearon los términos juvenil (o esencial) y lítico accidental que según Fisher y Schmincke (1984), se le llama piroclastos juveniles a aquellos que son derivados de la erupción del magma y consisten de partículas infladas o densas de magma enfriado. Los fragmentos accidentales son derivados del basamento

subvolcánico y por lo tanto podrían ser de cualquier composición. Para el caso de Hoya Estrada el material juvenil encontrado es: pómez gris, pómez gris oscuro, pómez bandeada, fragmentos de lava riolítica y enclaves de magma máfico encontrados en las pómez y en los fragmentos de lava riolítica. Los líticos accidentales encontrados en H. Estrada son: oxidados (escorias y basaltos) y/o alterados (fragmentos que no se pueden distinguir por el grado de alteración que presentan), andesitas-basálticas, basalto vesicular alterado y escoria basáltica.

Tabla 3. Terminología empleada para describir el tamaño de grano de depósitos piroclásticos y epiclásticos (para rocas piroclásticas modificado de Fisher, 1961; Fisher, 1982; Fisher & Schmincke, 1984 y para sedimentarios Pettijohn, 1980).

Tamaño de clasto (mm)	Piroclasto	Equivalente Sedimentario	Depósito piroclástico	
			No Consolidado	Consolidado
256	Bloque		Aglomerado	Aglomerado
128	Bomba		Capa de bloques o bombas y bloques	Brecha piroclástica
64	Lapilli muy grueso	Grava muy gruesa	Estratos o capas de lapilli	Lapillistone
32		Grava gruesa		
16		Grava media		
8		Grava fina		
4		Grava muy fina		
2	Ceniza Gruesa	Arena muy gruesa	Ceniza Gruesa	Toba Gruesa
1		Arena gruesa		
0.5		Arena media		
0.25		Arena fina		
0.125		Arena muy fina		
0.062	Ceniza fina	Limos	Ceniza fina	Toba fina
0.031				
0.015				
0.007				
0.003		Arcillas		
0.001				

Tabla 4. Nomenclatura y espesores de estratificación (según Fisher y Schmincke, 1984).

Nombre	Espesor (cm)
Estratificación muy gruesa	> 1 m
Estratificación gruesa	30-100 cm
estratificación media	10-30 cm
Estratificación delgada	3-10 cm
Estratificación muy delgada	1-3 cm
Laminación gruesa	0.3-1 cm
Laminación delgada	< 0.3 cm

4.2 DEFINICIÓN DE UNIDADES DE ROCA, MIEMBROS Y HORIZONTES

La estratigrafía de las secciones fue dividida en este trabajo en dos unidades principales (inferior y superior) las cuales están perfectamente separadas por una discordancia ondulante. Esta división es más simple que la originalmente propuesta por Cano y Carrasco (2004) que consistía en cinco unidades. Cabe mencionarse que en ninguna de las secciones aflora la base del depósito piroclástico asociado a la formación del cráter de la Hoya Estrada. Algunas secciones presentan depósitos posteriores a la actividad freatomagmática como en la sección este y noroeste y en otros casos solo hay un suelo inmediatamente después de la secuencia hidrovolcánica. A partir de las secuencias estratigráficas estudiadas en campo se elaboró una sección compuesta, la cual se considera que representa, de manera general, los eventos que caracteriza la evolución de esta estructura hidrovolcánica.

La unidad inferior está muy bien representada por la base de la sección este, ya que en esta sección se presenta la mejor exposición de los depósitos piroclásticos, a diferencia de las demás secuencias encontradas. Esta se localiza en el flanco oriental del cráter. Por su parte, la unidad superior está bien expuesta por la parte superior de la sección oeste. Cada unidad está constituida por diferentes miembros, así la unidad

inferior consta de los miembros A, B y C, y está caracterizada por secuencias de oleadas piroclásticas endurecidas, con algunas intercalaciones de capas masivas de lapilli grueso, sin matriz, compuesto por material juvenil (riolita y pómez riolítica) y líticos accesorios (andesitas, basaltos, escorias, clastos alterados u oxidados (escorias y basaltos)). Las oleadas están compuestas por material fino (tamaño de ceniza a lapilli fino), con presencia de lapilli acrecional, estructuras de impacto balístico y estratificación de ondulante a cruzada. Mientras que la unidad superior constituye los miembros D, E y F, y está compuesta por capas masivas de lapilli medio a grueso, con algunas intercalaciones de capas delgadas, finas, endurecidas, algunas veces presentan depresiones de impacto balístico y estratificación ondulante (oleadas basales). Además se caracteriza por tener en la parte basal material juvenil (riolita y pómez riolítica) con pequeñas enclaves de basalto, las cuales son más abundantes hacia la parte media y superior de esta unidad. Asimismo cada uno de estos miembros y su vez incluyen diversas capas individuales (Fig. 4.2). A continuación se describen las unidades de manera detallada:

UNIDAD INFERIOR

Está constituido por tres miembros (A, B y C) con espesores medidos de 7.42, 6.56 y 10.28 m respectivamente. La subdivisión de esta unidad se hizo en base a tamaños de grano, es decir, el miembro A en general se caracteriza por tamaño de grano fino, el miembro B por tamaño de grano grueso y C por tamaño de grano fino. Las características se describen a continuación:

Miembro A

El miembro A está compuesto por varios horizontes, de los cuales se tomaron las muestras HE- 041-Aa, Ab, Ac y Ad (Fig. 4.2). Consta de una secuencia de capas limo-

arcillosas a arenosas algunas con lapilli acrecional, depresiones de impacto y relleno de canal, presentan laminaciones internas y ondulantes (oleada basales). En la secuencias hay intercalaciones de gravas gruesas, compuestas por pómez riolítica y líticos accidentales. En general se considera que la selección es buena, aunque en la secuencia incluye algunos clastos líticos de hasta 10 cm de diámetro. Este miembro ha sido dividido en parte inferior, medio y superior, debido al contraste en el tamaño de grano y al carácter endurecido de la parte inferior y superior.

La parte inferior del miembro A presenta un predominio de capas limo-arcillosas endurecidas de color café a oscuro (oleada piroclástica, Fig. 4.3a), que van desde laminadas a masivas, compuestas principalmente de vidrio y esporádicos líticos accidentales, con presencia de lapilli acrecional en algunas capas. Intercaladas a estas se presentan capas de arena gruesa compuesta por pómez riolítica y algunos líticos accidentales. El contacto de la base de la secuencia no fue observado.

La parte media de este miembro está compuesta por capas de 18 a 30 cm de espesor de grava gruesa con clastos líticos de hasta 10 cm de diámetro de color gris oscuro, bien seleccionadas pero con pocos fragmentos de pómez. Estas capas están intercaladas con capas limo-arcillosas con una estratificación ondulante que contienen clastos grandes esporádicos.

La parte superior está compuesta por capas de arcillosas a arenosas (oleadas) con presencia de pómez y líticos accidentales esporádicos, algunas aumentan lateralmente de espesor desde cinco hasta 10 cm, se presentan algunas estructuras tales como: dunas, relleno de canal y algunos acuñaientos de capas (Fig. 4.3 b).

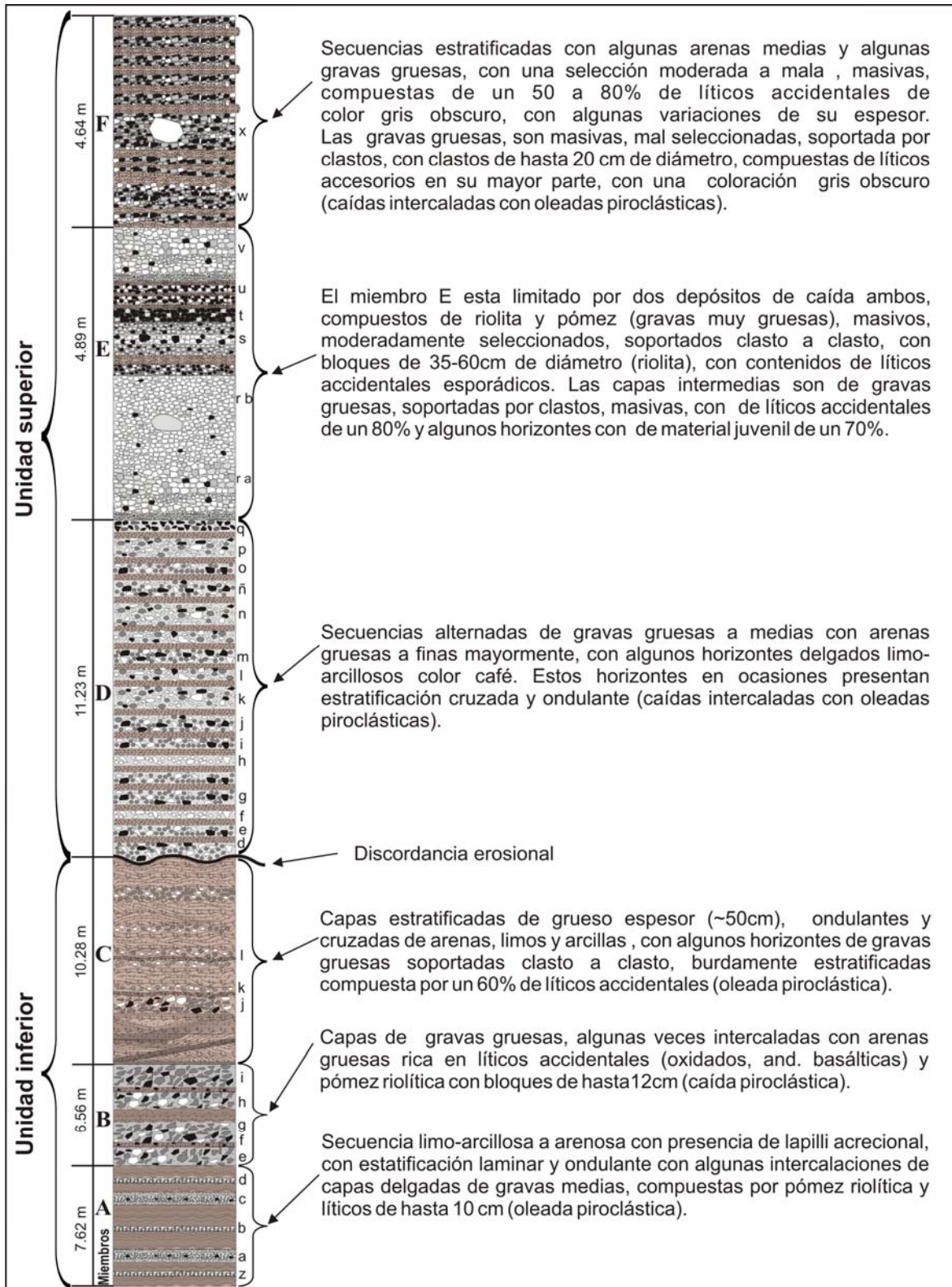


Figura 4.2 Sección estratigráfica compuesta de la secuencia piroclástica cercana a la Hoya de Estrada.

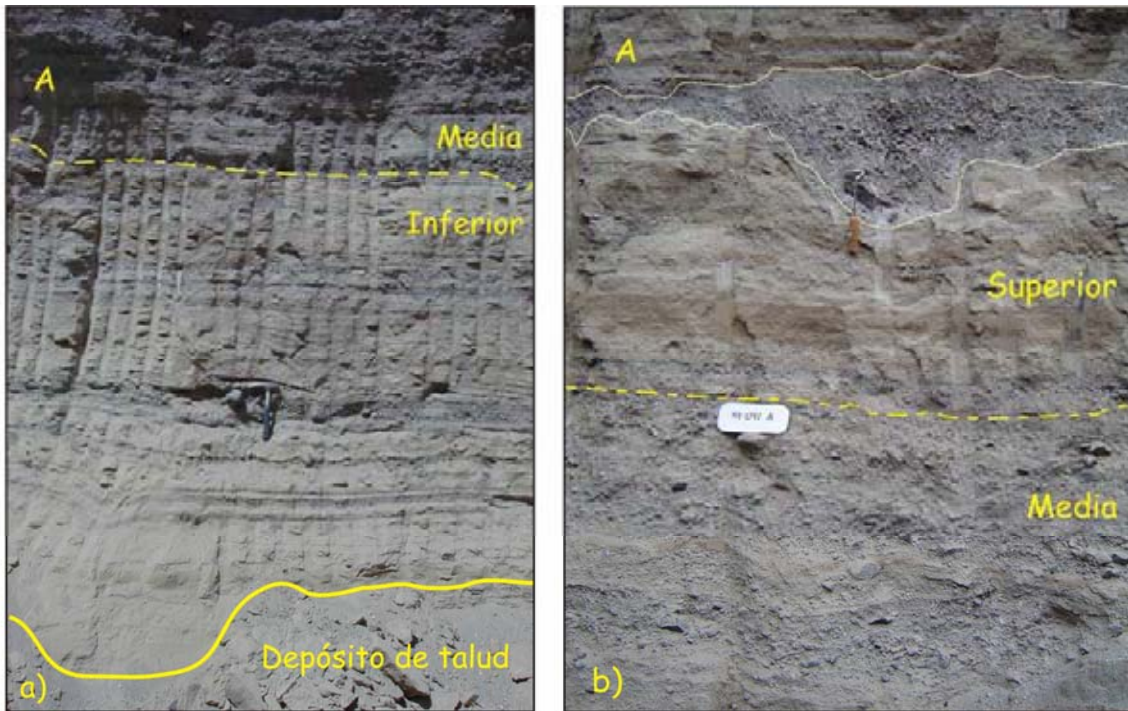


Figura 4.3 a) Capas de depósitos de oleada piroclástica con tamaño de grano equivalente a limo y arcilla expuesta en la parte inferior del miembro A, b) Estructura de impacto balístico y relleno del mismo por caída piroclástica en la parte superior del miembro A. La línea punteada es una subdivisión de un mismo miembro.

Miembro B

El miembro B tiene un espesor de 6.56 m y está compuesto por horizontes de las cuales se tomaron muestras en diferentes niveles estratigráficos (HE-041-Be, Bf, Bg, Bh, Bi; Fig. 4.2). Los horizontes están compuestos por capas de grava gruesa, algunas veces intercaladas con arena gruesa. Presenta una estructura que varía de masiva a estratificación laminar, rica en líticos accidentales y menor cantidad de pómez, con bloques de líticos accidentales de hasta 12 cm (caída piroclástica, Fig. 4.3b), con clastos alargados de hasta 14 cm y los clastos de la pómez con tamaños que varían de 1.5 - 2 cm hasta 10 cm.

En el contacto de la unidad B con la A, se presenta un cambio brusco, comenzando con un capa de grava gruesa, mal seleccionada con algunos bloques de hasta 12 cm, rica en líticos alterados y pómez pequeñas con una estratificación interna burda (difusa) y seguida por capas laminadas delgadas de grava y arena gruesa, con predominancia de líticos accidentales y menor contenido de pómez.

Sobreyaciendo a esto, se tienen capas con estratificación laminar, delgadas de arena (en ocasiones, con estratificación cruzada, Fig. 4.4a) y menor contenido de clastos del tamaño de grava; le sigue una capa bien seleccionada con estratificación burda de grava y arena gruesa, que incluye clastos alargados de hasta 14 cm, todo soportado por clastos (caída piroclástica).

Le sobreyace una capa de grava gruesa rica en líticos accidentales (predominancia de oxidados) y con pocos fragmentos de pómez (Fig. 4.4b), que van de 1.5 a 2 cm hasta 10 cm, y son de forma angulosa. También se presentan capas de grava gruesa con estratificación laminar con muchos líticos oxidados (caída piroclástica).

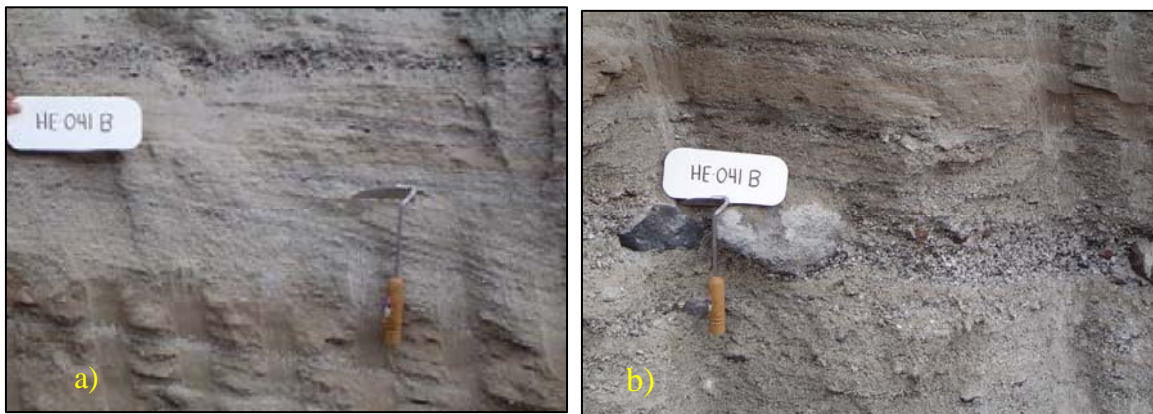


Figura 4.4 a) Estratificación cruzada de la parte media del miembro B. La dirección de movimiento es de izquierda a derecha, b) lítico de hasta 12 cm de diámetro en un horizonte de gravas gruesas con líticos oxidados, de la parte superior del miembro B.

Miembro C

Este miembro, al igual que el anterior, está dividido en varios horizontes, tiene un espesor de 10.20 m, en donde se tomaron las muestras HE-041-Cj, Ck y Cl (ver ubicación Fig. 4.2). Presenta capas estratificadas (ondulantes y cruzadas; oleada piroclástica) de fragmentos de vidrio riolítico y cristales con un tamaño de grano de limo y/o arcilla, además de líticos accidentales (en menor proporción), con algunas capas de grava gruesa soportada clasto a clasto, burdamente estratificadas, compuestas principalmente por líticos accidentales y menor contenido de fragmentos de pómez y lava riolítica.

En la parte inferior del miembro C, se presentan capas finas limo-arcillosas (oleadas) compuestas principalmente de vidrio riolítico y en menor proporción líticos accidentales, separadas por dos capas delgadas de grava compuestas predominantemente por líticos accidentales, seguidas por capas estratificadas de grava y arena gruesa (tabla 3) de color gris compuestas por pómez y riolita con algunos clastos de hasta 15 cm. Las capas arenosas compuestas de pómez y riolita y en menor proporción líticos accidentales, presentan una estructura laminar y están bien seleccionadas, en la parte superior son de color café claro y presentan estratificación cruzada. Estas capas en ocasiones presentan estructura de relleno de canal (ver Fig. 4.5 a).

En la parte media del miembro, se presenta una capa de grava gruesa compuesta principalmente de líticos accidentales y en menor proporción riolita y pómez, mal seleccionada, de color gris, soportado clasto por clasto y muestra una estratificación burda. Sobreyaciendo aparecen capas estratificadas de arena fina de color café (oleadas), compuestas predominantemente de fragmentos de vidrio riolítico y cristales, intercaladas con capas de grava mediana de color gris, compuestas principalmente de líticos accidentales y en menor proporción pómez y riolita.

En la parte superior, se presenta una capa arenosa compuesta por una predominancia de fragmentos de pómez y riolita y menor contenido de líticos accidentales, bien seleccionada que se engrosa con la distancia (oleada piroclástica). Sobreyacido por capas limo-arcillosa (oleadas piroclásticas) compuesta principalmente de vidrio riolítico y menor contenido de líticos accidentales, presenta apariencia masiva, pero en algunas veces ondulante que ocasionalmente corta a capas de arena gruesa, con lentes arenosos bien seleccionados, endurecidos y con estructuras de deformación (impacto balístico) y capas discontinuas. El contacto entre el miembro C y D se caracteriza por tener una superficie ondulante de tipo erosional (discordancia erosional). Dicho contacto esta representado por canales en forma de “U” como los reportados por varios autores (Fisher y Waters, 1970; Heiken, 1971; Schmincke, 1977 b; Fisher, 1977). Estas ondulaciones tienen una distancia promedio de cresta a cresta de ~7 m y una profundidad en la zona del valle de ~1.5 m. El relleno de capas reflejan la forma de los canales, pero la curvatura de capas individuales disminuyen hacia arriba, y el relleno final se extiende uniformemente a través de los canales (Fisher y Schmincke, 1984; Fig 4.5 b).

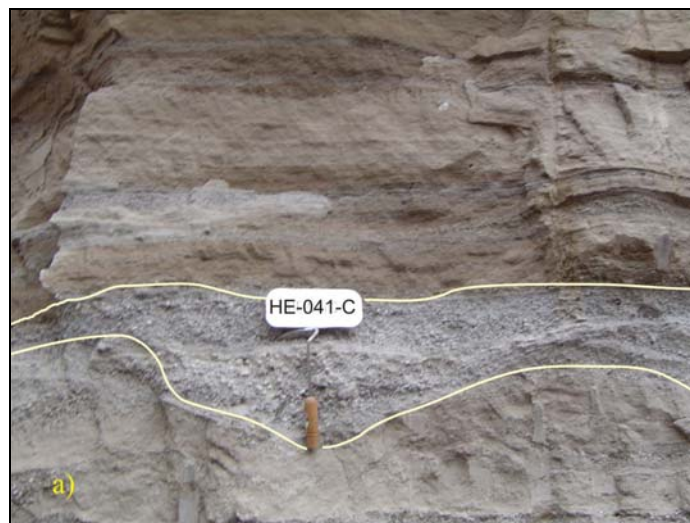




Figura 4.5 a) Estructura de relleno de canal en la parte inferior del miembro C, b) contacto discordante de los miembros C (Unidad inferior) y D (Unidad superior) de la sección E. Las líneas continuas son divisiones entre miembros (C y D).

En algunas secciones, como en la norte, no aflora la unidad inferior, y en otras está expuesta pero con un espesor menor (4.90m y 2m, Sección oeste y noroeste respectivamente). En la sección noroeste consta de una secuencia limo-arcillosa compuesta predominantemente por vidrio riolítico y menor contenido de líticos accidentales endurecida con estratificación ondulante y, algunas veces, cruzada. En algunos casos se presenta un horizonte de grava gruesa sin matriz, compuesto predominantemente por material lítico accidental, con una coloración gris oscuro, y algunos clastos de pómez y riolita (Fig. 4.6a) y, en otras ocasiones (sección oeste) esta secuencia está compuesta por varios horizontes de grava gruesa a media con las mismas características que en la anterior. Cabe destacar que en ésta localidad la discordancia erosional no se logró identificar, ya que las capas presentan una estratificación planar y solamente se infirió el contacto entre el miembro C y D mediante la correlación de capas u horizontes de ésta sección con las demás secciones (Fig. 4.6b). En la única sección que tiene un espesor considerable (9.41m) es la noreste, en la cual no se aprecian diferencias

notables entre los miembros y capas que la constituyen, solo varía en cuanto a espesores de algunas capas, lo cual se observa en sección transversal (Fig. 4.7).

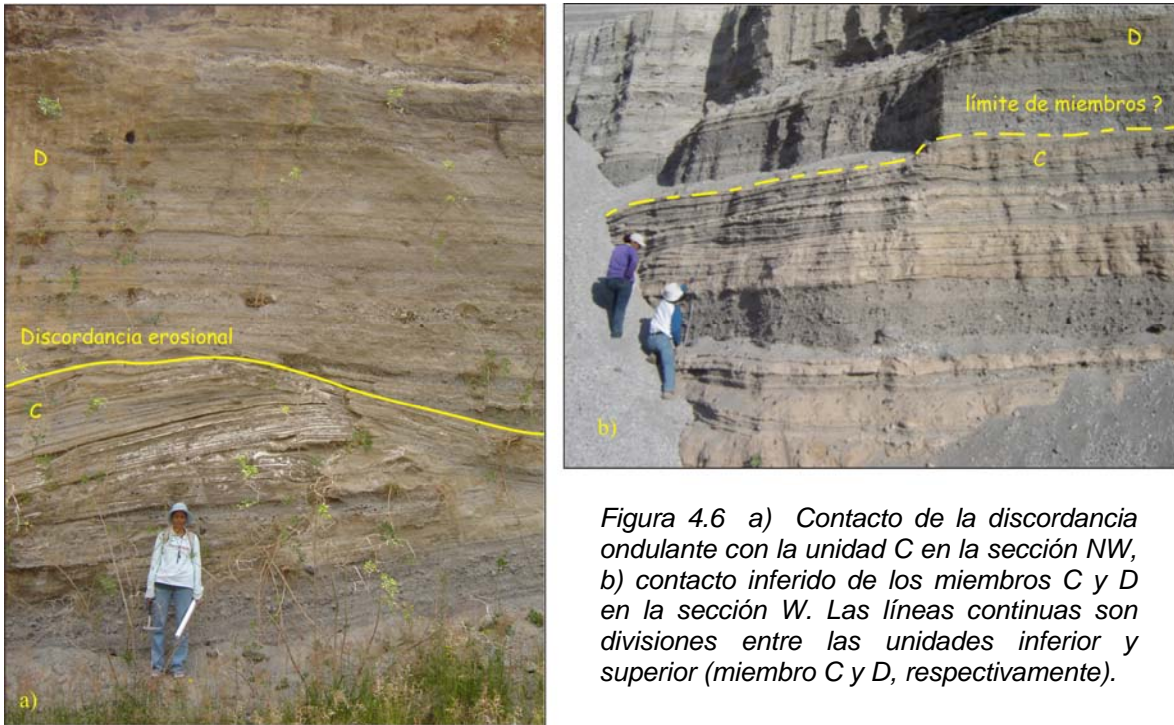


Figura 4.6 a) Contacto de la discordancia ondulante con la unidad C en la sección NW, b) contacto inferido de los miembros C y D en la sección W. Las líneas continuas son divisiones entre las unidades inferior y superior (miembro C y D, respectivamente).

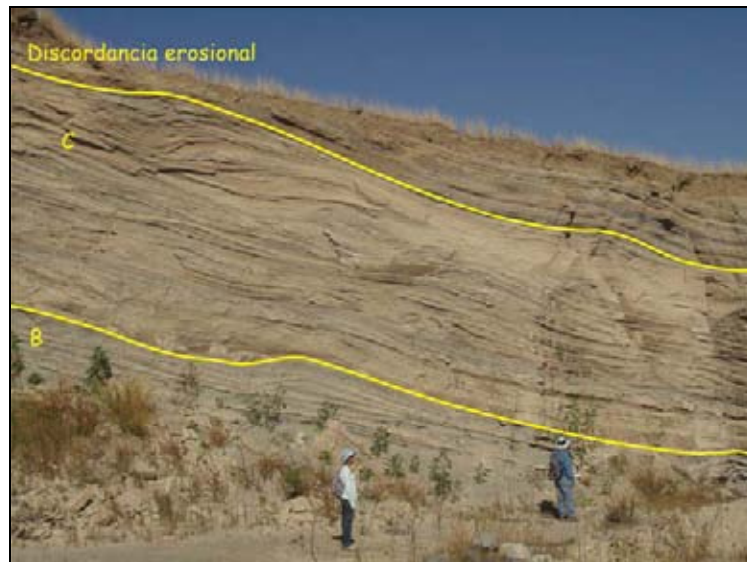


Figura 4.7 Estratificación cruzada del miembro C en contacto con el miembro B. Se puede apreciar el adelgazamiento gradual de capas y unidades hacia la izquierda de la foto. El cráter se encuentra a la derecha de la foto. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros. La discordancia separa las unidades inferior y superior.

UNIDAD SUPERIOR

La unidad superior en la sección oeste mide un total de 20.76 m distribuidos en: 11.23 m para el miembro D, 4.89 m para el miembro E y 4.64 m para el miembro F.

Miembro D

Este miembro está compuesto por varias secuencias estratificadas donde se tomaron algunas muestras (HE-052-Dd, De, Df, Dg, Dh, Di, Dj, Dk, Dl, Dm, Dn, Dñ, Do, Dp y Dq; ubicación estratigráfica en Fig. 4.2). Consta de una secuencia alternada de gravas gruesas a medias compuestas principalmente por líticos accidentales, intercaladas con arena gruesa a fina compuesta mayormente de pómez y lava riolítica, con algunos horizontes esporádicos delgados limo-arcillosos de color café, compuesto principalmente por vidrio y cristales y menor contenido de líticos accidentales. Estos horizontes finos presentan en ocasiones estratificación cruzada y ondulante.

En la parte inferior del miembro D, se tiene una secuencia de grava gruesa a media intercalada con arena media a fina. Las capas de grava están soportadas por clastos, con una selección moderada, compuestas mayormente por clastos accidentales, mientras que algunos horizontes están compuestos principalmente por fragmentos que van de subangulosos a subredondeados de lava riolítica y pómez. Las capas delgadas de material fino están compuestas principalmente por vidrio y cristales y menor contenido líticos accidentales, presentan estratificación cruzada y/o ondulante, algunas veces presentan estratificación planar, en ocasiones están endurecidas.

En la parte media se tiene una secuencia estratificada de capas delgadas de arenas finas a gruesas moderadamente seleccionadas, soportadas en una matriz fina de ceniza, compuestas mayormente por clastos de riolita y pómez, y solo algunas capas están dominadas por líticos accidentales. Esta secuencia, conforme se asciende

estratigráficamente, presenta una disminución de capas finas y un aumento del espesor y tamaño, hasta tener capas de grava gruesa separadas por un horizonte limoso poco endurecido. Las capas de grava están moderadamente seleccionada sin presencia de matriz, algunas están compuestas predominantemente de lava riolítica y pómez, lo que le da una coloración de gris clara a blanca, mientras que otras capas de grava están compuestas principalmente de líticos accidentales que son de color gris oscuro (Fig. 4.8).

La parte superior también está compuesta por secuencias de grava gruesa intercaladas con algunos horizontes de arena fina. Las capas de grava están moderadamente seleccionadas, soportadas clasto a clasto, compuestas principalmente por clastos de lava riolítica, pómez y menor contenido líticos accidentales. En algunas capas el contenido de fragmentos de lava riolítica y pómez llega a ser dominante. Esta secuencia presenta bloques de 15 cm en promedio, aunque algunos alcanzan hasta 25 cm de diámetro (fragmentos de lava riolítica y algunos líticos accidentales).



Figura 4.8 Secuencia con estratificación paralela de la unidad D, mostrando sus partes media y superior. Se pueden apreciar las capas con mayor contenido de material juvenil (95% de lava riolítica y pómez, horizontes blancos) con respecto a los que contienen líticos en forma predominante. La línea continua divide a los miembros D y E.

Miembro E

Este miembro está compuesto de varias capas y/o horizontes dentro de los cuales se tomaron las siguientes muestras HE-052- Er-a, Er-b, Es, Et, Eu y Ev (ver ubicación en la Fig. 4.2). Este miembro está limitado por dos depósitos (véase nota anexa al pie de figura 4.15), de color blanco en la parte inferior y superior (depósitos de caída piroclástica). El de la parte inferior está compuesto por grava muy gruesa dominadas por fragmentos de lava riolítica y pómez, es masivo, moderadamente seleccionado, soportado clasto a clasto, con bloques de 35-60 cm de diámetro (de lava riolítica); la parte basal del depósito muestra un poco de matriz vítrea. El depósito superior está compuesto de grava gruesa (~16 a 32 mm), con lentes de material aun más grueso (pómez ~32 mm ó más) hacia la parte superior, dominado por fragmentos de lava riolítica y pómez y con esporádicos líticos accidentales, presenta gradación inversa, moderadamente seleccionado, soporte de clastos, con bloques de 13 a 20 cm de diámetro. En algunas secciones (noreste, norte, noroeste) estas capas presentan bloques de hasta 40 cm de diámetro de color negro, que presentan líticos accidentales (principalmente andesita-basáltica) embebidos dentro estos bloques.

Las capas que se encuentran en medio de estos dos depósitos están compuestas por capas de grava media a gruesa, masiva, intercaladas con algunos horizontes de arena fina de color café claro, en algunos casos estas presentan estratificación cruzada. Las capas de grava son masivas, con soporte de clastos, y compuestas predominantemente por líticos accidentales y un menor contenido de pómez y lava riolítica, dándole una coloración gris oscura, con bloques de 12 a 24 cm de diámetro (Fig. 4.9).

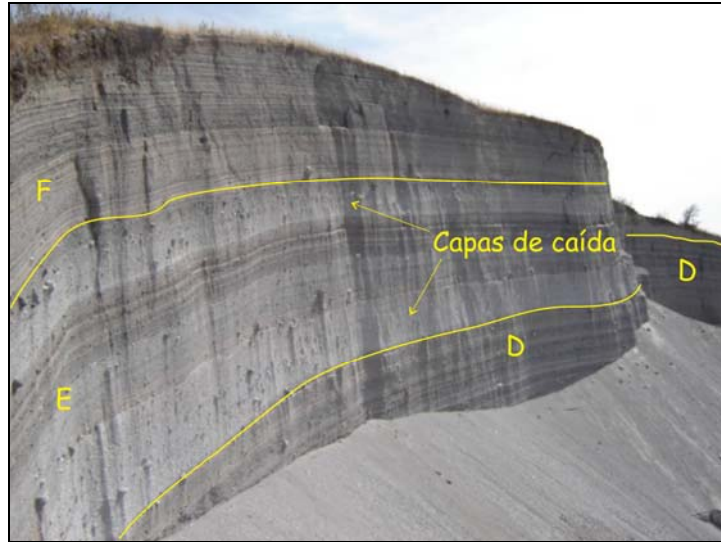


Figura 4.9 Los depósitos blancos de caída se presentan tanto en la base como en la cima del miembro E de la sección W. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros D, E y F.

Miembro F

En este miembro de la secuencia se tomaron solo las siguientes muestras HE-052-Fw, Fx (ubicadas en la Fig. 4.2). El miembro está formado por secuencias estratificadas, de arena media intercaladas con capas de grava gruesa. La secuencia estratificada presentan una selección que va de mala a moderada, compuestas principalmente de líticos accidentales dándole una coloración gris obscuro, algunas veces su espesor varía lateralmente en dirección perpendicular a la de transporte de 50 a 20 cm. Las capas de grava gruesa de 50 a 66 cm de espesor, son masivas, mal seleccionadas, soportadas clasto a clasto y contienen bloques de hasta 20 cm de diámetro (de líticos accidentales y algunas veces de lava riolítica), compuestas principalmente de líticos accidentales, lo que le da una coloración de gris obscuro (capas de caída, Fig. 4.10). Esta unidad aflora en todas las secciones descritas en este trabajo, sin embargo al comparar cada sección se observan algunas diferencias entre las cuales se destacan: discrepancias en el espesor de la unidad completa y en capas que la componen, depósitos y/o capas que son de

carácter local en ciertas secciones y algunas que en cambio se pueden seguir en otras secciones. A continuación se describen en mayor detalle tales diferencias.



Figura 4.10 Secuencia estratificada mostrando la intercalación de capas de caída en el miembro F. Las líneas continuas divide a los miembros E y F. Las líneas punteadas limitan las capas de caída.

SECCIÓN ESTE

En esta sección el espesor expuesto de la unidad superior es de 10.57 m. El miembro D de la sección este, está compuesto por una secuencia alternada de grava gruesa a media intercalada con arena gruesa a fina mayormente. Las capas de grava están soportadas por clastos, con una selección moderada, compuestas principalmente por clastos accidentales, aunque algunas capas están dominadas de fragmentos de lava riolítica y pómez, además los fragmentos van de subangulosos a subredondeados.

Sobreyaciendo está el miembro E, compuesto por un solo depósito de caída de color blanco, en lugar de los dos depósitos que aparecen en la sección oeste. Sobreyaciendo a

este, está el miembro F, con un espesor 2.75m, constituido por grava gruesa con algunos horizontes finos. Las capas de grava están compuestas principalmente de líticos accidentales, son masivas, soportadas por clastos y presentan algunos lentes de material más grueso y mal seleccionado. Sobreyaciendo concordantemente al miembro F se encuentra un suelo café de más de 1.82 m (Fig. 4.11). Sobreyace directamente sobre este suelo, una capa de escoria basáltica muy negra vesiculada, en medio de 2 capas de arena fina, con un espesor total de 15 cm (Fig. 4.11) (muestra HE-041-1). Este horizonte se cree que proviene de un cono de escoria que se encuentra a 1.27 km al este del centro del cráter Hoya de Estrada. A esta capas le sobreyace concordantemente una secuencia estratificada (laminada) de ceniza fina con estratificación ondulante que se acuña lateralmente (Fig. 4.11). Casi no hay clastos visibles, aunque si se observa la presencia de lapilli acrecional. Este depósito se considera que proviene, posiblemente de Hoya Blanca (Aranda-Gómez, *com. personal*, 2005), que se encuentra a 1.56 km al sureste del centro del cráter de Hoya de Estrada.



Figura 4.11 Secuencia post-maar, en las cercanías de la sección E, en donde se aprecia un paleosuelo, que es sobreyacido por el horizonte de escoria negra y la secuencia de cenizas finas que se cree que provienen de Hoya Blanca, por su distribución y cercanía con ese cráter.

SECCIÓN NORESTE

El espesor de la unidad superior en esta sección es de 11 m. En esta sección el miembro D tiene un espesor de 7.82 m, y está compuesto por una secuencia alternada de arena gruesa dominada por riolita y pómez y menor contenido de líticos accidentales y capas limo arcillosas endurecidas delgadas, compuestas principalmente de vidrio y esporádicos líticos accidentales, presentando estratificación planar y/o ondulante (similar al miembro D de la sección oeste, Fig. 4.12). El miembro E consta de dos capas blancas (similar al de la sección W), solo que la capa superior presenta variaciones en el espesor de cuatro a 42 cm (Fig. 4.13), además de que el contenido de matriz vítrea es mayor. En estas capas blancas presenta bloques de hasta 40 cm de diámetro porfídicos con una tonalidad negra, y con clastos embebidos de líticos accidental (roca encajonante, principalmente andesita-basáltica), que se cree fueron incorporados durante el ascenso del magma.

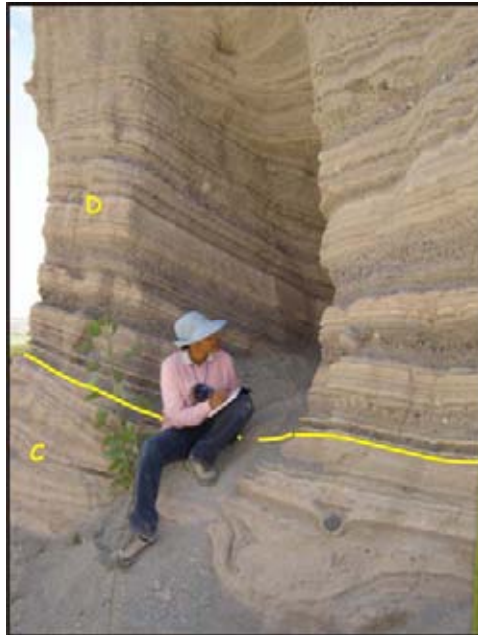


Figura 4.12 Secuencia alternada e arena gruesa y capas limosas endurecidas del miembro D en la sección NE.

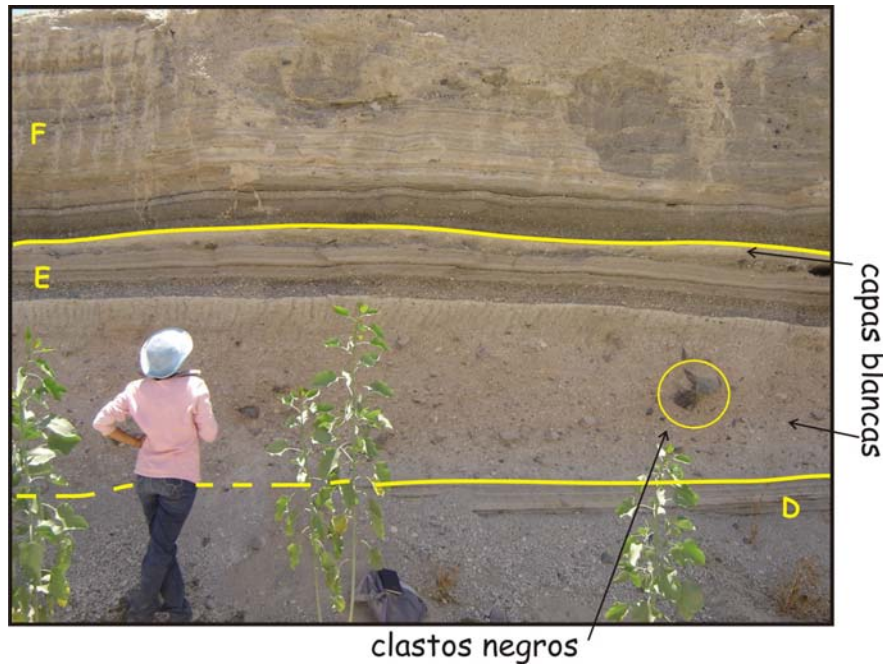


Figura 4.13 Capas blancas del miembro E, donde se muestra los bloques negros dentro de las capas blancas de caída. Las líneas continuas son divisiones entre los miembros D, E y F.

Los horizontes intermedios entre estas capas aparecen con una granulometría diferente a las del miembro E en la sección oeste. Estos son arenas medias con buena selección, soporte de clastos, presentando gradación simétrica de normal a inversa. Se observa una variación en composición, teniendo en la parte inferior material juvenil claro (pómez gris), oscuro (pómez gris oscuro) y menor contenido de pómez bandeadas (~10%) y hacia la cima una predominancia de material juvenil oscuro (pómez gris oscuro y pómez bandeadas en menor proporción), dándole una coloración a la capa gris oscuro (Fig. 4.14). Sobreyaciendo una capa estratificada de arena media a fina, soportado por clastos dominada por pómez gris.

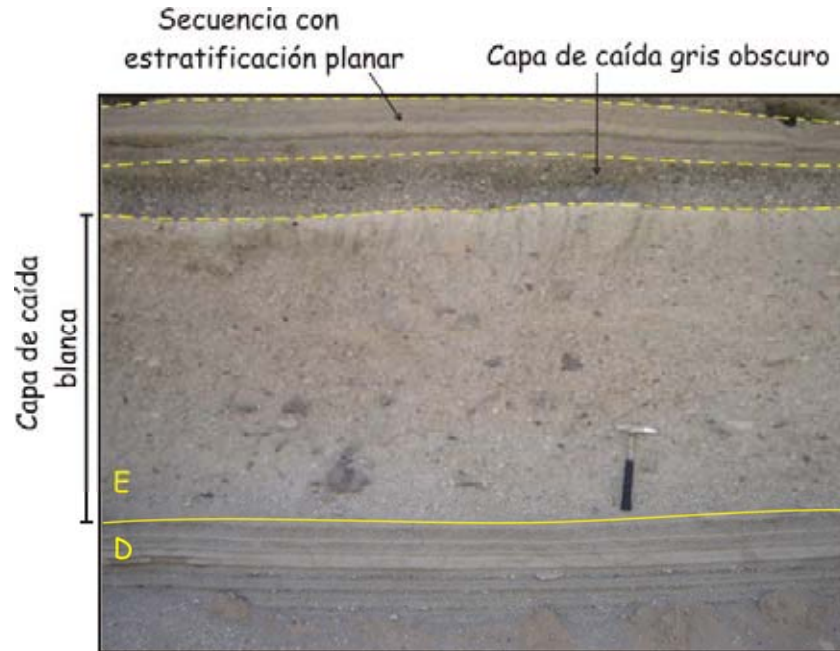


Figura 4.14 Capas de caída gris oscuro (85% material juvenil) sobreyaciendo a una capa blanca de caída con 95% riolita + pómez. Las líneas punteadas son subdivisiones entre capas del miembro E y la línea continua divide al miembro D y E.

El miembro F tiene aquí un espesor de 1.25 m, presenta una capa masiva de arena gruesa de color gris oscuro, compuesto principalmente de material juvenil (pómez gris oscuro y menor contenido pómez bandeadas), soportado por clastos, presentando gradación simétrica de inversa a normal (Fig. 4.15 a). Sobreyaciendo ésta se tiene una secuencia delgada (12 cm, Fig. 4.15 b) con estratificación planar de arena gruesa, algunos de estos horizontes están compuestos de pómez gris, haciendo que la tonalidad sea más clara. Le sobryace un depósito estratificado (85 cm) endurecido limo-arcilloso principalmente de vidrio y menor contenido líticos accidentales, intercalado con algunas capas de grava media compuestas por líticos accidentales, soporte de clastos, moderadamente seleccionada (Fig. 4.15 c).

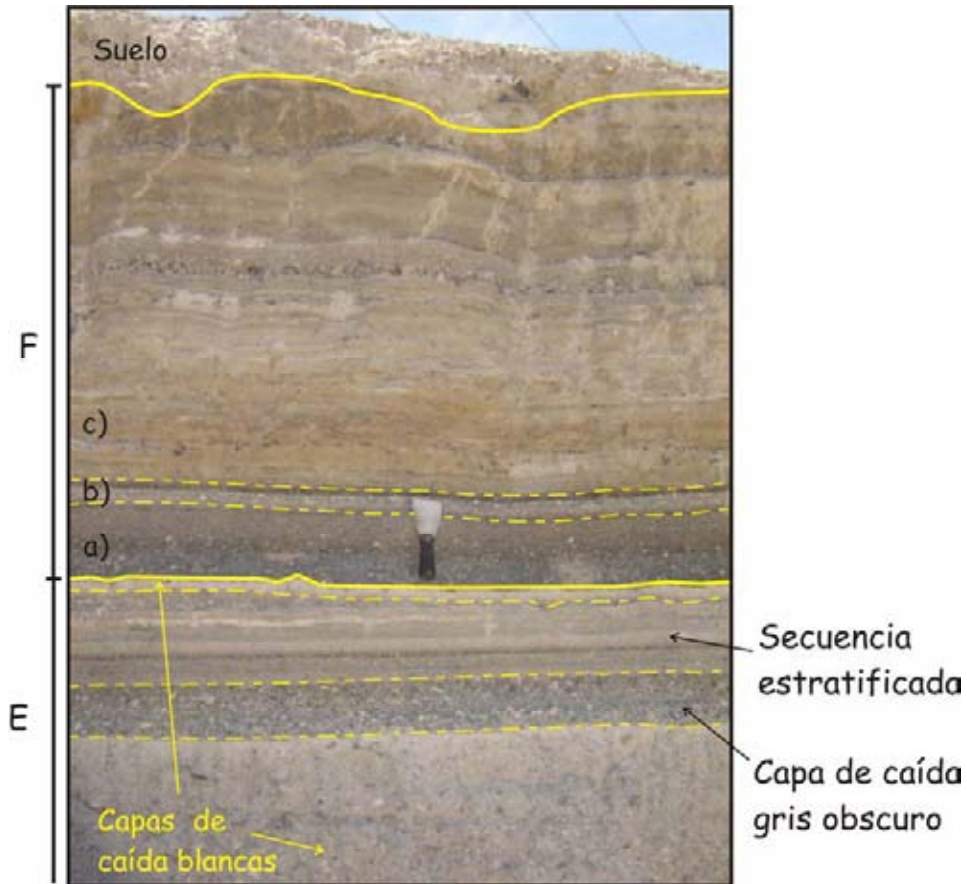


Figura 4.15 Secuencias estratigráficas de los miembros E y F en la sección noreste. El miembro E está limitado por las capas blancas de caída, en medio se tiene una capa de caída gris oscuro, sobreyaciendo a ésta se encuentra una secuencia estratificada gris clara. El miembro F está compuesto por: a) capas de caída color gris oscuro, b) horizonte estratificado delgado gris claro a oscuro y, por último c) un depósito endurecido limo-arcilloso. Nota: las líneas punteadas son subdivisiones entre capas de un mismo miembro.

SECCIÓN NORTE

En esta sección solo afloran algunas capas, en el miembro D (4.94 m). Estas capas están compuestas por grava gruesa a media alternadas con capas limo-arcillosas endurecidas de espesor grueso (de 1 a 1.45 m), compuestas principalmente por vidrio y menor contenido de líticos accidentales, a diferencia de cómo se presentan en la sección oeste, sección este y noreste; Fig. 4.16a). Las capas de grava están soportadas por clastos dominadas por líticos accidentales que dan una coloración gris oscuro y menor

contenido de fragmentos lava riolítica, pómez gris y pómez bandeada, ésta última en menor proporción (~ 3%). Además la pómez bandeada solo aparece en las secciones noreste, norte y noroeste. Las capas de grava presentan bloques de hasta 60 cm de diámetro. Las capas finas tienden a ser masivas, aunque a veces presentan estatificación ondulante, con algunos clastos de impacto balístico que muestran bandeamientos con partes oscuras (máficas) alternando con partes claras (riolíticas). Además se encuentran clastos riolíticos con enclaves máficos solamente embebidos dentro de los depósitos finos (4.16b y c respectivamente).

El miembro E está compuesto por las mismas capas que aparecen en la sección noreste, sin embargo tiene algunas diferencias. El espesor de las capas (1.14 m, capa de caída gris oscuro y una secuencia estratificada) que se encuentran en medio de los depósitos blancos es mayor que en el de la sección noreste (32 cm). Sin embargo, en esta sección (norte), sobreyaciendo a las capas intermedias se tiene un depósito limoso endurecido con algunas alternancias de arena media soportadas por clasto, bien seleccionadas, con contenidos relativamente igual para líticos accidentales y riolita y pómez (Fig. 4.17), a diferencia del miembro E en la sección noreste.

El miembro F está compuesto por un depósito masivo de grava gruesa, mal seleccionada, compuesto predominantemente por fragmentos de tipo denso y vesiculado (basalto?), menor proporción de líticos accidentales y riolita, dándole una coloración de gris oscuro a negro, se presentan algunas estructuras de relleno de canal y el contacto con el miembro subyacente (E) es erosional.

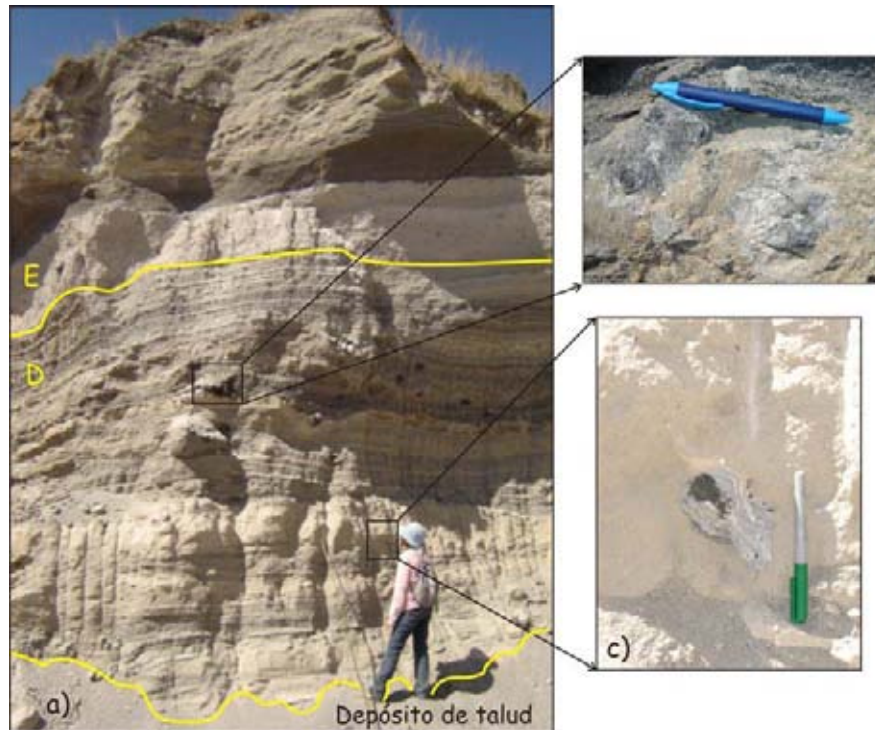


Figura 4.16 a) El espesor expuesto del miembro D es menor en la sección N con respecto a las otras secciones, sin embargo se observa que el espesor de las capas de grano fino es mayor, b) impacto balístico de clasto bandedo con partes máficas y riolíticas, c) clasto de riolita con enclaves máficos embebido dentro de un depósito fino endurecido, no se observan bordes de reacción entre la riolita y el enclave máfico.

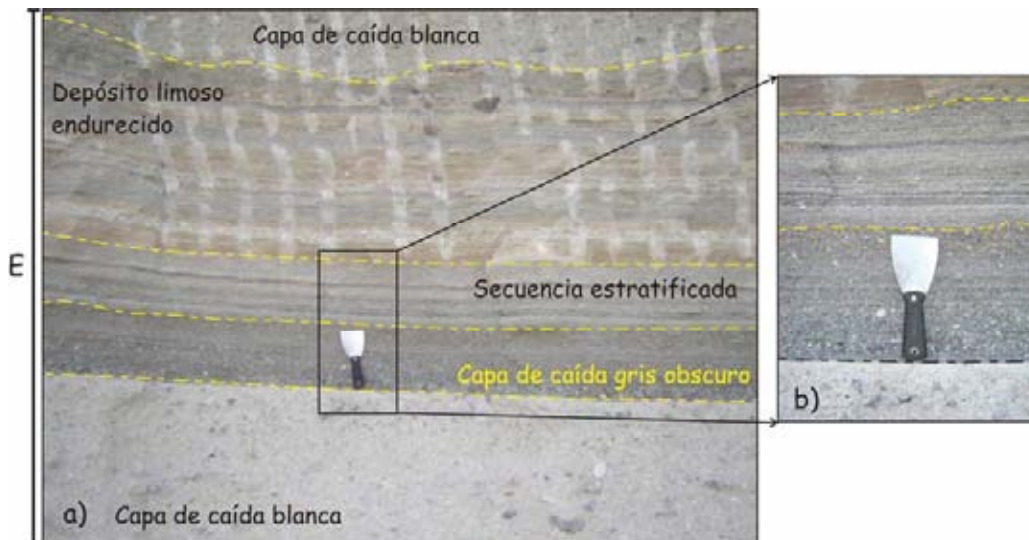


Figura 4.17 a) Miembro E en la sección N, muestra un aumento en el espesor de las capas intermedias, sobreyaciendo a estas se tiene un depósito café endurecido con alternancia de arenas y una capa de caída blanca en la parte superior, b) se muestra el soporte de clastos y la gradación simétrica de normal a inversa. Las líneas punteadas son subdivisiones entre capas de un mismo miembro.

En la parte superior aparece un depósito de oleadas piroclásticas de tamaño de arena compuesto principalmente por pómez gris oscuro y menor contenido de líticos accidentales que da una coloración gris oscuro, con estratificación cruzada, así como algunos horizontes de arena gruesa dominada por material juvenil (pómez gris oscuro y riolita en menor proporción) y menor contenido de líticos accidentales, con presencia de matriz vítrea (Fig. 4.18).

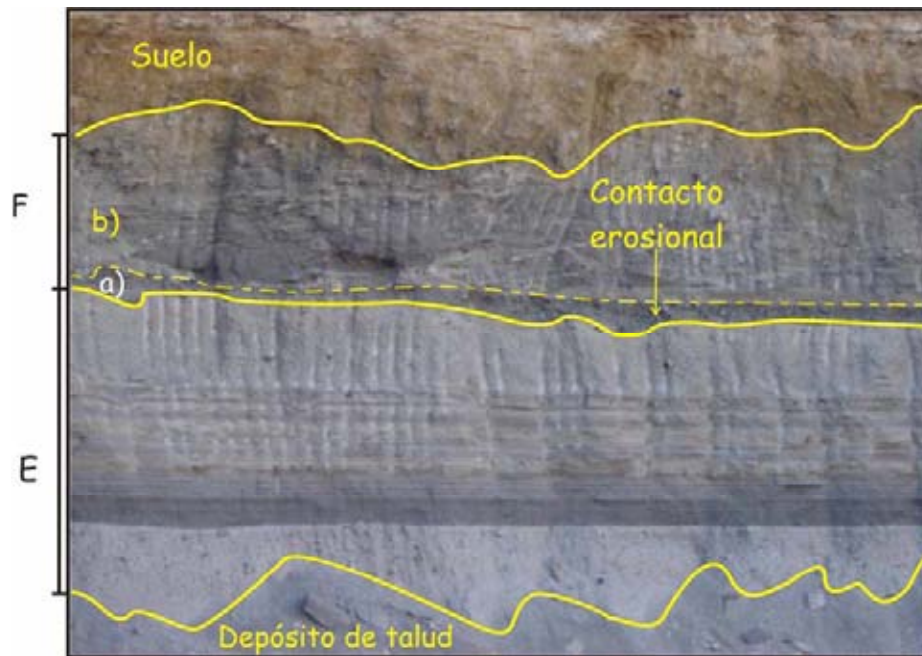


Figura 4.18 Contacto erosional entre los miembros E y F en la sección N. El miembro F tiene un 85% de material juvenil (pómez gris oscuro). La línea punteada divide a capas de un mismo miembro.

SECCIÓN NOROESTE

El miembro D en esta sección tiene un espesor de 9.57 m y es muy similar al de las secciones oeste y noreste. Consta de una secuencia de grava media alternada con capas de arena fina a media. Las capas de grava están soportadas por clastos, aunque algunas veces tienen poca matriz. Contienen una predominancia de líticos accidentales y, en algunas ocasiones, la capas tienen una dominancia de riolita y pómez, dando tonalidades

gris claro. Presentan bloques de líticos accidentales de hasta 60 cm de diámetro y de 20 cm para riolita y están de moderada a mal seleccionados. Las capas finas compuestas principalmente de vidrio, algunas veces se encuentran endurecidas, presentándose en ocasiones en contacto erosional con las capas subyacentes.

El miembro E consta de las mismas capas blancas descritas en la secciones anteriores, las capas que están en la parte media son similares a las capas que se tienen en la sección norte. Consta de una capa de caída (~ 30) gris oscuro dominada de líticos accidentales y menor contenido de pómez, le sobreyace una secuencia estratificada (~ 20 cm). Sobreyaciendo a esta, se tiene depósito limoso endurecido con algunas alternancias de arena media soportadas por clasto. Cabe mencionar que la mayor parte de este miembro es inaccesible y no se pudo hacer una buena medición de las capas y una buena descripción de las mismas.

En esta sección afloran diques basálticos de 15 a 20 cm de espesor que cortan parte de la secuencia piroclástica (Fig. 4.19), hasta el miembro D, pero que aparentemente ya no cortan al miembro E. Estos tres diques están orientados en la dirección NW5° y probablemente estén relacionados a un cono de escoria que está a solo ~200 m al NW, ya que tanto los diques como las escorias de ese cono muestran xenolitos de rocas intrusivas (Fig. 4.20). En esta sección no aflora el miembro F, pero en su lugar aparecen depósitos posteriores a la actividad volcánica de H. Estrada, que constan de un suelo de ~ 2 m de espesor que se adelgaza con la distancia, seguido de un horizonte de escorias basálticas soportadas clasto a clasto limitado por capa finas endurecidas (10 cm). Le sobreyace un depósito de oleadas piroclásticas (2.20 m) con estratificación planar de arena fina endurecidas con clastos de escorias. Sobreyaciendo concordantemente se tiene un depósito de salpicado (*saptter*) de escorias masivo (+3. 50 m) que de adelgaza lateralmente (Fig. 4.21).

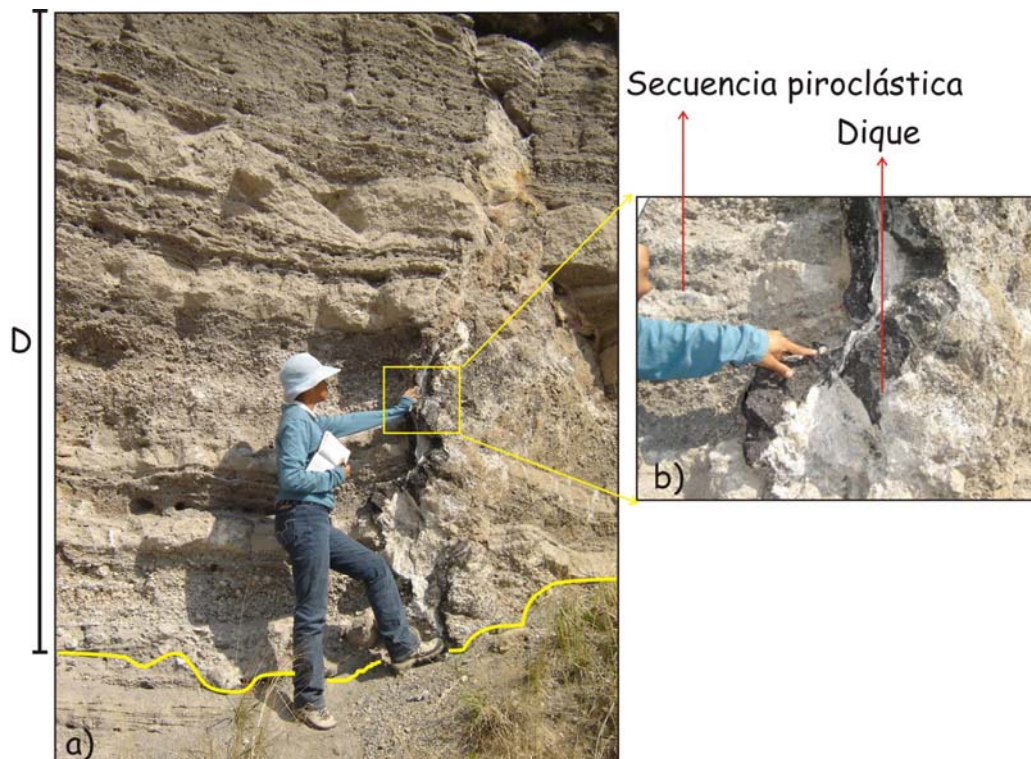


Figura 4.19 a) Secuencia piroclástica del sector NW cortada por un dique, b) acercamiento del dique indicando el material piroclástico adherido a la pared del dique.

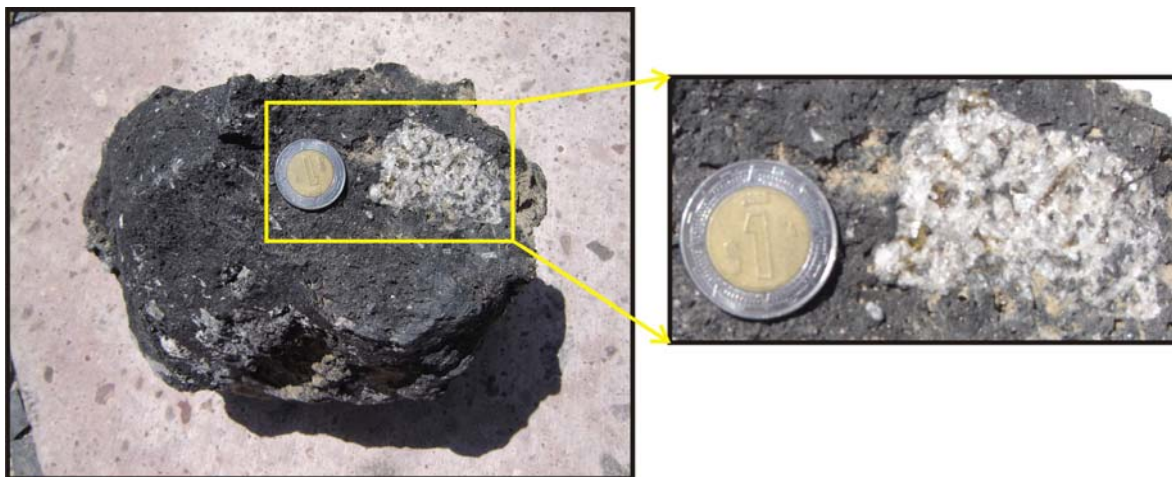


Figura 4.20 Xenolitos que están presentes en los diques que cortan la secuencia piroclástica de Hoya Estrada y que también se encuentran en las rocas del cono de escoria que se encuentra a ~200 m de la sección NW.



Figura 4.21 Etapa post-maar en la sección NW, definida por un suelo seguido por un horizonte fino de escorias, sobreyacido por un depósito de oleadas piroclásticas y, por último, un depósito de salpicado (*spatter*) de escorias. Además de mostrar el adelgazamiento de los depósitos.

DEPÓSITOS EN EL INTERIOR DEL CRÁTER

Además de las secciones descritas anteriormente, se encontraron depósitos de escoria en el interior del cráter, los cuales se describen a continuación:

Los depósitos están localizados en el flanco WNW del interior del cráter (Fig. 4.22) y afloran en dos sitios diferentes a una distancia uno del otro de ~300 m y tienen una composición andesítica, uno de ellos se encuentra más hacia el W. Se caracteriza por un salpicado (*spatter*) de escoria color rojizo con bloques y bombas de hasta 60 cm. Estas lavas tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, están alteradas superficialmente lo que le da la coloración rojiza. El otro depósito, se localiza a 300 m hacia NW, también es un salpicado (*spatter*) de escoria de color negro con bloques y bombas de 30 a 60 cm, tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, esta no presentan alteración superficial.

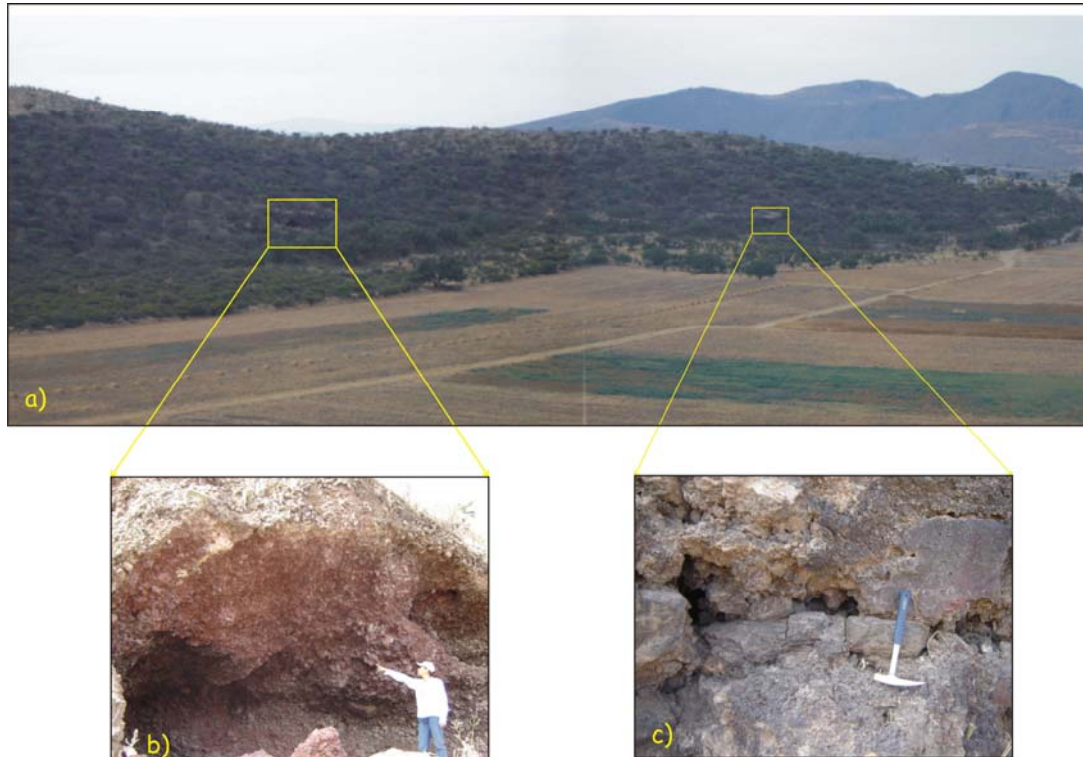


Figura 4.22 a) Localización de las rocas del interior del cráter, separadas a una distancia de ~ 300 m, b) Depósito de salpicado de escoria color rojizo localizado hacia el W, c) Depósito de salpicado de escoria color negro hacia el NW, con bombas de 30 a 60 cm.

4.3 CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

La correlación estratigráfica de estas secuencias fue determinada con base en algunas capas índice y la identificación de la discordancia ondulante, que separa a las unidades inferior y superior.

Las capas índices utilizadas para la correlación son las capas blancas de caída del miembro E con boques negros de dacita. Cabe mencionar que la discordancia ondulante no se identifica en la sección W o bien puede ser que en este sitio no sea ondulante si no planar, tal vez debido a un efecto en la topografía. Sin embargo, considerando las características granulométricas de las diferentes capas estudiadas, así como la presencia de algunas capas índices fue posible en la parte inferior de la secuencia ubicar la discordancia en esta unidad.

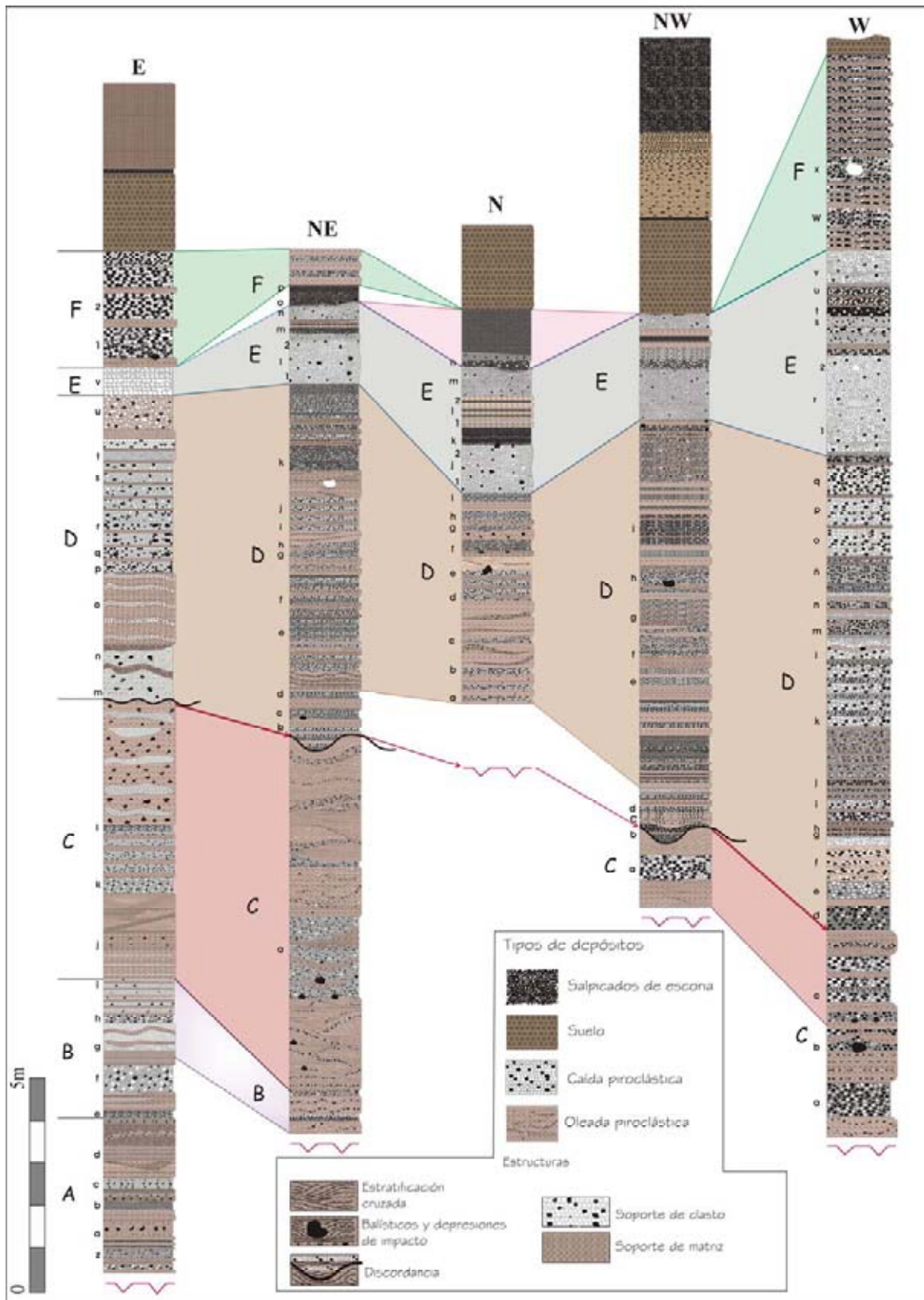


Figura 4.23 Correlación de las cinco secuencias estratigráficas descritas en el volcán Hoya Estrada.

V. COMPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS

5.1 PETROGRAFÍA

Se seleccionaron las muestras más representativas de los diferentes tipos de productos encontrados en Hoya de Estrada. Las muestras analizadas petrográficamente corresponden con la ubicación en la columna estratigráfica (Fig. 4.2) a las claves: HE-041-Dm (clasto intrusivo accidental), HE-041-Ad (riolita gris y pómez gris), HE-041-Dq (pómez con inclusión de basalto), HE-041-E (pómez bandeada), DIQ. 2 (dique encontrado cortando la secuencia piroclástica) y DIQ. 2a (xenolito, encontrado en el dique, Fig. 4.20), HE-066-1 (escorias encontradas dentro del cráter), HE-063-BAS (roca encontrada dentro de las capas blancas de caídas). A continuación se muestra una síntesis de los análisis petrográficos de las muestras mencionadas.

UNIDAD INFERIOR

Para esta unidad se analizaron muestras de lava riolítica, material piroclástico y muestras de roca intrusiva.

La muestra de lava encontrada en esta unidad tiene una textura hipohialina en una matriz microlítica, con fenocristales aislados con hábitos subhedrales de andesina > sanidino > biotita > cuarzo (muestra He-041-Ad-1). Con base en esta asociación mineralógica esta lava se puede clasificar como una riolita. La pómez encontrada en esta unidad está compuesta principalmente de vidrio félsico en un 90%, con cristales aislados de sanidino, plagioclasas (andesina), cuarzo, biotita y hornblenda (muestra HE-041- Ad-2, Figura 5.1), por lo que se puede definir de composición riolítica.

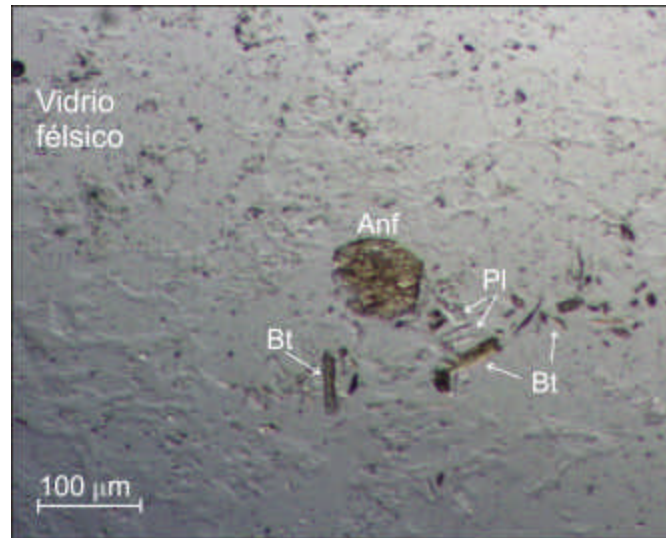


Figura 5.1 Fotomicrografía en luz plana polarizada de una muestra de pómez gris, en la cual se muestra su componente principal (vidrio félsico) con cristales aislados de biotita (Bt), anfíbol (Anf) y algunos microlitos de plagioclasa plagioclasas (Pl).

Los clastos provenientes de un intrusivo encontrados en la parte inferior del miembro A y D, se clasifican como una diorita, con textura hipidiomórfica granular, con fenocristales euhedrales a anhedrales de andesina (40 %), hornblenda (30 %), piroxeno, biotita y cuarzo (Fig. 5.2).

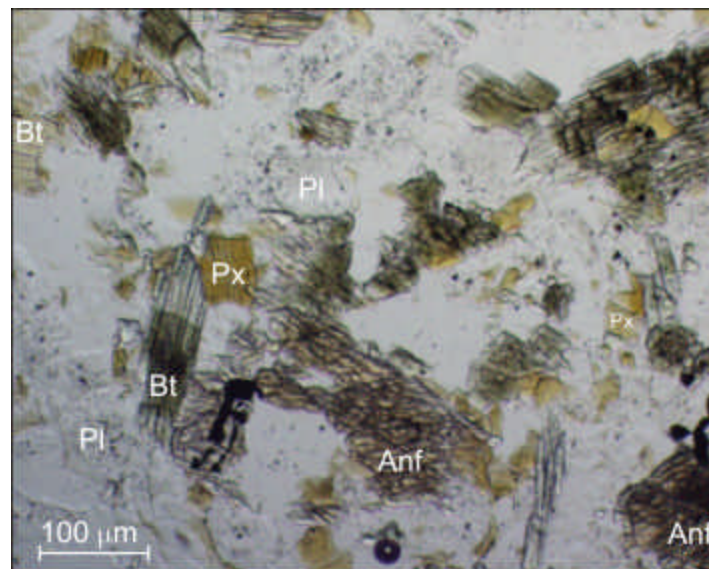


Figura 5.2 Fotomicrografía en luz plana polarizada de un clasto intrusivo (diorita) con fenocristales de anfíbol (Anf), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt).

UNIDAD SUPERIOR

En cuanto a las lavas riolíticas y la pómez riolítica, estas siguen manteniendo sus características como en la unidad anterior con una composición riolítica; sin embargo la unidad superior, algunos clastos presentan dentro del material juvenil (pómez riolíticas y riolitas), enclaves de “basaltos”, con textura hipocristalina-porfídica con 80% de vidrio y 20% de fenocristales de plagioclasa (10%), olivino (5%) y piroxeno (4%). Las relaciones de contacto entre ambos materiales (félsicos y máficos) son complejas observándose una cierta interdigitación en algunos de sus contactos (Fig. 5.3), sin embargo, no muestran rasgos de reacción o fusión evidentes, por lo que se infiere que debieron existir ciertas condiciones de posible inmiscibilidad que evitaron que se lograra una mezcla eficiente de los dos tipos de magmas, logrando identificarlos aún en la zona de contacto de ambos.

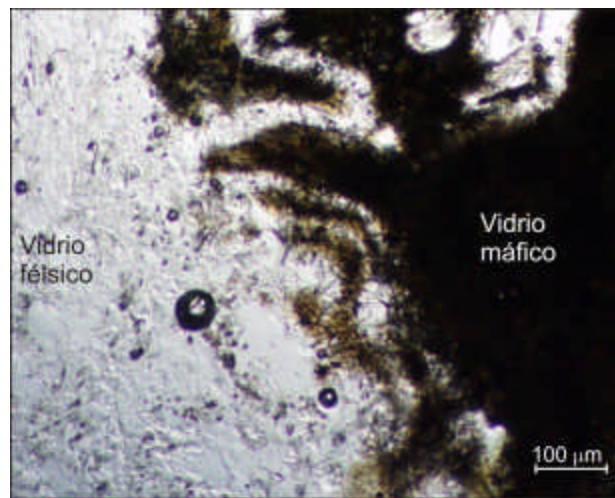


Figura 5.3 Fotomicrografía en luz plana polarizada mostrando el contacto entre una pómez riolítica y el vidrio máfico, en el cual se aprecia una cierta interdigitación entre el magma máfico y el félsico.

Pómez bandeada.

Estas pómez son de textura hipohialina con 85% de vidrio y 15% de cristales, porfídica con microlitos de PI, presentando fenocristales plagioclasa (andesina, 7%), olivino (5%), las caras de los cristales son euhedrales a subhedrales (Fig. 5.4).

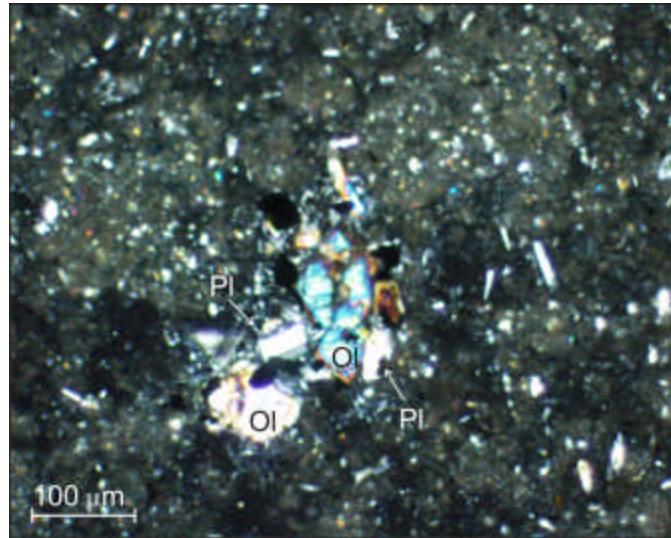


Figura 5.4 Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando cúmulos de cristales de Plagioclasa (Pl) y olivino (Ol) rodeados por microlitos de plagioclasa en una matriz vítrea.

En cuanto a los diques que cortan a la secuencia piroclástica en la sección NW, (muestra con la clave DIQ-2), estos presentan una textura hipocristalina, porfidítica con 60% de vidrio máfico y 40% de cristales con fenocristales de plagioclasa (andesina, 35%), olivino (4%) y piroxeno (1%) de forma euhedral a subhedral. Muchas de las plagioclasas muestran bordes complejos con formas irregulares, algunas veces en forma dentada (Fig. 5.5).

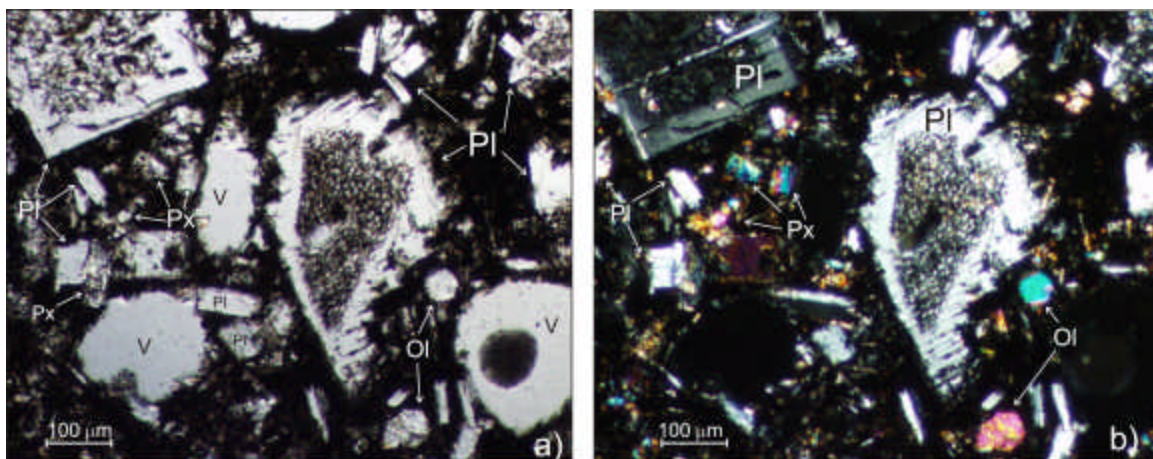


Figura 5.5 Fotomicrografía del dique que corta la secuencia piroclástica en la sección NW, en donde se muestra: a) luz plana polarizada presentando cristales de plagioclasa (Pl) con bordes de reacción, además de contener piroxenos (Px) y olivinos (Ol) en menor proporción, V: Vesícula y b) nicoles cruzados.

Dentro de esta roca (DIQ-2) se encontraron xenolitos de diorita (DIQ-2a), los cuales tienen textura hipidiomórfica granular con cristales de forma euhedral, subhedral y anhedral de plagioclasa (andesina-oligoclasa ~90%), piroxeno (~8%), ortoclasa (~1%) y cuarzo (~1%, Fig. 5.6).

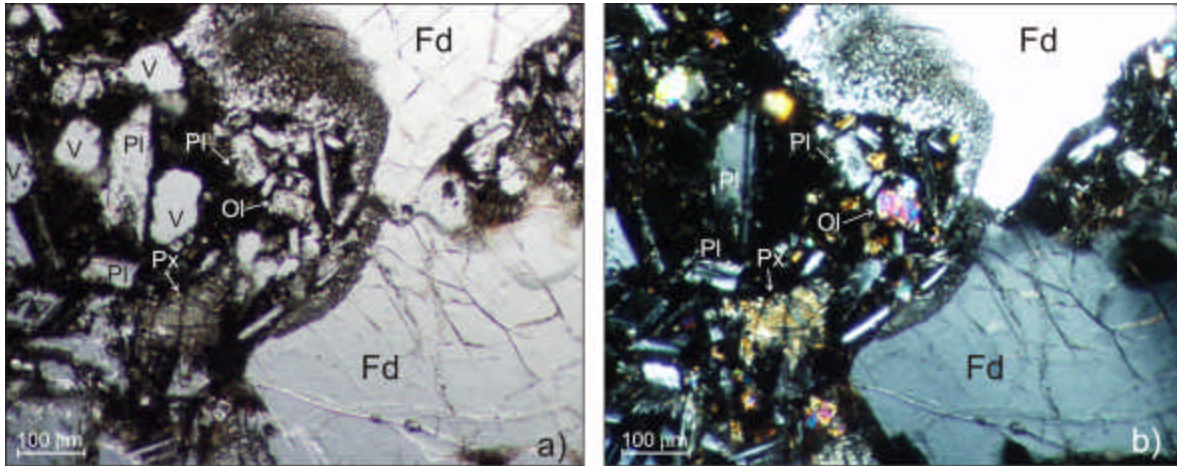


Figura 5.6 Fotomicrografía mostrando el contacto del xenolito de diorita con el dique basáltico, en el cual se aprecian fenocristales de feldespato (Fd) con bordes de reacción, a) luz plana polarizada y b) nicoles cruzados.

Uno de los clastos de color negro con apariencia de basalto, que aparece en los depósitos de caída del miembro E (muestra HE-063-BAS) presenta una textura hipocristalina con 80% de vidrio y 20 % de cristales, porfidítica con microlitos de plagioclasa, presentando fenocristales de olivino (3%), piroxeno (augita, 1%), plagioclasa (andesina y oligoclasa, 14%) y cuarzo (1%). Este último presenta un anillo de reacción formado de piroxenos (Fig. 5.7). Además presenta plagioclasa corroídas, algunas veces con estructura esquelética.

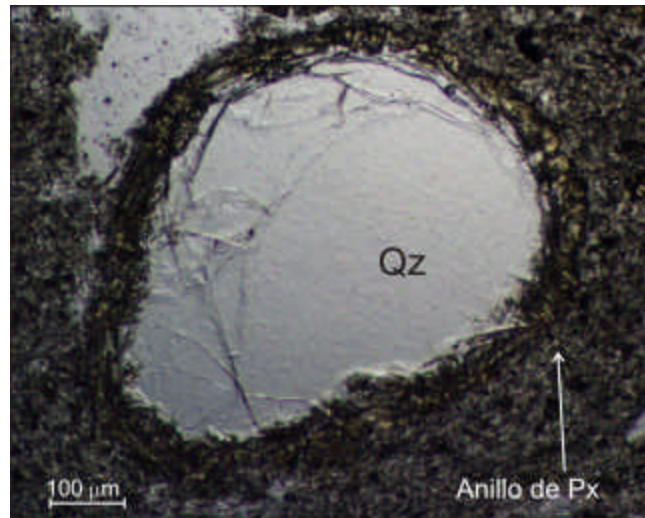


Figura 5.7 Fotomicrografía en luz plana polarizada de un clasto negro encontrado en capas piroclásticas del miembro E. Se observa un cristal de cuarzo (Qz) rodeado por un anillo de piroxenos (Px), indicando que el cristal de Qz no estaba en equilibrio con el magma máfico.

Son muy similares en composición las escorias encontradas en el interior del cráter (HE-066-1) como las inclusiones de basalto encontradas en la pómez y fragmentos de lava riolítica. Son rocas hipocristalinas con aproximadamente 70% de vidrio y 30% de cristales, porfidíticas con fenocristales de plagioclasa (20%), olivino (7%), feldespato (1%), piroxeno con (1%) y cuarzo con anillo de reacción de piroxeno (1%). Además, estas rocas presentan plagioclasas corroídas (algunas veces con estructura esquelética).

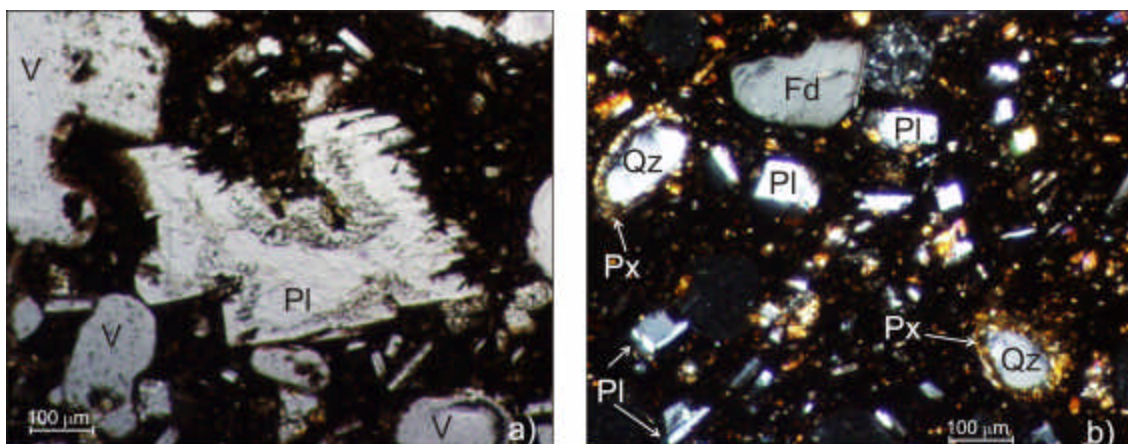


Figura 5.8 Fotomicrografía de material escoriáceo del interior del cráter. a) luz plana polarizada de una plagioclasa (Pl) con bordes de reacción, b) a nicoles cruzados, se observan cristales de cuarzoes (Qz) con anillos de piroxenos (Px) indicando que estos cristales no se encontraban en equilibrio.

5.2 GEOQUÍMICA

5.2.1 INTRODUCCIÓN

Se analizaron un total de 22 muestras tanto para elementos mayores como traza (Anexo 5 y 6), que comprenden en su mayoría pómez en sus diferentes variedades y clastos de riolita, aunque también se incluyen algunos fragmentos oscuros con apariencia juvenil, encontrados en capas de caída (capas blancas del miembro E en la sección NE, HE-063-Bas), diques que se encontraron cortando la secuencia piroclástica en la sección NW (Dique 2 y 3), escorias encontradas en la parte interior del cráter (HE-066-1, Fig. 5.9), además de las inclusiones de basalto encontrados en los clastos de riolita.

Los análisis geoquímicos practicados a los depósitos de Hoya Estrada tienen como finalidad, además de clasificarlos y caracterizar su composición, mostrar sus similitudes y diferencias para observar posibles variaciones en el tiempo y definir las posibles relaciones genéticas entre ellos.

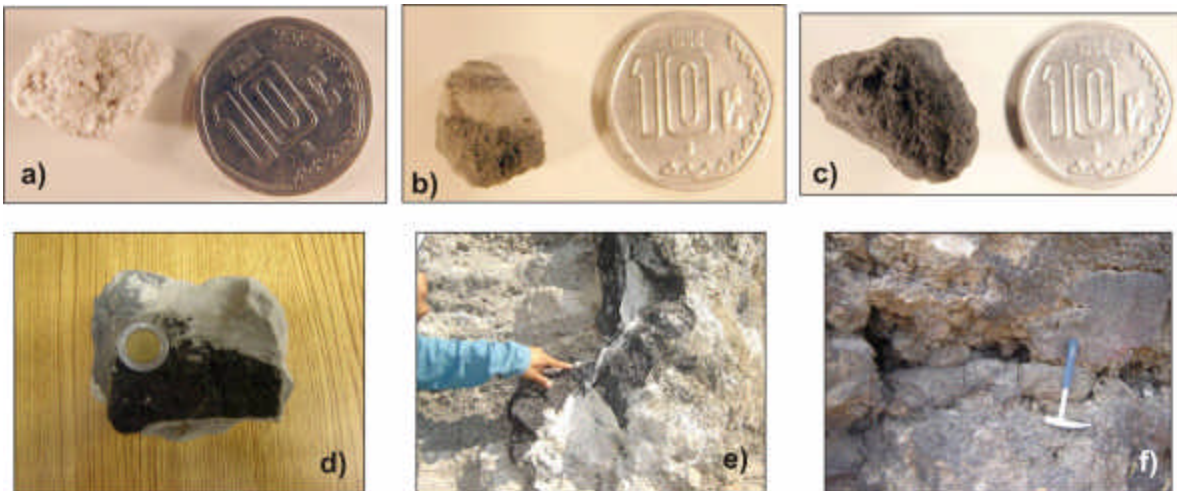


Figura 5.9 Diferentes tipos de fragmentos piroclásticos y rocas consideradas para análisis químicos, dentro de las cuales se encuentran: a) pómez gris (pg), b) pómez bandeada (pb), c) pómez gris oscuro (pgo), d) pómez gris con enclaves máficos, e) dique máfico y f) depósitos de escoria localizado dentro del cráter.

5.2.2 ELEMENTOS MAYORES

De las muestras colectadas en campo se observa que hay una amplia variedad de composiciones que varían desde magmas máficos (traqui-basaltos y traqui-andesita basáltica) hasta magmas más diferenciados (riolítico) que son los que caracterizan al cráter Hoya de Estrada. La Figura 5.10 muestra como estas rocas siguen una tendencia más o menos lineal. Las composiciones de la pómez presentan variaciones, las cuales no siempre están reflejadas en su coloración. Así, las pómez gris claro (Pg) tienen contenidos de sílice dentro de un rango de 75 a 78% (composición riolítica), la pómez bandeada (Pb), presentan un rango variado de 73.60 a 63.03% (de composición riolítica hasta llegar al límite andesita-dacita), mientras que las pómez gris oscuro (Pgo) tienen rangos que varían de 71.19 a 63.23% (de composición riolítica hasta llegar al límite andesita-dacita).

Las variaciones observadas "Pgo" (figura 5.10) muestra una relación con la posición de las muestras en las secuencias estratigráficas, es decir, la pómez gris oscura que se ubican en el miembro D presentan una composición riolítica que va cambiando hacia arriba estratigráficamente presentan composiciones intermedias (dacíticas) y hacia el miembro F se observa que las pómez tienen una componente más andesítica. Sin embargo, el número de muestras analizadas (Pgo) son relativamente pocas para confirmar esta tendencia y de una manera más sistemática.

Algunas rocas que por su aspecto y coloración oscura, se habían clasificado en la descripción de campo (HE-063-Bas) se habían clasificado como "basaltos" presentan químicamente, contenidos en sílice de 63-65% (composición en el límite de traqui-dacita y dacita); mientras que las rocas encontradas en el interior del cráter (HE-066-1) proporcionaron contenidos de sílice de 56-57% (composición en el límite de traqui-andesita basáltica a traqui-andesita).

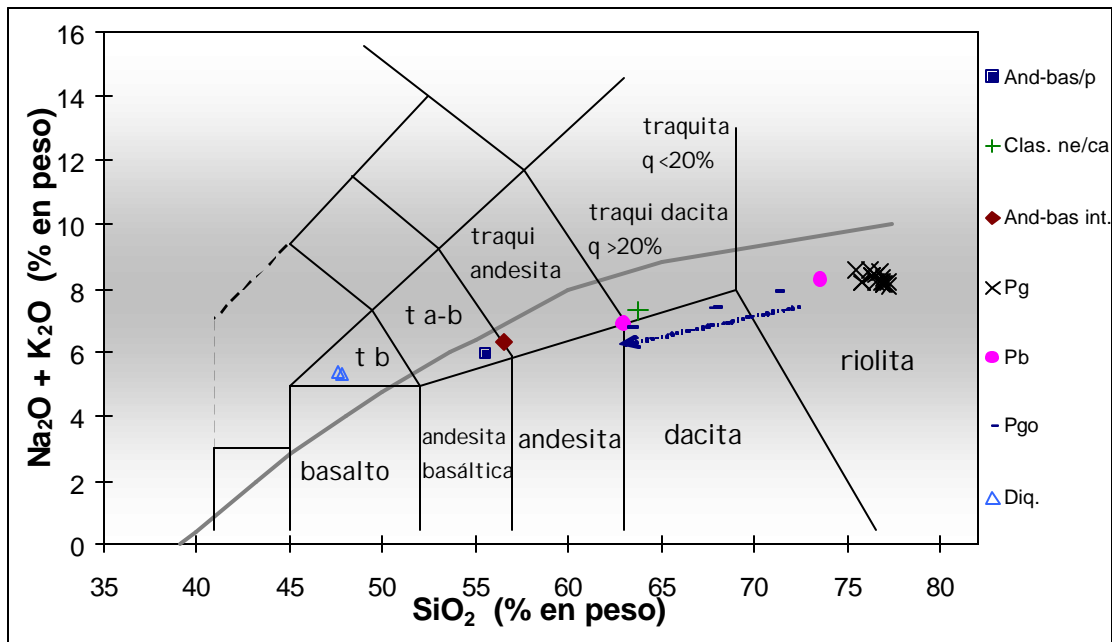


Figura 5.10 Diagrama TAS (Total Alkalí-Silica, según Le Maitre et al., 1989) que muestra la clasificación química de las rocas volcánicas del cráter Hoya Estrada. Tb: traquibasalto, Ta-b; traqui andesita-basáltica; Clave muestras: And-bas/p: andesita basáltica dentro de clastos de pómez; Clas. ne/ca: clastos negros dentro de un depósito de caída (miembro E); And-bas int: andesita basáltica del interior del cráter; Pg:pómez gris; Pb: pómez bandeada;Pgo: pómez gris obscuro; Diq: diques. La línea punteada marca el trend general de las muestras. Datos normalizados al 100% (ver anexo 5).

Los clastos andesítico-basálticos embebidos dentro de los fragmentos de riolita y pómez (enclaves de andesítico-basáltico) presentan contenidos de sílice entre 55 a 56% (composición traqui-andesita basáltica, cerca del límite de la andesita basáltica). Se observa que los enclaves de andesita basáltica y las rocas encontradas en el interior del cráter son químicamente muy similares.

Por lo que respecta a los diques que se encontraron cortando una secuencia piroclástica en la sección NW (Dique 2 y 3), dieron contenidos de sílice de 47 a 49% (composición traqui-basalto). En ambos casos, se observa una afinidad alcalina, en contraste con el resto de las rocas estudiadas que tiene afinidades subalcalinas), de acuerdo con el límite propuesto por Irving y Baragar (1971). Estas rocas podrían representar la intrusión de magmas procedentes de otra fuente más enriquecida en

elementos alcalinos que le da una composición distinta al resto de las muestras analizadas para Hoya de Estrada. Para observar las variaciones y posible relación composicional entre los depósitos estudiados se emplearon diagramas de variación tipo Harker, en donde se analizan las variaciones de los diferentes elementos mayores contra SiO_2 .

La figura 5.11 muestra los diagramas tipo Harker para las rocas del volcán H. Estrada. En ellos se puede observar relativamente buenas correlaciones lineales negativas para Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 y P_2O_5 con respecto a SiO_2 . Asimismo, se puede observar que las muestras que representan a los diques se encuentran ligeramente afuera de la línea de correlación dibujada en el resto de las muestras, lo que sugiere que no pertenecen a este grupo de rocas.

Analizando en detalle la figura 5.11 se observa que siguiendo la línea de correlación se presenta en un extremo a la pómez gris de composición riolítica, que es el elemento dominante del sistema magmático que alimenta al cráter Hoya de estrada y, en el extremo opuesto, a la traqui andesita- basáltica que aparecen tanto en el interior del cráter como en forma de enclaves. Algunas pómez gris oscuro y bandeada aparecen como miembros intermedios dentro de este sistema magmático.

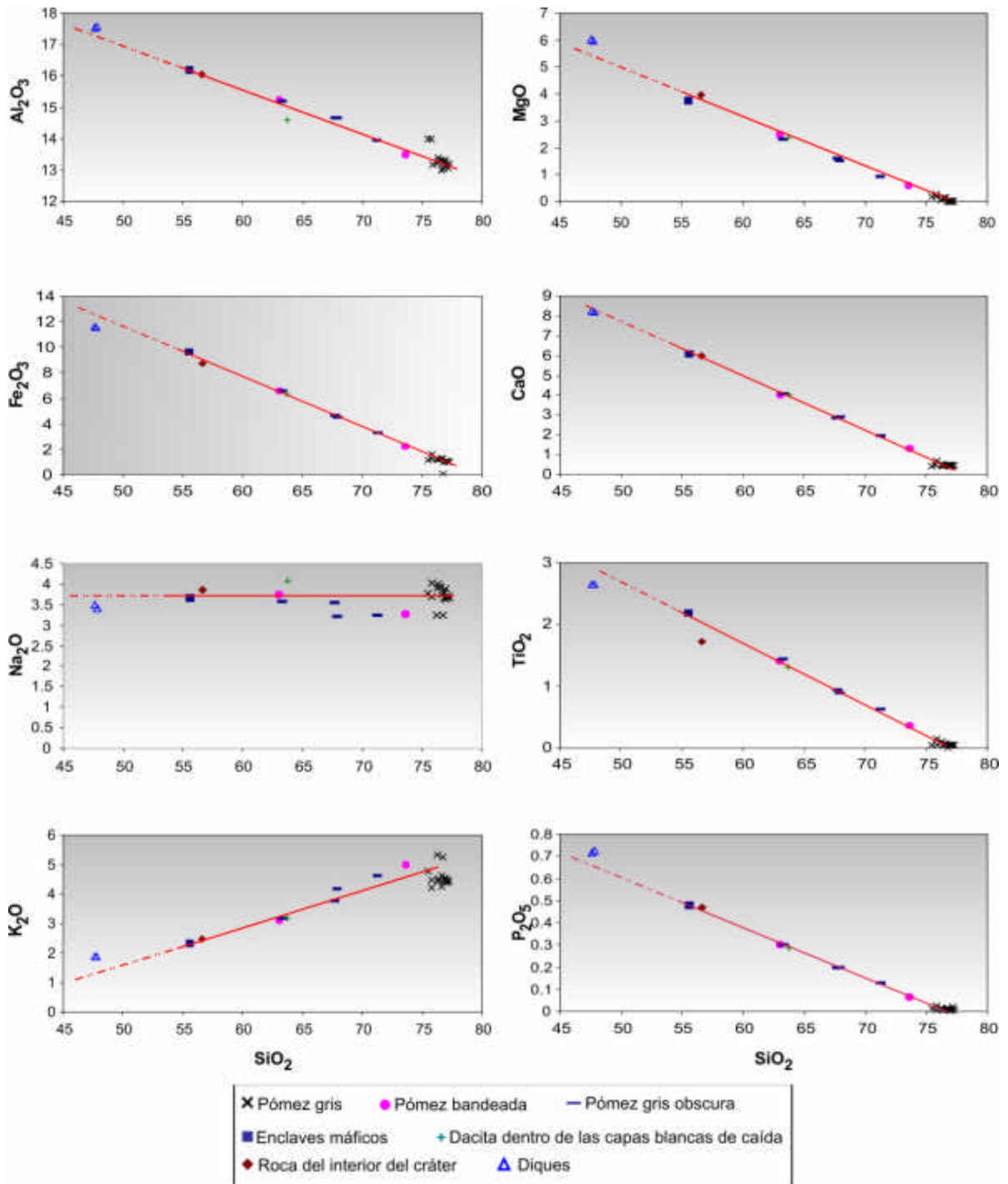


Figura 5.11 Diagramas de variación tipo Harker, para las rocas de Hoya estrada. Nota: los datos están normalizados al 100 %.

5.2.3 ELEMENTOS TRAZA

Los fragmentos de pómez (en sus diferentes variedades, Fig. 5.12) y de riolitas muestran variaciones en las abundancias relativas de los elementos traza. En los diagramas de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun Y McDonough, 1989) las rocas muestran concentraciones altas en los elementos LiL (Rb y Cs), sin embargo se presenta una anomalía negativa en Ba, mientras que en las tierras raras ligeras se presenta un ligero enriquecimiento.

Por su parte las tierras raras pesadas muestran una tendencia constante y también se presentan anomalías positivas en Pb y Ho y anomalías negativas de Ba, Sr, Eu y Er, estas anomalías son controladas por la cristalización de los feldespatos principalmente en magmas félsicos y es compatible con la presencia de plagioclasa y feldespato potásico (Rollinson, 1993). Además se observa una tendencia al enriquecimiento de algunos elementos traza, por ejemplo en las anomalías negativas se puede notar un aumento gradual en la concentración, enriqueciéndose en estos elementos (Ba, Sr, Eu, y Er), lo cual puede correlacionarse con las tendencias en los diagramas Harker para algunos elementos traza.

En la Fig. 5.13 se muestran las variaciones de multielementos para las rocas máficas (enclaves de traqui andesita-basáltica, diques, “dacitas” encontrados en las capas blancas de caída y escorias del interior del cráter). Se pueden distinguir dos grupos de rocas con diferentes afinidades, en el primer grupo se destacan los diques, en los cuales se aprecia un empobrecimiento en los LiL Cs, Rb, Ba y presentan enriquecimiento en los HFSE como Nb y Ta.

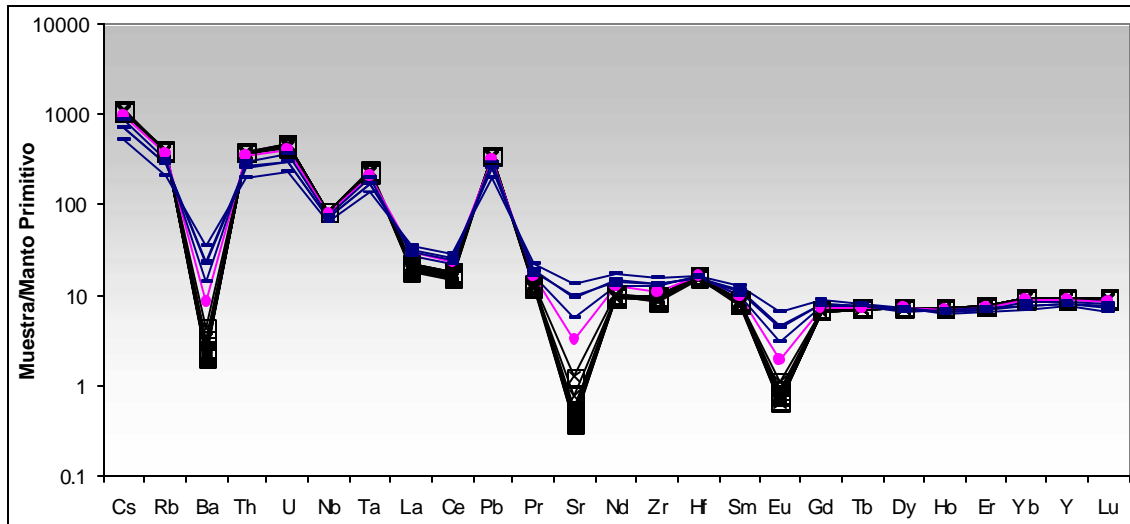


Figura 512 Diagrama de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las diferentes variedades de pómez de Hoya Estrada. x: pómez gris (pg); ?: pómez bandeada (pb); -: pómez gris oscura (pgo).

Los patrones de tierras rara ligeras (LREE) muestran patrones de enriquecimiento con respecto a las tierras raras pesadas. Mientras que el segundo grupo se muestran patrones similares al de las pómez y riolitas, sin embargo existen algunas diferencias. Los enclaves de traqui andesitas-basálticas (pom c/ bas) y las escorias dentro del cráter (HE-066-1) muestran patrones idénticos entre si, no hay anomalías de Sr y Eu, mientras que la anomalía de Ba, es menos pronunciada que la de la Fig. 5.12. En cuanto a las tierras raras ligeras, hay un enriquecimiento con respecto a las pesadas (similar a la Fig. 5.12).

La muestra de “dacita” ubicada en las capas blancas de caída (HE-063-Bas), presenta patrones más enriquecidos en los LiL, además de mostrar una anomalía de Ba más empobrecida que las anomalías de Sr y Eu. Al mismo tiempo presentan un enriquecimiento en Th, U, Ta, Pb, sin embargo esta roca presentan la misma afinidad, solo que tiene concentraciones más enriquecidas que las otras.

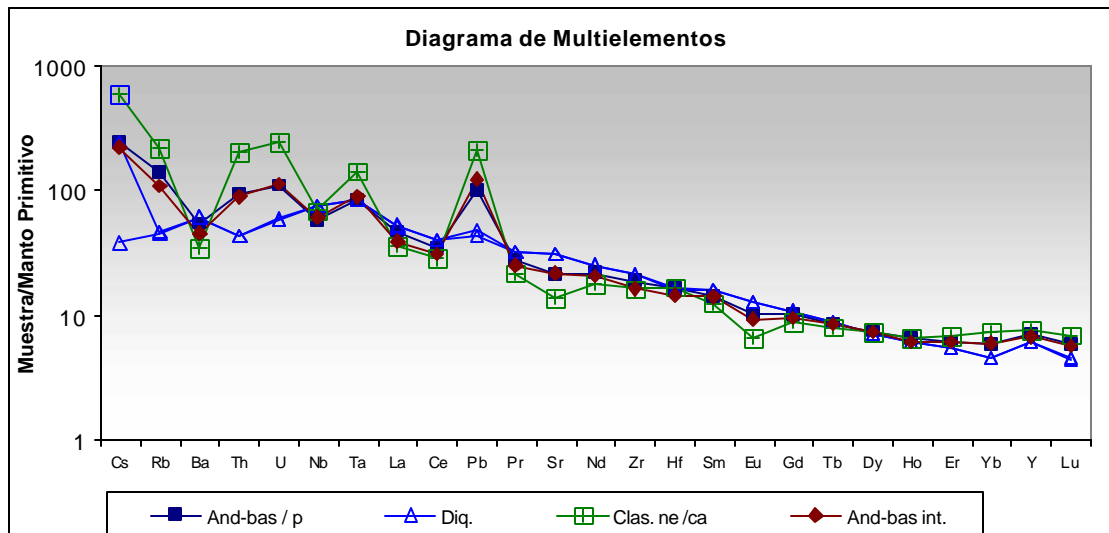


Figura 5.13 Diagrama multi-elementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para muestras de rocas máficas del cráter Hoya Estrada. Claves: And-bas/p (enclaves de traqui andesita-basáltica); Clas. ne/ca (clasto negro en las capas blancas de caída); And-bas int. (escoria del interior del cráter); Diq. (diques).

Por otra parte la figura 5.14 muestra diagramas tipo Harker para algunos elementos traza; donde se tiene Rb, Sr, Nd, Ta e Yb con respecto al SiO_2 . Se presentan correlaciones lineales, con valores que van de 100 a 1000 ppm para Rb, Nd, Ta e Yb con mayor dispersión en los datos para Rb. En contraste, el Sr muestra una correlación no lineal en los valores con respecto al SiO_2 y no tienen una tendencia marcadamente lineal como Rb, Nd, Ta e Yb.

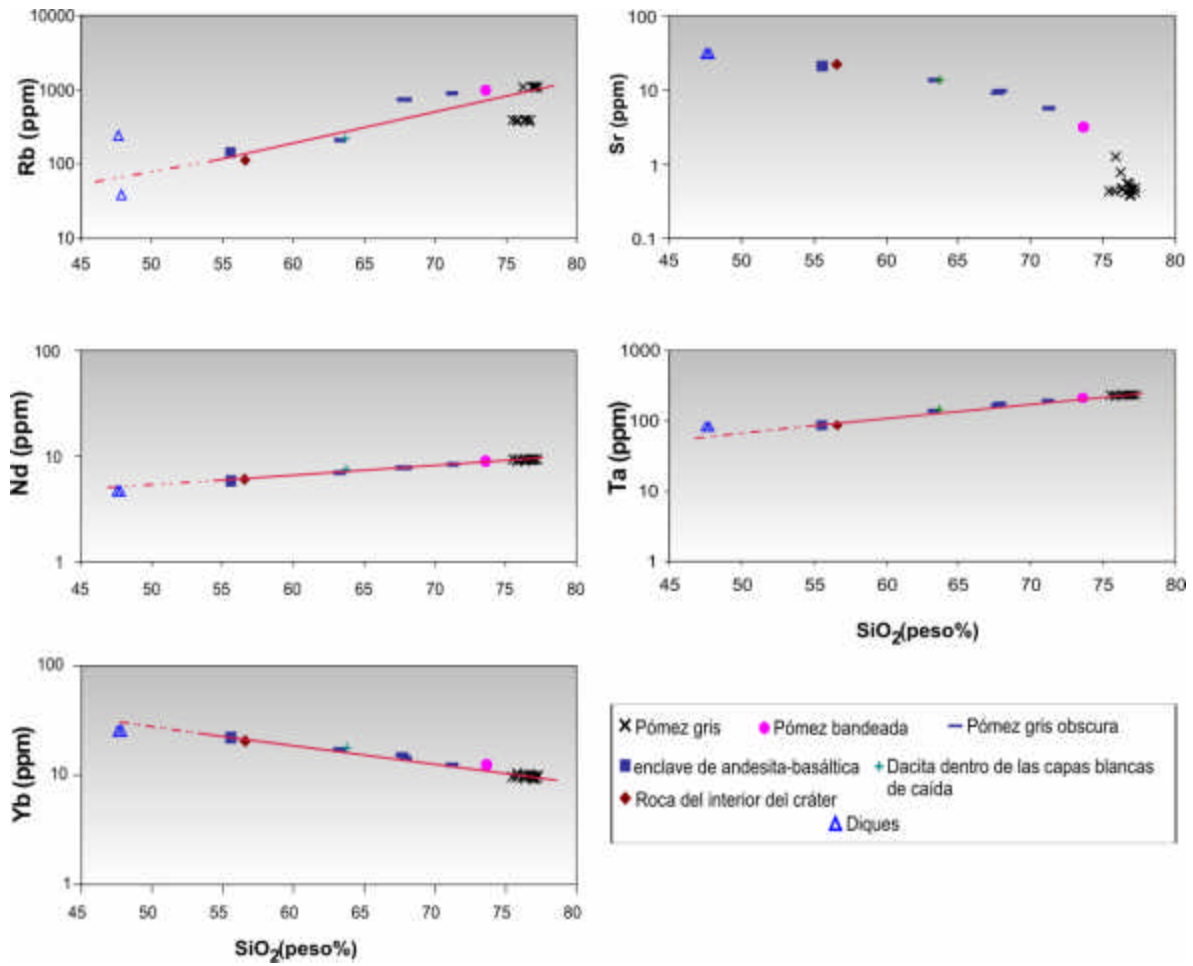


Figura 5.14 Diagramas de variación tipo Harker para las rocas de Hoya Estrada.

VI. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS.

6.1 CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS.

Los procedimientos de laboratorio correspondientes al análisis granulométrico fueron descritos en el capítulo III. Los resultados de la separación granulométrica se realizaron a intervalos de 1Φ entre los tamices -5Φ a 4Φ colocadas según su posición estratigráfica en la sección compuesta de Hoya de Estrada (Fig. 6.1).

La tabla 5 muestra los parámetros Inman obtenidos para las muestras del cráter Hoya de Estrada. En lo que respecta al índice de clasificación ($\sigma\Phi$) se usó la clasificación para depósitos piroclásticos. En la tabla 6 se describe también la clasificación para depósitos sedimentarios para fines comparativos.

Los parámetros antes citados son indispensables en la descripción de tamaños de grano para los depósitos estudiados y obtener parámetros estadísticos como son distribución del tamaño del grano y su clasificación, que aunados a otros datos como son: forma del grano, abundancia de los componentes, espesor de los depósitos, tamaño, distribución y forma de los estratos, pueden ayudar a interpretar las condiciones de mecanismos de transporte y depositación que ocurrieron durante los procesos hidrovolcánicos (Wohletz, 1986).

Sheridan (1987) menciona que los depósitos de oleadas piroclásticas presentan un promedio de tamaño de arenas finas (0.15 mm) y clasificación pobre ($\sigma\Phi=2$). En el caso de Hoya de Estrada se puede observar que las características de los depósitos concuerdan con estos valores, aunque algunas partes de la secuencia estratigráfica muestran cambios bruscos en la granulometría, esto es debido al incremento de fragmentos de mayor tamaño en los depósitos, lo cual implica que tuvieron variaciones de intensidad en la energía de erupción.

Tabla 5. Parámetros Inman obtenidos para las muestras del cráter Hoya de Estrada en la sección compuesta (mediana $Md \Phi = \Phi 50$; $\sigma \Phi = (\Phi 84 - \Phi 16) / 2$, $M \Phi = (\Phi 16 + \Phi 84) / 2$).

Muestras	$\Phi 16$	$\Phi 50$	$\Phi 84$	$M \Phi$	$\sigma \Phi$	$Md \Phi$
HE-041-Az	-3.99	-2.5	0.03	-1.98	2.01	-2.5
HE-041-Aa	-1.89	-0.08	1.7	-0.095	1.795	-0.08
HE-041-Ab	-2.43	-0.84	1.5	-0.465	1.965	-0.84
HE-041-Ac	-3	-1.2	1.27	-0.865	2.135	-1.2
HE-041-Ad	-3.6	-1.03	1.1	-1.25	2.35	-1.03
HE-041-Be	-4.06	-1.48	1.12	-1.47	2.59	-1.48
HE-041-Bf	-4.78	-1.8	1.2	-1.79	2.99	-1.8
HE-041-Bg	-3.2	-0.98	1.2	-1	2.2	-0.98
HE-041-Bh	-4.9	-3.37	-1.2	-3.05	1.85	-3.37
HE-041-Bi	-4.4	-2.8	-0.1	-2.25	2.15	-2.8
HE-041-Cj	-2.39	0.28	1.8	-0.295	2.095	0.28
HE-041-Ck	-2.79	-0.6	1	-0.895	1.895	-0.6
HE-041-Cl	-2.9	-0.95	1.99	-0.455	2.445	-0.95
HE-042-Dd	-4.3	-2.7	0.2	-2.05	2.25	-2.7
HE-042-De	-4.38	-3	-0.45	-2.415	1.965	-3
HE-042-Df	-3.13	-0.6	1.58	-0.775	2.355	-0.6
HE-042-Dg	-4.38	-1.75	0.5	-1.94	2.44	-1.75
HE-052-Dh	-3.8	-1.6	0.5	-1.65	2.15	-1.6
HE-052-Di	-3.28	-1.31	0.24	-1.52	1.76	-1.31
HE-052-Dj	-3.75	-2	0.2	-1.775	1.975	-2
HE-052-Dk	-5	-2.1	-0.27	-2.635	2.365	-2.1
HE-052-Dl	-4.8	-2.9	-0.67	-2.735	2.065	-2.9
HE-052-Dm	-5.05	-2.55	-0.8	-2.925	2.125	-2.55
HE-052-dn	-4.58	-2.46	-0.09	-2.335	2.245	-2.46
HE-052-Dñ	-5.37	-2.75	-0.3	-2.835	2.535	-2.75
HE-052-Do	-4.45	-1.83	0.29	-2.08	2.37	-1.83
HE-052-Dp	-6	-2.5	-0.15	-3.075	2.925	-2.5
HE-052-dq	-4.6	-2.5	0.3	-2.15	2.45	-2.5
HE-052-Er-a	-5.3	-3.3	-0.5	-2.9	2.4	-3.3
HE-052-Er-b	-6.15	-3.5	-1	-3.575	2.575	-3.5
HE-052-Es	-4.5	-2.5	0.3	-2.1	2.4	-2.5
HE-052-Et	-5.55	-3.1	0.7	-2.425	3.125	-3.1
HE-052-Eu	-3.5	-1.75	0.5	-1.5	2	-1.75
HE-052-Ev	-4.85	-3.45	-0.4	-2.625	2.225	-3.45
HE-052-Fw	-5.18	-2.7	-0.38	-2.78	2.4	-2.7
HE-052-Fx	-4.4	-1.7	0.7	-1.85	2.55	-1.7

Tabla 6. Parámetros de clasificación para depósitos sedimentarios y piroclásticos. (Tomado de Cas y Wright, 1987).

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

En la figura 6.1 (b1) se observan variaciones en la granulometría en toda la secuencia piroclástica, las cuales indican variaciones en la intensidad de energía de la erupción, así como también a cambios temporales en el mecanismo eruptivo. Esto a su vez está relacionado con las características de las diferentes estructuras encontradas en cada intervalo, así como la relación agua / magma de los mismos. En el miembro A se puede observar como la granulometría varía en un principio bruscamente de gravas ($Md\Phi = -3 - 0\Phi$; 8 a 4mm) a arenas muy gruesas ($Md\Phi = 0$ a -1Φ ; 1 a 2mm), para luego aumentar gradualmente al pasar al miembro B. Posteriormente se observa una breve disminución y, al final de la miembro B, se tiene un cambio brusco del tamaño de grano ($Md\Phi = 0.5$ a -4Φ ; 1.41 a 16 mm). Del miembro B a C se observa un cambio muy brusco, con una disminución $Md\Phi = 0$ a -1Φ ; 1 a 2mm) mientras que el miembro D muestra oscilaciones bruscas al inicio $Md\Phi = -3$ a 0.7Φ ; 8 a ~ 1.41 mm), pero luego se observa una tendencia general a aumentar el tamaño de grano ($Md\Phi = -3\Phi$; 8 mm), pasando de manera gradual al miembro E. Este miembro está limitado por capas blancas de caída, en donde se puede apreciar que tienen un tamaño de grano mayor ($Md\Phi = -3$ a -4Φ ; de 8 a 16 mm respectivamente) con respecto a las capas intermedias, teniendo cambios bruscos en el tamaño de grano con diferencias de hasta $Md\Phi = 1\Phi$. El miembro F, en cambio, muestra una tendencia muy marcada a disminuir el tamaño de grano ($Md\Phi = -3.5$ a -1.5Φ , aproximadamente).

En la figura 6.1 (b 2) se observa que, en general, las muestras de Hoya de Estrada varían desde pobremente ($\sigma\Phi=2-3$) hasta bien clasificadas ($\sigma\Phi=1-2$) (ver Tabla 5), aunque la mayoría de las muestras entran en el rango de clasificadas pobremente. Sin embargo, la mayoría de los miembros inician con una clasificación buena y finalizan con una selección pobre ($\sigma\Phi=2-3$), con la excepción del miembro B que termina en el orden inverso. En el miembro A se observa clasificación buena ($\sigma\Phi=2$) y solamente varía ligeramente a tamaños mayores al principio de la columna, cabe mencionar que no aflora la base de nuestra secuencia estratigráfica y la interpretación se hace solo con base en la parte expuesta del depósito. Posteriormente, un cambio brusco donde su clasificación se hace más pobre hacia el miembro B alrededor de $\sigma\Phi=3$ a 4; para después ir aumentando gradualmente su clasificación hasta $\sigma\Phi=1-2$. Hacia el miembro C su clasificación es buena de $\sigma\Phi=2$ aproximadamente, hasta tener una mejor clasificación con el miembro D, en donde este miembro presenta variaciones oscilantes (al igual que en la variación de tamaño de grano, $Md \Phi$) en cuanto su clasificación que va de pobremente clasificada ($\sigma\Phi=3$, ver Tabla 5) hasta bien clasificada ($\sigma\Phi=2$). Al inicio del siguiente miembro (E) se mantiene una clasificación moderada ($\sigma\Phi$ entre 2 y 3) y en su parte media se observan cambios bruscos en la clasificación variando de pobremente clasificada ($\sigma\Phi=3$) a bien clasificada ($\sigma\Phi=2$). Posteriormente se observa un empobrecimiento de la selección al pasar al miembro F y ahí se mantiene en un rango de $\sigma\Phi$ entre 2 y 3. En los histogramas granulométricos (Fig. 6.2) para la unidad inferior se tiene que, en el miembro A, se presenta una distribución unimodal con modas centradas en -2, -1 y 0 Φ , con excepción de la muestra HE-041-Ac que presenta una distribución bimodal, con modas -2 y 0 Φ .

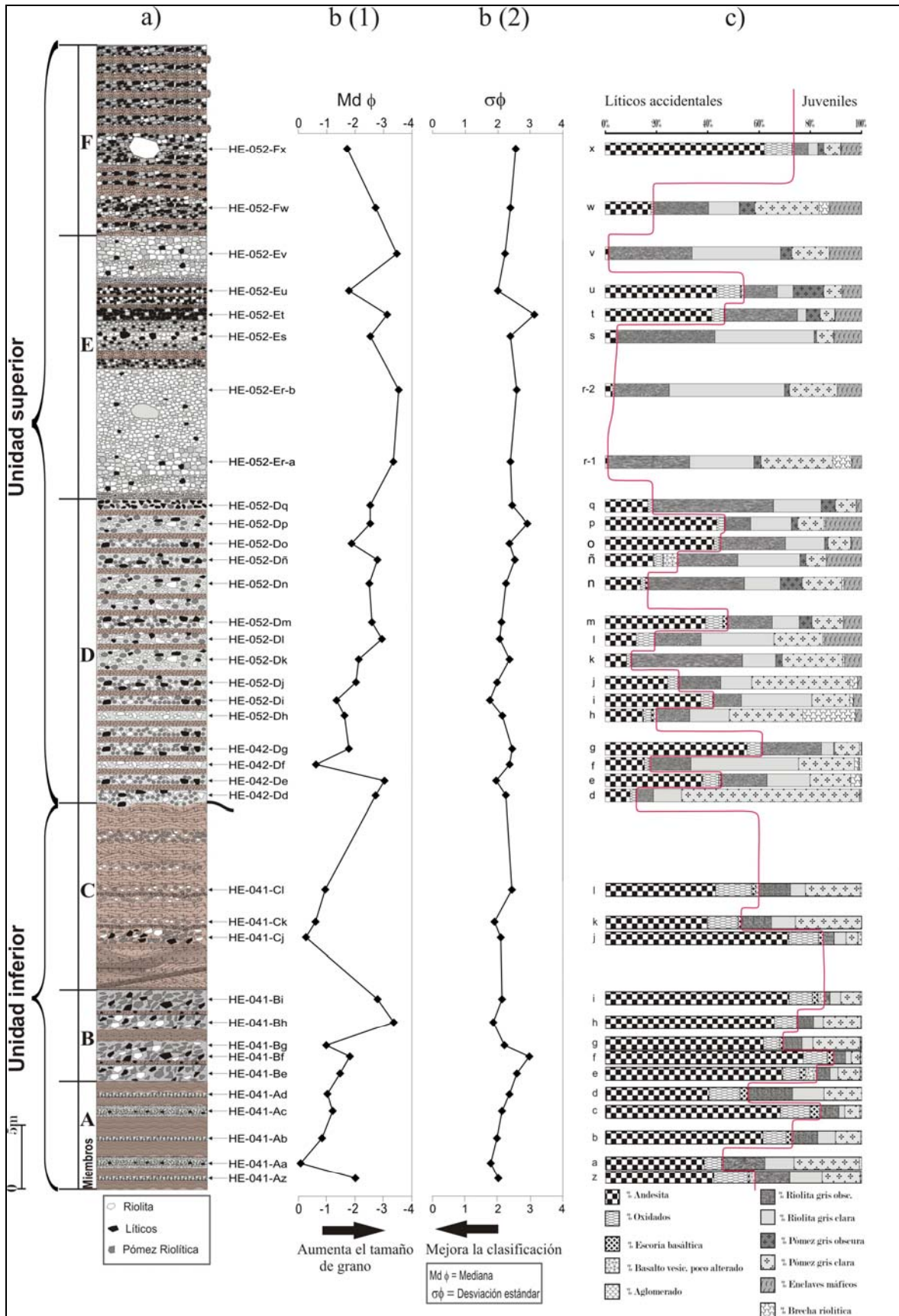


Figura 6.1 Variaciones verticales de parámetros granulométricos: a) columna estratigráfica compuesta sintetizada, b) gráficas de tamaño de grano y clasificación del depósito, c) gráfica de componentes.

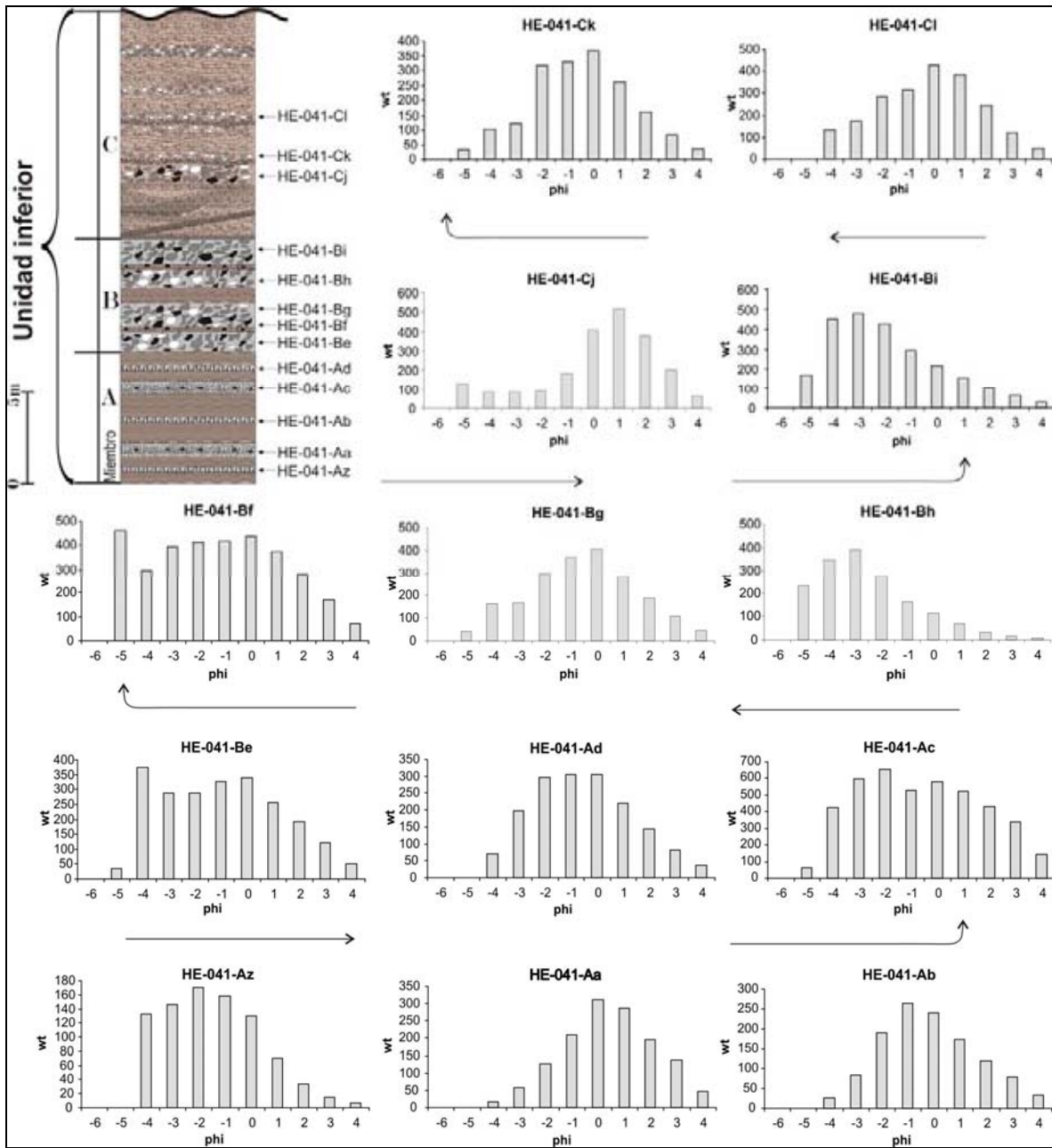


Figura 6.2 Histogramas granulométricos y sección estratigráfica compuesta de la unidad inferior. Las flechas indican el orden estratigráfico de la base a la cima.

En el miembro B presentan distribuciones que van de bimodal a unimodal con modas en las fracciones -5, -4 y secundarias en 0Φ para la bimodal y -3Φ para la unimodal. El miembro C presenta una distribución unimodal con modas centradas en 0Φ , a excepción de la muestra HE- 041-Cj que presenta una distribución bimodal con modas en 1 y -5Φ .

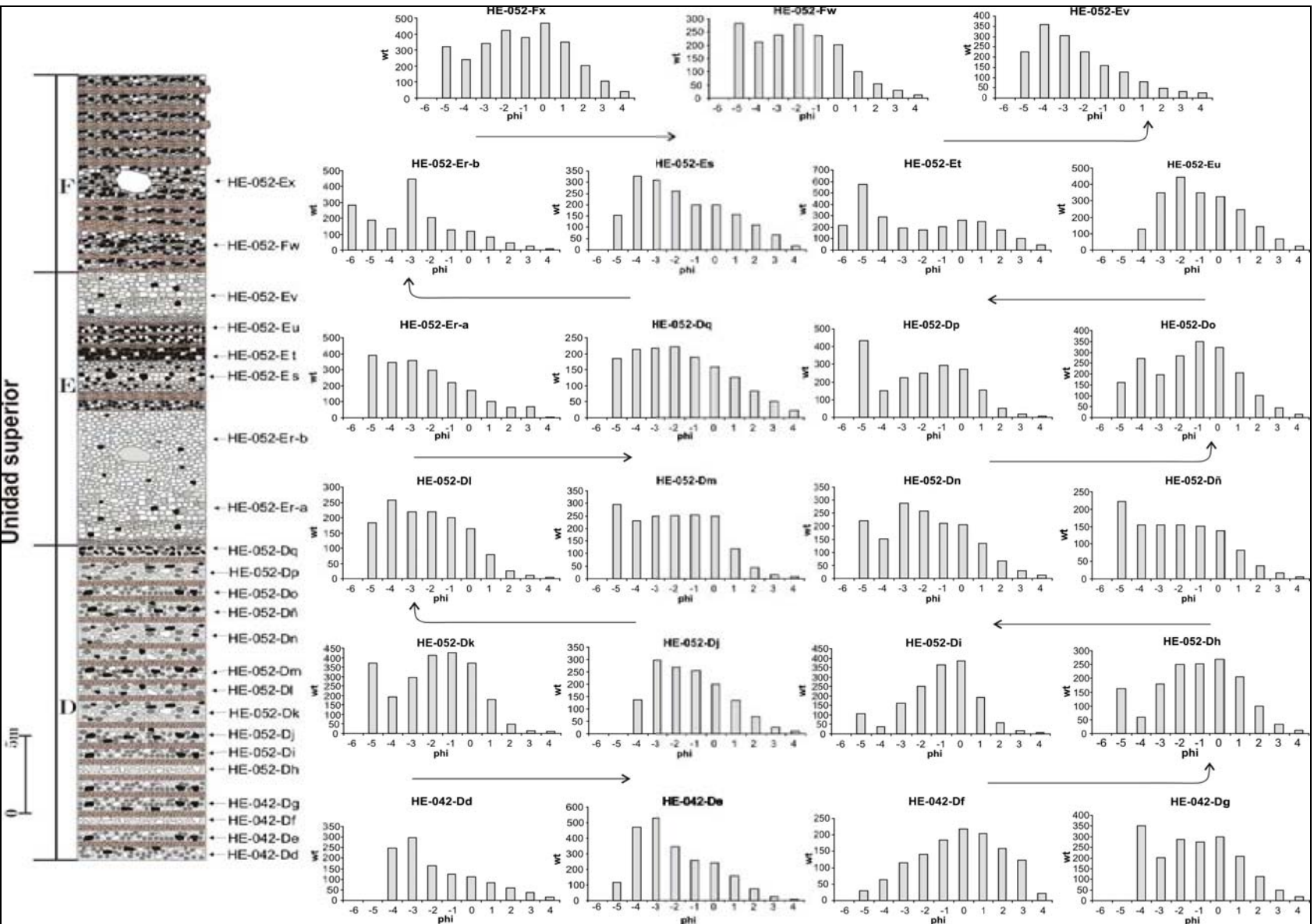


Figura 6.3 Histogramas granulométricos y ubicación de las muestras en la sección estratigráfica compuesta del miembro superior. Las flechas indican el orden estratigráfico de la base a la cima.

Para la unidad superior se puede observar que en la parte inferior del miembro D (Fig. 6.3) presenta distribuciones unimodales (muestras HE-041-Dd, De y Df) y bimodales (Dg, Dh y Di). Las distribuciones unimodales presentan modas centradas en las fracciones -3 y 0Φ , mientras que las bimodales con modas en -5 y -4Φ y secundarias en 0Φ . En la parte media (HE-052-Dj, Dk, Dl y Dm) se observa una alternancia de distribuciones unimodales (modas centradas en -4 y -3Φ) a bimodales (modas en las fracciones -5Φ y secundarias en 0Φ). La parte superior de este miembro presenta distribuciones bimodales con modas en las fracciones -5 y -4Φ y secundarias en -3 , -2 y -1Φ , a excepción de una muestra HE-052-Dq que presenta una distribución unimodal con una moda centrada en -2Φ .

Para las muestras del miembro E, la distribución granulométrica es unimodal con modas centradas en -5 , -4 y -2Φ , con excepción de las muestras HE-052-Er-b y Et que presentan distribuciones bimodales con modas en las fracciones -6 y -5Φ y secundarias en -3 y 0Φ . En el miembro F presenta una distribución bimodal (muestra HE-052-Fw) con una moda en la fracción -5Φ y secundaria en -2Φ . Además presenta una distribución polimodal (muestra HE-041-Fx) con modas en las fracciones -5 , -2 y 0Φ .

Sin embargo estas gráficas no se pueden correlacionar directamente con las descripciones hechas en campo, es decir, no se puede afirmar que todo lo que tenga una buena selección y soporte de clasto se trate inequívocamente de un depósito de caída. Sin embargo sí se puede explicar que una distribución unimodal existió al menos una componente dominante de transporte subvertical con diversas trayectorias balísticas del conducto; en combinación con una componente subhorizontal como resultado de explosiones dirigidas (Sheridan et al, 1987; Wohletz et al, 1989; Wohletz & Brown, 1995). Además los depósitos que presentan distribución unimodal están localizados cerca del conducto por lo que no se puede referir a una columna eruptiva alta, para que el material haya sido transportado por el viento.

Para las distribuciones bimodales y polimodales se pueden explicar mediante la participación de varios mecanismos de transporte en una misma capa. Sheridan et al. (1987) proponen que las partículas con diámetros de 2 a 8mm (-1 a -3 Φ) pueden viajar predominantemente por rodamiento, mientras que las partículas con diámetros de 2 a 0.5 mm (-1 a 1 Φ) pueden haber sido movidas por intermitente rodamiento y saltación, en tanto que las poblaciones con diámetros de partículas de 0.12mm (3 Φ) pueden ser transportadas por saltación y las partículas con diámetros más finos (>0.0625 mm ó 4 Φ) pueden ser transportadas por suspensión.

6.2 ANÁLISIS DE COMPONENTES.

El análisis de componentes se llevó a cabo utilizando un microscopio binocular estereoscópico, con el que se separaron los componentes líticos accidentales (basalto vesicular alterado, andesitas-basálticas, escoria basáltica, oxidados) y el material juvenil (lava riolítica, pómez gris, pómez gris oscura, brecha riolítica y enclaves máficos dentro de riolitas y pómez) hasta la fracción -1 Φ , límite a partir del cual fue muy difícil diferenciar entre los diversos componentes. Asimismo, se identificaron también aglomerados de roca, que no son más que granos de roca de diferentes materiales, líticos accidentales o juveniles cementados.

De la separación de componentes se pudo deducir que, en general, la fracción dominante en la mayoría de los depósitos de la secuencia, estaba compuesta por clastos de líticos accidentales (principalmente de andesitas-basálticas) sobre el material juvenil en la unidad inferior, y a la inversa para la unidad superior. Sin embargo, en algunos casos la proporción de juveniles fue más abundante, particularmente en la unidad superior.

Los constituyentes de líticos accidentales corresponden a fragmentos de la roca encajonante que fueron fragmentados en la interacción agua/magma e incorporados durante las explosiones freatomagmáticas.

Para analizar las variaciones de los componentes que representan a cada miembro, de la secuencia se analizaron las muestras que integran la sección compuesta (Fig. 6.1), obteniéndose los siguientes resultados.

UNIDAD INFERIOR

Miembro A

En este miembro se observan variaciones en la proporción de clastos juveniles y líticos accidentales, pero no se muestra una tendencia bien definida. Al inicio se observa una mayor abundancia de líticos accidentales (60%), con respecto a material juvenil, lo cual es seguido por un ligero aumento en el material juvenil (55%), y luego por una brusca disminución del mismo (15%). Aunque al final de este miembro, los juveniles vuelven a aumentar como al principio (40%). Los líticos accidentales dominantes son de andesita-basáltica seguidos por clastos oxidados.

Miembro B

Por su parte, el contenido de material juvenil vuelve a disminuir (10%) con algunas oscilaciones en la parte media de este miembro. Posteriormente se puede observar una tendencia general de aumentar los líticos accidentales (80%). En general, los componentes de líticos accidentales en este miembro vuelven a ser los que predominan. Cabe mencionar que la andesita-basáltica es el componente accidental más abundante, comparado con el miembro anterior.

Miembro C

En este miembro se inicia con la misma tendencia observada al final del miembro B, sin embargo es seguido por un aumento marcado en los componentes juveniles (pómez

riolítica y riolita, 45%), manteniéndose así hasta terminar este miembro. En general, los líticos accidentales siguen siendo los componentes más abundantes como en toda la unidad inferior, aunque se observa un notorio aumento en la cantidad relativa de pómez (30%) con respecto a los clastos de riolita (15%).

UNIDAD SUPERIOR

Miembro D

En este miembro tiene una tendencia oscilante en el contenido de material juvenil y líticos accidentales, al igual que en los parámetros verticales (Md Φ y $\sigma\Phi$). Al inicio de este miembro aumenta considerablemente la cantidad de fragmentos juveniles (80%) con respecto a la unidad inferior, sin embargo, se observan numerosas fluctuaciones en el contenido de líticos accidentales de un 10 hasta un 60% (predominantemente andesita basáltica). Los clastos de riolita son más abundantes hacia la parte superior de este miembro (60%).

Miembro E

En este miembro se observa un dominio en la proporción de componentes juveniles (pómez y riolita) hasta llegar a 95 y 98%, predominando la riolita por sobre la pómez. En la parte media superior se presenta un aumento de líticos accesorios (40% andesita basáltica, principalmente), volviendo a disminuir drásticamente el contenido de estos líticos accidentales (1%). En general, el componente juvenil que más predomina en este miembro es la riolita gris clara y luego la riolita gris oscura, seguida por pómez gris clara y pómez gris oscura. Aunque los fragmentos líticos las andesitas son dominantes, otros componentes también están presentes entre un 15 a 5% (oxidados, escoria basáltica, basalto vesicular alterado, respectivamente).

Miembro F

En el miembro F se puede observar un contenido mayor (20%) en los líticos accesorios, los cuales aumentan hasta un 60% (predominando la andesita basáltica). Cabe mencionar que además de los clastos juveniles dominantes (pómez riolítica y riolita), empiezan a aparecer a partir de la unidad superior, exclusivamente en los miembros D y F (presentes en las secciones E, NE, N, NW), pómez bandeada y pómez gris oscura, apreciándose una abundancia mayor de estas pómez en la secciones N y NW (Fig. 6.4) comparado con las demás secciones, lo que indica la participación de otro magma de diferente composición durante la erupción.

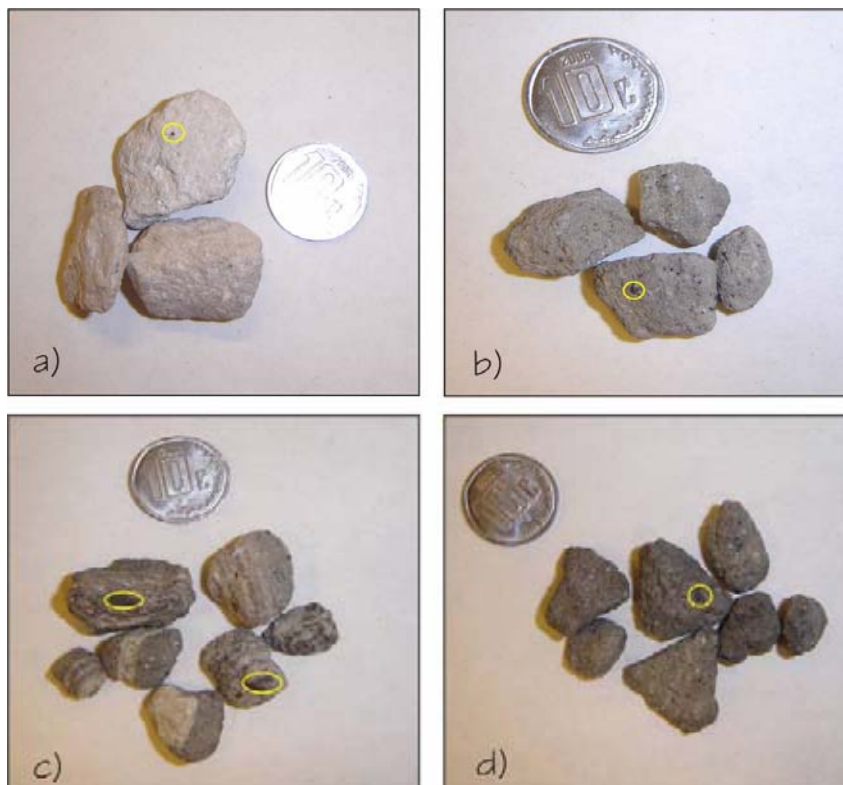


Figura 6.4 Tipos de pómez que se presentan en la unidad superior (miembro D y F) en las diferentes secciones, principalmente N y NW. a) pómez gris (pg, aparece en toda la secuencia), b) pómez gris oscura (pgo), c) pómez bandeada (pb), d) pómez gris oscura a negra (pn). Nota: los círculos y óvalos indican los enclaves de traquí andesita-basáltica

Igualmente en esta misma unidad, los fragmentos de riolita y pómez contienen enclaves de traqui andesita-basáltica. Estos clastos embebidos en los fragmentos riolíticos tienen una apariencia fresca, no presentan signos de alteración o bordes de reacción. Además se presentan en forma alargada, paralela a la foliación de flujo en los clastos de riolita. Sugiriendo que al momento de la erupción, el basalto aún se encontraba caliente (Fig. 6.5) al igual que el magma riolítico. Estos clastos de traqui andesita-basáltica varían en cuanto a tamaño, desde fragmentos pequeños hasta ~10 cm de diámetro o más (Fig. 6.4).

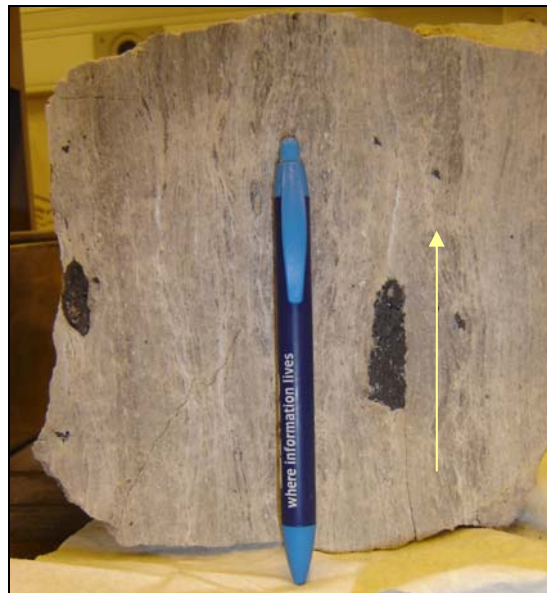


Figura 6.5 Enclaves de traqui andesítico-basáltica dentro de un bloque de riolita (~50 cm), orientados paralelos a la dirección al flujo del magma riolítico. Escala (pluma ~ 14cm).

Estas observaciones indican la inyección periódica de magmas de composición contrastante tanto riolítico como basáltico, aunque con una clara dominancia del primero de ellos. Es evidente el considerable aumento de aporte magmático al sistema a partir de los miembros D y E. En el ANEXO 2 se muestran los datos utilizados para la realización de la figura 6.1.

6.3 FORMA Y VESICULARIDAD DE LA PÓMEZ

La determinación de la forma y vesicularidad de la pómez se llevo acabo mediante la observación de las mismas en un microscopio binocular para clastos -4, -3 y -2 Φ . Para ello se hizo una estimación del índice de vesicularidad propuesto por Houghton & Wilson (1989, tabla 7). Con el cual el espectro de vesicularidad puede ser visto, dependiendo de la viscosidad del magma, tasa de erupción y la presencia y tiempo de interacción agua/magma. En erupciones freatomagmáticas, la vesicularidad de los clastos varía ampliamente reflejando variaciones complejas en el tiempo relativo de vesiculación y la fragmentación inducida por agua (Houghton & Wilson 1989).

Tabla 7. Índice de vesiculación propuesta por Houghton & Wilson, 1989.

Índice de vesicularidad	
% de Vesicularidad	Descripción
0-5	No vesicular
5-20	Vesiculación incipiente
20-40	Poco vesiculado
40-60	Moderadamente vesiculado
60-80	Muy vesiculado
>80	Extremadamente vesiculado

La estimación de la vesicularidad en la pómez de Hoya Estrada se realizó comparándolo con clastos de la Pómez Ezequiel Montes, Qro. (Hernández-Rojas, 2007) cuyo índice de vesicularidad fue obtenido por el método de la parafina. De acuerdo con Rossotti et al. (2005) este método permite obtener mejores resultados en comparación con otros métodos (calibración, película de plástico y mercurio).

El método de la parafina consiste en sellar los poros de la pómez, impermeabilizándola mediante la inmersión múltiple en parafina caliente. El volumen de la muestra cubierta se determina midiendo el agua desplazada cuando la muestra fue sumergida en un picnómetro. El índice de vesiculación según Houghton & Wilson (1989) se indica como:

$$Vs = (DRE - \rho_{clasto}) / DRE$$

Que equivale a:

$$\text{Porosidad} = (V_{roca} - V_{tot}) / V_{roca}$$

Donde:

Vs= vesicularidad

DRE= *Dense Rock Equivalent*

ρ = densidad

V= volumen

En las muestras de Hoya Estrada se pueden apreciar ciertas similitudes en cuanto a la variedad de rangos que presenta (% de vesicularidad), principalmente en el miembro D. A continuación se describen los miembros de la unidad inferior y superior de la sección estratigráfica compuesta para pómez gris (pg).

Para la unidad inferior, los miembros A y B presentan una variación mínima (~0.5%). Estos miembros presentan rangos promedios de vesiculación de ~41% para los miembros A y B), la forma de sus clastos (pómez) va de subanguloso a subredondeado, y la forma de las vesículas para el miembro A van de semiredondeadas a ovaladas, ligeramente conectadas entre sí mientras que para el miembro B van de ovaladas a alargadas y no conectadas entre sí. Las vesículas aplastadas son pequeñas (< 0.5mm) lo cual indica que la viscosidad del magma era alta para poder deformarlas.

El miembro C tiene una vesicularidad promedio de ~38% y sus clastos varían de angulosos, subangulosos a subredondeados y tienen una amplia variedad en la forma de sus vesículas de semiredondeadas, ovaladas y alargadas (Fig. 6.6). Este miembro presenta bajos índices de vesiculación en comparación con los miembros A y B.





Forma de vesículas	
	Redondeada
	Subredondeada
	Ovalada
	Alargada

Figura 6.6 Muestra los diferentes tipos de formas de vesículas para el caso de Hoya Estrada.

Para la unidad superior, el miembro D presenta rangos muy variados de vesiculación. La parte inferior del miembro muestra índices de ~30 a 35%, la forma de los clastos van de angulosas a subangulosas, las vesículas son pequeñas (< 0.5mm) y van de ovaladas a alargadas. La parte media se caracteriza por tener índices de vesiculación de ~55 a 40%, la forma de los clastos son angulosos a subangulosos y esporádicamente subredondeados, el tamaño de las vesículas van de medianas (~ 1mm) a pequeñas (< 0.5mm) con formas ovaladas a alargadas y esporádicamente semiredondeadas. La parte superior presenta oscilaciones en la vesiculación, disminuye el índice de vesiculación (~38%) con vesículas semiredondeadas, para después aumentar drásticamente a ~53% con vesículas redondeadas y posteriormente disminuir (~40%) y mantenerse en ese rango con formas de vesículas pequeñas de ovaladas a aplastadas.

El miembro E muestra una vesiculación de ~35 a 45% los clastos son subangulosos y algunas veces subredondeados, la forma de las vesículas van de semiredondeadas a ovaladas y esporádicamente alargadas.

En el miembro F aumenta la vesicularidad a un ~48%, los clastos son subangulosos y subredondeados y la forma de las vesículas son ovaladas ligeramente conectadas entre sí.

En cuanto a las pómez bandeadas (pb) y gris oscuro (pgo) solo están presentes en los miembros D y F de las secciones E, NE, N, NW. Las pb y pgo tiene un índice de vesicularidad de ~65%, los clastos van de angulosos a subangulosos y la forma de las vesículas son semiredondeadas y no están conectadas entre sí.

La vesicularidad de la pómez gris en la unidad inferior es relativamente constante y menor (~40%) que la de la unidad superior, que presenta valores oscilantes con rangos que van desde ~30 a 55%. Asimismo la Pb y Pgo que pertenecen a ésta unidad tienen un índice vesicularidad mucho mayor (~65%) que la pómez gris. Por lo que se puede observar que, la unidad superior muestra aumentos en la vesicularidad con respecto a la unidad inferior, lo cual puede ser atribuido a que al existir una menor interacción agua/magma en la parte superior de la secuencia, la vesicularidad no fue inhibida de la misma manera que en la parte inferior.

VII. INTERPRETACIÓN SOBRE LA FORMACIÓN DEL CRÁTER.

7.1 ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía documentada en el Cráter Hoya de Estrada incluye tanto la actividad eruptiva formadora del anillo de tobas como actividad posterior que no tiene relación alguna con la formación de Hoya de Estrada. La actividad formadora del anillo de tobas puede ser interpretada como resultado de dos episodios principales que dieron lugar a la formación de las unidades inferior y superior. Ambas unidades constituyen la etapa principal de formación del anillo de tobas de Hoya de Estrada y presentan características que revelan cambios en las condiciones eruptivas que pueden ser atribuidas a varios factores entre los que se podrían citar: modificaciones en la relación agua/magma, inyección de un magma andesítico basáltico y posibles cambios geométricos en la boca eruptiva que podrían considerar modificaciones en la localización del punto eruptivo. La edad del cráter Hoya Estrada, oscila entre 0.27 ± 0.02 Ma, por el método de K-Ar (Murphy, 1982) y 0.247 ± 0.02 Ma según lo reporta Peñaloza-Turrubiates (2005), utilizando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Existe además una manifestación de lavas máficas en la parte interna del occidente del cráter cuya procedencia será discutida más adelante.

1) Etapa formadora del anillo de toba

El cráter Hoya de Estrada fue formado por erupciones freatomagmáticas muy energéticas que implican la interacción pulsante de una fuente de calor o de material magmático con un acuífero regional. Esto se manifiesta por la alternancia, relativamente rítmica, de capas de gravas, brechas y horizontes de material fino. Aunque es claro que el proceso eruptivo fue dominado por explosiones formadoras de oleadas piroclásticas, una parte del material fragmentado fue depositado como material de caída. Entre las estructuras sedimentarias encontradas en los depósitos formados durante la fase freatomagmática del cráter se pueden destacar las siguientes: estratificación cruzada,

canales de relleno, dunas, bloques o bombas dentro de estructuras de impacto que implica capas relativamente húmedas que permitieron una deformación plástica del material saturado con agua. Otros horizontes presentan evidencias de condiciones de humedad durante la erupción por la presencia de lapilli acrecional.

Los eventos que ocurrieron en torno a la formación del cráter Hoya Estrada se pueden dividir en dos grandes episodios que originaron a las unidades inferior y superior.

Unidad inferior.

La actividad que generó a esta unidad debió concentrarse en el flanco E del cráter, lo cual se puede inferir por los espesores considerablemente mayores con que esta unidad está representada en la sección E. Esta actividad inició con una erupción freatomagmática que originó un depósito de ceniza con líticos accidentales abundantes y pocos juveniles, indicando una fuerte fragmentación de las roca encajonante constituida por roca de composición andesítica de acuerdo a los líticos encontrados en los depósitos piroclásticos. Inmediatamente después surgieron distintos pulsos eruptivos que originaron material brechoide y oleadas con escaso contenido de juveniles y con presencia de lapilli acrecional con escaso contenido de juveniles, lo que sugiere condiciones más húmedas que al inicio de la erupción. En algunas partes se presenta un ligero aumento de los clastos juveniles, lo que indica un aporte más abundante de magma riolítico en el sistema. En la parte media y superior de la secuencia, los pulsos eruptivos fueron más energéticos teniendo como resultado oleadas piroclásticas muy endurecidas, constituida por ceniza con presencia de lapilli acrecional con algunos líticos accidentales y con muy pocos juveniles, como en el caso anterior. Algunas deformaciones de impacto, relleno de canal, estratificación cruzada, indican depósitos típicos de oleadas húmedas.

Posteriormente (miembro B) las erupciones van haciéndose menos energéticas debido a una menor interacción efectiva entre el agua y magma, depositándose en su mayor parte material brechoide con bloques de hasta 12 - 14 cm y poco aporte de material fino con poca evidencia de humedad. A esto se atribuye la formación de una columna pequeña, misma que dio origen al material brechoide de caída y, al mismo tiempo, se originaron las oleadas basales que dieron lugar al material fino compactado, con líticos accidentales y menor proporción de juveniles. Esto indica que tanto en el miembro A como B el foco de la erupción estuvo situado a una profundidad donde la roca encajonante debió consistir predominantemente por andesitas gris claro como de gris oscuro. Esto es evidente por la mayor abundancia relativa de tales litologías en cada uno de los miembros (Fig. 7.1).

Para el miembro C las erupciones se hacen más energéticas que en el miembro A, observándose un aumento progresivo en el material juvenil, el cual deposita en su mayor parte oleadas basales de grueso espesor, muy endurecidas y con estructuras de relleno de canales, depresiones de impacto balístico, estratificación cruzada, ondulante, estructuras de dunas, alternada con capas esporádicas de brechas burdamente estratificadas.

Unidad superior

A diferencia de la unidad inferior, esta unidad presenta espesores notoriamente mayores hacia el flanco W-NW del cráter. Esto puede deberse a varias razones, por un lado, podría ser que haya ocurrido una migración del foco eruptivo hacia esa dirección, tal como se ha observado en muchos otros ejemplos de maares como en Ukinrek (Ort et al., 2000) o como se ha inferido para el cráter Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007), o bien, es posible que simplemente se hayan ocurrido explosiones dirigidas hacia esa porción. Sin embargo, no se observa con claridad algún tipo de rasgo que haga evidente el

carácter direccional de esas explosiones, como podría ser una presencia abundante de impactos producidos por proyectiles balísticos, a fin de apoyar esta última opción.

La actividad explosiva se reanuda después de un periodo de reposo, cuya duración es indeterminada (pero que se piensa que podría haber sido relativamente breve), lo cual es evidenciado por una marcada discordancia. El miembro D presenta una secuencia rítmica de oleadas basales delgadas (laminares) con alternancia rítmica de brechas burdamente estratificadas, con clastos de hasta 12 cm. En estas oleadas, la humedad sigue estando presente, lo cual es evidenciado por el endurecimiento observado en sus capas, en donde predomina el material juvenil (~80%), aunque existen algunos horizontes que presentan un aumento en contenido de material lítico accidental (50%), por lo que se cree que hubo oscilaciones importantes en la relación agua/magma. Es importante destacar que desde el inicio de esta unidad se presentan evidencias acerca de una pequeña inyección de nuevo magma de composición traqui andesítica-basáltica, incrementando su proporción hacia los miembros superiores E y F, esto se evidencia por las inclusiones de este magma nuevo embebidas en las riolitas y pómez. Un aspecto interesante acerca de la distribución de los productos, es que algunas capas aparecen de manera exclusiva en solo algunas secciones, lo que indica que la erupción en el cráter no fue de manera radial, alrededor del anillo piroclástico, si no que, hubo pequeñas explosiones dirigidas a direcciones preferenciales, en torno al anillo del cráter originando capas o secuencias de manera local en la sección (Fig. 7.1), por lo que algunas capas presentan un espesor mayor con respecto a otras secciones.

El miembro E muestra un aumento en el material juvenil (riolita y pómez riolítica, 95 a 98% respectivamente) de caída y balísticos de lava riolítica de hasta ~ 50 cm, por lo que posiblemente se emplazó un domo y consecutivamente se destruye generando una pequeña columna eruptiva en la cual se deposita pómez y riolita, teniendo al mismo tiempo explosiones dirigidas hacia el W que dan origen a oleadas basales que

depositaron capas delgadas (~10cm o menos) estratificadas (cruzada u ondulante) intercaladas con capas de caídas, con contenidos de líticos accidentales de hasta un 40%. Posteriormente se restablece una columna eruptiva que originó una capa de caída con 97% de material juvenil. Esto indica que al momento de la erupción que originó este miembro, se tenían simultáneamente dos tipos de dinámicas de erupción (Fig. 7.1). Para el miembro F se tiene una secuencia rítmica estratificada de oleadas basales intercaladas con capas de lapilli medio, que presentan un aumento en el contenido de material lítico accidental (15 a 60%). Esto indica que la relación agua/magma era oscilante y seguramente estaba relacionada a la ocurrencia de explosiones frecuentes de corta duración que dieron origen a capas de lapilli fino intercalado con capas de lapilli grueso.

Para erupciones hidrovulcánicas, en donde el movimiento del agua subterránea entra en contacto con el magma, lo que ocurre es un rompimiento térmico-hidráulico de la pared de la roca (Buettner y Zimanowski, 1998). Es por esto que el tipo de líticos y su abundancia puede indicar el nivel estratigráfico de interacción hidrovulcánica (Wohletz, 1986). Cuando la relación agua/magma alcanza su máxima eficiencia explosiva, se logra una fragmentación mayor que da lugar a una granulometría más fina. También es evidente que hubo fluctuaciones notorias de la proporción agua/magma, donde con un mayor aporte de agua se puede incrementar también la explosividad hasta alcanzar su máxima eficiencia, aunque también puede disminuirla si excede el valor crítico de 0.3 (Wohletz y Sheridan, 1983). Asimismo, debe considerarse que las variaciones en los volúmenes de magma inyectados pueden aumentar o disminuir esa relación generando erupciones con diferentes niveles energéticos.

Es muy posible que las fluctuaciones en el estilo de explosión y la producción de los depósitos tan diversos esté relacionada con las características del acuífero en donde se estuvieron efectuando la interacción magma/agua. La información que se tiene sobre las condiciones del acuífero actual, proviene de estudios geofísicos realizados en la zona que

terminan justamente en el campo volcánico de Valle de Santiago (Ortega, *com. personal*, 2004). En ellos se propone la existencia de 2 acuíferos que caracterizan la región de estudio uno fracturado (más profundo) y otro, de tipo granular (más somero). A pesar de las características locales que puedan existir en los alrededores de Hoya de Estrada, es posible asumir que esas condiciones regionales prevalezcan a nivel general y sean también aplicables a Hoya de Estrada.

Sin embargo, se debe reconocer que no se tienen evidencias claras acerca de las condiciones del acuífero, particularmente el de tipo granular; aunque se podría mencionar, en favor de la existencia de un acuífero fracturado, que se observa una predominancia de clastos líticos accidentales de andesita en la mayoría de las muestras analizadas de la unidad inferior, lo cual sugiere que el foco de las explosiones ocurrió en una zona dominada por lavas de esa composición y, se considera que, la única forma que esas rocas podrían tener cierta cantidad de agua, sería por fracturas.

Asimismo, existen múltiples afloramientos de rocas andesíticas subyaciendo a depósitos de otros volcanes de explosión, como es el caso de la Hoya Cíntora (Puente, 2004), por lo que se asume que se extienden ampliamente en la región de estudio. De esta forma, se considera lógico asumir que el agua aportada para las erupciones que formaron la Hoya de Estrada provenían de fracturas rellenas de agua. Asimismo, es posible considerar también que, a medida que se progresaba la erupción, se producía permeabilidad secundaria en las andesitas.

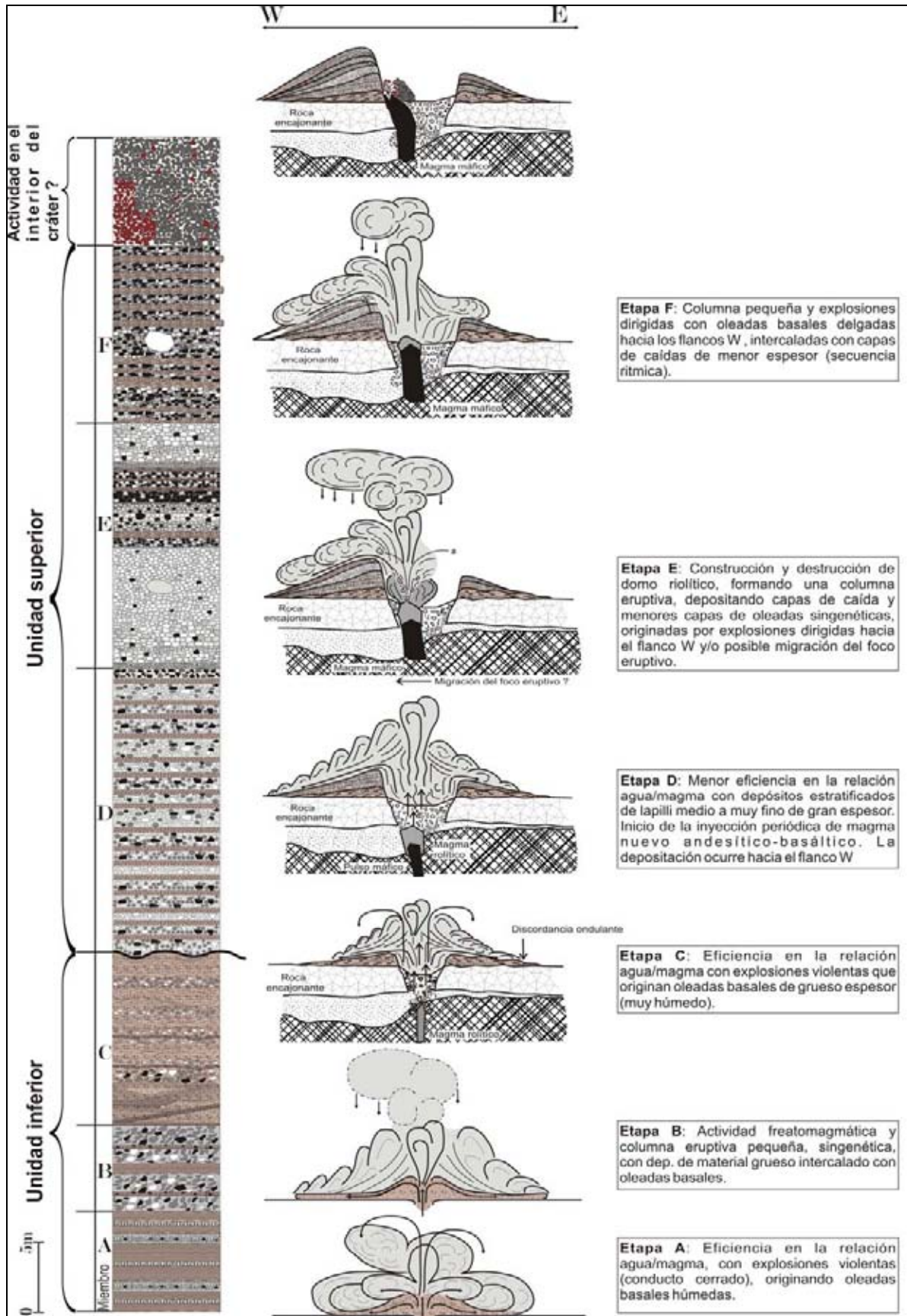


Figura 7.1 Evolución geológica basada en la interpretación de la columna estratigráfica compuesta de Hoya Estrada.

De manera general, a partir del análisis de componentes de la secuencia de actividad freatomagmática, se puede decir que hubo dos fases principales (unidad inferior y superior) en la formación del cráter que reflejan variaciones en la aportación de agua con inyecciones periódicas de magma riolítico. A juzgar por los depósitos y estructuras resultantes observadas en los depósitos, se pueden inferir condiciones de mayor humedad para la unidad inferior. Por otra parte, a partir del inicio de la formación de la unidad superior ocurrido poco después de un relativo periodo de reposo, se presenta justamente la inyección de magma traqui andesítico-basáltico al sistema. A partir de ese momento se observa que la depositación de los productos eruptivos es dirigida preferentemente hacia el W, lo cual, como ya se mencionó anteriormente, podría ser un efecto de explosiones dirigidas hacia ese sector, que podrían estar ligados a las condiciones de inyección del nuevo magma, o bien, podría tratarse de una aparente migración del foco eruptivo hacia el W, lo cual debió influir grandemente en las interacciones agua/magma que fueron menos efectivas y con menor participación de agua. Esto se ve reflejado en el tipo de depósitos de la unidad superior, los cuales contienen una mayor abundancia de depósitos de caída.

Con los datos disponibles, se considera que es difícil discernir entre estos diferentes escenarios, o si acaso, ambas condiciones ocurrieron simultáneamente. Sin embargo, es evidente que la inyección del magma traqui andesítico-basáltico desde el inicio de la unidad superior, debió influir en la relación agua/magma, disminuyendo posiblemente tanto la proporción de agua como la eficiencia de las interacciones hidromagmáticas. Asimismo la vesicularidad de los productos emitidos juegan un papel importante, ya que de acuerdo a la estimación realizada en el capítulo anterior se observa que para la unidad inferior la vesicularidad en pómez gris es menor (~40%) que para la unidad superior (~55%). Además, en esta misma unidad la vesicularidad para la pómez bandeada y gris obscuro es aún más alta (~65%). De acuerdo con Houghton y Wilson (1989) la interacción

agua/magma en un estado primario reduce ampliamente el índice de vesicularidad (< 40%). Por lo tanto, el incremento en la vesiculación de la unidad superior podría apoyar la idea de una menor eficiencia en las interacciones hidromagmáticas.

1.2) Actividad en el interior del cráter

En la parte interna del sector occidental del cráter de Hoya de Estrada se encuentra aflorando un apilamiento de lavas escoriáceas que muestran una típica textura de salpicadura, lo que hace evidente la existencia de una fuente de lava cercana que permitía el depósito continuo de pedazos de lava recién formados pero todavía suficientemente calientes como para quedar soldados y generar un alto grado de consolidación en las rocas. El problema que se presenta es que no se observa con claridad si esas manifestaciones forman realmente parte de las paredes internas del cráter o son manifestaciones que se localizan justo en esa zona que se emitieron de manera posterior. Esto es, la naturaleza de los afloramientos, no permiten determinar con certidumbre las relaciones estratigráficas entre estas lavas traqui andesítico-basálticas y la secuencia piroclástica, lo que conduce a la interrogante de si estas rocas representan los vestigios de una actividad pre-eruptiva o por el contrario, representan un evento póstumo, con el que finaliza toda actividad magmática del cráter Hoya de Estrada.

Algunas observaciones e inferencias pueden ayudar a clarificar un poco sobre el origen de esas lavas, pero debe reconocerse que no hay evidencias contundentes que demuestren cual de las dos es la respuesta definitiva. En lo que respecta al tamaño y distribución de esas lavas, se observa que éstas están restringidas solo a la parte occidental del cráter y, particularmente, en su parte inferior, lo que es concordante con una manifestación pre-eruptiva. Ahora bien, considerando que se hubiera construido un edificio volcánico, este debió ser parcialmente destruido, quedando solamente esos vestigios del mismo. Sin embargo, no hay tampoco problema en considerar que dado el

relativo escaso volumen de magma traqui andesítico-basáltico inyectado en el sistema, este haya formado solamente una pequeña estructura de salpicadura, como se da en muchos volcanes. Asimismo, si un hipotético edificio ancestral hubiese sido destruido, debería estar reflejado en una abundancia de esos materiales en los componentes que integran los depósitos piroclásticos, lo cual no ocurre.

En lo que respecta a la profundidad de excavación del cráter; es posible que como manifestaciones pre-eruptiva al anillo de tobas, éstas se encontrarán posicionadas a una gran altura con relación al cráter, lo que indicaría una paleotopografía muy irregular, que habría sido modificada necesariamente por las explosiones que formaron al anillo de toba. Sin embargo, la morfología interna del cráter es relativamente somera, y no muestra una excavación tan profunda como en los mares de los alrededores como por ejemplo: Hoya La Alberca (Rincón, 2005) o Hoya Cíntora (Puente, 2004). Aparentemente, los cráteres de explosión de composición riolítica como Hoya de Estrada profundizan mucho menos que aquellos de composición basáltica como La Alberca o Cíntora, tal y como se observa claramente en la cuenca de Serdán-Oriental, en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (Carrasco-Núñez et al., 2007),

En lo que respecta a composición química de esas lavas, esta es muy similar a la encontrada en los fragmentos máficos de la secuencia piroclástica, lo cual, si bien no descarta del todo que esas rocas sean pre-eruptivas al anillo de tobas, ya que coincidentemente podrían tener la misma composición, si apoya el hecho de que puedan estar asociadas a una misma fuente y puedan ser entonces consideradas como manifestaciones post-eruptiva. Lo que es relevante destacar es que esas similitudes químicas aplican tanto a los elementos mayores como a los traza, los cuales podrían representar un parámetro más significativo de correlación con los magmas máficos que participaron en la formación del cráter Hoya de Estrada.

En conclusión, no es posible demostrar cual de las opciones es la correcta, sin embargo, las observaciones y argumentos aquí presentados parecen apuntar a que es más posible considerar la existencia de una actividad efusiva al final de la formación del cráter de explosión. Actividad, de volumen reducido, que pudo estar asociada a una pequeña fuente de lava que dio lugar a la formación de las lavas de salpicadura de composición taqui-andesítico basálticas. Si esta interpretación fuera correcta, se podría considerar como una evidencia para no descartar la posibilidad de una posible migración del foco explosivo hacia el W.

2) *Etapa post- eruptiva a la formación del anillo de toba*

Esta etapa no tiene ninguna relación con la formación de la Hoya Estrada, y se puede observar solamente en dos secciones estratigráficas. En la sección E la secuencia piroclástica está subyacida por un paleosuelo de más de 1.50 m, que indica un periodo de tiempo prolongado después de la terminación de la actividad freatomagmática de Hoya Estrada. El horizonte de escoria basáltica que cubre al suelo fue seguramente producido por un cono de escoria que aflora al este de Hoya Estrada, mientras que la secuencia estratificada de cenizas finas ondulantes que aparece en la parte superior de la secuencia procede muy posiblemente de Hoya Blanca (Aranda 2007, *com. personal*).

En la sección noroeste se presenta un suelo de más de 2m de espesor (igual que en la sección anterior), seguido por un horizonte de escorias proveniente de un cono de escoria situado al NNW de H. Estrada, al cual sobreyace un depósito de oleadas piroclásticas con estratificación planar cuyo componente principal son escorias basálticas cuya abundancia es mayor hacia la parte superior del depósito. A estas escorias sobreyace un depósito de salpicado de escorias (~ 3m) que contienen como rasgo distintivo xenolitos de diorita, los cuales son similares a los encontrados en los diques que intrusionan a las capas de la unidad superior de Hoya de Estrada, lo que permite sugerir

una correlación genética entre ambos. De esta manera, se puede asumir que todos estos depósitos no tienen ninguna relación con los magmas participantes en las erupciones freatomagmáticas de H. Estrada, y que la fuente de estos depósitos se cree que provengan del cráter Hoyuela que se encuentra a 1.17 km al NNW del centro del cráter de Hoya Estrada (Aranda 2007, *com. personal*), cuya composición es diferente a la que muestran depósitos encontrados en la sección E.

7.1.1 CORRELACIÓN DE UNIDADES Y ENTORNO ESTRUCTURAL

La correlación de los depósitos en las diferentes secciones no es simple ya que se encuentran diferencias importantes en la distribución de los diferentes miembros que conforman cada unidad.

La unidad inferior que se encuentra mejor expuesta en el flanco E, se caracteriza por secuencias potentes (~2 m ó más) de oleadas piroclásticas principalmente, lo que indica condiciones de mayor humedad. La unidad superior es dominada por capas de caídas, en donde se tienen condiciones de menos humedad o erupciones más secas, y se encuentra mejor expuesta en el flanco W del cráter. Estas dos unidades están separadas por un contacto ondulante que refleja una interrupción en la aparentemente continua depositación de la secuencia eruptiva, lo cual está acompañada por cambios en el estilo eruptivo (condiciones más secas), y un desplazamiento del sitio preferencial de depositación (hacia el W). Asimismo, se observa el inicio de la inyección de un magma nuevo de composición traqui andesítico-basáltico a lo largo de la unidad superior, acompañada de la erupción de magmas riolíticos, como ocurre a lo largo de toda la secuencia eruptiva. La erupción de magmas traqui andesítico-basálticos queda evidenciado por la aparición de pómez bandeadas mostrando ambas composiciones

(traqui andesítico-basáltico y riolítica) y de clastos individuales de pómez de esa composición, lo cual se describirá mas adelante.

Por otra parte, en lo que se refiere al entorno estructural que impera en la región. Se pueden reconocer 2 sistemas principales de fracturamiento que se manifiestan en la zona de Valle de Santiago. Un sistema estructural NNW-SSE, parece controlar el emplazamiento de magmas de la zona, en donde se observa un evidente alineamiento de los cráteres de explosión que componen el campo volcánico de Valle de Santiago. Un segundo sistema, de orientación E-W, está relacionado de manera más regional al emplazamiento de magmas en la parte norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y estas fallas a su vez, pueden estar relacionadas al sistema E-W de las estructuras del graben de Chapala que está justo al W del CVMG (Hasenaka & Carmichael, 1984). El cráter H. Estrada está situado justamente en la intersección de los dos sistemas estructurales (NNW-SSE y E-W), y es posible que esta situación haya influido, de alguna manera, en la formación del cráter, y muy posiblemente en los cambios observados para las unidades inferior y superior.

Sin embargo, es evidente que a falta de mayor información sobre la estructura interna del volcán y las condiciones del acuífero, solo se pueden hacer inferencias y suposiciones acerca de sus características y como influyeron en la evolución del cráter Hoya Estrada. Así pues, para intentar explicar los cambios de comportamiento del estilo eruptivo de la unidad inferior con respecto a la superior, se podría asumir que la evidente disminución de participación de agua y menores niveles de fragmentación (relación agua/magma menos eficiente) mostrados por los depósitos (lo cual da lugar a una granulometría más gruesa y origina mayor cantidad de depósitos de caídas piroclásticas) puede deberse al efecto directo de la inyección del magma traqui andesítico basáltico y/o

al llevarse a cabo las interacciones agua/magma en un medio diferente al que existió al originar los depósitos de la unidad inferior.

Alternativamente, o en combinación con la anterior hipótesis, se podría especular que pudo existir una migración local del foco eruptivo dentro del cráter hacia el W, siguiendo el padrón estructural regional, y como lo evidencia la presencia del cono de salpicadura (*spatter cone*) formado en la parte occidental del interior del cráter.

7.2 GEOQUÍMICA

Para los elementos mayores de las muestras del volcán H. Estrada se puede ver que hay una gama de composiciones que van desde máficas hasta félsicas. Los diagramas de variación muestran patrones de correlación química que siguen una línea bien definida (Fig. 5.11) que pueden ser el resultado de diferentes procesos. Por un lado, se puede interpretar como una línea de evolución indicativa de un proceso de cristalización fraccionada; sin embargo, ello implicaría la existencia de una cámara magmática de gran tamaño que hubiera tenido el tiempo y volumen suficientes para poder evolucionar y crear esa zonificación. Sin embargo, para el caso del cráter Hoya de Estrada, como para la mayor parte de los volcanes monogenéticos que caracterizan el campo de Valle de Santiago, que involucran volúmenes de magma muy pequeños (menores de 1 km³) y cuya actividad ocurre en periodos de tiempo muy cortos, es difícil poder imaginar la formación de cámaras de gran tamaño y, que estas puedan desarrollar una zonificación composicional con el tiempo. Por el contrario, deben alimentarse de magmas que apenas desarrollan pequeños reservorios.

Por otro lado, esa línea de correlación más seguramente representa la correlación entre 2 magmas de distinta composición, uno traqui andesítico-basáltico y otro de composición riolítica, que corresponden a los miembros extremos participantes en el sistema magmático. La presencia de pómez bandeada indica la presencia de dos

magmas de diferente composición, pero que aparentemente existió una mezcla inhomogénea (mingling) de esos magmas ubicados a los extremos de la línea. En todo caso, se considera que si estos magmas llegaron a mezclarse, dicha mezcla debió ser mínima, dada la escasez de muestras de composiciones intermedias entre los miembros extremos. Es posible que ciertas condiciones de inmiscibilidad entre líquidos pudieron evitar que se llevara a cabo una mezcla más homogénea que produjera materiales de composición intermedia.

Considerando la cercanía que existe entre los diferentes pequeños volcanes que caracterizan el campo de Valle de Santiago, no es difícil pensar que pueda llegarse a dar la intrusión de magmas de diferente composición durante la formación de un centro eruptivo como la Hoya Estrada, e incluso hasta de la misma composición, aunque quizás generados a partir de diferentes fuentes. Seguramente los sistemas estructurales que dominan la región de estudio juegan un papel importante controlando el ascenso de magmas a través de los sistemas de fracturamiento principales. Así pues, el magma traqui andesítico-basáltico que fue inyectado durante la formación de la unidad superior de la Hoya Estrada, es químicamente diferente de los que se encuentran en los diques, que parecen derivar de otra fuente.

Los diagramas de multielementos de las muestras de riolita y pómez riolíticas muestran patrones enriquecidos de los elementos incompatibles, empobrecimiento de los elementos compatibles y anomalías negativas de Ba, Sr, Eu, mientras que las otras pómez (andesíticas-dacíticas) muestran patrones similares a las anteriores pero empobrecidas en elementos incompatibles, es decir, estas pómez tienen patrones menos evolucionados que las riolíticas y van cambiando con el tiempo. Las rocas máficas encontradas en los depósitos muestran en general patrones empobrecidos y con anomalías positivas de Ba, Sr, Eu, comparado con los otros tipos de rocas encontradas

(Fig. 5.13). Los diques muestran concentraciones parecidas a las propuestas por Sun y McDonough (1989) de una firma OIB (Fig. 7.2), mientras que las demás muestras dan una firma clásica de subducción (Fig. 5.13).

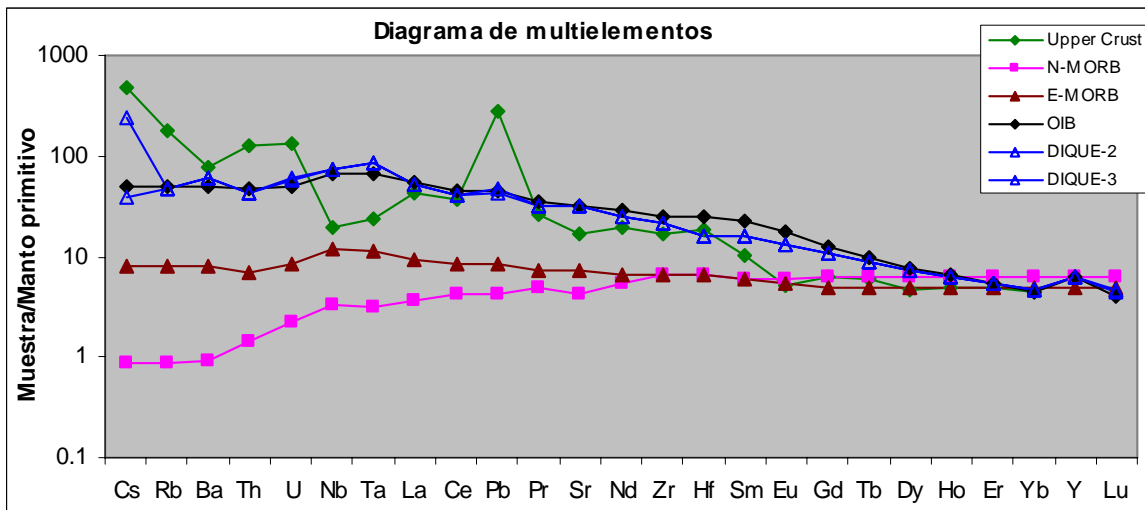


Figura 7.2 Diagrama multielementos en el cual se grafica corteza superior, N-MORB, E-MORB, OIB (concentraciones promedio, tomadas de Sun y McDonough, 1989) y las muestras de los diques en el cráter H. Estrada, los valores fueron normalizados contra el manto primitivo. Nota: los patrones de los diques son muy similares a los de OIB y claramente distintos de los demás componentes.

¿Que representan entonces esos diques con firmas tipo OIB? En el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) se han encontrado lavas con firma tipo OIB (por sus siglas en ingles oceanic-island basalt), en donde fueron reportadas por varios autores en diferentes partes del CVM, Hasenaka y Carmichael (1987), encontraron rocas alcalinas, transicionales y calci-alcalinas en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). La mayoría de las rocas alcalinas fueron encontradas en conos morfológicamente antiguos, sin embargo en el Cuaternario tardío ha coexistido vulcanismo alcalino y calci-alcalino en el CVMG, especialmente cerca de la trinchera Mesoamericana. Una coexistencia similar es encontrada en la parte norte del CVM, en la zona del rift de Colima (Luhr y Carmichael, 1981; Allan y Carmichael, 1984) y cerca del Volcán Sanganguey (Nelson y Carmichael, 1984). Ambos casos, el vulcanismo es especialmente relacionado a estructuras de graben.

Las muestra alcalinas con alto # Mg son encontradas en la parte sur del CVMG, entre 200 y 270 km de la trinchera; mientras que, las muestras alcalinas con Bajo # Mg siempre ocurren en la parte norte del CVMG entre 350 y 400 km de la trinchera. Además proponen que volúmenes pequeños de magma no diferenciado son aparentemente transportados a la superficie sin quedar atrapados a profundidades someras. Estos podrían ascender a lo largo de las fracturas o fallas (e.g., Mooser, 1969). Los sistemas de fallas o fracturas en CVMG, muestran alineamientos N-S de los conos cineríticos en la parte sur del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985a), lo cual está relacionado con el movimiento relativo de la Placa Norteamérica-Cocos (N-S). Asimismo los resultados petrológicos muestran que la mayoría de los magmas en conos cineríticos en la parte sur del CVMG son emitidos con una pequeña fraccionación de los mismos; mientras que, los magmas alcalinos en la parte norte, fueron atrapados a profundidades más someras y sufren una fraccionación más grandes de las fases máficas. Además de poseer cámaras magmáticas de corta vida (Hasenaka y Carmichael, 1987).

Por otra parte Wallace & Carmichael (1999), mencionan que en el Campo Volcánico de Chichináutzin (CVC) localizado en le valle de México y rodeado por los estados de México y Morelos, se han encontrado rocas (lavas y escorias) con composiciones de basaltos alcalinos y andesitas basálticas calci-alcalinas. Ambos grupos contienen variedades primitivas que están cerca de aquellas esperadas de la fusión parcial del manto peridotítico. Las rocas calci-alcalinas son consistentes con generación de magma en la cuña del manto subyacente; mientras que, los magmas alcalinos primitivos muestran similitudes composicionales con basaltos alcalinos intraplaca emitidos en la provincia de cuencas y sierras (*Basin and Range*) en México y son consistentes con la hipótesis de que la convección de la placa inducida en la cuña del manto bajo CVM causa transporte del manto astenosférico debajo del arco a la región de generación de magma. Los elementos traza de magmas primitivos en el CVM revelan la variabilidad sustancial en el

extenso enriquecimiento de la cuña del manto por procesos de subducción y en la composición del manto, heterogeneidades que son relacionadas a extracción plena de fundido basáltico alcalino a subalcalino.

Ferrari y colaboradores (2001) proponen un modelo para la generación de magmas tipo OIB en el oeste del CVM, en el que explica un cambio en el ángulo de subducción de la placa Rivera desde hace 8.5 Ma, cuando la placa se forma por la migración hacia atrás de la trinchera (retroceso de la placa) al final del Mioceno, cuando la relativa convergencia entre las placas Rivera y Norteamericana disminuyen a tasas muy bajas. Un retroceso de la placa a este tiempo pudo haber inducido un flujo lateral de astenósfera dentro de la apertura verticalmente a la cuña del manto, resultando una mezcla y la formación del manto heterogéneo. Además muestran que las lavas tipo OIB pudieron haber sido producidas por pequeñas cantidades de fundido de un flujo de manto heterogéneo liberados por fluidos de la placa que subduce.

VIII. CONCLUSIONES.

A partir de la observación y descripción de las estructuras encontradas en los depósitos que representan las secuencias eruptivas del cráter Hoya de Estrada, así como los análisis granulométricos y de componentes llevados a cabo en este trabajo, se concluye que Hoya de Estrada es un cráter de explosión (i.e. es un anillo de toba) que se formó como resultado de intensas erupciones freatomagmáticas, que dieron lugar a la emisión pulsante de oleadas piroclásticas, brechas de explosión y caídas piroclásticas. Esta actividad explosiva fue producida como respuesta a cambios producidos en el sistema hidromagmático, los cuales involucran diversos parámetros físicos y químicos que causaron importantes fluctuaciones en la proporción agua/magma.

Como resultado de este trabajo, se pudieron distinguir dos grandes etapas para la formación del cráter de explosión Hoya de Estrada, las cuales están caracterizadas por potentes sucesiones compuestas por múltiples pulsos individuales, en los que en cada uno de ellos se muestran cambios notorios en las condiciones de emplazamiento, distribución de los depósitos, tipos de estructuras, composición de sus productos eruptivos y variaciones en el contenido relativo de agua y magma.

En la primera etapa, representada por la unidad inferior, dominan depósitos de oleadas piroclásticas que muestran evidencia de mayor humedad en el sistema de depositación que los originó. Además de ello, se observa un nivel más alto de fragmentación de los productos derivados de esa actividad, lo que debe reflejar condiciones de mayor eficiencia en la relación agua/magma. En contraste, la etapa superior está dominada por depósitos de caída indicativa de condiciones más secas en el sistema, así como por la presencia de pequeños clastos de lava traqui andesítica-basáltica dentro de clastos mayores de riolita, o bien formado parte de pómez con estructura bandeada, que hacen evidente la inyección de un magma más máfico al

sistema magmático de Hoya de Estrada, proceso que se manifiesta en el interior del cráter hasta un poco después del final de actividad explosiva que lo originó.

Pueden existir varias maneras de explicar el cambio en el comportamiento eruptivo que caracteriza la evolución del cráter Hoya de Estrada. Muy posiblemente, la inyección de un nuevo magma (traqui andesítico-basáltico) debió jugar un papel importante para modificar las relaciones agua/magma, reduciendo esa relación al aumentar el volumen de magma, lo que a su vez produce una menor eficiencia en la fragmentación y condiciones mas secas en general. Por otro lado, no debe descartarse la posibilidad de una eventual migración del foco eruptivo hacia el W, lo cual pudo ocurrir de manera paralela a la inyección de magma más máfico al sistema.

Las manifestaciones de lava de salpicadura que aparecen en el interior de cráter (sector occidental) son discutibles acerca de si representan una actividad pre-maar o post-maar; sin embargo y sin descartar ninguna de ellas, las observaciones y argumentos analizados en este trabajo parecen indicar que esas lavas representan el emplazamiento final, post-maar (anillo de tobas) de una estructura de salpicadura (*spatter*) en el flanco occidental del interior del cráter, mostrando una notoria similitud química (tanto en elementos mayores como trazas) con los fragmentos máficos encontrados en los depósitos piroclásticos de Hoya de Estrada.

No hay evidencias contundentes para hablar sobre las condiciones del acuífero que participó en las interacciones agua/magma, pero la presencia de clastos líticos accidentales (andesíticos) en los depósitos sugiere que el foco de las explosiones ocurrió en esas rocas y posiblemente el agua haya ingresado a través de fracturas, por lo que es razonable suponer la existencia de un acuífero fracturado en el sistema. Asimismo, podría considerarse también que el foco de la erupción no fue muy profundo como para dejar expuestas las rocas pree-maar.

Las secuencias estratigráficas de H. Estrada indican fluctuaciones en el estilo eruptivo, con erupciones freatomagmáticas y algunas pequeñas columnas de erupción sostenidas, asimismo presentando inyecciones periódicas de magmas riolíticos y de magmas traqui andesítico-basálticos a partir del inicio de la unidad superior, aunque al parecer la mezcla de magmas debió ser muy limitada, dada la escasez de muestras de composiciones intermedias entre los miembros extremos, y como lo evidencia la presencia de pómez bandeadas que sugieren un proceso de “mingling” o mezcla inhomogénea entre ambos magmas.

BIBLIOGRAFÍA

- Allan, J. F., y Carmichael I. S. E., 1984. Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contr. Miner. Petrol*, 88, p. 203-16
- Ban, M., T. Hasenaka, H Delgado-Granados and N. Takaoka, 1992. Ages of lavas from shield volcanoes in Michoacán-Guanajuato, México. *Geofís. Int.*, 31, p. 467-473.
- Bloomfield, K., 1975. Un Campo volcánico monogenético del cuaternario tardío en el centro de México. *Geol. Rundsh.*, 64, p. 476-497.
- Bottinga, Y. and Weill, D. F., 1972. La viscosidad de los líquidos silíceos magmático: un modelo para calcular. *Am. J. Sci.*, 272, p. 438-475.
- Board, S. J.; Hall, R. W. y Hall R. S., 1975. Detonation of fuel coolant explosions. *Nature*, 254, p.319-321
- Broker M.R., Houghton B.F., Wilson C.J.N., Gamble J.A., 1993. Pyroclastic phases of rhyolitic domo-building eruption: puketarata tuff ring, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin Vulcanology*, 55, No. 6, p. 395-406.
- Buettner, R. y Zimanowski, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Phys. Rev. E* 57 (5), p. 5726-5729.
- Cano-Cruz, M., 2005. Estratigrafía del cráter de explosión Hoya de Estrada, Guanajuato. Tesis de licenciatura, ingeniería en Geociencias, ITCM.
- Carey S., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *Society for Sedimentary Geology special publication No. 45*, p. 39-57.
- Carr, M. J., Stoiber, R.E. and Drake, C. L. The segmented nature of some continental margins. In: C. Burke and C. L. Drake (editors), *the Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, NY, p. 105-114.
- Carrasco-Núñez, G., William I. Rose, 1995. Eruption of a major Holocene Pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México 8.5-9.0 ka, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, p. 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M. H., Romero C., 2007. Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, p. 179–197
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1987. *Volcanic succession: Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London, pp 487.
- Cavazos-Tovar G., 2006. Magmátismo adakítico en el volcán Tancítaro, Michoacán, México. M. Sc. tesis de la Universidad Nacional Autónoma de México, p. 27-30.
- Connor, C.B., 1984. Estructura del campo Volcánico de Michoacán, México. M.Sc. Thesis. Dartmouth Collage, Hanover, NH, pp. 189 (unpubl.).

- Connor, Charles B., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33, p.191-200.
- Dávila-Harris, P., 2003. Historia eruptiva del cráter la Joyuela, San Luis Potosí. Tesis profesional, UASLP., p. 76-90.
- Demant, A., 1981. El Eje Neo-Volcánico Trans-México: estudio Vulcanológico y Petrológico: significancia geodinámica. Ph. D. Dissertation, Université De Droit, D' Economie et Des Science D'Aix-Marseille, pp. 276 (in French) (unpubl.).
- Druitt T., 1998. Pyroclastic density currents. Geological Society, London, special publications, 145, p. 145-182.
- Fauske, H. K., 1973. On the mechanism of uranium dioxide-sodium explosive interactions, *Nucl. Sci. Ing.*, 51, p. 95-101.
- Ferrari L., Petrone C.M., Francalanci L., 2001. Generation of OIB-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux-melting. *Geology*, 29, p. 507-510.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre Díaz G., y Carrasco-Núñez, G., 1999. Space patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic Belt: *Geology*, 27, p. 303-306.
- Ferrari L., Rosas-Elguera J., 1999. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America*, special paper 334, p. 1-23.
- Ferrari L., Pasquarè G., Venegas-Salgado S., Romero-Rios F., 1999. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Geological Society of America*, special paper 334, p. 65-83.
- Ferrari L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 84-92.
- Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J., 2002. Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21, n. 4, p. 17-1/24.
- Fisher R. V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*, 6, p. 305-318.
- Fisher, R.V., and Heiken, G., 1982. Mt. Pelee, Martinique; May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, p. 339-371.
- Fisher, R. V., and Schimincke, H. V., 1984. *Pyroclastic Rocks*: Berlín, Springer, pp. 472.

- Fisher, R.V. (1987). Physical Properties of Pyroclastic Surges. *Bull. Volcanol.* 49, p. 467-488.
- González-Becerra, P. C. 2005. Evolución Geológica del Maar Hoya Solís, Valle de Santiago, Guanajuato, México. Tesis de licenciatura, UANL, Fac. de Ciencias de la Tierra.
- Hanus, V., and Venek, J., 1978. Subducción de placa de cocos y profundidad activa en la zona de fracturas de México. *Geofísica Internacional*, 17, p. 14-53.
- Hasenaka, T. and I. S. E. Carmichael, 1985. Los conos cinéuticos de Michoacán-Guanajuato, en el centro de México: su año, Volumen y distribución, y tasa de descarga del magma, p.1-28.
- Hasenaka, t., Carmichael, I.S.E., 1987. Los conos cinéuticos del campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en el centro de México: Petrología y Química. *J. Ptreol.*, 28, p. 241-269.
- Hasenaka, t., Ban, M: and Delgado-Granados, H., 1994. Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: shield volcanic vs. cinder cones. *Geof. Int.*, 33, nº 1, p. 125-138.
- Heiken G. and Wohletz K., 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. *Society for Sedimentary Geology*, special publication nº 45, p. 20-26.
- Hulme, G. 1974. The interpretation of lava flow morphology. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 39, p. 361-383.
- Houghton and Wilson, 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, p. 451-462.
- Johnson, C. A, and Harrison, C. G. A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, p. 187-210.
- Lorenz V., 1974. On the formation of maars: *Bulletin of Volcanology*, 37, p. 183-204.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings: *Bulletin of Volcanology*, 48, p. 265-274.
- Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E., 1981. The Colima volcanic complex, Mexico: II. Late-Quaternary cinder cones. *Ibid.* 76, 127-47.
- Luhr, J., y Carmichael, I. S. E., 1985. Contemporaneous eruptions of cal-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front the Mexican volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 24, p. 203-216.
- MacDonald, Gordon A., 1972. *Volcanoes*: Englewood Cliff, New, Jersey, Prentice-Hall, pp. 510.
- Marti, J. y Araña, V., 1993. *La volcanología actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, RAYCAR, Madrid, p. 99-190.

- McDonough W. F. and Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, p. 223-253.
- Mercalli, G., M. Baratta, B. Friedlander, A. Aguilar, O. Scarpa 1907. *Il Vesuvio e la grande eruzione dell'Aprile 1906*. Napoli: Colavecchia, Colombai.
- Molnar, P., and Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639- 1684.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt – structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. *Pan American Symposium on the Upper Mantle, Mexico*, 15-22.
- Mooser, F., 1974. El Campo Volcánico Mexicano: Estructura y Tectónica. *Geofís. Int.*, 9, p. 55-69.
- Mooser, F., 1975. El Campo Volcánico Mexicano: interpretaciones derivadas de fracturas y de. *Trans. Am. Geophys. Unión*, 56, p. 1066.
- Murphy, G. P., 1982. La cronología, estratigrafía piroclástica, y petrología en el campo maar de Valle de Santiago en el centro de México. M. Sc. tesis de la universidad de California, Berkeley, Usa.
- Nelson, S. A. y Carmichael I. S. E., 1984. Pleistocene to Recent alkaline volcanism in the region Sanganguey volcano, Nayarit, Mexico. *Contr. Miner. Perol.* 85, 321-35.
- Nixon, G. T., 1982. Relación entre el vulcanismo cuaternario en el centro de México y la sismicidad y estructura de la litosfera oceánica subducida. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, p. 514-523.
- Ordóñez, E., 1900. Les volcanoes du Valle de Santiago: Memorias de la Sociedad Científica. *Antonio Alzate*, 14, p. 229-326.
- Ordóñez, E., 1906. Los cráteres de explosión de Valle de Santiago. 10th Congr. Geol. Intern., guía excursión de campo, 14, p. 1-8.
- Ort M. H., Wohletz K., Hooten J. A., Neal C. A., And McConnel V. S., 2000. The Ukinrek maars eruption, Alaska, 1977: a natural laboratory for the study of phreatomagmatic processes at maars, *Terra Nostra*, 6, p. 396-400.
- Peñaloza-Turrubiates, N. E. 2005. Las paragénesis minerales en tetras asociadas a actividad freatomagmática como criterio de correlación estratigráfica: complejo de mares de Valle de Santiago, Guanajuato, México. Tesis de licenciatura, UANL, Fac. de Ciencias de la Tierra.
- Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W., Ferrari L., Conticelli S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace elements data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193, p. 1-24.

- Pettijhon F.J., 1980. Rocas sedimentarias. EUDEB-Manuales, Edit. Universitaria de Buenos Aires, Argentina, 4ta. Edición, pp 28.
- Puente, I. 2004. Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión Hoya la Cíntora, Gto. Tesis Profesional, Facultad de Ing. de la UASLP, pp. 99-107.
- Rabie, R. L., Fowles, G. R. y Fickett, W., 1979. The polymorphic detonation, *Phys. Fluids*, 22, p. 422-435.
- Reid, R. C., 1976. Superheated liquids, *Amer. Sci.*, 64, p. 146-156.
- Rincón-Herrera, N. E. 2005. Estratigrafía del cráter de explosión Hoya la Alberca. Tesis de licenciatura, Ingeniería en Geociencias, ITCM, p. 68-75.
- Roache M. W., Allen S. R., McPhie J., 2000. Surface and subsurface facies architecture of a small hydroexplosive, rhyolitic centre in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics, South Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 104, p. 237-259.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited, Essex, p. 66-84.
- Romero-Rodríguez, C, 2000. Estratigrafía del cráter Atexcac, Puebla. Tesis profesional. Facultad de Ing. de la UNAM. pp. 19-41, pp. 65-80.
- Self S. and Sparks R., 1978. Charateristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and Water. *Bull. Vocanol.*,41-3, p. 196-212.
- Self S. & Rampino, M.R., 1982. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. *Quaternary Research*. 18, p.127-143.
- Sheridan M. F., y Updike R. G., 1975. Sugarloaf Mountain Tephra — A Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin in northern Arizona. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, v. 86, p. 571-581.
- Sheridan M. F., y Wohletz K. H. 1983a. Hydrovolcanics: Basic considerations and review, *Jour. Vulcanol. Geotherm Res.*, 17, p. 1-29.
- Sheridan M. F., Wohletz K. H. y Dehn J., 1987. Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, 15, p. 367-370.
- Shon Y. K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea: *GSA Bull.*, 108, n.10, p. 1199- 1211.
- Sparks R., Self S., y Walker G., 1973. Products of ignimbrite eruptions: *Geology*, 1, p. 115-118.
- Sun S.S. and McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication No. 42*, p. 313-345.

- Uribe-Cifuentes R. M., 1992. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la zona norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Tesis de Maestría en Ciencias, Programa Posgrado en Geofísica, UACP y P, CCH, UNAM.
- Uribe -Cifuentes R. M. and Urrutia-Fucugauchi J., 1992. Xenolitos de corteza interior y estratigrafía volcánica en los mares de Valle de Santiago, Guanajuato. Bol. Geos, 12, p. 5-12.
- Urrutia-Fucugauchi J., y Del Castillo L., 1977. Un modelo del eje neovolcánico Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38, p. 18-38.
- Urrutia-Fucugauchi J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico- preliminary report: Geofísica Internacional, 25, p. 559-573.
- Valentine G. A., 1993. Role of magma-water interaction in very large explosive eruptions. International seminar on physics of vapor explosions Tomakomai, Japon, p. 1-8.
- Walker G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. J. Geology, 79, p. 696-714.
- Walker G. P. L., Wilson L. & Powell E. L. G. (1971) Explosive volcanic eruptions - I. The rate of fall of pyroclasts. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 22, p. 377-383.
- Walker G.P.L. and Croasdale, R., 1971. Two plinian-type eruptions in the Azores. Geol. Soc. London J., 127, p.17-55.
- Walker G. P. L. & Wilson C. J. N., 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. J. Geol. Soc. London, 139, p. 581- 592.
- Wallace P. J. & Carmichael I. S. E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. Contib Mienral Petrol, 153, p. 291-314
- Williams H., 1950. Volcanes de la Región de Parícutín. U. S. Geol. Surv., Bull., 965 B, p. 165-279.
- Williams H. and Mbirney A. R., 1979. Volcanology. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, CA, p. 397
- Wohletz K.H. and Sheridan M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. In: Ash-Flow Tuffs (CE Chapin and WE Elston, Eds) Geological Society of America Special Paper, 18, p. 177-194.
- Wohletz K.H. and Sheridan M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and cones, Amer. Jour. Sci., 283, p. 385-413.
- Wohletz K.H., 1986. Explosive magma – water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: Bulletin of Volcanology, 48, p. 245-264.

- Wohletz K. H., Sheridan M. F., Brown W. K., 1989. Particle Size Distributions and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash. *Jour. Of Geophy. Research*, 94, No. B11, p. 15, 703- 15, 721.
- Wohletz K. and Heiken G., 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*: Berkeley, University of California, p. 432.
- Wohletz K. H., Brown W. K., 1995. Particle Size Distributions and Sequential Fragmentation/Transport Theory. Los Alamos National Laboratory the University of California, New Mexico, pp. 2-9

ANEXO 1.- Proporción de componentes para muestras de Hoya Estrada (unidad inferior, sección E), figura 5.1 c

Muestra	% Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	% Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	% Oxidados	% Escoria basáltica	% Basalto vesicular alterado	% Riolita gris oscura	% Riolita gris clara	% Pómez	% Aglomerado	% Otros?
HE-041-Az	33.5	8.85	13.15	0.68	2.19	13.62	12.75	14.88	0.35	
HE-041-Aa	23.46	14.91	6.57	0.5		16.47	11.34	25.42	0.94	0.08
HE-041-Ab	38.95	22.4	8.96	1.96	0.5	9.86	6.94	9.9	0.36	0.14
HE-041-Ac	38.04	30.18	11.68	3.48	0.47	7.29	2.18	6.02	0.51	0.08
HE-041-Ad	28.47	11.88	11.94	3.09	0.094	17.38	12.29	14.79		0.025
HE-041-Be	47.43	21.78	6.6	2.37	4.26	5.21	3.2	8.64	0.385	0.09
HE-041-Bf	51.91	25.12	9.31	2.29		4.78	2.24	3.36	0.19	0.45
HE-041-Bg	46.65	14.97	6.33	1.27		7.5	4.34	18.44	0.17	0.29
HE-041-Bh	48.16	17.65	8.68	0.46		6.18	3.74	14.74	0.16	0.17
HE-041-Bi	47.16	24.45	8.99	2.3	2.46	2.28	4.067	7.63	0.63	
HE-041-Cj	56.58	14.98	11.65	1.68	0.004	4.34	4.74	4.67	1.10	0.24
HE-041-Ck	31.04	8.68	11.8	1.25		11.83	9.3	25.77	0.1	0.17
HE-041-Cl	29.88	12.99	14.16	1.59	1.08	12.33	5.85	21.33	0.68	0.063
HE-041-Dm	31.86	8.9	11.78	1.43	0.67	19.84	3.26	22.1	0.11	
HE-041-Dn	27.94	5.98	11.7	2.91	0.24	16.11	13.61	21.34	0.14	
HE-041-Do	54	21.8	9.84	1.77	1.8	4.21	2.33	4.16	0.04	
HE-041-Dp	24.53	3.83	3.89	0.59	0.56	27.26	8.8	30.18	0.33	
HE-041-Dq	25.79	5.05	19.43	0.36	2.14	13.67	11.39	21.68	0.45	
HE-041-Dr	19.4	4.49	3.5	0.38	2.73	24.67	14.09	30.6	0.091	
HE-041-Ds	12.9	2.33	3.18	0.1	4.66	27.12	17.96	31.27	0.29	0.14
HE-041-Dt	31.2	9.66	5.81	0.16	6.77	25.39	6.36	14.49	0.13	
HE-041-Du	17.33	0.72	3.5	0.11	2.79	22.7	18.26	34.31	0.22	
HE-041-Ev	2.34		0.57		0.44	34.10	10.46	52.09		
HE-041-F	33.5	8.85	13.15	0.68	2.19	13.62	12.75	14.88	0.35	

ANEXO 2.- Proporción de componentes para muestras de Hoya Estrada (unidad superior, sección W), Figura 5.1c

Muestra	% And.basal lig. porf. gris obsc.	% And.basal lig. porf. gris clara	% Oxidados	% Escoria basáltica	% Basalto vesic. poco alterado	% Riolita gris obscura	% Riolita gris clara	% Pómez gris obscura	% Pómez gris clara	% Brecha riolítica	% Bas c / pom	% aglomerado
HE-042-Ca	46.94	18.51	10.79	0.84	3.02	6.27	6.26		7.36			
HE-042-Db	13.12	7.79	5.83	1.49	0.99	17.32	11.26		42.20			
HE-042-Dc	28.57	28.28	6.44	1.10	0.02	9.79	8.65		16.99	0.16		
HE-042-Dd	7.88	1.78	2.18	0.05	0.23	6.62	11.03		69.39	0.08	0.76	
HE-042-De	36.45	1.49	6.30	0.70	0.20	17.92	16.76		16.00	3.83	0.34	
HE-042-Df	13.05	2.21	1.73	0.54		15.88	42.00		21.83	1.62	0.30	0.84
HE-042-Dg	46.52	8.84	5.40	0.35	0.01	23.18	4.79	0.06	10.07	0.68	0.09	
HE-052-Dh	12.67	2.23	3.08	0.84	1.02	13.05	15.42		28.77	20.48	2.43	
HE-052-Di	32.93	4.32	4.58	0.34	0.08	10.84	27.52		14.89	1.22	3.28	
HE-052-Dj	21.96	2.32	3.96	0.43	0.02	16.34	12.10		38.38	2.86	1.63	
HE-052-Dk	8.33		1.61	0.07		43.47	12.97	2.55	23.67	0.67	6.65	
HE-052-Dl	11.09	0.83	7.26			18.06	28.49		19.12	0.51	14.64	
HE-052-Dm	17.38	21.74	6.70	1.69	0.19	17.45	10.54	4.97	12.21	0.12	7.01	
HE-052-Dn	12.43	1.33	1.83	0.92		37.81	13.94	8.57	15.51	0.75	6.92	
HE-052-Dñ	18.05	0.83	3.70	0.09	5.42	23.60	24.27	2.25	8.02		13.78	
HE-052-Do	40.36	2.05	1.94	0.51		25.40	15.30	1.27	8.98	0.23	3.95	
HE-052-Dp	41.11	2.36	3.00	0.14		10.14	15.84	2.43	10.23	0.62	14.13	
HE-052-Dq	12.30	4.26	1.85		0.02	47.15	18.68	5.47	8.07	0.28	1.90	
HE-052-Er-1	0.63		0.44			31.81	25.14	2.66	28.13	7.30	3.89	
HE-052-Er-2	2.74		0.70			21.46	45.02	1.91	18.65		9.52	
HE-052-Es	4.04		0.41			38.25	38.77	0.92	6.64	0.25	10.72	
HE-052-Et	40.46	0.97	4.88	0.09	0.05	28.48	3.50	5.34	5.68	0.18	10.38	
HE-052-Eu	33.67	9.67	9.42	0.40	0.89	13.05	6.28	11.80	7.20	0.08	7.55	
HE-052-Ev	1.03	0.08	0.05			32.64	34.51	4.37	14.62		12.69	
HE-052-Fw	17.80		0.86			21.61	12.02	6.06	25.06	4.02	12.46	0.12
HE-052-Fx	38.96	23.05	10.88	0.13	0.57	5.51	3.82	2.33	6.64	0.12	7.38	0.62

ANEXO 3.- Análisis de componentes para cada clase de tamaño para la unidad inferior, sección E.

HE-041-Az

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ										
-4Φ	62	13.74	37.89		13.18			5.05		
-3Φ	49.16	30.06	18.34	2.99		21.02	7.22	13.42		
-2Φ	6.72	1.21	1.86	0.06		4.06	3.2	4.13	0.19	
-1Φ	1.17		0.26	0.02	0.08	0.9	1.38	1.2	0.02	

HE-041-Aa

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ										
-4Φ	8.84	7.25								
-3Φ	18.13	23.08	4.4	1.1		3.45	3.36			
-2Φ	5.68	4.1	2.16	0.11		6.19	2.81	7.92	0.5	
-1Φ	2.6	0.76	0.77	0.03		2.24	1.8	4.53	0.1	0.02

HE-041-Ab

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ										
-4Φ	6.61	20.52								
-3Φ	40.66	35.29	3.89	0.47	2.88		1.1			
-2Φ	18.72	11.6	4.29	0.95		4.37	4.35	4.12		
-1Φ	7.21	1.84	2.17	0.49		2.8	1.53	2.89	0.15	0.06

HE-041-Ac

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ		61.05								
-4Φ	174.21	177.12	43.9	18.73	10.83					
-3Φ	117.06	130.03	41.06	23.91		5.06	1.89	8.8	0.55	
-2Φ	15.29	10.44	5.11	0.44		4.66	1	2.41	0.44	
-1Φ	4.45	0.76	1.24	0.19		1.58	0.59	1.61	0.07	0.04

HE-041-Ad

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ										
-4Φ	21.98	18.74	23.63	13.36						
-3Φ	57.61	49.65	31.8	8.47		23.98		26.18		
-2Φ	11.5	3.37	3.78		0.83	8.46	5.1	9.99		
-1Φ	3.2	0.44	0.82	0.19		2.47	1.64	2.13	0.001	

HE-041-Be

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	33.58									
-4Φ	193.41	101.87	12.95	7.06	55.63					
-3Φ	136.98	106.14	22.62	6.06		2.56		9.4	3.83	
-2Φ	138.24	52.82	24.36	11.2		22.3	4.72	31.24	0.8	0.4
-1Φ	5.82	1.16	1.31	0.33		2.16	1.86	3.61	0.02	0.04

HE-041-Bf

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	310.46	184.56								
-4Φ	158.44	72.97	65.02							
-3Φ	79.03	81.68	22.1	10.74		1.14		3.76		
-2Φ	14.5	3.32	3.18	1.35		2.11	0.37	2.17		
-1Φ	4.13	0.75	0.63	0.09		1.28	0.82	0.69	0.001	

HE-041-Bg

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	39.45									
-4Φ	129.79	34.21								
-3Φ	82.06	60.35	7.02	1.48		3.28		12.19		
-2Φ	6.53	1.63	2.3	0.19		1.63	0.78	4.84		0.1
-1Φ	2.78	0.76	0.45	0.19		1.05	0.71	2.18	0.04	0.03

HE-041-Bh

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	171.05	61.17								
-4Φ	182.28	71.27	61.19			8.34		23.64		
-3Φ	78.23	40.09	12.6	1.94		17.15	4.66	25.45	0.74	
-2Φ	7.34	1.43	1.26			2.3	2.06	6.82		
-1Φ	1.76	0.32	0.51	0.07		0.34	0.46	1.17	0.02	0.07

HE-041-Bi

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	80.61	44.27			44.96					
-4Φ	302.51	134.59	12.52					2.25		
-3Φ	38.55	46.14	20.63	5.6		1.46	0.93	5.88	0.6	
-2Φ	14	4.98	2.86	0.72		1.55	1.61	5.49	0.51	
-1Φ	2.43	0.27	0.55	0.18		0.27	0.89	0.71	0.04	

HE-041-Cj

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ	124.01									
-4Φ	23.72	31.14	28.66							
-3Φ	38.78	23.12	14.73	5.13				2.54		
-2Φ	14.55	3.55	0.46			0.6	1.77	0.68	0.3	0.26
-1Φ	2.23	0.48	0.61	0.13	0.01	0.66	0.59	0.63	0.15	0.01

HE-041-Ck

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ			31.27							
-4Φ	92.91		9.35							
-3Φ	63.9	19.91	8.84	1.64		3.31	8.45	15.32		
-2Φ	3.2	3.17	2.38	0.07		1.97	2.8	6.11	0.06	
-1Φ	1.34	0.14	0.35	0.16		1.34	0.57	2.22		0.03

HE-041-CI

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular poco alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez riolítica	Aglomerado	Otros?
-6Φ										
-5Φ										
-4Φ	57.38	32.4	15.22	4.92	6.14			12.91		
-3Φ	63.63	41.73	35.04	6.03		7.17	6.45	13.15		
-2Φ	4.27	1.5	3.08	0.18	0.22	2.74	0.84	4.27	0.37	
-1Φ	1.38	0.33	0.47	0.01		1.03	0.57	1.68		0.01

ANEXO 4.- Análisis de componentes para cada clase de tamaño para la unidad superior, sección W.

HE-042-Dd

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ												
-4φ		5.79				4.03	28.08		174.05			
-3φ	15.09	1.94	6.70			6.31	18.17		116.22		3.48	
-2φ	22.61	3.70	4.55		1.49	23.89	18.34		91.21			
-1φ	15.16	0.54	3.39	0.36	0.04	10.17	9.45		84.19	0.54	1.61	

HE-042-De

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ	54.85						60					
-4φ	194		21.34	6.84		105.08	56.22		39.11	49.53		
-3φ	189.22		38.30	5.242	3.35	113.38	75.89		92.09	10.11	3.21	
-2φ	106.42	5.77	38.90			67.19	36.54		80.66	5.73	2.69	
-1φ	84.09	19.99	10.05		0.16	23.44	60.27		63.98	0.74		

HE-042-Df

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ							30.17					
-4φ							48.69		13.89			
-3φ	13.68	3.76	0.73			27.55	46.78		19.83	6.42		
-2φ	19.30	4.31	2.79	0.64		22.64	62.80		30.22	1.38		
-1φ	37.56	3.89	5.83	2.27		35.62	38.53		54.07	0.97	1.62	4.53

HE-042-Dg

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ												
-4Φ	216.59	59.69	17.29			25.92			9.94			
-3Φ	108.74	8.96	11.94	3.80		66.78						
-2Φ	93.83	11.51	13.40			79.74	28.01		54.31	5.84		
-1Φ	87.93	16.25	16.25		0.11	80.29	24.21	0.64	45.56	1.59	0.96	

HE-052-Dh

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ										163.35		
-4Φ		15.44			9.31	9.81			3.26	21.37		
-3Φ	32.51			4.08		37.42	27.72		70.49	1.79	4.55	
-2Φ	32.77	4.89	11.46	1.76		32.92	53.77		106.09		15.15	
-1Φ	50.15		16.59	1.84		38.72	59.00		82.23		2.44	

HE-052-Di

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ							107.81					
-4Φ	4.99						17.92		10.41	3.38		
-3Φ	67.21	13.10	3.60			19.66	25.06		19.94	6.78	5.08	
-2Φ	82.65	15.31	20.33	0.47	0.78	38.77	49.68		4.74		13.68	
-1Φ	151.10	11.69	18.59	2.70		42.27	55.17		2.36	1.20	11.69	

HE-052-Dj

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris obscura	Riolita gris clara	Pómez gris obscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ												
-4φ			19.55			34.69			82.40			
-3φ	49.33	6.72	0.76			52.54	51.18		115.71	22.11	9.74	
-2φ	86.38	8.84	9.98	3.78		36.35	24.79		90.46	5.63	3.33	
-1φ	76.98	6.93	8.08	0.38	0.21	34.64	41.18		83.13		2.69	

HE-052-Dk

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris obscura	Riolita gris clara	Pómez gris obscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ						320.49					51.03	
-4φ			10.61			132.14			36.86		11.29	
-3φ	37.51			1.21		127.81	53.10	12.47	47.83	2.66	11.55	
-2φ	49.61					81.02	78.53	30.84	152.85		19.54	
-1φ	54.13		16.71			75.52	88.22		163.74	8.69	19.38	

HE-052-Dl

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris obscura	Riolita gris clara	Pómez gris obscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ							127.47				55.55	
-4φ			50.14			102.24			42.66		61.29	
-3φ	36.03					29.43	78.43		63.51727478		11.17	
-2φ	39.68		8.69			24.90	58.17		62.84	4.43	20.71	
-1φ	43.73	8.95	19.28			37.88	42.70		36.85	1.03	8.95	

HE-052-Dm

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ		168.88	40.15			65.34			19.99			
-4Φ	58.2	70.2	13.71	21.17		9.63	11.77	7.97	31.6		7.5	
-3Φ	61.86	7.08	3.41		2.55	61.77	41.00	15.66	34.07		20.27	
-2Φ	39.95	26.23	20.02	0.40		44.95	37.69	22.92	34.22	0.97	56.98	
-1Φ	68.58	13.59	10.81	0.62		47.88	48.19	18.84	40.78	0.62	7.52	

HE-052-Dn

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ						220.03						
-4Φ	28.5			10.4		54.24		17.48	22.59		17.19	
-3Φ	28.62		3.93			78.69	61.27	49.279713	48.66446085	4.56	12.66	
-2Φ	35.46	11.77	2.60			34.69	53.80	18.49	65.4156213	2.90	33.17	
-1Φ	47.68	3.20	14.08			39.04	42.24	11.52	38.40	0.96	15.04	

HE-052-Dñ

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ					47.48	54.39	84.19				35.91	
-4Φ	49.47		15.23			53.07	27.69				8.63	
-3Φ	25.37	2.66	1.76			55.34	31.37		19.8		18.76	
-2Φ	39.28		7.00	0.79		27.99	32.72	13.21	22.74		41.61	
-1Φ	44.02	4.62	8.42		0.04	16.03	36.68	6.52	27.72		15.82	

HE-052-Do

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ	109.96						51.24					
-4Φ	145.95			4.91		99.61					21.04	
-3Φ	46.00	21.73	11.27	0.83		66.11	29.91	2.89	8.66	1.10	7.36	
-2Φ	65.85	4.13	6.09			90.62	64.48	0.98	33.22	1.77	14.94	
-1Φ	140.24		7.12	0.71		63.36	46.98	12.10	71.19		6.41	

HE-052-Dp

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ	318.76										114.32	
-4Φ	64.16						30.43		17.52		37.27	
-3Φ	43.35	16.82	12.79	1.27		58.56	36.36	13.25	19.87	1.51	19.26	
-2Φ	58.59	2.23	3.87	0.59		53.23	66.32	9.96	39.55	6.54	10.56	
-1Φ	71.02	12.85	23.91			25.34	81.01	9.64	61.38	0.36	9.64	

HE-052-Dq

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ						184.45						
-4Φ	29	24.86				121.07	31.68	6.96				
-3Φ	40.13	11.22	6.30			78.70	52.35	16.58242866	4.729630345	2.91	5.15	
-2Φ	25.63	2.65	4.13			50.27	79.04	20.01	35.55		3.31	
-1Φ	31.53	5.04	8.51		0.25	49.50	28.69	12.61	42.56		11.03	

HE-052-Er-1

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ						127.39	114.2		15.94	116.43		
-4φ						140.643	72.211	19.97	69.47		43.32	
-3φ	2.90		5.16			117.41	103.34	2.22	120.22		6.87	
-2φ						77.07	83.66	14.32	115.32		7.16	
-1φ	7.10		1.78			44.69	27.53	5.92	127.57		4.74	

HE-052-Er-2

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ							280.76					
-5φ						44.86	28.06				115.88	
-4φ						88.55	25.69		20.97			
-3φ	23.30		5.92			104.54	181.61	16.01	109.28		7.58	
-2φ	8.09					29.41	80.88	8.09	77.57		2.57	
-1φ	6.52		3.78			29.87	26.44	2.40	50.47		5.84	

HE-052-Es

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6φ												
-5φ						101.07	51.4					
-4φ						108.67	115.05		10.87		93.43	
-3φ	24.83		2.03			149.80	102.07		4.57		25.77	
-2φ	6.59					67.12	121.68	7.20	46.74	2.30	8.74	
-1φ	19.07		3.03			51.58	94.49	4.33	20.80	0.87	6.07	

HE-052-Et

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ						215.63						
-5Φ	392.89					36.25			49.12		96.04	
-4Φ	136.6		41.52			55.75	2.9	14.77			37.22	
-3Φ	43.83		6.21	1.48		88.53	12.01	15.63	9.49	1.35	13.59	
-2Φ	42.04	13.52	14.10		0.74	35.40	18.69	31.47	13.85	1.64	8.36	
-1Φ	53.72	2.48	18.94		0.06	39.44	24.22	26.40	21.43		16.46	

HE-052-Eu

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ												
-4Φ	23.24	28.74	19.21	4.42		6.47		19.56			24.36	
-3Φ	145.63	48.28	21.15			46.02	12.53	40.15	19.72		13.81	
-2Φ	144.44	29.68	32.33		11.40	72.35	34.98	64.14	36.04		29.68	
-1Φ	117.10	16.87	47.73	0.64		42.00	32.78	27.05	36.28	1.02	28.64	

HE-052-Ev

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ						24.96	20.33				96.33	
-4Φ						166.20	90.88	20.06	34.78		47.15776931	
-3Φ						154.32	96.80	21.26	32.45			
-2Φ	7.56					32.77	133.08	6.89	43.69		1.68	
-1Φ	4.74	0.95	0.63			9.79	69.15	3.79	62.83		5.68	

HE-052-Fw

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ	157.34					58.96			26.75		38.49	
-4Φ	7.99		7.81			56.50		21.36	23.06	25.3	68.24	
-3Φ	27.88		2.84			53.37	33.94	22.91	87.11	3.20	6.09	1.484155634
-2Φ	5.64					71.58	44.53	18.32	90.88	18.04	27.90	
-1Φ	22.37					28.22	70.89	12.73	83.62	3.44	14.11	

HE-052-Fx

No. Tamiz	Andesita basáltica lig. Porf. Gris oscuro	Andesita basáltica lig. Porf. Gris claro	Oxidados	Escoria basáltica	Basalto vesicular alterado	Riolita gris oscura	Riolita gris clara	Pómez gris oscura	Pómez gris clara	Brecha riolítica	Bas/pom	Aglomerado
-6Φ												
-5Φ	140.31	107.14										
-4Φ	101.63	85.75	23.46				4.84		7.07		15.71	
-3Φ	129.98	95.85	17.71			16.87	4.01	12.23	18.17		42.84	5.42
-2Φ	180.56	58.90	63.07		8.97	31.54	16.08	8.50	36.79	2.01	22.11	4.79
-1Φ	86.84	30.58	74.27	2.18	0.31	42.05	37.68	17.48	46.97		40.41	

ANEXO 5.- Análisis químicos de elementos mayores (valores normalizados al 100%, utilizados en las graficas) de las rocas del volcán Hoya Estrada

Sección E										
Miembro	A	B	C	D	D	D	E	F	F	F
Roca	HE-041-Az (Pg)	HE-041-Bh (Pg)	HE-041-Ci (Pg)	HE-041-Dn (Pg)	HE-041-Dp (Pg)	HE-041-Dt (Pg)	HE-041-Ev (Pg)	HE-061-F2 (Pg)	HE-041-F (Pb)	HE-061-F2 (Pgo)
SiO ₂	76.3588	76.3689	76.5889	75.8023	75.4837	76.6110	75.8311	76.767	63.0259	63.228
TiO ₂	0.0567	0.0557	0.0557	0.0537	0.0539	0.0771	0.1539	0.079	1.4153	1.444
Al ₂ O ₃	13.2675	13.3739	13.3025	13.9821	13.9951	12.9808	13.1626	13.021	15.2164	15.204
Fe ₂ O ₃	1.2089	1.1588	1.2163	1.2139	1.1856	1.2853	1.6050	1.097	6.5526	6.563
MnO	0.0690	0.0763	0.0660	0.1115	0.1192	0.0452	0.0655	0.056	0.1075	0.115
MgO	0.1226	0.0969	0.1124	0.1528	0.1606	0.1069	0.2715	0.002	2.4837	2.333
CaO	0.4761	0.4361	0.4508	0.4500	0.4456	0.4891	0.7084	0.475	4.0413	4.058
Na ₂ O	3.9265	3.9889	3.9490	4.0225	3.7682	3.7471	3.7000	3.233	3.7547	3.580
K ₂ O	4.5056	4.4394	4.2543	4.2052	4.7776	4.6451	4.4749	5.275	3.0998	3.174
P ₂ O ₅	0.0082	0.0052	0.0041	0.0062	0.0104	0.0123	0.0270	0.008	0.3029	0.300
suma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Pg.- Pómez gris

Pb.- Pómez bandeada

Pgo.- Pómez gris obscuro

HE-063-BAS.- clastos dentro de las capas de caída blancas

HE-066-1.- escorias en el interior del cráter

Pom c/ Bas.- inclusiones de basaltos dentro de las riolitas y pómez

Dique 2 y 3.- diques que cortan la secuencia piroclástica de la sección NW

Sección W								Sección NE	
Miembro	C	D	D	E	E	E	F	D	D
Roca	HE-042-Ca (Pg)	HE-042-Dc (Pg)	HE-052-Dk (Pg)	HE-052-Er-1 (Pg)	HE-052-Er(Rg)	HE-052-Ev (Pg)	HE-052-Fx (Pg)	HE-063-Dd (Pb)	HE-063-Df (Pgo)
SiO ₂	76.9311	77.1914	76.9245	77.2319	76.8735	77.0380	76.8910	73.597	67.636
TiO ₂	0.0551	0.0425	0.0559	0.0523	0.0474	0.0485	0.0557	0.362	0.950
Al ₂ O ₃	13.3268	13.0497	13.1299	13.1693	13.3243	13.2125	13.2395	13.507	14.680
Fe ₂ O ₃	1.0494	0.9900	1.0508	0.9688	1.0213	1.0735	1.0625	2.224	4.660
MnO	0.0509	0.0383	0.0424	0.0421	0.0607	0.0505	0.0444	0.074	0.106
MgO	0.0114	0.0021	0.0021	0.0021	0.0021	0.0165	0.0021	0.586	1.593
CaO	0.4374	0.4463	0.4586	0.4587	0.4396	0.4558	0.4714	1.308	2.833
Na ₂ O	3.6325	3.7248	3.8749	3.6690	3.7908	3.6960	3.6546	3.266	3.550
K ₂ O	4.4991	4.4973	4.4567	4.3997	4.4363	4.4014	4.5696	5.012	3.792
P ₂ O ₅	0.0062	0.0176	0.0041	0.0062	0.0041	0.0072	0.0093	0.066	0.200
suma	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Sección N		Sección NW	
Miembro	D	E	D
Roca	HE-064-Df (Pgo)	HE-064-Ej-1 (Pg)	HE-065-Di (Pgo)
SiO ₂	67.8634	76.245	71.1928
TiO ₂	0.8978	0.098	0.6356
Al ₂ O ₃	14.6645	13.220	13.9628
Fe ₂ O ₃	4.4808	1.196	3.2764
MnO	0.0867	0.059	0.0605
MgO	1.5089	0.046	0.9144
CaO	2.9035	0.555	1.9458
Na ₂ O	3.2198	3.240	3.2539
K ₂ O	4.1757	5.327	4.6276
P ₂ O ₅	0.1989	0.014	0.1302
suma	100	100	100

Roca	HE-063-Bas	HE-066-1	Dique2	Dique3	Pom c/ bas
SiO ₂	63.7112	56.6100	47.6082	47.7979	55.546
TiO ₂	1.3084	1.7282	2.6447	2.6439	2.191
Al ₂ O ₃	14.5914	16.0378	17.5453	17.5892	16.198
Fe ₂ O ₃	6.3817	8.7161	11.6066	11.5399	9.614
MnO	0.0968	0.1353	0.1992	0.2000	0.139
MgO	2.3455	3.9746	6.0472	5.9882	3.768
CaO	4.0040	5.9905	8.2469	8.2036	6.098
Na ₂ O	4.0837	3.8654	3.4861	3.4142	3.650
K ₂ O	3.1929	2.4750	1.9019	1.8962	2.317
P ₂ O ₅	0.2845	0.4671	0.7140	0.7270	0.477
suma	100	100	100	100	100

ANEXO 6.- Análisis de elementos traza (valores normalizados y en ppm, utilizados en las graficas) para las rocas del volcán H. Estrada

Sección E									
Roca	HE-041-Az	HE-041-Bh	HE-041-CI	HE-041-Dn	HE-041-Dp	HE-041-Dt	HE-041-Ev	HE-061-F2 (Pg)	HE-061-F2 (Pgo)
Cs	1072.8941	1079.4300	1096.5659	1095.4876	1085.4925	1078.7944	1045.5550	1070.2384	522.3533
Rb	387.0827	390.1238	383.6042	387.3508	390.9971	382.4611	379.4357	399.5250	208.1496
Ba	2.3484	2.1833	2.1722	2.1719	2.2682	2.5623	4.4131	2.4772	34.9441
Th	373.8123	368.0674	379.4300	375.7311	377.1189	373.3593	363.3117	371.2095	197.1717
U	470.1099	431.3981	476.1720	477.0549	474.0818	472.3008	459.8297	450.4879	230.4884
Nb	83.7721	83.7268	84.2606	84.6033	84.3188	84.1056	82.7376	84.0890	67.4361
Ta	229.9331	233.2735	230.4567	232.0389	231.4299	228.2438	223.5456	231.2813	137.3885
La	18.9666	20.7712	21.1583	19.6009	19.7786	20.4919	21.3419	21.6465	36.2777
Ce	15.3491	17.1617	16.5607	15.6632	15.9094	16.1234	16.8016	17.9797	28.6362
Pb	347.8068	338.9126	348.1118	350.1634	348.5856	346.2074	339.9400	345.8966	203.3629
Pr	12.3761	13.0702	13.2822	12.6968	12.8350	13.0103	13.6071	13.1121	22.0077
Sr	0.4757	0.4541	0.4077	0.4205	0.4321	0.5423	1.2547	0.5519	13.7138
Nd	9.4151	9.8820	10.0064	9.6182	9.6680	9.8517	10.3569	9.8858	17.4044
Zr	9.1297	8.4890	9.1123	9.1666	9.1713	9.1443	9.5207	9.8282	16.0353
Hf	15.8596	15.4016	15.9339	16.0247	15.8912	15.8063	15.8414	16.4068	16.2081
Sm	7.9591	8.4617	8.1487	8.0782	8.0707	8.1041	8.4603	8.7000	12.2641
Eu	0.6619	0.6892	0.6621	0.6584	0.6696	0.7297	1.1049	0.8189	6.6659
Gd	6.8009	7.0475	6.8535	6.8614	6.8393	6.8392	7.0496	6.9746	8.7250
Tb	7.1451	7.3869	7.1625	7.1927	7.1582	7.1626	7.2572	7.2755	8.0176
Dy	7.4187	7.3857	7.4312	7.4628	7.4481	7.4166	7.4829	7.2476	7.1961
Ho	7.2884	7.3587	7.3507	7.3695	7.3126	7.2913	7.3219	7.0587	6.5064
Er	7.7142	7.6931	7.7920	7.8077	7.7692	7.7042	7.7246	7.5325	6.5511
Yb	9.1858	9.0248	9.2899	9.2727	9.2975	9.1672	9.1354	9.2722	7.0620
Y	9.0113	8.9707	9.1018	9.1292	9.0878	9.0715	9.0264	9.0256	7.6161
Lu	8.9440	8.9660	8.9859	8.9850	8.9860	8.8658	8.8463	9.0644	6.7925

Roca	Sección W							Sección NE	
	HE-042-Ca	HE-042-Dc	HE-052-DK	HE-052-Er-b	HE-052-Er (Rg)	HE-052-Ev	HE-052-Fx	HE-063-Dd (Pb)	HE-063-Df (Pgo)
Cs	1085.6190	1081.2571	1077.5047	1090.9593	1093.6617	1089.2891	1076.5650	976.7235	732.1920
Rb	386.2196	380.4192	392.3013	392.2358	393.6811	391.1776	396.1344	364.2545	279.8203
Ba	2.3280	2.2484	2.1335	2.2527	2.0463	2.2213	2.3053	8.4990	23.5679
Th	373.5305	372.5695	370.1480	378.6773	381.2219	373.9761	370.4098	347.4798	260.6911
U	474.2893	473.8652	454.0131	460.6268	462.2507	457.5470	455.1512	409.2460	307.6561
Nb	84.1658	83.9169	84.4176	84.8448	85.4185	84.3074	84.7043	80.5505	73.1550
Ta	230.1898	229.6826	232.3449	234.6568	236.9737	234.1738	234.1287	213.5245	169.6142
La	19.6065	18.6559	19.2937	22.4586	21.7109	20.9953	18.9462	28.9899	32.1782
Ce	15.8697	14.9031	16.3447	18.4842	17.8629	17.4767	16.2495	23.0386	25.6184
Pb	350.2521	347.9844	347.8817	348.3513	351.9186	350.2533	349.3982	317.5561	255.0187
Pr	12.7173	12.2223	12.0790	13.2798	12.9326	12.6868	11.9316	16.6166	19.5048
Sr	0.4456	0.4140	0.3979	0.4702	0.3798	0.4568	0.5077	3.2121	9.3051
Nd	9.6333	9.3690	9.2495	9.9616	9.7782	9.5964	9.1827	12.3655	15.2027
Zr	9.1870	9.0871	9.7545	9.9662	9.8177	9.8570	9.8323	11.0481	13.4837
Hf	15.8775	15.8153	16.3149	16.5819	16.6725	16.4325	16.4816	16.2871	16.1883
Sm	8.0377	7.8618	8.4351	8.8196	8.7438	8.5821	8.4214	9.7570	11.2054
Eu	0.6789	0.6637	0.7519	0.7858	0.7517	0.7692	0.7786	1.9350	4.6566
Gd	6.8241	6.7628	6.8717	7.0978	7.0675	6.9600	6.9176	7.4598	8.1770
Tb	7.1135	7.0973	7.2943	7.4202	7.3750	7.3309	7.2367	7.5202	7.8748
Dy	7.4148	7.3883	7.2067	7.2483	7.2710	7.2032	7.1833	7.2710	7.2926
Ho	7.2896	7.2737	21.9151	21.9830	22.2173	21.9254	21.8681	21.5906	20.2331
Er	7.7422	7.7097	2.3988	2.4256	2.4450	2.4083	2.4161	2.3862	2.2797
Yb	9.2475	9.1983	9.2255	9.2815	9.3740	9.2788	9.1842	8.8418	7.8808
Y	9.0344	9.0872	9.0173	9.1280	9.1473	9.0317	9.0507	8.7739	8.2058
Lu	8.9599	8.9149	9.0149	9.1622	9.3144	9.1373	9.0536	8.5627	7.5162

Roca	HE-064-Ej (Pg)	HE-064-Df (Pgo)	HE-065-Di (Pgo)
Cs	1080.3176	727.8348	875.9800
Rb	403.5824	277.1475	326.1965
Ba	3.3262	22.1051	14.7002
Th	365.7288	257.5773	304.5052
U	446.2986	310.4625	367.4356
Nb	83.7983	73.2739	77.8438
Ta	230.3036	172.0825	197.4803
La	20.6901	29.5958	26.8016
Ce	17.3414	23.8931	21.7682
Pb	348.8301	253.3537	291.0037
Pr	12.6665	18.2075	16.2593
Sr	0.7752	9.5967	5.6079
Nd	9.6642	14.3330	12.6217
Zr	10.0059	13.7452	12.1968
Hf	16.4439	16.1109	16.4725
Sm	8.5862	10.7793	9.9954
Eu	0.9115	4.4373	3.0491
Gd	7.0128	7.9571	7.6241
Tb	7.3048	7.6655	7.6325
Dy	7.2516	7.1859	7.2000
Ho	21.8945	20.1703	20.9051
Er	2.4193	2.2665	2.3234
Yb	9.2568	7.8720	8.4396
Y	9.0002	8.0128	8.4578
Lu	9.0313	7.5653	8.1528

Roca	Pom c/ bas	HE-063-BAS	HE-066-1	DIQUE-2	DIQUE-3
Cs	244.38519	585.86286	221.90560	244.38519	37.84162
Rb	140.88286	215.31596	110.06927	46.85406	46.04529
Ba	54.40367	34.79665	45.68951	61.31965	61.64822
Th	95.24850	204.58989	89.66956	43.55477	43.35987
U	111.70927	243.94780	113.74435	59.04050	58.18415
Nb	58.40369	68.27001	61.68213	74.62081	74.85804
Ta	85.38380	142.64581	88.90708	84.50871	84.12145
La	47.26179	36.24294	39.25231	52.11334	52.59496
Ce	34.98314	28.65001	31.29165	41.03111	41.00989
Pb	101.55193	207.95071	123.43047	43.40573	48.23144
Pr	27.89928	22.22217	25.37185	31.67342	32.02955
Sr	21.26451	13.64559	21.69043	31.35739	31.19340
Nd	22.08786	17.57916	20.68142	25.18307	25.37177
Zr	18.86814	16.13193	16.18586	21.17760	20.97301
Hf	16.32823	16.69275	14.63902	16.09663	16.06843
Sm	14.26361	12.36588	13.99228	16.01284	15.98932
Eu	10.22719	6.50859	9.27780	13.01479	13.03631
Gd	10.05694	8.80511	9.68225	10.83106	10.85232
Tb	8.46158	8.12072	8.54531	8.73905	8.76052
Dy	7.41474	7.40732	7.38120	7.24731	7.26444
Ho	6.55984	6.62898	6.23493	6.16730	6.20049
Er	6.19048	6.79477	6.12063	5.51927	5.50252
Yb	5.81646	7.39716	5.98663	4.67890	4.62853
Y	7.06572	7.69828	6.85102	6.13051	6.18299
Lu	5.81997	7.04236	5.60313	4.56593	4.50599

ANEXO 7. Descripción petrográfica de las muestras analizadas.

No. De Muestra: HE-041-Dm

I.- descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	Intrusiva
Color	
Estructura y textura	Porfidica
Mineralogía	Plagioclasas

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Holocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano fino
Fabrica	inequigranular
Minerales esenciales	plagioclasas 40% hornblenda 30%
Minerales accesorios	biotita 20%, piroxeno 10%
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	

III.- Casificación: Diorita de hornblenda

No. De Muestra: HE-041-Dn

I.- descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	Piroclástica
Color	gris
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	Feldespatos y cuarzo

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	vitrofírica
Minerales esenciales	vidrio en 90% Feldespatos 3%, cuarzo 3%
Minerales accesorios	plagioclasa 2%
Minerales secundarios	micas 1%
Matriz o cementante	

III.- Casificación: Pómez riolítica

No. De Muestra: HE-041-Dn

I.- descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	Piroclástica
Color	gris
Estructura y textura	Vítrea
Mineralogía	Feldespatos y plagioclasa

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	vitrofirica
Minerales esenciales	vidrio en 90% Feldespatos 4%, plag. 3%
Minerales accesorios	cuarzo 1%
Minerales secundarios	micas 1%
Matriz o cementante	

III.- Casificación: Riolita vítrea

No. De Muestra: HE-041-E

I.- descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	Piroclástica
Color	Gris oscura
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	Plagioclasa

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	vitrofirica
Minerales esenciales	vidrio en 90% plag.5% feldespatos 1%
Minerales accesorios	cuarzo 3%
Minerales secundarios	px 0.5%, micas 0.5%
Matriz o cementante	

III.- Casificación: Pómez Dacítica

No. De Muestra: HE-041-Dq

I.- descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	Piroclástica
Color	Gris clara
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	feldespato y cuarzo

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	vitrofirica
Minerales esenciales	vidrio en 90% Fd 3%, cuarzo 3% pg 2%
Minerales accesorios	px 0.5%, anf. 0.5%
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	

III.- Casificación: Pómez riolítica