

Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México)

Marco D'Antonio^{1,*}, Lucia Capra², Damiano Sarocchi³ y Fernando Bellotti⁴

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México D.F., México.

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

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México D.F., México.

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milán, Italia.

* mdantonio@geofisica.unam.mx

RESUMEN

El Nevado de Toluca es un volcán activo en estado de quietud, localizado en el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano, 80 km al suroeste de Ciudad de México. Su formación ha sido caracterizada por una etapa efusiva inicial (entre 2.6 y 1.15 Ma), de composición andesítico-dacítica y una etapa explosiva más reciente (desde los 42 ka) que se manifestó con la alternancia de cinco erupciones plinianas (42, 36, 21.7, 12.1 y 10.5 ka) y de por lo menos cinco destrucciones de domos (37, 32, 28, 26 y 13 ka) asociados al emplazamiento de flujos de bloques y ceniza alrededor del volcán. Hace aproximadamente 13 ka ocurrió el evento más reciente de destrucción de domo, con el emplazamiento en el sector N-NE de un flujo piroclástico, aquí denominado flujo El Refugio, con un volumen de 0.11 km³. El depósito está constituido por dos facies de flujo: facies central, hasta 10 m de espesor, que consiste de hasta cinco unidades de flujo con clastos de varios decímetros de diámetro en una matriz arenosa; facies lateral, hasta 4 m de espesor, que consiste de una unidad masiva de material arenoso. En la base de la secuencia aflora un depósito de oleada piroclástica de hasta 30 cm de espesor. Fragmentos de dacita representan el componente principal del depósito, con distinto grado de vesicularidad y con una asociación mineralógica de Pl-Hbl-Opx. Con base en las características estratigráficas, petrográficas y de la textura de los componentes juveniles, se pudo determinar que la extrusión del domo fue un proceso muy rápido y que su destrucción fue acompañada por una componente explosiva. El proceso magmático que dio inicio a la actividad fue debido a un sobre calentamiento de la cámara magmática que promovió un proceso de 'self-mixing' con movimientos convectivos que llevaron a la cristalización y sobre presión del reservorio.

Finalmente, poder determinar una componente explosiva asociada a la destrucción de domos somitales en el Nevado de Toluca, pone en evidencia el alto peligro que este tipo de actividad podría representar en un futuro para las poblaciones aledañas.

Palabras clave: Nevado de Toluca, Cinturón Volcánico Transmexicano, flujos de bloques y ceniza, 'self-mixing'.

ABSTRACT

The Nevado de Toluca is a quiescent volcano located in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, 80 km southwest of Mexico City. The activity began ca. 2.6 Ma ago, with andesitic to dacitic lava flows and domes that lasted until 1.15 Ma. During the last 42 ka, the volcano has been characterized by different eruptive styles, including five dome collapses dated at 37, 32, 28, 26, and 13 ka and five plinian eruptions at 42 ka, 36 ka, 21.7 ka, 12.1 ka and 10.5 ka.

The 13 ka dome destruction is the youngest event of this type, and originated a 0.11 km³ block-and-ash flow deposit on the northeastern sector of the volcano, here named El Refugio flow. The deposit consists of two facies: channel-like, up to 10 m thick, monolithologic, that is composed of up to five units, with decimetric dacitic clasts set in a sandy matrix; and a lateral facies that consists of a gray, sandy horizon, up to 4 m thick. A 30 cm-thick surge layer lies down at the base of the sequence. The main component is a dacitic lava, with variable degree of vesiculation, with mineral association of Pl-Hbl-Opx. Stratigraphic and petrographic features indicate that the dome was quickly extruded on the summit of the volcano, and its collapse was accompanied by an explosive component. The magmatic process that probably triggered the eruption was an overheating of the magma chamber that induced a self-mixing mechanism yielding to an overpressurization of the system. Finally, the identification of an explosive component associated with dome destruction events at Nevado de Toluca volcano clearly indicate the high risk that a future event with such characteristics can represent for populated areas around the volcano.

Key words: Nevado de Toluca volcano, Trans-Mexican Volcanic Belt, block-and-ash flow, self-mixing.

INTRODUCCIÓN

El Volcán Nevado de Toluca (19°09'N; 99°45'W; 4,680 m s.n.m) es un estratovolcán andesítico-dacítico localizado en el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano (Pasquaré *et al.*, 1987), 23 km al SW de la ciudad de Toluca (Figura 1a).

El cráter actual del volcán presenta una forma aproximadamente elíptica con una extensión máxima este-oeste de 2 km y una abertura en forma de herradura hacia el este. En su interior se encuentra el domo "Ombbligo", emplazado durante la erupción pliniana Pómez Toluca Superior de hace 10,500 años (Arce *et al.*, 2003) y dos lagunas ("Laguna del Sol" y "Laguna de la Luna") que probablemente representan antiguos cráteres volcánicos (Figura 1b). Los bordes del cráter forman entre ellos ángulos ortogonales y están formados por residuos de domos parcialmente destruidos por la actividad explosiva (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; Arce *et al.*, 2005; Capra *et al.*, 2006) y/o tectónica (García-Palomo *et al.*, 2000; Bellotti *et al.*, 2006).

La actividad del Nevado de Toluca (NdT) se caracterizó por una fase inicial efusiva constituida por sucesivas emisiones de lava de composición andesítica-dacítica desde hace aproximadamente 2.6 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002) hasta 1.15 Ma (Bellotti *et al.*, 2006), a la cual siguió un hiatus en la actividad magmática, periodo durante el cual el volcán sufrió dos colapsos parciales hacia el sector sureste (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000). La actividad explosiva se reanudó hace aproximadamente 42 ka con cinco erupciones plinianas de edad de 42, 36, 21.7 ka (Pómez Toluca Inferior, PTI), 12.1 ka (Pómez Toluca Intermedia, PTIn) y 10.5 ka (Pómez Toluca Superior, PTS),

respectivamente (Bloomfield *et al.*, 1977; Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; Arce *et al.*, 2005; Capra *et al.*, 2006), con emisiones de depósitos de caída y flujos de pómez, intercaladas con por lo menos cinco erupciones relacionadas a la destrucción de grandes domos centrales hace aproximadamente 37, 32, 28, 26 y 13 ka (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield y Valastro, 1977; Cantagrel *et al.*, 1981; Heine, 1988; Macías *et al.*, 1997; Newton and Metcalfe, 1999; Caballero *et al.*, 2001; García-Palomo *et al.*, 2002), con formación de depósitos de bloques y ceniza. La actividad más reciente del volcán se produjo hace aproximadamente 3,250 años con la emisión de un flujo de ceniza (Macías *et al.*, 1997).

A pesar de la elevada frecuencia y gran dispersión espacial de los depósitos de flujos piroclásticos existen muy pocos trabajos previos que presenten un estudio estratigráfico, petrográfico y geoquímico de detalle. Este trabajo se enfoca en el estudio del flujo de bloques y ceniza de hace aproximadamente 13 ka cuyo cuerpo principal se emplazó en el sector norte del volcán en dirección de la localidad El Refugio, llamado aquí informalmente como flujo El Refugio (FER). La edad absoluta del depósito no se ha podido todavía determinar. García-Palomo *et al.* (2002) fecharon en el sector norte del volcán un paleosuelo a la base de dos unidades de flujo de bloques y ceniza que dio una edad de $13,160 \pm 89$ años, mientras que Caballero *et al.* (2001) reportan un fechamiento de material orgánico por encima de un depósito de flujo de ceniza gris en las proximidades del Lago Chignahuapan de $13,870 \pm 445$ años.

En el presente trabajo se aportan datos nuevos sobre la estratigrafía detallada del depósito, con base en más de 50 secciones, así como sobre las características texturales en

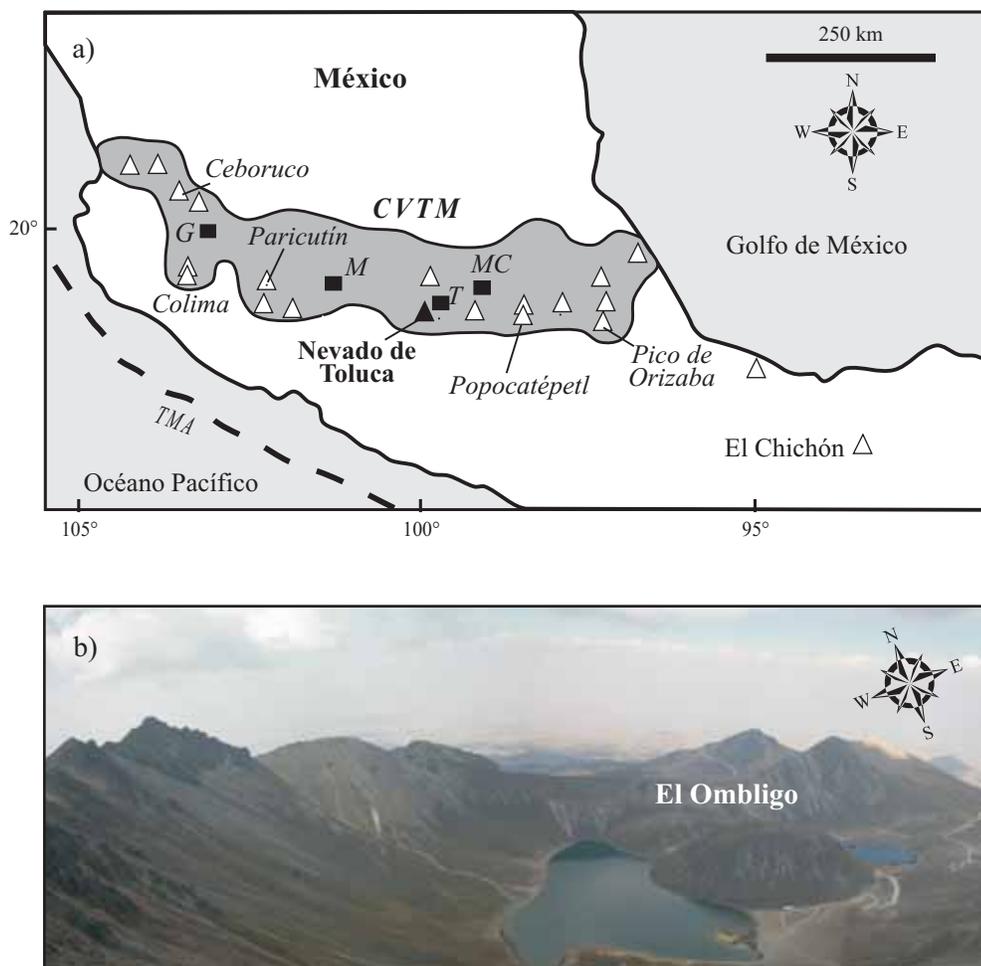


Figura 1. a) Localización del Volcán Nevado de Toluca en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). T: Toluca; MC: Ciudad de México; M: Morelia; G: Guadalajara; TMA: Trincheras Mesoamericanas; b) Vista aérea del cráter del volcán, en donde se puede apreciar el domo El Ombligo entre los lagos de El Sol y La Luna.

sus diferentes facies, determinando además el área afectada por el flujo piroclástico y el volumen de material emitido. Finalmente, a través de la interpretación de nuevos datos petrográficos y geoquímicos del material juvenil emitido, se tratará de definir el estilo eruptivo y los procesos de diferenciación magmática que dieron origen a este evento eruptivo.

CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El volcán NdT está caracterizado por presentar una gran diferencia morfológica, definida como variación de inclinación y textura del retículo hidrográfico entre sus flancos (Norini *et al.*, 2004), debido a la presencia de diferentes cuerpos geológicos en las distintas vertientes.

El cono más reciente del NdT está delimitado del oeste hacia el este por una clara ruptura en la pendiente y por la presencia de un gran anfiteatro abierto hacia el este (Figura

2). Los cuerpos geológicos que constituyen esta parte del edificio volcánico están formados por domos dacíticos, flujos piroclásticos y depósitos glaciares (García-Palomo *et al.*, 2002; Bellotti *et al.*, 2006).

La porción sur del NdT tiene una morfología irregular (Figura 2) con crestas planas, y valles profundos con elevada pendiente ($>20^\circ$) (Norini *et al.*, 2004). En esta área, los cuerpos que afloran son principalmente domos y flujos de lava andesítico-dacítica emplazados entre 2.6 y 1.15 Ma (Bellotti *et al.*, 2006).

La vertiente norte es muy homogénea y relativamente plana, con una inclinación promedio inferior a 5° . La morfología de este lado del volcán es muy regular, interrumpida por algunos valles poco profundos (Norini *et al.*, 2004) a excepción del valle de Zacango (Figura 2), una depresión de origen tectónica (García-Palomo *et al.*, 2002; Bellotti *et al.*, 2006). La homogeneidad de esta zona se debe a que está conformada por los depósitos piroclásticos generados en las etapas explosivas del NdT durante los últimos 40,000 años (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002).

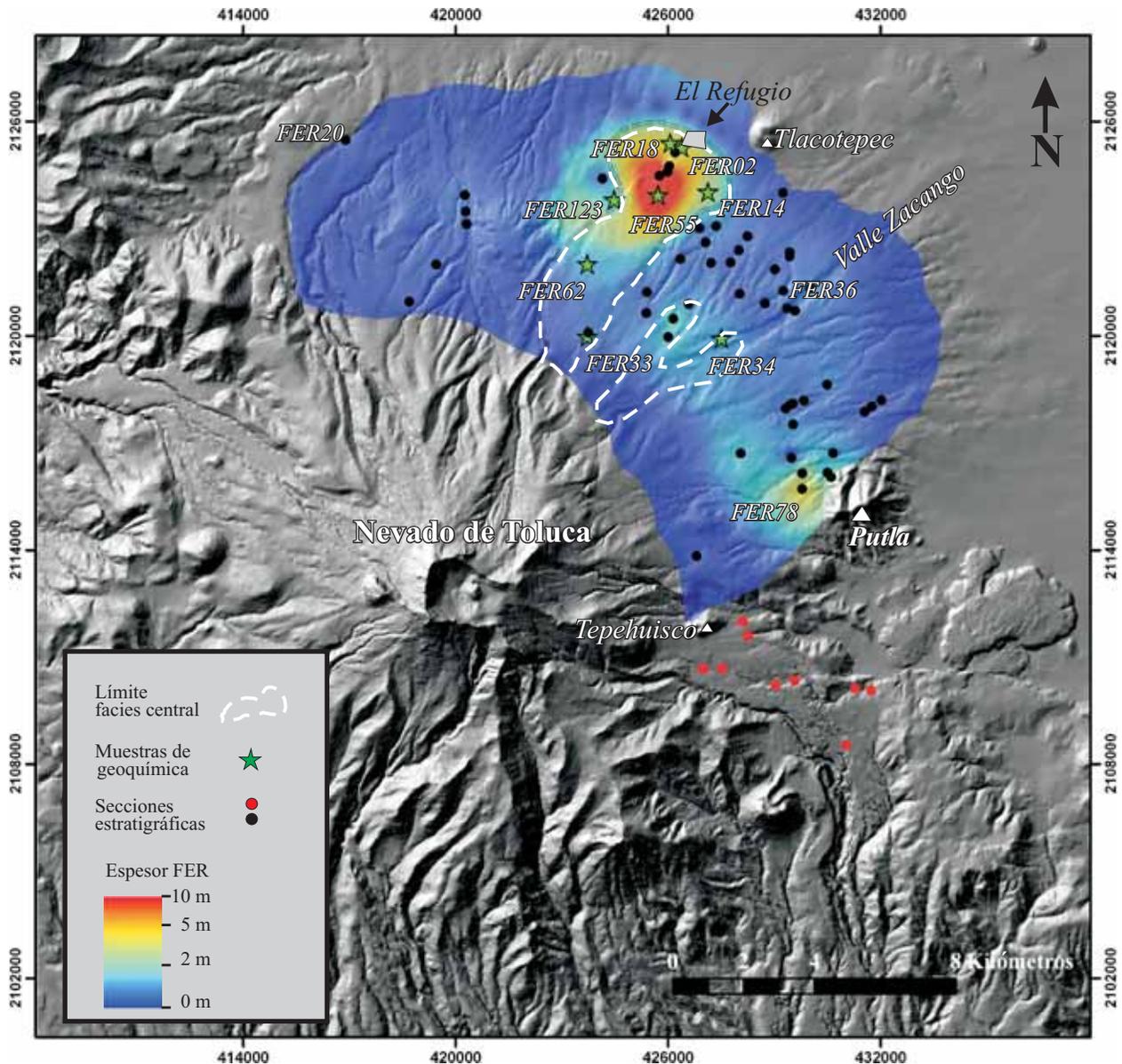


Figura 2. Distribución espacial del FER en un sector de aproximadamente 120° hacia el norte y este del volcán NdT. Los círculos negros y rojos representan los puntos en donde se realizaron las secciones estratigráficas; los círculos rojos al sur del Cerro Putla corresponden a afloramientos en el sector este del volcán en donde se localizaron depósitos debajo de la PTS de origen todavía incierto.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ESTRATIGRAFÍA

El FER presenta una amplia distribución en un sector de aproximadamente 120° hacia el norte y este del volcán NdT. Los principales rasgos morfológicos que delimitan la extensión del FER son el Cerro Tlacotepec hacia el norte, y los cerros Putla y Tepehuisco hacia el este (Figura 2).

La distancia máxima alcanzada por el flujo piroclástico es de aproximadamente 15 km, con un área total de alrededor de 150 km². Los valores de H/L encontrados para este flujo son muy bajos, de alrededor de 0.12. No se han observado afloramientos de este evento en las partes

más proximales al cráter, y los depósitos más cercanos se encuentran a partir de una distancia superior a los 6-7 km del borde del mismo.

El depósito presenta una muy clara ubicación estratigráfica, debido a que normalmente se encuentra entre los dos depósitos de caída de la PTI de hace 21.7 ka y de la PTS de hace 10.5 ka o, con menor frecuencia, arriba del depósito de flujo de bloques y ceniza de hace 28 ka (Figura 3).

Generalmente se encuentra pedogenizado en su parte superior o en contacto erosivo con un depósito de material retrabajado (Figura 3) y su base descansa sobre de un paleosuelo de color ocre y/o café.

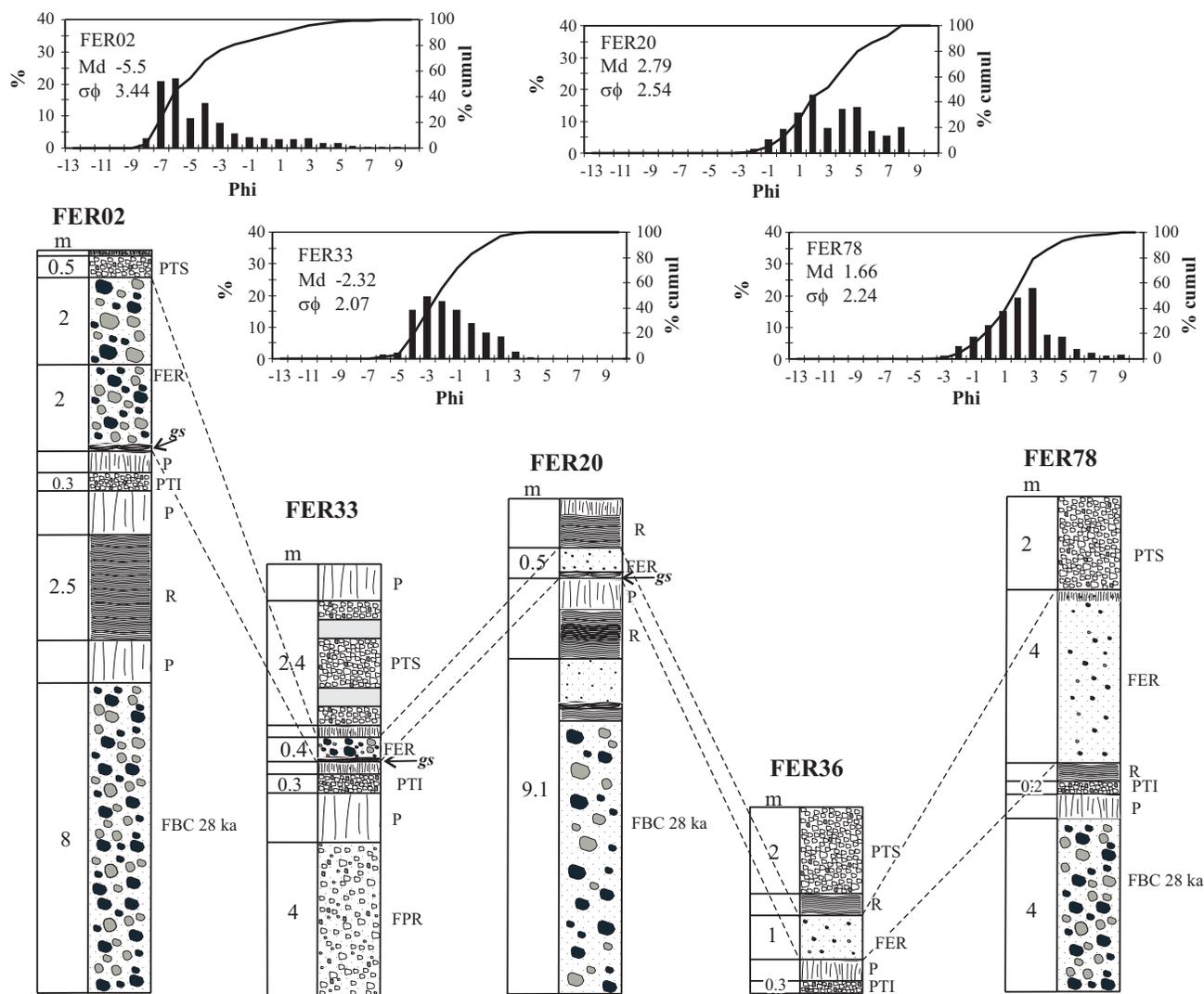


Figura 3. Ubicación cronológica del depósito y correlación entre las columnas estratigráficas que muestran los espesores del FER en sus diferentes facies. Los diagramas representan las distribuciones granulométricas del depósito en su facies central (FER02 y FER33) y lateral (FER20, FER36 y FER78). M_d : mediana; σ_ϕ : clasificación; m: metros; P: paleosuelo; R: depósito de retrabajo; gs: ground surge; FBC: flujo bloques y ceniza; FER: flujo El Refugio; PTS: Pómez Toluca Superior; PTI: Pómez Toluca Inferior; FPR: Flujo Pómez Rosa.

En el sector este del volcán se han encontrado depósitos debajo de la PTS (10.5 ka) de origen todavía incierto (puntos rojos en Figura 2). La falta de fechamientos, así como de datos sedimentológicos, químicos y petrográficos en esta zona no permite una clara interpretación ni definir si estos afloramientos están relacionados con el evento en estudio. Hacia el sur y el oeste se obtuvieron datos estratigráficos y/o radiométricos que no han permitido identificar un depósito con la edad similar al FER, por lo que se excluye su distribución hacia estos sectores.

SEDIMENTOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Con base en el levantamiento de más de 50 secciones estratigráficas (Figura 2), además de la distribución del

depósito, fue posible definir también sus variaciones laterales de facies y de características sedimentológicas. Para determinar las características sedimentológicas del depósito se utilizaron las siguientes técnicas: 1) análisis de la granulometría total que abarca el rango completo dimensional de las partículas presentes; y 2) análisis de la forma por medio de siluetas de comparación (Crofts, 1974).

El método de la granulometría total permite obtener distribuciones granulométricas completas también en el caso de depósitos extremadamente mal clasificados y consiste en utilizar tres diferentes métodos analíticos, dimensionalmente equivalentes, para abarcar el espectro granulométrico entero (de -13 phi a 9 phi). La componente granulométrica gruesa (entre -8 phi y -5 phi) se obtuvo con el método óptico de las intersecciones de Rosiwal (Sarocchi *et al.*, 2005), el material con dimensiones incluidas entre -4 phi y 4 phi

se analizó con el método del tamizado en seco, mientras que el material más fino que 4 phi se analizó con métodos sedimentográficos (Fritsch Analyzette 20). Debido a que la mayoría del material analizado resultó monolitológico no fue necesario hacer correcciones para compensar las diferencias de densidad y juntar las diferentes distribuciones obtenidas. Las distribuciones granulométricas completas fueron analizadas por medio del programa DECOLOG 1.5 (Sarocchi, 2006), obteniendo los parámetros estadísticos de Folk y Ward modificados (Folk y Ward, 1957) y las características de cada una de las componentes lognormales. Finalmente, se emplea la terminología de clasificación granulométrica según Sarocchi (2006), en donde se modifica la escala vulcanológica propuesta por Sohn y Chough (1989) duplicando el número de subclases.

El depósito consiste en dos facies diferentes: una *facies central* con granulometría gruesa y espesores importantes, y una *facies lateral* más fina y con espesores inferiores.

La facies central presenta una distribución espacial muy limitada hacia el NE, principalmente en dirección de la localidad El Refugio, y en menor proporción en la zona proximal del Valle Zacango (Figura 2). A lo largo del eje mayor de dispersión, el depósito muestra la presencia de varias unidades deposicionales (Figura 4a), con un número máximo de cinco en el sitio FER55 y con un espesor que gradualmente aumenta desde los afloramientos proximales hasta un máximo de 10 m al SW de la localidad El Refugio (Figura 2). Estas unidades muestran un característico color gris brillante, que puede cambiar a rosa en la parte más alta del depósito. Presentan una textura masiva y están constituidas por material suelto, generalmente soportado por matriz (granulometría de ceniza muy gruesa a fina). El porcentaje de matriz ($D < -1$ phi) varía de 20 a 40% y está constituida en su mayoría por ceniza mediana a muy gruesa (~75–85%) y ceniza fina (~25–15%), mientras que

las partículas del tamaño de la arcilla están generalmente ausentes o representan menos del 1% (Figura 3). La componente gruesa del depósito está constituida principalmente por líticos monolitológicos juveniles de color gris oscuro y claro de composición dacítica y de densidad variable (normalmente los líticos de menor densidad son de color gris claro), líticos bandeados, y solamente un 2–5 % del depósito consiste en líticos accesorios oxidados de color rojo. Estos fragmentos líticos presentan por lo general una forma de angulosa a subangulosa, con los juveniles más ligeros y frágiles caracterizados también por formas que tienden a subredondeadas. Sus dimensiones pueden ser mayores que -10 phi (bloque grueso), sin embargo el tamaño promedio es de -6 phi (bloque muy fino). También se encuentran en el depósito pequeñas cantidades de pómez centimétricas juveniles de color gris claro y accidentales de color amarillento, con una forma de subredondeada a redondeada.

Las correlaciones entre las diferentes unidades que constituyen la facies central son complejas y difíciles de reconocer en campo. Los contactos son generalmente erosivos. En la zona distal del depósito se observa una progresiva migración hacia el oeste del eje del flujo, con el emplazamiento de una serie de unidades en contacto lateral con terminación del tipo *pinch out* (Figura 4a).

Alejándose lateralmente desde la facies central se reconoce una facies lateral constituida por una sola unidad de flujo, de color gris brillante (Figura 4b). En dirección norte y noreste el espesor de la facies lateral del depósito disminuye rápidamente de 1–2 m hasta 50–60 cm y permanece constante hasta los límites laterales del flujo; solamente en proximidad del Cerro Putla se observa un espesor máximo de 4 m (Figura 2). El depósito de la facies lateral consiste casi completamente de material fino (85–95% de matriz) con granulometría de ceniza muy gruesa a ceniza muy fina (Figura 3). Dispersados en la matriz se encuentran



Figura 4. a: Serie de unidades en contacto lateral con terminación del tipo *pinch out* que caracteriza el depósito del FER en su facies central en zona distal (afloramiento FER55); el espesor total del afloramiento es aproximadamente de 10 m. b: depósito del FER en su facies lateral constituido por una sola unidad de flujo de color gris brillante pedogenizada en su parte superior. FER: Flujo El Refugio; PTS: Pómez Toluca Superior; PTI: Pómez Toluca Inferior.

líticos densos de color variable de gris oscuro a claro con un diámetro máximo de -4ϕ (lapilli grueso) y bordes generalmente angulosos.

En la estratigrafía del depósito, ya sea en la facies central o lateral, se reconoce una unidad en la base que presenta una granulometría de ceniza muy gruesa a muy fina y, localmente, con características estructuras tractivas, aquí interpretada como una oleada piroclástica basal (*ground surge*). Esta unidad no siempre es reconocible debido a que localmente ha sido erosionada por el mismo flujo; donde está presente, su espesor varía entre 2 y 30 cm.

VOLUMEN

El volumen de material emitido durante este evento se calculó con el programa *Arc View* a través de los siguientes pasos: 1) medición de los espesores en campo; 2) creación de un mapa de puntos vectoriales con los espesores del depósito; 3) interpolación de dichos valores, por medio de la cual se obtiene una matriz (raster) que muestra la variación espacial de los espesores del depósito; 4) multiplicación del área de cada elemento de la matriz (cada píxel del raster) por el espesor del depósito en dicho punto; 5) suma de todos los valores calculados en el punto anterior para obtener el volumen total.

El modelo topográfico que se utilizó deriva de los mapas topográficos del Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI) a escala 1:50,000, y se obtuvo a través de una interpolación lineal de las curvas de nivel con equidistancia de 20 m (Norini *et al.*, 2004).

El volumen total mínimo obtenido con este método es de 0.11 km^3 . La estimación detallada del volumen del depósito es muy importante para poder tener una idea de la magnitud del domo colapsado. Omitiendo la dilatación del material durante el transporte y la posible erosión del depósito, un volumen de 0.11 km^3 representaría solamente una pequeña porción de un único domo somital, ya que para llenar el cráter actual se necesitaría un domo de dimensiones mínimas de 1.5 km^3 . Sin embargo, el cráter actual es el resultado de la actividad explosiva asociada a las dos últimas erupciones plinianas (PTS y PTIn), ambas ocurridas a conducto abierto (Arce *et al.*, 2003; Arce *et al.*, 2005). Con este escenario, al momento de la formación del FER el volcán tenía probablemente una altura mayor a la actual, con un cráter más pequeño, el cual estaba ocupado por un domo somital de dimensiones reducidas. La geometría del cono podría ser parecida a la que actualmente se observa en volcanes tipo Unzen o Merapi.

PETROGRAFÍA Y QUÍMICA DE LOS MINERALES

Para el análisis petrográfico se analizaron en total 13 líticos juveniles (una lamina delgada por lítico), de color de gris claro a oscuro, con diferente grado de vesicularidad y

que representan el componente principal del depósito.

Para cada muestra se realizó un análisis cualitativo y cuantitativo al microscopio óptico. El análisis cuantitativo, de tipo volumétrico, se efectuó contando 1,000 puntos por cada lamina; los porcentajes de las fases mineralógicas obtenidas se recalcularon al 100% eliminando los datos relativos a las vesículas. Se consideraron microfenocristales los minerales con dimensión entre 0.3 y 0.03 mm; todos los cristales menores que 0.03 mm fueron considerados parte de la matriz.

El análisis químico de los minerales se llevó a cabo sobre tres muestras en la microsonda electrónica en el Instituto de Geociencias y Georecursos del C.N.R. de Florencia (Italia); para cada muestra se analizaron aproximadamente 25 cristales elegidos de manera representativa de las diferentes fases mineralógicas presentes.

Las rocas presentan una textura porfirica-seriada, con un índice de porfiricidad que varía entre el 25 y 40% en volumen (Tabla 1); los líticos más vesiculares presentan en general una menor cristalinidad.

Los resultados del análisis cuantitativo están ilustrados en Tabla 1. Los fenocristales están constituidos, en orden de abundancia, por plagioclasa, anfíbol y piroxeno, mientras que entre los microfenocristales hay un consistente aumento relativo del porcentaje de piroxeno y sobre todo de anfíbol, que representa el microfenocristal más abundante en la mitad de las muestras analizadas. Los óxidos, por el contrario, están presentes en muy bajos porcentajes en la población de los microfenocristales. En el conteo de puntos no se relevaron, por su escasa presencia, minerales como el apatito y la biotita, que sin embargo sí están presentes. El apatito es identificable como pequeñas agujas en el interior de la plagioclasa, mientras que la biotita está siempre presente con una evidente textura de desequilibrio caracterizada por un hábito anhedral y por la presencia en sus bordes de coronas de minerales (principalmente anfíboles, y en menor cantidad plagioclasa y óxidos, raramente los piroxenos).

La matriz de las rocas está constituida por vidrio, microlitos con textura acicular de plagioclasa y microlitos de óxido (Figura 5), con una escasa presencia tanto de anfíbol como de piroxeno.

Plagioclasa

La plagioclasa se presenta en diferentes texturas (Figuras 6a y 6b). Los microfenocristales están siempre representados por cristales euhedrales sin alguna textura de desequilibrio, mientras que los fenocristales presentan dos tipologías: la primera está constituida por cristales con hábito euhedral sin trazas de desequilibrio, con un diámetro máximo de 1.7 mm; la segunda consiste en cristales con hábitos euhedrales/subeuhedrales, con bordes a veces redondeados y con textura tipo *spongy cellular* (Tsuchiyama, 1985), descrita como el resultado de una disolución parcial del cristal, la cual normalmente se desarrolla a lo largo de

Tabla 1. Análisis cuantitativo de las fases mineralógicas (% en volumen) presentes en los líticos juveniles del FER.

Muestra	N	E	Plg fn	Anf fn	Opx fn	Plg mf	Anf mf	Opx mf	Ox mf	Mt	Total	IP	Vesículas
FER02A	2,125,468	426,364	14.3	2	0.1	4.4	2.8	1.5	0.7	74.2	100	25.8	6.6
FER02B	2,125,468	426,364	19.5	3.9	0.2	4.2	5.9	3.7	0.5	62.1	100	37.9	2.4
FER05A	2,119,959	426,006	12.7	3.8	0.4	2.5	3.6	1.2	0.2	75.6	100	24.4	16.6
FER14A	2,124,229	427,090	17.8	1.5	0.2	8.2	3.7	1.7	0.3	66.6	100	33.4	1.8
FER14B	2,124,229	427,090	20.7	4.3	0.5	5.6	4.9	2.5	0.7	60.8	100	39.2	4.4
FER18B	2,125,625	426,119	22.2	3.0	0.3	4.9	4.8	3.3	0.5	61.0	100	39.0	4.1
FER33A	2,120,187	423,684	22.3	3.9	0.3	5.0	6.5	4.2	0.3	57.5	100	42.5	0.7
FER34A	2,119,922	427,512	20.7	3.0	0.4	6.8	5.5	4.6	0.8	58.2	100	41.8	0.5
FER34B	2,119,922	427,512	21.0	4.0	0.7	4.0	4.4	2.3	0.6	63.0	100	37.0	1.8
FER55A	2,124,141	425,685	20.6	3.5	0.2	4.9	6.3	2.5	0.5	61.5	100	38.5	0.8
FER62A	2,122,202	423,686	22.4	3.8	0.8	5.6	5.4	2.7	1.0	58.3	100	41.7	4.0
FER119A	2,124,132	420,236	19.0	3.8	0.6	5.8	6.5	4.4	0.7	59.2	100	40.8	3.2
FER123A	2,123,881	424,429	14.3	4.5	0.7	2.9	2.9	1.9	0.2	72.6	100	27.4	9.2

Los datos fueron recalculados al equivalente de la roca densa, sin embargo se reporta también el volumen (%) de las vesículas. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol; Opx: ortopiroxeno; Ox: óxido; Mt: matriz; fn: fenocristal; mf: microfenocristal; IP: índice de porfiricidad.

fracturas y planos de maclas (Vance, 1965). Normalmente este último tipo de plagioclasa es característico de los cristales con mayores dimensiones que pueden alcanzar hasta los 5 mm.

Los análisis químicos de los minerales (Figuras 7a, 7b y 7c) evidenciaron una composición prácticamente homogénea de andesina (sólo algunos puntos caen en el campo de la labradorita) con una zonación normal en los fenocristales con textura de equilibrio (núcleo entre An₃₇ y An_{64.3}; borde entre An_{30.7} y An_{45.8}) e inversa para los fenocristales con textura de disequilibrio (núcleo entre An₃₈ y An_{43.5}; borde entre An₄₅ y An_{51.2}). Los microfenocristales presentan una composición similar a la del borde de los fenocristales en disequilibrio con valores entre An_{41.3} y An_{55.6}.

Anfíbol

Los anfíboles se encuentran como fenocristales, microfenocristales y abundantemente como corona de reacción producida alrededor de la biotita. Entre los fenocristales se observaron dos diferentes tipos de textura: cristales en equilibrio con hábito euhedral y con dimensiones máximas de 1 mm (Figura 6c), y cristales con hábito de euhedral a anhedral parcialmente reabsorbidos (Figura 6d) y, en algunos casos, substituidos principalmente por piroxeno. Este último tipo de textura caracteriza un número menor de cristales, normalmente de grandes dimensiones, con un diámetro que puede alcanzar los 3 mm. Los microfenocristales normalmente se presentan con un hábito euhedral sin alguna traza de reabsorción. En algunas láminas, los anfíboles presentan un color café con un inicio de oxidación principalmente a lo largo de los planos de clivaje (Figura 6e) y en otras muestran un color verde sin rastro de oxidación (Figura 6f), como por ejemplo en las muestras de las pómez del depósito PTS (Figura 6g). Del punto de vista químico se observa que la mayoría de los cristales caen en el campo composicional

de la edenita (Figura 7d) según la clasificación de Leake *et al.* (1997). Solamente algunos microfenocristales y los cristales que constituyen la corona de reacción alrededor de la biotita presentan una composición de pargasita, con contenidos más altos de Al₂O₃ (Figura 7d). Los fenocristales en equilibrio presentan normalmente núcleos con un contenido de Al₂O₃ igual o más alto con respecto al borde (Figura 7e). Una composición más rica en Al₂O₃ significa temperaturas de cristalización más altas (Rutherford *et al.*, 1998), indicando así una zonación normal para los fenocristales en equilibrio.

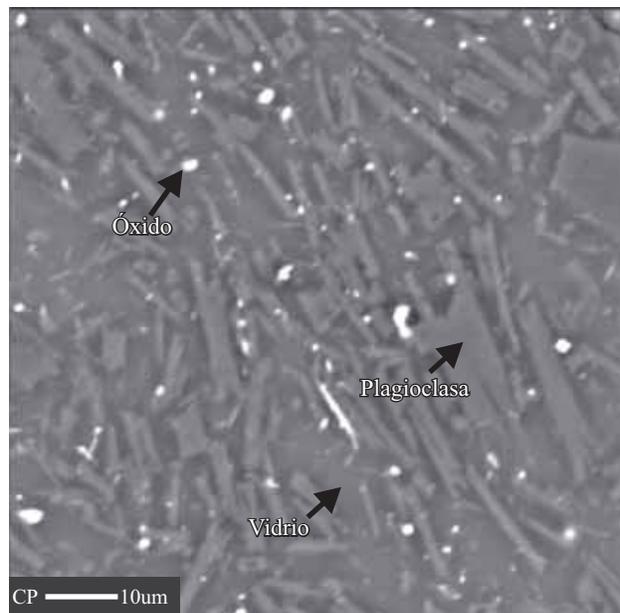


Figura 5. Foto de la matriz de los productos juveniles del FER realizada en la microsonda electrónica; los componentes principales están constituidos por vidrio, microlitos de plagioclasa con textura acicular y microlitos de óxido.

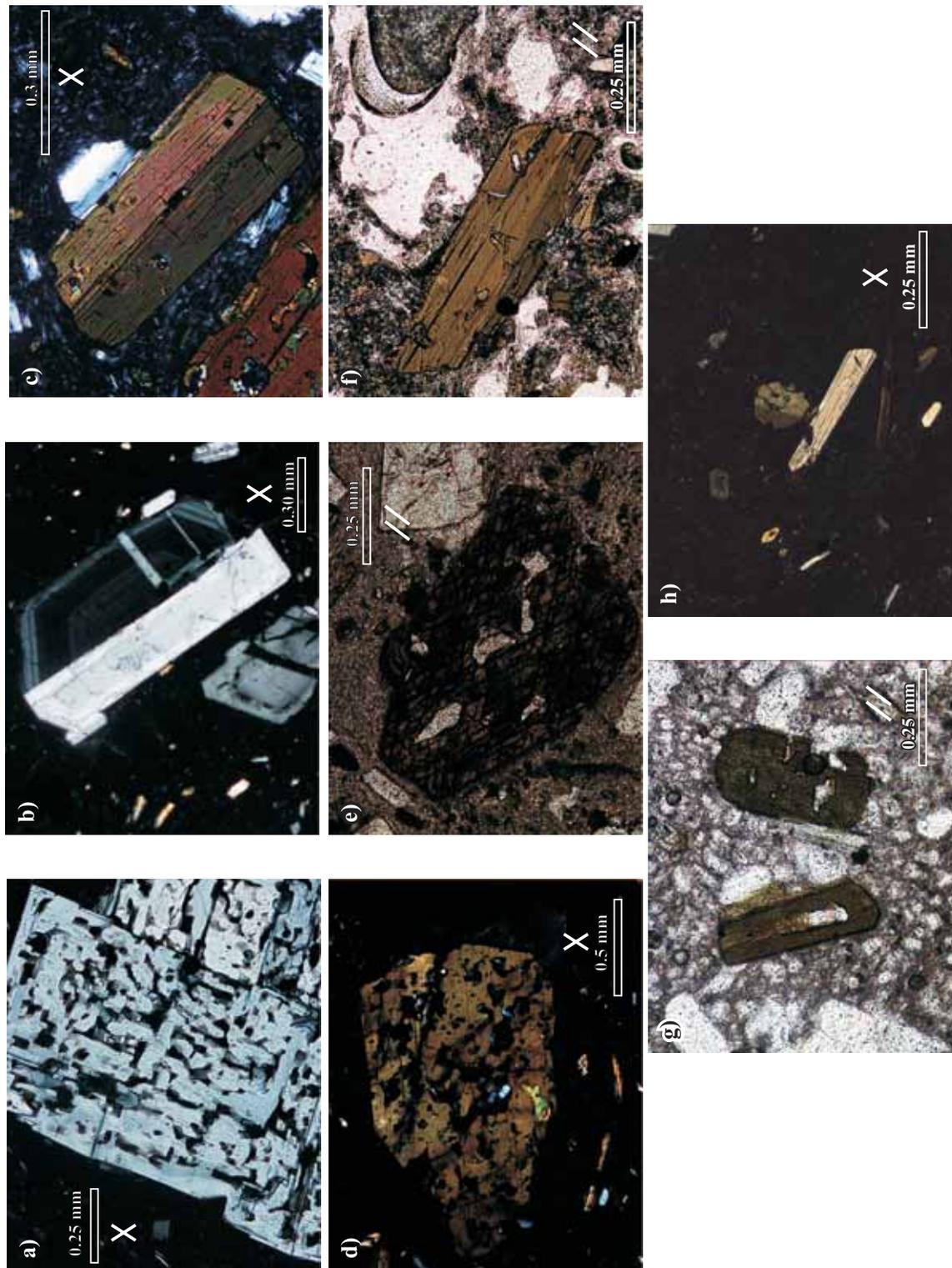


Figura 6. Fotografías al microscopio óptico de las fases mineralógicas encontradas en los líticos juveniles del FER y textura de los anfíboles en una muestra de pómez del evento explosivo PTS. Los símbolos en las fotos indican: //: luz paralela y ×: nicoles cruzados. a: Fenocristal de plagioclasa con textura tipo *spongy cellular*; b: fenocristal de plagioclasa con hábito euhedral sin rasgos de desequilibrio; c: fenocristal de anfibol con hábito euhedral sin rasgos de desequilibrio; d: fenocristal de anfibol con hábito subeuhedral parcialmente reabsorbido; e: fenocristal de anfibol de color café, con oxidación en los bordes y a lo largo de los planos de clivaje, que caracteriza a algunas muestras; f: fenocristal de anfibol de color verde, sin rasstro de oxidación, característico de algunas muestras; g: anfíboles de color verde presentes en una muestra de pómez del evento explosivo PTS; h: fenocristal de piroxeno con hábito euhedral.

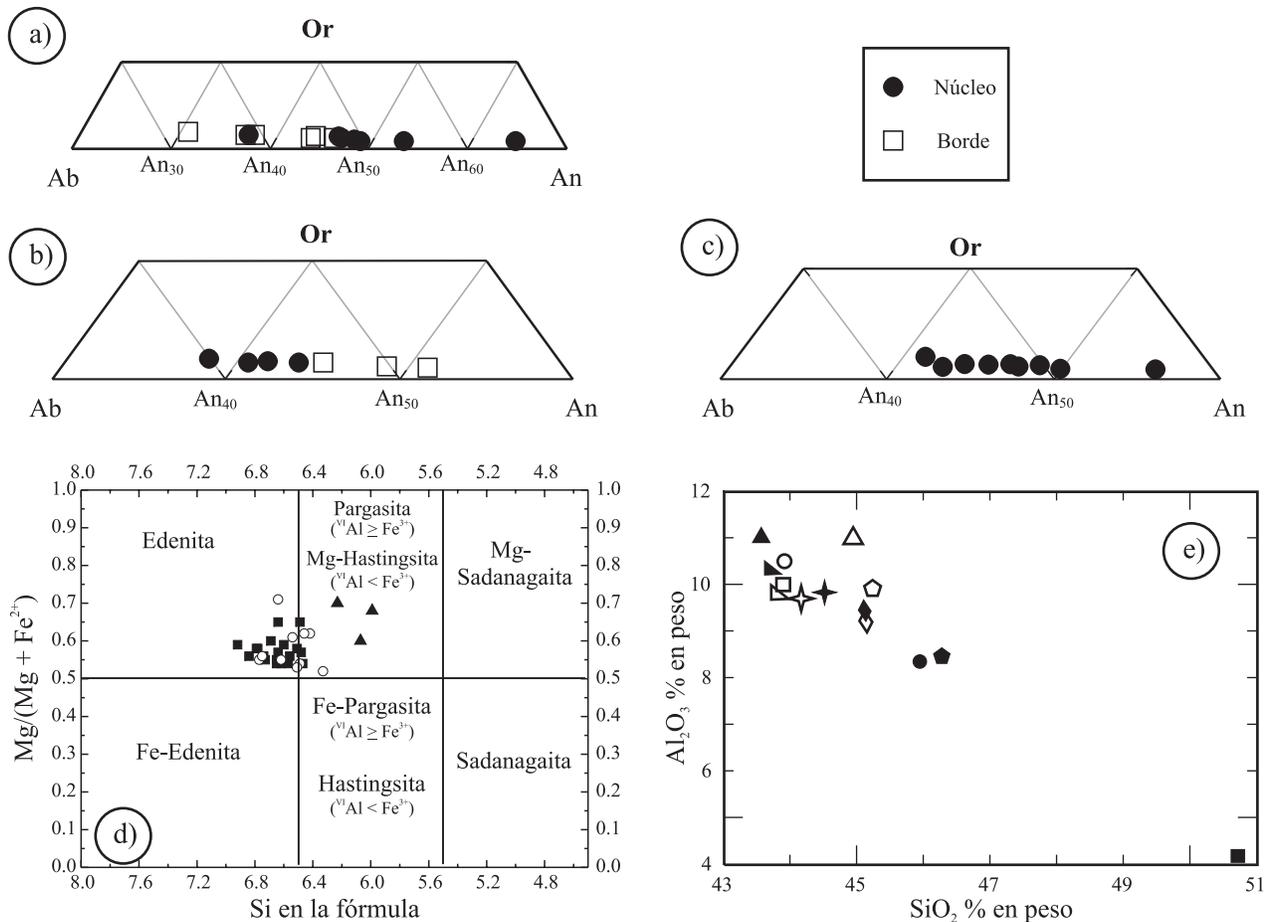


Figura 7. Diagramas de clasificación de algunas fases mineralógicas presentes en los productos juveniles del FER. a: Composición de los fenocristales de plagioclasa en equilibrio, con zonación normal; b: composición de los fenocristales de plagioclasa en desequilibrio, con zonación inversa; c: composición de los microfenocristales de plagioclasa; d: clasificación según Leake *et al.* (1997) de los anfíboles presentes en las muestras analizadas. Todos los cristales caen en el campo composicional de la edenita con la excepción de los minerales que constituyen la corona de reacción alrededor de biotita (triángulos) y de algunos microfenocristales (círculos), con una composición de pargasita. Los cuadros negros representan a los fenocristales; e: diagrama SiO_2 (% en peso) vs. Al_2O_3 (% en peso) para los fenocristales de anfíbol en equilibrio. Símbolos iguales indican el análisis sobre el mismo cristal; los símbolos llenos representan el borde del cristal, los vacíos su núcleo. El núcleo en general presenta un contenido de Al_2O_3 igual o más alto con respecto al borde.

Piroxeno

Los piroxenos, tanto los fenocristales como los microfenocristales y los minerales que se encuentran recristalizados en los bordes de algunos anfíboles son ortopiroxenos, con una composición entre En_{50} y En_{60} . El hábito euhedral de los minerales (Figura 6h) indica que, después de su cristalización, no se tuvieron variaciones de T y P importantes para provocar un desequilibrio. Los cristales más grandes normalmente tienen un tamaño máximo de 0.6 mm. Rarísimos son los clinopiroxenos que, cuando presentes, muestran una forma subeuhedral.

Óxidos

Los óxidos están presentes sólo como microfenocristales euhedrales y como minerales de última cristalización

en la matriz (Figura 5). A veces se encuentran en contacto directo con la biotita. Presentan dos tipos de composición: titanomagnetita e ilmenita. Utilizando el geotermómetro de Andersen y Lindsley (1988), que utiliza la composición de estas dos fases mineralógicas, se obtuvo una temperatura del magma entre 844 y 852 °C.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Los análisis químicos de roca total fueron realizados por medio de Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES) y de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) en los Activation Laboratories en Ancaster, Ontario (Canadá).

Se analizaron 13 muestras del FER (Tabla 2 y Figura 2), la mayoría de las cuales fueron recolectadas en aflora-

mientos de la facies central (comprenden tanto las zonas proximales cuanto las distales), ya que la componente juvenil que constituye los depósitos laterales presenta un tamaño demasiado pequeño para obtener una cantidad de muestra representativa. Como para el análisis petrográfico, se analizaron los líticos juveniles de color gris claro a oscuro con diferente grado de vesicularidad que constituyen el componente principal del depósito.

Variaciones químicas del FER

Todos los productos juveniles del FER caen en el campo composicional de la dacita en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) que utiliza el contenido de sílice vs. el contenido de la suma de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (Figura 8a), y pertenecen a la serie subalcalina según la subdivisión propuesta por Irvine y Baragar (1971). El grado de

Tabla 2. Concentración de los elementos mayores y traza de los productos juveniles del FER.

Muestra	FER02A	FER02B	FER02C	FER02D	FER14A	FER14B	FER18A	FER18B	FER33A	FER34A	FER55A	FER62A	FER123A
N	2,125,468	2,125,468	2,125,468	2,125,468	2,124,229	2,124,229	2,125,625	2,125,625	2,120,187	2,119,922	2,124,141	2,122,202	2,123,881
E	426,364	426,364	426,364	426,364	427,090	427,090	426,119	426,119	423,684	427,512	425,685	423,686	424,429
Afloramiento	FER02	FER02	FER02	FER02	FER14	FER14	FER18	FER18	FER33	FER34	FER55	FER62	FER123
%													
SiO ₂	65.41	66.02	65.94	66.46	66.1	65.78	66.64	66.07	66.01	65.76	66.18	65.83	65.90
TiO ₂	0.607	0.600	0.607	0.590	0.599	0.596	0.597	0.605	0.592	0.605	0.620	0.607	0.604
Al ₂ O ₃	16.27	16.20	16.32	16.10	16.26	16.00	16.17	16.35	16.06	16.31	16.44	16.59	16.14
Fe ₂ O _{3,t}	3.85	3.79	3.84	3.96	3.82	3.77	4.00	3.96	3.77	4.01	4.04	3.93	4.01
MnO	0.064	0.063	0.066	0.066	0.064	0.064	0.066	0.064	0.063	0.058	0.060	0.055	0.065
MgO	1.73	1.70	1.71	1.66	1.66	1.66	1.74	1.75	1.67	1.78	1.82	1.75	1.73
CaO	4.15	4.08	4.12	4.03	4.09	4.00	3.97	4.08	4.02	4.23	4.24	4.20	4.00
Na ₂ O	4.62	4.60	4.64	4.43	4.61	4.55	4.49	4.52	4.57	4.62	4.75	4.58	4.42
K ₂ O	2.03	2.02	1.98	1.90	1.92	1.91	1.85	1.81	2.02	1.96	1.97	1.96	1.82
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18
PPC	1.10	0.72	0.86	0.96	0.81	0.83	0.53	0.66	0.87	0.73	0.53	0.83	1.38
Total	100.00	99.96	100.24	100.32	100.09	99.32	100.23	100.04	99.82	100.22	100.82	100.50	100.25
ppm													
V	47	46	45	53	41	43	44	45	40	63	51	55	47
Cr	23	dld	dld	217	dld	dld	42	32	dld	28	28	29	35
Co	29	26	24	6	18	25	6	6	23	23	17	17	6
Ni	dld	15	13	12	dld								
Cu	16	dld	dld	23	dld	dld	dld	dld	dld	14	9	11	dld
Zn	57	75	57	99	60	58	65	48	54	81	72	74	57
Rb	40	39	38	39	37	39	38	38	38	37	42	38	39
Sr	520	506	508	458	499	525	481	520	492	556	549	539	506
Y	13.3	13.2	12.8	12.9	12.5	13.4	12.9	13.5	12.7	12.4	13.7	13.1	13.6
Zr	149	151	145	135	141	153	134	135	146	213	146	130	141
Cs	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	2.0	1.9	2.0
Nb	4.0	4.2	4.1	6.2	4.0	4.3	4.7	5.0	4.1	5.0	4.0	5.0	4.9
Ba	528	532	507	486	512	544	514	517	521	567	554	548	520
La	15.3	15.5	14.8	17.9	14.4	15.1	15.2	15.0	14.2	13.8	15.2	14.6	15.0
Ce	32.5	32.5	31.0	36.3	30.6	32.3	30.6	30.4	30.4	30.7	32.1	31.2	30.6
Nd	15.9	15.8	15.4	17.7	15.3	15.7	15.6	15.8	15.0	16.8	17.4	16.6	16.0
Pr	3.74	3.72	3.63	4.41	3.59	3.74	3.72	3.73	3.55	3.69	3.98	3.77	3.76
Sm	3.30	3.36	3.29	3.73	3.19	3.33	3.27	3.32	3.16	2.88	3.50	3.37	3.31
Eu	1.10	1.07	1.05	1.15	1.05	1.08	1.08	1.10	1.02	0.87	0.99	0.92	1.11
Gd	3.03	3.10	2.93	3.27	2.90	3.07	2.91	3.05	2.88	2.62	2.97	2.65	3.03
Tb	0.45	0.46	0.44	0.49	0.43	0.47	0.42	0.44	0.43	0.46	0.48	0.46	0.45
Dy	2.42	2.45	2.32	2.57	2.33	2.40	2.35	2.49	2.32	2.32	2.52	2.30	2.46
Ho	0.44	0.44	0.43	0.48	0.42	0.44	0.45	0.46	0.43	0.46	0.48	0.47	0.47
Er	1.27	1.27	1.23	1.44	1.23	1.28	1.29	1.36	1.20	1.38	1.43	1.35	1.37
Tm	0.174	0.178	0.178	0.202	0.179	0.178	0.186	0.190	0.176	0.192	0.204	0.196	0.192
Yb	1.21	1.23	1.19	1.26	1.18	1.22	1.27	1.25	1.16	1.10	1.25	1.14	1.24
Lu	0.177	0.173	0.181	0.190	0.172	0.176	0.192	0.192	0.171	0.169	0.190	0.175	0.194
Hf	3.7	3.8	3.6	3.9	3.6	3.9	3.7	3.7	3.7	5.2	3.6	3.3	4.0
Ta	0.57	0.85	0.66	0.32	0.49	0.57	0.40	0.38	0.60	0.78	0.66	0.51	0.40
Pb	8	9	10	13	8	9	8	6	8	6	7	7	6
Th	3.39	3.47	3.33	3.33	3.28	3.47	3.43	3.33	3.32	4.68	2.87	2.26	3.44
U	1.35	1.40	1.35	1.38	1.35	1.42	1.85	1.31	1.37	1.77	1.73	1.80	1.37

PPC: Pérdida por calcinación; dld: debajo del límite de detección.

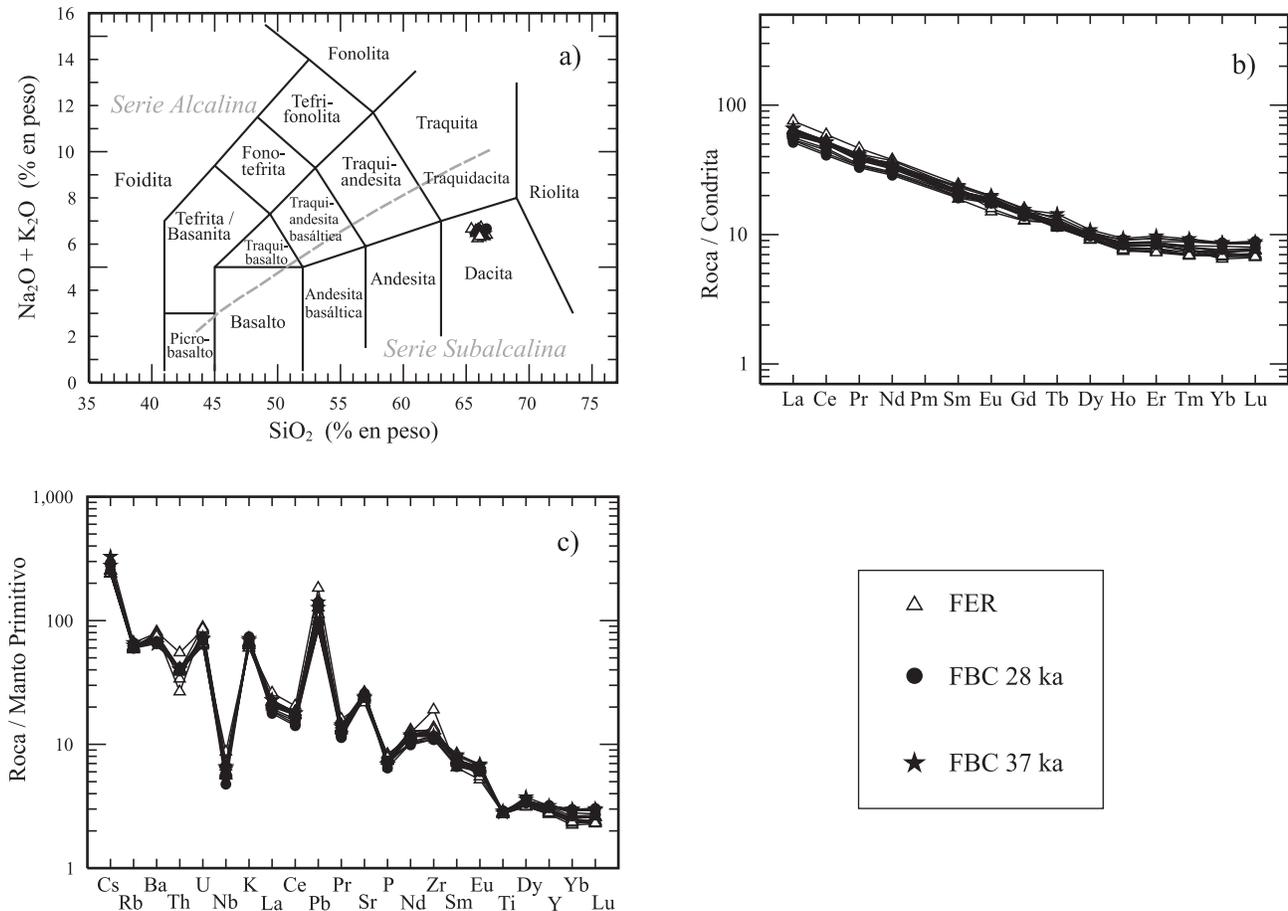


Figura 8. a: Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para los líticos juveniles del FER, y los flujos de bloques y ceniza con edades de 28 y 37 ka. La línea discontinua separa el campo de las series subalcalina y alcalina según Irvine y Baragar (1971); b: patrones de elementos de las Tierras Raras normalizados a valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) para los productos juveniles del FER, y los flujos de bloques y ceniza con edades de 28 y 37 ka; c: patrones de los elementos incompatibles normalizados a los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para los líticos juveniles del FER, y de los flujos de bloques y ceniza con edades de 28 y 37 ka.

evolución de las muestras es bastante homogéneo, ya que la variación máxima de sílice es de 1.2 % en peso (Tabla 2). En la Figura 8b se pueden observar los patrones de los elementos de las Tierras Raras (REE) de las rocas, normalizados a los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989); se puede notar un enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras (de La a Pm) con respecto a las pesadas (de Ho a Lu), con una relación $(\text{La}/\text{Lu})_n$ que varía de 8 a 10. Solamente las Tierras Raras ligeras resultan fraccionadas, mientras que las pesadas muestran un arreglo horizontal. Los contenidos de los elementos mayores y traza de las muestras analizadas son bastante constantes (Figura 9). Entre los elementos mayores se pueden observar, con el aumento del grado de evolución, ligeras disminuciones de CaO y Na_2O , mientras que la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ aumenta ligeramente (Figura 9). Elementos de bajo potencial iónico como Sr y Ba también presentan una cierta correlación negativa con el contenido en sílice (Figura 9). Los elementos compatibles no muestran variaciones sustanciales con el aumento del grado de evolución, a excepción del Co que disminuye

ligeramente (Figura 9). El contenido de elementos de alto potencial iónico, como Ti y Zr, disminuye ligeramente con el aumento del grado de evolución (Figura 9). Las Tierras Raras (REE) no muestran prácticamente variaciones con respecto al contenido de SiO_2 (Figura 9).

Comparación química con los flujos piroclásticos más antiguos

Se confrontaron los datos químicos de roca total de los líticos juveniles del FER con los de productos juveniles relacionados a flujos de bloques y ceniza más viejos con edades de 37 y 28 ka (Tabla 3). Las muestras del flujo más viejo se recolectaron en el valle de Zacango (Figura 2) y el afloramiento corresponde a la columna estratigráfica 3-2 de la fig. 22 de Macias *et al.* (1997), mientras que las muestras del flujo de hace 28 ka forman parte de afloramientos en la localidad El Refugio (Figura 2), que estratigráficamente se encuentran debajo del depósito de caída de hace 21.7 ka

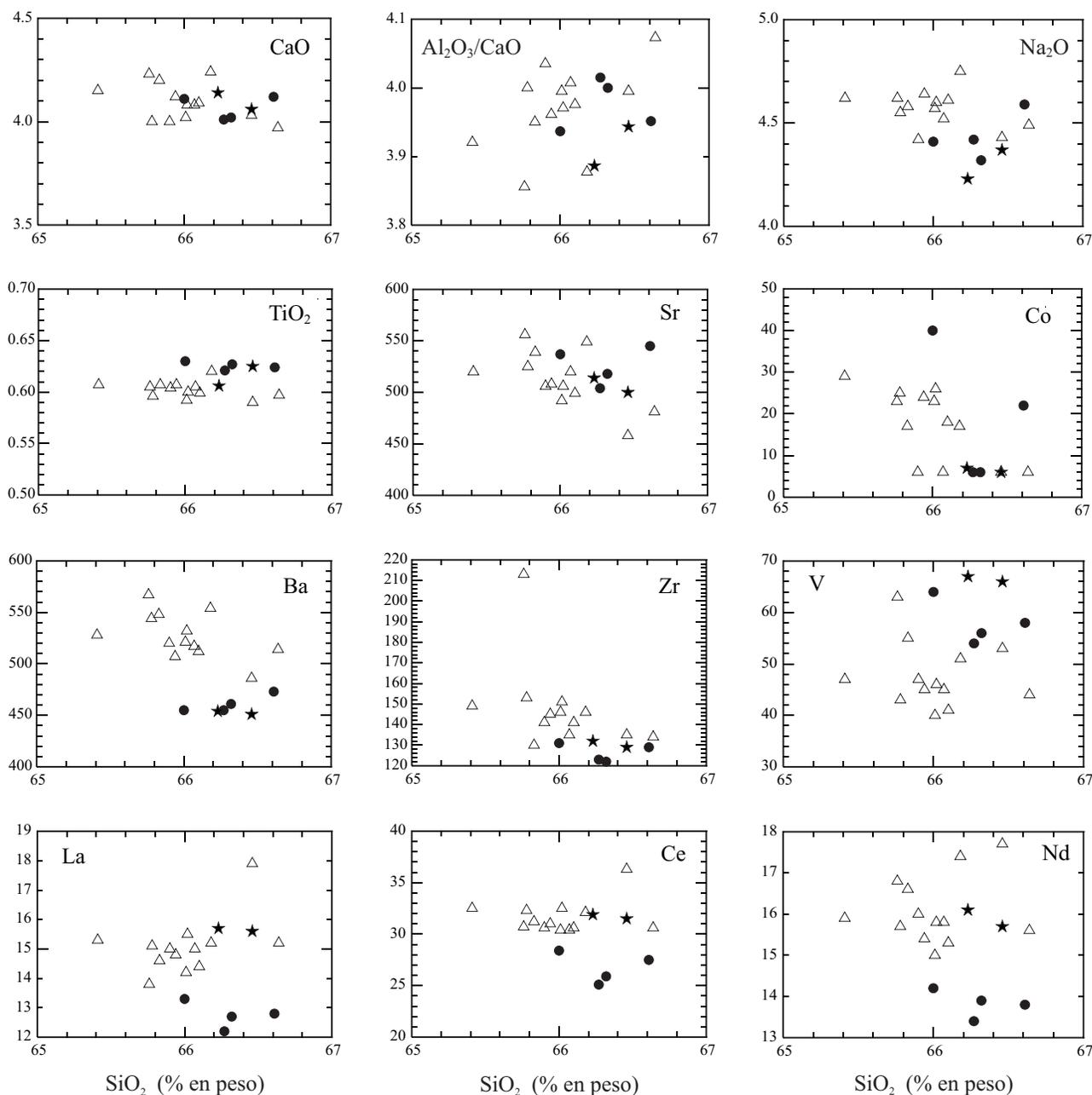


Figura 9. Diagramas de Harker para los productos juveniles del FER y de los flujos de bloques y ceniza de hace 28 y 37 ka que muestran algunos elementos mayores (% en peso) y traza (ppm). Los símbolos coinciden con los de la Figura 8.

(Figura 3). A igual contenido de sílice se puede observar como los productos del flujo en estudio muestran algunas ligeras diferencias con respecto a los dos más antiguos. En particular presentan mayores cantidades de los elementos traza Zr y Ba, valores más bajos del elemento compatible V con respecto al flujo de hace 37 Ka y mayores contenidos de las tierras raras La, Ce y Nd con respecto al flujo de 28 ka (Figura 9). Los patrones de los elementos incompatibles normalizados a los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) que muestran los productos de estos tres eventos son idénticos, así como el fraccionamiento de las Tierras Raras (Figuras 8b y 8c).

DISCUSIÓN: RECONSTRUCCIÓN DEL EVENTO ERUPTIVO

Tipo de erupción

Aunque el crecimiento de un domo es alimentado por la simple extrusión de lavas, su destrucción en la mayoría de los casos está asociada a una actividad explosiva (Sato *et al.*, 1992). Después de haber observado numerosas erupciones que originaron depósitos de bloques y ceniza en el volcán Unzen, Sato *et al.* (1992) propusieron una clasificación genética basada en la relación entre la presión de poro en

Tabla 3. Composición química de los productos juveniles de los flujos de bloques y ceniza (FBC) de hace 28 y 37 ka.

Muestra	FBC02A	FBC02B	FBC15A	FBC15B	FBC26A	FBC26B
N	2,125,468	2,125,468	2,125,365	2,125,365	2,121,670	2,121,670
E	426,364	426,364	426,119	426,119	430,815	430,815
Evento	FBC 28 ka	FBC 28 ka	FBC 28 ka	FBC 28 ka	FBC 37 ka	FBC 37 ka
%						
SiO ₂	66.00	66.61	66.32	66.27	66.46	66.23
TiO ₂	0.630	0.624	0.627	0.621	0.625	0.606
Al ₂ O ₃	16.18	16.28	16.08	16.10	16.01	16.09
Fe ₂ O ₃ t	3.90	3.86	4.04	3.99	4.00	3.91
MnO	0.067	0.067	0.068	0.067	0.067	0.067
MgO	1.71	1.66	1.77	1.73	1.68	1.68
CaO	4.11	4.12	4.02	4.01	4.06	4.14
Na ₂ O	4.41	4.59	4.32	4.42	4.37	4.23
K ₂ O	2.23	2.08	2.03	1.95	2.08	2.15
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.15
PPC	0.89	0.08	0.73	0.66	0.18	0.89
Total	100.28	100.11	100.17	99.98	99.68	100.14
ppm						
V	64	58	56	54	66	67
Cr	dld	dld	29	28	131	113
Co	40	22	6	6	6	7
Ni	dld	dld	dld	dld	dld	dld
Cu	11	32	dld	dld	15	13
Zn	56	56	47	47	93	105
Rb	42	38	39	38	40	42
Sr	537	545	518	504	500	514
Y	14.3	14.1	14.6	14.0	13.9	14.5
Zr	131	129	122	123	129	132
Cs	2.2	2.0	2.3	2.3	2.2	2.6
Nb	4.2	3.4	4.1	3.9	4.7	4.6
Ba	455	473	461	455	451	454
La	13.3	12.8	12.7	12.2	15.6	15.7
Ce	28.4	27.5	25.9	25.1	31.5	31.9
Nd	14.2	13.8	13.9	13.4	15.7	16.1
Pr	3.31	3.21	3.22	3.13	3.82	3.94
Sm	3.17	3.00	3.07	2.93	3.56	3.64
Eu	1.06	1.03	1.03	1.01	1.13	1.16
Gd	3.16	2.97	2.92	2.84	3.08	3.20
Tb	0.46	0.45	0.45	0.43	0.51	0.54
Dy	2.59	2.52	2.57	2.47	2.65	2.76
Ho	0.49	0.47	0.52	0.49	0.51	0.53
Er	1.43	1.38	1.53	1.46	1.56	1.61
Tm	0.209	0.203	0.231	0.224	0.226	0.236
Yb	1.38	1.30	1.47	1.44	1.46	1.47
Lu	0.203	0.198	0.225	0.216	0.218	0.223
Hf	3.3	3.3	3.5	3.5	3.7	3.8
Ta	0.98	0.60	0.35	0.31	0.26	0.26
Pb	10	9	6	7	10	9
Th	3.32	3.50	3.55	3.45	3.44	3.43
U	1.44	1.48	1.45	1.55	1.48	1.52

PPC: Pérdida por calcinación; dld = debajo del límite de detección.

exceso (Pe) y la resistencia interna del magma (Ts). Cuando $Pe < Ts$ se producen erupciones tipo Merapi, que consisten en simples colapsos; explosiones dirigidas tipo Pelée ocurren cuando $Pe \leq Ts$ y sólo localmente $Pe > Ts$; finalmente, si $Pe > Ts$, el domo sufre una explosión masiva y la actividad se denomina tipo Soufrière.

Para poder definir qué tipo de erupción produjo el volcán Nevado de Toluca hace 13 ka, nuestro estudio se

enfocó sobre la matriz que constituye el material juvenil y en la textura de los minerales, en particular de los anfíboles.

Muchos autores han observado que el anfíbol puede presentar dos tipos de texturas de desequilibrio (*breakdown*), definidos por Garcia y Jacobson (1979) como “*gabbroic type*” y “*black type*”. El primer tipo se produce por deshidratación del magma y consiste en la formación de un borde de reacción alrededor del anfíbol constituido por

plagioclasa, piroxeno y magnetita; esta reacción ocurre sólo donde el mineral está en contacto con el líquido magmático. Rutherford y Hill (1993) han observado para el Monte Santa Helena (EE.UU.) que la ausencia de este tipo de reacción significa que el anfíbol ha pasado menos de cuatro días fuera de su campo de estabilidad. El segundo tipo, al contrario, está relacionado a un proceso de oxidación y deshidrogenación en condiciones subaéreas que se verifica durante la extrusión del magma (Kuno, 1950; Devine *et al.*, 1998). Este proceso produce la formación de minerales anhidros (óxidos y piroxenos) de grano fino, dando una coloración negra al anfíbol. Normalmente este proceso, ya que no necesita de una reacción con el líquido, penetra al interior del cristal a través de las fracturas y/o los clivajes (Devine *et al.*, 1998) y es típico de material juvenil que ha pasado más de algunos días en el interior de un domo. Devine *et al.* (1998) comentan que este tipo de inestabilidad no se observa en productos piroclásticos producidos por eventos explosivos, ya que los anfíboles emitidos rápidamente son de color verde sin signos de desequilibrio (Sparks *et al.*, 2000).

Como se describió anteriormente, en algunas muestras del FER el anfíbol es de color verde, sin borde de reacción ni signos de oxidación (Figura 6f), con una textura indistinguible de la que también se puede observar en una muestra de pómez del depósito de caída PTS (Figura 6g). Estas texturas sugieren entonces que una porción del magma ascendió y fue emitida muy rápidamente. Por el contrario, en otras muestras del mismo FER se observa anfíbol de color café oscuro y sin borde de reacción, pero con oxidación a lo largo del clivaje debido a un proceso incipiente de oxidación (Figura 6e). Estas rocas representan magma que probablemente ha permanecido por un tiempo mayor que algunos días en el interior del domo. Los tiempos de permanencia, de todos modos, no deben haber sido muy largos, ya que la oxidación no está muy difundida. Efectivamente, la mayoría de los grandes domos del cráter del Nevado de Toluca que se han enfriado muy lentamente en condiciones subaéreas, presentan anfíboles completamente negros (D'Antonio, 2000).

Estas evidencias sugieren que el evento que originó el FER fue probablemente un evento explosivo de tipo Soufrière, con una explosión instantánea del domo, o de tipo Pelée, con explosiones laterales provocadas por pequeños colapsos. Considerando el volumen aproximado del domo en 0.1 km³, un simple colapso tipo Merapi implicaría la formación del domo en pocos días, con tasas de crecimiento exageradamente grandes con respecto a aquellas observadas en magmas de composición química similar (Anderson *et al.*, 1995), para poder encontrar anfíbol de color verde sin rasgos de oxidación. El material juvenil con anfíbol verde y totalmente fresco debe de haber llegado a la base del domo poco antes de que éste explotara, mientras que el material con anfíbol de color café era parte del mismo domo anteriormente extruido.

El análisis de la matriz en lámina delgada confirmaría esta suposición. Se realizaron análisis modales con el méto-

do de las intersecciones de Rosiwall (Sarocchi *et al.*, 2005) de una muestra con anfíbol verde (FER123A) y una con anfíbol café con inicio de oxidación en los clivajes (FER33A). Por cada muestra se analizaron tres fotos (tamaño de 90 × 90 μm) de zonas diferentes de la lámina delgada y se consideró un valor promedio. Se encontró que la matriz de la roca con anfíbol verde contiene un 53 % de vidrio, mientras que la otra solamente un 47.5 %. Esto indica nuevamente que el material con anfíbol en perfecto equilibrio ascendió y fue expulsado rápidamente hacia la superficie.

Según varios autores (Sparks, 1997; Melnik y Sparks, 2002) cuando un domo crece se pueden desarrollar elevadas presiones que superan la resistencia de las rocas encajonantes y del magma que forma el domo. Sparks (1997) evidencia cómo la cristalización de microlitos puede jugar un papel muy importante en la formación de una sobrepresurización. En este sentido, los microlitos observados en la matriz del material juvenil del FER (Figura 5) sugieren que el domo fue caracterizado por la presencia de sobrepresiones ($P_e > T_s$) en su interior que podrían haber causado su explosión.

Un tal evento explosivo puede justificar los valores muy bajos de la relación H/L (0.12) encontrados para el evento que originó el FER, ya que los flujos de bloques y ceniza en promedio presentan valores de 0.26 (Hayashi y Self, 1992; Sarocchi, 2006). Sin embargo, un factor importante en determinar las grandes distancias alcanzadas fue también el gran volumen de material emitido (Nairn y Self, 1978; Hayashi y Self, 1992; Dade y Huppert, 1996).

Transporte y emplazamiento del flujo piroclástico

Con base en las evidencias estratigráficas del FER, la destrucción explosiva del domo dio origen a uno o más pulsos de flujos piroclásticos, produciendo depósitos con una marcada variación lateral, con la formación de depósitos con textura gruesa y espesores importantes (facies central) y depósitos con textura fina y espesores mucho menores (facies lateral). Esta marcada división lateral de los depósitos fue ya observada por Woods *et al.* (2002) después de un evento eruptivo del Volcán Soufriere Hills (Isla Martinica) relacionado a la explosión de un domo presurizado. Estos autores explican que el flujo se estratifica por densidad y tamaño de las partículas ya durante la fase del levantamiento y del colapso de la columna, con las partículas más finas y ligeras segregándose en las partes más altas. Sin embargo, se ha demostrado que también durante el transporte los procesos de segregación son muy importantes en determinar cambios en las facies del flujo (Bursik y Woods, 1996; Dade y Huppert, 1996; Druitt, 1998; Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000; Saucedo *et al.*, 2002; Schwarzkopf *et al.*, 2005).

Bajo este escenario, la facies central fue emplazada por la avalancha basal del flujo y presenta una distribución hacia el noreste en donde se encañonó a lo largo de dos barrancas principales (Figura 2). En la Figura 2 se puede

observar cómo en esta facies el espesor del depósito va aumentando al alejarse del volcán. Con mucha probabilidad la avalancha basal del flujo viajó por grandes distancias gracias a su elevada energía cinética y empezó a emplazarse en el lado norte del volcán después del cambio de la pendiente correspondiente al piedemonte del edificio. No se han encontrado depósitos del flujo a una distancia del cráter inferior a los 6–7 km. Las posibles explicaciones podrían ser: 1) la pendiente muy alta y la elevada temperatura granular del flujo no permitieron el depósito del material; o 2) los afloramientos no se encuentran porque fueron erosionados o sepultados por los flujos piroclásticos del evento pliniano de la PTS. En la zona distal, la avalancha basal ha desarrollado varias unidades que en cortes transversales se presentan una adyacente a la otra y parcialmente sobrepuestas con terminación del tipo *pinch out* (Figura 4a), mientras que en cortes longitudinales se encuentran sobrepuestas. Este tipo de unidades pueden haberse formado por inestabilidad cinemática en el cuerpo del flujo, con la formación de frentes secundarios que siguen la cabeza, y que se sobreponen al momento de su emplazamiento. Este tipo de fenómeno ya fue observado en flujos de bloques y ceniza del volcán Colima (Sarocchi, 2006) y en otros volcanes (Hoblitt, 1986). Además, en experimentos de laboratorio se ha visto que este tipo de inestabilidad se forma bajo diferentes condiciones (Huppert et al., 1986). Otra posibilidad es que los frentes secundarios se hayan originado por distintos pulsos explosivos que acompañaron la destrucción del domo.

Finalmente, la nube diluida que constituía la parte superior del flujo viajó separadamente (Fisher y Heiken, 1982; Denlinger, 1987; Fisher, 1995), dispersándose lateralmente en un área muy amplia tanto en dirección noroeste como noreste. Su menor densidad y su estado parcialmente fluidizado le han permitido viajar a grandes distancias. Sin embargo, la mayoría de este material más fino se encuentra en el sector noreste hasta los alrededores del Cerro Putla (Figura 2), estructura dómica que por su altura pudo haber obstaculizado la trayectoria del flujo, ya que es en este punto donde se registran los mayores espesores de la facies lateral.

Procesos magmáticos

El análisis químico de roca total indica que el material juvenil del evento en estudio representa una porción homogénea de magma. Las ligeras variaciones en los diagramas de Harker confirman que en esta porción no se produjo una importante diferenciación evolutiva. Sin embargo el material juvenil del FER presenta características peculiares que lo distinguen por el contenido de algunos elementos traza (Zr, Ba, y V) y algunas Tierras Raras (La, Ce y Nd) con respecto a los depósitos de bloques y ceniza de hace 28 y 37 ka (Figura 9).

En los líticos juveniles del FER están presentes minerales con diferentes historias térmicas, con cristales euhe-

drales perfectamente en equilibrio (Figuras 6b y 6c) al lado de minerales en fuerte desequilibrio con amplia evidencia de reabsorción (Figuras 6a y 6d). Un mecanismo que puede explicar esta “rara convivencia” es el modelo propuesto por Couch et al. (2001) de *self-mixing*, en el cual se supone un reservorio constituido por un magma de la misma composición calentado desde abajo y enfriado desde arriba.

La primera fase de este modelo consiste en el calentamiento y la formación de un *boundary layer* en la parte inferior de la cámara magmática por la intrusión de un magma máfico (Figura 10), con la consecuente reabsorción de los minerales presentes en esta zona y que en el caso de las rocas en estudio son representados por los grandes cristales de plagioclasa con textura tipo *spongy cellular* y de anfíbol reabsorbido y substituido por piroxeno. La segunda fase es una desestabilización del magma en el *boundary layer* con la consecuente convección de plumas de magma hacia la parte superior y su sucesivo enfriamiento una vez que éstas encuentran, en la parte alta de la cámara magmática, magma a temperaturas más bajas, con el cual al mismo tiempo se mezclan. El enfriamiento provoca la cristalización de microfenocristales, microlitos y bordes de más alta temperatura. En el caso del FER en esta fase de enfriamiento se formaron solamente los microfenocristales, debido a que los microlitos en la matriz cristalizaron a muy bajas presiones durante la fase de extrusión del magma, ya que la matriz no contiene anfíbol (Figura 5). La diferencia de temperatura entre las dos porciones de magma que se mezclaron probablemente no era muy grande y no se produjo un verdadero *quenching*.

Efectivamente, la composición química evidencia una zonación normal para la plagioclasa y el anfíbol en equilibrio (cristalización en la parte alta del reservorio), mientras que los cristales de plagioclasa reabsorbidos presentan una zonación inversa (Figura 7b), confirmando que el magma en el cual se encontraban sufrió un calentamiento. No se podría explicar un borde cristalizado a temperatura más alta que el centro del cristal por una disminución de la P_{H_2O} , porque en este caso la composición de la plagioclasa debería ser más rica en Na (Couch et al., 2001). Los minerales en fuerte desequilibrio podrían también representar xenocristales incorporados de la roca encajonante. Otras evidencias muy importantes de este *self-mixing* son las diferentes condiciones bajo las cuales han crecido los microfenocristales con respecto a los fenocristales en equilibrio. En primer lugar el resultado del conteo de puntos muestra que los microfenocristales presentan una mayor cantidad de anfíbol con respecto a los fenocristales (Tabla 1); probablemente la pluma de magma presentaba un alto contenido de agua que favoreció la abundante cristalización de esta fase mineral. En segundo lugar, la composición química de los microfenocristales de plagioclasa y anfíbol evidencia una temperatura de cristalización más alta con respecto a los bordes de los fenocristales en equilibrio, ya que respectivamente presentan un más elevado contenido de Ca y Al_2O_3 (Figuras 7c y 7d). Además, la composición de los microfenocristales de

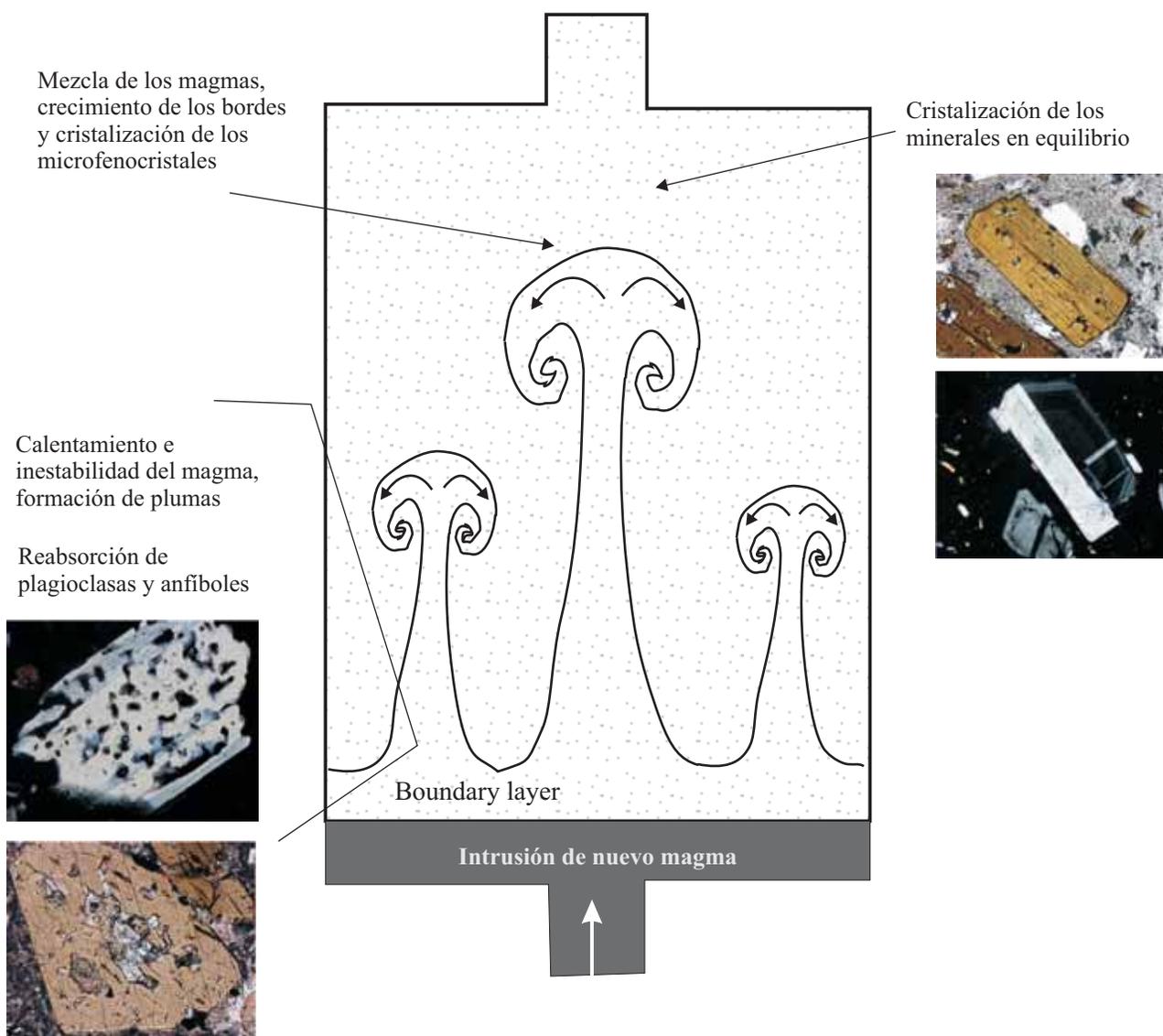


Figura 10. Modelo de *self-mixing* (Couch *et al.*, 2001) modificado y adaptado a la cámara magmática del volcán Nevado de Toluca. La primera fase de este modelo consiste en un calentamiento y la formación de un *boundary layer* en la parte inferior de la cámara magmática por la intrusión de un magma máfico; la sucesiva convección de plumas de magma hacia lo alto provoca un enfriamiento de las mismas una vez que éstas encuentran, en la parte alta de la cámara magmática, magma a temperatura más baja, con el cual al mismo tiempo se mezclan.

plagioclasa es muy similar a aquella de los bordes de los fenocristales que experimentaron reabsorción, sugiriendo quizás una formación contemporánea durante el enfriamiento. Sin embargo, las diferencias de composición no son muy grandes (Figuras 7a, 7c y 7d), evidenciando una pequeña diferencia de temperatura entre las dos porciones de magma al momento de la mezcla.

Finalmente se observó que también los cristales de anfíbol alrededor de la biotita presentan una temperatura de cristalización más alta con respecto a los fenocristales en equilibrio de esa misma fase (Figura 7d). Arce *et al.* (2006) evidenciaron que los cristales de biotita muy probablemente representan xenocristales y que transcurrió poco tiempo

del momento en que fueron incorporados en el magma a la erupción. En nuestro esquema, las biotitas fueron incorporadas durante los movimientos convectivos inducidos por las plumas, sufriendo un proceso de desequilibrio con la formación de una corona de anfíbol de alta temperatura.

Con este mecanismo de *self-mixing* se individualizan también las que fueron las causas que provocaron la erupción de nuevo magma. En primera instancia, la intrusión de un magma a la base del reservorio provoca un aumento general de presión (Melnik y Sparks, 2002), que también se produce en la parte superior de la cámara magmática debido al ascenso de plumas de magma. En segundo lugar, la cristalización de un magma con altos contenidos de agua

y la presencia de mecanismos convectivos que producen el ascenso de porciones de líquidos magmáticos ricos en burbujas pueden haber jugado un papel importante en el aumento de presión en el reservorio (Sparks, 1997; Melnik y Sparks, 2002).

Todas las evidencias aquí descritas apuntan hacia un mecanismo de *self-mixing* como el más probable de los procesos magmáticos, sin embargo no se pueden excluir otras interpretaciones. Por ejemplo, asumiendo que la cámara magmática está caracterizada por movimientos convectivos, se podría imaginar que líquidos magmáticos a elevada temperatura en ascenso desde la parte inferior del reservorio hayan calentado la porción de líquido que se encontraba en la parte superior, sin mezclarse con ella. Al mismo tiempo, por la disminución de presión durante el ascenso, fenómenos de desgasificación pueden haber provocado una liberación de volátiles en el ambiente provocando un aumento de presión en el líquido presente en la parte más alta de la cámara magmática. Esto explicaría tanto la abundante cristalización de anfíbol entre los microfenocristales, como las composiciones más anortíticas de los microfenocristales de plagioclasa. Probablemente los microfenocristales no tuvieron el tiempo de convertirse en fenocristales debido a que, con el avance de la cristalización, el líquido se sobresaturó en volátiles con la consecuente formación de burbujas y ascenso del magma hacia la superficie. Este último proceso es conocido en la literatura también como *second boiling* (Burnham, 1979; Fisher y Schmincke, 1984; Francis y Oppenheimer, 2004). La misma presión ejercida por la porción de magma en ascenso pudo haber jugado un papel importante en provocar el aumento de presión en el reservorio. En este escenario los cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita en desequilibrio probablemente representan xenocristales.

Se podría pensar también a un tercer escenario, en el cual no se haya verificado ningún calentamiento, sino más bien simplemente ocurrió que con el avance de la cristalización los volátiles se acumularon en el líquido provocando un cambio en las condiciones de cristalización de los microfenocristales, caracterizados por una mayor abundancia de anfíbol y por plagioclasa de composición más anortítica (Geschwind y Rutherford, 1995). En este escenario, la plagioclasa y el anfíbol en desequilibrio representarían xenocristales, y el aumento de presión en el sistema que llevó a la erupción de nuevo material juvenil podría ser referido nuevamente a un proceso de *second boiling*.

Sin embargo, aunque estas dos opciones podrían explicar un cambio en la presión y temperatura en la cámara magmática, el rápido ascenso del magma y la componente explosiva asociada a la erupción están indicando un aumento repentino en el contenido de gases, más fácilmente explicable con un proceso que implica la intrusión de un magma más básico y rico en volátiles que además acelera los movimientos convectivos. Cabe mencionar que este magma no necesariamente produce un cambio en la composición en todos los cristales (el aumento de An en la

plagioclasa se puede explicar por un cambio en la presión) ya que dependerá de su ubicación en la cámara magmática (Gardner et al., 2007).

CONCLUSIONES

La reconstrucción de la actividad eruptiva asociada al evento de hace aproximadamente 13 ka pone en evidencia la peligrosidad del volcán Nevado de Toluca, no solamente debido a erupciones plinianas, como las que en el pasado han llegado a afectar áreas hasta distancias de centenares de kilómetros (Arce et al., 2003), sino también por el emplazamiento de flujos de bloques y ceniza asociados a la destrucción de domos somitales. Este ejemplo demuestra que la destrucción de domos, evento ocurrido por lo menos cinco veces durante los últimos 40 mil años de actividad del volcán, ha sido muy probablemente acompañada por una componente explosiva, responsable de la amplia distribución de horizontes de material muy fino que afloran en un radio de aproximadamente 15 kilómetros. La erupción asociada al FER representa quizás la de menor magnitud con respecto a las erupciones más antiguas de hace 28 ka y 37 ka, poniendo en evidencia la necesidad de una mejor cuantificación y caracterización de las erupciones pasadas del Nevado de Toluca, volcán actualmente en estado de quietud, para poder establecer una correcta zonificación de los peligros volcánicos, incluyendo la dispersión de nubes piroclásticas que quizás no hayan dejado espesores muy grandes de material, pero que, sin embargo, representarían un elevado riesgo para las áreas aledañas.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por CONACYT (proyectos n. 37889 y 46340 a L. Capra). Un agradecimiento especial a los Drs. José Luis Macías y José Luis Arce por las amplias discusiones durante todo el trabajo de tesis. Los autores quieren expresar su agradecimiento al Lic. Teodoro Hernández Treviño por el apoyo brindado durante la preparación de las muestras, y al Dr. Filippo Olmi (†) de la Universidad de Florencia, por el apoyo durante la realización de los análisis de microsonda. Los comentarios y sugerencias de los árbitros Joann Stock, Andrea Rossotti y Ricardo Saucedo mejoraron substancialmente este trabajo.

REFERENCIAS

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988, Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides: American Mineralogist, 73, 714-726.
- Anderson, S.W., Fink, J.H., Rose, W.I., 1995, Mount St. Helens and Santiaguito lava domes: the effect of short-term eruption rate on surface texture and degassing processes: Journal of Volcanology

- and Geothermal Research, 69, 105-116.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications: Geological Society of America Bulletin, 115(2), 230-248.
- Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005, The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147, 125-143.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2006, A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis: Journal of Petrology, 47(3), 457-479.
- Bellotti, F., Capra, L., Gropelli, G., Norini, G., 2006, Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca Volcano (Mexico): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158, 21-36.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 85, 901-906.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, central Mexico: Overseas Geology and Mineral Resources, 46, 1-15.
- Bloomfield, K., Sánchez-Rubio, G., Wilson, L., 1977, Plinian eruptions of Nevado de Toluca Volcano, Mexico: Geologische Rundschau, 66, 120-146.
- Burnham, C.W., 1979, The importance of volatile constituents, *en* Yoder, H.S. (ed.), The evolution of the igneous rocks: New Jersey, Princeton University Press, 439-482.
- Bursik, M.I., Woods, A.W., 1996, The dynamics and thermodynamics of large ash flows: Bulletin of Volcanology, 58, 175-193.
- Caballero, M., Macías, J.L., Lozano-García, S., Urrutia-Fugugauchi, J., Castañeda-Bernal, R., 2001, Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico: International Association of Sedimentologists, Special Publication 30, 247-261.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., Vincent, P., 1981, Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (México): Bulletin of Volcanology, 44, 177-188.
- Capra, L., Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 149-168.
- Capra, L., Carreras, L.M., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006, The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: Geological Society of America, Special Paper 402, 155-173.
- Couch, S., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R., 2001, Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers: Nature, 411, 1037-1039.
- Crofts, R.S., 1974, A visual measure of single particle form for use in the field: Journal of Sedimentary Petrology, 44 (3), 931-934.
- Dade, W.B., Huppert, H.E., 1996, Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow: Nature, 381, 509-512.
- D'Antonio, M., 2000, Studio petrologico e vulcanologico del Nevado de Toluca, Messico: Florencia, Italia, Università degli Studi di Firenze, tesis de licenciatura, 90 p.
- Denlinger, R.P., 1987, A model for generation of ash clouds by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens, Washington: Journal of Geophysical Research, 92, 10284-10298.
- Devine, J.D., Rutherford, M.J., Gardner, J.E., 1998, Petrologic determination of ascent rates for the 1995-1997 Soufriere Hills Volcano andesitic magma: Geophysical Research Letters, 25(19), 3673-3676.
- Druitt, T.H., 1998, Pyroclastic density currents, *en* Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J. (eds.), The Physics of Explosive Volcanic Eruptions: Geological Society of London, Special Publication 145, 145-182.
- Fisher, R.V., 1995, Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66, 257-263.
- Fisher, R.V., Heiken, G., 1982, Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13, 339-371.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, Pyroclastic Rocks: Heidelberg, Springer-Verlag, 472 p.
- Folk, R.L., Ward, W., 1957, Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3-26.
- Francis, P., Oppenheimer, C., 2004, Volcanoes: Oxford, Oxford University Press, 521 p.
- Fujii, T., Nakada, S., 1999, The 15 September 1991 pyroclastic flows at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 89, 159-172.
- García, M.O., Jacobson, S.S., 1979, Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas: Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 319-327.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: Tectonophysics, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., 2002, Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico: Geological Society of America Map and Chart Series MCH089, 1-48.
- Gardner, J., Andrews, B., Housh, T., 2007, Dynamics of the El Chichón magma system as recorder by compositional zonations within plagioclase phenocrysts, *en* Espíndola, J.M., Arce, J.L., Macías, J.L. (eds.), El Chichón Volcano: Twenty-five years later. A Commemorative Conference, San Cristobal de las Casas, Chiapas, 22-25 de marzo, 2007: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 6, 37.
- Geschwind, C.H., Rutherford, M.J., 1995, Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of 1980-1986 eruptions at Mount St Helens: Bulletin of Volcanology, 57, 356-370.
- Hayashi, J.N., Self, S., 1992, A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility: Journal of Geophysical Research, 97(B6), 9063-9071.
- Heine, K., 1988, Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes: Die Geowissenschaften, 6, 197-205.
- Hoblitt, R.P., 1986, Observations of the eruptions of July 22 and August 7, 1980, Mount St. Helens, Washington: United States Geological Survey, Professional Paper 1335, 1-44.
- Huppert, H.E., Turner, J.S., Carey, S.N., Sparks, R.S.J., Hallworth, M.A., 1986, A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 30, 179-199.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Kuno, H., 1950, Petrology of Hakano Volcano and the adjacent areas: Geological Society of America Bulletin, 61, 957-1020.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names: The Canadian Mineralogist, 35, 219-246.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K.M., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico, *en* Link, K.P., Kowallis, B.J. (eds.), Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology,

- Utah, Nevada, southern Idaho and central Mexico: Brigham Young University, Geology Studies, 493-528.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 2002, Dynamics of magma ascent and lava extrusion at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *en* Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds.), The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999: Geological Society of London, Memoirs, 21, 153-171.
- Nairn, I.A., Self, S., 1978, Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 3, 39-60.
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E., 1999, Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico: Quaternary Science Reviews, 18, 1039-1059.
- Norini, G., Gropelli, G., Capra, L., De Beni, E., 2004, Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano: Geomorphology, 62, 47-61.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 26(3b), 159-176.
- Rutherford, M.J., Hill, P.M., 1993, Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions: Journal of Geophysical Research, 98(B11), 19667-19685.
- Rutherford, M.J., Devine, J.D., Barclay, J., 1998, Changing magma conditions and ascent rates during the Soufriere Hills eruption on Montserrat: Geological Society of America Today, 8, 1-7.
- Sarocchi, D., 2006, Análisis textural del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de Julio de 1999 en el Volcán de Colima: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 222 p.
- Sarocchi, D., Borselli, L., Macías J.L., 2005, Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(3), 371-382.
- Sato, H., Fujii, T., Nakada, S., 1992, Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano: Nature, 360, 664-666.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortes, A., 2002, Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117, 129-153.
- Schwarzkopf, L.M., Schmincke, H-U, Cronin, S.J., 2005, A conceptual model for block-and-ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 139, 117-134.
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989, Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea): Sedimentology, 36, 837-855.
- Sparks, R.S.J., 1997, Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions: Earth and Planetary Science Letters, 150, 177-189.
- Sparks, R.S.J., Murphy, M.D., Lejeune, A.M., Watts, R.B., Barclay, J., Young, S.R., 2000, Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization: Terra Nova, 12 (1), 14-20.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
- Takahashi, T., Tsujimoto, H., 2000, A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 98, 91-115.
- Tsuyuyama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesites: Contributions to Mineralogy and Petrology, 89, 1-16.
- Vance, J.A., 1965, Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning: Journal of Geology, 73, 636-651.
- Woods, A.W., Sparks, R.S.J., Ritchie, L.J., Batey, J., Gladstone, C., Bursik, M.I., 2002, The explosive decompression of a pressurized volcanic dome: the 26 December 1997 collapse and explosion of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *en* Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds.), The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999: Geological Society of London, Memoirs, 21, 457-465.

Manuscrito recibido: Mayo 23, 2007

Manuscrito corregido recibido: Octubre 10, 2007

Manuscrito aceptado: Noviembre 14, 2007