



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ**



FACULTAD DE INGENIERÍA

AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

**“ESTRATIGRAFÍA E HISTORIA ERUPTIVA DEL CRÁTER DE
EXPLOSIÓN HOYA LA CÍNTORA, GTO.”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

IVAN RAFAEL PUENTE SOLIS

**ASESORES: Dr. GERARDO CARRASCO NÚÑEZ
Dr. RICARDO SAUCEDO GIRÓN**

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. 2004

Dedico esta tesis a Dios, a mis padres Nohemí y Rafael además de mi familia, que sin su apoyo moral no lograría nada de lo que me he propuesto en la vida, incluyendo a ese bebé que aunque todavía no nace, cambió mi manera de pensar hacia la vida.

También quisiera dedicar esta tesis a mi abuela María de Jesús, que siempre ha sido otra madre para mí, gracias por todo.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco particularmente a mis asesores de tesis Dr. Gerardo Carrasco Núñez y el Dr. Ricardo Saucedo, por sus enseñanzas, consejos y correcciones para la realización del presente trabajo.

Hago extensivo este agradecimiento a mis padres Rafael y Nohemí por su apoyo moral, exigencias y ánimo. A mis hermanas Francelia y Mimí que aunque poco expresivas, siempre supe de su fe hacia conmigo. Gracias.

A mis amigos Jaime Hernández, Esther Ramos, Janet, Luis, Araceli, Luis Gerardo, Alberto, Juan Antonio, Jazmín, Elia, Erikay , etc...gracias.

Pero sobre todo, agradezco a Dios.

CONTENIDO

	Índice de figuras.....	3	✓
	Índice de tablas.....	4	✓
	RESUMEN	5	✓
	INTRODUCCION 7 → 12		
	Localización y vías de acceso	8	
	Fisiografía y geomorfología	10	
	Trabajos antecedentes	12	
I	OBJETIVOS Y METODOLOGÍA 14 → 18		
1.1	Objetivos e importancia	14	
1.2	Metodología del trabajo.....	14	
II	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL 19 → 33		
2.1	Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	19	
2.2	Geología Regional	24	
2.2.1	Escala Cenozoico	24	
2.2.1.1	Etapa Eoceno-Oligoceno	24	
2.2.1.2	Etapa Oligoceno-Mioceno	25	
		
2.2.1.3	Etapa Plioceno	25	
		
2.2.1.4	Etapa Pleistoceno-Holoceno	25	
2.3	Geología del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).....	28	
2.3.1	Geología del área de Valle de Santiago	29	
III	CONCEPTOS GENERALES SOBRE VOLCANISMO E HIDROVOLCANISMO 34 → 53		
3.1	Conceptos generales del volcanismo	34	
3.1.1	Tipos de volcanes	34	
3.1.2	Tipos de erupciones	36	
3.2	Conceptos generales del Hidrovolcanismo	39	
3.2.1	Estructuras asociadas al hidrovolcanismo y sus características	41	
3.3	Depósitos piroclásticos	47	
3.3.1	Tipos de oleadas piroclásticas	49	
3.3.2	Estructuras primarias asociadas a oleadas basales (base surge).....	51	
IV	ESTRATIGRAFÍA DEL CRÁTER HOYA LA CÍNTORA 54 → 90		
4.1	Definición de unidades estratigráficas	54	
4.1.1	Unidad pre-maar (Rocas no relacionadas a la evolución del maar)	56	
4.1.2	Etapa Precursora de maar	56	
4.1.3	Etapa Formadora de maar	62	
4.1.4	Etapa Post-maar	75	
4.2	Análisis de Laboratorio	77	

4.2.1	Características Granulométricas	87 77
4.2.2	Análisis de Componentes	88 86

V	INTERPRETACIÓN SOBRE LA HISTORIA ERUPTIVA 91 → 97	
5.1	Unidad pre-maar (Rocas no relacionadas a la evolución del maar)	88 91
5.2	Etapa Precursora de maar	91 92
5.3	Etapa Formadora de maar	92 93
5.4	Etapa Post-maar	95 96

	CONCLUSIONES 98-99	97 98
--	---------------------------	------------------

	BIBLIOGRAFÍA 100 → 107	100
--	-------------------------------	----------------

	Anexo 1. Porcentaje de peso individual para el análisis granulométrico	108
	Anexo 2. Análisis de componentes	109
	Anexo 3. Datos para la realización de la figura 35	114
	Anexo 4. Petrografía	115 - 117
	Anexo 5. Correlación estratigráfica del cráter "Hoya La Cíntora"	
	Anexo 6. Secuencia estratigráfica del cráter "Hoya La Cíntora"	
	Anexo 7. Ubicación del análisis granulométrico y porcentaje de componentes	

INDICE DE FIGURAS

Figura		
1	Localización del área de estudio.	8
2	Vías de acceso principales y secundarias.	9
3	Ubicación de la FVTM y el CVMG.	19
4	Localización del sector central de la FVTM.	22
5	Mapa geológico del área de Valle de Santiago.	32
6	Diagrama esquemático de la actividad hidrovulcánica en el subsuelo.	40
7	Diferencias geomorfológicas entre los cráteres formados por erupciones freatomagmáticas.	42
8	Estructura volcánica vs. cantidad de agua.	44
9	Modelo evolutivo de maares.	46
10	Relaciones geométricas de los principales flujos piroclásticos.	48
11	Columna estratigráfica condensada del cráter Hoya La Cíntora.	54
12	Contacto concordante entre paleosuelo y el miembro Z de la etapa precursora de maar.	56
13	Afloramiento de la etapa precursora de maar, miembros Z, A y B.	57
14	Miembros B y C de la etapa precursora de maar.	58
15	Afloramiento del miembro D, horizontes 1, 2 y 3 (secuencia precursora de maar).	60
16	Detalle de los horizontes 1, 2 y 3 de la etapa precursora de maar.	60
17	Contacto entre los miembros B y C correspondientes a la etapa formadora de maar.	62
18	Detalle del contacto de los miembros C y B, de la etapa formadora de maar.	63
19	Contacto de los miembros D-1, D-2, E y F de la etapa formadora de maar.	65
20	Contacto entre los horizontes D-1 y D-2 de la etapa formadora de maar.	66
21	Detalle del miembro E.	66
22	Etapla formadora de maar, donde se observa el contacto concordante entre los miembros D-1, D-2, E, F y G.	68
23	Etapla formadora de maar, ubicada en la pedrera mostrando los miembros F, G y H.	69
24	Contactos entre los miembros G, H, I y J de la etapa formadora de maar.	70
25	Contacto franco entre los miembros I y J, que marcan la parte final de la etapa formadora de maar.	71
26	Contacto entre los horizontes 2 y 3, pertenecientes al miembro J de la etapa formadora de maar.	72
27	Detalle del oleadas piroclásticas en el horizonte 2.	73
28	Contacto concordante entre los horizontes 3 y 4 del miembro J.	74
29	Detalle de canales en forma de "U" en el horizonte número 3.	74
30	Contacto discordante entre las unidades D-1, K y L.	75
31	Sección geológica AA'	76
32	Comparación de las características granulométricas de los principales depósitos de oleadas y depósitos de caída asociados a ellas.	81
33	Variabilidad de $Md \phi$ con respecto a la posición estratigráfica	84
34	Variabilidad de $\sigma \phi$ con respecto a la posición estratigráfica	85
35	Gráfica de la variación de los componentes en hoyla La Cíntora	89
36	Correlación estratigráfica del cráter "Hoya La Cíntora"	
37	Secuencia estratigráfica del cráter "Hoya la Cíntora"	
38	Ubicación del análisis granulométrico y porcentaje de componentes	

Laminas

INDICE DE TABLAS

1	Columna cronoestratigráfica regional.	26
2	Cronología volcánica del CVVS.	31
3	Parámetros descriptivos de clasificación para depósitos sedimentarios y piroclásticos.	77
4	Características granulométricas de los depósitos piroclásticos y su equivalente sedimentario.	78
5	Parámetros de Inman obtenidos del cráter Hoya La Cíntora.	79

RESUMEN

La Hoya La Cíntora es uno de los varios cráteres de explosión (maars) que conforman el campo volcánico de Valle de Santiago, se localiza en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana, dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. El campo está caracterizado por un total de 22 maars dentro una franja de 7 km x 50 km en la que aparecen algunos de ellos alineados en la dirección NNW-SSE. Dicho alineamiento parece estar asociado a una zona de debilidad cortical a lo largo de los cuales los maars hicieron erupción preferentemente. El cráter tiene una forma circular, burdamente elongado hacia el SW, con un diámetro de hasta 2030 m y una profundidad de 180 m, en su interior aparece un lago cuya existencia depende de la época de lluvias.

De la observación, descripción y análisis de las estructuras, así como de los análisis granulométricos y de componentes en los depósitos de la secuencia expuesta se puede concluir que La Cíntora es un cráter de explosión del tipo maar (en sentido estricto) producido en un periodo relativamente corto del orden de algunos días, semanas o a lo mas meses, en el cuál estuvieron implicados diferentes estilos de volcanismo.

El estudio estratigráfico de La Cíntora se encuentra definido por 3 grandes etapas o episodios que representan las diferentes etapas evolutivas del cráter. Las etapas son: a) Etapa Precursora de maar, b) Etapa Formadora de maar y c) Etapa Post-maar. Además, se reconoce una unidad pre-maar que no tiene relación con la evolución eruptiva del cráter Hoya La Cíntora aunque si representa el evento volcánico más antiguo en la secuencia expuesta, y está representada por gruesos derrames de lava basáltica en la base de la secuencia expuesta.

Las etapas anteriores presentan una evolución que varía desde actividad efusiva, explosiva seca o estromboliana hasta freatomagmática pura intercalada con actividad estromboliana, presentando una evolución diferente al modelo tradicional, el cuál señala, que conforme el maar evoluciona, se producirá un cono de abatimiento del nivel freático del agua aportada por el acuífero, disminuyendo

la mezcla magma-agua, produciendo al final un cono cinerítico o un lago de lava, para el caso de magmas basálticos.

Éste maar fue construido por erupciones freatomagmáticas de varias intensidades reflejando la estrecha relación existente de un antiguo acuífero con material magmático y manifestándose en la variabilidad de sus depósitos de brechas, tobas y oleadas piroclásticas. Se asume que las primeras explosiones aumentaron la fragmentación del sustrato rocoso facilitando el flujo y por consiguiente el aporte de agua al sistema agua-magma logrando una mezcla óptima hacia el final de la etapa maar reflejándose en erupciones mas explosivas lo que también expresa mayor aporte de material juvenil.

Dentro del cráter existen variaciones laterales de la misma estructura presentadas como adelgazamientos y acuñamientos locales posiblemente asumidos a la migración del foco volcánico.

El análisis de componentes realizados a los depósitos del cráter determina que el contenido de líticos (basalto, basalto vesicular, alterados y oxidados), se encuentra por encima del 75% en un análisis global de la secuencia, encontrándose en el rango promedio (60-80%) para las concentraciones medias de líticos en éstas estructuras.

INTRODUCCIÓN.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico que se desarrolla sobre la margen suroeste de la Placa Norteamericana, como resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos, a lo largo de la trinchera de Acapulco. Dicha subducción ocurre desde el Mioceno superior hasta el presente (Ferrari et al.,1994), migrando hacia la trinchera, sobre todo en las partes occidental y central de la FVTM (Delgado et al., 1995). En la FVTM existen los mayores volcanes de México que se extienden a lo largo del arco, y están separados por sistemas de grabens N-S o NW-SE.

La Faja Volcánica Transmexicana es uno de los arcos volcánicos mas variados y complejos, presentando entre sus rasgos particulares los siguientes: a) la variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco; b) la presencia de un volcanismo alcalino intraplaca asociado espacialmente al volcanismo dominante relacionado con la subducción; c) la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera y d) la variación del ancho del arco. Como observación, ésta provincia cubre el área más densamente poblada del país, motivo por el cuál surge la necesidad de entender su comportamiento, evolución, y procesos destructivos para evitar riesgos para la población.

Los cráteres de explosión o maars han llamado la atención y despertado la inquietud de algunos investigadores por los procesos que dieron lugar a estructuras tan singulares (Ordóñez, 1900). La Hoya La Cíntora es un cráter de explosión con un lago interno, el cuál fue formado por erupciones de tipo freatomagmática, deducido esto por las estructuras vulcanosedimentarias que caracterizan a los productos derivados de éste tipo de erupciones.

En éste trabajo se presenta la estratigrafía detallada de los productos expuestos en las paredes del cráter Hoya La Cíntora, además de analizar estadísticamente la granulometría y los componentes de los depósitos. Con ello se caracteriza e infiere la historia eruptiva de éste cráter, en particular, y el comportamiento general de los volcanes tipo maar.

Localización y vías de acceso.

El cráter de explosión Hoya La Cíntora, se encuentra hacia el SSW de la ciudad de Valle de Santiago, Guanajuato, dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), perteneciente a la zona central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 1). La Cíntora tiene una forma burdamente circular y se localiza en las coordenadas geográficas $20^{\circ}21'21.7''$ de latitud N, $101^{\circ}12'46.3''$ de longitud W y en las coordenadas UTM 2 252 300 N, 269 000 E, ubicándose sobre la carta topográfica F14-C73, de escala 1:50 000 del INEGI, correspondiente a Valle de Santiago.

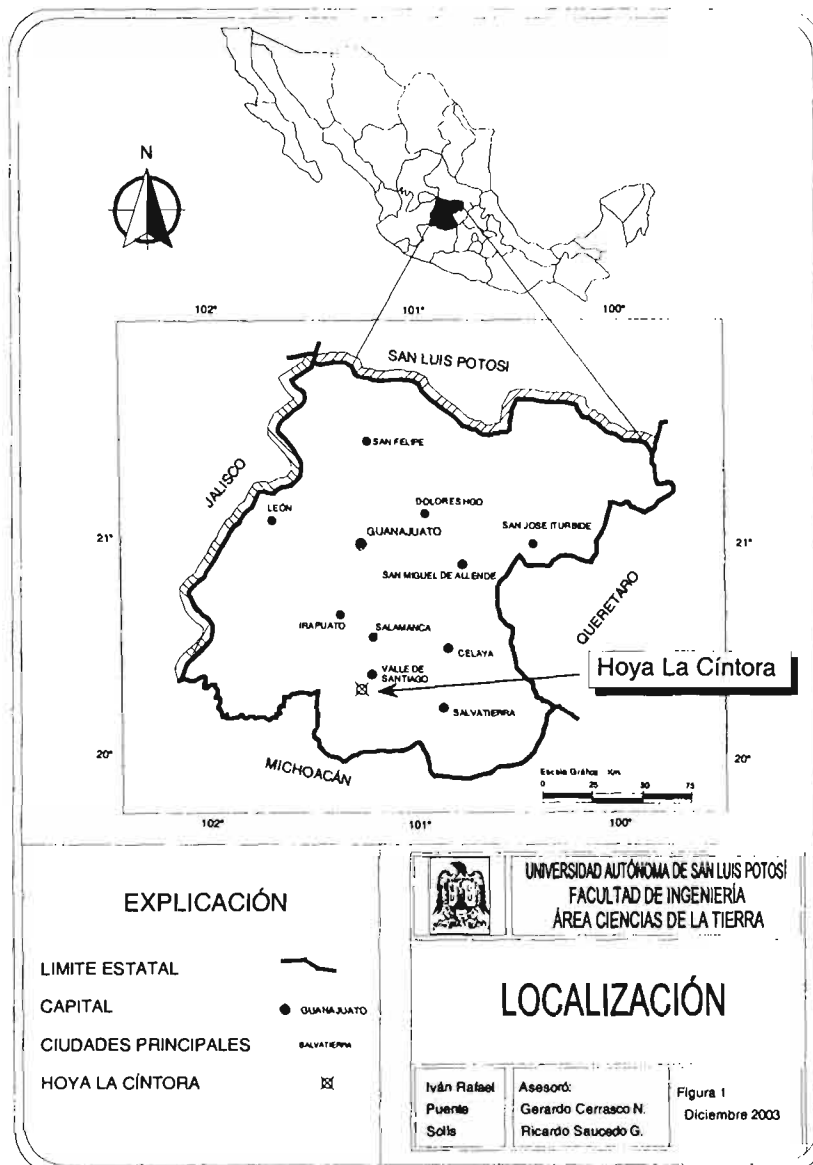


Figura 1. Localización del área de estudio.

El acceso al área de estudio puede hacerse a partir de la ciudad de Salamanca por la carretera federal número 43 rumbo a Moreleón, 3 Km. después de pasar la ciudad de Valle de Santiago, se encuentra una desviación de terracería hacia el oeste, al pie del cerro La Batea, siguiendo por ésta vía a los 2.5 Km. se encuentra el cráter La Cíntora, objetivo de nuestro estudio (Figura 2).

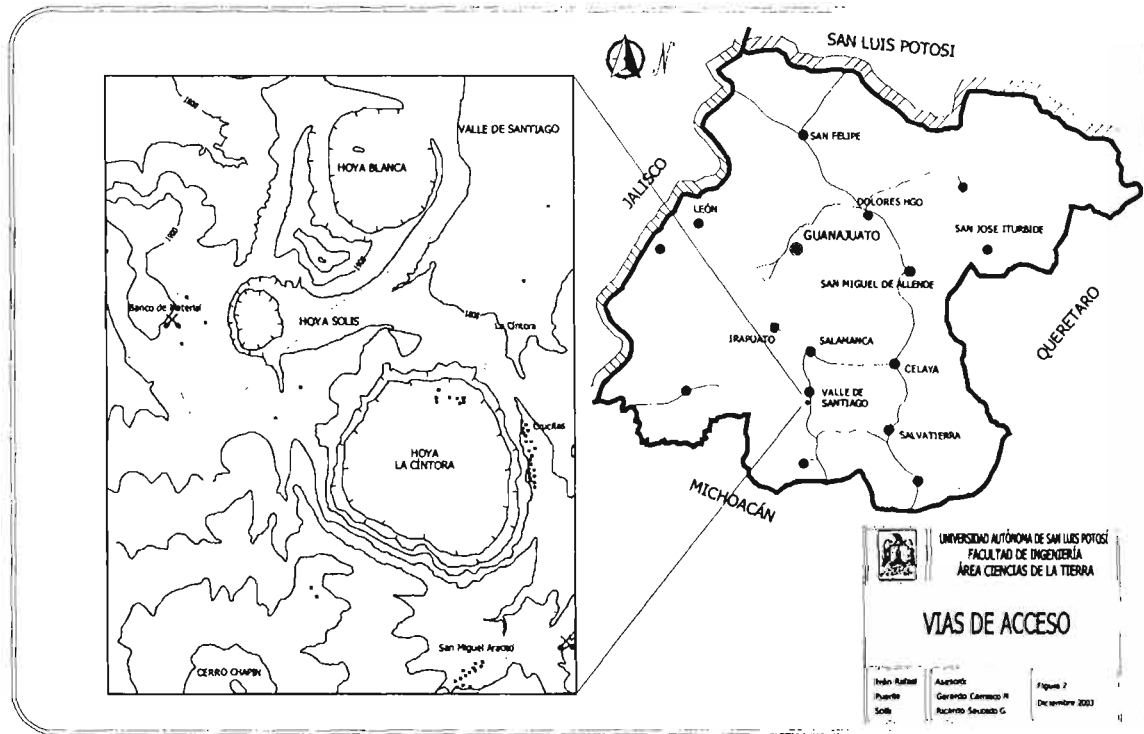


Figura 2. Vías de acceso principales y secundarias.

Fisiografía y Geomorfología

La zona de estudio se encuentra ubicada en la provincia fisiográfica de la FVTM, ésta provincia ocupa aproximadamente el 45 % de la superficie del estado de Guanajuato. Álvarez Jr.(1958), ubica a la zona de estudio en la provincia denominada Zona de Fosas Tectónicas y Vulcanismo Reciente, caracterizada por la abundancia de derrames basálticos, numerosos volcanes y lagos cuya morfología, orientación y distribución sugieren la idea de estar situados en fosas tectónicas. La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una cadena montañosa compuesta totalmente de lavas, material piroclástico, aluvión y sedimento de origen lacustre del Terciario y Cuaternario, que no han sufrido perturbaciones

desde que se depositaron, con excepción de las fosas de Tepic, Colima, Chapala y parte de Michoacán, es decir, en la porción oeste (López Ramos, 1979). Así, la zona de estudio, corresponde a la subprovincia del Bajío de Guanajuato y Michoacán, descrita como dos cadenas montañosas paralelas de sistemas volcánicos de rumbo oriente–poniente (Consejo de recursos minerales, 1992).

Hacia el norte y noroeste de La Cíntora se encuentran los cráteres de explosión Hoya Blanca y Hoya Solís, ambos ligeramente elongados hacia el eje N-S, siendo el primero de forma circular, con medidas aproximadas de 1180 m de diámetro y 90m de profundidad, mientras que la Hoya Solís 700 m y 23 m, de diámetro y profundidad respectivamente.

Hacia el sureste del cráter de estudio se localiza el Cerro La Batea que es un cono cinerítico, de composición basáltica. Las medidas del diámetro inferior es de 1800 m, el superior de unos 350 m, con una altura de unos 225 m del nivel general del suelo (aproximadamente 1800 m.s.n.m.) y un volumen de 0.235 Km³ con una pendiente promedio de 17°. El cerro Chapín, hacia el sudoccidente, muestra los siguientes parámetros geomorfológicos: 1230 m de diámetro basal, 280 m de diámetro en el cráter, unos 70 m de altura, un volumen de 0.035 Km³ y una pendiente media de 8° que se encuentra cubierto por una gruesa capa de suelos cultivables.

La topografía es poco accidentada, a excepción de los cráteres de explosión con alineación NNW ya que éstos modifican las características geomorfológicas de la zona de una manera determinante por la redondez en sus bordes, la casi verticalidad de sus paredes y su profundidad variable que va desde 23 m, en la Hoya Solís, hasta 220 m en la Hoya de Parangueo. Presenta hacia la parte NE y N de dicho alineamiento, un extenso valle de tierras cultivables con escasas lomas de tamaño pequeño, mientras que hacia el sur y suroeste del mismo alineamiento se encuentra el Lago de Yuriria y pequeños volcanes escudo de composición basáltica respectivamente. El área de estudio se ubica dentro del ciclo geomorfológico en etapa de madurez temprana a media.

La Cíntora es un cráter de explosión de forma circular, burdamente elongado hacia el SW, con un diámetro de hasta 2030 m, una profundidad de 180

m, presentando desde flujos de lava en la parte basal hasta brechas y oleadas en su parte superior, presentándose éste fondo, como es característico en volcanes de éste tipo, debajo del nivel general del suelo. Éste cráter se encuentra relleno parcialmente de sedimentos provenientes de las paredes y bordes que lo conforman, en su interior, se encuentra un lago de carácter intermitente cuya existencia depende de la época de lluvias.

Trabajos antecedentes

Las estructuras volcánicas pertenecientes a la zona de Valle de Santiago, conocidas como maeres o cráteres de explosión fueron estudiados en un principio por Ordóñez (1900) a principios del siglo pasado, sin embargo su trabajo fue meramente descriptivo y general, correspondientes a trabajos de geología regional.

En épocas más recientes aparecen publicaciones de estudios regionales enfocados especialmente a la descripción, volumen, distribución, edad y geología estructural de las estructuras volcánicas más abundantes (conos cineríticos, volcanes escudo) en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, sin olvidar la petrología y química de las estructuras antes mencionadas (Hasenaka y Carmichael (1985a, 1985b, 1986); Hasenaka (1994); Connor (1987); Demant (1978) y Silva-Mora (1979)).

Los trabajos que se han desarrollado específicamente en el área de Valle de Santiago son relativamente pocos, comenzando por el trabajo de Ordóñez (1900). Casi un siglo después Murphy (1982), observa un alineamiento de cráteres de explosión con una orientación NNW-SSE, relacionando su posible origen a una zona de debilidad cortical a lo largo de la cuál los cráteres pudieron hacer erupción. En dicho trabajo se hace una distinción de los productos piroclásticos, mediante el estudio estratigráfico regional de éstos. Y con base a fechamientos K-Ar; se crea una cronología preliminar del área de estudio, identificando un periodo temprano de volcanismo basáltico y andesítico, representado por un pequeño número de volcanes de edad pliocénica, seguido por un periodo que incluye tanto a maeres como algunos conos cineríticos del Cuaternario.

Posteriormente Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999) realizan un estudio paleomagnético de los volcanes en el Valle de Santiago, determinando que el alineamiento del área de estudio, forma parte de un conjunto regional en el sector norte de la FVTM que incluye a la zona de falla Querétaro-Taxco. Estos lineamientos NNW-SSE intersectan los patrones estructurales más jóvenes ENE-WSW representados por la falla Chapala-Tula.

Los mismos autores Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) llevaron a cabo un trabajo petrográfico detallado de los xenolitos del área de estudio, esencialmente en los cráteres Hoya Rincón de Parangueo y Hoya La Cíntora, determinando dos tipos de xenolitos, el primero, un xenolito gabroico y el segundo un xenolito granulítico de hiperstena y diópsida.

CAPITULO I) OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.

1.1) Objetivos e importancia.

El objetivo del presente trabajo es la determinación de la evolución geológica del volcán, es decir, interpretar el origen y evolución del cráter Hoya La Cíntora, basándose en un análisis estratigráfico detallado de sus depósitos piroclásticos, apoyados también en la caracterización sedimentológica de sus productos y los diferentes componentes que lo integran, además de observaciones detalladas de las estructuras tanto internas como sedimentarias de los depósitos piroclásticos.

Este trabajo aporta datos interesantes sobre los mecanismos volcánicos e hidrovulcánicos que se presentan en estructuras de éste tipo, además de características dinámicas involucradas en la erupción como son la energía y duración de la misma dentro del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), ya que éste cráter en especial, muestra una evolución diferente a los modelos tradicionales (Lorenz, 1986).

Aunque las ideas y teorías del freatomagmatismo, son prácticamente recientes en el área de la vulcanología y aún son materia de debate y discusión en algunos aspectos, se cree que la caracterización y estudio de éste tipo de estructuras volcánicas ayudarán a resolver problemas de la cronología estratigráfica mediante el estudio detallado de los depósitos, ya que existen pocos trabajos de vulcanología física en México y ninguno en el CVVS. Se destaca la importancia y caracterización de eventos de este tipo, auxiliando el estudio de riesgo volcánico y protección civil, ya que en todos los procesos eruptivos existe una componente de participación de agua en diferentes proporciones.

1.2) Metodología de trabajo.

El proceso quedó dividido en cuatro etapas principales: a) recopilación y análisis bibliográfico, b) trabajo de campo, c) trabajo de laboratorio y d) procesamiento de la información y redacción, las cuáles se detallan a continuación.

a) Recopilación y análisis bibliográfico.

Aunque existe relativamente poca información geológica sobre la parte noreste del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, se recopiló información regional o a detalle que directa o indirectamente se relacionara con el cráter de explosión La Cíntora. Se observaron las fotografías aéreas escala 1:25 000 que cubren el área del cráter y los volcanes cercanos, utilizando como base topográfica la carta topográfica F14-C73 de INEGI a escala 1:50 000, consultando al mismo tiempo publicaciones recientes y libros relacionados con el hidrovulcanismo y los procesos de interacción magma-agua en los distintos ambientes en los que se desarrolla, ya que ésta rama de la vulcanología es relativamente reciente como se mencionó anteriormente.

b) Trabajo de campo.

Permitió realizar una descripción detallada de los diferentes miembros que conforman la secuencia expuesta en las paredes del cráter La Cíntora. Los trabajos de campo constaron de tres etapas: la primera se realizó en los primeros días del mes de mayo del 2003, la segunda etapa a finales del mismo mes y la última a finales del mes de diciembre del mismo año. En éstas visitas se realizaron recorridos en afloramientos cercanos y hacia el fondo del cráter, buscando las mejores exposiciones rocosas y de fácil acceso al material, siguiendo y correlacionando los materiales expuestos. Una vez realizado ésta acción se definió la secuencia del muestreo sistemático, describiendo a detalle las diferentes unidades, miembros y horizontes de roca, evaluando principalmente las siguientes características:

- Color (en roca sana y de intemperismo).
- Espesor (horizontes, unidades, miembros).
- Tipo de contacto.
- Estructuras (masiva, laminar, planar, ondulante, cruzada, de impacto).
- Gradación (normal, inversa, ausente, caótica).
- Caracterización granulométrica preliminar (aglomerado, brecha, toba).
- Tamaño de los fragmentos (bomba, bloque, lapilli, ceniza).

- Forma de los fragmentos (redondez y esfericidad).
- Selección.
- Composición de fragmentos.
- Tamaño máximo de clasto.
- Tipo de matriz (soporte).
- Clasificación genética del depósito (oleada, caída, flujo).

Después de la identificación de las características anteriores en la secuencia, se llevo a cabo un muestreo sistemático y representativo con 57 muestras, 40 de ellas para análisis granulométrico y 17 para lámina delgada. Es importante mencionar que en el muestreo se incluyó a algunos afloramientos cercanos a la Cíntora, de los cuáles fueron 8 muestras para análisis granulométrico y 3 más para lámina delgada del universo muestreado. El total de las muestras para granulometría correspondieron a depósitos provenientes de actividad freatomagmática excepto una, que pertenece a un depósito de la unidad precursora de maar. El muestreo en la parte superior de la unidad formadora de maar correspondiente a la secuencia de oleadas piroclásticas se realizó en capas de caída asociadas a éstas; mientras que las muestras para lámina delgada, incluyen rocas de la parte basal de la unidad pre-maar, bloques, escorias y algunos horizontes consolidados encontrados en la parte piroclástica que por el alto grado de consolidación, impedía un adecuado análisis granulométrico mediante tamizado por vía seca.

c) Trabajo de laboratorio.

Todo el trabajo de laboratorio fue llevado a cabo en el Laboratorio de Vulcanología-Sedimentología del Centro de Geociencias UNAM, Campus Juriquilla, el cuál consistió en la separación granulométrica de las muestras recolectadas en campo a intervalos de 1ϕ , entre -6ϕ y $<4 \phi$ ($64 - 1/16$ mm), por el método de vía seca, mediante el cuál, el peso del material retenido en cada malla se pesó en una balanza marca Ohaus, modelo Explorer (capacidad de 2100g, exactitud de 0.01g) registrando sus porcentajes individual y acumulativo

para cada una de las clases de tamaño y para cada una de las muestras por separado.

Como una nota adicional cabe mencionar que es común usar una transformación logarítmica del diámetro de grano, llamada escala de ϕ (ϕ), la cuál representa al logaritmo negativo de base dos del diámetro medido en milímetros.

$$\phi = -\log_2 (\text{diámetro})_{\text{mm}}$$

Con éstos datos se construyeron curvas de frecuencia en papel de distribución probabilística, a partir de éstas, se calcularon los parámetros de Inman, siguiendo con los procedimientos recomendados por Cas y Wright (1987) para éste tipo de depósitos con las siguientes fórmulas:

$$\text{Mediana} \quad \text{Md } \phi = \phi_{50}$$

Éste parámetro es el valor central del diámetro de los fragmentos en una muestra.

$$\text{Desviación estándar} \quad \sigma \phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2$$

La desviación estándar también es conocida como índice de clasificación de la muestra, e indica el rango de dispersión o variación de tamaños de la misma.

Para la determinación de los diferentes componentes, se utilizó un microscopio binocular marca Nikon, modelo hfx-dx (10X – 63X) separando el material juvenil, líticos (basalto vesicular, basalto afanítico, roca alterada y oxidada), desde las fracciones gruesas (-5ϕ) hasta 0ϕ , límite en el cuál fue imposible hacer una distinción de los diferentes componentes en la muestra. El análisis se realizó cuarteando el ejemplar, tomando no menos de 15 fragmentos para la fracción gruesa, de 15 a 30 gramos para la fracción intermedia y no menos de 15 gramos para la fracción fina, algunos horizontes estaban fuertemente cargados de ceniza adherida en los fragmentos, razón por la cuál, se introdujeron los fragmentos a un limpiador ultrasónico Tyler dentro de un vaso de precipitado con agua destilada para después introducirlos en un horno de secado. Después de

éste procedimiento, se volvieron a tamizar los horizontes implicados separando la poca cantidad de ceniza adherida, para después recalcular las gráficas de dichas muestras, sin observarse gran variación a las anteriores.

Por otra parte, los análisis petrográficos en láminas delgadas de los basaltos, aglomerados, brechas, tobas brechoides, escorias y bloques que se encontraron en los depósitos piroclásticos fueron trabajados mediante un microscopio binocular marca Nikon, modelo Optophot2-pol.

d) Procesamiento de la información y redacción

Consistió en la última etapa del trabajo, desde la digitalización del mapa geológico y elaboración de figuras, hasta las secciones que ilustran la estratigrafía del volcán, redactando al mismo tiempo los capítulos que le dan el cuerpo al presente trabajo. Todo esto para interpretar la información adquirida durante etapas anteriores y construir así la historia eruptiva y llegar a conclusiones, que se sustentan en el último capítulo de ésta tesis.

CAPITULO II) MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

La provincia más estudiada en México es la Faja Volcánica Transmexicana (Romero, 2000), no obstante existen una serie de problemas de interpretación derivados de la falta de conocimiento detallado de la geología del arco volcánico y de la estructura físico-química de la corteza y el manto.

2.1) Faja Volcánica Transmexicana.

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico continental (Pasquaré et al., 1988; Wallace and Carmichael, 1989; Allan et al., 1991) que se desarrolla sobre la margen SW de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Nixon, 1982; Pasquaré et al., 1986, 1988, 1991; Johnson and Harrison, 1990; Suter et al., 1991), que se extiende desde las costas del Océano Pacífico, en los estados de Jalisco y Nayarit, hasta las costas del Golfo de México en el estado de Veracruz (Figura 3).

Dicha provincia tiene aproximadamente 1000 km de largo con una dirección E-W (Nixon, 1982; Pasquaré et al., 1991; De la Fuente y Verma, 1993), formando un ángulo cercano a 16° con respecto a la trinchera de Acapulco y un ancho irregular de entre 20 y 200 km, limitada aproximadamente entre los paralelos 19° y 21° de latitud Norte. Colinda al norte con la Mesa Central, y sus contactos occidental, meridional y oriental con las provincias Sierra Madre del Sur, y la cuenca Morelos-Guerrero (López Ramos, 1979).

La FVTM constituye un arco volcánico complejo y variado, ya que entre los rasgos característicos se mencionan: a) la gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco, b) la presencia de un volcanismo alcalino de tipo intraplaca (asimilado a los Ocean Island Basalt), asociado espacialmente al volcanismo dominante relacionado con la subducción, c) la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera y d) la notable variación del ancho del arco (Ferrari, 2000).

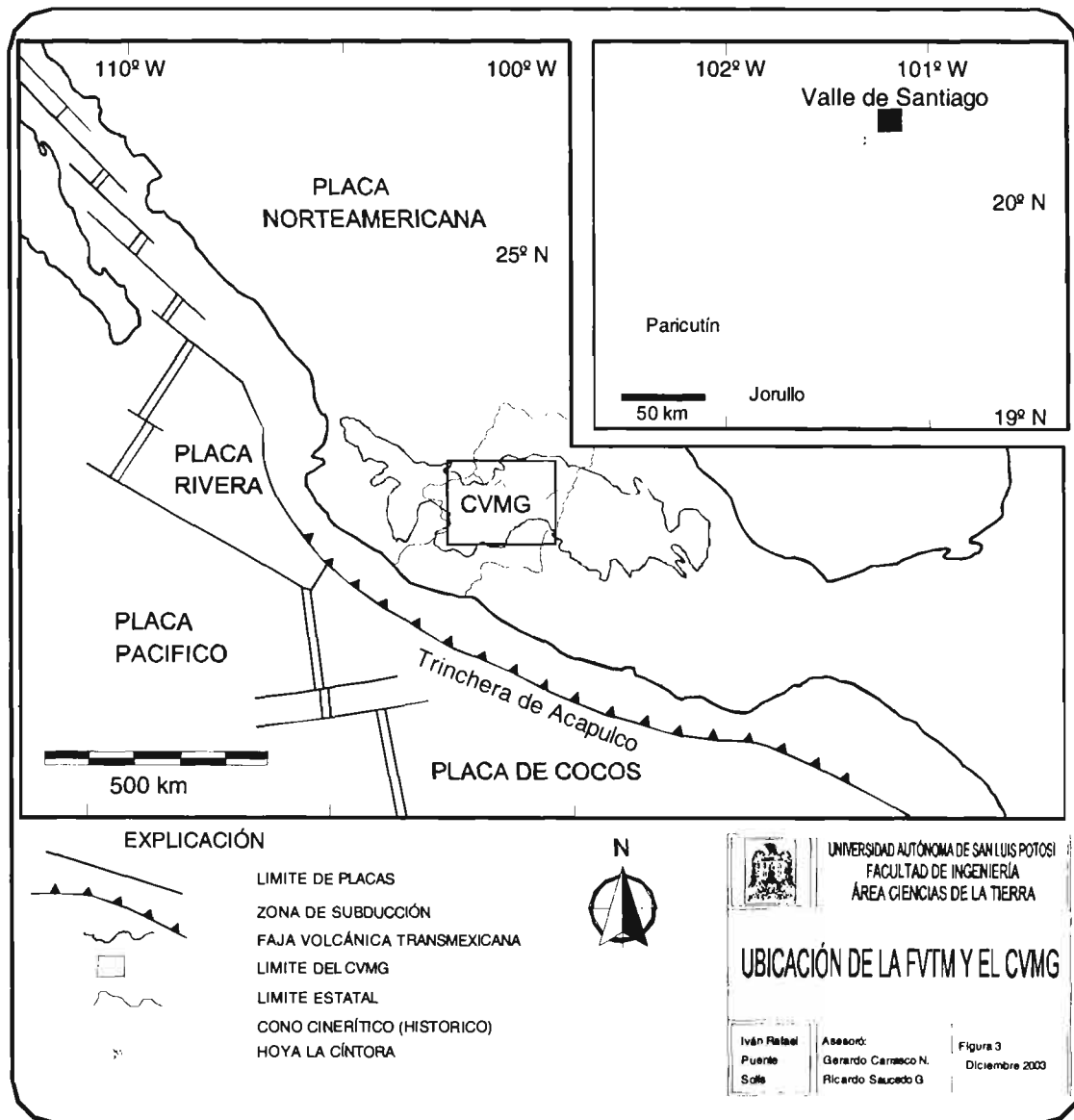


Figura 3. Ubicación de la FVTM y el CVMG (modificado de Hasenaka y Charnichael, 1985b).

La búsqueda del origen de este arco continental, inicia desde hace más de un siglo, con los estudios pioneros de Von Humboldt en 1808, el cuál describe una alineación de grandes volcanes a lo largo del paralelo 19° N, suponiendo su origen a una zona de debilidad cortical que atravesaba el continente, mientras que Mooser y Maldonado en 1961, lo relacionan a la continuación de la zona de fractura de Clarión. Para Mooser (1972) la localización del volcanismo es controlada por una zona de debilidad cortical del Terciario medio, asociando el magmatismo con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa

Norteamericana. Gastil y Jensky (1973) lo presentan como una zona de debilidad cortical de movimiento dextral, constituyendo la prolongación del sistema transformante de la apertura del Golfo de California. Demant (1978) propone que la localización de la FVTM es producto de la interacción de las placas Norteamericana y del Caribe, al este, y la subducción de la placa de Cocos bajo Norteamérica, al oeste. Mientras que Shurbet y Cebull (1984) suponen que la FVTM, representa el límite de una microplaca mal desarrollada. Actualmente está casi totalmente aceptado que la FVTM es el producto de la subducción de las placas Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi and Böhnell, 1987; Pardo y Suárez, 1993; 1995). La falta de paralelismo del arco magmático con respecto a la trinchera, aparentemente se debe, a la variación en la geometría del proceso de subducción (Menard, 1978; Nixon, 1982; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1987; Pardo y Suárez, 1993; 1995). Sin embargo, explicaciones alternativas invocando un proceso de apertura (rifting) han sido propuestas recientemente (Verma, 2003).

La FVTM presenta características diferentes, tanto en la composición química de los productos volcánicos como en su patrón estructural y morfológico (Demant, 1978; Pasquaré et al, 1986; Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987). En base a esto, algunos autores proponen dividirla en tres sectores principales: sector occidental, sector central y sector oriental.

Sector Occidental.

La parte occidental de la FVTM es dominada estructural y topográficamente por tres sistemas de fallas extensionales (rifts o grabens) de activación reciente (Pasquaré et al., 1986; Allan et al., 1991), éstas intersectan a 50 km al SSW de la ciudad de Guadalajara, originando una triple unión y limitando el Bloque Jalisco. Éstas depresiones, fueron nombradas por Luhr et al., (1985) como: graben de Colima, graben Tepic-Zacoalco y graben de Chapala, caracterizándose por la presencia de una variedad de lavas alcalinas de edad Plioceno-Cuaternaria junto a los productos calcoalcalinos dominantes. En el graben de Colima se encuentran emplazados el Volcán de Colima así como el Nevado de Colima (Luhr and

Carmichael, 1980) aflorando sus productos (lavas, avalanchas y flujos de lodo) con edades que van desde el Plioceno al reciente. Allan et al., (1991) describen a el graben de Colima en su parte norte, como un sistema de fallas normales con rumbos que van desde N-S a NNW-SSE, donde la extensión comenzó en el Plioceno temprano, mientras que la parte sur es representado por fallas con rumbo N-S, extendiéndose hacia la costa del Pacífico. El graben Tepic-Zacoalco consiste de una serie de semi-grabens de orientación NW-SE que se extienden desde la triple unión hacia el NW en la costa Pacífica, presentando rocas volcánicas del Plioceno al reciente. El graben de Chapala de orientación E-W, se formó durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Delgado, 1992). Las fallas cortan flujos de lavas basálticas y andesíticas, sedimentos volcanogénicos y tobas félsicas, así como a conos cineríticos del Cuaternario. La mayoría de las rocas presentan una edad Plioceno-Pleistoceno (Allan et al., 1991).

Con base en datos estructurales y geofísicos, se concluye que los límites de los grabens Tepic-Zacoalco y Colima (Bloque Jalisco), son antiguas estructuras reactivadas durante el Plioceno por movimientos extensionales (Rosas-Elguera et al., 1996).

Sector Central.

La parte central de la FVTM es caracterizada por una serie de fallas limitadas por depresiones que se extienden por distancias de 450 km aproximadamente (Suter et al., 1995). Ferrari et al., (1994) localizan a éste sector entre las ciudades de Guadalajara y México, donde la FVTM es dominada y caracterizada por fallas normales con rumbo E-W a ENE. Éstas fallas se distribuyen en una zona de 50 a 70 km de ancho, la cuál se desarrolló a finales del Mioceno medio y seguido por un fallamiento transtensional y extensional del Mioceno tardío al reciente. Johnson y Harrison (1990) definen la zona de fractura Chapala-Tula; que se extiende por cerca de 240 km. Dentro de ésta zona se desarrolla la falla Morelia, que tiene su continuación en la falla Venta de Bravo y Pastores, formando el graben de Acambay. De acuerdo a indicadores geológicos y morfotectónicos éste sistema es todavía activo (Suter et al., 1992). Un fallamiento normal, es observado también a

140 km al WNW de la ciudad de México en el semi-graben de Aljibes (Suter et al., 1995a). Entre Toluca y Puebla se ubica una zona menos deformada que es afectada por fallas con rumbos E-W a NE-SW, éstos juegos de fallas se unen a sistemas extensionales con orientaciones N-S a NNW-SSE, que forman el graben de Penjamillo al oeste y el sistema Taxco-San Miguel de Allende al este (Demant, 1978). Ambos se intersectan localmente con fallas E-W a ENE. De acuerdo a observaciones de fotos aéreas, estas intersecciones muestran una dislocación mutua, lo cuál lleva a Ferrari et al., (1994) a sugerir un movimiento contemporáneo a lo largo de ambos sistemas.

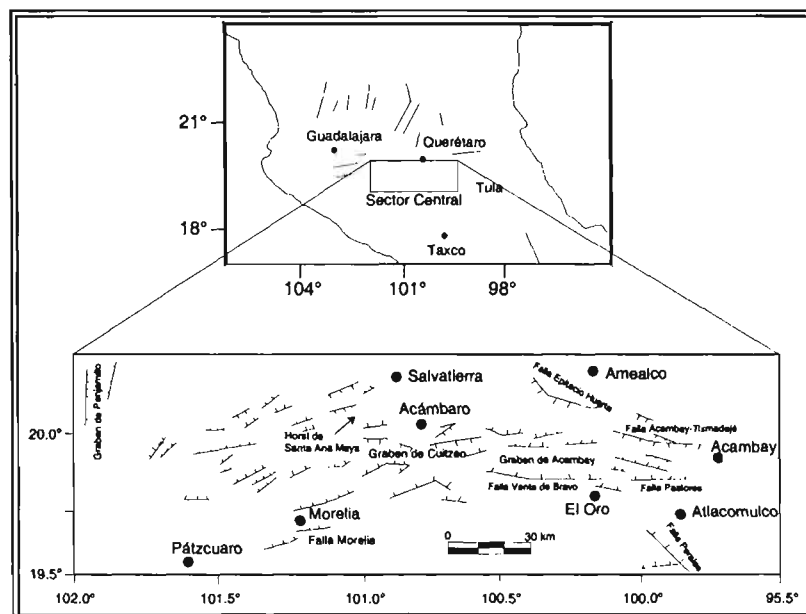


Figura 4. Localización del Sector central de la FVTM (modificado de Suter et al., 1995b).

Sector Oriental.

Este sector es el menos estudiado en términos de deformación tectónica y la relación que guarda con el volcanismo. Ferrari y colaboradores en 1994, sitúan a éste sector entre la Ciudad de México y el Golfo de México. Se caracteriza por presentar rocas calcoalcalinas y alcalinas del Plioceno-Pleistoceno, descansando sobre rocas sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental, intensamente plegadas y falladas por efecto de la orogenia Laramide. Los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, siguen un patrón preferencial con

dirección NW-SE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). El sector oriental muestra un bajo control estructural, es dividido por un sistema de fallas cuaternarias de rumbo NNE-SSW y N-S, afectando a rocas volcánicas del Mioceno tardío, pero sin deformar aparentemente a rocas de edades post-pliocénicas (López-Hernández, 1995, Carrasco-Núñez et al., 1995; 1997). Dichas fallas forman las cadenas volcánicas Popocatepetl-Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Pasquaré et al., 1986). Pasquaré et al., (1988) concluyen que éste sector pertenece a una fase tectónica donde existieron dos periodos de deformación, uno transtensional (NW-SE) durante el Pleistoceno temprano seguido de uno extensional (N-S) en el Pleistoceno tardío-Holoceno.

2.2) Geología Regional

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra ubicado en la porción nor-oriental del estado de Michoacán, lugar donde se concentró en mayor cantidad la actividad Pilo-Cuaternaria (López Ramos, 1993). Para tener una idea general de la estratigrafía en la zona y ya que en el CVVS no aflora el basamento cristalino, se describe a continuación la geología regional del noroeste del estado de Michoacán.

2.2.1) Eratema Cenozoico

2.2.1.1) Serie Eoceno-Oligoceno

En el sector noroeste de Michoacán, las rocas aflorantes más antiguas son rocas metamórficas de la facies de esquistos verdes, que afloran abundantemente en la localidad Tlalpujahuá-El Oro, en el anticlinal de Tzitzio (Silva-Mora, 1979). Estos son cubiertos discordantemente por conglomerados en la base e intercalaciones de areniscas y lutitas hacia la cima, éstos depósitos son nombrados como el grupo Balsas (Fries, 1957) y su edad es considerada como Eoceno-Oligoceno.

2.2.1.2) *Serie Oligoceno-Mioceno*

Una secuencia volcánica constituida de gruesas capas de brechas y tobas andesíticas cubren los depósitos continentales, formando la serie de Las Mil Cumbres (Silva-Mora, 1979), la edad de éste volcanismo no ha sido fechado de manera específica, aunque algunos autores la ubican en el límite Oligoceno-Mioceno (Pantoja-Alor, 1958; Silva-Mora, 1979), mientras que otros la localizan en el Mioceno (Campa, 1978; De Cserna, 1978), éstas rocas son igualmente afectadas por una fase de plegamiento terciario del Mioceno (Demant, 1978) así como su posterior emplazamiento de intrusivos de composición granodiorítica (De Cserna, 1978). Posteriormente a esto, se desarrolló un volcanismo esencialmente ácido representado por vastos paquetes de ignimbritas las cuáles se encuentran asociadas localmente a domos, formados por lavas de composición dacítica, y textura porfídica que contienen gran cantidad de minerales hidratados como anfíboles y biotita (Silva-Mora, 1979), éstos depósitos fueron basculadas por la tectónica pliocénica, colocando a éstas rocas como de edad Mioceno superior (Demant, 1978).

2.2.1.3) *Serie Plioceno*

La secuencia pliocénica también comprende una cantidad razonable de conos andesíticos, siendo el mas imponente de ellos el cerro Culiacán con una altitud de 2850 m. La variación en la composición de dichas lavas es de andesitas básicas (53% SiO₂) a andesitas ricas en sílice (63%). La tectónica de las fallas distensivas plio-cuaternarias de orientación N 70° E son responsables de vastas depresiones como las ocupadas actualmente por los lagos Cuitzeo y Yuriria (Demant, 1978).

2.2.1.4) *Serie Pleistoceno-Holoceno*

Existen lavas de composición riolítica y dacítica que forman la sierra de San Andrés, comprendida entre Tuxpan y Ciudad Hidalgo en Michoacán. Las primeras muestran tres grandes domos cortadas por fallas verticales presentando un paisaje de mesas en la parte NW y W del masivo de San Andrés. Las riolitas

afloran en el borde noroeste del lago de Cuitzeo y en Acámbaro al norte, presentando un total de 19 domos del mismo tipo en el sector anterior (Silva-Mora, 1979). El cerro de San Andrés es propiamente un cono dacítico que provee hacia el norte y hacia el sur dos flujos voluminosos (Demant, 1978).

Existe una relación entre los volcanes monogenéticos, maares y las direcciones tectónicas que prevalecen en la región (N 70°-80° E, S 40°-30° E). Esta relación en particular se localiza al sur del lago de Cuitzeo donde aparece una ventana de 20 conos escoriáceos de composición basáltica que se alinean en el borde del lago (Demant, 1978), aunque la aparición de conos cineríticos en el área son abundantes en casi toda su extensión (Hasenaka et al, 1986), como se describe más adelante.

Las manifestaciones más notorias del NW de Michoacán son los cráteres de explosión de Valle de Santiago. Estos representan las erupciones más recientes en éste sector, probablemente de edad Holoceno, estos cráteres se emplazan o excavan en secuencias de lavas de composición basáltica pertenecientes al Plioceno u Holoceno (Demant, 1978).

Tabla 1. Columna Cronoestratigráfica regional.

COLUMNA CRONOESTRATIGRÁFICA REGIONAL					
ERA	PERIODO	ÉPOCA	Ma	ESTRATIGRAFÍA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	0.01	Volcanismo Cuaternario. Riolitas, dacitas. Volcanes escudo, conos cineríticos y maares. 1.175 +/- 0.16 Ma Hoya San Nicolás, 0.38 +/- 0.32 Ma Hoya La Cintora, 0.27 +/- 0.2 Ma Hoya Estrada y 0.073 +/- 0.024 Ma maar La Alberca (Murphy, 1982).	
		PLEISTOCENO	1.8		
	TERCIARIO	NEÓGENO	PLIOCENO	5.3	Volcanismo andesítico. Conos andesíticos de composición variable de básicas a ricas en sílice (Demant, 1978). Plioceno (Demant, 1978).
			MIOCENO	5.3	Volcanismo ácido. Grandes paquetes de ignimbritas asociadas a domos dacíticos, aunque en la secuencia la final del Mioceno se depositan unas ignimbritas predominantemente basálticas (Silva-Mora, 1979) Mioceno superior (Demant, A., 1978).
				23.8	Brechas y tobas andesíticas. Secuencia volcánica constituida de gruesas capas de brechas y tobas andesíticas Oligoceno-Mioceno (Pantoja-Alor, 1958; Silva-Mora, 1979) y Mioceno (Campa, 1978; De Csarna, 1978).
		PALEÓGENO	OLIGOCENO	33.7	Grupo Balsas. Serie detrítica con conglomerados en la base y alternancia de areniscas y lutitas hacia la cima (Fries, 1957) y su edad es considerada como Eoceno-Oligoceno.
			EOCENO	54.8	
			PALEOCENO	54.8	

GSA, 1999.

2.3) Geología del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) es uno de los tres campos volcánicos monogenéticos identificados hasta el momento en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), además de los campos volcánicos de Valle de Bravo y de la Sierra de Chichinautzin. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), en el centro de México, contiene más de mil centros volcánicos en un área de 40 000 km² (Hasenaka et al., 1985b).

Las formas volcánicas más comunes dentro del CVMG son conos cineríticos y conos de escorias, mientras que los volcanes compuestos son raros. Es precisamente ésta característica la que distingue al CVMG, ya que la FVTM es dominada típicamente por grandes estratovolcanes. El cambio regional de volcanismo poligenético en el norte a volcanismo monogenético en el sur sugiere un cambio en el mecanismo de emplazamiento, pudiendo ser relacionado con cambios en la geometría de la placa subducida, en la profundidad de la fuente de magma, en la estructura de la placa suprayacente, o la combinación de éstos factores (Connor, 1987).

Dentro del campo volcánico en cuestión fueron identificados un total de 1040 centros volcánicos, éste total incluye 901 conos (conos cineríticos y conos de lava), 43 domos, 22 maares (en sentido estricto), 13 volcanes escudo con conos en su cima y 61 flujos de lava con bocas eruptivas ocultas o no bien definidas (Hasenaka et al., 1985a). Los conos cineríticos presentan una morfología variada dependiendo de la etapa erosional en que se encuentren, ya que las pendientes tienden a hacerse más suaves conforme actúa la erosión (Hasenaka et al., 1985a). De los centros volcánicos, dieciséis fueron estimados de edad Holoceno, mientras que 78 fueron estimados más jóvenes de 40 000 años de edad basándose en criterios geomorfológicos, mientras que otros, fueron calibrados por fechamientos de ¹⁴C. La actividad de volcanismo en el CVMG es muy poco amplia, extendiéndose hasta los 2.79 millones de años, encontrada a 400 km de la trinchera de Acapulco, cerca de la ciudad de Celaya, Guanajuato, hasta la actividad más joven localizada entre los 200 y 300 km de la trinchera (Hasenaka, et al., 1985b). La mayoría de las lavas presentan variedades pobres en álcalis (50-

70% SiO₂), calco-alcaldas o diversos tipos transicionales (Hasenaka et al., 1986). Los volcanes jóvenes arriba mencionados solo ocurren en la mitad sur del campo volcánico y muestran alineamientos locales al NE, relativamente paralelos al movimiento de las placas de Cocos y Norteamérica.

Existen también 120 volcanes escudo, de entre 4 y 14 km de diámetro, muchos de estos están cortados o incompletos y podrían clasificarse como más viejos que la fase activa de conos cineríticos. Sólo 13 de dichos volcanes escudo muestran una morfología reciente y la presencia de un cono en la cima de la estructura volcánica (Hasenaka et al., 1986).

El frente volcánico se observa aproximadamente a 200 km de la trinchera de Acapulco, así, la más alta concentración de conos ocurre sobre los 250 km de la misma incluyendo a el Paricutín en el lado NW. Más allá de los 250 km, la frecuencia de conos disminuye excepto por un pequeño grupo a 380 km de la trinchera de Acapulco (20°20'N-101°10'W), perteneciente al Campo Volcánico de Valle de Santiago (Hasenaka et al., 1986).

2.3.1) Geología del área de Valle de Santiago.

El campo volcánico de Valle de Santiago, en Guanajuato, se localiza en la esquina noreste del CVMG, aproximadamente a 380 km de la trinchera de Acapulco. Además de los muchos conos cineríticos, 20 de los 22 anillos de tobas encontrados en el campo volcánico hicieron erupción en un área de 7 km x 50 km en una alineación NNW-SSE, 13 de los cuáles se presentan en una pequeña franja de 6 km x 13 km, los cuáles Murphy (1982) define como el Grupo Valle de Santiago.

En general, los centros volcánicos del campo volcánico Michoacán-Guanajuato se encuentran espaciados aleatoriamente. Un pequeño número de conos en la porción central del CVMG muestra una tendencia local a alinearse E-W (Hasenaka and Charnichael, 1985a), aunque dichos alineamientos no son observados de manera regional. Los cráteres de Valle de Santiago muestran una orientación preferencial distinta, la cuál se extiende por 50 km en una dirección

NNW. Ésta alineación podría representar una zona de fallas pre-existente o de debilidad cortical a lo largo de la cuál los maares hicieron erupción preferentemente (Murphy,1982), aunque la orientación preferencial de los maares sugieren un control estructural relacionado a fallas para erupciones featomagmáticas, otros alineamientos volcánicos en el CVMG relacionados presumiblemente a dicha zona de debilidad, no producen eventos formadores de maares.

Los maares del área del Valle de Santiago son en su mayoría cráteres de explosión de forma burdamente circular, los cuales presentan un borde formado por depósitos piroclásticos, compuestos de cenizas y brechas con espesores variables de 20 m a 100 m. Éstos varían de entre 400 m y 3000 m de diámetro y profundidades mayores a los 200 m, con una elevación promedio de 1720 m sobre el nivel del mar. Los depósitos piroclásticos muestran una repetición de unidades que varían de masivas, brechas pobremente seleccionadas a estratos laminares finos (Figura 5).

En el área de estudio no aflora el basamento cristalino, aunque muestras de rocas plutónicas fueron observadas como xenolitos pequeños, parcialmente fundidos en lavas basálticas, e inclusive como gravas o guijarros en los depósitos piroclásticos de los maares (Urrutia-Fucugauchi and Uribe-Cifuentes, 1999). Se han observando también clastos pequeños de rocas intrusivas como dioritas de biotita y hornblenda, además de fragmentos de gabros de olivino y troctolitas (Murphy, 1982).

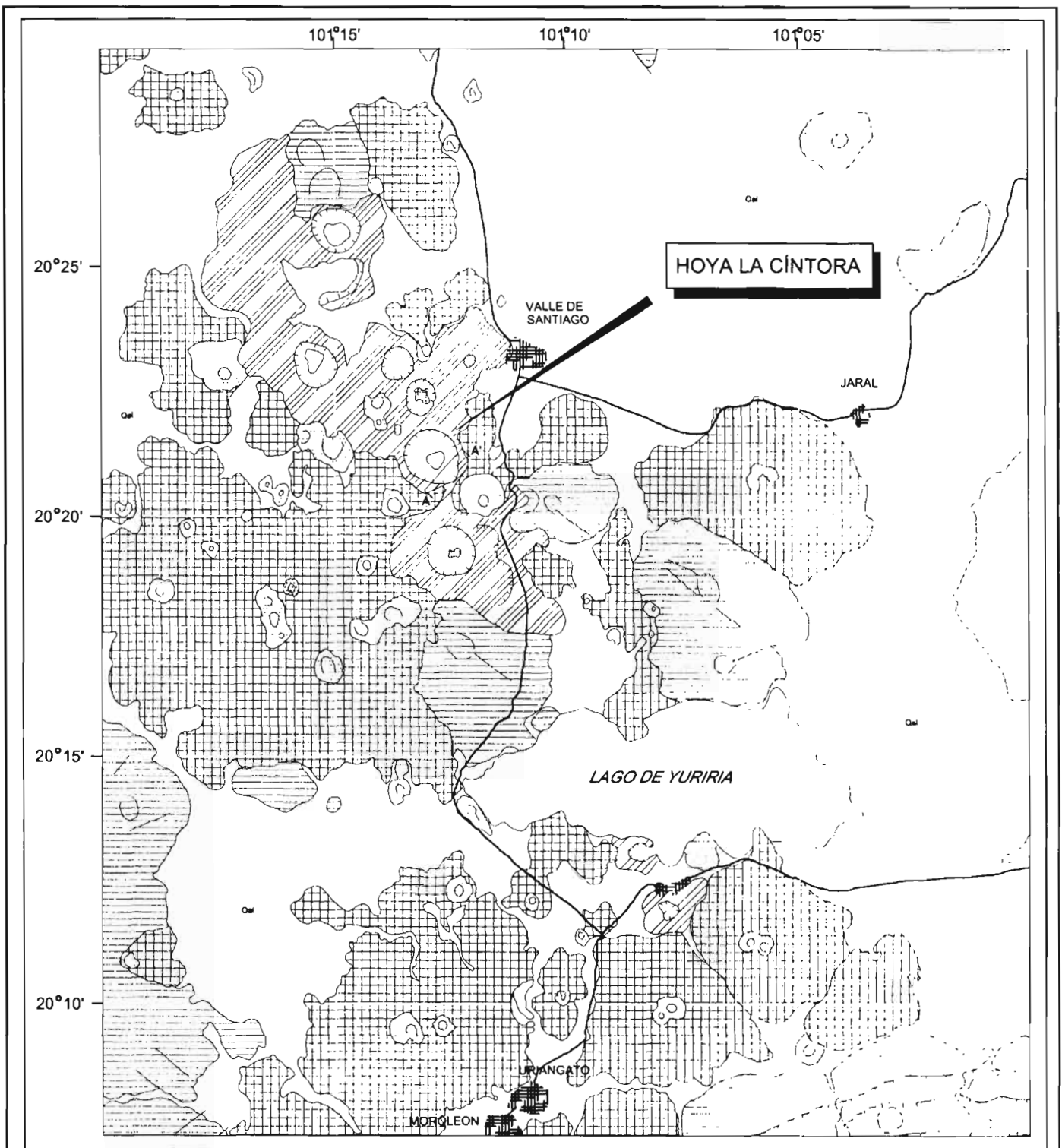
Murphy (1982) divide los depósitos piroclásticos de Valle de Santiago dentro de 5 grupos, basándose en el tipo de depósito y locación. Dichos grupos son: 1) depósitos de cenizas y escorias, 2) piroclastos silícicos del Maar Estrada, 3) piroclastos basálticos del Maar Álvarez, 4) depósitos piroclásticos basálticos del Maar Yuriria y 5) depósitos de oleadas de grano fino. Esta clasificación de los depósitos piroclásticos a pesar de ser bastante general, existen depósitos de cráteres como La Cíntora y La Alberca, por mencionar algunos, los cuáles no pertenecen a ninguno de los grupos que definió, por lo que la clasificación que realizó es meramente comparativa.

Se han realizado fechamientos con el método de K-Ar de muestras seleccionadas para fechar los eventos individuales formadores de cráteres de explosión en el área, como se observa en la tabla 2, entre ellos un fechamiento de kaersutita proveniente de un basalto andesítico en los depósitos piroclásticos basales de la Hoya San Nicolás con una edad de 1.175 ± 0.16 millones de años. Ésta representa la edad más antigua del campo volcánico de Valle de Santiago. Mientras que la edad más joven fue provista de una lava basáltica con olivino (roca total) de la actividad del cono cinerítico que fue precedido inmediatamente a la formación del maar La Alberca datado en 0.073 ± 0.024 millones de años. Otros fechamientos a una riolita (vidrio) en la Hoya Estrada con 0.27 ± 0.2 millones de años y a un basalto (matriz) de 0.38 ± 0.32 millones de años en el cráter Hoya La Cíntora (Murphy, 1982). En el último fechamiento, el autor no es muy claro de la ubicación exacta de la muestra para dicho análisis, pudiendo ser de las lavas de la parte inferior en la unidad pre-maar, las cuáles no tuvieron ninguna participación en el origen del cráter, como se demostrará más adelante.

El control estructural puede estar íntimamente ligado a las erupciones freatomagmáticas, aunque no es una condición suficiente en éste campo volcánico, ya que se cree que las condiciones locales (tipo, nivel y litología del acuífero, resistencia de la roca almacén) prevalecientes en el Valle de Santiago durante el tiempo formador de maares debió haber controlado la conducta eruptiva de éstos. Éstas propiedades locales debieron haber sido suficientemente diferentes de las condiciones a otras partes en el CVMG que no formaron grupos de maares (Murphy, 1982).


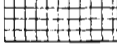

Tabla 2. Cronología Volcánica del CVVS (modificado de Murphy, 1982).

CRONOLOGÍA VOLCÁNICA		
	NOMBRE	EDAD (millones de años)
VOLCANISMO FORMADOR DE MAARES	Maar La Alberca	0.073 +- 0.024
	Lava Paredones	
	Lava Rancho Unidos	0.19 +- 0.044
	Hoyuela	
	Hoya Estrada	0.27 +- 0.2
	Hoyita	
	Hoya La Cíntora	0.38 +- 0.32
	Hoya Rincón de Parangueo	
	Hoya de Álvarez	1.175 +- 0.166
	Maar Yuriria	
	Maar Laguna	
	Hoya Blanca	
	Hoya San Nicolás	
	Maar Gerónimo	
	Maar Magdalena	
	Cerro Boardman	
	Cerro La Mina	
	Maar La Mina	
Maar Santa Rosa		
VOLCANISMO BASALTICO-ANDESITICO	Cerro La Batea	6.88 +- 0.2
	Cerro Haston	
	Cerro Guantes	
	Cerro Chapin	
	Cerro Blanco	
	Cerro El Tule	
	Cerro Cuates	










EXPLICACIÓN

Quaternario
Plioceno

-  Depósitos piroclásticos
Maares de Valle de Santiago
-  Flujos basálticos
-  Volcanismo andesítico

-  Depositos aluviales

-  Maar
-  Cono cinerítico
-  Volcán Pliocénico
-  Poblaciones
-  Fractura
-  Falla
-  Línea de sección




 UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ FACULTAD DE INGENIERÍA ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA		
MAPA GEOLÓGICO DEL AREA DE VALLE DE SANTIAGO		
Iván Rafael Puente Solís	Asesor: Gerardo Carrasco N. Ricardo Saucedo G.	Figura 5 Diciembre 2003

Figura 5. Mapa geológico del área de Valle de Santiago (Modificado de Demant, 1978).

CAPITULO III) CONCEPTOS GENERALES SOBRE VULCANISMO E HIDROVOLCANISMO.

3.1) Conceptos generales del Volcanismo.

3.1.1) Tipos de volcanes.

Un volcán es típicamente un montículo, colina, o montaña construida por la extrusión de lava o material piroclástico, usualmente ambos, del subsuelo de la Tierra (Cas and Wright, 1987). Aunque existen diferencias entre cada uno de los volcanes, son agrupados en algunas familias dependiendo de la forma, tamaño, y tipo de material volcánico. Cada grupo varía en detalles físicos y comportamiento eruptivo.

Los volcanes se agrupan generalmente por las diferentes estructuras que forman, éstos son: volcanes compuestos, domos, volcanes escudo, conos cineríticos, maares, calderas y volcanes fisurales.

Volcanes compuestos.- También denominados estratovolcanes, son volcanes grandes, de laderas escarpadas que tienden a la simetría; sus laderas contienen capas alternadas de flujos de lava y productos piroclásticos como ceniza, escoria, bombas y bloques; es decir, son construidos de múltiples erupciones. La pendiente promedio de sus laderas es de 15° a 33° (Cas and Wright, 1987); su composición más común es la andesítica, generalmente se observan algunos diques y diquestratos atravesando depósitos de erupciones anteriores. Sus laderas crecen hasta que éstas exceden su ángulo de reposo y ocurre el colapso por la inestabilidad de sus laderas. Como ejemplos típicos se mencionan a el Popocatépetl, el Volcán de Colima, el Monte Santa Elena y el Monte Fuji.

Domos.- Estos resultan de la extrusión lenta de magma rico en sílice, altamente viscoso. Normalmente se generan tapando la boca central donde se expulsa la lava y se asocian generalmente a etapas finales de volcanes compuestos y calderas, aunque también pueden ocurrir de manera aislada a lo largo de lineamientos tectónicos mayores como grabens y rifts. Aunque el flujo de lavas es lento (por su alta viscosidad), las erupciones producidas en el domo pueden comenzar

explosivamente dependiendo de la cantidad y presión de los gases que se encuentren en la cámara magmática (Wohletz and Heiken, 1992).

Calderas.- Una caldera es un cráter de dimensiones variables desde algunos kilómetros a 60 km de diámetro, formado cuando el techo de la cámara magmática se colapsa como resultado de la extrusión de grandes cantidades de ceniza y pómez que dejan la cámara parcialmente vacía (Wohletz and Heiken, 1992). Se asocian a erupciones de composición intermedia a silícica (Fisher et al., 1997). Por ejemplo; la caldera de La Primavera, Jalisco, México.

Conos cineríticos.- Son volcanes relativamente pequeños compuestos de fragmentos basálticos y las formas volcánicas más comunes sobre la Tierra. Son volcanes monogenéticos formados durante erupciones simples de magmas basálticos o basáltico-andesítico con proporciones de gas relativamente bajas. Dichas estructuras comienzan generalmente con flujo de lavas durante un corto tiempo, seguidas de erupciones efusivas que ocasionan la fragmentación y solidificación de los productos de manera rápida, depositándose en forma de ceniza alrededor de la boca eruptiva, originando estructuras con bases circulares o elípticas además de pendientes pronunciadas de sus laderas. Como ejemplo típico se cita al Parícutín, Michoacán, México. (Fisher et al., 1997).

Maares.- Son pequeños volcanes de muy bajo relieve o sin éste, normalmente monogenéticos caracterizados por un cráter ancho (de algunos cientos de metros hasta unos cuantos kilómetros de diámetro). Generalmente más ancho que profundo, comúnmente el piso del cráter se mantiene bajo el nivel general de la topografía que lo rodea. Se forman por explosiones de vapor que ocurren cuando el magma ascendente hace contacto con agua subterránea o superficial (Wohletz and Heiken, 1992). El término "maar" es usado de manera general, ya que el término incluye a los maares, anillos y conos de tobas, como se detallará más adelante.

Volcanes escudo.- Son estructuras de forma simétrica, circular o elíptica, cuya relación alto/ancho es 1/20. Son construidos por cientos de toneladas de lava basáltica altamente fluida, fluyendo hacia todas direcciones por un conducto central

en la parte más alta o en sus flancos, estos derrames forman laderas con una suave pendiente ($< 10^\circ$). Los tipos de lavas que pueden ocurrir son: pahoehoe y aa, depositándose lavas tipo pahoehoe cerca de la boca eruptiva, cambiando gradualmente al tipo aa conforme aumenta la distancia de la fuente. (Cas and Wright, 1987). Como ejemplo de éste tipo de volcán se puede nombrar al Mauna Loa, Hawaii.

Emisiones fisurales.- Son volcanes sin alguna estructura en particular, pero se caracterizan porque la expulsión de lava no se concentra en un punto central, sino que hace erupción a lo largo de una fractura y se asocian a grandes mesetas de basalto.

3.1.2) Tipos de erupciones.

Una erupción volcánica es la expulsión de gases, material fragmentado, lava fundida (o las tres), desde el interior del subsuelo a través de una fisura o boca eruptiva hacia la atmósfera (Fisher et al., 1997). Ésta puede ser dividida en (1) un pulso eruptivo, (2) una fase eruptiva y (3) una erupción simple. Un pulso eruptivo es una simple explosión que puede durar de unos pocos segundos hasta minutos, mientras que una fase eruptiva es aquella en la cuál, fuertes explosiones causan columnas de erupción pulsantes pudiendo durar unas cuantas horas a días, es decir, consiste de numerosos pulsos eruptivos, una erupción simple está compuesta de varias fases, que se extiende de algunos días a meses y en ocasiones hasta años. (Fisher et al., 1997).

Las erupciones son clasificadas, a grosso modo, por la intensidad de las mismas, composición y dispersión de los sedimentos, estructuras de depósitos y características de edificio construido (Fisher et al., 1997), a continuación se enumeran los siguientes tipos:

Erupción Hawaiana.- Erupción de lavas de baja viscosidad de composición basáltica cargadas de cantidades bajas a moderadas de gas. Sus depósitos son salpicaduras soldadas, bombas y ceniza alrededor de la boca eruptiva o en su caso, paralelas a la fisura. La baja viscosidad de estas lavas, facilita la expansión de gases, dando lugar a vesículas con tamaños de hasta algunas micras. Las bombas y pequeños bloques,

son depositados dentro del rango de algunas decenas de metros de la fuente; mientras que ceniza fina, cabellos y lágrimas de Pelé son mas comunes conforme se aleja del centro eruptivo. Las estructuras asociadas son volcanes tipo escudo, derrames, rampas menores a los 100 m de altura, pequeños conos de salpicaduras y ceniza basáltica y flujos basálticos del tipo Pahoehoe y aa (Wohletz and Heiken, 1992).

Erupción Estromboliana.- Son erupciones débiles a violentas, esporádicas y con expulsión de balísticos (bombas circulares a fusiformes, lapilli y ceniza). Se caracteriza por tener actividad explosiva y efusiva, siendo la etapa efusiva generalmente de gruesos derrames de lava; aunque pueden estar ausentes o ser de importancia menor. La composición de los magmas es de basáltica a basáltico-andesítica y las estructuras mas importantes que genera la erupción estromboliana son los conos cineríticos (Wohletz and Heiken, 1992).

Erupción Vulcaniana.- Se caracteriza por la expulsión moderada a violenta de fragmentos sólidos de roca encajonante (líticos) y lava viscosa (Fisher et al., 1987). Consiste en una serie de explosiones de corto tiempo, produciendo pequeñas columnas eruptivas de entre 5 y 10 km de altura, pequeños flujos piroclásticos y oleadas. Los depósitos son grandes bombas y bloques alrededor de la boca eruptiva con texturas de corteza de pan (breadcrusted) y depósitos piroclásticos de caída de grano fino en pequeña cantidad con una amplia dispersión. Generalmente su composición es intermedia (andesita-basáltica, andesita, dacita). Del material eyectado se incluye una fracción importante de roca encajonante (líticos), además de escoria o pómez (Cas y Wright, 1987).

Erupción Sub-Pliniana.- Sus mecanismos dinámicos pueden ser tratados como esencialmente los mismos que en la erupción Pliniana, cuya diferencia esencial es la dispersión menor, menor volumen, y la altura de la columna eruptiva no es tan alta. Walker (1973) definió arbitrariamente los límites de la dispersión entre 5 y 500 km². Los depósitos piroclásticos de caída, son producto de volcanes ricos en sílice, formados durante una fase temprana pre-explosiva acompañando la efusión de

pequeños domos o coladas riolíticas asociadas a estratovolcanes (Cas y Wright, 1987).

Erupción Ultraplinaiana.- Es un término, relativamente nuevo y se refiere al tipo de erupciones con la más amplia dispersión de los depósitos de caída, cuyo valor de fragmentación es mucho más alto que en los depósitos plinianos normales, la altura de la columna eruptiva es mayor a 50 km. Otra característica es que los depósitos son enriquecidos en cristales, resultado de la alta fragmentación y de la pérdida de una gran proporción de material vítreo (Cas y Wright, 1987).

Erupción Pliniana.- Erupción altamente explosiva asociado con magmas de alta viscosidad y ricos en volátiles que producen columnas eruptivas de hasta 50 km de altura, normalmente de composición andesítica a riolítica. Los depósitos piroclásticos de caída son el producto más común y se distinguen por su alta dispersión ($> 500 \text{ km}^2$) pero moderada fragmentación, con volúmenes de 0.1 a 50 km^3 , siendo la pómez el producto más abundante. Dichos depósitos cubren la topografía, normalmente tienen gradación normal disminuyendo de espesor sistemáticamente conforme aumenta la distancia de la fuente (Cas y Wright, 1987).

Erupción Surtseyana y Freatoplinaiana.- La erupción Surtseyana fue propuesta por Walker y Croasdale (1972), definiéndola como erupción de magma basálticos interactuando con agua marina, mientras que Self y Sparks (1978), definieron la erupción Freatoplinaiana como aquella formada por la interacción de agua con magma silíceo. Son erupciones que tienen lugar en los mares someros, lagunas o por contacto con agua subterránea de origen marino o continental. Dichas erupciones son llamadas de forma general freatomagmáticas. Los depósitos de ambos tipos de erupciones tienen una muy alta fragmentación, resultante de la interacción magma-agua; por otro lado, los depósitos surtseyanos tienen una dispersión moderada mientras que los depósitos freatoplinaianos pueden ser ampliamente dispersos (Cas y Wright, 1987).

3.2) Conceptos generales del Hidrovolcanismo.

La evolución de ideas concernientes al hidrovolcanismo, que comenzaron con la publicación de Steininger (1819) en la cual simplemente los denominó como cráteres rellenos de agua, pasando por las observaciones de Darwin en 1826, hasta la experimentación, investigaciones y modelado numérico en nuestros días, aún es tema que presenta cierta polémica respecto a los procesos que intervienen en el mismo.

El hidrovolcanismo se refiere en forma amplia al fenómeno volcánico producido por la interacción de magma o calor magmático con una fuente externa de agua, ya sea un cuerpo superficial o subterráneo (Sheridan y Wohletz, 1983). El término hidroexplosión es un nombre análogo de la actividad explosiva causada por estos procesos de interacción. Éste fenómeno abarca todos los ambientes donde la mezcla magma-agua existe, como los siguientes: submarino, litoral, lacustre, freático y subglacial (Sheridan y Wholetz, 1983).

El ambiente *submarino* incluye toda actividad bajo un cuerpo de agua, es decir, los ambientes *litoral*, *lacustre*, *sublacustre* y otros casos específicos, sus productos son denominados como subacuáticos y consisten principalmente de hialoclastitas y lavas almohadilladas.

El ambiente *freático* se refiere a la actividad de interacción de magma (o calor magmático) con agua subterránea, las explosiones que éste fenómeno produce se clasifican en explosiones freáticas y explosiones freatomagmáticas; los rasgos que generan ésta actividad están relacionadas a la relación magma-agua, las estructuras son: anillos de tobas, conos de tobas y conos cineríticos, los cuales son controlados por la relación anterior, como se explicará mas adelante. En el ambiente freático existen dos tipos de explosiones: freática y freatomagmática. Las explosiones freáticas se refieren a la erupción de la zona freática (agua subterránea) o agua vaporizada y material sólido sin fragmentos juveniles, sus depósitos consisten generalmente de brechas masivas de explosión que contienen bloques alterados hidrotermalmente en una matriz de grano fino. La explosión freatomagmática se refiere a explosiones resultantes de la conversión de agua subterránea en vapor por ascensión del magma, siendo ésta la más común, los productos son agua, vapor, roca encajonante brechada y fragmentos juveniles, además de tobas con amplio rango de estructuras de depósito.

En el ambiente *subglacial*, el fenómeno ocurre cuando el magma es expulsado bajo un glaciar, cuyos depósitos van desde gruesas acumulaciones de brechas y lavas almohadilladas, tobas de palagonita en forma masiva y pseudoestratificadas (Sheridan y Wholetz, 1983; Wohletz y Heiken, 1992).

Las erupciones hidrovulcánicas pueden ser consideradas como un equivalente natural de una clase de procesos físicos denominados como “fuel-coolant interactions” sin haber un término análogo en español, por lo que en éste trabajo se utilizará la abreviatura FCI por sus siglas en inglés. Los procesos FCI engloban el contacto entre dos fluidos, en los cuáles el combustible, tiene una temperatura arriba del punto de ebullición del refrigerante. Los procesos explosivos FCI, convierten rápidamente energía termal a energía mecánica con un rango de transferencia de calor muy grande, la rápida evaporación de grandes volúmenes de agua por el magma ocasiona una expansión explosiva alcanzando de $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{3}$ de su masa equivalente en dinamita (Sheridan y Wholetz, 1983).

Durante los procesos FCI son identificadas 4 etapas (figura 6):

a) El emplazamiento del magma en sedimentos saturados con agua, formando una mezcla hidrodinámica pre-explosiva constituida por agua atrapada dentro del magma, b) la formación de una película delgada de vapor, la cuál aísla temporalmente los dos líquidos, c) Una débil onda de energía obstaculiza el colapso de la película de vapor antes de su evaporación, el contacto repentino entre magma y agua causa un rápido calentamiento del agua que reacciona expandiéndose y deformando rápidamente el magma, éste reacciona con fracturamiento; produciendo un aumento del área de contacto originando una alta transferencia de calor, d) el vapor sobrecalentado se expande eventualmente, produciendo la fragmentación de partículas pasivas al principio (Dellino, 2000).

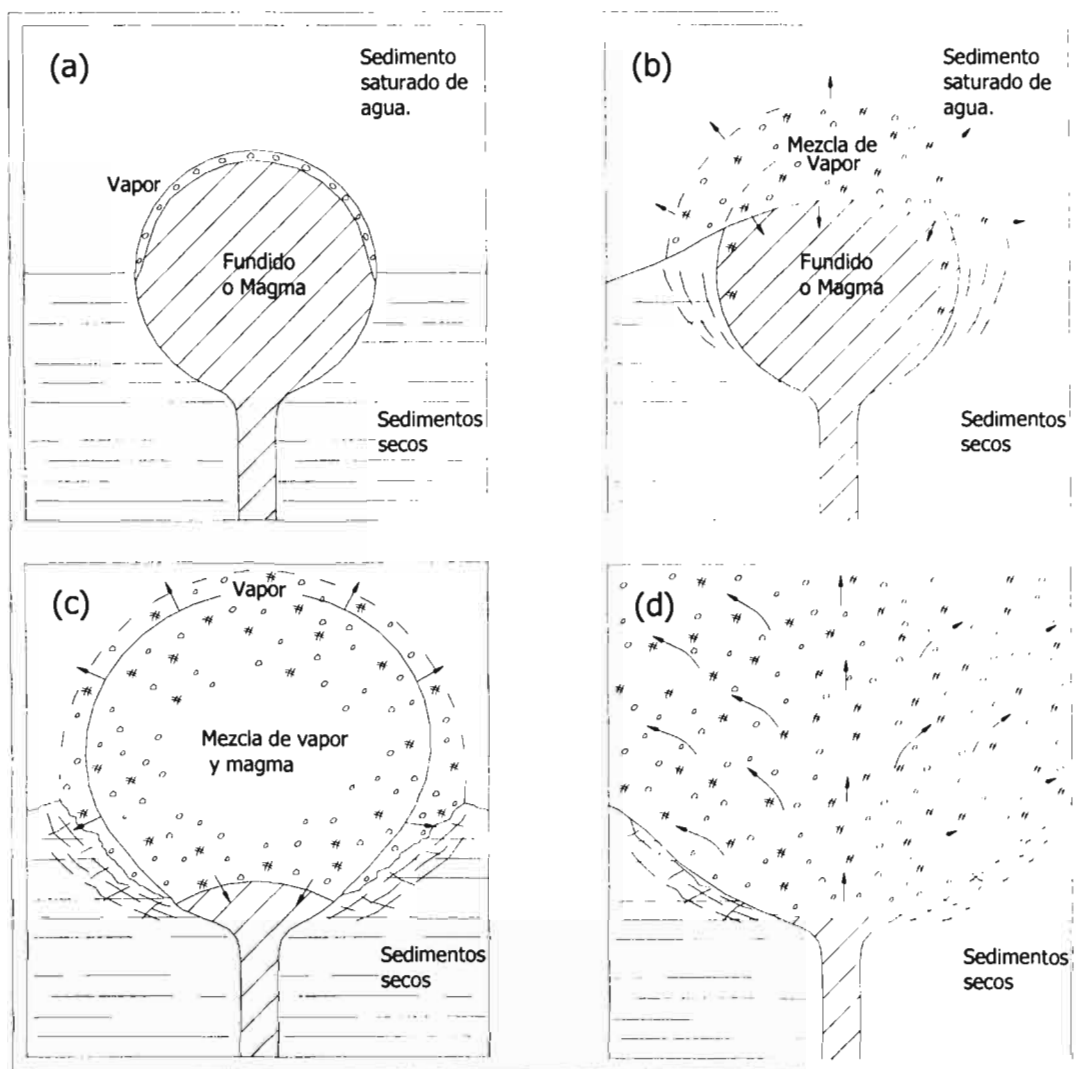


Figura 6. Diagrama esquemático de la actividad hidrovolcánica en el subsuelo que muestra (a) emplazamiento del magma en sedimentos saturados, (b) crecimiento de las películas de vapor, (c) interacción magma-agua a gran escala, (d) ruptura explosiva de la cámara confinante. (Modificado de Wohletz y Heiken, 1992.)

3.2.1) Estructuras asociadas al hidrovolcanismo y sus características.

Las estructuras volcánicas conocidas como maares, fueron reconocidas originalmente como pequeños lagos-cráteres en el distrito volcánico cuaternario de Eifel, Alemania, derivando el término del latín "mare" que expresa mar. Los cráteres de explosión o maares, son también conocidos en México por el nombre general de "xalapazcos", proveniente del vocablo Náhuatl Apaztli, nombre mexicana para las vasijas de barro rellenas de arena (xalli-arena), aunque en la escritura de la misma cultura prehispánica, Apaztli representa el lugar donde se filtran las aguas o es un sinónimo de manantial.

Los cráteres procedentes de fenómenos hidrovulcánicos son generalmente monogenéticos, producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas (Cas y Wright, 1987). Son tres estructuras primordiales las cuáles varían por su relación de magma – agua en el sistema (Lorenz, 1973), dichas estructuras son: maares, anillos de tobas y conos de tobas, aunque como anteriormente se citó para hablar de ellos en un sentido general, se les denomina a éstas estructuras simplemente maares.

Maar.- Cráter volcánico resultado de una erupción freática o freatomagmática, construido por debajo del relieve general del terreno circundante, donde la roca encajonante se muestra infrayaciendo a los depósitos piroclásticos (figura 7a). Su diámetro es variable de 100 m a 3000 m, su profundidad de entre 100 y 500 m de profundidad y las paredes de ésta estructura se acercan a la verticalidad mientras que la inclinación de los estratos tiende a la horizontalidad, con bordes que van desde algunos metros hasta 100 m de altura (Lorenz, 1986; Heiken and Fisher, 2000). La gran mayoría de los depósitos expulsados por maares freatomagmáticos presentan espesores de entre milímetros a decímetros, implicando múltiples erupciones con una pequeña producción de masa por cada erupción. El material piroclástico está formado por una fracción juvenil libre o pobremente vesiculado y por una gran proporción de clastos de la roca encajonante (Zimanowski, 1986). Las diatremas, también llamadas chimeneas o chimeneas de tobas, son estructuras subterráneas de colapso bajo los maares. Éstas tienen forma de cono y probablemente en muchas de ellas se extiendan diques a profundidad. Las medidas físicas de cada diatrema es muy similar a su respectivo maar, excepto con la profundidad, ya que la profundidad de las diatremas alcanza los 2000 m a 2500 m (Lorenz, 1986).

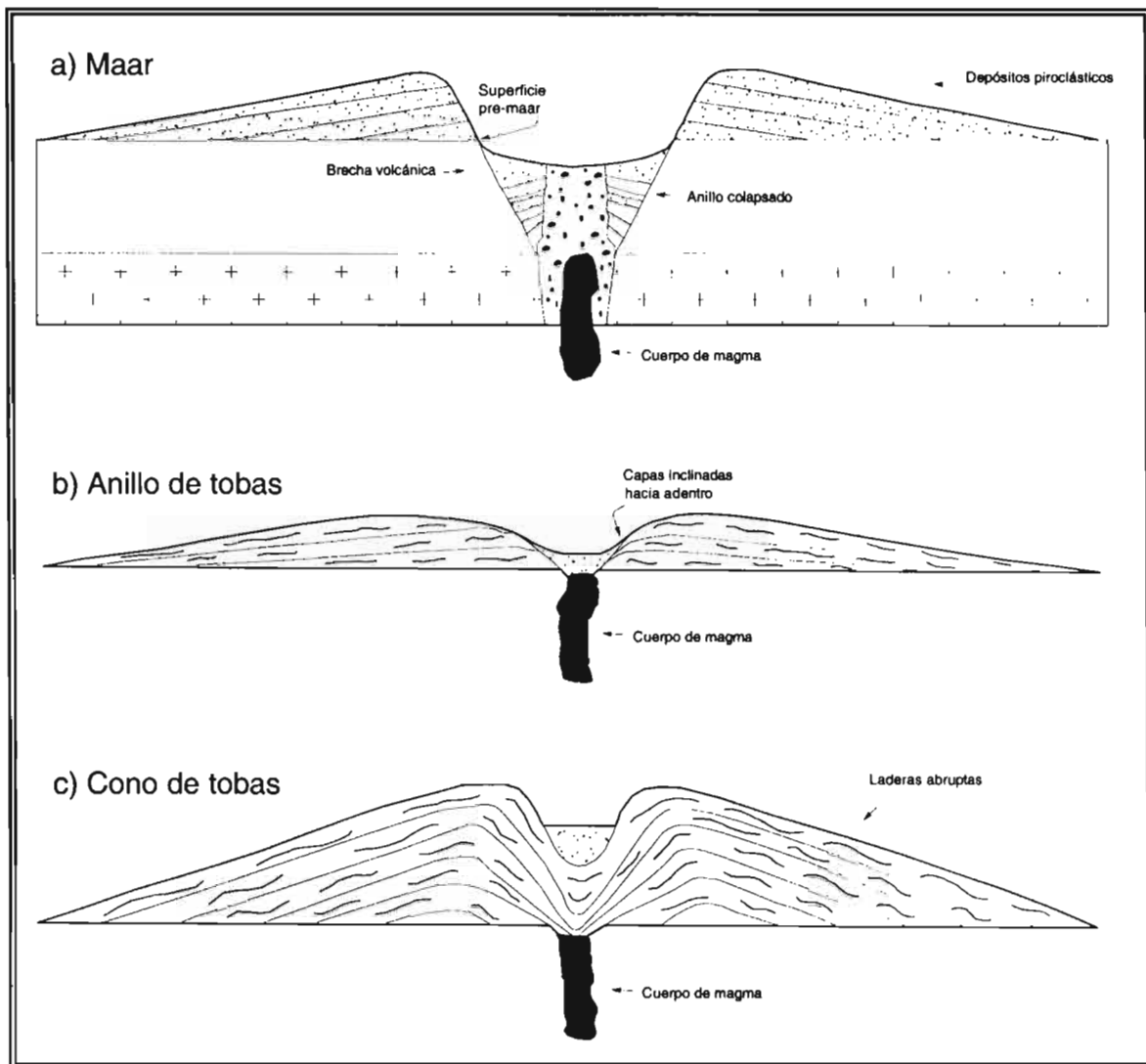


Figura 7. Diferencias geomorfológicas entre los tres tipos de cráteres formados a partir de erupciones freatomagmáticas (Modificado de Word, C.A).

Anillos de Tobas.- Son cráteres volcánicos construidos en o sobre el nivel general del terreno originando muy bajo relieve, están rodeados por un anillo compuesto de fragmentos piroclásticos (Figura 7b). Su diámetro es similar a los maares, aunque su profundidad es mucho menor, ya que existió menor cantidad de energía (relación magma-agua) para excavar sobre la roca encajonante, el borde que los rodea es menos potente que en la estructura arriba descrita y la inclinación de las capas de tefra son relativamente cercanas a la horizontalidad (Lorenz, 1986; Lorenz, 1987). Ya que los anillos de tobas son volcanes similares a los maares, diferenciándose en la profundidad de la roca encajonante y en que los clastos de ésta misma roca forman el 1%-5% de los piroclastos expulsados, los anillos de tobas no pueden tener una

diatrema profunda bajo su cráter (Lorenz, 1986). Los anillos de tobas evolucionan a través de una etapa de emplazamientos de brechas de explosión a otra etapa dominada por oleadas basales (base surge), las cuales se depositan en láminas y capas muy delgadas (Sheridan and Wohletz, 1981).

Conos de tobas.- Presenta bordes mucho más altos de hasta 300 m, son anillos de tobas cuya actividad volcánica fue de mayor duración o la interacción magma-agua se realizó a mayor profundidad (figura 7c). Difiere de un anillo de tobas por tener cráteres relativamente pequeños y por su alta proporción altura / anchura, además de presentar sus capas con inclinaciones muy elevadas (Lorenz, 1987). Los conos de tobas se forman cuando la evolución de brechas de explosión seguida de una etapa de oleadas laminares (como en los anillos de tobas) y envuelve una tercera etapa caracterizada por el emplazamiento de piroclastos provenientes de oleadas basales de poca energía y caída de balísticos (Sheridan and Wohletz, 1981).

Generalmente para las tres estructuras, el material juvenil de sus depósitos es vítreo, anguloso y no vesiculado (Heiken, 1974), lo cuál sugiere el rápido enfriamiento del magma antes de la liberación de volátiles, la ruptura del vidrio resulta del choque termal y las explosiones de vapor proveniente parcialmente de agua externa. Wohletz y Sheridan (1983) concluyen que los anillos y conos de tobas son estructuras distintas que resultan de diferentes tipos de actividad hidrovulcánica y que presentan una continuidad de formas desde conos de escorias a lavas almohadilladas traslapando ligeramente los ambientes y la energía mecánica de la erupción (Figura 8).

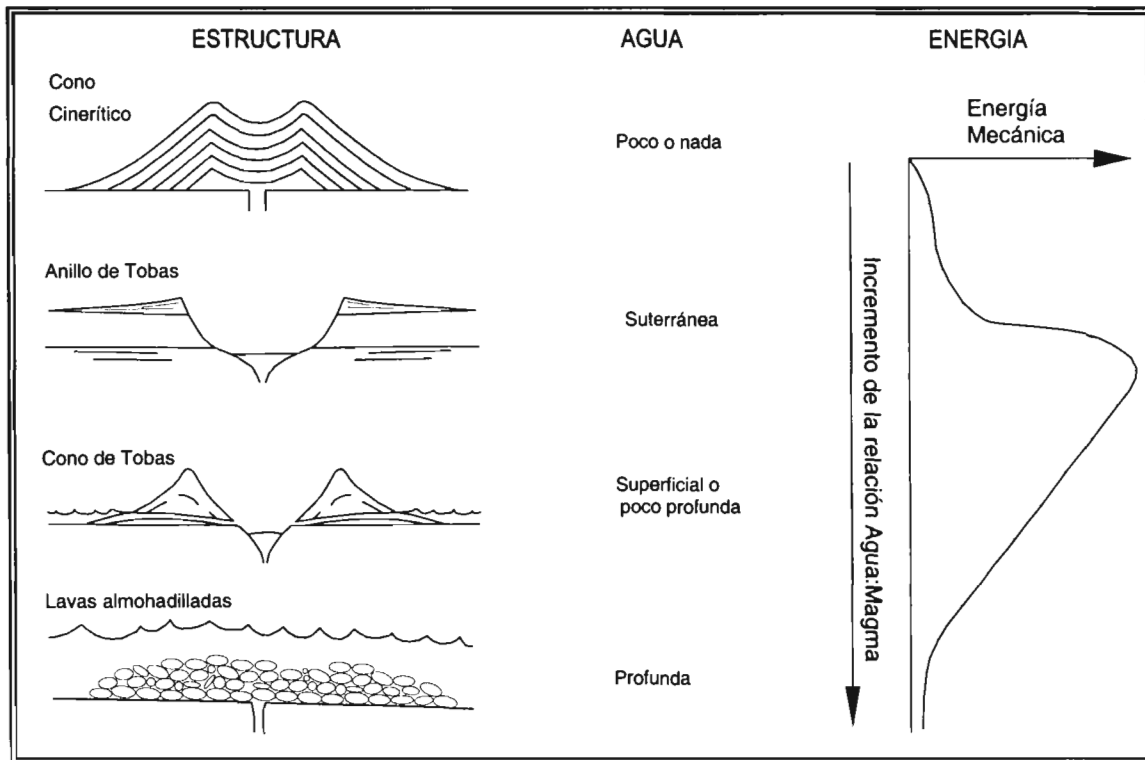


Figura 8. Estructura hidrovulcánica vs. Cantidad de agua. (Adaptado de Wohletz and Sheridan, 1983).

Algunos experimentos han determinado que la masa óptima de mezcla dentro de la relación agua – magma (de composición basáltica), para que se lleve a cabo una conversión eficiente de energía térmica a mecánica, es del rango de 0.1 a 0.3 (Sheridan y Wholetz, 1983). La relación magma-agua controla casi totalmente el proceso, aunque a veces éstos ciclos se pueden interrumpir, invertir o alternar, sin olvidar, que existen también otros factores importantes como la profundidad de la interacción, el ambiente de depósito, el tipo, nivel y litología que soporta el acuífero, resistencia de la roca almacén, el comportamiento del agua subterránea y las propiedades químicas y termodinámicas del magma (Shon, 1996).

Tradicionalmente se pensaba que los maeres se originaban a partir de la descarga explosiva de CO₂ proveniente del manto (Barnes and McCoy, 1977), ocurriendo esto solamente en regiones bajas del Valle del Rift en África, donde existen maeres de carbonato.

Muchos maeres ocurren a lo largo de fallas o zonas de debilidad cortical, facilitando el ascenso del magma hacia una zona del acuífero controlada por fracturas, donde las condiciones hidrológicas son suficientes para llevar a cabo una explosión. Considerando un cuerpo magmático tabular que se desplaza hacia arriba

a través de un sistema de fallas dilatando una zona de fracturas preexistentes en las cuáles la presión hidrostática puede desplazar el agua hacia la zona de intrusión magmática. El agua que se encuentra en el sistema puede ser calentada localmente causando pequeñas explosiones de vapor, tales explosiones cercanas a la superficie pueden fracturar aún más la roca encajonante y excavar también un cráter, con lo que el área de contacto magma – agua sería mayor.

Las erupciones que comienzan de éste modo, regularmente expulsan una brecha de apertura compuesta casi totalmente de líticos accidentales (roca encajonante), con una cantidad menor de material juvenil (Wohletz and Sheridan, 1983). Conforme la zona de mezcla crece, la energía eruptiva aumenta progresivamente debido a grandes volúmenes de agua en contacto con el magma. En este tipo de procesos la erupción puede evolucionar desde estromboliana (bajo rango de transferencia termal y mecánica), hasta una de tipo surtseyano con alta eficiencia en cuanto a la transferencia de magma - agua (Sheridan and Wohletz, 1983).

Como se vio anteriormente, una diatrema es la estructura subterránea de colapso que subyace al maar (Lorenz, 1986), en ellas el colapso ocurre durante la erupción y no es un fenómeno post-eruptivo (Hearn, 1968). Desde el inicio del colapso del maar, las erupciones continuas pudieron depositar horizontes piroclásticos fuera, en el piso y muros del cráter. Una expulsión continua de fragmentos del muro rocoso causa una subsidencia continua y los depósitos piroclásticos son acumulados dentro del maar en cantidades mayores que sobre el borde del mismo. Los depósitos de erupciones continuas ocupan el interior de la diatrema encontrados en casi todas estas estructuras de colapso bien expuestas (Lorenz, 1986).

Se ha observado que la diatrema penetra la secuencia rocosa preexistente con probabilidades de proveer el agua subterránea y terminar hacia abajo con el basamento seco. Este hecho implica que el agua subterránea tuvo acceso al magma ascendente durante la duración total de la actividad eruptiva, debiendo tomarse en consideración en cualquier modelo concerniente al crecimiento de maares y diatremas (Lorenz, 1986).

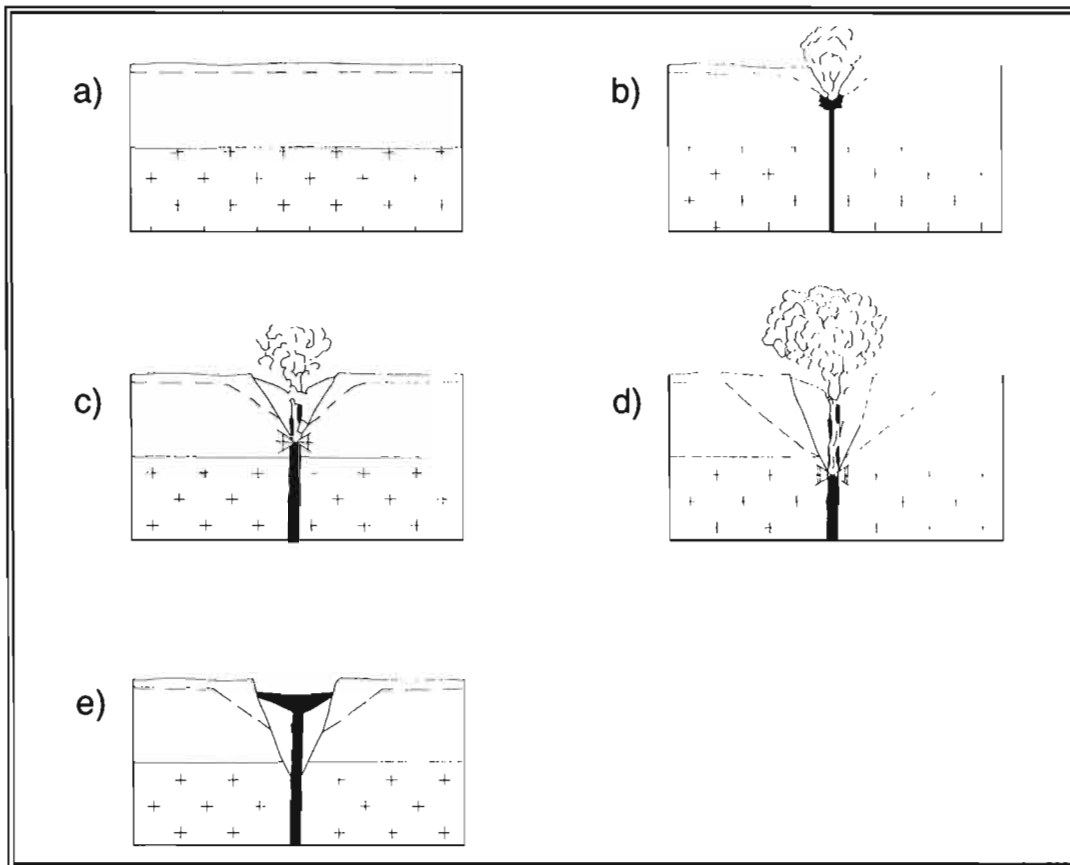


Figura 9. Modelo evolutivo de maares (Lorenz, 1986).

Considerando el estado previo a la formación del maar en el cuál coexisten dos capas de roca, una seca y otra alojando un acuífero ya sea en un medio poroso o fracturado (figura 9a), posteriormente ocurre la intrusión en este medio y por los procesos FCI se originan pulsos eruptivos (figura 9b) ocasionado el crecimiento de la diatrema ya que no provee al sitio de explosión en la raíz del sistema agua suficiente para mantener la explosividad en la erupción, por profundización de la zona de interacción magma – agua y por consiguiente el abatimiento del nivel freático produciendo un cono depresivo, ocasionando la profundización de la raíz (figura 9c), hasta que el ascenso del magma ocurre sin la interacción magma - agua, entonces se dice que el sistema “corre seco” (figura 9d), una vez que en el sistema magma – agua se encuentra incompleto, el ascenso de magma dentro de la diatrema ocurre pudiendo o no alcanzar el piso del maar y causar la formación de un cono de escoria o un lago de lava, ó en el caso de magmas intermedios a félsicos un domo o espina (figura 9e) (Lorenz, 1986).

3.3) Depósitos piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos son formados directamente de la fragmentación de magma y roca por actividad volcánica explosiva, están agrupados en tres tipos de acuerdo a su génesis, transporte y depósito (Cas and Wright, 1987).

Depósitos piroclásticos de Caída.

Depósitos piroclásticos de Flujo.

Depósitos piroclásticos de Oleada.

Depósitos piroclásticos de caída.- Son formados por material expulsado explosivamente de un volcán, produciendo una columna eruptiva constituida por tefra y gas ascendiendo a grandes alturas dentro de la atmósfera. La geometría y tamaño de los depósitos están en función de la altura de la columna y la dirección de los vientos en el momento de la erupción. Al expandirse la columna, los clastos caen por gravedad a distancias variables en función de la dirección del viento, tamaño y densidad de los clastos. Éste tipo de depósito se deposita en mantos (Figura 10a), es decir, en espesores uniformes cubriendo la topografía existente y están bien seleccionados, ocasionalmente presenta estratificación planar debido a variaciones en el comportamiento de la columna eruptiva. Cerca de la boca eruptiva, algunos depósitos pueden estar soldados, también existen fragmentos mas grandes expulsados en trayectorias balísticas que no son afectados por el viento. Generalmente hay ausencia de carbón, pero cuando lo hay, se restringe a depósitos cercanos a la fuente eruptiva (Cas y Wright, 1987).

Depósitos de flujos piroclásticos.- Son flujos de material piroclástico en una dispersión gas / sólido, los cuáles viajan con una alta concentración de partículas. Son controlados por la gravedad, son calientes (300-800°C), además son controlados por la topografía rellenando valles y depresiones (Cas y Wright, 1987). Internamente, los depósitos de flujos piroclásticos son masivos y pobremente clasificados, atribuido lo anterior a la alta concentración de partículas (Figura 10b). Son los productos explosivos más voluminosos en el tiempo geológico.

Depósitos piroclásticos de oleadas.- Una oleada (surge) es un flujo piroclástico transportado a altas velocidades a lo largo de la superficie del terreno en forma de

una mezcla gas / sólido, es expansiva, turbulenta y de baja concentración de partículas, éste tipo de depósito es formado de tres formas: a) erupciones freatomagmáticas y freáticas, b) asociados a flujos piroclásticos y c) asociados a caídas piroclásticas (Cas y Wright, 1987). Se deposita cubriendo la topografía preexistente con espesores mayores en las depresiones o en el fondo de los valles, además, su energía es tal que le permite traspasar barreras topográficas (figura 10c). Los depósitos están enriquecidos por líticos densos y cristales, generalmente las capas individuales están bien clasificadas, aunque en muestras de núcleo o de análisis por miembros aparecerán pobremente clasificadas, en ocasiones contienen pequeñas estructuras de segregación de gases y madera carbonizada (Cas and Wright, 1987).

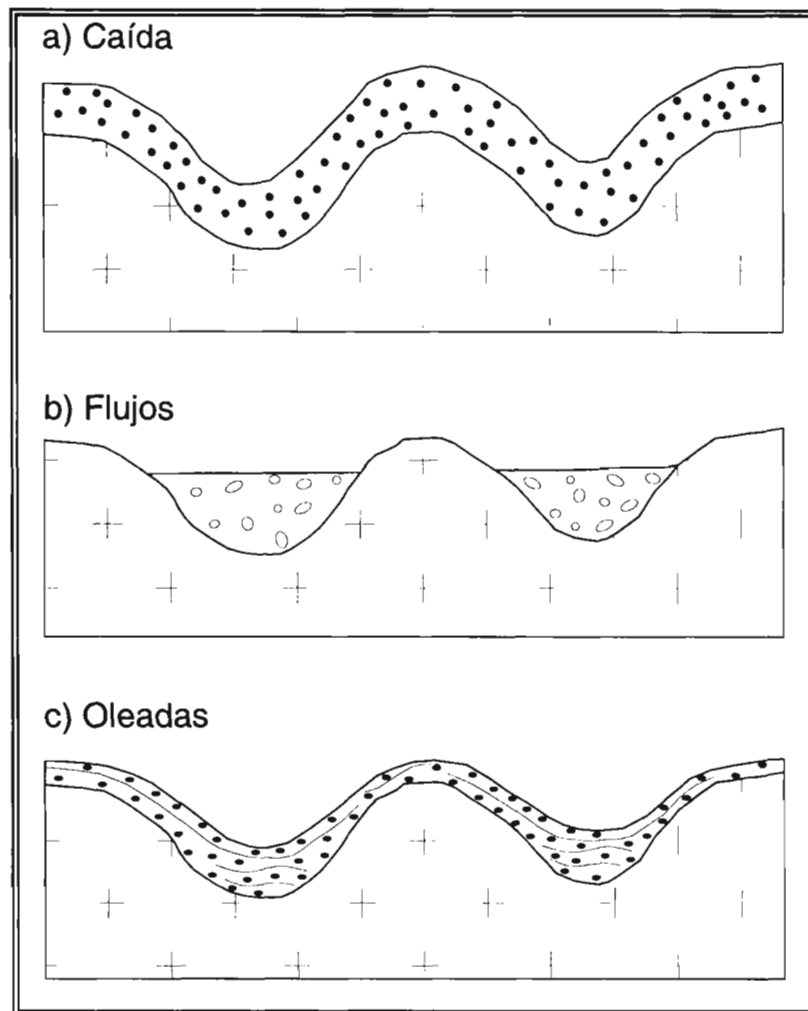


Figura 10. Relaciones geométricas de los principales flujos piroclásticos. (Modificado de Cas and Wright, 1987).

3.3.1) Tipos de Oleadas Piroclásticas.

Las oleadas piroclásticas y sus depósitos pueden dividirse en tres tipos: a) oleadas piroclásticas basales (base surge), b) oleadas piroclásticas del terreno (ground surge) y c) oleadas piroclásticas de nube de ceniza (ash cloud surge) (Cas and Wright, 1987).

a) Oleadas piroclásticas basales (Base surge).

Son un tipo de oleadas piroclásticas que se forman en la base de la columna eruptiva que viajan hacia fuera de ella durante las erupciones hidrovulcánicas, o bien, están relacionadas al colapso vertical de la pluma (Waters and Fisher, 1971). El vapor condensado es una parte integral de las oleadas basales, ya que está íntimamente mezclado con las partículas durante el flujo. El agua es atrapada por tensión superficial formando una delgada película alrededor de los granos, causando el depósito de material cohesivo que puede comportarse plásticamente. Las erupciones que producen oleadas basales involucran desprendimiento de grandes volúmenes de vapor, capaz de soportar o hacer fluir muchas de las partículas en la oleada (Heiken and Fisher, 2000). Los depósitos de éstas oleadas son pobremente clasificados y tienen una forma geométrica de cuña, su espesor decrece logarítmicamente conforme se retira de la fuente (Wohletz and Sheridan, 1979). Los distintos cambios de facies y formas de depósito observadas, posiblemente estén relacionadas a mecanismos de transporte, ya que la carga y velocidad de la oleadas es asociada con la disminución del espesor conforme aumenta la distancia (Heiken and Fisher, 2000).

b) Oleadas piroclásticas del terreno (Ground surge).

Asociadas a procesos formadores de flujos piroclásticos, los cuales pueden tener varios orígenes: durante las explosiones, por colapso parcial de la columna eruptiva y proyectados desde el frente de avance de un flujo piroclástico, generalmente reconocibles en la base de las unidades de flujos piroclásticos. Usualmente presenta depósitos estratificados menores a 1m. Los depósitos están pobremente clasificados, también muestran madera carbonizada y pequeñas chimeneas de segregación de gases son comunes (Cas and Wright, 1987).

c) Oleadas piroclásticas de nube de ceniza (ash cloud surge).

Se forman por encima de la oleada y después del paso 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, es un equivalente lateral de las unidades de flujos piroclásticos, por lo tanto, su energía es la misma, pero se distinguen de los anteriores debido a que estos generan una energía cinética interna y tienen alta concentración de partículas. Su depósito se presenta como láminas delgadas de ceniza y son difíciles de preservar en el registro geológico. La granulometría es principalmente de grano fino, escasas veces contienen lapilli. Se encuentran mejor clasificados que los dos tipos anteriores de oleadas (basales y de terreno) (Cas and Wright, 1987). Su formación está íntimamente ligada al desarrollo de los flujos piroclásticos densos al igual que en las oleadas de terreno, mientras que las oleadas piroclásticas basales lo hacen en actividad de tipo hidrovulcánica (Wohletz y Heiken, 1992).

3.3.1.2) Estructuras primarias asociadas a oleadas basales (base-surge).

Las estructuras primarias asociadas a oleadas basales son de tres tipos: estratificación ondulante (sandwave bed), estratificación masiva (massive bed) y estratificación planar o de planos paralelos (planar bed) (Schmincke et al, 1973; Sheridan and Updike, 1975).

Estratificación ondulante. El término es aplicado a depósitos con superficies ondulantes o inclinadas hacia el substrato depositacional, incluye una variedad de formas de depósito como dunas, antidunas y ondulaciones (ripples) e inclusive laminación cruzada interna que enmascara a las anteriores ondulaciones (Sheridan and Updike, 1975). La estratificación ondulante depositada por procesos de oleada de base tiene un amplio rango de características, que se cree están relacionadas a el régimen de flujo en el cuál fueron depositadas (Fisher and Waters, 1970). La disminución lateral en el tamaño de las dunas y las partículas sugieren también una disminución en las velocidades y probablemente en el régimen de flujo (Heiken and Fisher, 2000).

Estratificación masiva. La estratificación masiva usualmente es mas gruesa, y más pobremente clasificada que los depósitos planares y ondulantes. Tienden a ser internamente masivos, usualmente tienen una tendencia a contener guijarros o vagas variaciones texturales internas produciendo una cruda estratificación interna pudiendo ser planar u ondulante, además muchas capas masivas tienen zonas basales inversamente gradadas (Heiken and Fisher, 2000). Sheridan y Updike (1975) además de Wohletz y Sheridan (1979) postulan que los depósitos masivos son transportados por una fase densamente fluida de la oleada y son transicionales entre la estratificación ondulante y los depósitos planares.

Estratificación planar. Los depósitos en planos paralelos tienen contactos superiores e inferiores generalmente planares y paralelos uno del otro. Éstos depósitos en las oleadas basales son concordantes con capas continuas y normalmente con gradación inversa, pero al contrario que los depósitos de caída, pueden erosionar a los depósitos subyacentes (Heiken and Fisher, 2000). Los coeficientes de clasificación pueden ser similares a los de capas de caída (Crowe and Fisher, 1973) pero la mayoría de las oleadas basales son más pobremente clasificadas. La gradación inversa de las capas planares sugiere un transporte y depósito por flujo, además de que las evidencias de grandes bloques descansando en el contacto inferior, confirman la idea del transporte por flujo (Heiken and Fisher, 2000).

Canales en forma de "U". Se propuso que la forma del avance de una oleada basal y la concentración de partículas hacia el frente de la oleada, son los responsables de la forma de "U" (Fisher 1977). Dichos canales son estructuras simétricas (transversalmente) con fondos curvos que cortan las capas subyacentes. Sus dimensiones varían de 30 cm a 7 m de largo y de algunos centímetros hasta 3 m de profundidad (Heiken y Fisher, 2000). Los canales curvos en forma de "U" se describen no en curvas parabólicas, las capas que se rellenan reflejan la forma de los canales, pero la curvatura de las capas individuales disminuye hacia la parte superior y el relleno final se extiende a través del canal uniformemente (Schmincke, 1977). En lugar de tener frentes suaves, las oleadas desarrollan estructuras lobulares, cada lóbulo es una célula separada, compleja y turbulenta, la cuál comparte el cuerpo principal del flujo detrás del frente que avanza. Al moverse hacia

abajo los lóbulos individuales se separan siguiendo caminos independientes, modelando surcos ladera abajo. La concentración de las partículas dentro de las células turbulentas es probablemente mayor hacia los ejes centrales, donde los efectos de los extremos son mayores y la velocidad es mayor (Heiken and Fisher, 2000).

Depresiones de impacto. Son estructuras formadas por el impacto balístico de bombas y bloques expulsados que se depositan violentamente en capas con posibilidad de ser deformadas plásticamente (Heiken y Fisher, 2000). Cuando estos fragmentos caen en capas secas y no cohesivo, éstas se fracturan. Dicha deformación es asimétrica, mostrando el ángulo y la dirección de impacto en tres dimensiones (en ocasiones). Las dimensiones de la estructura de impacto está en función del impulso del balístico, de la plasticidad de los sedimentos y del ángulo de impacto. Algunos estudios comprueban que la proporción de la deformación está en función directa de la masa del fragmento (Heiken y Fisher, 2000).

CAPITULO IV) ESTRATIGRAFÍA DEL CRÁTER HOYA LA CÍNTORA.

4.1) Definición de Unidades Estratigráficas.

Gran parte del desarrollo del presente trabajo consistió en la descripción y el muestreo sistemático detallado de las diferentes unidades rocosas de la secuencia expuesta en las paredes del cráter. El levantamiento de la sección estratigráfica se realizó en las partes este y sureste del cráter, donde se encuentran expuestos óptimamente los depósitos de las diferentes etapas evolutivas del maar, además de su relativo fácil acceso.

La descripción del cráter se realizó en orden estratigráfico a partir de la base ascendiendo topográficamente, mediante cuatro secciones locales que fueron correlacionadas lateralmente (Anexo 5), produciendo una sección general detallada de las diferentes unidades con un espesor mínimo aproximado de 90 m. En ésta sección se realizó especial énfasis en la descripción de las características principales como son: color, espesor, tipo de contacto, estructuras, gradación, granulometría, forma, selección, composición, tamaño máximo de fragmento, tipo de matriz y clasificación del depósito, además de hacer una clara distinción entre los niveles de unidad, miembro y horizonte.

La estratigrafía de la sección principal fue dividida en 3 grandes etapas (aparte de la unidad pre-maar) que incluyen un total de 6 unidades condensadas que incluyen a otros miembros, los cuáles se especifican a continuación (Figura 11). 1: Toda la etapa precursora de maar; ^{pre-maar?} 2) miembros de la etapa formadora de maar ^{yz?} A, B y C; 3) miembro D de la etapa formadora de maar; 4) miembros E, F, G, H e I de la etapa formadora de maar; 5) miembro J de la etapa formadora de maar y 6: toda la etapa post-maar. Cabe mencionar que en la parte inferior de la secuencia expuesta aparecen rocas que no tuvieron implicación alguna en el proceso formativo del maar (unidad pre-maar), ^{unidad (1)?} ya que en la parte superior de éstas existe un contacto con un suelo antiguo, lo cuál representa un lapso considerable de tiempo donde los procesos erosivos actuaron libremente.

Entonces, la sección detallada del xalapasco puede ser estudiada y dividida en tres grandes secuencias eruptivas que representan las diferentes etapas evolutivas del cráter La Cíntora que son: I) etapa precursora de maar, II) etapa formadora de maar y III) etapa post maar; formada cada etapa por una o varias unidades, éstas a su vez en uno o varios miembros y cada miembro en uno o varios horizontes (Anexo 6).

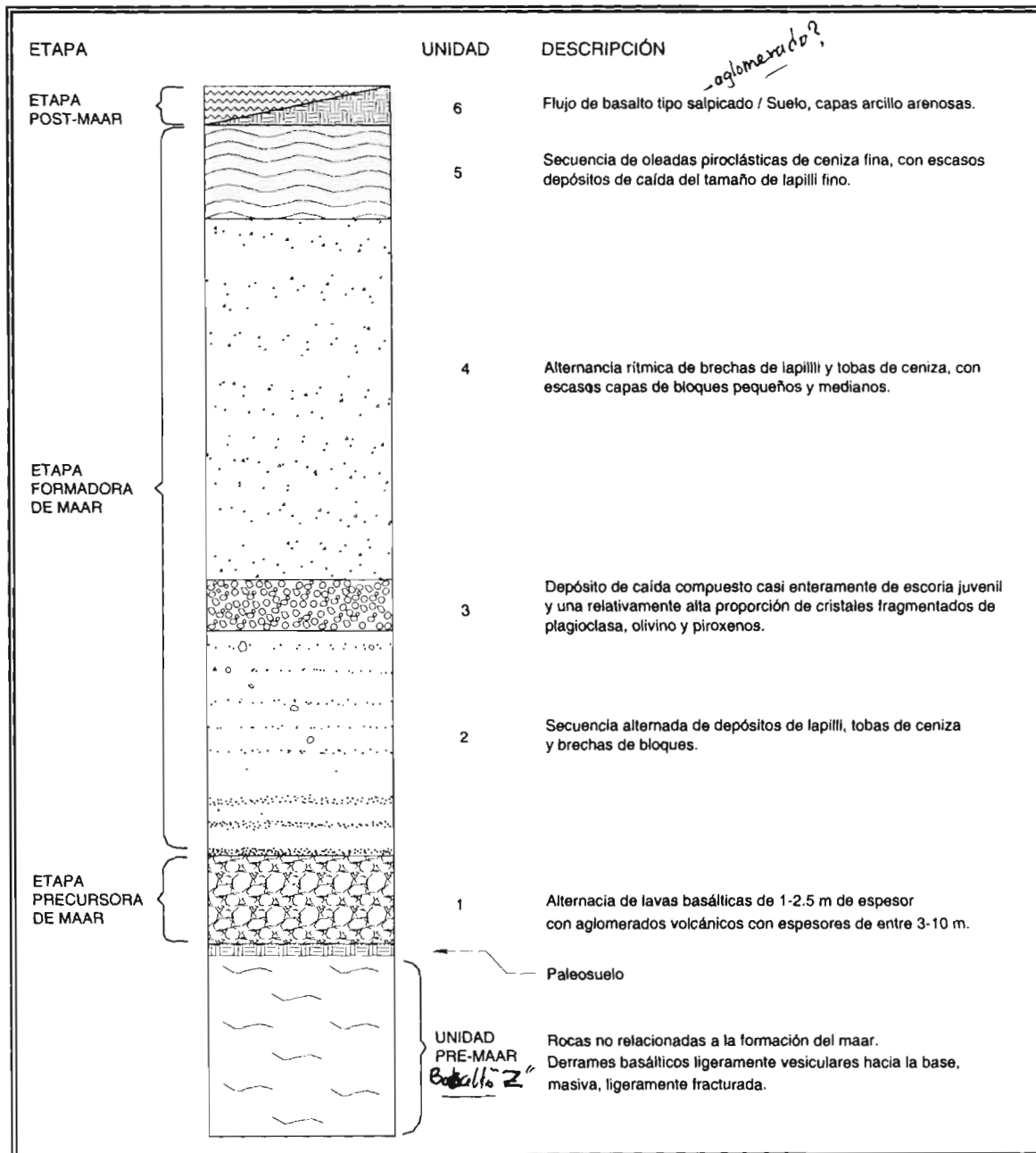


Figura 11. Columna estratigráfica condensada del cráter Hoya La Cíntora.

4.1.1) Unidad pre- maar (No relacionadas al maar)

- Basalto (Z) [?] ✓

La base está formada por derrames basálticos de moderada a ligeramente vesiculares de color gris oscuro, color de intemperismo gris claro con aleatorias manchas rojizas de óxidos de fierro (moteadas). No presenta estructuras definidas, más bien, masivo, ligeramente fracturado, ocasionalmente con apariencia amigdaloides con óxidos de fierro, presenta textura porfídica, con fenocristales tabulares de plagioclasa en una matriz de grano fino, la orientación de las vesículas produce evidencia de flujo, espesor aproximado del miembro 10m (muestra HC-033-Z).

- Basalto A

Derrames de lava basáltica, masiva, ligeramente fracturada, de color gris claro, color de intemperismo gris oscuro, densa (no vesiculada, textura porfídica, fenocristales subhedrales de plagioclasa, olivino y piroxenos, matriz de grano fino, ligeramente seriada, espesor del miembro 20m (muestra HC-033-A).

- Paleosuelo

En la parte superior de la unidad pre-maar se observa un contacto concordante con la etapa precursora de maar, produciendo un paleosuelo de color pardo de unos 17 cm de espesor (Figura 12).

4.1.2) Etapa precursora de maar

- Unidad 1

Está compuesta por 5 miembros (Z) A, B, C y D). La unidad 1 se caracteriza por una alternancia de lavas basálticas de 1-2.5 m de espesor con aglomerados volcánicos de entre 3-10 m de espesor.

- Miembro Z

Aglomerado volcánico de lapilli medio a grueso relacionado a actividad estromboliana de caída, altamente intemperizado, soportado por clastos, de color pardo rojizo a amarillento, bien clasificado y consolidado, se observan

se relaciona con el
Basalto Z [?]



✓

abundantes cristales de tamaño seriado de plagioclasa, olivino y piroxenos, no presenta estratificación, más bien ^{es} de manera masiva. El espesor total del miembro Z es de 6 m de espesor (Figura 12).

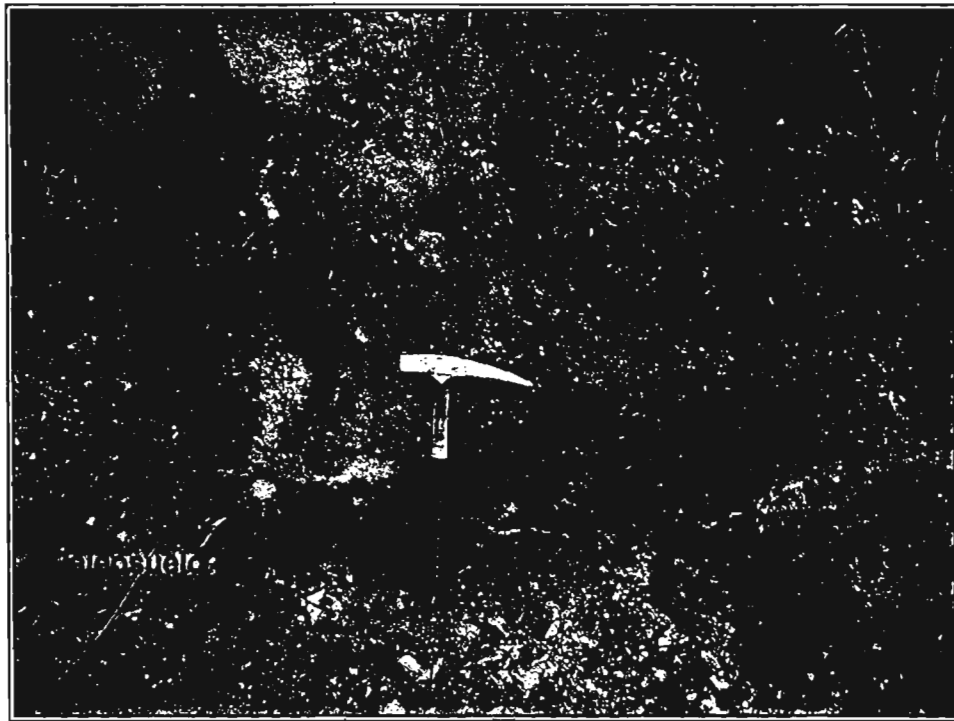


Figura 12. Contacto concordante entre el paleosuelo y el miembro Z (aglomerado de lapilli medio a grueso de la etapa precursora maar.)

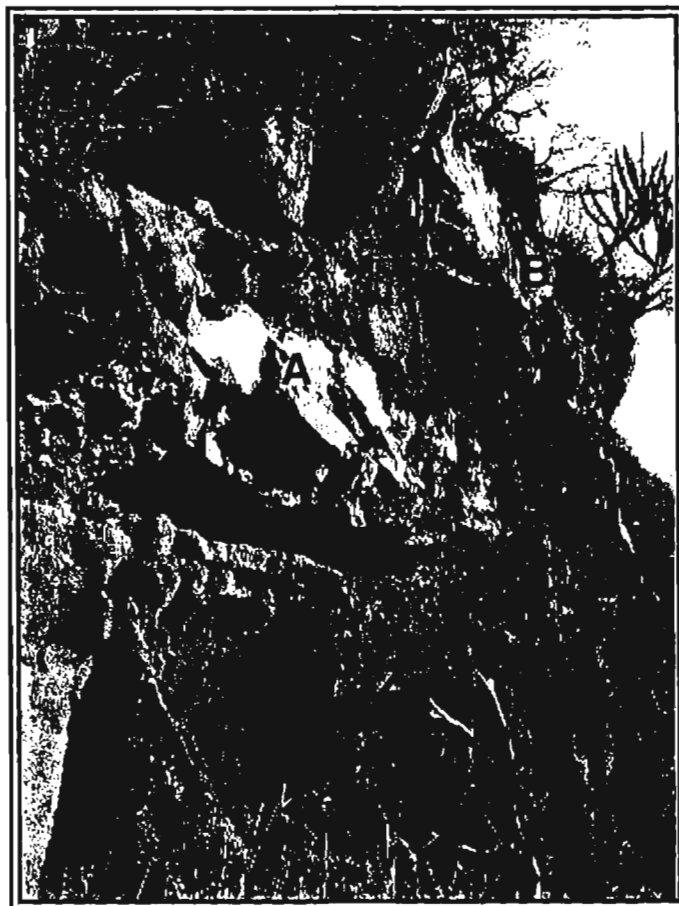
- Miembro A

Flujo de lava basáltica, masiva, de color gris oscuro, alterando a gris claro, denso, ligeramente vesiculada, textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa, olivino además de piroxenos, matriz afanítica a ligeramente seriada, se observa un espesor de 60 a 90 cm (muestra HC-0311). Presenta en su base un horizonte de entre 20 y 10 cm de bloques soldados de la misma composición que el flujo de lava formados por autobrechamiento, originando un espesor total de 1.1 m. El contacto con B es concordante y depositacional (Figura 13).

• Miembro B

Escoria rojiza, altamente oxidada, color de intemperismo naranja, masiva, sin gradación, bien seleccionada, presenta algunas bombas alargadas o elipsoidales tipo salpicadura de hasta 1.1m, bien consolidado, ligeramente soldada, tamaño promedio de lapilli grueso (5-10 mm), escasos fragmentos de escoria negra, sin evidencias de matriz, textura equigranular a seriada de grano medio y porfídica, ocasionalmente amigdaloides rellenas de ceniza muy fina. La parte superior esta formada por unos 20 cm con abundancia de fenocristales de plagioclasa, muy bien consolidado de color marrón claro, aparentando un suelo incipiente, aunque no hay clastos individuales, espesor del miembro 3m (muestra HC-033-B). El contacto con el miembro que le suprayace es concordante (Figura 13).

si hoy
un suelo
todas
estas unidades
serían pre-
maar-ono?



← Aquí no se ve
bien seleccionada

Figura 13. Afloramiento de la etapa precursora de maar. Miembros Z, A y B (Z: aglomerado volcánico, A: basalto con fenocristales y B: escoria rojiza. Nótese la autobrecha en la parte basal del flujo de basalto).

* lamina cuando es menor a 1cm.

- Miembro C

La base de ésta unidad de 30-60 cm y hasta de 1.20 m de espesor, está formada por pequeños bloques y lapilli grueso de escorias negras (3-5cm) con una capa basal de 5-10 cm de lapilli fino mejor seleccionado (0.7-1cm) con una cruda gradación inversa, observándose una ^{capa*} lámina de ceniza gruesa de aproximadamente 1 cm, muy bien consolidada. Sobre la base de éste miembro se observa un flujo de lava masiva con fenocristales de plagioclasa y piroxenos de aspecto vítreo, con un espesor total de 2.5m (muestra HC-033-C) (Figura 14).

Esta no sería otra unidad?

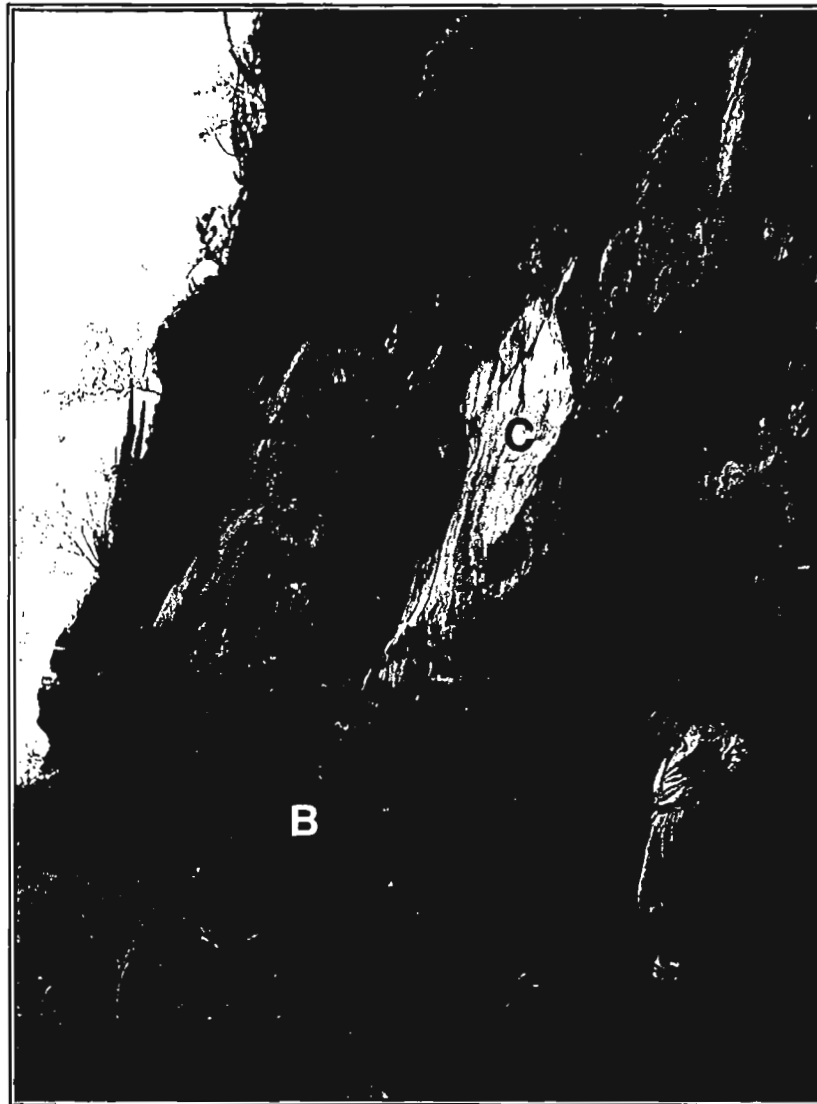


Figura 14. Miembros B y C de la etapa precursora de maar (B: escoria rojiza y C: basalto con fenocristales).

- Miembro D

Está integrado por tres horizontes de aglomerados volcánicos.

} por que lo
tomar lo como
un mismo
horizonte ?

Horizonte 1

Aglomerado volcánico compuesto por escoria rojiza alterada, de redondeada a subredondeada, soldada y regularmente consolidada, moderadamente seleccionada, los clastos presentan una textura porfídica con fenocristales blancos amarillentos (plagioclasa alterada) y fenocristales oscuros de apariencia vítrea (piroxenos). Espesor variable de 10 a 6 m conforme se acerca hacia el sureste del maar (muestra HC-033-D) (Figuras 15 y 16).

Horizonte 2

Aglomerado volcánico, superficie muy rugosa tipo salpicado, formado por bloques angulosos a subangulosos de hasta 60 cm de diámetro y menores cantidades de lapilli grueso, de color negro en muestra fresca, el depósito en general se presenta soldado, consolidado, mal seleccionado, la mayoría de los fragmentos se encuentran alargados horizontalmente y están soportados por clastos. Los fragmentos presentan textura porfídica con abundantes cristales de plagioclasas similares a la unidad anterior. El espesor del miembro es variable de 3.5 a 0.35 m hacia el sureste (muestra HC-033-E) ((Figuras 15 y 16).

Horizonte 3

Aglomerado volcánico, alterado, oxidado, compuesto de lapilli grueso rojizo y un 30% de fragmentos de escoria negra en forma de pequeños bloques y lapilli muy grueso, de subangulosos a subredondeados, consolidación buena a moderada, muestra un contacto transicional con el miembro E. Se observa una burda gradación inversa con lapilli muy grueso en el contacto con la secuencia maar. Presenta un espesor de 2.5m, aunque hacia afloramientos hacia el sureste del cráter no aparece, mientras que en ~~afloramientos~~ hacia el noreste del cráter se observa, aunque con espesores menores por lo que se asume la forma del depósito como lentes de poca extensión (muestra HC-033-F) (Figuras 15 y 16).

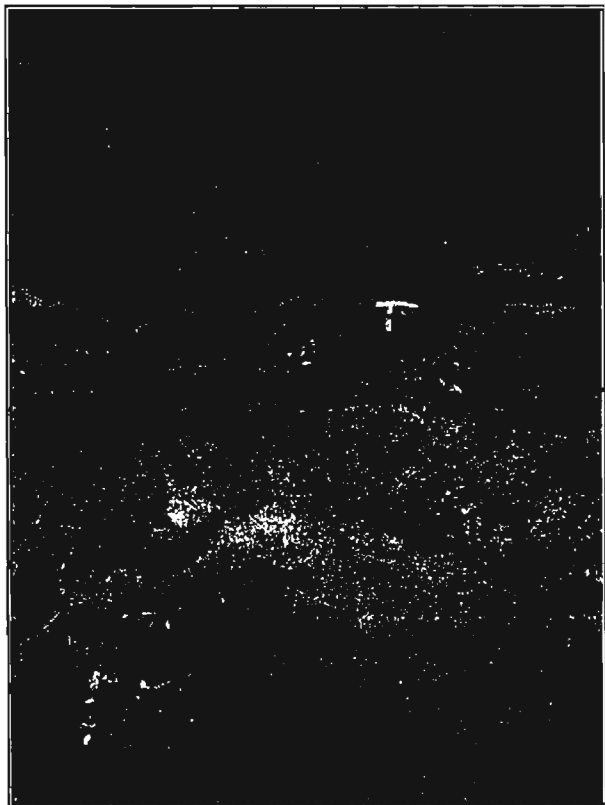


Figura 15. Afloramiento del miembro D, horizontes 1, 2 y 3 (secuencia precursora de maar).

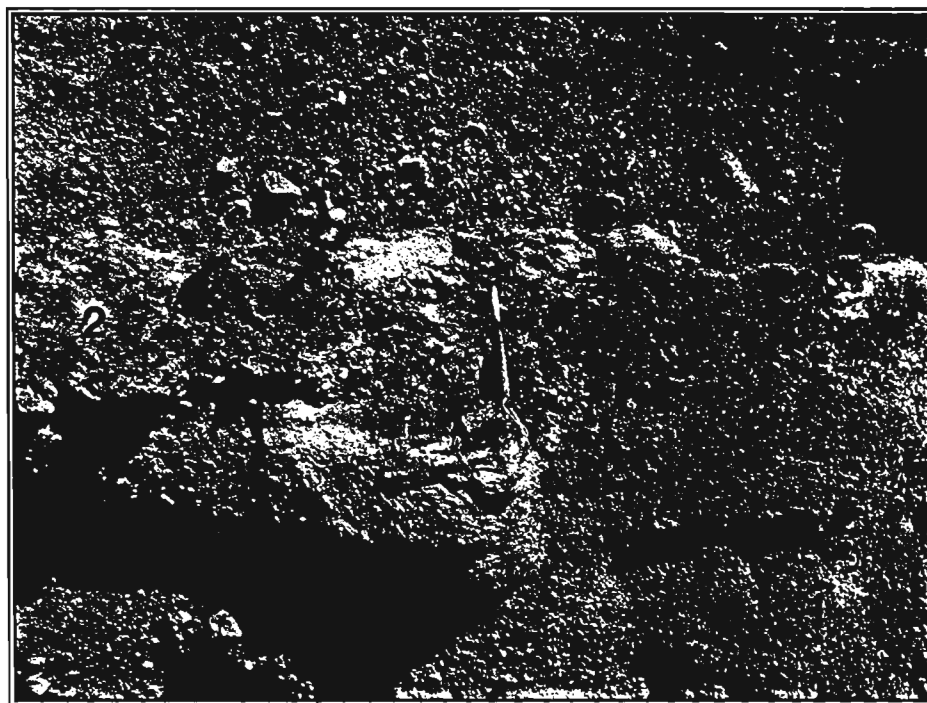


Figura 16. Detalle de los horizontes 1, 2 y 3 de la etapa precursora de maar.

4.1.3

B.1.3) Etapa formadora de maar

▪ Unidad 2

Esta unidad está integrada por tres miembros (A, B y C).

• Miembro A

Este miembro tiene un espesor total de 2.45 m y se divide en dos horizontes cuyas características se describen a continuación:

Horizonte 1

El horizonte 1 tiene un espesor de 80 cm, inicia con un depósito de oleadas de 20 cm, burdamente estratificado, ~~con~~ consolidación de ligera a moderada, escasos líticos accesorios, juveniles y compuesto casi exclusivamente por una matriz de ceniza fina. En su parte superior se observa una capa de caída de 25 cm, compuesta por líticos accesorios (basalto, basalto vesicular, oxidados) y escasos juveniles, soportados por clastos, con una clasificación de pobre a regular. Sobreyaciendo al depósito anterior, se observa una capa de oleada, compuesta por ceniza muy consolidada con 35 cm de espesor, con escasos líticos (basalto, basalto vesicular, oxidados), cristales y ausencia de material juvenil, los clastos están dispersos caóticamente dentro del depósito, y presentan un contacto superior ondulante o erosional.

Horizonte 2

Se observa una capa de caída pobremente seleccionada, con espesores variables de entre 40-80 cm compuesta por fragmentos del tamaño de lapilli medio a grueso, está soportada por clastos, moderadamente consolidada, sin gradar. Presenta abundantes juveniles alterados (escoria café rojizo) y líticos, con pocos cristales. Se perciben algunos balísticos fracturados de basalto vesicular (60cm) y basalto afanítico de hasta 1m de diámetro. Le suprayace una capa de oleada de ceniza muy consolidada de 25cm de espesor, y posteriormente una capa de 60 cm de espesor de lapilli fino, regularmente clasificado, soporte grano a grano, que exhibe también algunos bloques angulares de basalto alterado de entre 20-40 cm de diámetro.

Estas
seguro que es
un depósito de
caída.

} depósito de
caída?

- Miembro B

Es una brecha heterolitológica de pequeños bloques (15-20 cm) y lapilli muy grueso (3-5 cm), soporte grano a grano, masiva, sin gradación, de apariencia caótica, muy mal seleccionado, aunque tiende a estar ligeramente mejor en los niveles inferiores. Es un depósito rico en líticos (basalto, alterados, basalto vesicular, escorias), escasa matriz compuesta de ceniza gruesa y escasos fragmentos juveniles. No se observan clastos de lava porfídica y el tamaño máximo de los bloques es de 1.4 - 0.8 m de diámetro, preferentemente de composición basalto-andesítico. El espesor del miembro B varía moderadamente de forma lateral de 3 a 2 m de espesor siguiendo el mismo comportamiento que en depósitos anteriores (Figura 17 y 18). *Es un depósito de caída o de flujo - ?*



Figura 17. Contacto entre los miembros B y C correspondientes a la etapa formadora de maar.

- Miembro C

Está compuesta por una secuencia intercalada de tobas de cenizas muy consolidadas de color pardo claro, con 0.5-1 cm de espesor, estratificadas en

capas laminares y ondulantes, con capas y lentes de brechas heterolitológicas de poca continuidad lateral, éstos se encuentran formados por fragmentos de lapilli grueso a medio y bloques pequeños de 5-25 cm hasta tamaños máximos de 1.4 - 1 m de diámetro, presentan formas subangulosas a ligeramente subredondeadas los cuáles son soportados por una abundante matriz de ceniza fina. Es un depósito compuesto principalmente por líticos (basalto-andesítico, alterados, basalto vesicular), juveniles no reconocibles y algunos cristales sueltos fragmentados de plagioclasa, olivino y piroxenos, presenta también escasos fragmentos de basalto porfídico. El espesor del miembro C varía lateralmente entre 9 y 4 metros hacia el sureste del cráter (Figura 17 y 18). *que tipo de depósito es? surge?*

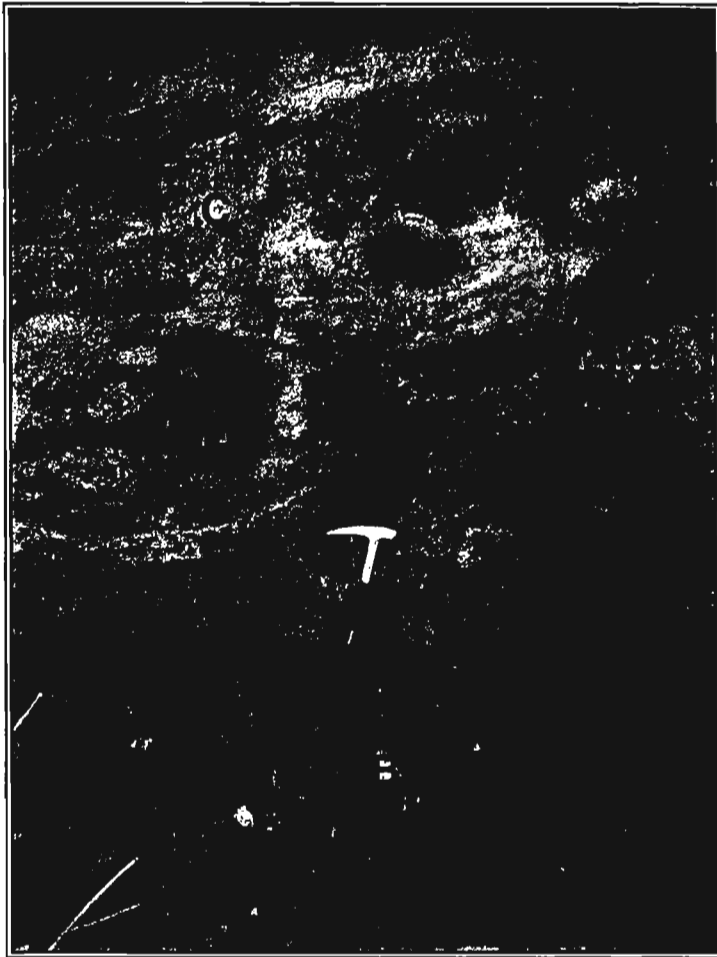


Figura 18. Detalle del contacto de los miembros C y B, de la etapa formadora de maar.

- Unidad 3

Está compuesto por un solo miembro, el cuál se divide en dos horizontes.

- Miembro D

Horizonte 1

Es un depósito de caída de escorias juveniles de color negro a pardo, de fragmentos del tamaño de lapilli grueso subangulosos a subredondeados, con escasos bloques de hasta 40cm (basalto vesicular y porfídico), altamente vesiculares, bien seleccionado y moderadamente consolidado, soportado por clastos. El depósito es masivo y está compuesto casi exclusivamente de material juvenil con escasos líticos alterados y cristales de plagioclasas y piroxenos. En la parte superior del depósito una burda estratificación planar. El espesor total es de 2.50 m y el contacto con el miembro 2 es concordante y depositacional (Figura 19 y 20).

Horizonte 2

Es un depósito de caída compuesto de escorias negras a pardas, vesiculares, del tamaño de lapilli grueso, subredondeados a subangulosos, de bien a regularmente clasificado, soporte clasto a clasto, contiene cantidades moderadas de líticos (basalto vesicular, afanítico, oxidados) y cristales, presenta una granulometría ligeramente más gruesa hacia la base, se observa una burda gradación normal, aunque su aspecto es masivo en lo general. El espesor de éste miembro es de 2m y el contacto con el miembro E es concordante (Figura 19 y 20).

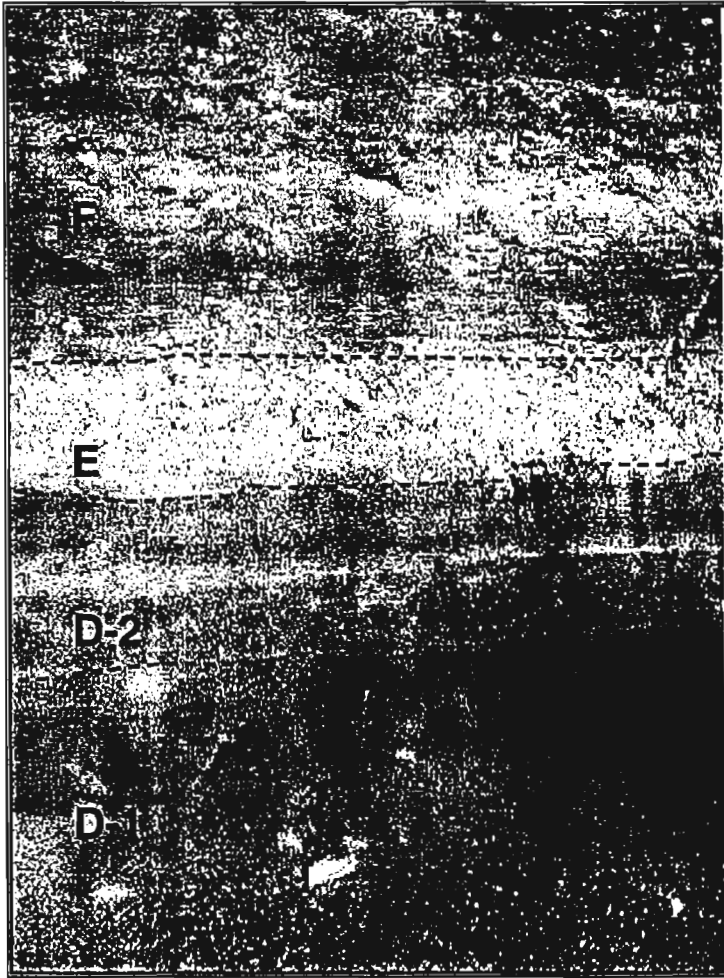


Figura 19. Contacto de los miembros D-1, D-2, E y F de la etapa formadora de maar.

- Unidad 4

Está compuesta por 5 miembros (E, F, G, H, I y J)

- Miembro E

Consiste en una brecha heterolitológica de bloques y lapilli grueso de formas angulosas de entre 2 y 10 cm de diámetro. Presenta un arreglo caótico y está totalmente soportada por clastos, con poca matriz de tamaño de las arenas, moderadamente consolidada. Compuesta principalmente de líticos (basalto afanítico, vesicular y oxidados), de estructura masiva, sin gradación, mal seleccionada, no se observan fragmentos juveniles, escasos bloques porfídicos y algunos con fracturamiento primario, tamaño máximo de fragmento 65 cm. Espesor del miembro 1.5 m (Fotografía 21).

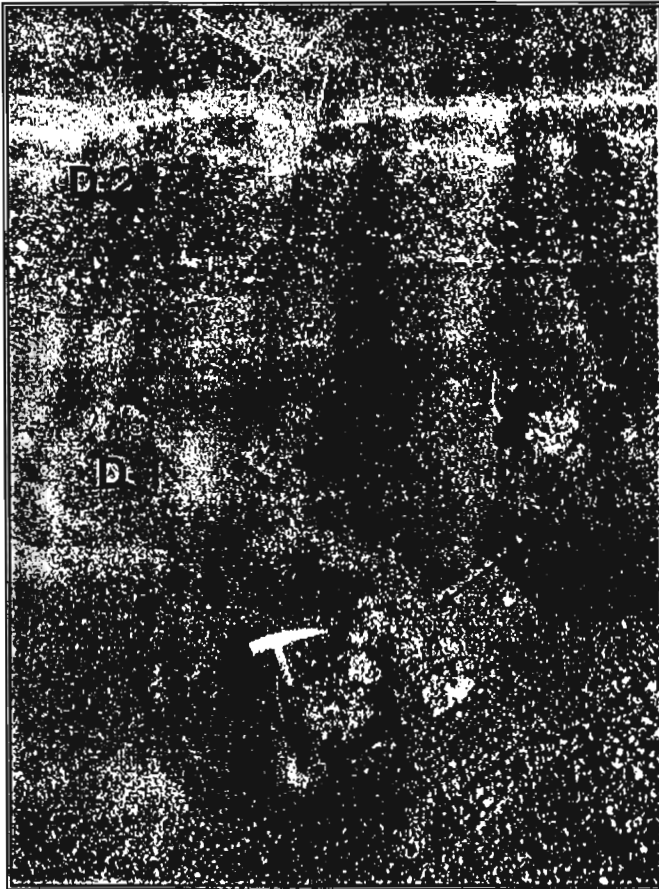


Figura 20. Contacto entre los horizontes D-1 y D-2 de la etapa formadora de maar. (Observe los fragmentos de mas de 30cm del miembro D).

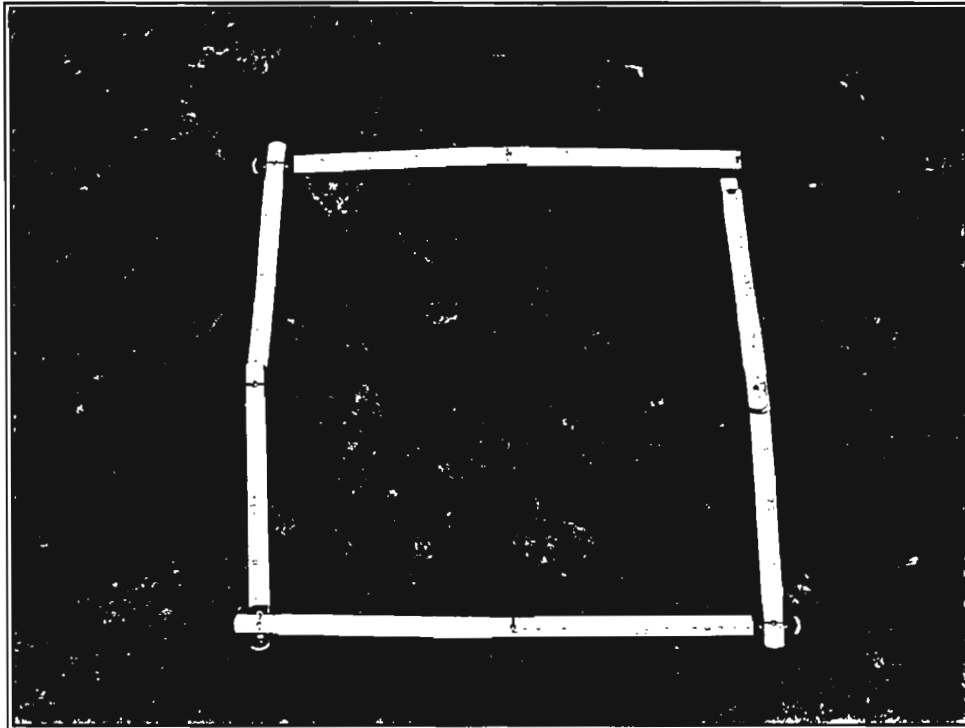


Figura 21. Detalle del miembro E (Brecha heterolitológica).

- Miembro F } esta unidad esta
compuesta por dep. de surge?

Horizonte 1

Está formado por una secuencia de tobas de lapilli medio a fino, consolidadas moderadamente, de bien a regularmente clasificadas. Presentan una estructura masiva, los fragmentos son líticos, juveniles y alterados soportados en una escasa matriz en la cual se observa un ligero aumento en el contenido de escoria juvenil hacia la parte superior del horizonte; se observan también algunas tobas de ceniza fina muy consolidada, con estratificación planar a ligeramente ondulante, con algunos bloques líticos de 10 a 12 cm de diámetro y fragmentos de tamaño máximo de hasta 80 cm de diámetro.

Horizonte 2

Forma una secuencia burdamente estratificada de tobas de lapilli grueso a medio, alternando con depósitos de lapilli grueso y bloques pequeños subangulosos. Se presentan de regular a mal clasificadas, ligeramente consolidadas. Están compuestos por líticos, alterados y juveniles con formas subredondeadas a subangulosas, se observan también capas masivas soportadas ^{por clastos} ~~por clastos~~ y algunas ^{en} ~~en~~ matriz de ceniza gruesa, este horizonte se encuentra coronado por una capa de ceniza de 50 a 25 cm de espesor con escasos fragmentos del tamaño de lapilli fino, presentando estratificación cruzada y ondulante. El espesor de este miembro G es de 7.6 m (Figura 22).

¿tambien con depósitos de surge?

- Miembro G

Horizonte 1

Está formado por capas muy delgadas de lapilli medio con intercalaciones de capas laminares de ceniza gruesa de color pardo, con estratificación cruzada y ondulante, algunas de éstas capas laminares contienen clastos alterados y presenta un aumento en el contenido de juveniles hacia la parte superior del horizonte. Se presenta con una selección buena a regular y moderadamente consolidados. El depósito es compuesto por líticos, alterados, juveniles y cristales fragmentados variando en la forma de los clastos de subangulosos a subredondeados. Espesor del horizonte 1.90 m.



Figura 22. Etapa formadora de maar, donde se observa el contacto concordante entre los miembros D-1, D-2, E, F y G.

Horizonte 2

Es una secuencia estratificada de 2.30 m de espesor constituido por capas de lapilli grueso a medio, de entre 20 a 30 cm de espesor, separadas por capas de ceniza endurecidas de 1 a 2 cm de espesor, de color gris, con mayor abundancia de éstas capas hacia la parte inferior del horizonte. Presentan una estratificación planar y ondulante, soportado por clastos, se observa un ligero aumento de bloques alterados y de juveniles de tamaño pequeño, en comparación con los depósitos subyacentes. Los bloques presentan un diámetro de 20 a 30 cm. El espesor total del miembro 4.2 m (Figura 23).

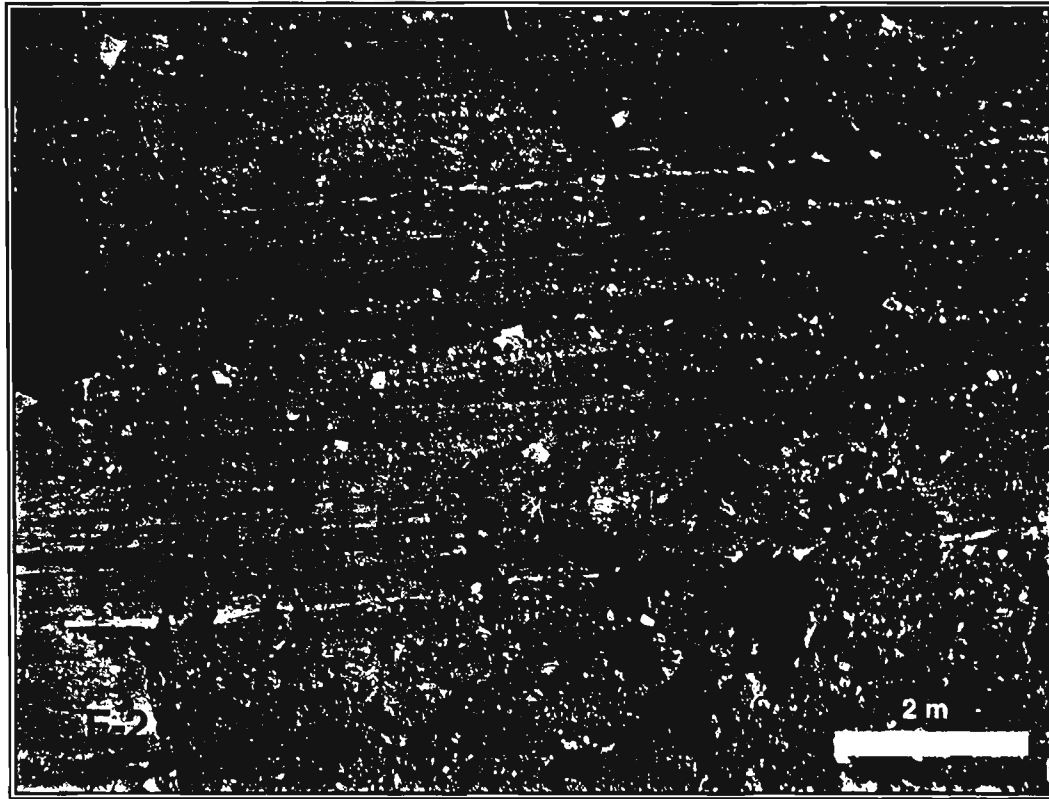


Figura 23. Etapa formadora de maar, ubicada en la pedrera mostrando los miembros G, H e I. (La barra en la esquina inferior derecha, representa 2m aproximadamente).

- Miembro H

Es una secuencia estratificada compuesta de capas delgadas de lapilli grueso, de formas que van de subangulosos a ligeramente subredondeados, sus espesores varían de entre 10 y 20 cm, se presentan de bien a regularmente clasificados. Presenta bloques de 60 cm a 5 y 12 cm de diámetro. Contienen abundantes líticos y un mayor contenido de escoria juvenil porfídica hacia la base del depósito. El color general del miembro tiende a pardo amarillento debido a la abundancia de capas delgadas de ceniza de entre 2 y 5 cm de espesor, con estratificación planar y laminar, bien consolidadas y seleccionadas, con ocasionales fragmentos angulosos a subangulosos. El espesor del miembro es de 3.8 m (Figura 24).

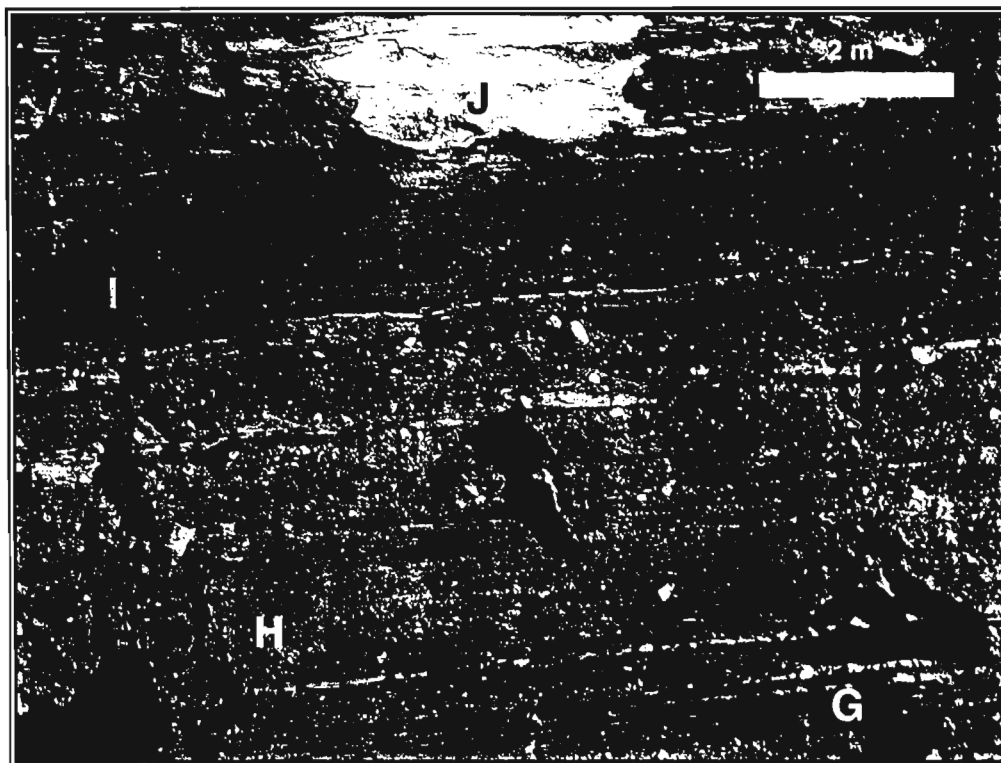


Figura 24. Contactos entre los miembros G, H, I y J de la etapa formadora de maar.

- **Miembro I**

Formado por capas estratificadas de lapilli grueso, de color gris oscuro, con espesores que van de 30 a 45 cm. El depósito se encuentra de regular a mal seleccionado, ligeramente consolidado, presenta intercalaciones de pequeñas capas de ceniza de color pardo y escasos bloques de entre 20 y 30cm. En el depósito se observa un aumento en la cantidad de juveniles hacia la parte superior y la disminución de líticos en la misma dirección. El espesor del miembro varía lateralmente de 1.2 a 2.5 m (Figura 24).

- **Unidad 5**

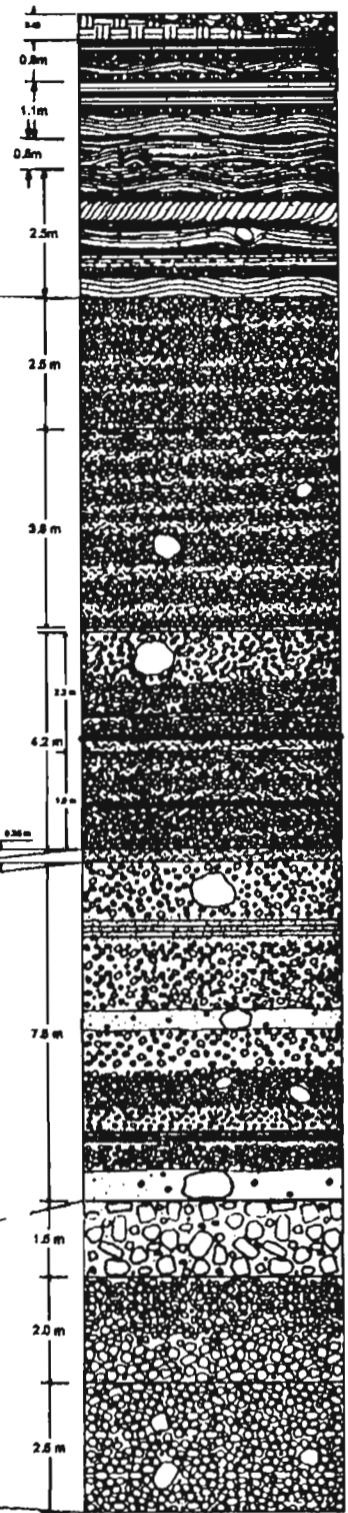
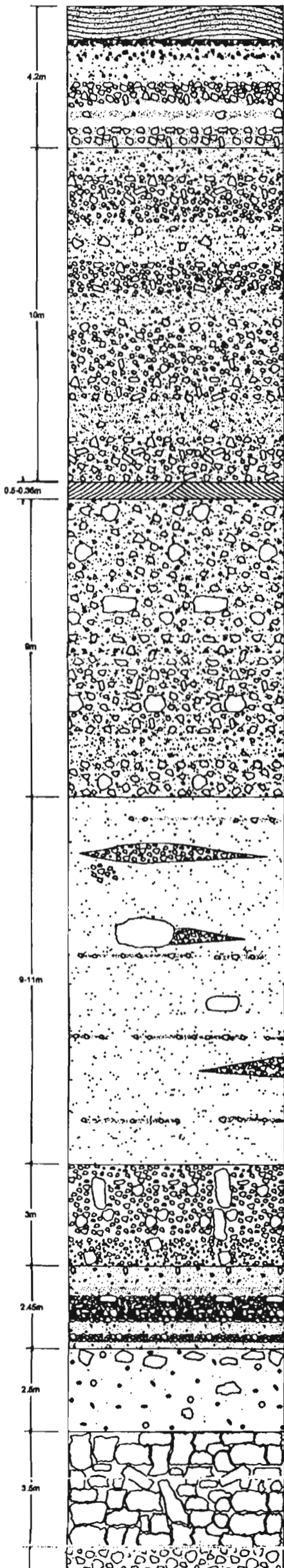
Está compuesto por un solo miembro (J) que contrasta con la unidad 4, ya que está formado por una secuencia de oleadas piroclásticas fuertemente consolidadas y escasos depósitos de caída de poco espesor asociadas a oleadas.

Pero los depósitos de la unidad 4 parecen ser ^{también} el producto de oleadas piroclásticas, por que separarlas?

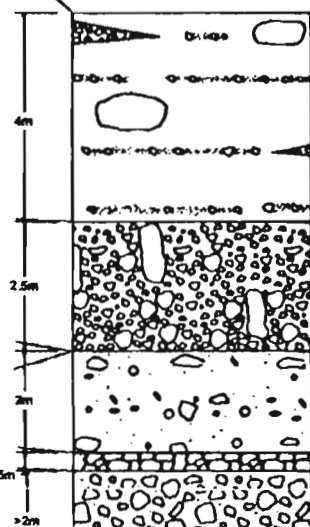
... por la abundancia de líticos, a medida que aumenta hacia la parte superior, aunque hacia el mismo comportamiento a tipo de emplazamiento.

SECCION 3

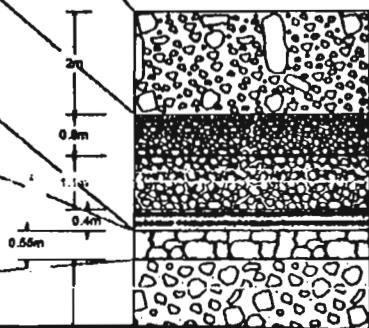
SECCION 1

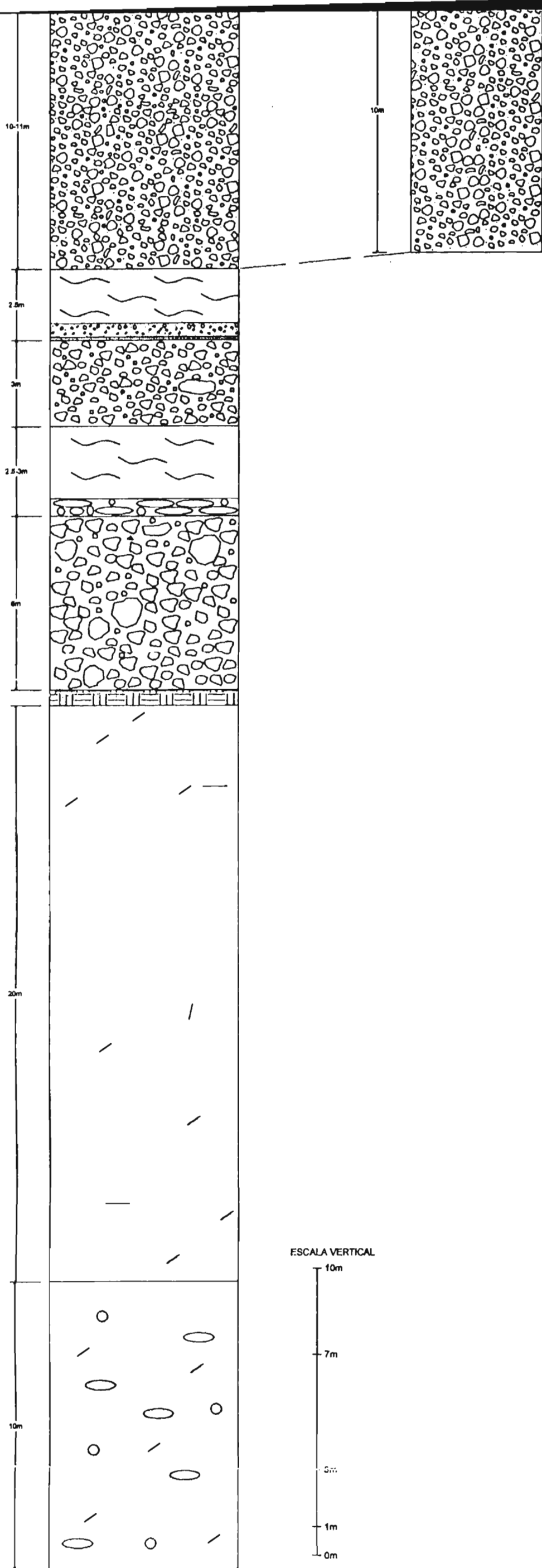


SECCION 4

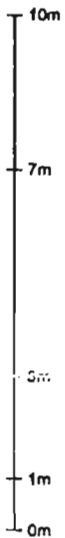


SECCION 2

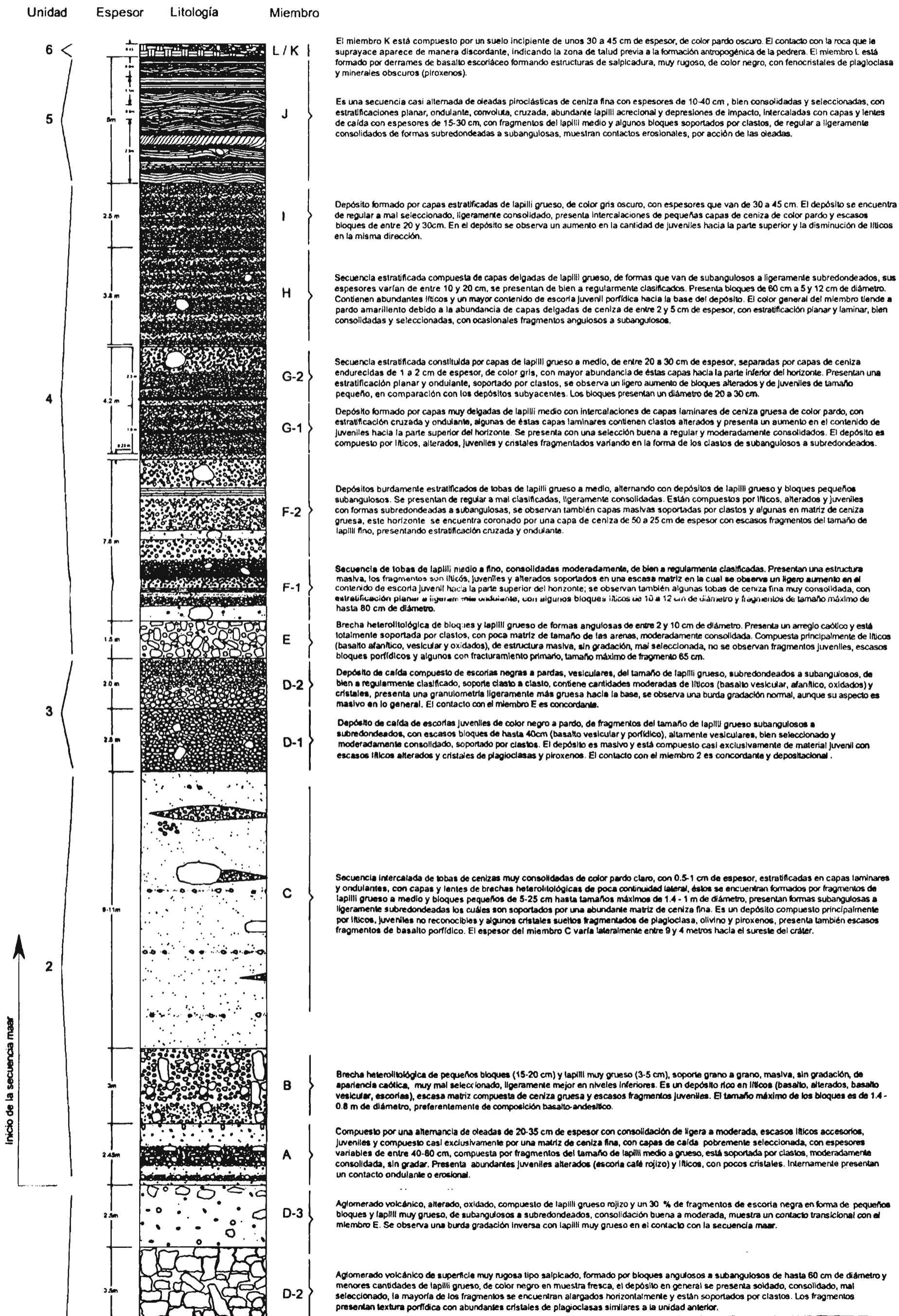




ESCALA VERTICAL

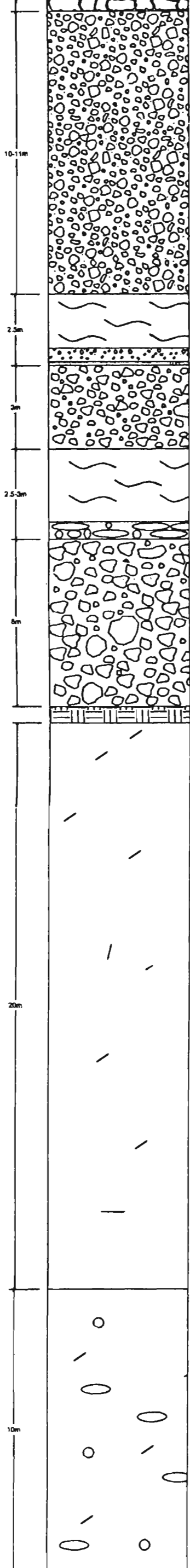


	UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ FACULTAD DE INGENIERÍA ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA	
	CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CRÁTER "HOYA LA CÍNTORA".	
Iván Rafael Puente Solís	Asesoró: Gerardo Carrasco N. Ricardo Saucero G.	Figura 36 Diciembre 2003



Inicio de la secuencia maar

1



D-1 Aglomerado volcánico compuesto por escoria rojiza alterada de redondeada a subredondeada, soldada y regularmente consolidada, moderadamente seleccionada, los clastos presentan una textura porfídica con fenocristales blancos amarillentos (plagioclasa alterada) y fenocristales oscuros de apariencia vítrea (píroxenos).

C La base está formada por pequeños bloques y lapilli grueso de escorias negras (3-5cm) con una capa basal de 5-10 cm de lapilli fino mejor seleccionado (0.7-1 cm) con una cruda gradación inversa, observándose una lámina de ceniza gruesa de aproximadamente 1 cm, muy bien consolidada. Sobre la base de este miembro se observa un flujo de lava masiva con fenocristales de plagioclasa y píroxenos de aspecto vítreo, con un espesor total de 2.5m.

B Escoria rojiza, altamente oxidada, masiva, sin gradación, bien seleccionada, presenta algunas bombas alargadas o elipsoidales tipo salpicadura de hasta 1.1m, bien consolidado, ligeramente soldada, tamaño promedio de lapilli grueso (5-10 mm), escasos fragmentos de escoria negra, sin evidencias de matriz, textura equigranular a seriada de grano medio y porfídica, ocasionalmente amigdaloides rellenas de ceniza muy fina. La parte superior esta formada por unos 20 cm con abundancia de fenocristales de plagioclasa, muy bien consolidado de color marrón claro, con ausencia de clastos individuales. El contacto con el miembro que le suprayace es concordante.

A Flujo de lava basáltica, masiva, de color gris oscuro, alterando a gris claro, densa, ligeramente vesiculada, textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa, olivino además de píroxenos, matriz afanítica a ligeramente seriada. Presenta en su base un horizonte de entre 20 y 10 cm de bloques soldados formados por autobrechamiento. El contacto con B es concordante y depositacional.

Z Aglomerado volcánico de lapilli medio a grueso relacionado a actividad estromboliana de caída, altamente intemperizado, soportado por clastos, de color pardo rojizo a amarillento, bien clasificado y consolidado, se observan abundantes cristales de tamaño seriado de plagioclasa, olivino y píroxenos, presenta estructura masiva.

Paleosuelo Contacto concordante con la etapa precursora de maar, produciendo un paleosuelo de color pardo.

Basalto A Derrames de lava basáltica, masiva, ligeramente fracturada, de color gris claro, densa (no vesiculada, textura porfídica, con fenocristales subhedrales de plagioclasa, olivino y píroxenos, matriz de grano fino, ligeramente seriada.

Basalto Z Derrames basálticos de moderada a ligeramente vesiculares de color gris oscuro, con manchas de óxidos de hierro. Masivo, ligeramente fracturado, ocasional apariencia amigdaloides, textura porfídica, con fenocristales tabulares de plagioclasa, olivino y píroxenos en una matriz de grano fino.

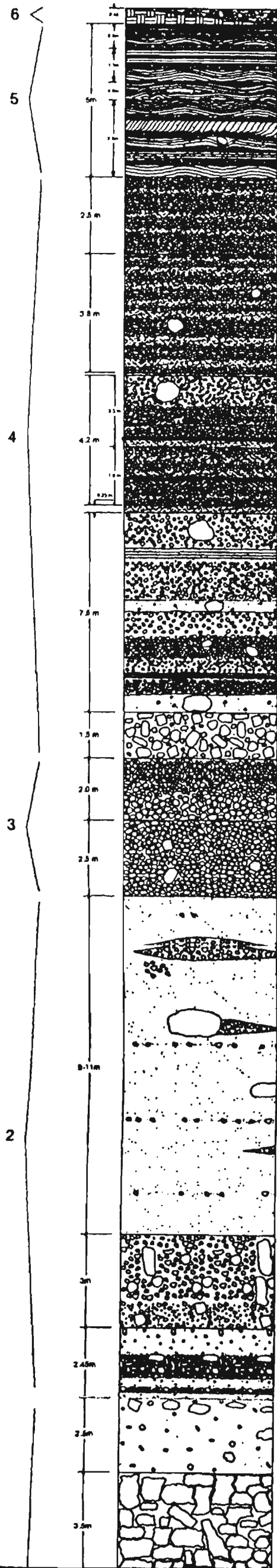
ESCALA VERTICAL



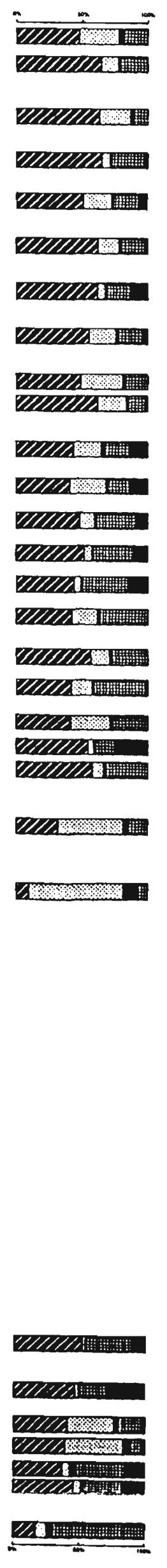
Unidad pre-maar

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ		
FACULTAD DE INGENIERÍA		
ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA		
SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DEL CRÁTER HOYA LA CINTORA		
Iván Rafael Puente Solís	Asesoró: Gerardo Carrasco N. Ricardo Saucedo G.	Figura 37 Diciembre 2003

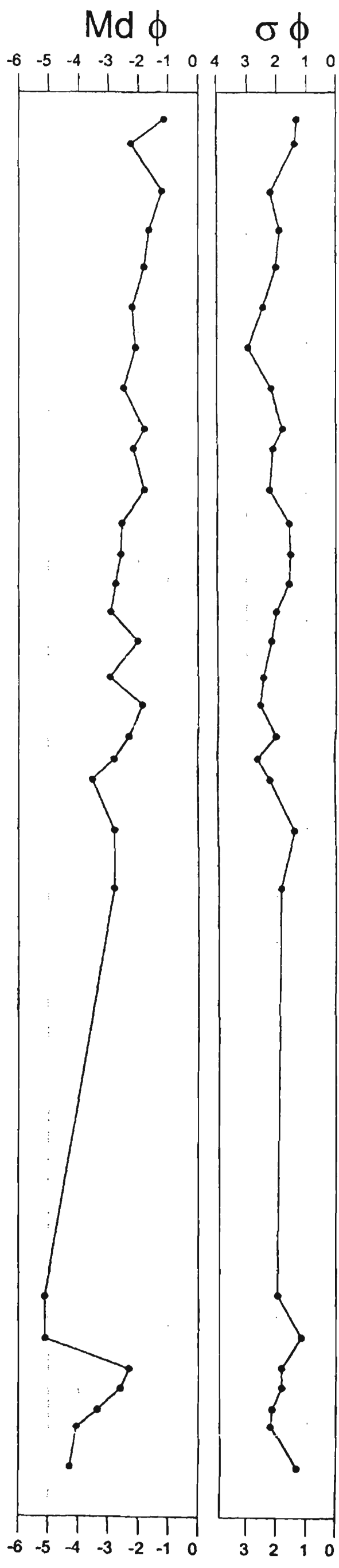
Unidad Espesor Litología Miembro Componentes No. de muestra

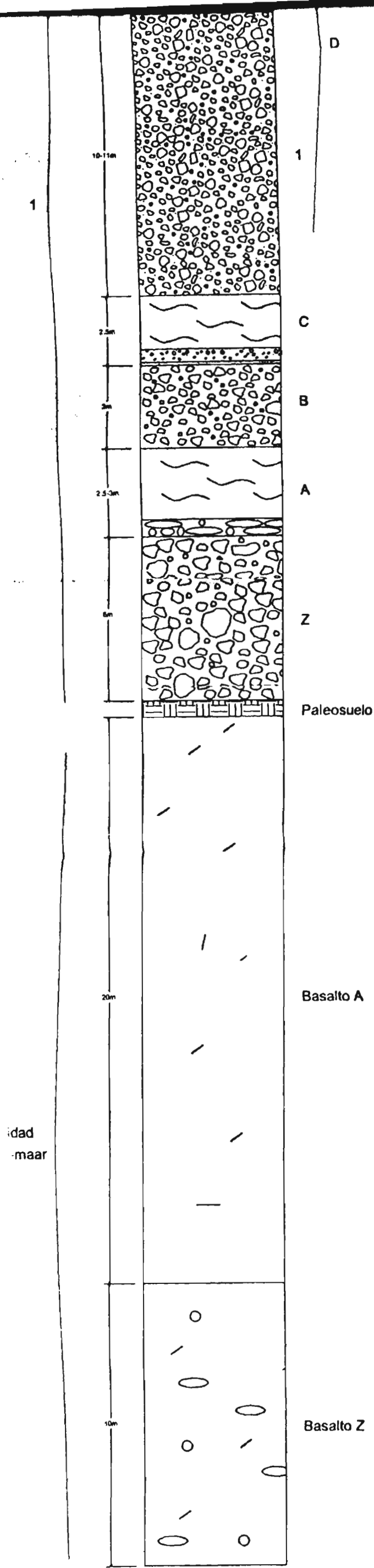


L / K
J
I
H
G
F
E
2
1
D
C
B
A
3
2

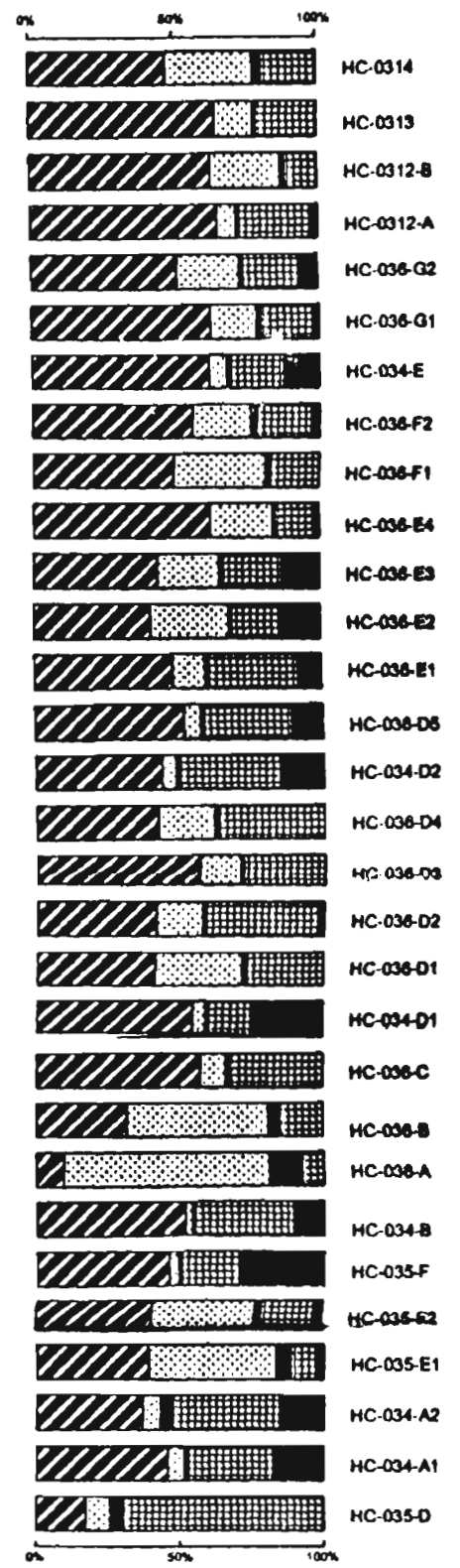


Basalto Escoria
Cristales Oxidados
Basalto Vesicular

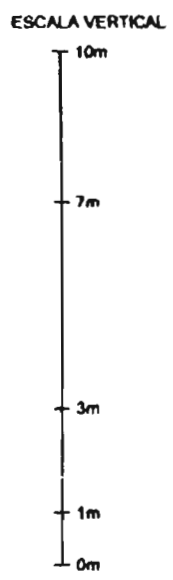




Detalle de las muestras analizadas por componentes.



Basalto
 Cristales
 Basalto Vesicular
 Escoria
 Oxidados



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA

UBICACIÓN DEL ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO
 Y PORCENTAJE DE COMPONENTES.

Iván Rafael Puente Solís Asesoró: Gerardo Carrasco N. Ricardo Saucedo G. Figura 38 Diciembre 2003

- Miembro J

Horizonte 1

Es una secuencia de capas de oleadas con espesores de 10 a 40 cm, con estratificación ondulante, cruzada y planar, se presentan bien consolidadas y seleccionadas. Se observan algunas intercalaciones de capas de 15-30 cm de caída, con tamaños de lapilli medio soportados grano a grano con algunos bloques pequeños. Se observan cambios laterales en el espesor de las tobas de caída, presentándose de bien a regularmente consolidados y de moderado a bien seleccionados. El depósito en general muestra abundante lapilli acrecional además de una deformación por bloques de impacto de hasta 40 cm de diámetro. El espesor de éste horizonte es de 2.5m (Figura 25).

* Una de las características de los depósitos de caída es que mantienen su espesor lateralmente, entonces que paso aquí

* Los nodos (trun) se forman en campo durante el transporte de alta energía a las lavas que también son erosionales en su base.

como muestra se observan los canales en forma de "U"



Figura 25. Contacto franco entre los miembros I y J, que marcan la parte final de la etapa formadora de maar.

Horizonte 2

Secuencia de oleadas laminares de 1 a 10 cm de espesor con estratificación que varía desde el tipo ondulante, hasta convoluta, planar y ligeramente

cruzada. Presenta clastos del tamaño del lapilli fino de 0.5 a 2 mm y depresiones de impacto, abundante lapilli acrecional, deformación plástica. Contienen líticos en forma de bloques pequeños de hasta 7 cm. En el depósito se encuentran intercalaciones de tobas de caída que presenta clastos del tamaño de lapilli fino a medio, muy bien seleccionados y escasamente consolidados, presenta formas subredondeadas a ligeramente subangulosas. Su espesor varía lateralmente y ~~que~~ ^{superior e inferior} presentan en general una estratificación ligeramente ondulante, así como un contacto erosional (oleadas). El espesor del horizonte 2 es de 60 cm (Figuras 26 y 27).

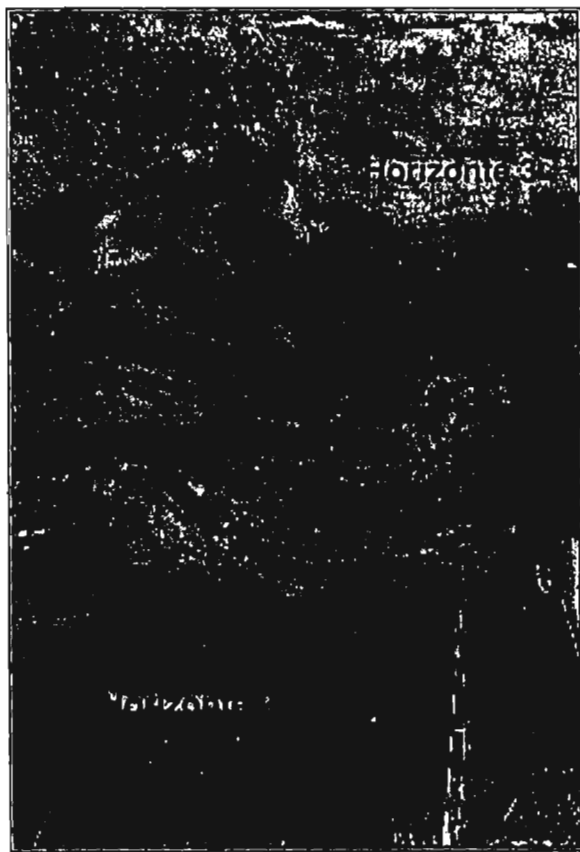


Figura 26. Contacto erosional entre los horizontes 2 y 3, pertenecientes al miembro J de la etapa formadora de maar.

Horizonte 3

Es una secuencia alternada de tobas de ceniza de 20 a 10 cm de espesor, con estratificación planar (Figura 28), ligeramente ondulante, con marcas deformación plástica además de canales en forma de "u" (Figura 29). Se presenta alternando con capas laminares de ceniza del tamaño de la arena fina, presentando estratificación interna ondulante.



Figura 27. Detalle del oleadas piroclásticas en el horizonte 2. Nótese la alta deformación plástica y los pequeños bloques transportados (suspensión).

Horizonte 4

Es una secuencia alternada de tobas de lapilli medio (1 a 3 mm de diámetro) interestratificados con depósitos de oleadas laminares de algunos milímetros a centímetros deformados plásticamente, abundante lapilli acrecional, evidencia de compactación por densidad, canales en forma de "u".

Porque no veder los horizontes 1, 2, 3 y 4 en un mismo paquete, sí todos son productos de oleadas piroclásticas.

Las estructuras del depósito varían en los horizontes 1 y 4, algunas de manera muy obvia y otras de manera muy sutil.

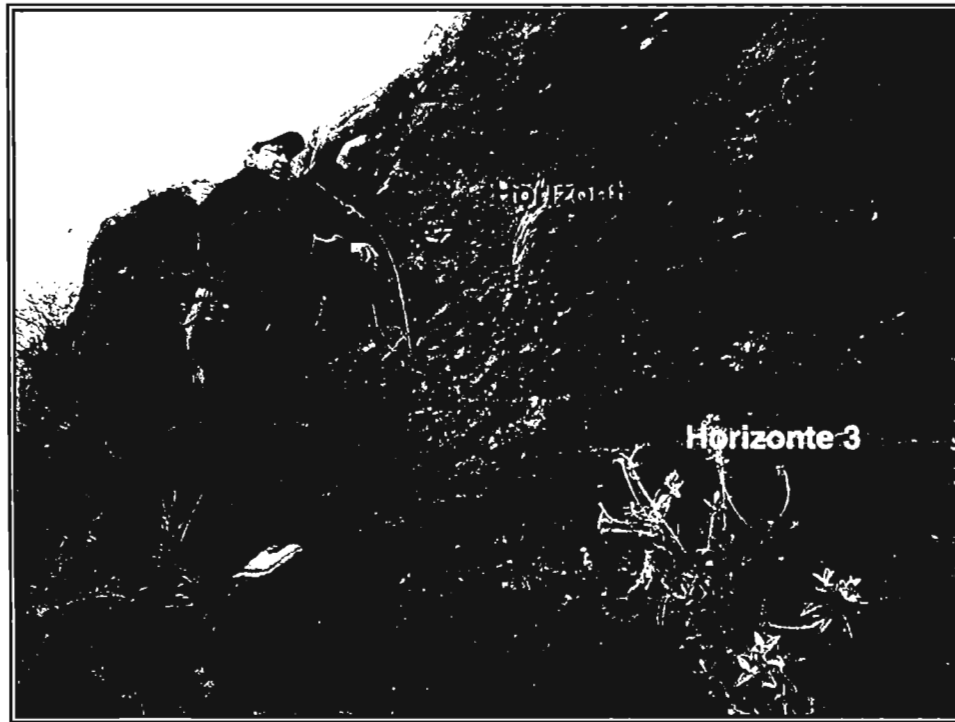


Figura 28. Contacto concordante entre los horizontes 3 y 4 del miembro J, donde existe una clara dominancia de oleadas piroclásticas.

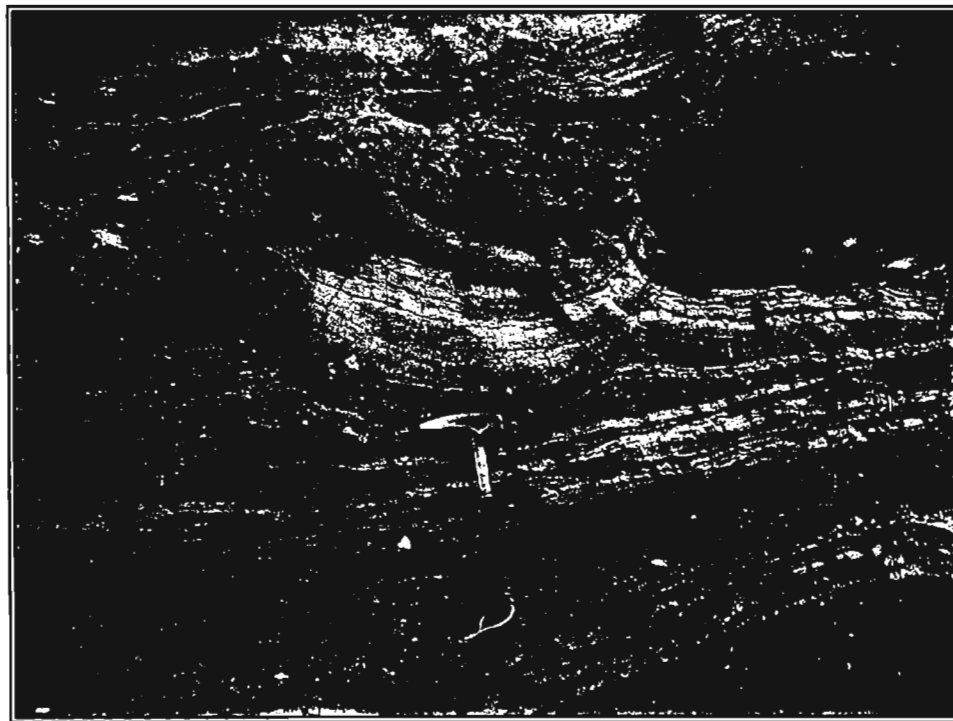


Figura 29. Detalle de canales en forma de "U" en el horizonte número 3. Observe la acción erosiva de un frente de oleada (lobular).

5.1.1 Etapa post-maar

▪ Unidad 6

Está compuesto por ~~M~~ los miembros K y L correspondientes a la etapa post-maar. Presentan capas arcillo arenosas formadoras de suelo y sobre éste un depósito de basalto escoriáceo.

• Miembro K

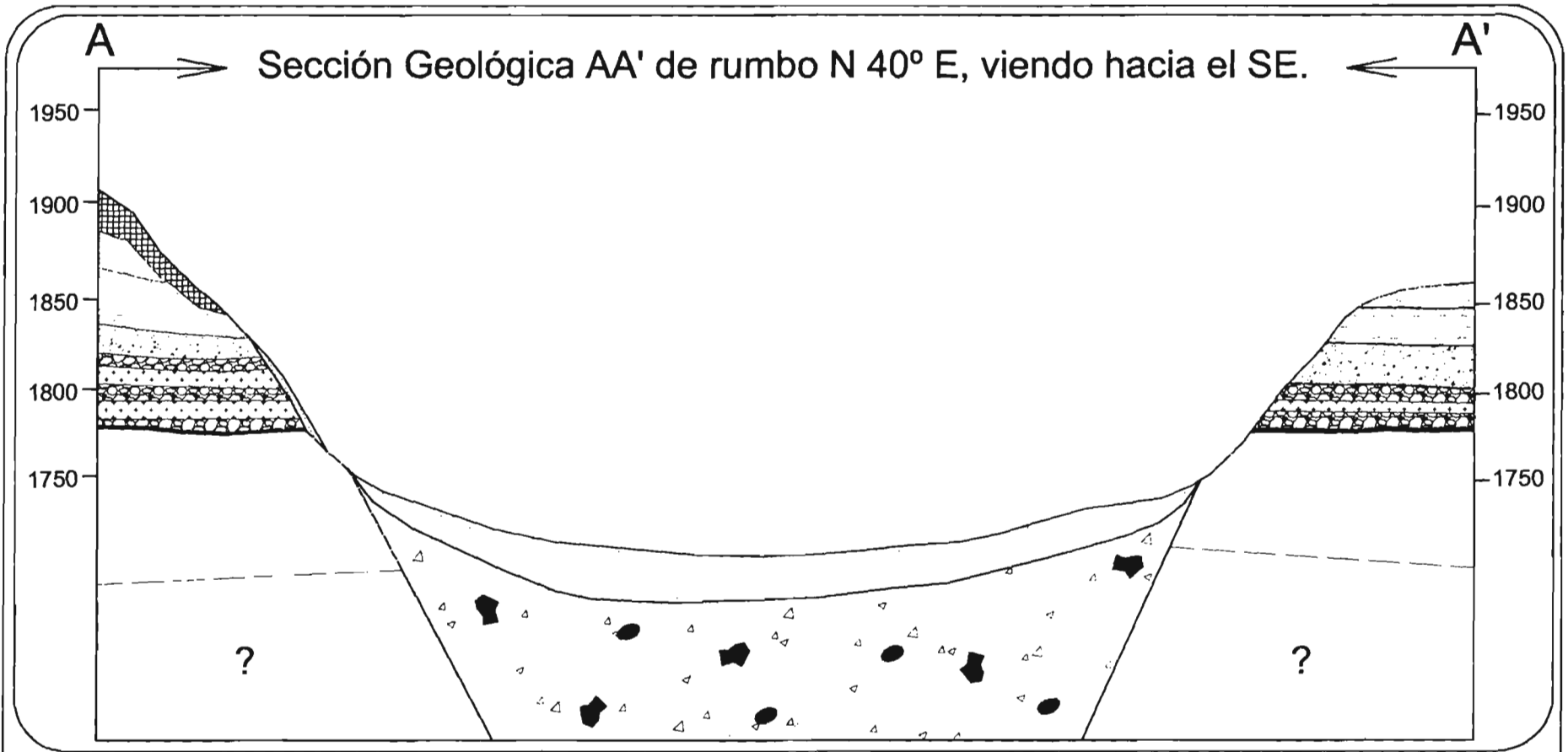
Compuesto por un suelo incipiente de unos 30 a 45 cm de espesor, de color pardo oscuro. El contacto con la roca que le suprayace aparece de manera discordante, indicando la zona de talud previa a la formación antropogénica de la pedrera (Figura 30).

• Miembro L

Derrames de basalto escoriáceo formando estructuras de salpicadura, muy rugoso, de color negro, con fenocristales de plagioclasa y minerales oscuros (anfíboles). Dicho depósito solo aparece sobre el flanco SSE del cráter, en los cuáles no hay evidencia de depósitos de oleadas piroclásticas que por lo general cubren casi totalmente el borde del cráter a excepción del lugar que ocupa éste derrame.



Figura 30. Contacto discordante entre las unidades D-1, K y L. Las unidades K y L pertenecen a la etapa post-maar, mientras que la unidad D pertenece a la etapa formadora de maar.



ETAPA		EXPLICACION	
Post-Maar	}		Aluvión y/o talud
			Basalto escoriáceo
Formadora de Maar	}		Miembros G, H, I y J
			Miembros D, E y F
			Miembros A, B y C
Post-Maar	}		Aglomerado + lavas basálticas
			Brecha de relleno
			Paleosuelo
			Unidad pre-Maar



	UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ	
	FACULTAD DE INGENIERÍA ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA	
SECCION GEOLÓGICA A - A'		
Iván Rafael Puente Solís	Asesoró: Gerardo Carrasco N. Ricardo Saucedo G.	Figura 31 Febrero 2004

5.2 Análisis de Laboratorio

Los análisis de muestras de tefra en el laboratorio comprenden técnicas interdependientes que generalmente no requieren equipo analítico elaborado. Consisten en análisis granulométrico, análisis de componentes.

5.2.1 Características Granulométricas

El análisis de tamaño de partículas en muestras piroclásticas es una técnica estándar de caracterización textural, que durante los últimos 20 años ha estado incrementando su uso para interpretar y conocer más sobre los mecanismos de transporte y deposición de las partículas que conforman un flujo piroclástico (Wohletz, K., and Heiken, G., 1992). En el capítulo II referente a la metodología de trabajo, se describieron los procedimientos correspondientes al análisis granulométrico de manera detallada. El análisis granulométrico se realizó a 40 muestras tomadas tanto en la secuencia eruptiva (32), como en localidades cercanas al cráter (8). La separación granulométrica fue realizada a intervalos de 1 ϕ entre los tamaños de tamices -6ϕ y 4ϕ (64mm - 1/16mm), para posteriormente medir el peso individual y estimar el peso porcentual de cada intervalo. Con estos datos se construyen histogramas y curvas acumulativas de frecuencia en papel de distribución probabilística. Además, mediante éstas últimas se obtienen los parámetros de Inman (Mediana $Md \phi = \phi_{50}$, e Índice de clasificación $\sigma \phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2$) (Tabla 5).

Tabla 3. Parámetros descriptivos de clasificación para depósitos sedimentarios y piroclásticos (Tomado de Cas y Wright, 1987).

Clasificación	Depósito sedimentario	Depósito piroclástico
0-1	Muy bien a moderadamente clasificado	Muy bien clasificado
1-2	Pobremente clasificado	Bien clasificado
2-4	Muy pobremente clasificado	Pobremente clasificado
> 4	Extremadamente pobre clasificado	Muy pobremente clasificado.

Es importante indicar que los términos arcilla, arena, grava, etc., son empleados en éste trabajo sólo para indicar el tamaño de los clastos volcánicos

(Tablas 3 y 4), es decir, no indica ningún origen epiclástico o retrabajado, ni implica características de forma, referente a la redondez y esfericidad del fragmento.

Tabla 4. Características granulométricas de los depósitos piroclásticos y su equivalente sedimentario (Fisher, 1982).

Tamaño de clasto	Piroclasto	Equivalente sedimentario	Depósito Piroclástico	
			No consolidado	Consolidado
	Bloque, bomba		Aglomerado, capa de bloques o bombas y bloques	Aglomerado, brecha piroclástica
64 mm				
	Lapilli		Estratos o capas de lapilli	Toba de lapilli
2mm		Arenas		
	Ceniza gruesa		Ceniza gruesa	Toba gruesa
1/16 mm		Limos		
	Ceniza fina		Ceniza fina	Tobas finas

En la tabla 5 se muestran los parámetros de Inman obtenidos para las muestras del cráter La Cíntora. Estos parámetros intervienen fuertemente en la etapa interpretativa, obteniendo datos como la distribución del tamaño del grano, clasificación, forma de los fragmentos, abundancia relativa de los componentes, espesor de los depósitos, extensión de la superficie cubierta, tamaño, distribución y forma de las capas, así como los ángulos deposicionales con los cuales se pueden interpretar las tasas de magma-agua en el sistema, profundidad de la interacción magma-agua y geometría del cráter (Wohletz, 1986); ya que en cada

erupción hidrovulcánica intervienen los mismos factores pero a diferentes intensidades, creando cada tipo de depósito en particular una distinta firma eruptiva.

Tabla 5. Parámetros de Inman obtenidos del cráter Hoya La Cíntora.

MUESTRA	Φ 16	Φ 50	Φ 84	Md Φ	M Φ	σ Φ
HC-034-A1	-5.72	-4.07	-5.72	-4.07	-3.52	2.20
HC-034-A2	-5.10	-3.37	-0.80	-3.37	-2.95	2.15
HC-034-B	-6.42	-5.12	-2.43	-5.12	-5.77	1.96
HC-034-D1	-5.00	-2.79	0.19	-2.79	-2.41	2.60
HC-034-D2	-4.40	-2.94	-0.40	-2.94	-2.40	2.00
HC-034-E1	-4.98	-2.09	0.91	-2.09	-2.04	2.95
HC-035-D	-5.15	-4.29	-2.48	-4.29	-3.82	1.34
HC-035-E1	-4.39	-2.60	-0.74	-2.60	-2.57	1.83
HC-035-E2	-4.28	-2.32	-0.60	-2.32	-2.44	1.84
HC-035-F	-5.31	-5.10	-2.96	-5.10	-4.14	1.18
HC-035-G1	-4.36	-2.51	-0.20	-2.51	-2.28	2.08
HC-035-G2	-4.20	-2.30	-0.09	-2.30	-2.15	2.06
HC-036-A	-5.05	-2.81	-1.36	-2.81	-3.21	1.85
HC-036-B	-4.20	-2.80	-1.40	-2.80	-2.80	1.40
HC-036-C	-5.10	-3.53	-0.70	-3.53	-2.90	2.20
HC-036-D1	-4.31	-2.31	-0.31	-2.31	-2.31	2.00
HC-036-D2	-4.20	-1.88	0.89	-1.88	-1.66	2.55
HC-036-D3	-4.92	-2.96	-0.02	-2.96	-2.47	2.45
HC-036-D4	-3.93	-2.02	0.38	-2.02	-1.78	2.16
HC-036-D5	-4.43	-2.75	0.38	-2.75	-2.03	1.57
HC-036-E1	-3.80	-2.58	-0.75	-2.58	-2.28	1.53
HC-036-E2	3.69	2.56	-0.54	-2.56	-2.12	1.58
HC-036-E3	-4.20	-1.81	0.24	-1.81	-1.98	2.22
HC-036-E4	-4.28	-2.18	-0.05	-2.18	-2.17	2.12
HC-036-F1	-3.80	-1.81	-0.21	-1.81	-2.01	1.80
HC-036-F2	-4.48	-2.49	-0.14	-2.49	-2.31	2.17
HC-036-G1	-4.22	-2.20	0.66	-2.20	-1.78	2.44
HC-036-G2	-3.92	-1.82	0.11	-1.82	-1.91	2.02
HC-0312-A	-3.42	-1.61	0.54	-1.61	-1.44	1.98
HC-312-B	-3.49	-1.31	0.80	-1.31	-1.35	2.145
HC-313	-3.34	-2.20	-0.45	-2.20	-1.90	1.445
HC-314	-2.20	-1.15	0.59	-1.15	-0.81	1.395

Donde: Mediana Md Φ = Φ 50, índice de clasificación $\sigma \Phi$ = $(\Phi$ 84 - Φ 16 / 2), media M Φ = $(\Phi$ 16+ Φ 84 / 2), percentiles 16, 50 y 84: Φ 16, Φ 50 y Φ 84.

Los parámetros anteriormente mencionados para el cráter La Cíntora, fueron ubicados en las gráficas propuestas por Walker (1971), en la cuál, clasifica el tipo de depósito utilizando como parámetros, el índice de clasificación ($\sigma \phi$) y la mediana ($Md \phi$) (Figura 32).

En los diferentes paquetes que se muestran en la figura 33 (diámetro medio vs. Posición estratigráfica) se observan en grandes variaciones en el tamaño medio de grano y no presentan una ritmicidad conforme aumenta la posición estratigráfica, más bien se comportan de una manera desordenada y caótica con marcados cambios en el inicio y término de la mayoría de los de los miembros, aunque algunos de éstos muestran una ligera continuidad miembro a miembro reflejando posiblemente pocas o nulas variaciones en la intensidad de la energía eruptiva. Sin embargo, se observa una bien marcada tendencia general a disminuir el tamaño medio de las partículas hacia las partes superiores de la secuencia estratigráfica. Así mismo, debe destacarse el notorio pico del miembro B que corresponde a una brecha heterolitológica caótica con clastos muy gruesos, muy angulosos que podrían representar una brecha de explosión durante los momentos inmediatos al inicio de la formación del cráter. Por el contrario, una apreciable producción de material fino se observa hacia la parte superior de la secuencia de la unidad 5, la cuál coincide con un cambio en el estilo eruptivo, correspondiendo al emplazamiento de oleadas basales con estratificación cruzada y estructuras de deformación que indican flujos diluidos de muy alta energía.

También en la figura 34 (Clasificación vs. Posición estratigráfica) se observan las variaciones verticales en la clasificación o selección de las muestras, observando que las muestras del volcán Hoya La Cíntora varían de pobre a moderadamente clasificados aunque gran parte del universo muestreado se presenta regularmente clasificado. Cabe recordar que el muestreo y análisis granulométrico se realizó a toda la secuencia formadora de maar y a la parte superior de la unidad pre-maar que incluye solo una muestra para éste análisis, presentándose con tamaños promedio de gravas medianas a gruesas y pequeños bloques mostrando además una clasificación buena a regular en todo el espesor del miembro.

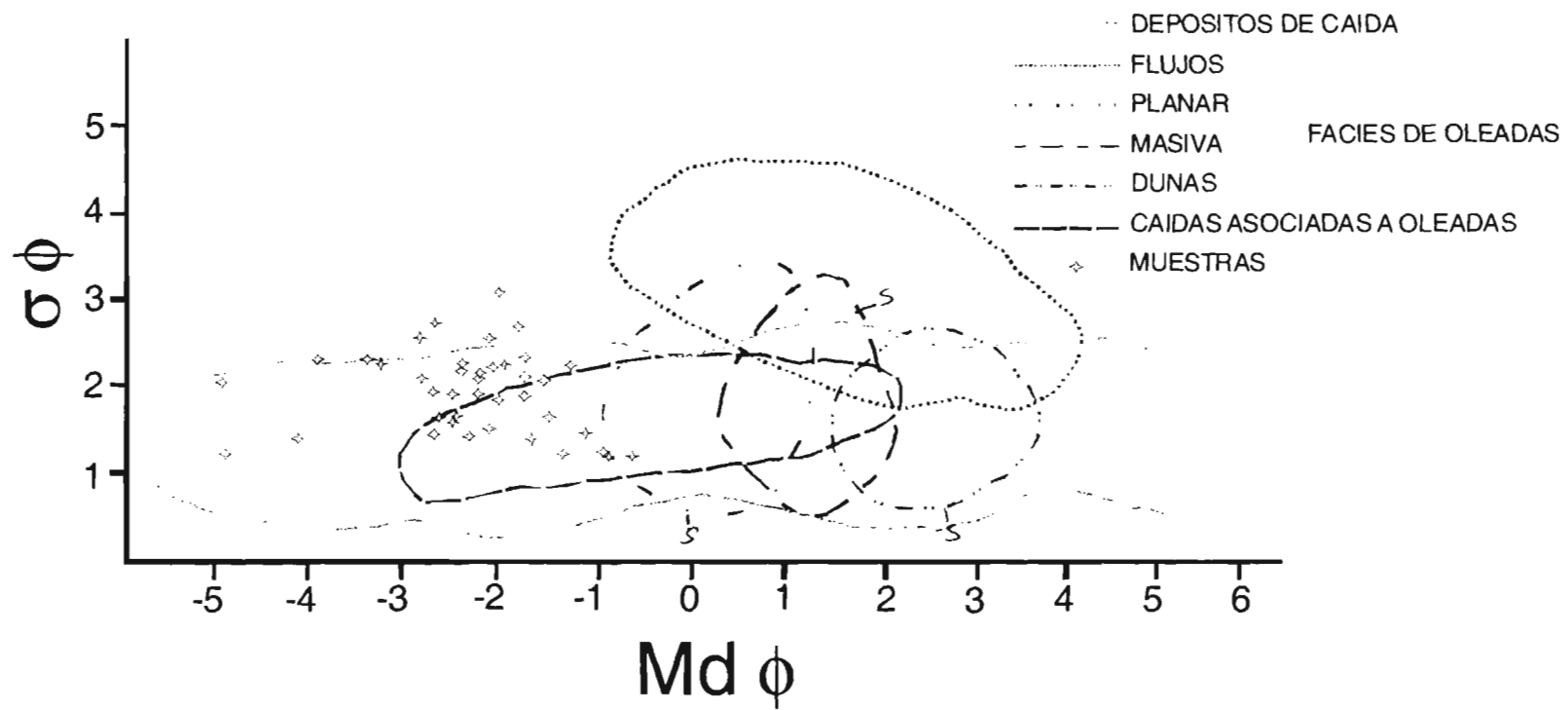


Figura 32. Comparacion de las características granulométricas de los principales depositos de oleadas y depositos de caída asociados a ellas (Walker, 1971).

aportes de gravas - 2φ = 16mm
Tiempo razon

Dentro de la secuencia maar, el miembro A muestra una clara transición en el tamaño medio de grano (Md) de -2 a -4 φ (4-16 mm), de gravas medianas a arenas gruesas hacia la parte superior de dicho miembro, mostrando una clasificación casi continua (2: bien clasificado), mejorando ligeramente ésta en la parte superior del miembro.

El miembro B es uno de los pocos miembros que no muestran una variación evidente en el tamaño medio de grano ya que muestra una uniformidad en el depósito con gravas gruesas y pequeños bloques, pero su clasificación es mejor hacia la parte basal del miembro.

El miembro D muestra una clara continuidad en el tamaño de grano de gravas pequeñas, aunque no presenta en sus miembros una clasificación semejante, ya que el horizonte superior (D-2) es ligeramente mejor seleccionado que el que le infrayace (D-1); mientras que el miembro E aumenta su tamaño promedio a gravas medianas, grandes y hasta bloques, además de ser pobremente clasificado, lo cuál indica un periodo explosivo continuo aumentando la intensidad en la parte final del periodo.

por que?

El miembro F presenta una disminución gradual de tamaño en la parte inferior continuando con una alternancia rítmica hacia la parte media del miembro para después mantenerse con ligeras variaciones en la parte superior del mismo, mientras que la clasificación del miembro permanece casi constante a excepción de una mejor clasificación en la parte basal superior, así como en la parte superior casi en el contacto con el miembro que le continúa.

El miembro G presenta una continuidad en el tamaño medio de arena gruesa a pequeñas gravas en la parte inferior del miembro y presentando en ésta misma parte una clasificación regular; mientras que hacia la parte superior del miembro, éste disminuye su tamaño medio aunque se vuelve pobremente clasificado. (2φ) (2φ)

8-6mm

bueno (1.5)

de cuenta a?

de -3 a -2 φ (8-4mm)

En el miembro H se presenta un ligero aumento en el tamaño medio de grano hacia la parte superior del miembro con fragmentos del tamaño de las gravas pequeñas mientras que la clasificación empeora ligeramente hacia la misma dirección; el miembro I mantiene una relativa uniformidad en el tamaño

de cuanto? (2 a 2.5 φ) media superior

(6-4mm)

vulgar?

promedio con fragmentos de gravas finas y presenta una clasificación ^{de acuerdo} pobre en la parte inferior del miembro a moderadamente clasificada en la parte superior del mismo. ?

El miembro J presenta en la parte basal del miembro tamaños promedio de gravas pequeñas aumentando hacia la parte media superior del mismo para después disminuir el tamaño de grano hacia la parte superior, mientras que la selección es mejor hacia la parte inferior graduando de bien seleccionada a regularmente clasificado.

(ese)

Aquí es cuando tienes que usar los valores de $Md - \sigma$ y moda, pues estos te van a caracterizar de una forma cuantitativa el depósito.

Diámetro medio vs. Posición estratigráfica

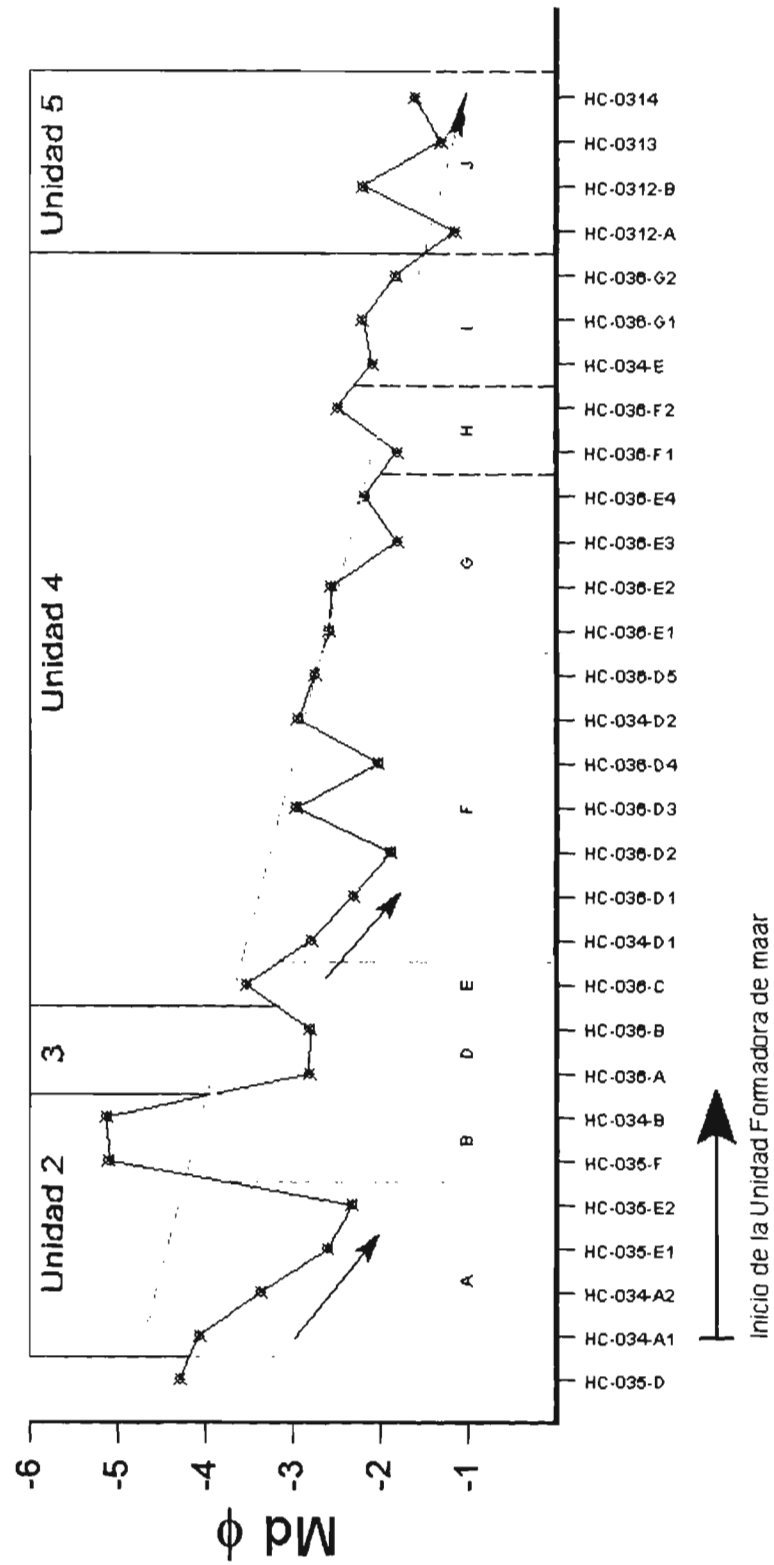


Figura 33. Variabilidad de Md φ con respecto a la posición estratigráfica.

Clasificación vs. Posición estratigráfica

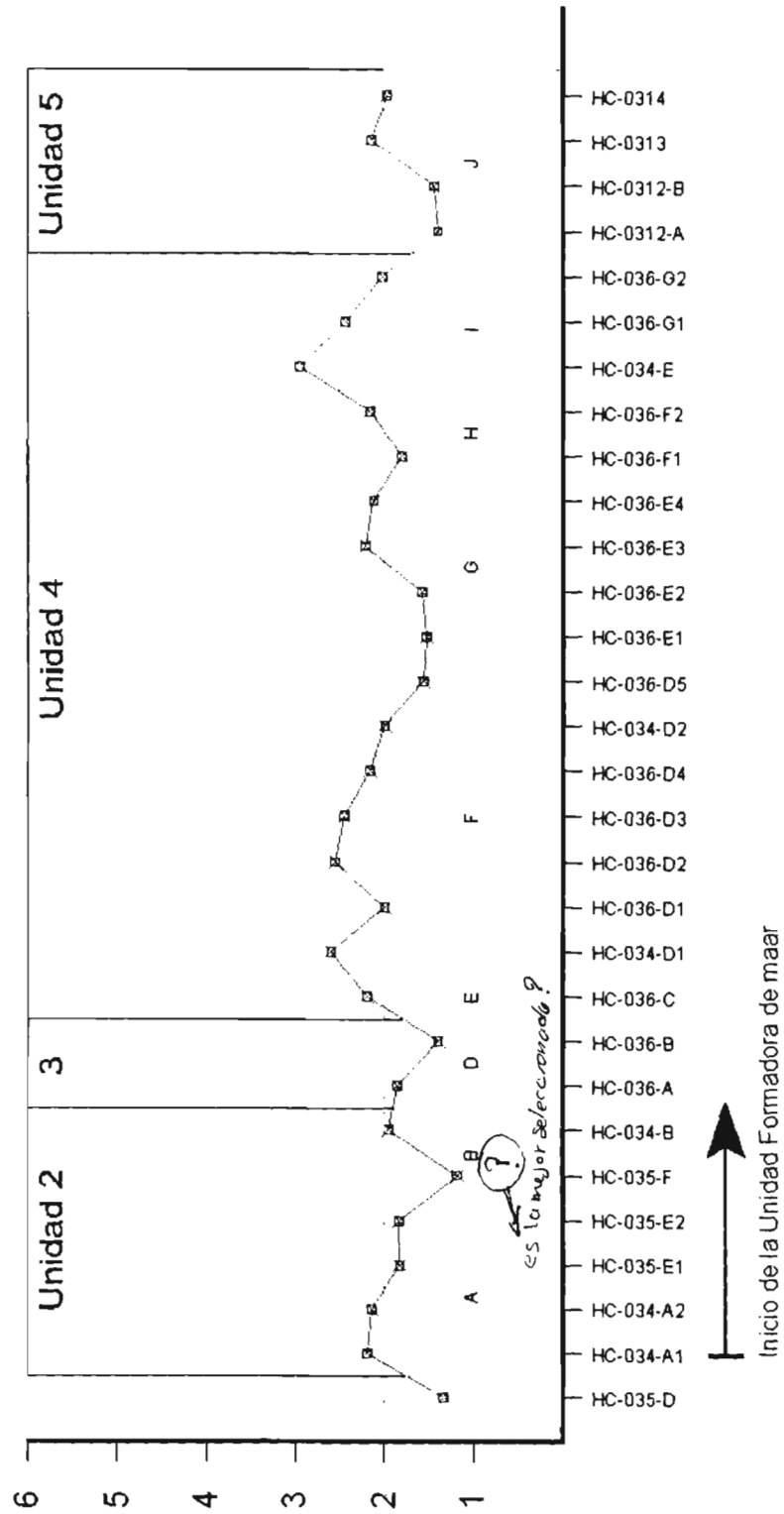


Figura 34. Variabilidad de σ con respecto a la posición estratigráfica.

5.2.2 Análisis de componentes

Como se indicó en el capítulo II, en la metodología de trabajo para la determinación de los diferentes componentes, se utilizó un microscopio binocular marca Nikon, modelo hfx-dx (10X – 63X). En primera instancia se identificaron los diferentes componentes que integran los depósitos piroclásticos en estudio, separando el material juvenil y líticos (basalto vesicular, basalto afanítico, roca alterada y oxidada), desde las fracciones gruesas (-5ϕ) hasta 0ϕ , límite en el cuál es muy difícil diferenciar entre los diversos componentes en la muestra.

El análisis se realizó cuarteando la muestra, tomando no menos de 15 fragmentos para la fracción gruesa, de 15 a 30 gramos para la fracción intermedia y no menos de 15 gramos para la fracción fina, algunos horizontes estaban fuertemente cargados de ceniza adherida en los fragmentos, razón por la cuál, se introdujeron los fragmentos a un limpiador ultrasónico Tyler dentro de un vaso de precipitado con agua destilada para después introducirlos en un horno de secado. Después de éste procedimiento, se volvieron a tamizar los horizontes implicados separando la poca cantidad de ceniza adherida, para después recalcular las gráficas de dichas muestras, sin observarse gran variación a las anteriores.

Los componentes líticos representan el lugar donde la roca encajonante fue fracturada e incorporada durante el ascenso del magma, dicha mezcla se presenta en condiciones de altos gradientes de presión hidráulica, en las paredes de la roca alrededor del cuerpo del magma ascendente. Para erupciones hidrovulcánicas 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. Es por esto que el tipo de líticos y su abundancia indican el nivel stratigráfico de interacción hidrovulcánica (Wohletz, 1986), aunque también cabe la posibilidad de mezcla de material previamente excavado y/o colapsado de las paredes del cráter.

Como se mencionó anteriormente la separación de componentes se realizó distinguiendo y calculando los porcentajes en abundancia de los fragmentos líticos (incluyen basalto, basalto vesicular además de oxidados y alterados), escoria juvenil y cristales.

no se incluye cristales y vidrio?
si
de cuarzo y partículas estroñadas he hilado.

Como se observa en la figura 35, la única muestra (HC-035-D) para granulometría que no forma parte de la etapa formadora de maar, pero si de la etapa precursora, contiene una gran cantidad de líticos, en su mayoría fragmentos alterados y oxidados concentrados especialmente en las fracciones finas y medias, disminuyendo éstos gradualmente así como también el contenido de escoria juvenil hacia las fracciones finas (Anexo

En el miembro A, que marca el inicio de la secuencia formadora de maar también existe una presencia abundante de líticos especialmente fragmentos de basalto, basalto vesicular y oxidados. Estos últimos presentan un máximo en ese nivel, pero van haciéndose menos abundantes hacia la parte superior del miembro A, en éste mismo segmento el contenido porcentual de escoria juvenil es de los más altos en la secuencia con hasta 44% de éste material, de la misma manera el contenido de cristales presentes en el miembro A es muy abundante en comparación con los valores arrojados por todos los demás miembros pertenecientes a la estratigrafía de La Cíntora.

hagamos cristales bascu

El miembro B presenta una predominancia de líticos cuya abundancia en orden descendente son basalto, alterados y basalto vesicular, mientras que el contenido de escoria juvenil y cristales es demasiado pobre en todo éste miembro.

El miembro D exhibe el mayor contenido de escoria juvenil y cristales en la sección, llegando ~~hasta arriba del~~ 70% y 10% respectivamente, mientras que el contenido de líticos es ~~mucho~~ muy pobre en comparación con los demás miembros de la sección del cráter. Hacia la parte superior del miembro D (horizonte D-1) el cuál también tiene una proporción alta de escoria juvenil, presenta un contenido de líticos similar a los demás miembros.

El miembro E es abundante en líticos primordialmente basalto y alterados y poca cantidad de escoria juvenil.

En el miembro F se observa un alto contenido de líticos, alrededor del 50%, observándose un marcado aumento en la parte media del miembro sobre todo en el contenido de basalto y fragmentos oxidados, se hace más notoria la presencia de basalto vesicular hacia la parte superior del miembro, aunque los demás

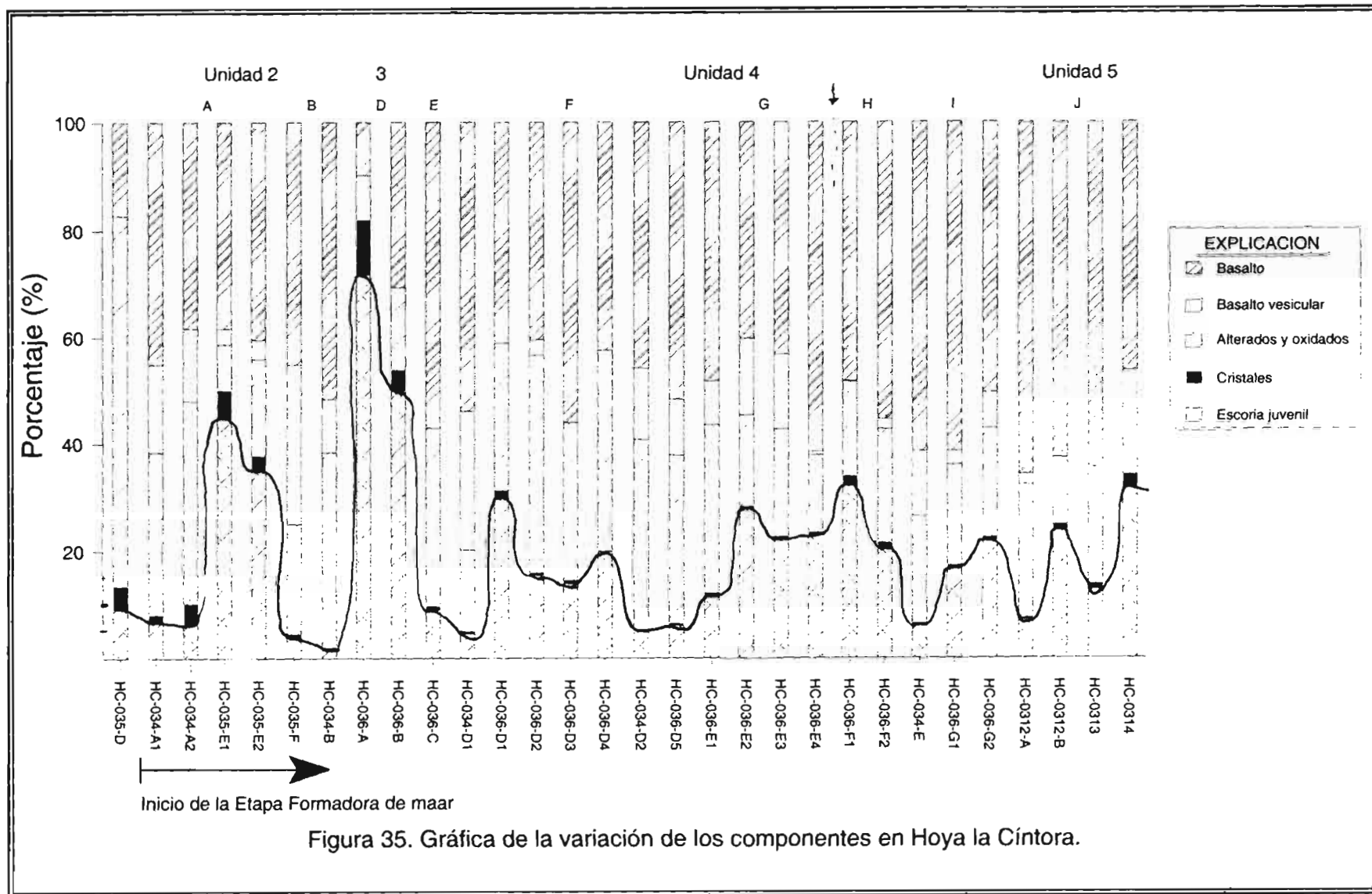
componentes líticos se comportan como en el resto del miembro piroclástico. La escoria juvenil se presenta al menos en dos grandes pulsos dentro del miembro mostrando aumentos claros en el porcentaje de hasta 30% y 20% en las partes inferior y media del miembro, mientras que el contenido de cristales es apenas perceptible.

El miembro G muestra también una dominancia[?] de líticos, el basalto es abundante hacia la parte superior del miembro. Aunque el contenido de alterados y oxidados es relativamente grande (hacia la parte basal del miembro), el contenido de escoria juvenil es mayor que el de los alterados y el basalto vesicular, excepto en la base del miembro.

En el miembro H existe una ^{predominio} dominancia en el contenido de líticos, especialmente basalto, oxidados y, escasamente basalto vesicular, mientras que el contenido de escoria juvenil mantiene una proporción relativamente grande, sobre todo en la parte inferior del miembro de hasta más del 30% de sus fragmentos.

El miembro I se comporta como la mayoría de los miembros de la sección del volcán, mantiene una predominancia de líticos, especialmente basalto y alterados, aunque la proporción de escoria juvenil es casi la misma cantidad que de alterados (20% aproximadamente) en especial en la cima del miembro. Éste miembro presenta también basalto vesicular y cristales, restringiéndose el primero hacia las zonas inferior y superior del miembro, mientras que los segundos se mantienen con variaciones casi imperceptibles.

El miembro J es dominado por líticos, especialmente basalto y oxidados, aunque la proporción de éste último es muy parecido al de la escoria juvenil, aunque su comportamiento es inversamente proporcional; es decir, mientras que la escoria juvenil es más abundante en las partes media y superior del miembro, los fragmentos oxidados lo son al inicio y en la parte media superior del mismo. El contenido de cristales aumenta de manera progresiva aunque lenta hacia la cima del miembro en cuestión.



CAPITULO V) INTERPRETACIÓN SOBRE LA HISTORIA ERUPTIVA.

El análisis detallado de la estratigrafía y sus relaciones han permitido determinar la historia eruptiva de La Hoya La Cíntora logrando aportar datos inéditos sobre el comportamiento de los cráteres de explosión en el Centro de México.

La estratigrafía del xalapasco La Cíntora se encuentra definida por tres grandes etapas o episodios que son: a) Etapa precursora del maar, b) Etapa formadora del maar, c) Etapa post-maar. Además, de ello se reconoce una unidad pre-maar que no tiene relación con la evolución eruptiva del cráter Hoya La Cíntora, y está representada por gruesos derrames de lava basáltica en la base de la secuencia expuesta.

Las etapas anteriores presentan una evolución que varía desde actividad efusiva, explosiva seca o estromboliana hasta freatomagmática pura intercalada con actividad estromboliana. Dicho cráter presenta una evolución diferente al modelo tradicional propuesto por Lorenz (1986), el cuál señala, que conforme el maar evoluciona, se producirá un cono de abatimiento del nivel freático del agua aportada por el acuífero, disminuyendo la mezcla magma-agua, produciendo al final un cono cinerítico o un lago de lava, para el caso de magmas basálticos.

5.1) Unidad pre-maar (Rocas no relacionadas a la evolución del maar).

Después de terminar la fase volcánica en el Mioceno, la cuál es fácilmente diferenciada en la parte occidental de la FVTM, se desarrolló una etapa volcánica de edad Pliocénica, cuya disposición general es E-W (López Ramos, 1979). En el CVMG, existe una distribución temporal en las lavas de 2.79 millones de años (Hasenaka et al, 1986) pasando por los fechamientos en volcanes escudo por Ban y colaboradores (1992) indican un volcanismo de edad Pliocénica hasta el reciente.

El cráter La Cíntora excava y deja expuestos en la parte inferior del cráter dos flujos masivos de basalto, los cuáles no tienen ninguna influencia o aporte en la formación del cráter. Es importante hacer notar que aunque dichos flujos no

intervienen en la creación y desarrollo del cráter de explosión, registran el evento volcánico más antiguo de la secuencia expuesta en las paredes del cráter La Cíntora. Se observa el primero de éstos en la base de la secuencia como un flujo masivo de composición basáltica, ligeramente vesiculado, mientras que el basalto superior no presenta dicha textura, aunque petrográficamente son muy similares. Ambos flujos pueden haber sido originados por un cono lávico, representando erupciones de baja explosividad que se originaron en una época mucho más antigua que la actividad que formó el cráter, por estar cubiertas por un suelo. Alternamente pudo tener su origen en flujos provenientes de un cono cinerítico vecino, ya que la concentración de éstos en el área es bastante alta (Hasenaka et al, 1985b). Estos derrames en conjunto muestran un espesor mínimo de 30 m, como parte de un gran periodo de volcanismo básico.

5.2) Etapa precursora de Maar.

Después del volcanismo pre-maar existió un periodo de calma volcánica, para después iniciar una actividad cambiante de efusiva a estromboliana, caracterizada por cuatro aglomerados volcánicos altamente oxidados, masivos, con estructuras de salpicado y de grandes bloques de aglomerado. Cabe indicar que las diferencias entre los anteriores depósitos son meramente estructurales, ya que los componentes son los mismos en todos los depósitos. Las estructuras encontradas en los aglomerados dan evidencia de los distintos parámetros en cada evento estromboliano, variando en cantidad de volátiles, temperatura, contenido de cristales y contenido de gases (Cas and Wright, 1987). Se infiere la formación de un cono lávico con un lago de lava que eventualmente formaba una fuente de poca altura con esporádicas pequeñas explosiones, pero sin una actividad explosiva muy intensa. Existen de manera intercalada depósitos de lava basáltica de color gris oscuro presentando una autobrecha en la base, la cuál se forma durante el emplazamiento de los flujos de lava. Es importante la observación de que las lavas anteriores presentan fenocristales de plagioclasa y piroxenos que se presentan a lo largo de la secuencia explosiva de La Cíntora.

Una razón por la cuál el material magmático ascendente no generó desde un principio erupciones freatomagmáticas, se cree que durante el ascenso del magma hacia la superficie se enfrió en las paredes del conducto, creando una mezcla viscosa que tiende a sellar el conducto, impidiendo así el contacto del agua subterránea con el cuerpo magmático (Gutmann, 2002). Alternativamente, se puede considerar un ascenso rápido debido a una tasa alta de efusión, lo cuál puede producir que el magma se instale a una profundidad muy somera, arriba del nivel freático regional, inhibiendo cualquier interacción magma-agua.

5.3) Etapa Formadora de Maar

La etapa formadora de maar refleja una alternancia de erupciones freatomagmáticas, freáticas y estrombolianas, que aunado a el tipo de erupciones descritas en la etapa previa (precursora de maar) refleja una evolución diferente a los modelos tradicionales.

Éste maar fue construido por erupciones freatomagmáticas de varias intensidades reflejando la estrecha relación existente de un antiguo acuífero con material magmático y manifestándose en la variabilidad de sus depósitos de brechas, tobas y oleadas piroclásticas. Dentro de ésta unidad se observan 4 unidades piroclásticas de las 6 que consta el cráter que son fácilmente distinguibles una de otra, englobando en total 10 miembros estratigráficos.

El inicio de ésta actividad representado por la unidad 2 (miembro A, B y C) está caracterizado por una erupción ligeramente freatomagmática que depositó una toba de ceniza con escasos líticos y juveniles marcando una fuerte erupción, inmediatamente después surgieron los primeros pulsos eruptivos, originando tobas brechoides y tobas de lapilli con escaso contenido de juveniles aunque el contenido de escoria juvenil se hace mas abundante hacia la parte superior del miembro y una disminución en el contenido de material alterado, mostrando un mayor aporte de material magmático hacia el final del pulso eruptivo, esto indica la instalación de una pequeña columna eruptiva con la formación simultánea de explosiones que ocurrieron en forma pulsante, mostrando las primeras interacciones magma-agua. En la parte intermedia y superior de la unidad 2, los

pulsos eruptivos que dieron origen a los miembros B y C fueron explosiones freáticas de alta energía ya que el aporte de sedimentos es casi exclusivamente de líticos y oxidados, no se observan fragmentos juveniles o se presentan en cantidades mucho muy pequeñas. El miembro B está formado por depósitos de brechas heterolitológicas de bloques con estructura caótica y sin ninguna gradación con tamaños máximos de hasta 1.4 a 1 m. Éste depósito representa una brecha de explosión de muy alta energía, aunque esencialmente de naturaleza freática en la que no hubo aporte de nuevo magma. El miembro C es un depósito masivo de tobas de ceniza muy bien consolidadas alternando con escasas capas y lentes brechoides de poca continuidad lateral y tamaño máximo de 1.4 m; representando un mayor aporte de agua al sistema, disminuyendo la energía de las explosiones y permitiendo ocasionalmente el transporte desordenado de clastos, pudiendo en ocasiones ser de tipo secundario.

si hay
material
juvenil.
OK

El miembro D conforma la unidad estratigráfica 3, los cuáles muestran el mayor aporte de material magmático (cerca al 70%) de la secuencia estratigráfica completa. Esto podría representar la instalación de una columna eruptiva originada posiblemente a poca profundidad, que produjo material de caída sin soldar de tipo estromboliano, es decir, representa un aporte magmático con una nula interacción magma-agua (Wohletz and Heiken, 1992). El foco debió localizarse muy cercano a la pared oriental del cráter ya que éste miembro no aparece en otras paredes del área en estudio. Hacia la parte superior del miembro se observa el mismo material de caída con una mayor presencia de líticos, lo que podría indicar un nuevo ensanchamiento de las paredes del cráter.

La unidad 4 formada por los miembros E, F, G, H e I muestra una alternancia burda de brechas de lapilli y tobas de ceniza, las cuáles se interpretan de la manera siguiente. El comienzo de dicho paquete (miembro E) fue originado por un pulso freático, ya que el contenido de escoria juvenil es escaso, además de presentar bloques de hasta 0.65 m; posteriormente los miembros F, G, H e I, presentan una serie de ~~varios~~ pulsos eruptivos freatomagmáticos, inyectando una mayor cantidad de magma al sistema en el inicio de los mismos y graduando a cantidades menores hacia la parte superior de los miembros. Cabe indicar también

que a partir del miembro G se observa una variación entre los componentes líticos ya que los fragmentos oxidados y alterados disminuyen hacia la parte superior de la secuencia, mientras que los fragmentos de roca basáltica se hacen mas abundantes manteniéndose en porcentajes promedio de 55%; esto puede representar la excavación progresiva y continua del cráter (Lorenz, 1986) encontrando la continuación del acuífero en los basaltos previos a la formación del maar que afloran en la base de las paredes del cráter.

La unidad 5, está representada por oleadas piroclásticas alternadas con escasas tobas de caída asociadas a éste tipo de flujos piroclásticos, las cuales fueron dispersadas de manera radial al cráter presentando estratificación cruzada, convoluta, deformación plástica, canales en forma de "u", lapilli acrecional y balísticos así como estructuras de impacto. En el miembro J se observa compuesto por dos pulsos eruptivos freatomagmáticos que indican la entrada de una mayor cantidad de agua al sistema, aunque al final se observa una mayor cantidad de material juvenil, en tanto que los componentes líticos en éste miembro mantienen el mismo comportamiento que en la unidad anterior.

Como conclusiones que entro una mayor cantidad de agua al sistema.

Por las estructuras húmedas a que se le llama húmedas en los depósitos.

El contenido de cristales en la unidad formadora de maar esta controlado por el contenido de escoria juvenil, ya que el magma se presenta cargado de fenocristales y al ocurrir las explosiones éstos quedan sueltos incorporándose al depósito, aunque las lavas que se encuentran en la unidad precursora de maar, deben aportar cristales en cantidades ligeramente menores. El aporte de escoria juvenil observado de manera individual por miembro, normalmente presenta un mayor aporte de magma hacia la parte final del mismo, excepto en los miembros G e I, se observa también que la cantidad de escoria juvenil se presenta con una mayor continuidad hacia la parte superior de la etapa formadora de maar, lo cuál nos indica un mayor aporte de magma o en éste caso en particular, una mejoría en la proporción de interacción con el agua en el sistema, otra evidencia de esto son las oleadas piroclásticas con grandes cantidades de estructuras relacionadas con el carácter húmedo de las erupciones.

Ya que la edad de La Cíntora fue fechada por Murphy en 1982 en 0.38 millones de años, las condiciones geohidrológicas preexistente en ese tiempo no

deben haber sido muy diferentes a las actuales. Como basamento local se tienen grandes espesores de basalto masivo fracturado que sirvió como roca almacén para el acuífero, aunque una evidencia para demostrar la existencia del acuífero en roca basáltica es el cráter mismo. Otra evidencia para esto es la gran abundancia de componentes líticos de basalto en toda la secuencia expuesta con pocas o nulas variaciones en el contenido a lo largo de la secuencia formadora de maar que sugiere que el agua que participó en las explosiones pudo haber estado alojada intrafractalmente en los basaltos.

En un medio poroso el agua se mueve despacio siguiendo un flujo laminar, pero en un medio fracturado se comporta como un flujo turbulento, aumentando la velocidad del flujo después de las primeras explosiones (Wohletz and Heiken, 1992). Por lo tanto, se asume que las primeras explosiones aumentaron la fragmentación del sustrato rocoso facilitando el flujo y por consiguiente el aporte de agua al sistema agua-magma logrando una mezcla óptima hacia el final de la etapa maar reflejándose en erupciones más explosivas lo que también expresa mayor aporte de material juvenil.

Por otra parte, las variaciones verticales del tamaño medio de partícula en los depósitos indican cambios en el ^{Meccursus} agente de transporte o medio fluido de los [?] clastos. Se observa una tendencia general a disminuir el tamaño de las partículas lo que sugiere un mayor aporte de agua conforme la evolución del cráter.

5.4) Etapa Post-Maar

La unidad Post-Maar se encuentra formado por los miembros L y M. El miembro L está compuesto por un suelo correlacionable con el suelo actual y que se encuentra en discordancia al miembro M que representa el último evento volcánico registrado en la secuencia expuesta en las paredes del cráter La Cíntora, presenta derrames de basalto escoriáceo de aspecto ^{de} salpicado.

Una vez terminado el depósito de las oleadas éstas gradúan al suelo actual. Parte de éste mismo suelo parece correlacionarse ^{con} en actitud discordante entre los miembros D de la etapa formadora de maar y el miembro M correspondiente a la etapa post-maar en un corte de la pedrera dentro de las paredes del cráter.

Dicho suelo presenta una inclinación correspondiente al talud existente cuando aconteció el depósito, mientras que los flujos de basalto salpicado deben de provenir de algún pequeño cono cinerítico ubicado al sur del cráter, ya que cubre los depósitos de la parte sur-sureste.

Wohletz y Heiken (1992) describen que las concentraciones promedio de fragmentos derivados de las rocas encajonates en los maares es del 60-80%, con escaso material juvenil. El análisis de componentes realizados a los depósitos del cráter se determina que el contenido de líticos (basalto, basalto vesicular, alterados y oxidados) se encuentra por encima del 75% en un análisis global de la secuencia encontrándose en el rango promedio para estas estructuras.

Dentro de La Cíntora existen variaciones laterales dentro de la misma estructura, dichas variaciones se presentan como restricciones laterales o falta de continuidad en miembros en las paredes del cráter, variaciones en espesor especialmente de norte a sur y horizontes en forma de lentes o cuñas sugieren una migración del o los focos volcánicos.

CONCLUSIONES

La ocurrencia de erupciones donde actividad estromboliana o efusiva precede a la formación de un maar está poco documentada a nivel mundial. En México se encuentran sitios como el campo volcánico de El Pinacate, Son., en él se encuentran cráteres de explosión creadores de conos de tobas, anillos de tobas y maares. En éste campo se registran 5 de 8 maares presentando actividad efusiva y estromboliana antes de las explosiones freatomagmáticas (Gutmann, 2002), un ejemplo de éste campo es el cráter El Elegante, el cuál mantiene una secuencia eruptiva que inicia con un flujo seguido por la formación de un cono cinerítico y continuando con una erupción de lava con inclusiones accidentales para después dar pie a la actividad freatomagmática (Gutmann, 1976). Sin embargo, existe una pobre documentación sobre la transición de la actividad estromboliana a freatomagmática. Otro ejemplo típico se encuentra en el cráter La Joyuela, San Luis Potosí, perteneciente al Grupo Ventura, el cuál comenzó con emisiones efusivas de lava basanítica precediendo a la formación de una brecha tobácea derivada de la explosión freatomagmática (Dávila, 2003).

De la observación, descripción y análisis de las estructuras, así como de los análisis granulométricos y de componentes en los depósitos de la secuencia expuesta se puede concluir que La Cíntora es un cráter de explosión del tipo maar (en sentido estricto) producido en un periodo relativamente corto del orden de algunos días, semanas o a lo más meses, en el cuál estuvieron implicados diferentes estilos de volcanismo. Incluyendo desde actividad efusiva y estromboliana en la etapa previa a la formación del maar, hasta actividad freatomagmática y estromboliana en la etapa creadora del xalapasco, reflejando una evolución diferente a los modelos tradicionales, donde los mecanismos de formación de éste tipo de estructuras supone un abatimiento progresivo en el nivel freático conforme avanza la erupción hasta que el suministro de magma se realiza sin aporte de agua formando un lago de lava o un pequeño cono cinerítico (Lorenz, 1986).

Una posibilidad por la cuál desde un principio no comenzaron las erupciones freatomagmáticas fue el hecho de que el agua que efectuaría la mezcla con el magma, se encontraba alojado en pequeñas fracturas en roca basáltica y que al ascender el magma no existió la proporción óptima para realizar explosiones hidrovulcánicas, realizando también un proceso de fracturamiento de los basaltos en la raíz del sistema magma-agua aunado a la presión hidrostática desplazando agua hacia la zona de fracturas, produciendo un flujo de agua cada vez mayor hasta que la proporción mejoró gradualmente provocando estructuras con mayor contenido de agua conforme fue evolucionando el maar (oleadas húmedas). Otra alternativa a considerar es un ascenso rápido del magma debido a una tasa alta de efusión, lo cuál puede producir que el magma se instale a una profundidad muy somera, arriba del nivel freático regional, inhibiendo cualquier interacción magma-agua.

*Tato de hacer los
parra-fos más cordos,
este es el mismo lago*

Hoya La Cíntora y las demás estructuras en el Campo Volcánico de Valle de Santiago deben estar relacionadas a una zona de debilidad cortical o una zona de fallas pre-existentes extendidas por 50 km en una dirección NNW (Murphy, 1982). Aunque el control estructural es importante así como la proporción magma-agua, no son los únicos factores que controlan la morfología y las características físicas de una estructura hidrovulcánica en particular, también influyen factores como el substrato rocoso, el tipo y nivel del acuífero, y las propiedades del magma (Shon, 1996), esto es fácilmente distinguible, ya que existen alineamientos que no producen maares en el CVMG.

Dentro de la etapa formadora del cráter, el aporte de agua al sistema mostró variaciones que se reflejaron en sus depósitos y en las estructuras internas que presentan. Desde erupciones freatomagmáticas continuadas por varios pulsos eruptivos en el inicio, variando a erupciones freáticas de alta energía que produjeron una brecha de explosión (miembro B) y tobaś de ceniza alternadas con capas y lentes brechoides (miembro C); las cuáles implican un ligero aumento en la cantidad de agua; además de erupciones secas implicando la ausencia de la interacción magma-agua, produciendo material de caída sin soldar de tipo estromboliano (unidad 3, miembro D). La unidad 4 que muestra una alternancia

burda de brechas de lapilli y tobas de ceniza, comenzó con un pulso freático (miembro E), evolucionando a una serie de pulsos freatomagmáticos inyectando una mayor cantidad de agua al sistema en el inicio de los miembros F, G, H e I, disminuyendo hacia la parte superior de cada uno de ellos. La parte final de la etapa formadora de maar está representada por la unidad 5, correspondiente a oleadas piroclásticas alternadas con escasas tobas de caída, éstos depósitos se encuentran compuestos por dos pulsos eruptivos freatomagmáticos que indican un aporte de agua al sistema, produciendo estructuras características en depósitos húmedos.

Existen algunas variaciones laterales de los depósitos dentro del cráter, dichas variaciones se presentan como adelgazamientos y/o acuñaientos en miembros de la secuencia expuesta sugieren una migración del o los focos volcánicos presentando un adelgazamiento y acuñaiento especialmente hacia la parte sur.

Las conclusiones separen al capítulo anterior porque no los hoes más cordas y específicos.

BIBLIOGRAFIA

Aguilar-y-Vargas, V. H., y Verma, S. P., 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica internacional, vol. 26, num. 2, p. 195-272.

Álvarez Jr., Manuel., 1958. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. XX Congreso Geológico Internacional, 18 p.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H. and Takaoka, N., 1992. Ages of lavas from shield volcanoes in Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: Geofísica Internacional, Vol. 31, Num. 4, p. 467-473.

Carrasco-Núñez, G., 1997. Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlatépetl volcano, México: Geological Magazine, v. 134, p. 151-162.

Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, L., Robles, J., García, A., Rivera, J., y Metzger, C., 1995. Estudio vulcanológico y evaluación de las posibilidades geotérmicas de la región de Mexcaltepec, Puebla-Taxco, Tlaxcala: México, D. F., Instituto de Geología, UNAM-Comisión Federal de Electricidad.

Cas, R.A.F. and Wright J.V., 1987. Volcanic successions; modern and ancient: a geological approach to processes, products and sucessions. University press, Cambridge, 528 p.

Connor, Charles B., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México: Journal of Volcanology and Geothermal Resesarch, 33, p. 191-200.

Crowe, B. and Fisher, R.V., 1973. Sedimentary structures in base surge deposits with special reference to cross bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. Geology Society American Bulletin, 84, p. 663-682.

Darwin, C., 1836. Geological Observations. 3rd Edition, Smith, Elder and Company, London.

Dávila Harris, Pablo, 2003. Historia eruptiva del Cráter "La Joyuela", San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura UASLP.

De la Fuente G. J. y Verma S. P., 1993. Catálogo de aparatos volcánicos de la parte centro-occidental del Cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica Internacional, vol. 32, p. 351-386.

De Cserna, Z., 1958. Notes on the tectonics of Southern Mexico: American Association Petrology Geologic, v.86, p. 523-532.

Delgado-Granados, H.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Hasenaka, T., y Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: Geofísica Internacional, 34, p. 341-352.

Dellino, Pierfrancesco, 2000. Phreatomagmatic deposits: fragmentation, transportation and deposition mechanisms. Terra Nostra 2000/6: International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.2., núm. 2., p. 172-187.

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., y Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico –Oligocene to Present: Geofísica Internacional, vol. 33, num. 1, p. 91-105.

Ferrari, Luca., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. LIII, p. 84-92.

Fisher, R. V. , 1977. Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. Geology Society American Bulletin, 88, p. 1287-1297.

Fisher, R.V., Heiken G. and Hulen J.B. 1997. Volcanoes, Crucibles of change. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 317 p.

Fisher, R.V., and Schmincke, H.V., 1984. Piroclastic Rocks: Berlin, Springer, 472 p.

Gastil, G., y Jency, W., 1973. Evidence of strike – slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, en Kovach, R., y Nur, A., eds., Proceedings of the conference on tectonics problems of the San Andreas fault system: v. 13, Stanford University Publications, Geological Sciences, p. 171-180.

Gutman, J.T., 1976. Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico: Geological Society of America, Bulletin 87, p. 1718-1729.

Gutmann, J.T., 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 113, p. 345-356.

Hasenaka, T., and Carmichael, I.S.E., 1985a. A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central México: *Geofísica Internacional*, 24, p. 577-607.

Hasenaka, T., and Carmichael, I.S.E., 1985b. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 25, p. 104-124.

Hasenaka, T., and Carmichael, I.S.E., 1986. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: *Petrology and Chemistry: Journal of Petrology*, Vol. 28, p. 241-269.

Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 63, p.13-31.

Hearn, B. C. Jr., 1968. Diatremes with affinities in north-central Montana. *Science*, 159, p. 622-625.

Heiken, G., 1974. An atlas of Volcanic Ash. *Smithsonian Contr. Earth Sciences*, 12, 101 p.

Heiken, G., and Fisher, R.V., 2000. Water and magma mix – A history of the concepts of hydrovolcanism (1819 – 1980). *Terra Nostra 2000/6: International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel*, p. 165-189.

Johnson, C., y Harrison, C., 1989, Neotectonics in central Mexico: *Phys Earth Planet International*, v.64, p. 187-210.

López-Hernández, A., 1995. Estudio regional volcánico y estructural de la zona geotérmica de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia*, v. 11, p. 17-36.

López Ramos, E., 1979. Provincia del Eje Neovolcánico en Geología de México: México, Edición del autor, tomo III, p. 22-42.

Lorenz, Volker., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48: 265 – 274.

- Lorenz, Volker., 1987. Phreatomagmatism and its relevance. *Journal Geology*, 62: 149-156.
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, vol. 13, p. 54-57.
- Menard, H., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction: *Journal Geology*, v. 86, p. 181-201.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt, structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- Mooser, F., y Maldonado-Koerdell, M., 1961. Tectónica penecontemporánea a lo largo de la costa Mexicana del Océano Pacífico: *Geofísica Internacional*, vol. 1, num. 1., p. 3-19.
- Murphy, G.P., 1982. The Chronology, Pyroclastic Stratigraphy, and Petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico. Thesis of Master.
- Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 93, p. 514-523.
- Ordóñez, E., 1900. Les volcanoes du Valle de Santiago: *Memorias de la Sociedad Científica. Antonio Alzate*, v.14, p. 299-326.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S. y Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo: México, D. F., Instituto de Geología-UNAM, Consejo de recursos minerales, SEMIP.
- Pardo, M., y Suarez, G., 1993. Sep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Journal Geophys Research*, v. 20, p. 2391-2394.
- Pardo, M., y Suarez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal Geophys Research*, v. 100, p. 12357-12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Geological Society of America*, map and Chart series MCH072, p. 9-16.

Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1986. Structural behavior of a continental arc: The Mexican Volcanic belt. The origin of arcs. *Developments in Geotectonics*, vol. 21, p. 509-525.

Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A. y Ferrari, M. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 40, p. 353-364.

Romero Rodriguez, Claudia V., 2000. Estratigrafía del cráter Atexcac, Puebla. Tesis de Licenciatura, UNAM.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México: *Geology*, vol. 24, num. 10, p. 921-924.

Schmincke, H. -U., 1977. Phreatomagmatische phasen in quartären vulkanen der Osteinfel. *Geo. Jahrb.*, 39: 3-45.

Schmincke, H. -U., Fisher, R.V., and Waters, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology*, 20, p. 553-574.

Secretaría de Energía, Minas, e Industria Paraestatal. Consejo de Recursos Minerales., 1992. Monografía Geológica-Minera del estado de Guanajuato, publicación M-6e, primera Edición, 136 p.

Self, S. and Sparks, R. S. J., 1978. Characteristics of wide-spread pyroclastics deposits formed by the interaction of silicic magma and water: *Bulletin of Volcanology*, 41: 1-17.

Sheridan, M. F. and Updike, R. G., 1975. Sugarloaf Mountain tephra – a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin. *Geology Society American Bulletin*. 86, p. 571-581.

Sheridan, M. F. and Wholetz, K. H. 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 17, p.p. 1-29.

Shon, Young Kwan, 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 1199-1211.

Shurbet, D. H. and Cebull, S. E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, vol. 101, p. 159-165.

Silva-Mora, L., 1979. Contribution a la connaissance de L'axe Volcanique Transmexicain: Etrude geologique et petrologie des lavas du Michoacán Oriental: Unpubl. Ph.D. thesis, Universite Marseille, France.

Steininger, J., 1819. Geognostische Studien am Mitterlhein. Mainz, 223 p.

Suter, M., 1992. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America: Neptectonics of North America, The geology of North America, decade map, Geological Society of America, vol. 1, p. 401-421.

Suter, M., Aguirre-Díaz, G., Siebe, C., Quintero, O. and Komorowski, J. C., 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Field Trip Guide, Geology Society American, p. 224-243.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., and Farrar, E., 1995a. The Aljibes half-graben-Active extensión at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico: Geology Society American Bulletin, vol. 107, No. 6, p. 627-641.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Farrar, E., 1995b. The Acambay Graben active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: Tectonics, vol. 14, No. 5, p. 1245-1262.

Uribe-Cifuentes, R. M. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, México. Geofísica Intenacional, Vol. 38, Num. 4, p. 217-230.

Urrutia-Fucugauchi, J., and Böhnell, H., 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, v. 138, p. 319-323.

Urrutia-Fucugauchi, J., y Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 38, p. 18-38.

Urrutia-Fucugauchi, J. and Uribe-Cifuentes, R. M., 1999. Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. International Geology Review. Vol. 41, p. 1067 – 1081.

Von Humboldt, A., 1808. Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne: París, Francia. Shoell, p.905.

Walker, G.P.L., 1971. Grainsize characteristics of pyroclastic deposits: *Journal of Geology*, vol. 79, pp. 696-714.

Walker, G.P.L., and Croasdale R., 1972. Characteristics of some basaltic pyroclastics: *Bulletin of Volcanology*, 35: 303-317.

Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions- A new classifications scheme. *Geol. Rundsch.*, 62: p. 431-446.

Wallace, P. and Carmichael, I. S. E., 1989. Minette lavas and associated leucities from the western front of Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry and origin. *Contribution Mineral Petrology*, 103, p. 470-492.

Waters, A. C. and Fisher, R. V., 1971. Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *Journal Geophysics Research*. 76, p. 5596-5614.

Wohletz, K. H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: *Bulletin of Volcanology*, V.48, p. 245-264.

Wohletz, Kenneth and Heiken, Grant, 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley, Los Angeles, 432 p.

Wohletz, K. H. and Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Geology Society American Special Paper 180*, p. 177-194.

Wohletz, K. H. and Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal Science*, 283: p. 385-413.

Zimanowski, B., 1986. Fragmentations prozesse beim explosiven Vulkanismus in der Westeifel. Dr. rer nat Thesis (unpublished) John Gutenberg Universitat Mainz.

ANEXO 1. PORCENTAJE (%) DE PESO INDIVIDUAL PARA ANÁLISIS GRANULOMETRICO

No. DE MALLA MUESTRA	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	>4
HC-034-A1	12.19	19.50	18.60	16.05	12.00	7.90	4.84	3.02	1.90	1.49	1.09	1.42
HC-034-A2	0.00	21.95	18.58	15.30	15.83	11.25	6.57	3.16	1.79	1.66	1.56	2.36
HC-034-B	25.34	30.62	20.51	5.70	3.48	3.16	3.65	3.10	2.00	1.28	0.68	0.47
HC-034-D1	0.00	16.18	16.19	14.77	14.22	12.16	11.32	7.67	4.23	1.92	0.70	0.63
HC-034-D2	0.00	7.87	17.12	24.32	15.52	11.94	11.44	6.78	3.06	1.28	0.41	0.27
HC-034-E1	0.00	15.59	10.66	12.67	12.61	12.15	15.28	5.62	10.96	2.85	1.09	0.52
HC-035-D	0.00	29.98	28.97	19.41	9.18	4.80	2.84	1.52	0.95	0.74	0.59	1.01
HC-035-E1	0.00	6.54	14.76	20.26	20.95	17.45	12.70	3.56	1.41	1.05	0.59	0.72
HC-035-E2	0.00	8.17	9.06	17.39	23.31	19.58	13.67	4.60	1.53	1.03	0.66	1.00
HC-035-F	0.00	58.80	18.44	9.39	4.57	2.83	2.30	1.50	0.88	0.54	0.29	0.47
HC-036-A	0.00	18.40	11.21	15.01	26.68	17.84	6.09	1.87	1.11	0.87	0.53	0.37
HC-036-B	0.00	6.60	12.81	25.39	27.94	17.00	7.16	1.56	0.59	0.47	0.28	0.20
HC-036-C	0.00	23.52	19.27	15.79	13.03	10.03	8.13	4.91	2.60	1.47	0.73	0.52
HC-036-D1	0.00	4.41	16.21	14.77	21.46	16.57	14.99	5.58	3.46	1.48	0.62	0.46
HC-036-D2	0.00	7.14	11.82	11.78	17.25	12.79	13.92	10.55	7.47	4.68	1.87	0.72
HC-036-D3	0.00	14.94	19.11	14.89	12.95	11.78	11.16	7.41	4.23	2.28	0.91	0.34
HC-036-D4	0.00	8.10	7.23	18.90	16.61	15.63	14.02	9.48	5.59	2.87	1.10	0.47
HC-036-D5	0.00	6.64	20.95	19.30	12.86	9.97	10.56	9.17	5.92	3.13	1.14	0.38
HC-036-E1	0.00	0.00	11.98	25.83	28.27	15.25	9.62	4.57	2.37	1.32	0.55	0.24
HC-036-E2	0.00	6.20	2.74	28.21	28.43	14.23	9.07	5.50	3.01	1.60	0.67	0.34
HC-036-E3	0.00	8.90	9.29	12.50	16.32	16.52	17.82	10.24	4.76	2.18	0.94	0.53
HC-036-E4	0.00	10.24	8.46	15.11	19.66	17.04	13.66	8.36	4.16	1.86	0.84	0.61
HC-036-F1	0.00	4.74	9.03	12.60	19.14	22.07	20.01	8.31	2.15	0.91	0.48	0.56
HC-036-F2	0.00	11.05	10.75	18.64	18.25	14.45	12.28	7.82	4.11	1.78	0.59	0.29
HC-036-G1	0.00	7.21	12.60	19.03	14.04	11.73	12.56	10.14	6.87	3.92	1.41	0.49
HC-036-G2	0.00	8.60	6.81	14.47	16.59	18.09	17.75	10.86	4.63	1.57	0.45	0.19
HC-0312-A	0.00	0.00	8.32	16.30	18.85	15.92	17.31	12.14	6.12	2.89	1.18	0.97
HC-0312-B	0.00	2.45	9.15	11.04	17.52	14.58	17.60	13.97	8.21	3.70	1.20	0.56
HC-0313	0.00	0.00	4.89	21.76	29.49	20.03	13.07	6.17	2.58	1.18	0.41	0.42
HC-0314	0.00	0.00	0.00	3.96	17.54	33.57	20.49	13.32	6.79	3.09	0.96	0.28

*irps

ANEXO 2. ANALISIS DE COMPONENTES

		COMPONENTES (gr.)				
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-034-A1	-6		309.87			
	-5	161.01	279.73	51.62		3.73
	-4	112.83	71.41	246.00		15.64
	-3	167.21	109.26		3.31	65.64
	-2	75.75	32.75		6.38	22.75
	-1	23.57	9.34		8.88	7.01
	0	5.78	1.99		3.86	1.66
	Peso (gr.)	546.15	814.35	297.62	22.43	116.43
HC-034-A2	-6					
	-5		297.27	146.83		
	-4	117.99	131.71	41.71		52.61
	-3	204.81	71.81	6.14	4.87	19.07
	-2	160.22	24.62		15.81	12.18
	-1	65.30	7.82		29.36	3.87
	0	7.63	0.81		8.30	0.78
	Peso (gr.)	555.95	534.04	194.68	58.34	88.51
HC-034-B	-6	377.95	435.52			
	-5	266.06	483.34	233.10		
	-4	243.39	367.82	46.53		
	-3	68.54	101.73			12.60
	-2	39.37	50.18		0.74	12.78
	-1	36.33	30.75		4.62	12.17
	0	7.64	5.31		2.65	2.18
	Peso (gr.)	1039.28	1474.65	279.63	8.01	39.73
HC-034-D1	-6					
	-5	42.25	320.33	130.75		
	-4	130.57	223.39	140.13		
	-3	46.20	245.81	143.77	0.71	
	-2	21.51	90.01	33.79	1.05	40.38
	-1	16.55	47.16		4.44	31.47
	0	3.30	7.28		2.06	4.40
	Peso (gr.)	260.38	933.98	448.44	8.26	76.25
HC-034-D2	-6					
	-5	81.88	65.18	54.45		
	-4	152.71	160.17	101.01		
	-3	199.91	317.18	71.54		4.70
	-2	97.13	116.43		0.26	35.42
	-1	43.73	39.79		2.55	34.27
	0	6.66	5.58		0.93	5.02
	Peso (gr.)	582.02	704.33	227.00	3.74	79.41
HC-034-E1	-6					
	-5	95.54	128.07	475.67		
	-4	290.99	135.45	34.78		6.38
	-3	237.52	226.85			99.27
	-2	186.28	69.88		3.47	86.18
	-1	39.99	28.82		4.42	43.06
	0	5.38	3.43		1.63	7.5
	Peso (gr.)	855.70	592.50	510.45	9.52	242.39

		COMPONENTES (gr.)				
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-035-D	-6					
	-5	132.22	179.07			35.67
	-4	284.45	7.38			43.51
	-3	200.32			12.12	12.14
	-2	88.52	0.34		13.86	3.43
	-1	32.62	0.19		13.23	2.46
	0	10.99			3.88	0.25
	Peso (gr.)	749.12	186.98	0.00	43.09	97.46
HC-035-E1	-6					
	-5		80.47			
	-4	8.44	114.46	10.70		47.92
	-3	25.55	79.14	13.54	3.78	127.15
	-2	27.49	30.40		16.73	134.55
	-1	7.81	9.93		21.08	48.61
	0	1.31	2.22		4.33	7.66
	Peso (gr.)	70.60	316.62	24.24	45.92	365.89
HC-035-E2	-6					
	-5		114.82			
	-4	10.68	75.17	29.09		12.27
	-3	49.92	85.84			108.50
	-2	58.97	31.83			111.35
	-1	19.47	11.77		16.89	37.85
	0	2.75	2.44		4.32	6.35
	Peso (gr.)	141.79	321.87	29.09	21.21	276.32
HC-035-F	-6					
	-5	228.96	563.30	553.00		
	-4	86.30	221.25	73.94		40.08
	-3	47.19	143.73	8.88		14.92
	-2	48.05	38.31		1.22	16.46
	-1	31.87	15.28		5.07	11.98
	0	5.68	3.02		2.74	3.65
	Peso (gr.)	448.05	984.89	635.82	9.03	87.09
HC-036-A	-6					
	-5		99.71			169.78
	-4	36.11			14.64	113.50
	-3	29.3			27.78	162.79
	-2	7.75			35.33	197.17
	-1	8.37			25.14	65.65
	0	1.36			4.52	9.61
	Peso (gr.)	82.89	99.71	0.00	107.41	718.50
HC-036-B	-6					
	-5		52.44			49.69
	-4	43.49	77.10			77.61
	-3	72.92	128.18		2.50	189.17
	-2	23.42	27.46		12.43	117.07
	-1	11.46	12.07		17.83	42.98
	0	1.81	1.78		5.30	6.77
	Peso (gr.)	153.10	299.03	0.00	38.06	483.29
HC-036-C	-6					
	-5	403.51	651.49			
	-4	207.56	575.80			81.10
	-3	217.55	363.44			127.05
	-2	128.01	79.10		2.30	37.49
	-1	32.71	18.29		4.24	17.34
	0	5.44	4.8		2.53	3.23
	Peso (gr.)	994.78	1692.92	0.00	9.07	266.21

COMPONENTES (gr.)						
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-D1	-6					
	-5		102.33			
	-4	130.49	140.87			104.82
	-3	91.02	151.01		1.42	99.29
	-2	88.50	67.66		5.09	95.99
	-1	19.75	20.41		7.53	43.02
	0	3.24	3.19		2.28	6.71
	Peso (gr.)	333.00	485.47	0.00	16.32	349.83

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-D2	-6					
	-5	109.13	100.28			51.74
	-4	187.72	191.06	40.68		12.96
	-3	153.36	212.82			64.75
	-2	99.92	65.32		1.22	53.83
	-1	38.64	22.98		2.58	37.12
	0	4.74	3.83		0.97	5.94
	Peso (gr.)	593.51	596.29	40.68	4.77	226.34

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-D3	-6					
	-5	121.88	251.94			
	-4	144.50	302.94			30.71
	-3	88.32	220.26			63.86
	-2	84.82	86.83		0.36	70.90
	-1	22.48	24.61		4.75	48.88
	0	3.35	3.38		0.94	7.52
	Peso (gr.)	465.35	889.96	0.00	6.05	221.87

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-D4	-6					
	-5	180.99	80.14			
	-4	84.40	121.91			27.42
	-3	154.19	299.13			157.87
	-2	82.82	72.47		1.15	55.59
	-1	21.85	21.59		2.66	26.13
	0	3.77	3.6		1.60	6.45
	Peso (gr.)	528.02	598.84	0.00	5.41	273.46

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-D5	-6					
	-5		54.34	90.16		
	-4	135.68	254.27	61.49		4.97
	-3	128.9	265.67			25.82
	-2	109.63	89.47		0.57	27.88
	-1	51.79	32.57		1.98	16.23
	0	6.52	5.59		1.14	2.53
	Peso (gr.)	432.52	701.91	151.65	3.69	77.43

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-E1	-6					
	-5					
	-4	55.64	83.24	82.52		
	-3	152.02	283.45		0.57	41.40
	-2	83.22	95.26		0.74	39.37
	-1	26.19	25.44		1.80	28.67
	0	4.38	3.16		1.12	7.1
	Peso (gr.)	321.45	490.55	82.52	4.23	116.54

	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-E2	-6					
	-5			171.97		
	-4		56.44	19.41		
	-3	157.01	411.59			213.49
	-2	55.70	50.64		1.58	104.00
	-1	15.75	15.57		2.99	38.94
	0	2.22	3.57		1.59	8.34
	Peso (gr.)	230.68	537.81	191.38	6.16	364.77

COMPONENTES (gr.)						
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-036-E3	-6					
	-5		104.87	234.98		94.27
	-4	139.58	256.89	17.51		40.47
	-3	152.81	329.25		2.33	127.05
	-2	56.91	70.49		4.57	78.78
	-1	19.47	16.30		3.77	44.11
	0	2.44	2.71		1.56	9.02
	Peso (gr.)	371.21	780.51	252.49	12.23	393.70
HC-036-E4	-6					
	-5		400.12			
	-4	29.60	240.80	8.00		52.19
	-3	136.28	283.10			170.97
	-2	57.25	64.37		2.25	98.18
	-1	17.72	19.06		4.01	44.23
	0	2.73	3.23		1.75	7.66
	Peso (gr.)	243.58	1010.68	8.00	8.01	373.23
HC-036-F1	-6					
	-5		140.11			
	-4	51.55	144.34			71.15
	-3	67.75	163.12		5.17	136.62
	-2	54.33	51.11		4.96	96.61
	-1	20.24	17.84		3.67	35.62
	0	2.85	3.64		1.33	8.09
	Peso (gr.)	196.72	520.16	0.00	15.13	348.09
HC-036-F2	-6					
	-5	36.29	320.39			
	-4	84.16	199.70			62.99
	-3	147.42	277.20	31.32		145.44
	-2	62.54	64.85		2.47	75.80
	-1	15.66	16.43		4.12	35.21
	0	2.85	2.76		1.60	7.99
	Peso (gr.)	348.92	881.33	31.32	8.19	327.43
HC-036-G1	-6					
	-5		200.77			
	-4	45.24	269.99	21.39		14.34
	-3	117.93	296.23	15.62		100.54
	-2	75.78	56.37		0.57	68.31
	-1	18.53	19.02		3.30	35.14
	0	3.08	3.23		1.41	7.68
	Peso (gr.)	260.56	845.61	37.01	5.28	226.01
HC-036-G2	-6					
	-5		217.31	58.85		
	-4	65.04	121.78			31.74
	-3	115.12	211.49	23.14		114.76
	-2	53.90	44.02		0.81	71.67
	-1	12.18	13.10		2.95	36.95
	0	2.13	3.19		1.55	8.47
	Peso (gr.)	248.37	610.89	81.99	5.31	263.59
HC-0312-A	-6					
	-5					
	-4	46.31	113.78	16.91		
	-3	77.73	245.93			22.98
	-2	41.89	75.98		0.64	16.28
	-1	13.61	35.60		1.16	8.86
	0	2.95	9.30		1.44	1.53
	Peso (gr.)	182.49	480.59	16.91	3.24	49.65

		COMPONENTES (gr.)				
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-0312-B	-6					
	-5					53.93
	-4		94.55			6.55
	-3	40.87	167.66			34.15
	-2	27.21	95.25		1.38	34.78
	-1	8.06	34.18		4.18	16.04
	0	1.91	8.08		1.99	3.81
	Peso (gr.)	78.05	399.72	0.00	7.55	149.26
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-0313	-6					
	-5					
	-4	12.01	82.37			
	-3	90.50	290.84			38.93
	-2	52.34	97.72		2.40	34.80
	-1	12.19	29.91		3.81	19.86
	0	2.05	6.62		1.71	5.4
	Peso (gr.)	169.09	507.46	0.00	7.92	98.99
	Nº de Malla en ϕ	Alterados / Oxidados	Basalto	Basalto vesicular	Cristales	Escoria (juveniles)
HC-0314	-6					
	-5					
	-4					
	-3	16.40	37.46			9.99
	-2	37.05	72.24		2.74	55.92
	-1	6.55	29.62		2.96	26.08
	0	1.61	6.02		1.74	6.07
	Peso (gr.)	61.61	145.34	0.00	7.44	98.06

ANEXO 3. DATOS PARA LA REALIZACIÓN DE LA FIGURA 35.

COMPONENTES HOYA LA CÍNTORA

MUESTRA	Basalto	Escoria	Cristales	Oxidados	Basalto V.
HC-0314	46.52	31.38	2.38	19.72	0.00
HC-0313	64.77	12.63	1.01	21.58	0.00
HC-0312-B	62.99	23.52	1.19	12.30	0.00
HC-0312-A	65.58	6.77	0.44	24.90	2.31
HC-036-G2	50.48	21.78	0.44	20.52	6.78
HC-036-G1	61.52	16.44	0.38	18.96	2.69
HC-034-E	61.57	5.76	0.23	20.32	12.12
HC-036-F2	55.18	20.50	0.51	21.85	1.96
HC-036-F1	48.16	32.23	1.40	18.21	0.00
HC-036-E4	61.50	22.71	0.49	14.82	0.49
HC-036-E3	43.12	21.75	0.68	20.51	13.95
HC-036-E2	40.41	27.41	0.46	17.33	14.38
HC-036-E1	48.32	11.48	0.42	31.66	8.13
HC-036-D5	51.34	5.66	0.27	31.64	11.09
HC-034-D2	45.58	4.84	0.23	35.51	13.85
HC-036-D4	42.60	19.45	0.38	37.56	0.00
HC-036-D3	56.21	14.01	0.38	29.40	0.00
HC-036-D2	40.80	15.49	0.33	40.61	2.78
HC-036-D1	40.98	29.53	1.38	28.11	0.00
HC-034-D1	54.07	4.41	0.48	15.07	25.96
HC-036-C	57.14	8.98	0.31	33.57	0.00
HC-036-B	30.72	49.65	3.91	15.73	0.00
HC-036-A	9.88	71.24	10.65	8.21	0.00
HC-034-B	51.90	1.40	0.28	36.58	9.84
HC-035-F	45.49	4.02	0.42	20.70	29.37
HC-035-E2	40.73	34.96	2.68	17.94	3.68
HC-035-E1	38.46	44.44	5.58	8.58	2.94
HC-034-A2	38.68	6.05	3.99	37.99	13.30
HC-034-A1	45.32	6.48	1.25	30.39	16.56
HC-035-D	17.37	9.05	4.00	69.58	0.00

Anexo 4. PETROGRAFIA

Dentro del muestreo en la secuencia expuesta, se recogieron 57 muestras, 40 de ellas para análisis granulométrico y 17 para lámina delgada, aunque solo 7 de ellas fueron analizadas. Las muestras analizadas petrográficamente corresponden con la ubicación en la columna estratigráfica a la unidad pre-maar, etapa precursora de maar y etapa post-maar. Dichas muestras serán mencionadas de la más antigua hacia la más joven, son las siguientes: HC-033-Z, HC-033-A, HC-033-B, HC-033-C, HC-033-D, HC-033-E y HC-033-F.

Los diferentes tipos de rocas varían desde basalto afanítico, vesicular y escoriáceo, hasta aglomerados altamente oxidados. Cabe indicar que dentro de las muestras analizadas en lamina delgada se observaron rasgos de desequilibrio entre los fenocristales como son: huecos intracristalinos y bordes redondeados en las caras planas de los fenocristales, lo que podría indicar contaminación de la corteza hacia el magma.

Descripción Macroscópica.

HC-033-Z

Roca ígnea extrusiva, color gris oscuro, intemperiza a negro, textura ligera a moderadamente vesicular, inclusive amigdaloides rellena por óxidos de Fe, presenta también textura afanítica en matriz de grano fino a muy fino (1-0.5mm), se observan fenocristales de plagioclasas subhedrales, de hasta 4mm de largo, y olivino equigranular de pocos milímetros, alineamientos en vesículas aparenta textura fluidal.

HC-033-A

Roca ígnea extrusiva de color gris claro, color de intemperismo gris oscuro, masiva, densa, afanítica de grano fino a ligeramente seriada, fenocristales de plagioclasa de 2mm de diámetro>>olivino similares a la roca anterior, plagioclasa, escasa vesiculación.

HC-033-B

Aglomerado volcánico de color marrón rojizo, intemperiza a un color naranja rojizo, altamente vesicular, masiva, sin estratificación, escasos fragmentos de escoria negra, regularmente consolidada, moderadamente soldada, presenta abundantes cristales de tamaño seriado de plagioclasa>>olivino>piroxenos.

HC-033-C

Roca ígnea extrusiva, color gris oscuro, intemperiza a gris rojizo, masiva, presenta textura porfídica en matriz afanítica; los fenocristales son plagioclasas de hasta 15mm, piroxenos de aspecto vítreo y olivino de 1 a 2 mm. Se observa hematina en fracturas.

HC-033-D

Roca ígnea extrusiva color marrón rojizo, intemperiza a ocre, aglomerado volcánico compuesto de escorias oxidadas, de alta a moderadamente vesicular, presenta fenocristales de plagioclasa blanca a ligeramente amarillenta en cristales tabulares a ligeramente equidimensionales, piroxenos de brillo vítreo y matriz afanítica.

HC-033-E

Roca ígnea extrusiva, color negro que intemperiza a negro rojizo, altamente vesicular, escoriáceo, presenta textura porfídica de fenocristales de plagioclasa en matriz microcristalina, ligeramente seriada.

HC-033-F

Aglomerado volcánico de color café rojizo intemperizando a marrón rojizo, el cuál presenta una estructura altamente vesicular, porfídica, se observa muy oxidado, presenta plagioclasa y piroxenos en un arreglo caótico.

Descripción Microscópica.

Muestra No. **HC - 033 - Z**

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Felsulfirica
Fábrica	Hipidiomórfica
Minerales esenciales	Labradorita 70%
Minerales accesorios	Olivino 4%
Minerales secundarios	Hematita 2%
Matriz o cementante	Vidrio 4%, vesículas 20%

Muestra No. **HC - 033 - A**

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Microcristalina
Fábrica	Microlítica, hipidiomórfica
Minerales esenciales	Labradorita-andesina 70%
Minerales accesorios	Olivino 2%
Minerales secundarios	Hematita 3%
Matriz o cementante	Matriz microcristalina 20%

Muestra No. **HC - 033 - B**

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano medio
Fábrica	Vitrofídica
Minerales esenciales	Labradorita (40%)
Minerales accesorios	Olivino (5%)
Minerales secundarios	Hematita
Matriz o cementante	Vesículas(35%), vidrio (25%)

Muestra No. **HC - 033 - C**

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano fino a seriada
Fábrica	felsulfúrica
Minerales esenciales	Labradorita(70%), augita(7%)
Minerales accesorios	Sanidino(5%), Olivino (5%)
Minerales secundarios	Hematita (2%)
Matriz o cementante	Matriz microcristalina 10%

Muestra No. **HC - 033 - D**

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano medio(4mm)
Fábrica	Vitrofídica
Minerales esenciales	Labradorita(60%), augita (20%)
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	hematita
Matriz o cementante	Vesículas(13%), vidrio (7%)

Muestra No. **HC - 033 - E**

Muestra no apta para análisis petrográfico.

Muestra No. **HC - 033 - F**

Descrpción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano grueso(10mm)
Fábrica	Vitrofídica
Minerales esenciales	Andesina(25%), Augita(10%)
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	Hematita (5%)
Matriz o cementante	Vidrio(40%), vesículas (15%)