

Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México

Marisol Cano-Cruz¹ y Gerardo Carrasco-Núñez^{2,*}

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, Querétaro, Qro, 76230, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, Querétaro, Qro, 76230, México.

* gerardoc@geociencias.unam.mx

RESUMEN

Hoya de Estrada es uno de los cráteres de explosión que conforman al campo volcánico de Valle de Santiago (Guanajuato), ubicado en el extremo nororiental del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El cráter Hoya de Estrada es uno de los pocos volcanes de composición riolítica de ese campo volcánico. Su evolución geológica comprende dos etapas principales: una de tipo explosivo, que es la formadora del maar, y una etapa efusiva posterior. La etapa formadora de maar incluye dos unidades principales separadas por un contacto discordante. La unidad inferior está caracterizada por secuencias de oleadas endurecidas, con algunas intercalaciones de capas masivas de lapilli grueso, sin matriz, compuestas predominantemente por pómez y fragmentos de lava riolítica, además de líticos accidentales. La unidad superior está dominada por capas de caída masivas de lapilli medio a grueso, con intercalaciones de capas delgadas de ceniza fina endurecida, y su parte basal presenta abundantes pómez y clastos de lava riolítica ($\text{SiO}_2 \sim 77\%$), con pequeños enclaves de magma máfico (traquiandesítico-basáltico). La presencia de estos productos sugiere la inyección periódica de magma máfico ($\text{SiO}_2 \sim 55\text{-}56\%$), al mismo tiempo que ascendía el magma félsico ($\text{SiO}_2 \sim 75\text{-}76\%$), durante el emplazamiento de esta unidad. Se propone que la inyección de este magma jugó un papel importante al modificar las relaciones agua/magma, produciendo condiciones más secas que dieron lugar a la terminación de la actividad freatomagmática y culminaron con una etapa efusiva, que originó un cono de salpicadura de composición máfica en el interior del cráter. La distribución preferencial hacia el W de los depósitos piroclásticos de la fase superior, y de los depósitos de salpicadura, sugiere una posible migración del foco eruptivo hacia esa dirección, lo cual parece estar controlado por el régimen tectónico de extensión (E-W).

Palabras clave: hidrovulcanismo, maar, cráter de explosión, actividad freatomagmática, Hoya de Estrada, Valle de Santiago, México.

ABSTRACT

Hoya de Estrada is one of the explosion craters (maar volcano) forming the Valle de Santiago volcanic field, (Guanajuato), México. It is located at the northeastern corner of Michoacán-Guanajuato volcanic field, within the central part of the Transmexican Volcanic Belt. The crater Hoya de Estrada is one of the few maar type volcanoes of rhyolitic composition. The Hoya de Estrada geologic evolution comprises two main stages: an explosive one forming the maar crater, which was followed by an effusive stage. The maar-forming stage includes two main units separated by a local erosive contact. The lower

unit is characterized by sequences of indurated ashy surges interbedded with some massive layers of clast-supported coarse lapilli, composed predominantly of rhyolite pumice and lava, in addition to accidental lithics. The upper unit is composed of medium to coarse lapilli massive fallout layers, which are intercalated with a few thin, indurated fine ash beds. This upper unit includes a basal part with abundant rhyolitic pumice and lava clasts ($\text{SiO}_2 \sim 77\%$), which exhibits small enclaves of mafic magma (basaltic-trachyandesite). The presence of these products suggests periodic injection of basaltic-trachyandesite magma ($\text{SiO}_2 \sim 55\text{--}56\%$), while rhyolitic magma rises during the emplacement of this unit. Injection of mafic magma should have played an important role in reducing the water/magma ratios, and increasing the volume of magma. Therefore, it may have changed from one phreatomagmatic eruption (rhyolitic magma) to a magmatic spatter-lava eruption (basaltic-trachyandesite magma), which occurred within the crater. The preferential distribution of the pyroclastic deposits of the upper unit, as well as the spatter rocks to the west, suggest a possible migration of the eruptive locus into that direction, and this may be controlled by the regional E-W-trending structural system.

Key words: hydrovolcanism, maar, explosion crater, phreatomagmatic activity, Hoya de Estrada, Valle de Santiago, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Los volcanes tipo maar son cráteres de explosión que se forman como resultado de explosiones freatomagmáticas en las que existe una intensa interacción agua/magma. De acuerdo con Lorenz (1973), estos volcanes (maar) se agrupan en: maares *sensu stricto* (que exponen el sustrato rocoso pre-eruptivo), conos de tobas (con pendientes pronunciadas) y anillos de tobas (con pendientes suaves). La importancia de estos volcanes es que proporcionan información del subsuelo al muestrear niveles profundos en donde ocurre el encuentro de agua subterránea con un magma ascendente. Asimismo, muestran la evolución detallada (capa a capa) de cada uno de los eventos ocurridos durante el tiempo de su formación y destrucción, sus condiciones y procesos eruptivos involucrados.

El campo volcánico de Valle de Santiago (CVVS), Guanajuato, se encuentra dentro del campo volcánico de Michoacán y Guanajuato (CVMG), en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Figura 1a). El CVVS comprende alrededor de 13 maares y numerosos conos cineríticos y conos de lava. Los maares están preferencialmente orientados en la dirección NNW-SSE, siguiendo aparentemente una zona de debilidad cortical o fractura regional (Murphy, 1982). La composición predominante del vulcanismo en el CVVS es basáltica-andesítica a excepción del cráter Hoya de Estrada, que es de composición riolítica.

El cráter Hoya de Estrada se encuentra justo en la intersección del lineamiento principal que siguen los maares (dirección NNW-SSE), con un lineamiento secundario E-W (Figura 1b). Es una de las estructuras freatomagmáticas más someras del CVVS, con una profundidad de 60 m y un cráter circular con un diámetro de 1.2 km. La morfología de este volcán, caracterizada por presentar pendientes suaves, con un cráter somero y con depósitos de poco a moderadamente consolidados, es típica de un anillo de tobas (Wohletz y Sheridan, 1983), producto

de erupciones freatomagmáticas.

Este trabajo se concentra en la descripción y análisis detallado de la estratigrafía de las secuencias expuestas en las pendientes externas del cráter Hoya de Estrada, complementado con el análisis granulométrico (valores de mediana y valores de clasificación), de componentes y de composición de los depósitos que lo caracterizan. Los datos resultantes proporcionan información sobre el comportamiento eruptivo del volcán y los cambios producidos en el sistema hidromagmático, los cuales involucran diversos parámetros físicos y químicos que causaron importantes fluctuaciones en la proporción agua/magma, debido muy posiblemente a la inyección de un nuevo magma de diferente composición en Hoya de Estrada. Todos estos factores permiten explicar y proponer la evolución eruptiva de este volcán.

MARCO GEOLÓGICO

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es uno de los arcos volcánicos más variados y complejos del mundo. Cubre el área más densamente poblada del centro de México y su actividad ha ocurrido desde el Mioceno hasta el presente (Ferrari *et al.*, 1999). La actividad holocénica de esta provincia está representada por estructuras volcánicas muy variadas, que van desde estratovolcanes de gran altura y calderas, hasta volcanes pequeños como son: domos, conos cineríticos, maares y volcanes escudos.

El CVVS se ubica en el extremo nororiental del CVMG (Figura 1a), subprovincia del CVTM que se caracteriza por agrupar a miles de volcanes predominantemente monogenéticos, lo cual contrasta con el paisaje de otros sectores del CVTM, en los cuales emergen los grandes estratovolcanes que caracterizan a esa provincia.

Las rocas volcánicas del CVVS están situadas en una pequeña meseta ancha y plana, con una elevación aproximada de 1,720 m. Basado en fechamientos K-Ar y estudios volcano-estratigráficos, Murphy (1982) propuso una

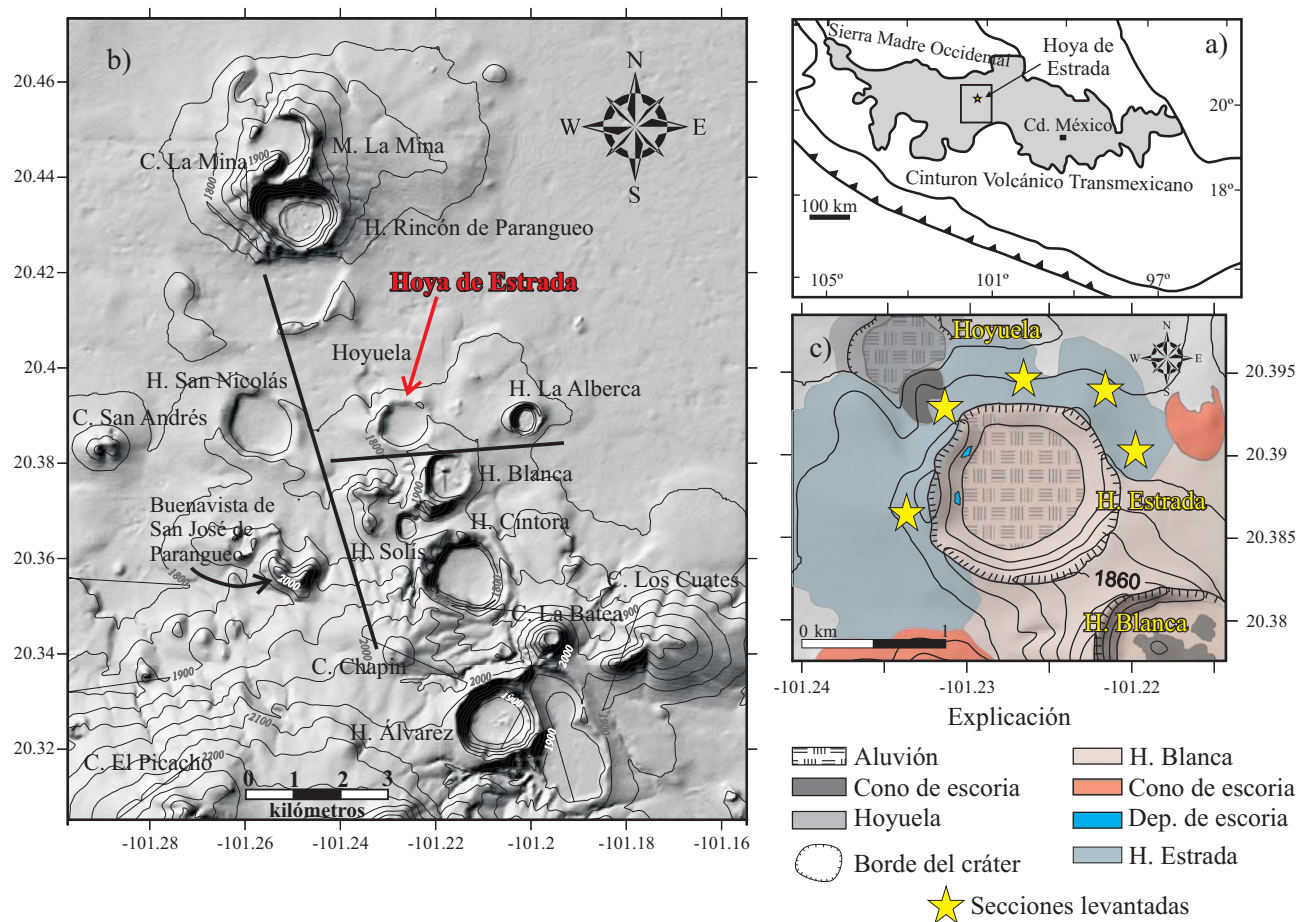


Figura 1. a: Localización del campo volcánico de Valle de Santiago (rectángulo indica recuadro en b), en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. b: Mapa de elevación digital del área de Valle de Santiago, Guanajuato. El cráter Hoya de Estrada se localiza justo en la intersección del alineamiento principal de los maares en dirección NNW, con el alineamiento secundario E-W. c: Mapa geológico en donde se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas levantadas. C: Cerro, M: Maar, H: Hoya. Las curvas de nivel están separadas cada 20 m.

cronología preliminar para la actividad volcánica de esta región, e identificó dos periodos principales de vulcanismo: 1) un periodo temprano de vulcanismo basáltico y andesítico del Plioceno-Mioceno, representado por numerosos volcanes pequeños (*e.g.*, Cerros Los Cuates, El Picacho, San Andrés, Chapín, y La Batea; Figura 1b); 2) un periodo de vulcanismo formador de maares del Cuaternario, con edades más jóvenes que 1.175 Ma (*e.g.*, Hoya Rincón de Parangueo, La Alberca, Blanca, Cántora, Álvarez, Figura 1b), así como también de conos cineríticos. La geología de algunos de estos maares de composición basáltica ha sido descrita recientemente en varios trabajos de tesis, tales como: Hoya Cántora (Puente-Solís, 2004), La Alberca (Rincón-Herrera, 2005), Solís (González-Becerra, 2005); además de Hoya de Estrada (Cano-Cruz, 2005; 2007), que es de composición riolítica.

En el CVVS no afloran las rocas del basamento, sin embargo fueron reportados xenolitos de rocas plutónicas, tanto en lavas basálticas como en depósitos piroclásticos de algunos maares. Estos xenolitos corresponden predominantemente a dioritas de biotita y hornblenda, y

gabros de olivino (Murphy, 1982). Asimismo, Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) reportan xenolitos de granulita, con una edad modelo de Sm/Nd de 1.5 Ga, interpretada como corteza continental inferior de edad precámbrica.

Los maares o cráteres de explosión del CVVS fueron estudiados en primera instancia por Ordóñez (1900 y 1906); sin embargo, su trabajo fue solamente descriptivo y de tipo regional. Casi un siglo después, Murphy (1982) observó un alineamiento de cráteres de explosión con una orientación NNW-SSE (Figura 1b), y relacionó su posible origen a una zona de debilidad cortical a lo largo de la cual los cráteres pudieron hacer erupción. Este lineamiento de las estructuras de Valle de Santiago forma parte de una zona de debilidad de carácter regional en el sector norte de CVTM, la cual posiblemente forme parte de la zona de falla de Taxco-Querétaro, y a su vez interceptan los patrones estructurales más jóvenes E-W y ENE-WSW, representados por el sistema Chapala-Tula. Otros trabajos regionales describen los rasgos geomorfológicos del CVVS (Oviedo-Padrón, 2005).

EDAD Y ESTRATIGRAFÍA DE HOYA DE ESTRADA

La edad de Hoya de Estrada ha sido reportada inicialmente por Murphy (1982) en 0.27 ± 0.2 Ma, utilizando el método de K/Ar; sin embargo, en este trabajo se fecharon, por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cristales de sanidino separados de un clasto riolítico, obteniéndose una edad de 0.18 ± 0.03 Ma (New Mexico Geochronology Laboratory), que resulta ser más joven de la reportada con anterioridad. La muestra fechada proviene de un bloque juvenil de lava riolítica encontrada en la unidad superior de la secuencia estratigráfica, en la sección del flanco W (Figura 1c).

Las relaciones estratigráficas de Hoya de Estrada con los volcanes que lo rodean (La Alberca, Hoyuela, San Nicolás y Blanca) fueron fácilmente determinadas en el campo, pudiendo establecer que Hoya de Estrada es el volcán más antiguo de éstos. Depósitos de escoria de conos circundantes se encuentran cubriendo a los depósitos de Hoya de Estrada, y estos a su vez son sobreyacidos por depósitos piroclásticos provenientes de Hoya Blanca (Figura 1c); de hecho, los depósitos piroclásticos de este último se encuentran también rellenando buena parte del interior del cráter de Hoya de Estrada. Asimismo, depósitos derivados de la Hoyuela fueron emitidos en forma posterior.

La estratigrafía de Hoya de Estrada fue dividida en tres etapas principales: (1) etapa formadora del maar, (2) etapa efusiva y (3) etapa post-maar, siendo las dos primeras las que representan la evolución volcánica de Hoya de Estrada.

Etapa formadora del maar

A partir de las secuencias estratigráficas estudiadas en campo, cuyas secciones se localizan en la Figura 1c, se elaboró una sección compuesta (Figura 2), la cual se considera que representa, de manera general, los eventos que caracterizan la formación de la estructura hidrovulcánica. La secuencia fue dividida en dos unidades principales (inferior y superior), las cuales están perfectamente separadas por un contacto ondulado (Figura 3). La unidad inferior está caracterizada por secuencias de oleadas piroclásticas endurecidas, a diferencia de la unidad superior que está dominada por capas masivas de caída piroclástica en tamaños de lapilli medio a grueso y sin matriz. Cabe mencionar que el contacto inferior de los depósitos piroclásticos que conforman la unidad inferior no aflora, por lo cual no se conocen las características de las rocas subyacentes.

Unidad inferior

Está constituida por tres miembros (A, B y C) con espesores medidos de 7.6, 6.6 y 10.3 m, respectivamente (Figuras 2 y 4a). La subdivisión de esta unidad se hizo con base en el tamaño de grano de las partículas piroclásticas, es decir, los miembros A y C se caracterizan, en general, por presentar tamaños de grano fino, mientras que el

miembro B presenta tamaños de grano grueso. Los detalles sobre las características del tamaño de grano y grado de selección de cada depósito serán proporcionados más adelante en el apartado de variaciones granulométricas. El miembro A consta de una secuencia de oleadas basales, que en parte presentan lapilli acrecional, depresiones de impacto y relleno de canal, así como laminaciones internas y ondulares. Estas secuencias están intercaladas con capas de lapilli medio, compuestas por pómez riolítica y líticos accidentales. En general se considera que la selección es buena, aunque la secuencia incluye algunos bloques líticos, de composición predominantemente andesítica, de hasta 10 cm de diámetro.

El miembro B está compuesto por secuencias de lapilli de medio a grueso, intercaladas con oleadas basales delgadas endurecidas, con estratificación ondulatoria y cruzada (Figura 3). Las capas de lapilli presentan una estructura que varía de masiva a estratificada, rica en líticos accidentales y, en menor cantidad, de pómez, soportada por clastos con bloques de líticos accidentales de hasta 12 cm (caída piroclástica) y clastos de pómez con tamaños que varían de 1.5–2 cm hasta 10 cm.

El miembro C está compuesto de una secuencia de oleadas basales endurecidas con estratificación ondulatoria y cruzada, constituida principalmente de fragmentos de vidrio riolítico y cristales, además de líticos accidentales, presentando depresiones de impacto balístico y lapilli acrecional. Esta secuencia está intercalada con algunas capas de lapilli fino, soportadas clasto a clasto, burdamente estratificadas, compuestas principalmente por líticos accidentales y con un contenido menor de fragmentos de pómez y lava riolítica (caída piroclástica), con algunos bloques de hasta 15 cm. El contacto entre el miembro C (unidad inferior) y D (unidad superior) está representado por una superficie ondulatoria de tipo erosional (Figura 3). Dicho contacto está representado por canales en forma de “U”, equivalentes a los reportados en depósitos equivalentes en diferentes volcanes (Fisher y Waters, 1970; Heiken, 1971; Fisher, 1977). Estas ondulaciones tienen una distancia promedio de cresta a cresta de ~7 m y una profundidad en la zona del valle de ~1.5 m. El relleno de capas refleja la forma de los canales, pero la curvatura de las capas individuales disminuye hacia arriba, y el relleno final se extiende uniformemente a través de los canales una vez nivelado el paleorelieve (Fisher y Schmincke, 1984).

Unidad superior

Está constituida por tres miembros (D, E y F) con espesores medidos de 11.2, 4.9 y 4.6 m, respectivamente (Figura 4b). El miembro D consta de una secuencia rítmica de lapilli grueso y horizontes de ceniza fina a media. Las capas de lapilli grueso a medio son masivas, soportadas por clastos, y están compuestas principalmente por líticos accidentales, aunque algunas capas están compuestas de pómez y riolita (caída piroclástica), con bloques de 15 cm en promedio, aunque algunos alcanzan hasta 25

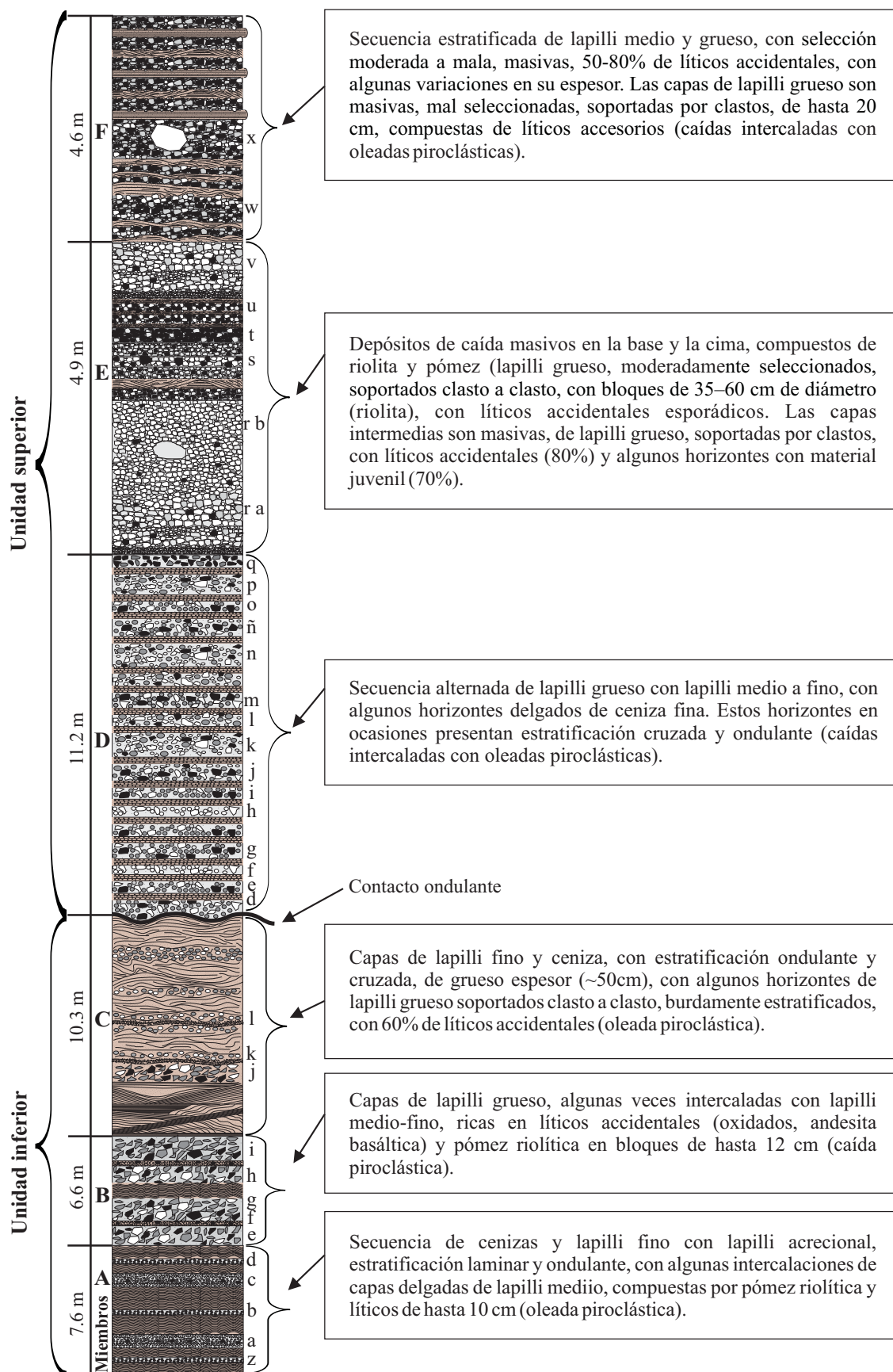


Figura 2. Sección estratigráfica compuesta de la secuencia piroclástica representativa del volcán Hoya de Estrada.

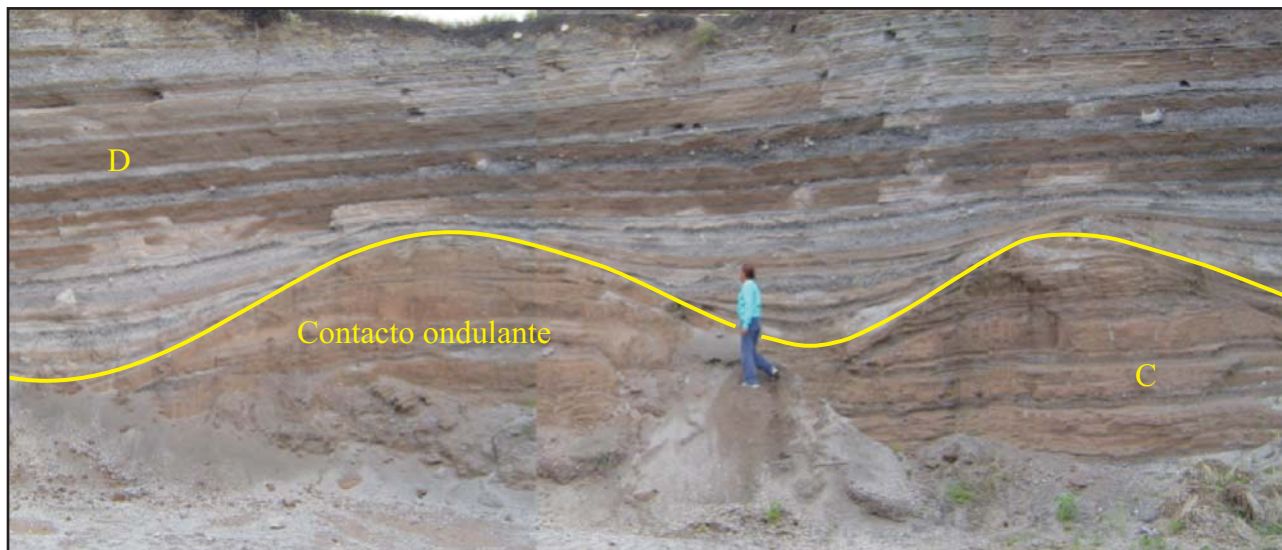


Figura 3. Fotografía mostrando el contacto ondulante entre los miembros C (unidad inferior) y D (unidad superior), en el flanco E del cráter.

cm de diámetro (fragmentos de lava riolítica y algunos líticos accidentales). Los horizontes de ceniza gruesa a fina (<2mm, ϕ -1), de color café, están endurecidos y se componen mayormente de pómez y lava riolítica, vidrio, cristales y, en menor proporción, líticos accidentales. Estos horizontes finos presentan en ocasiones estratificación cruzada y ondulante (oleada basal). Además de los productos mencionados

arriba, dentro del depósito de este miembro se encuentran también fragmentos de pómez y lava riolítica con enclaves de lava máfica con vesículas.

El miembro E está compuesto por dos depósitos masivos de caída de lapilli grueso, de color blanco, en la parte inferior y superior, soportados por clastos, con buena selección, y compuestos principalmente de pómez y lava riolítica



Figura 4. Fotografías de los depósitos de la etapa formadora del maar. a: Unidad inferior mostrando secuencias de oleadas piroclásticas endurecidas, miembros A, B y C; b: unidad superior mostrando la alternancia de capas de caída con pómez de lapilli medio con oleadas basales laminares, miembros D, E y F.

(Figura 4b). Contienen bloques de lava riolítica desde 36 hasta 60 cm de diámetro y esporádicos bloques accidentales de hasta 40 cm de diámetro, con textura porfirítica y con una tonalidad negra, pero que químicamente se clasifican como dacitas (ver sección geoquímica más adelante). Las capas intermedias entre estos dos depósitos están compuestas por lapilli medio a grueso (caídas piroclásticas), masivas, intercaladas con algunos horizontes de ceniza gruesa de color café claro, que en algunos casos presentan estratificación cruzada (oleadas basales delgadas). Las capas de lapilli son masivas, con soporte de clastos y están compuestas predominantemente por líticos accidentales y un menor contenido de pómez, lava riolítica y pómez bandeadas, lo que se refleja en una coloración gris oscura del depósito. Estas capas incluyen también algunos bloques de 12 a 24 cm de diámetro compuestos predominantemente por lava riolítica y líticos accidentales.

El miembro F está formado por secuencias estratificadas de ceniza gruesa intercaladas con capas de lapilli grueso, las cuales presentan una selección que varía de mala a moderada; están compuestas principalmente de líticos accidentales que le imprimen una coloración gris oscuro. En algunos casos su espesor varía lateralmente en dirección perpendicular a la de transporte de 50 a 20 cm (oleada basal, Figura 4b). Las capas de lapilli grueso tienen un espesor de 50 a 66 cm, son masivas, mal seleccionadas, soportadas clasto a clasto (indicando un origen por caída) y contienen bloques de hasta 20 cm de diámetro (de líticos accidentales y algunas veces de lava riolítica), compuestas principalmente de líticos accidentales, lo que le da una coloración gris oscuro.

Etapa efusiva (salpicadura de escoria)

Esta etapa está representada por depósitos de escoria y lava soldada de composición máfica, que se encuentran localizados en dos sitios diferentes del flanco WNW del interior del cráter y afloran configurando una estructura de salpicadura de poco relieve que no logra formar un cono reconocible, pero que podría atribuirse a actividad fisural. Se caracteriza por un material de salpicadura (*spatter*) de escoria negra, con bloques y bombas de hasta 60 cm, que se encuentran soldados unos con otros. Estas lavas tienen una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, y están alteradas superficialmente, lo que les da una coloración rojiza.

Etapa post-maar

Los depósitos posteriores a la actividad volcánica encontrados en el flanco NW, constan de un paleosuelo de ~2 m de espesor que se adelgaza con la distancia, seguido de un horizonte de escorias basálticas soportadas clasto a clasto (que lo identifica como una caída piroclástica) y limi-

tado por capas finas endurecidas (10 cm). Le sobreyace un depósito de oleadas piroclásticas (2.20 m) con estratificación planar de ceniza gruesa endurecida, con clastos de escoria. Sobreyaciendo en forma concordante a los depósitos anteriores se tiene un depósito masivo de salpicadura (*spatter*) de escoria (>3.50 m) (Figura 5a), cuyo espesor aumenta hacia un cono de salpicadura (*spatter cone*), ubicado a 900 m al noroeste del centro del cráter de Hoya de Estrada, indicando que ese cono es la fuente de dichos depósitos. Asimismo, se especula que ese cono sea parte de la evolución del cráter Hoyuela, que se encuentra a 1.2 km al noroeste de Hoya de Estrada (ver ubicación en la Figura 1c).

Los depósitos post-maar encontrados en el flanco E de Hoya de Estrada están separados por un paleosuelo de color café de más de 1.8 m, al cual sobreyacen capas de caída compuestas de ceniza gruesa intercaladas con una capa de escoria basáltica muy negra y vesiculada, con un espesor total de 15 cm (Figura 5b). Este horizonte se considera que proviene de un cono de escoria que se encuentra a 1.3 km al este del centro del cráter Hoya de Estrada. A esta capa le sobreyace concordantemente una secuencia estratificada (laminada) de ceniza fina con lapilli acrecional y estratificación ondulante, que se acuña lateralmente y que

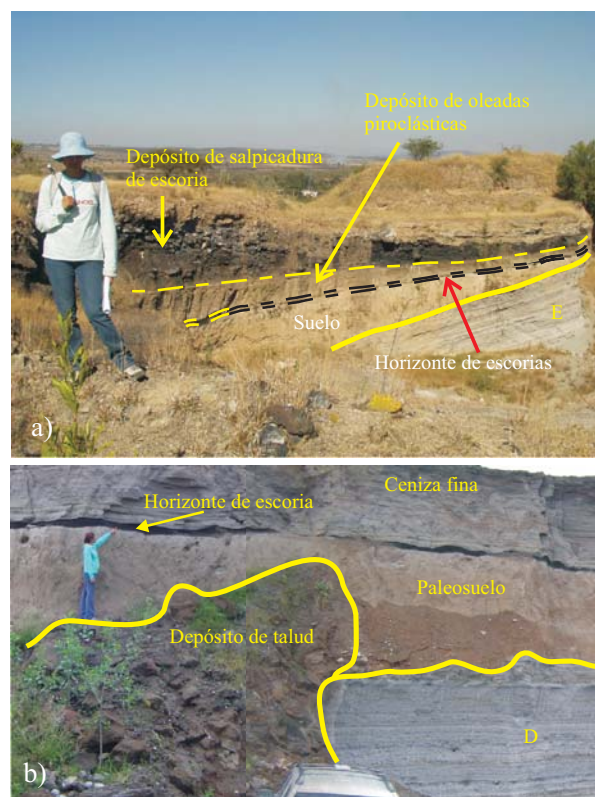


Figura 5. Fotografías de los depósitos de la etapa post-maar. a: En el flanco NW del cráter, sobreyaciendo a un suelo, aparece un horizonte fino de escorias, un depósito de oleadas piroclásticas y un depósito de salpicadura (*spatter*) de escorias; b: en el flanco E del cráter, un paleosuelo es sobreyacido por un horizonte de escoria negra y una secuencia de cenizas finas que al parecer provienen de Hoya Blanca.

interpretamos como oleadas piroclásticas (Figura 5b). Este depósito se considera que proviene posiblemente de Hoya Blanca (Aranda-Gómez, comunicación personal, 2005), que se encuentra a 1.6 km al sureste del centro del cráter de Hoya de Estrada (ver ubicación en Figura 1c).

VARIACIONES GRANULOMÉTRICAS Y DE COMPONENTES

Se recolectaron muestras de manera sistemática a lo largo de la secuencia piroclástica para identificar sus variaciones verticales (ver ubicación en Figura 6a). Su separación granulométrica se llevó a cabo a intervalos de 1ϕ , entre -6ϕ y $<4\phi$ (64 mm y $<1/16$ mm) por la técnica de tamizado mecánico, utilizando un equipo RO-TAP, por un periodo máximo de 2 minutos, para evitar la fragmentación posterior de los clastos de pómez. A partir de las curvas acumulativas de frecuencia, construidas con los porcentajes individuales de cada muestra, se calcularon los parámetros de mediana ($Md\phi$) y clasificación (desviación estándar, $\sigma\phi$) del tamaño de grano de acuerdo con lo propuesto por Inman (1952). Sin embargo, para la descripción de los tamaños de grano se empleó la nomenclatura oficial propuesta por Schmid (1981) por tratarse predominantemente de partículas piroclásticas, aunque para el caso del tamaño de lapilli, que varía de 2 a 64 mm, se propusieron términos intermedios de acuerdo a lo propuesto por Sohn y Chough (1989): lapilli fino (2–4 mm), medio (4–16 mm) y grueso (16–64 mm), con la finalidad de tener mayor precisión en las descripciones.

En el análisis de componentes se utilizó un microscopio binocular y se identificaron los diferentes componentes que integran los depósitos de Hoya de Estrada. Se analizó el rango de tamaños de -6ϕ hasta -1ϕ (64 mm a 2 mm), a fin de tener una mayor certidumbre en la discriminación entre los distintos componentes identificados.

Variaciones verticales de $Md\phi$ y $\sigma\phi$

Sheridan *et al.* (1987) propusieron que los depósitos de oleadas piroclásticas presentan un promedio de tamaño de ceniza gruesa (0.15 mm) y clasificación pobre ($\sigma\phi > 2$). En el caso de Hoya de Estrada se puede observar que las características de los depósitos concuerdan con estos valores, aunque algunas partes de la secuencia estratigráfica compuesta (Figura 6b y 6c) muestran cambios bruscos en la granulometría (incremento de fragmentos de mayor tamaño), lo cual implica variaciones en la intensidad de la energía de erupción. Esto a su vez también está relacionado con las características de las diferentes estructuras encontradas en cada intervalo, así como la relación agua/magma de los mismos.

En términos generales, se observa que en el miembro A la granulometría muestra una ligera tendencia a aumentar hacia niveles estratigráficos superiores, es decir, de ceniza

gruesa ($Md\phi = 0$ a -1ϕ ; 1 a 2 mm) a lapilli medio ($Md\phi = 0$ a -3ϕ ; 4 a 8 mm) (Figura 6b). En el miembro B se mantiene la misma tendencia de aumento que en el miembro A, posteriormente aumenta bruscamente el tamaño de grano ($Md\phi = -3$ a -4ϕ ; 8 a 16 mm; lapilli medio). Para el miembro C se observa una disminución general del tamaño de grano ($Md\phi = 0$ a -1ϕ ; 1 a 2 mm; ceniza gruesa). En el miembro D se observan marcadas variaciones en el tamaño de grano, pero se puede observar una tendencia general a aumentar, de ceniza gruesa a lapilli medio ($Md\phi = 0.7$ a -3ϕ ; ~ 1.41 a 8 mm). El miembro E mantiene al principio una tendencia en el aumento en el tamaño de grano ($Md\phi = -3$ a -4ϕ ; de 8 a 16 mm; lapilli medio), sin embargo, la parte superior del miembro muestra un comportamiento muy variable. Para el miembro F se muestra una disminución en el tamaño de grano, de lapilli medio a fino ($Md\phi = -2.7$ a -1.6ϕ ; ~ 7 a 3 mm). Por lo que respecta a la clasificación de los depósitos, los valores reportados están en su mayoría dentro del campo de los pobremente seleccionados, aunque muy cerca del límite bien seleccionados ($\sigma\phi = 2$) de acuerdo con Cas and Wright (1987). Sin embargo, se puede apreciar que los valores más altos, que indican una mala selección, se presentan para los depósitos de la base del miembro B, parte superior del D y parte media del E, aunque en particular en este último, esos valores altos persisten en todo el miembro (Figura 6c).

Análisis de componentes

Se identificaron tanto componentes juveniles como partículas líticas accidentales diversas. El material juvenil comprende: lava riolítica, pómez gris, pómez gris oscura (dacíticas), brecha riolítica y enclaves máficos dentro de los fragmentos de riolita y pómez, mientras que los líticos accidentales están compuestos por basalto vesicular alterado, dacita, escoria basáltica, oxidados (escorias y basaltos) y/o alterados (fragmentos que no se pueden distinguir por el grado de alteración que presentan). Todos estos fragmentos fueron separados hasta una fracción -1ϕ (2 mm). Asimismo, se identificaron también aglomerados de roca, constituidos por fragmentos líticos accidentales o juveniles cementados diversos.

Los resultados del análisis muestran que, en general, la fracción dominante en la unidad inferior son clastos de líticos accidentales (principalmente andesitas) en relación con el material juvenil (riolita y pómez riolítica); en tanto que una situación inversa se presenta para la unidad superior (Figura 6d). Sin embargo, existen fluctuaciones en cada una de las unidades. Por ejemplo, en la unidad inferior, aunque no se muestra una tendencia bien definida, el miembro A muestra una disminución general de los clastos juveniles, aunque estos aumentan nuevamente al final; pero el miembro B muestra una clara disminución de material juvenil ($<20\%$), el cual que vuelve a aumentar hacia la parte superior del miembro C ($\sim 50\%$). Los líticos accidentales dominantes son de andesita, seguidos por clastos oxidados,

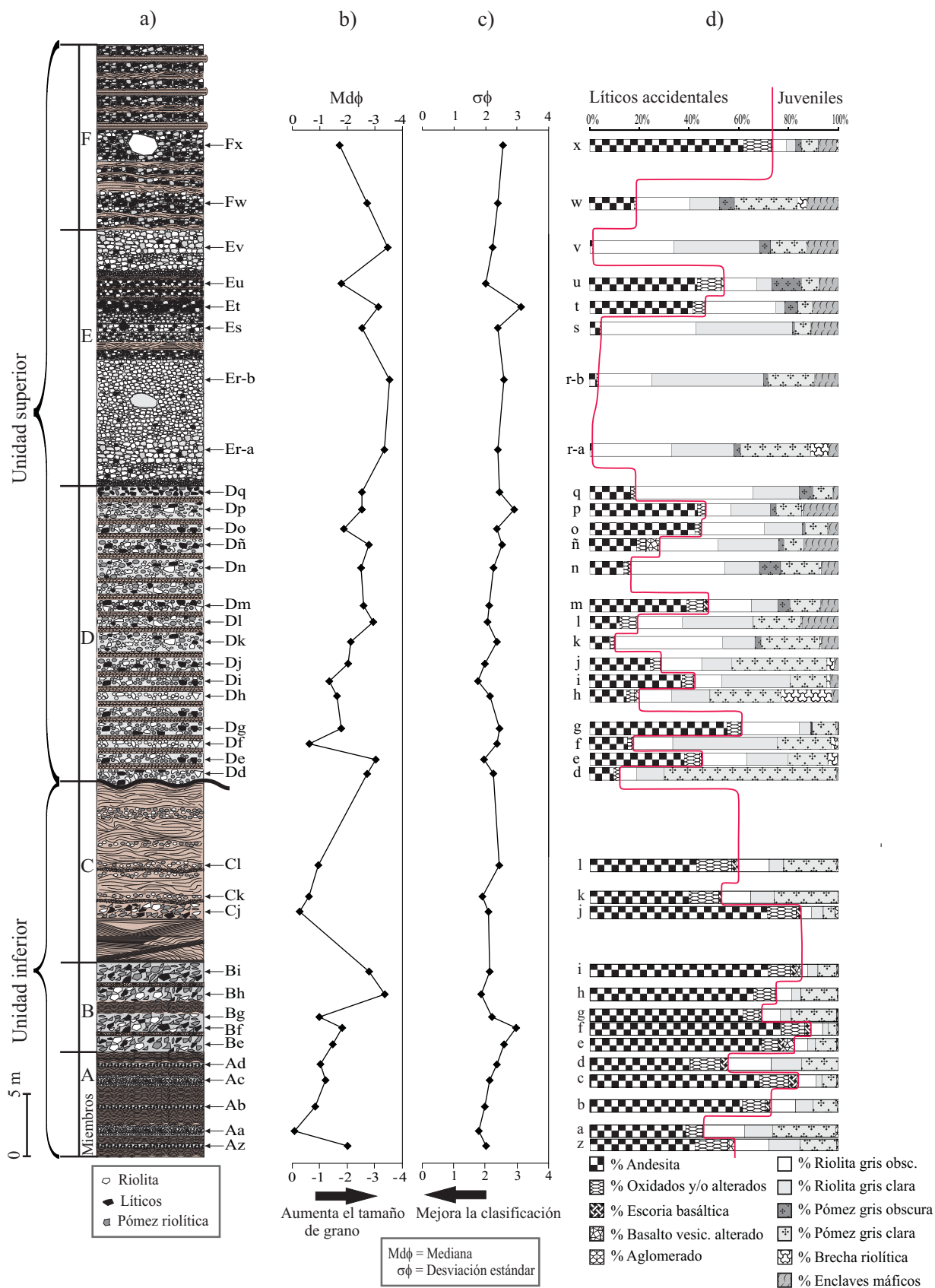


Figura 6. Variaciones verticales de parámetros granulométricos. a: Columna estratigráfica compuesta sintetizada; b: tamaño de grano ($Md\phi$); c: clasificación del depósito ($\sigma\phi$); d: abundancia de los componentes (%) en los depósitos estudiados.

mientras que los juveniles dominantes son de riolita seguidos por clastos de pómez.

La unidad superior muestra, en contraste con la inferior, un claro dominio de material juvenil. Sin embargo, el miembro D (unidad superior) presenta múltiples oscilaciones, al igual que en los parámetros verticales ($Md\phi$ y $\sigma\phi$, Figura 6d), siendo los líticos accidentales dominantes de andesita y, los juveniles, clastos de riolita y pómez riolítica. Este miembro presenta también clastos de brecha riolítica (~15%) cementados por sílice y clastos de pómez y riolita con enclaves de magma máfico (~10%), ausentes en las capas de la unidad inferior. Es notorio observar como la parte inferior y superior del miembro E (caídas piroclásticas) está compuesta por un 98% de fragmentos de lava riolítica (principalmente) y pómez, aunque en la parte media el contenido de líticos accidentales llega a ser hasta de un 50% (dominantemente andesita). En la zona N, NE y NW del cráter, las capas blancas de caída presentan bloques máficos con apariencia juvenil. En el miembro F es visible un aumento en el contenido de líticos accidentales (desde 20

a 60 %), predominando la andesita, seguido de los clastos oxidados y/o alterados. Sin embargo, en la zona N, NE y NW del cráter aparecen, exclusivamente en los miembros D y F, clastos de pómez bandeada y pómez gris oscura de composición dacítica.

GEOQUÍMICA

Se analizaron un total de 22 muestras para determinar sus elementos mayores (Tabla 1) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, siguiendo los procedimientos descritos por Lozano-Santacruz *et al.* (2001).

Las muestras comprenden en su mayoría pómez en sus diferentes variedades y clastos de riolita, aunque también se incluyen algunos fragmentos oscuros con apariencia juvenil, encontrados en capas de caída (capas blancas del miembro E en la sección NE, Figura 4b, clave: Cn/ca) y muestras de diques que cortan a la unidad superior de la

Tabla 1. Análisis químicos de roca total para elementos mayores.

	HE-041-Az (Pg)	HE-041-Bh (Pg)	HE-041-CI (Pg)	HE-041-Dn (Pg)	HE-041-Dp (Pg)	HE-041-Dt (Pg)	HE-041-Ev (Pg)	HE-061-F2 (Pg)	HE-042-Ca (Pg)	HE-042-Dc (Pg)	HE-052-Dk (Pg)	HE-052-Er-1 (Pg)	HE-052-Ev (Pg)
SiO ₂	74.68	74.07	74.243	73.438	72.835	74.56	72.90	74.68	74.04	74.54	74.30	75.25	74.703
TiO ₂	0.05	0.054	0.054	0.052	0.052	0.075	0.148	0.077	0.053	0.041	0.054	0.051	0.047
Al ₂ O ₃	13.27	12.97	12.895	13.546	13.504	12.63	12.65	12.66	12.826	12.60	12.60	12.832	12.812
Fe ₂ O ₃	1.173	1.124	1.179	1.176	1.144	1.251	1.543	1.067	1.01	0.956	1.015	0.944	1.041
MnO	0.067	0.074	0.064	0.108	0.115	0.044	0.063	0.043	0.041	0.037	0.041	0.041	0.049
MgO	0.119	0.094	0.109	0.148	0.155	0.104	0.261	0.002	0.011	0.002	0.002	0.002	0.016
CaO	0.462	0.423	0.437	0.436	0.43	0.376	0.681	0.462	0.421	0.431	0.443	0.447	0.442
Na ₂ O	3.81	3.869	3.828	3.897	3.636	3.647	3.557	3.145	3.496	3.597	3.743	3.575	3.584
K ₂ O	4.372	4.306	4.124	4.074	4.61	4.521	4.302	5.132	4.33	4.343	4.305	4.287	4.268
P ₂ O ₅	0.008	0.005	0.004	0.006	0.01	0.012	0.026	0.008	0.006	0.017	0.004	0.006	0.007
PXC	3.5	3.3	3.3	3	2.9	3.1	2.9	2.5	3.68	3.87	3.59	3.13	2.34

	HE-052-Fx (Pg)	HE-064-Dj (Pg)	HE-063-Dd (Pb)	HE-061-F2 (Pgo)	HE-063-Df (Pgo)	HE-064-Df (Pgo)	HE-065-Di (Pgo)	HE-052-Er (Rio)	Em/p	Cn/ca	E/cs	Dique 2	Dique 3
SiO ₂	74.542	74.04	73.60	63.23	67.64	67.86	71.19	76.87	55.55	63.71	56.61	47.61	47.80
TiO ₂	0.054	0.095	0.36	1.44	0.95	0.90	0.64	0.05	2.19	1.31	1.73	2.64	2.64
Al ₂ O ₃	12.835	12.83	13.51	15.20	14.68	14.66	13.96	13.32	16.20	14.59	16.04	17.55	17.59
Fe ₂ O ₃	1.03	1.161	2.22	6.56	4.66	4.48	3.28	1.02	9.61	6.38	8.72	11.61	11.54
MnO	0.043	0.057	0.07	0.12	0.11	0.09	0.06	0.06	0.14	0.10	0.14	0.20	0.20
MgO	0.002	0.045	0.59	2.33	1.59	1.51	0.91	0.00	3.77	2.35	3.97	6.05	5.99
CaO	0.457	0.539	1.31	4.06	2.83	2.90	1.95	0.44	6.10	4.00	5.99	8.25	8.20
Na ₂ O	3.543	3.146	3.27	3.58	3.55	3.22	3.25	3.79	3.65	4.08	3.87	3.49	3.41
K ₂ O	4.43	5.173	5.01	3.17	3.79	4.18	4.63	4.44	2.32	3.19	2.47	1.90	1.90
P ₂ O ₅	0.009	0.014	0.07	0.30	0.20	0.20	0.13	0.00	0.48	0.28	0.47	0.71	0.73
PXC	3.39	3.01	3.21	2.05	2.14	2.16	2.84	2.8	0.09	0.41	-0.13	-0.34	-0.3

Clave y procedencia de muestras: Em/p: Enclave máfico en pómez (miembro D); Cn/ca: clastos negros en depósito de caída (miembro E); E/cs: escoria de cono de salpicadura al interior del cráter. Muestras HE-041 y 061: sección E; HE-063: sección NE; HE-064: sección N; HE-065: sección NW; HE-052 y 042: sección W (ubicación en Figura 1c, indicada con estrellas). Las letras que siguen a la clave (A, B, C, D, E, F) indican los niveles de los miembros correspondientes, como se señala en la Figura 2. Pg: pómez gris; Pb: pómez bandeada; Pgo: Pómez gris oscura; Rio: clastos de riolita; PXC: Pérdida por calcinación.

secuencia piroclástica en la sección NW (clave: Dique 2 y Dique 3). También se incluyen análisis de la escoria encontrada en el cono de salpicadura del interior del cráter (clave: E/cs), y enclaves máficos encontrados en clastos de pómez (Em/p) (Tabla 1).

Químicamente se observa una amplia variedad de composiciones, aunque siguen una tendencia más o menos lineal, que varían desde magmas máficos (traquibasalto y traquiandesita basáltica) hasta magmas más diferenciados (riolita) que son los que caracterizan a los depósitos más representativos del cráter Hoya de Estrada (Figura 7).

Los diques que cortan la unidad superior de la secuencia piroclástica en el flanco NW del cráter (Dique 2 y Dique 3) presentan los más bajos contenidos de sílice, de 47 a 49% (composición de traquibasalto), y presentan una afinidad netamente alcalina, en contraste con el resto de las rocas estudiadas que tienen afinidades subalcalinas (Figura 7), de acuerdo al límite propuesto por Irving y Baragar (1971). Estas rocas representan la intrusión de magmas procedentes de otra fuente más enriquecida en elementos alcalinos (posiblemente más profunda), que le da una composición distinta de la del resto de las muestras analizadas para Hoya de Estrada.

Las variaciones en composición de la pómez no siempre se reflejan en su coloración. Así, se observa que las pómez gris claro (Pg) tienen contenidos de sílice dentro de un rango de 75 a 78% (riolita), la pómez bandeada (Pb) presenta un valor de 63%, mientras que las pómez gris oscuro (Pgo) tienen un rango que varía de 71 a 63% (riolita a dacita). Clastos de lava riolítica (Rio) encontrados en los depósitos piroclásticos de caída tienen valores altos de sílice de alrededor de 77%. Las variaciones observadas

en “Pgo” (Figura 7) muestran una relación con la posición estratigráfica, es decir, la pómez gris oscura que se ubican en el miembro D presenta una composición riolítica, la cual va cambiando hacia niveles estratigráficamente superiores, a composiciones menos ricas en sílice (dacita) y, hacia el miembro F, se observa una composición más andesítica. Sin embargo, debe reconocerse que el número de muestras analizadas (Pgo) es relativamente bajo para confirmar esta tendencia de una manera sistemática. Las rocas derivadas de procesos de salpicadura encontradas en el interior del cráter (E/cs) tienen contenidos de sílice de 56–57% (composición en el límite de traquiandesita basáltica a traquiandesita), siendo muy similares en composición a los xenolitos traquibasálticos encontrados en algunas pómez (Em/p) y en fragmentos de riolita de la unidad superior (Figura 7).

Los diagramas de variación tipo Harker (Figura 8), permiten observar relativamente buenas correlaciones lineales negativas para Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 y P_2O_5 con respecto a SiO_2 , asimismo se observa una línea de correlación que presenta en un extremo a la pómez gris de composición riolítica, que es el elemento dominante del sistema magmático que alimenta al cráter Hoya de Estrada y, en el extremo opuesto, a traquiandesitas basálticas que aparecen tanto en el interior del cráter (cono de salpicadura) como en forma de enclaves. Algunas pómez bandeadas y de color gris oscuro aparecen como miembros intermedios dentro de este sistema magmático. Sin embargo, los diques se encuentran fuera de la tendencia de correlación, sugiriendo un origen distinto al del magma básico, que representa la actividad efusiva del interior del cráter y de los fragmentos máficos incluidos en la pómez riolítica.

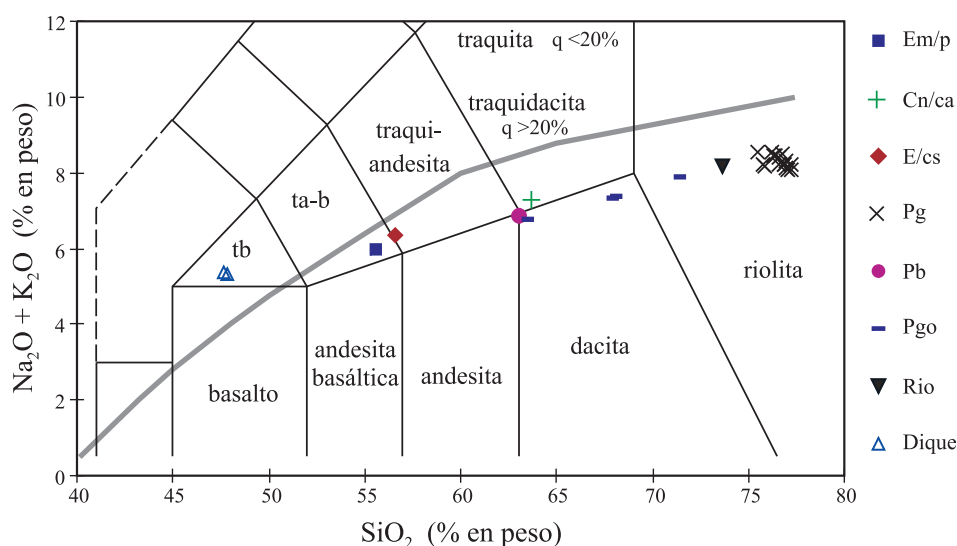


Figura 7. Diagrama TAS (Total Alcalis-Silica, según Le Maitre *et al.*, 1989; la línea gruesa de color gris separa las rocas subalcalinas de las alcalinas según lo propuesto por Irvine y Baragar (1971)) para las rocas volcánicas del cráter Hoya de Estrada. tb: traquibasalto, ta-b: traquiandesita-basáltica. Clave de muestras: Em/p: Enclaves máficos en clastos de pómez (miembro D); Cn/ca: clastos negros en depósito de caída (miembro E); E/cs: Escoria de cono de salpicadura al interior del cráter; Pg: pómez gris; Pb: pómez bandeada; Pgo: pómez gris oscuro; Rio: clastos riolíticos; Diq: diques. Datos normalizados al 100% en condiciones anhidras.

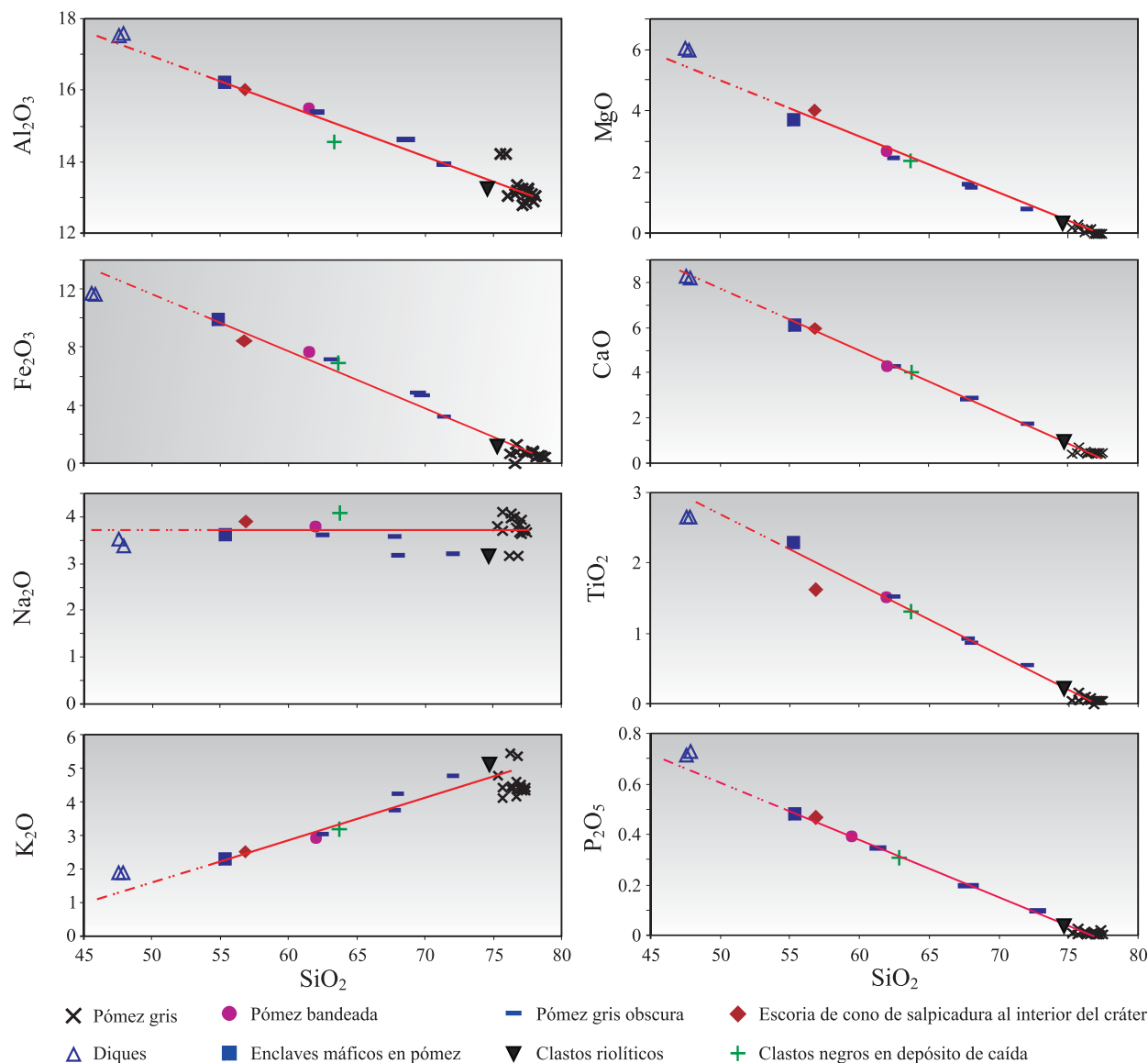


Figura 8. Diagramas de variación tipo Harker para las rocas de Hoya de Estrada. Los valores están normalizados al 100% en condiciones anhidras (en % en peso).

DISCUSIÓN

Evolución del volcán Hoya de Estrada

La evolución del cráter de explosión Hoya de Estrada puede sintetizarse en dos etapas eruptivas principales: 1) la formadora de maar, que es la principal y resalta las etapas eruptivas que dieron lugar a la formación del cráter y, 2) la etapa efusiva final, ocurrida en una porción del interior del cráter. Existe además una etapa post-maar, que comprende depósitos que no pertenecen a la evolución de Hoya de Estrada.

La etapa principal de formación de Hoya de Estrada está caracterizada por dos fases eruptivas representadas por las unidades inferior y superior, las cuales están integradas por varios eventos (miembros) sintetizados en la Figura 9,

los cuales que se interpretan a continuación:

La actividad de la unidad inferior inició con erupciones freatomagmáticas que originaron depósitos de ceniza con líticos accidentales abundantes (60–80 %) y pocos juveniles, indicando una fuerte fragmentación de la roca encajonante, constituida predominantemente por rocas de composición andesítica. Esta primera actividad inició con inyecciones periódicas de magma de composición riolítica que originaron material brechoide (tipo caída) con escasos juveniles y con presencia de lapilli acrecional (miembros A y B), lo que sugiere condiciones húmedas al inicio de la erupción. En la parte superior de la unidad, los pulsos eruptivos fueron de mayor energía teniendo como resultado oleadas piroclásticas muy endurecidas, constituida por ceniza enriquecida en material juvenil (50 %) y con algunos líticos accidentales, además de presencia de lapilli acrecio-

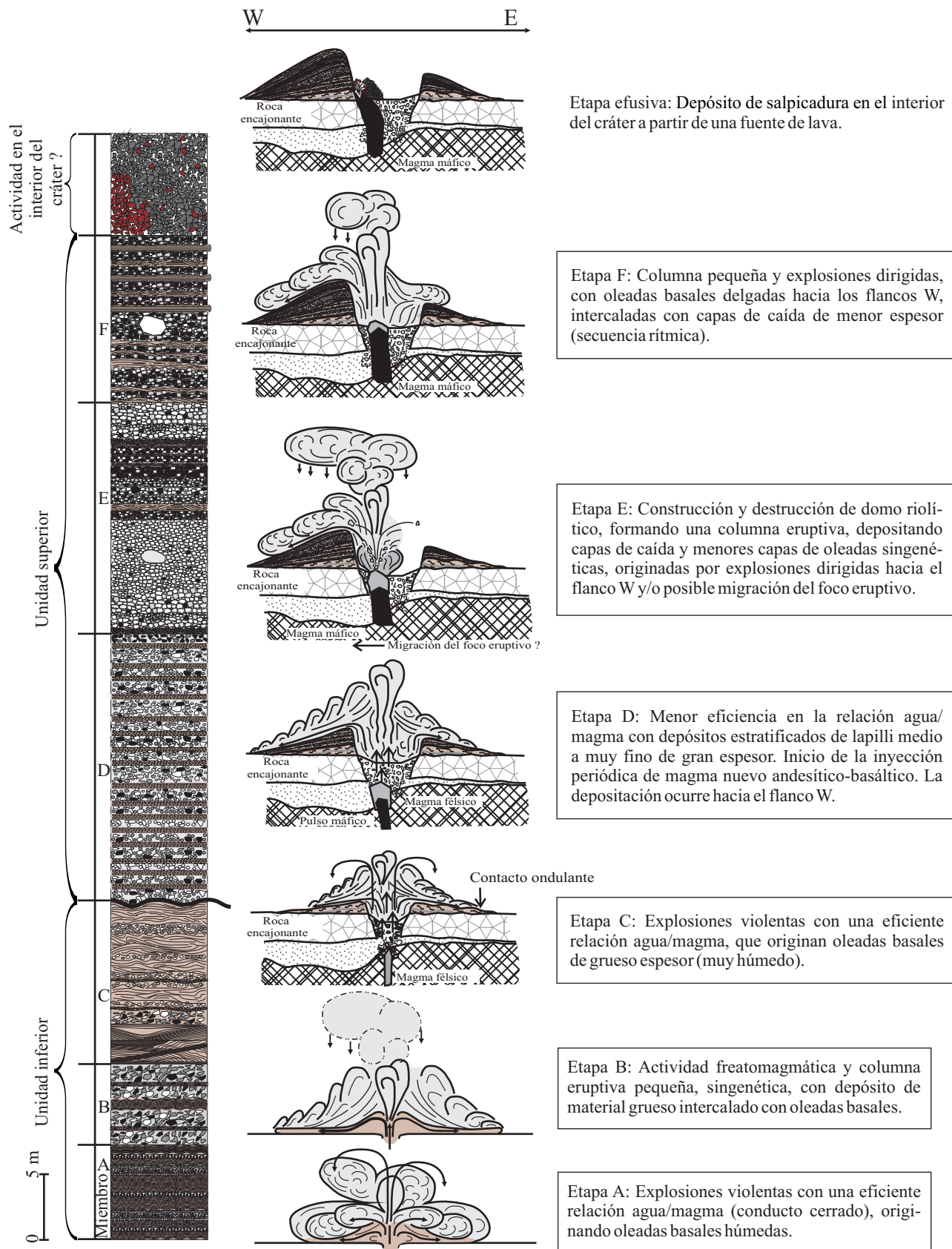


Figura 9. Evolución geológica basada en la interpretación de la columna estratigráfica compuesta de Hoya de Estrada.

nal, como al inicio de la unidad. Algunas deformaciones de impacto báltico, relleno de canal, dunas y antidunas y estratificación cruzada están presentes en los depósitos, lo cual indica características típicas de oleadas basales húmedas, que reflejan una alta eficiencia en la relación de las interacciones agua/magma (miembro C).

La actividad explosiva de la unidad superior se reanuda después de un periodo de reposo, de duración indeterminada, que queda evidenciado por un marcado contacto ondulante. Se interpreta que las oleadas iniciales de la unidad superior fueron rellenando los canales de erosión creados por los mismos flujos hasta nivelar el paleorelieve (Figura 3). La granulometría más gruesa en los depósitos basales indica una fragmentación menor, lo cual sugiere una actividad explosiva de menor energía, así como una menor eficiencia en las interacciones agua/magma. Esto coincide con el inicio de la inyección de pequeños volúmenes de magma máfico.

Esta actividad continúa con la formación de pequeñas columnas eruptivas, bajo condiciones más secas, representadas por una mayor cantidad y mayor espesor de capas de caída. Asimismo, la abundancia de bloques de riolita en los horizontes de caída del miembro E sugiere la existencia de algún domo o criptodomo que fue destruido violentamente. La distribución preferencial de estos depósitos hacia el W sugiere que pudieron haberse originado ya sea por explosiones dirigidas hacia el W o bien por una posible migración del foco eruptivo hacia la zona occidental. La columna eruptiva fue interrumpida por múltiples explosiones freatomagmáticas que originaron una alternancia de capas delgadas de oleadas y caídas ricas en clastos líticos accidentales. Hacia el final de la secuencia piroclástica se depositó una alternancia rítmica de oleadas basales y capas de lapilli medio, que presentan un aumento en el contenido de material lítico accidental (15 a 60%). Esto indica que la relación agua/magma era oscilante y seguramente estaba relacionada con la ocurrencia de explosiones frecuentes de corta duración que dieron origen a capas de lapilli fino intercaladas con capas de lapilli grueso. El aumento en fragmentos líticos andesíticos puede indicar una nueva profundización del foco eruptivo, aunado a una disminución del grado de inyección de magma silícico. Esto se debe a un rompimiento térmico-hidráulico de la pared de la roca cuando el agua subterránea entra en contacto con el magma (Buettner y Zimanowski, 1998) y puede indicar el nivel estratigráfico de la interacción hidrovulcánica (Wohletz, 1986).

Así pues, se podría asumir que la evidente disminución de participación de agua y menor nivel de fragmentación (relación agua/magma menos eficiente) mostrado por los depósitos (lo cual da lugar a una granulometría más gruesa y origina mayor cantidad de depósitos de caída piroclástica) puede deberse al efecto directo de la inyección de magma basáltico y/o al llevarse a cabo la interacción agua/magma en un medio diferente al que existió cuando se originaron los depósitos de la unidad inferior.

Condiciones del acuífero

Se considera que las fluctuaciones en el estilo de explosión y la producción de depósitos tan diversos deben estar relacionadas con las características del acuífero en donde se llevó a cabo la interacción magma/agua. Estudios geofísicos regionales realizados en la zona (Ortega, comunicación escrita, 2005), sugieren la existencia de dos acuíferos que caracterizan la región de estudio: uno de tipo granular (más somero, de entre 20 y 300 m) y otro fracturado y más profundo (>150 m). Para el caso de Hoya de Estrada se puede proponer la existencia de un acuífero fracturado, ya que se observa una predominancia de clastos líticos accidentales andesíticos en las unidades inferior y superior. Esto permite proponer que el foco de las explosiones ocurrió en una zona dominada por lavas de esa composición y, se asume que la única forma que esas rocas podrían tener cierta cantidad de agua, sería por medio de las fracturas que contiene. Además, existen afloramientos de rocas andesíticas subyaciendo a depósitos de otros volcanes de explosión, como es el caso de la Hoya Cíntora (Puente-Solís, 2004), lo que demuestra que esas rocas se extienden ampliamente en el subsuelo de la región de estudio. De esta manera se asume que el agua aportada para las erupciones provenían principalmente de fracturas rellenas con agua.

Etapa final efusiva

En la parte interna del sector occidental del cráter Hoya de Estrada aflora un apilamiento de lavas escoriáceas que muestran una típica textura de salpicadura, lo que hace evidente la existencia de una fuente de lava cercana que permitió el depósito continuo de fragmentos de lava recién formados, pero todavía suficientemente calientes como para quedar soldados y generar un alto grado de consolidación en las rocas. La composición química de esas lavas es muy similar a la de los fragmentos máficos (enclaves) encontrados en las pómez riolíticas, lo cual puede representar un parámetro significativo de correlación con los magmas máficos que participaron en la formación del cráter Hoya de Estrada. Por lo anterior, es posible considerar la existencia de una actividad efusiva (*e.g.*, hawaiana) al final de la formación del cráter de explosión. Actividad que, aunque de volumen reducido, pudo estar asociada a una pequeña fuente de lava que dio lugar a los depósitos de salpicadura de lava traquiandesítico basáltica. Si esta interpretación es correcta, se podría considerar como una evidencia adicional para no descartar la posibilidad de una migración del foco de explosión hacia el W.

Entorno estructural

En la región de Valle de Santiago se pueden reconocer dos sistemas principales de fracturamiento o fallamiento que se manifiestan en la zona: 1) un sistema de fracturamiento

NNW-SSE, que parece controlar el emplazamiento local de magmas de la zona, en donde se observa un evidente alineamiento de los cráteres de explosión que componen el campo volcánico de Valle de Santiago; 2) un sistema de fallas E-W relacionado al emplazamiento de magmas en la parte norte del CVMG y que podría estar a su vez relacionado al sistema E-W de las estructuras del graben de Chapala, ubicado justo al W del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985). Resulta interesante el hecho de que Hoya de Estrada, siendo uno de los únicos maares (cráteres de explosión) de composición riolítica del CVVS, se encuentre ubicado justamente en la intersección de los dos sistemas estructurales que predominan en esa zona (NNW-SSE y E-W). Sin embargo, a falta de un estudio petrológico detallado, que va más allá de los alcances de este trabajo, solamente se hacen aquí consideraciones acerca del posible control del régimen tectónico en el emplazamiento de los magmas en la zona. Así entonces, se propone que una vez emplazados los magmas riolíticos, el sistema estructural E-W se haya reactivado para dar lugar al emplazamiento de magmas basálticos, que fueron migrando de manera progresiva al final de la actividad eruptiva hacia el W del cráter, como lo evidencia la estructura de salpicadura (*spatter cone*) formada en la parte occidental del interior del cráter.

CONCLUSIONES

A partir de la observación y descripción de los depósitos en la secuencia eruptiva del cráter Hoya de Estrada, así como de los análisis granulométricos y de componentes llevados a cabo en este trabajo, se concluye que Hoya de Estrada es un cráter de explosión o anillo de tobas formado por intensas erupciones freatomagmáticas. Las erupciones dieron lugar a la emisión pulsante de oleadas piroclásticas, brechas de explosión y caídas piroclásticas y fueron producidas como respuesta a cambios en el sistema hidromagmático, los cuales involucran diversos parámetros físicos y químicos que causaron importantes fluctuaciones en la proporción agua/magma.

Los resultados derivados de este estudio permiten proponer un modelo de evolución para el volcán Hoya de Estrada que comprende una etapa formadora de maar con dos fases principales dominadas por magmas riolíticos y una etapa efusiva con magmas traquiandesítico basálticos. Para la etapa principal formadora del maar se propone la existencia de condiciones de mayor humedad para la unidad inferior, y condiciones más secas para la unidad superior. La formación de la unidad superior ocurrió poco después de un relativo periodo de reposo y se presenta justamente al tiempo que ocurrió la inyección de magma basáltico al sistema. A partir de ese momento se observa que la depositación de los productos eruptivos es dirigida preferentemente hacia el W. Esto podría ser un efecto de explosiones dirigidas hacia ese sector, que podrían estar ligadas a inyección de nuevo magma, o bien, podría tratarse de una migración del foco

eruptivo hacia el W, lo cual debió influir grandemente en las interacción agua/magma que fue menos efectiva y con menor participación de agua, reflejándose en la mayor cantidad de depósitos de caída. También es evidente que la inyección del magma traquiandesítico basáltico desde el inicio de la unidad superior, debió influir en la relación agua/magma, disminuyendo posiblemente tanto la proporción de agua como la eficiencia de las interacciones hidromagmáticas.

La etapa con la que culmina la actividad de Hoya de Estrada es posterior a la formación del maar y está relacionada con la inyección de un magma traquiandesítico basáltico que se emplaza en el flanco W del interior del cráter, a través de fuentes de lava que originaron depósitos de salpicadura de escoria bien consolidados. Esto favorece la interpretación de una posible migración del foco eruptivo hacia el W, siguiendo la orientación E-W de algunas estructuras regionales.

Sin embargo, la mezcla que pudo haber ocurrido entre ambos magmas (félsico y máfico) debió ser muy limitada, dada la escasez de muestras de composiciones intermedias entre los miembros extremos, y como lo evidencia la presencia de pómez bandeadas que sugieren un proceso de "mingling" o mezcla inhomegénea entre ambos magmas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente por los proyectos PAPIIT IN104401 y IN107907, con el apoyo logístico del Centro de Geociencias, UNAM. M. Cano recibió también apoyo parcial por parte del proyecto CONACYT 44549 F. El tamizado de las muestras fue realizado por Bartolo Rodríguez. Juan Vázquez llevó a cabo la preparación de las láminas delgadas empleadas para los estudios petrográficos. Rufino Lozano ejecutó los análisis químicos (elementos mayores) en el LUGIS. Un agradecimiento especial a los revisores de este artículo: Carlos Navarro, José Rosas-Elguera y Jesús Vidal-Solano, por sus atinadas observaciones. Asimismo, se agradece a Jorge Aranda por sus comentarios críticos sobre el tema, ya que sin duda enriquecieron el contenido del presente artículo.

REFERENCIAS

- Buettner, R., Zimanowski, B., 1998, Physics of thermohydraulic explosions: *Physical Review E*, 57(5), 5726-5729.
- Cano-Cruz, M., 2005, Estratigrafía del cráter de explosión Hoya de Estrada, Guanajuato: Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Ingeniería en Geociencias, Tesis de licenciatura, 75 p.
- Cano-Cruz, M., 2007, Evolución del volcán Hoya de Estrada: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría, 136 p.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987, Volcanic successions: Allen and Unwin, 528 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27(4), 303-306.

- Fisher, R.V., Waters, A.C., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes: *American Journal of Science*, 268, 157-180.
- Fisher, R.V., 1977, Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1287-1297.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.V., 1984, *Pyroclastic Rocks*: Springer-Verlag, 528 p.
- González-Becerra, P.C., 2005, Evolución geológica del maar Hoya de Solís, Valle de Santiago, Guanajuato, México: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, 197 p.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México; their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Heiken, G.H., 1971, Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley, south-central Oregon: *Journal of Geophysical Research*, 76, 5615-5626.
- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3), 125-145.
- Irving, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B., 1989, *A Classification of igneous Rocks and Glossary of terms*: London, Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Lorenz, V., 1973, On the formation of maars: *Bulletin of Volcanology*, 37, 183-204.
- Lozano-Santacruz, R., Girón P., Lozano, A., Ángeles, S., 2001, Preparación de material de referencia para uso en laboratorios de análisis químicos: *Boletín de Mineralogía*, 14(1), 53-54.
- Murphy, G.P., 1982, The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico: Berkeley, EE. UU., Universidad de California, tesis de maestría, 55 p.
- Ordóñez, E., 1900, Les volcanoes du Valle de Santiago: *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 14, 229-326.
- Ordóñez, E., 1906, Les cráteres d'explosion de Valle de Santiago, *en X Congreso Geológico Internacional*, guía de excursión de campo, 14, 1-8.
- Oviedo-Padrón, E. G., 2005, Análisis geológico-estructural del complejo de maars de Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, 119 p.
- Puente-Solís I., 2004, Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión Hoya Cíntora, Gto.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis profesional, 107 p.
- Rincón-Herrera, N., 2005, Estratigrafía del cráter de explosión Hoya La Alberca: Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Ingeniería en Geociencias, Tesis profesional, 75 p.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee of the Systematic of Igneous Rocks: *Geology*, 9, 41-43.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., Dehn, J., 1987, Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits: *Geology*, 15, 367-370.
- Sohn, Y.K., Crough, S.K., 1989, Depositional processes of the Suwobong tuff ring, Cheju Island (Korea): *Sedimentology*, 36, 837-855.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Uribe-Cifuentes, R.M., 1999, Lower-crustal xenoliths from the Valle de Santiago maar field, Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: *International Geology Review*, 41(12), 1067-1081.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions, II. Evolution of basaltic tuff rings and cones: *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma/water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: *Bulletin of Volcanology*, 48, 245-264.

Manuscrito recibido: Mayo 9, 2008

Manuscrito corregido recibido: Agosto 29, 2008

Manuscrito aceptado: Septiembre 3, 2008