

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**



**RECONSTRUCCIÓN DE LOS EVENTOS ERUPTIVOS DE
HACE ~28 Y ~13 KA ASOCIADOS AL EMPLAZAMIENTO DE
FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZA EN EL VOLCÁN NEVADO
DE TOLUCA (MÉXICO).**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
DOCTOR EN CIENCIAS
(VULCANOLOGÍA)**

PRESENTA:

MARCO D'ANTONIO

CIUDAD DE MÉXICO

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a mi tutora Dra. Lucia Capra, por haberme dado la posibilidad de realizar este proyecto y por su paciencia durante la revisión de este trabajo.

Gracias a la DGEP-UNAM para el apoyo economico durante estos años de doctorado y al CONACYT por los proyectos n. 37889 y 46340 otorgados a la Dra. L. Capra que financió el presente trabajo.

Gracias al Dr. Peter Schaaf y al Dr. José Luis Macías por haber sido parte de mi comité tutorial y por el apoyo que me han brindado durante todo el doctorado de diferentes formas.

Muchas gracias al LUGIS en las personas de M.C. Gabriela Solís Pichardo, Ing. Teodoro Hernández Treviño, Dr. J. Morales Contreras y M.C.M.A. Hernández Bernal para el apoyo durante la preparación y el análisis de las muestras isotópicas.

Gracias al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en las personas de Araceli, Monica y René.

Muchas gracias a los revisores de esta tesis: Dr. J. Aranda, Dr. J.L. Arce, Dra. L. Capra, Dr. R. Martínez y Dr. D. Sarocchi por mejorar mucho este trabajo.

Gracias al M. en C. Angel Ramírez, por el apoyo durante las salidas a campo y toma de muestras, así como su procesamiento en las tentativas de fechamiento por termoluminiscencia los depósitos de bloques y ceniza del Nevado de Toluca.

Gracias al departamento de vulcanología, que me permitió trabajar sin ningún problema en estos años.

Un gracias al Dr. Bellotti por compartir gran parte del trabajo de campo y al Dr. Norini por su hospitalidad en Querétaro.

Gracias a mis amigos italianos Ranieri y Moreno por haberme hecho extrañar un poco menos “la patria” gracias también a la deliciosa pizza de Moreno “E” Troooooooppoooo Buuuuoonaaaaa”.

Gracias a los compañeros de vulcanología: Ana, Añes, Cecilia, Charlie, Hugo, Javier, Katrin, Lilia, Lorenzo, Marie-Noelle, Nacho, Rafa, Renato, Rita, Santiago, Sergio, Teresa.

Gracias al departamento de computo, en las personas de Iván, Miguel y Héctor.

**Dedico esta tesis a Blanquita, Irma y mi familia en Italia,
sin ellos nunca hubiera realizado todo esto**

ÍNDICE	página
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
 CAPITULO 1.	
INTRODUCCIÓN	5
1.1. ANTECEDENTES Y OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO	5
1.2. OBJETIVO PRINCIPAL	7
1.3. METAS ESPECÍFICAS	8
 CAPITULO 2.	
AMBIENTE GEODINÁMICO Y CONTEXTO GEOLÓGICO: LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA	9
2.1 INTRODUCCIÓN	9
2.2 MAGMATISMO DE LA FVTM	10
 CAPITULO 3.	
EL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA	13
3.1 INTRODUCCIÓN	13
3.2 HISTORIA ERUPTIVA DEL NEVADO DE TOLUCA	15
3.2.1 Introducción	15
3.2.2 Erupciones plinianas	17
3.2.3 Erupciones relacionadas a domos formados en la cima del volcán	17

3.3 CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
---	-----------

3.4 LINEAMIENTOS TECTÓNICOS QUE CARACTERIZAN EL ÁREA DE ESTUDIO	24
--	-----------

CAPITULO 4.

FLUJOS EL REFUGIO Y CALIMAYA: ESTRATIGRAFÍA, DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS.....	27
--	-----------

4.1 FLUJO EL REFUGIO (FER)	27
---	-----------

4.1.1 <i>Distribución espacial y estratigrafía del FER</i>	28
---	-----------

4.1.2 <i>Sedimentología del depósito</i>	29
---	-----------

4.1.3 <i>Volumen</i>	32
-----------------------------------	-----------

4.2 FLUJO CALIMAYA (FC)	34
--------------------------------------	-----------

4.2.1 <i>Distribución espacial y estratigrafía del FC</i>	35
--	-----------

4.2.2 <i>Sedimentología del depósito</i>	37
---	-----------

4.2.3 <i>Volumen</i>	41
-----------------------------------	-----------

CAPITULO 5.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y COMPOSICIONES QUÍMICAS DE LAS FASES MINERALÓGICAS PRESENTES EN LOS PRODUCTOS JUVENILES DE LOS DEPÓSITOS EL REFUGIO Y CALIMAYA.....	43
---	-----------

5.1 INTRODUCCIÓN	43
-------------------------------	-----------

5.2 FLUJO EL REFUGIO	43
-----------------------------------	-----------

5.2.1 <i>Plagioclasa</i>	47
---------------------------------------	-----------

5.2.2 <i>Anfíbol</i>	49
5.2.3 <i>Piroxeno</i>	52
5.2.4 <i>Óxido</i>	53
5.2.5 <i>Vidrio</i>	53
5.3 FLUJO CALIMAYA	54
5.3.1 <i>Plagioclasa</i>	57
5.3.2 <i>Anfíbol</i>	59
5.3.3 <i>Piroxeno</i>	61
5.3.4 <i>Óxido</i>	62
5.3.5 <i>Vidrio</i>	62
5.4 COMPARACIÓN DE LA PETROGRAFÍA ENTRE FER Y FC	63

CAPITULO 6.

COMPOSICIONES QUÍMICAS Y RELACIONES ISOTÓPICAS DE LOS PRODUCTOS JUVENILES DE LOS FLUJOS EL REFUGIO Y CALIMAYA64

6.1 INTRODUCCIÓN	64
6.2 VARIACIONES QUÍMICAS DE LOS PRODUCTOS JUVENILES DEL FLUJO EL REFUGIO	65
6.3 VARIACIONES QUÍMICAS DE LOS PRODUCTOS JUVENILES DEL FLUJO CALIMAYA	67
6.4 COMPARACIÓN QUÍMICA ENTRE LOS PRODUCTOS JUVENILES DE LOS FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZA EMPLAZADOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 28 KA	72
6.5 VARIACIÓN QUÍMICA DE LOS PRODUCTOS DEL NEVADO DE TOLUCA EN EL TIEMPO	74
6.6 COMPOSICIONES ISOTÓPICAS	78

CAPITULO 7.

DISCUSIÓN: RECONSTRUCCIÓN DE LOS EVENTOS ERUPTIVOS	84
--	----

7.1 TIPO DE ERUPCIÓN	84
7.1.1 <i>Introducción</i>	84
7.1.2 <i>Flujo El Refugio</i>	85
7.1.3 <i>Flujo Calimaya</i>	88
7.2 TRANSPORTE Y EMPLAZAMIENTO	91
7.2.1 <i>Flujo El Refugio</i>	91
7.2.2 <i>Flujo Calimaya</i>	93
7.3 PROCESOS MAGMÁTICOS	95
7.3.1 <i>Modelo de self mixing</i>	95
7.3.2 <i>Asimilación cortical</i>	100
7.4 INTERPRETACIÓN DE LAS VARIACIONES QUÍMICAS DE LOS PRODUCTOS EMPLAZADOS POR EL NEVADO DE TOLUCA A TRAVÉS DEL TIEMPO	103
CAPITULO 8.	
CONCLUSIONES	105
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
APÉNDICE I	115

RESUMEN

El Nevado de Toluca es un volcán activo en estado de quietud, localizado en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana, 80 km al suroeste de la Ciudad de México. Su formación fue caracterizada por una etapa efusiva inicial (entre 2.6 y 1.09 Ma) de composición andesítico-dacítica, y una etapa explosiva más reciente al menos en los últimos ~42 ka que se manifestó con la alternancia de cuatro erupciones plinianas (36, 21.7, 12.1 y 10.5 ka) y de por lo menos cinco eventos de destrucción de domo (37, 32, 28, 26 y 13 ka) que emplazaron flujos de bloques y ceniza alrededor del volcán. Hace aproximadamente 28 y 13 ka ocurrieron dos eventos de destrucción de domo, que emplazaron flujos piroclásticos en el sector NE y N-NE respectivamente. El más joven, aquí denominado Flujo El Refugio, involucró un volumen de material de ~0.11 km³ y está constituido por dos *facies* de flujo: una *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; y una *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. Líticos juveniles de composición dacítica, con distinto grado de vesicularidad, representan el componente principal del depósito, con una asociación mineralógica de Plagioclasa-Hornablenda-Ortopiroxeno-Óxidos. Con base en las características estratigráficas, petrográficas (anfíboles de color verde, o café con oxidación incipiente) 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 evento de hace 28 ka, aquí denominado Flujo Calimaya, emplazó dos diferentes *facies*: una *facies proximal* caracterizada por una unidad soportada por clastos, y una *facies distal* caracterizada por depósitos soportados por matriz. El volumen de material involucrado por este evento fue de ~0.32 km³. La componente juvenil del depósito, de composición dacítica, está constituida por líticos con diferente grado de vesicularidad y por un 15 % de pómez, y presenta la misma asociación mineralógica que el Flujo El Refugio. Las características estratigráficas del depósito, el contacto directo en su base con un depósito de avalancha, las características petrográficas de los clastos juveniles (anfíboles completamente reemplazados por minerales anhidros) y la presencia de material juvenil con alto grado de vesicularidad indican que la extrusión del domo fue un proceso muy lento y que la secuencia de eventos de la actividad de hace 28 ka fue la siguiente: 1) la extrusión de un domo desestabilizó el flanco este del edificio volcánico, ya sea por

alteración hidrotermal y/o por la carga causadas por el mismo domo creciendo en la cima del volcán; 2) el deslizamiento de esta porción del edificio indujo el colapso gravitacional de la porción más externa del domo que se encontraba en la cima del volcán; 3) la removilización de estas masas provocó de manera súbita la despresurización del sistema magmático, dando origen a un evento explosivo.

El proceso magmático que dio inicio a las dos actividades fue debido a un sobrecalentamiento de la cámara magmática que promovió un proceso de self-mixing con movimientos convectivos que llevaron a la cristalización y sobre-presión de la cámara misma, con valores de sobre-presión mayores en el caso del FER.

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

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 at 1.09 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.

Two dome destruction events occurred at 28 y 13 ka that emplaced block-and-ash flow deposits towards NE y N-NE respectively.

The 13 ka dome destruction event is the youngest event of this type, and originated a 0.11 km³ block-and-ash flow deposit, 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; 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 different degree of vesiculation, with mineral association of Pl-Hbl-Opx-Ox. Stratigraphic and petrographic features indicate that the dome was quickly extruded in the summit of the volcano, and its collapse was accompanied by an explosive component.

The 28 ka dome destruction event originated a 0.32 km³ block-and-ash flow deposit, in this work named as Calimaya flow. The deposit consists of two facies: proximal facies, characterized by a clast supported unit, and a distal facies which is matrix supported. The juvenile component has a dacitic composition, and it consists of fragments with different vesiculation degree and by a 15 % of pumice, all with the same mineralogical association of the El Refugio flow. Stratigraphic and petrographic features, the direct contact with an avalanche deposit at the base and the presence of highly vesiculated juvenile material indicate that the dome was slowly extruded in the summit of the volcano and that the eruption sequence was: 1) the dome extrusion destabilized the eastern flank of the volcano due to hydrothermal alteration and the weight of same dome growing in the summit; 2) the sliding of this edifice portion produced the gravitational collapse of the external part of the dome; 3) the remobilization of this

mass induced a quickly magmatic system depressurization, originating an explosive event.

The magmatic process that probably triggered these eruptions 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.

CAPITULO 1.

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes y objeto del presente trabajo

Los flujos de bloques y ceniza (FBC), relacionados a la destrucción de domos, son fenómenos volcánicos que involucran volúmenes pequeños de material (Mellors et al., 1988; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Boudon et al., 1993; Carrasco, 1999; Cole et al., 2002; Saucedo et al., 2004; Schwarzkopf et al., 2005), sin embargo presentan un elevado potencial destructivo. El 8 de Mayo de 1902 un flujo de este tipo en el volcán Pelée destruyó la ciudad de St. Pierre en la Isla Martinica, provocando la muerte de ~28,000 personas. Ejemplos importantes más recientes de este tipo de actividad se han podido observar en los volcanes Colima, Soufriere Hills, Merapi y Unzen. Dichos volcanes han mostrado que los fenómenos relacionados al crecimiento de un domo pueden producir diferentes tipos de erupciones que varían desde un simple colapso del domo hasta explosiones laterales y/o verticales. Sato et al. (1992) establecieron que las causas que provocan estas diferentes modalidades de erupción se deben a la relación entre dos factores, la presión de poro en exceso (P_e) y la resistencia del magma (T_s) en el interior del domo. Efectivamente Sparks (1997) demostró que, cuando un domo crece, en la parte superior del conducto volcánico y en el interior del domo, se pueden alcanzar presiones elevadas - debido en particular a la cristalización de los microlitos - que podrían ser liberadas instantáneamente en el caso de una despresurización súbita del sistema (colapso del domo o del edificio volcánico), provocando un evento explosivo inesperado y violento.

Un factor que juega un papel central en determinar las modalidades de erupción es el grado de sobre-presión en la cámara magmática, que determina la velocidad de ascenso del magma hacia la superficie y la velocidad de crecimiento del domo, y además controla indirectamente la eventual desestabilización del edificio volcánico.

Para identificar este tipo de erupciones en la historia de un volcán, como es el caso del volcán Nevado de Toluca, y determinar sus modalidades eruptivas, se deben inferir las características de la erupción a partir de datos derivados de las relaciones estratigráficas, la distribución de los depósitos (radial o lateral), la naturaleza del componente juvenil de los productos, en particular su grado de vesicularidad y su proveniencia (domo o conducto), y de la estimación de la velocidad de ascenso del material desde la cámara magmática. Un instrumento muy utilizado para establecer la velocidad de expulsión del material es observar el tipo de textura de los anfíboles (Rutherford y Hill, 1993), ya que se presentan de un color verde y sin rasgos de desequilibrio cuando el ascenso del magma desde la cámara magmática es rápido (erupciones plinianas), y con diferente grado de oxidación y distintos tipos de coronas formados por reacción de los cristales con el líquido magmático (Rutherford y Hill, 1993; Murphy et al., 2000; McCanta et al., 2007) si el ascenso a lo largo del conducto es lento y/o si el material se estacionó por un cierto tiempo en el domo (colapso de un domo). En el caso de erupciones explosivas relacionadas a domos presentes en la cima del volcán es posible encontrar ambas texturas.

El tipo de erupción tiene una gran relevancia en determinar el área afectada por el evento, ya que una columna vertical emplaza depósitos de forma radial, con flujos piroclásticos que presentan una temperatura granular y un alcance mayor en comparación con las explosiones dirigidas o con los colapsos del domo simples, que además afectan un sector más restringido del volcán (Freundt et al., 2000).

Los trabajos de los últimos años han demostrado que los flujos de bloques y ceniza están formados principalmente por una avalancha basal densa, con una distribución controlada por la topografía preexistente, y que puede ser caracterizada por frentes secundarios que siguen a la “cabeza” del flujo (Sarocchi, 2006; Hoblitt, 1986; Sulpizio et al., 2007), y una capa superior fluidizada con densidad baja que puede viajar separadamente de la parte basal. Establecer la distribución correcta de estas dos componentes es muy importante en particular para la capa

superior fluidizada, que no es confinada por los altos topográficos, y presenta un poder destructivo alto aunque deje depósitos de poco espesor.

La actividad del volcán Nevado de Toluca (NdT) en los últimos 42 ka se ha caracterizado por una serie de eventos explosivos formada por cuatro erupciones plinianas – acompañadas por el emplazamiento de depósitos de caída y flujos de pómez - intercaladas con por lo menos cinco erupciones relacionadas a la destrucción de grandes domos centrales, con formación de depósitos de bloques y ceniza en todos los sectores del volcán. Los numerosos fechamientos establecieron la cronología de las diferentes etapas eruptivas, sin embargo hasta la fecha no se han realizado trabajos de detalle - en particular sobre los FBC - que establezcan en cada actividad el número de colapsos y/o eventos explosivos que afectaron los diferentes sectores del volcán, su distribución exacta y los volúmenes de material involucrados. En este trabajo se estudiaron dos eventos del volcán NdT que emplazaron depósitos de bloques y ceniza: el más antiguo, que tiene una edad de ~28 ka, afectó el sector noreste del volcán y en este trabajo se nombró informalmente como Flujo Calimaya (FC); el más reciente, denominado en este estudio Flujo El Refugio (FER), tiene una edad de ~13 ka y se emplazó en el sector norte y noreste.

1.2 Objetivo principal.

El objetivo principal del trabajo es la propuesta de un modelo eruptivo de destrucción de domo para el volcán Nevado de Toluca con base en el estudio detallado de los depósitos piroclásticos asociados a las erupciones de hace 28 y 13 ka. Estos dos eventos fueron escogidos debido a que mejor representan el estilo eruptivo del volcán para ese tipo de actividad. Además afloran de manera bastante continua en los alrededores del volcán lo que permitió su estudio detallado. Poder definir las características de estas erupciones es de importancia fundamental para evaluar los posibles escenarios eruptivos futuros, ya que el Nevado de Toluca se considera como un volcán activo en estado de quietud.

1.3 Metas específicas

- 1) Determinar el área afectada y el volumen de material involucrado en las erupciones estudiadas;
- 2) definir el tipo de erupción que caracterizó a los dos eventos;
- 3) identificar las causas que provocaron el aumento de presión en el reservorio y la consecuente extrusión de nuevo material magmático;
- 4) encontrar una relación entre el grado de sobre-presión y el tipo de erupción.

AMBIENTE GEODINÁMICO Y CONTEXTO GEOLÓGICO: LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

2.1 Introducción

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico continental formado por aproximadamente 8000 estructuras volcánicas que se extiende desde las costas del Pacífico en el Estado de Jalisco hasta el Golfo de México en el Estado de Veracruz. Presenta una extensión de ~1000 km y una amplitud que oscila entre 80 y 230 km, con una dirección principalmente este-oeste en su sector central y oriental, y ONO-ESE en el sector occidental (Figura 2.1). La FVTM yace entre los paralelos 19° y 20° de latitud norte y forma un ángulo de aproximadamente 15° con la Trinchera Mesoamericana (Figura 2.1).

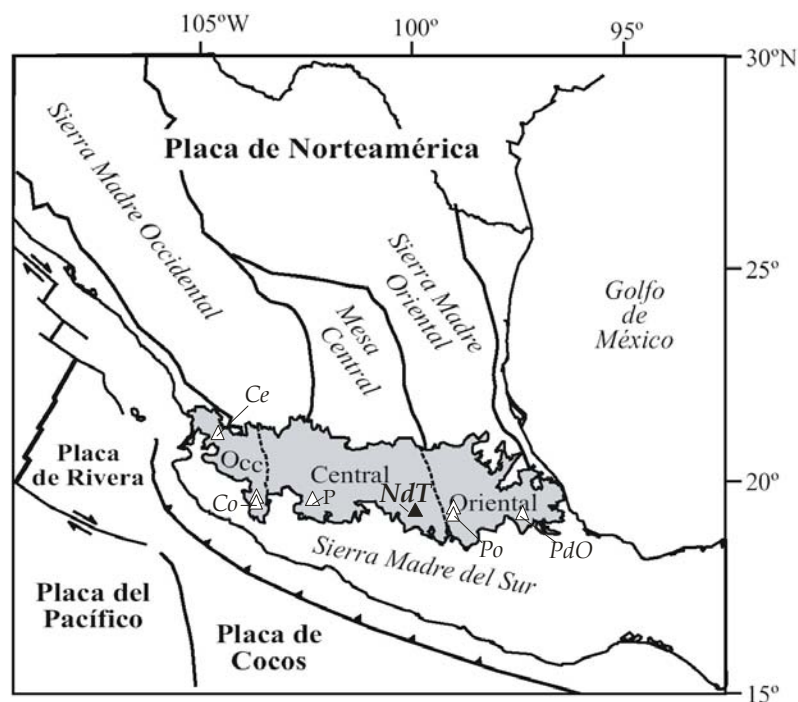


Figura 2.1. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de los tres sectores en los cuales se acostumbra dividirla y de algunos de los principales volcanes que la componen. También se muestran las principales provincias geológicas mexicanas y las placas tectónicas en subducción. Abreviaciones: Ce = Ceboruco; Co = Colima; P = Parícutín; NdT = Nevado de Toluca; Po = Popocatepetl; PdO = Pico de Orizaba (modificada de Gómez-Tuena et al., 2005).

Según la mayoría de los investigadores la FVTM está relacionada a la subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana, con la primera que subyace la porción occidental del arco, la segunda la porción central y oriental (Figura 2.1). La placa de Rivera a lo largo de la trinchera es más joven [< 13 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005)] y presenta una velocidad de convergencia menor [1.7-2.2 cm/año (DeMets et al., 1994); 4-4.9 cm/año (Kostoglodov y Bandy, 1995)] que la placa de Cocos (4.7-6.7 cm/año), cuya edad varía entre 12.7 y 16 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005). El espesor de la corteza continental incrementa desde la costa hacia el interior del continente (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). Los valores mayores se encuentran en las cercanías del Valle de México y de Toluca con 47 km de espesor, las zonas donde la corteza es más delgada son las costas del Pacífico y del Golfo del México (15-20 km). Esto refleja a las variaciones de la topografía, que presenta un incremento en altura desde las costas hacia el interior del continente.

2.2 Magmatismo de la FVTM

Los productos magmáticos más abundantes de la FVTM presentan una composición de intermedia a félsica. El magmatismo del arco tiene principalmente una afinidad subalcalina, con la mayoría de los productos que se clasifican como calcialcalinos con contenidos medios de K (Gómez-Tuena et al., 2005) y se distribuyen a lo largo de todo el arco volcánico. Rocas alcalino-sódicas y alcalino-potásicas son menos abundantes y normalmente se concentran hacia los sectores laterales del arco, donde fueron emplazadas en estrecha relación temporal con los productos típicos de zonas de subducción.

Todos los episodios volcánicos que han formado la FVTM han sido caracterizados por la erupción de rocas calcialcalinas, que fueron emplazadas por una amplia variedad de estructuras volcánicas: conos cineríticos, volcanes escudo, domos, estratovolcanes,

calderas y a través de fisuras. Los productos basálticos están relacionados a los conos monogenéticos y a la actividad fisural, las rocas más evolucionadas a calderas y estratovolcanes. En este último caso el magma se estaciona en el interior de la corteza en cámaras magmáticas de larga vida, promoviendo procesos de cristalización fraccionada y de mezcla entre diferentes componentes. Efectivamente, se han registrado en las rocas emplazadas por los estratovolcanes asociaciones mineralógicas típicas de sistemas en desequilibrio (olivino con cuarzo), o minerales con evidentes texturas de reabsorción y coronas de reacción en sus bordes. A pesar de estas evidencias, todavía quedan muchas incertidumbres sobre las composiciones de los *end-members* que participan en la mezcla y su origen petrogenético exacto, así como no se han establecido los mecanismos físicos en el interior de la cámara a través de los cuales esta mezcla pueda ocurrir. Nixon (1988a; 1988b) encontró que las lavas del volcán Iztaccíhuatl, de composición andesítica-dacítica, son el resultado de la mezcla de un magma basáltico que alimentó a la cámara en donde un magma dacítico estaba evolucionando en ella. Para el volcán de Colima Luhr y Carmichael (1980) encontraron que los productos de este volcán son el resultado de dos procesos simultáneos, cristalización fraccionada y mezcla de magmas. También para el volcán Popocatepetl Schaaf et al. (2005) y Straub y Martín-Del Pozzo (2001) infirieron que sus productos son una mezcla entre un componente dacítico más evolucionado y un magma más primitivo en el interior de la cámara magmática.

Desde los estudios de Wilcox (1954) en el volcán Parícutin la influencia de la corteza continental en las composiciones geoquímicas y en las relaciones isotópicas (McBirney et al., 1987) de las rocas de la FVTM ha sido documentada por varios trabajos, así como lo atestiguan la presencia de xenolitos y xenocristales en desequilibrio químico con el magma (Blatter y Carmichael, 1998). A pesar de estas evidencias, todavía quedan muchas preguntas que no han sido contestadas, como en que medida la corteza

continental influye en las composiciones de los magmas, cuáles son los niveles corticales donde sucede la asimilación, cuáles son los mecanismos fisicoquímicos que la gobiernan y cuál es la naturaleza de las fuentes contaminantes. Además, desde un punto de vista químico, no siempre se pueden observar correlaciones positivas claras entre el grado de evolución y las relaciones isotópicas de las rocas, y algunos autores no consideran que los productos más evolucionados de la FVTM se hayan originado por un proceso de cristalización fraccionada y asimilación. Straub y Martín-Del Pozzo (2001), por ejemplo, a través de cálculos termodinámicos, concluyeron que se necesitaría un volumen de cúmulos igual a todo el estratovolcán para obtener las composiciones de los productos del volcán Popocatepetl considerando un proceso de asimilación cortical.

Aunque la mayoría de los investigadores considera que el magmatismo de la FVTM es originado por la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo de la placa Norteamericana, y que la divergencia angular del arco con respecto a la trinchera está relacionada con la geometría de las placas en subducción, hay autores que han puesto en duda estas consideraciones y han propuesto escenarios y modelos alternativos. Una de las objeciones más contundentes en contra del modelo de subducción es la presencia de rocas alcalinas con características geoquímicas típicas del magmatismo de intraplaca – islas oceánicas y *rifts* - en estrecha relación espacio-temporal con rocas subalcalinas típicas de un arco magmático continental (Márquez et al., 1999; Verma, 1999; Sheth et al., 2000; Verma, 2000a; Verma, 2000b; Verma, 2002).

CAPITULO 3.

EL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

3.1 Introducción

El Volcán Nevado de Toluca ($19^{\circ}09'N$; $99^{\circ}45'W$), conocido también con el nombre náhuatl Xinantécatl, es un estratovolcán andesítico-dacítico de edad Plioceno Tardío-Holoceno que está localizado en el sector central de la FVTM (Figura 2.1) a 23 km al SO de la ciudad de Toluca. Con sus 4680 m de altura representa el cuarto pico más alto de México. El NdT está ubicado sobre una corteza continental con un espesor aproximado de 47 km (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997), y se ha emplazado sobre una secuencia compleja de rocas volcanosedimentarias metamorfizadas de edad Jurásico-Cretácica asociada al Terreno Guerrero (Campa et al., 1974; Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Centeno-García et al., 1993; Martínez-Serrano et al., 2004), una secuencia de ignimbritas de edad eocénica que pertenecen a la Formación Tilzapotla (García-Palomo et al., 2002) y derrames de lava andesítica del Mioceno Tardío que pertenecen a la Secuencia Basal descrita por García-Palomo et al. (2002).



Figura 3.1a. Vista del cráter del volcán, en donde se puede apreciar el domo El Ombligo entre los lagos de El Sol y La Luna.

El cráter actual del volcán presenta una forma aproximadamente elíptica con una extensión máxima este-oeste de 2 km y tiene forma de herradura abierta hacia el este. En su interior se encuentra el domo Ombligo – con una altura de 100-120 m sobre la base del cráter - emplazado después la erupción pliniana Pómez Toluca Superior fechada en 10,500 años (Arce et al., 2003), y dos lagos (Laguna del Sol y Laguna de la Luna) (Figura 3.1a), que probablemente son cráteres volcánicos antiguos y que guardan en sus profundidades restos de ofrendas aztecas o de poblaciones anteriores como los Matlazincas (Quezada-Ramírez, 1972). 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), tectónica (García-Palomo et al., 2000; Norini et al., 2004; Bellotti et al., 2006) y glacial ocurrida durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno (Heine, 1988; Aceves-Quezada, 1996; Vázquez-Selem y Heine, 2004). En los flancos norte y este del volcán, justo debajo de la zona del cráter, están preservadas estructuras en forma de anfiteatro (Figura 3.1b).

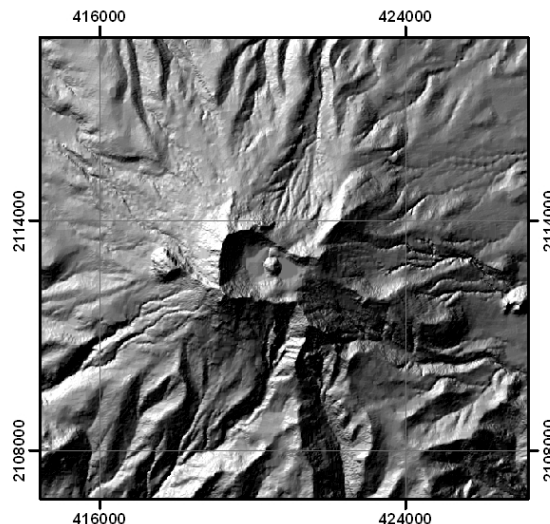


Figura 3.1b. MDE sombreado del cráter del Volcán Nevado de Toluca en donde se aprecian las estructuras en forma de anfiteatro.

El reconocimiento de depósitos de avalancha hacia estos sectores hace pensar que estas morfologías probablemente están asociadas a colapsos del edificio volcánico (Bellotti et al., 2003; Norini et al., 2004), aunque hay que subrayar que durante los últimos 60,000 años el área debe de haber sido afectada por una intensa erosión glacial (Heine, 1988; Aceves-Quezada, 1996; Vázquez-Selem y Heine, 2004) que pudo originar a estos rasgos morfológicos.

3.2 Historia eruptiva del Nevado de Toluca

3.2.1 Introducción

Los primeros autores que intentaron reconstruir la historia eruptiva del volcán fueron Bloomfield y Valastro (1974; 1977) y Bloomfield et al. (1977). Estos autores identificaron algunas de las actividades más recientes, y establecieron la edad del volcán en el Pleistoceno Tardío. Posteriormente Cantagrel et al. (1981) definieron dos grandes períodos de actividad: el primero, que coincide con el nacimiento del antiguo volcán (el “Paleo-Nevado”), empezó hace 1.6-1.5 Ma con la emisión de flujos de lavas andesítica-dacíticas y terminó hace 1.23 Ma; el segundo periodo inició hace aproximadamente 0.1 Ma, y estuvo caracterizado por una actividad explosiva intensa con productos de composición principalmente dacítica. La actividad del volcán entre estos dos periodos, según Cantagrel et al. (1981), fue de tipo epiclástico.

Estudios más recientes permitieron complementar la evolución bosquejada por estos primeros autores. La construcción del Paleo-Nevado probablemente empezó antes de 1.6 Ma, ya que una muestra recolectada en el flanco sur del volcán dio una edad de K-Ar 2.6 Ma (García-Palomo et al., 2002; De Beni, 2001; Norini, 2001), y terminó hace aproximadamente 1.09 Ma (Norini, 2006). Durante el hiatus en la actividad magmática entre las etapas efusiva y explosiva el Paleo-Nevado sufrió por lo menos dos colapsos parciales hacia el sureste (Macías

et al., 1997; Capra y Macías, 2000), de los cuales el más reciente originó dos flujos de escombros que cubrieron un área de aproximadamente 220 km², con un volumen de material de 2.8 km³ (Capra y Macías, 2000).

La actividad magmática se reanudó hace aproximadamente 0.1 Ma con la formación del cono actual (Cantagrel et al., 1981) y, a partir de hace 42 ka, con una serie de eventos explosivos caracterizada por cuatro erupciones plinianas, con el emplazamiento de depósitos de caída y flujos de pómez, intercaladas con por lo menos cinco erupciones relacionadas a la destrucción de grandes domos centrales, con formación de depósitos de bloques y ceniza. La actividad más reciente del volcán se produjo hace aproximadamente 3250 años con el emplazamiento de depósitos de flujos de ceniza y de oleadas piroclásticas con laminación cruzada (Macías et al., 1997). Con base en este último dato, el NdT es considerado un volcán activo en estado de quietud. En la Tabla 3.1 se resume la actividad completa del volcán NdT.

Tabla 3.1. Columna estratigráfica compuesta del volcán Nevado de Toluca (datos de Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2003; Arce et al., 2005; Capra et al., 2006; Norini, 2006).		
<i>Edad (ka)</i>	<i>Tipo de depósito</i>	<i>UNIDAD ESTRATIGRAFICA</i>
~3.3	flujos de ceniza y oleada	/
9.1 +/- 0.5	domo intracaldera	Domo Ombligo
10.5	flujos de pómez y caídas piroclásticas	Pómez Toluca Superior (PTS)
12.1	flujos de pómez y caídas piroclásticas	Pómez Toluca Intermedia (PTInt)
~13	flujos de bloques y ceniza	Flujo El Refugio (FER)
21.7	caídas piroclásticas	Pómez Toluca Inferior (PTI)
~26	flujos de bloques y ceniza	FBC 26 ka
~28	flujos de bloques y ceniza	FBC 28 ka
~32	flujos de bloques y ceniza	FBC 32 ka
~37	flujos de bloques y ceniza	FBC 37 ka
~36-39	flujos de pómez y caídas piroclásticas	Pómez Ocre (PO)
~42	flujos de pómez	Flujo de Pómez Rosa (FPR)
>>42	flujos de escombros y colapsos gravitacionales	PDF, MDF y DAD1
1.3-1.09 (Ma)	flujos de lava	Paleo-Nevado
2.6-1.3 (Ma)	flujos de lava	Paleo-Nevado

3.2.2 Erupciones plinianas

Las cuatro erupciones plinianas presentan una edad de 36 (Pómez Ocre, PO), 21.7 (Pómez Toluca Inferior, PTI), 12.1 (Pómez Toluca Intermedia, PTInt) y 10.5 ka (Pómez Toluca Superior, PTS) respectivamente (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977; 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). De estas cuatro erupciones la de mayor magnitud fue la PTS, que fue caracterizada por cuatro columnas plinianas que se estima que alcanzaron alturas de 24, 39, 42 y 28 km, respectivamente, y cuyos depósitos de caída cubrieron un área mínima de 2000 km² alcanzando las ciudades de Toluca y México (Arce et al., 2003). Los depósitos de la PTI, por el contrario, fueron originados por cinco columnas eruptivas, la primera de las cuales fue de tipo pliniano y se estima que alcanzó una altura de 24 km (Capra et al., 2006). Esta erupción es muy peculiar, ya que incorporó fragmentos de esquistos del basamento y presenta las composiciones químicas menos evolucionadas (61-66 % en peso de SiO₂) de la actividad explosiva de los últimos 42 ka (Martínez-Serrano et al., 2004; Capra et al., 2006).

3.2.3 Erupciones relacionadas a domos formados en la cima del volcán

Las cinco erupciones que emplazaron depósitos de bloques y cenizas ocurrieron hace 37, 32, 28, 26 y ~13 ka aproximadamente. Los primeros autores que estudiaron estos tipos de depósitos fueron Bloomfield y Valastro (1974; 1977), denominándolos “old lahar assemblages”, y Cantagrel (1981), que los describió como “nueés ardentes”. Bloomfield y Valastro (1977) estimaron una edad para estos depósitos cerca de 28 ka, ya que encontraron una edad de 27590 +/- 650 años en carbón proveniente de un depósito fluvial localizado encima del depósito de bloques y ceniza. Los estudios más recientes de Macías et al. (1997) identificaron dos flujos de bloques y ceniza: el más joven fue fechado en 28140 +865/-780 y

28925 ±625/-580 años (en fragmentos de carbón embebidos en el depósito), que los mismos autores relacionan con el fechamiento obtenido por Bloomfield y Valastro (1977); el más antiguo presenta una edad C^{14} de 37000 ± 1125 años, que los autores correlacionan con el depósito denominado “gray lahar” por Heine (1988) para el cual este autor encontró una edad de 35600 ±2600/-1800 años y que está subyacente por un paleosuelo con una edad de 38000 años (Cantagrel et al., 1981). Finalmente García-Palomo et al. (2002) reportan por primera vez otros tres eventos relacionados a domos formados en la cima del volcán, con edades de 32, 26 y ~13 ka respectivamente. Los dos primeros presentan una distribución muy limitada, que según los autores podría deberse a que fueron recubiertos por productos piroclásticos más recientes.

Los depósitos de FBC de hace 37 y 28 ka están formados por más de tres unidades de flujo de las cuales la superior presenta un color rosado, probablemente debido a procesos de oxidación por el contacto con la atmósfera – que presentan una textura masiva, y están constituidas principalmente por líticos juveniles color gris y por cantidades menores de pómez y clastos dacíticos oxidados que formaban el edificio volcánico (García-Palomo et al., 2002). Los componentes juveniles presentan una composición química muy uniforme, con un contenido en peso de SiO_2 que varía de 65 a 67 % (Macías et al., 1997). Según Macías et al. (1997) los depósitos relacionados a estas actividades han recubierto un área mínima de 630 km^2 con un volumen de 3.15 km^3 por cada evento.

García-Palomo et al. (2002) describieron una sección estratigráfica proximal típica del flujo de hace ~13 ka. La secuencia está caracterizado en su base por un depósito de oleada piroclástica de color gris con laminación cruzada y un espesor que puede variar de 15 hasta 40 cm, sobre el cual se emplazaron dos unidades masivas de bloques y ceniza con un espesor total de 10 m. En áreas distales (20 km desde el punto de emisión), por el contrario, el depósito consiste de un flujo masivo discontinuo de ceniza gris con un espesor que varía de

20 a más de 90 cm (Newton y Metcalfe, 1999; Caballero et al., 2001). La edad absoluta del depósito no se ha podido determinar todavía. García-Palomo et al. (2002) fecharon en el sector norte del volcán un paleosuelo en la base de dos unidades de flujo de bloques y ceniza que dio una edad de 13160 \pm 89 años, mientras que Caballero et al. (2001) reportaron un fechamiento de material orgánico por encima de un depósito de flujo de ceniza gris en las proximidades del Lago Chignahuapan de 13870 \pm 445 años.

Según García-Palomo et al. (2002) los eventos de hace 37, 28 y \sim 13 ka se habrían originado por la destrucción de grandes domos centrales que ocuparon el cráter del volcán, ya que presentan una distribución aproximadamente radial.

3.3 Caracterización morfológica y geología del área de estudio

En esta sección se discuten las características morfológicas y la geología del área de estudio. El mapa geológico al que se hace referencia en este trabajo es de Norini (2006) a escala 1:50,000. Las unidades litoestratigráficas y aquellas de los sintemas fueron definidas con base en las sugerencias de la International Sub-Commission on Stratigraphic Classification (Salvador, 1994). Las 75 unidades litoestratigráficas fueron agrupadas en seis grandes unidades, los sintemas (Figura 3.3), separados entre ellos por discontinuidades grandes como son períodos de erosión, hiatus temporal o cambios en el estilo eruptivo de la actividad volcánica (Salvador, 1987; Pasquaré et al., 1992; Salvador, 1994). El sintema más joven corresponde a la evolución del NdT durante los últimos 50 ka, el período más importante con relación a la evaluación de la peligrosidad del volcán. Las unidades litoestratigráficas de este sintema son ilustradas en la figura 3.4. La última gran erupción pliniana en el volcán sucedió hace 10.5 ka (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield y Valastro, 1977; Macías et al., 1997; Arce et al., 2003), y produjo un depósito de caída que cubrió todo el edificio volcánico y gran parte de los alrededores del volcán, y no está representada ya que escondería a gran parte de la

geología subyacente relacionada al sistema más joven (< 50 ka). Más información sobre los sistemas y las unidades litoestratigráficas se pueden encontrar en Norini (2006).

El volcán NdT se caracteriza por presentar grandes diferencias morfológicas, como variaciones de inclinación y de arreglos hidrográficos entre sus flancos (Norini et al., 2004), debido a cambios en la geología de sus vertientes. Norini et al. (2004) dividieron al NdT en cinco dominios morfológicos (Figura 3.2).

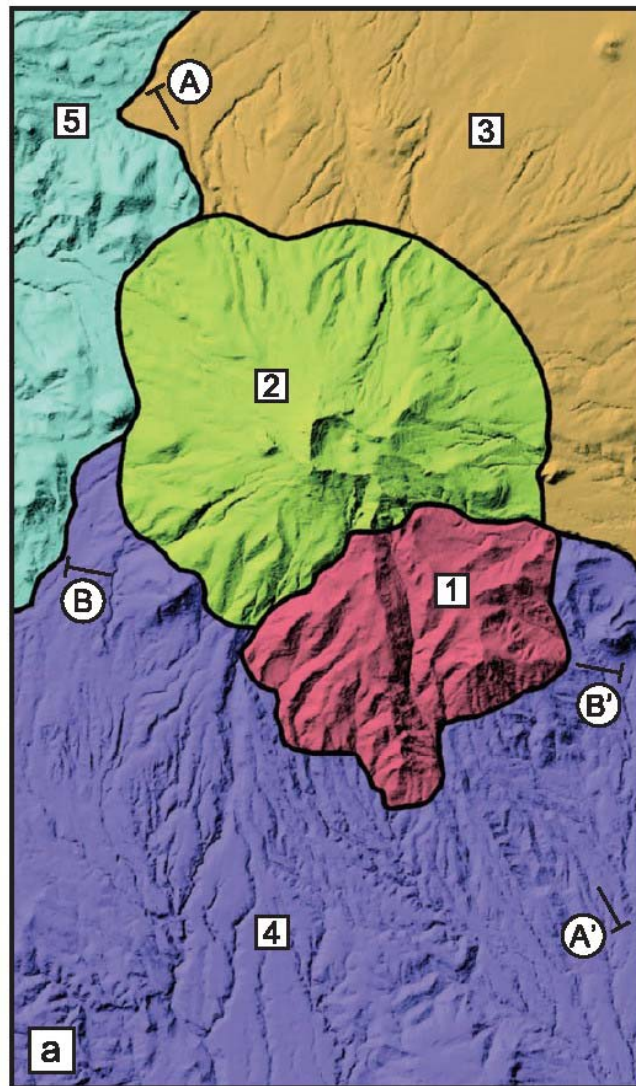


Figura 3.2. Extensión de los dominios morfológicos que caracterizan al volcán NdT (de Norini et al., 2004).

El dominio 1 (Figura 3.2), al sur del cráter actual, tiene una morfología irregular, con valles profundos orientados NNO-SSE con crestas planas y profundidades que alcanzan los 450 m. Más del 50 % del área de este sector presenta una pendiente superior a 20°. En su límite sur este dominio se caracteriza por un cambio en la pendiente fuerte. Este dominio se distingue como un área elevada respecto al cráter actual y a las zonas adyacentes, por esto Norini et al. (2004) lo interpretan morfológicamente y temporalmente como distinto al edificio actual que es más reciente. Este sector del volcán representa, en efecto, una parte del antiguo edificio o Paleo-Nevado, que se formó a partir de los 2.6 Ma y está constituido principalmente por flujos de lava y domos andesítico-dacíticos (Norini et al., 2004) (Figura 3.3).

El dominio 2 (Figura 3.2) comprende al edificio actual del volcán y sus límites están caracterizados por un cambio fuerte en la pendiente. Más del 60 % del área de este sector está caracterizado por una pendiente superior a 10°, debido a la presencia del cráter. El cono volcánico está cortado por valles numerosos, que no son no muy profundos. Este dominio está conformado por coladas de lava andesítico-dacíticas que constituyen al Paleo-Nevado, domos dacíticos y depósitos piroclásticos emitidos durante la etapa explosiva de los últimos 42 ka y depósitos glaciares (Figura 3.3 y 3.4).

El dominio 3 (Figura 3.2), que comprende el sector norte del volcán, es un área muy amplia, con una morfología muy regular, relativamente plana, interrumpida por algunos valles poco profundos a excepción del valle de Zacango, una depresión de origen tectónico (García-Palomo et al., 2002; Bellotti et al., 2006). El 50 % del área presenta una inclinación inferior a 5°. Sus límites son caracterizados por un cambio pronunciado en la pendiente, que corresponde al piedemonte del volcán. La morfología muy regular se debe a que este sector del volcán ha sido rellenado por los depósitos piroclásticos emplazados en los últimos 42 ka (Figura 3.3 y 3.4).

El dominio 4 (Figura 3.2), ubicado al sur del NdT, está caracterizado por una red de valles profundos que cortan en diferentes direcciones al área. Este sector es delimitado por roturas de la pendiente más o menos fuertes, y presenta una inclinación bastante elevada (más del 60 % del área tiene una pendiente superior a 10°).

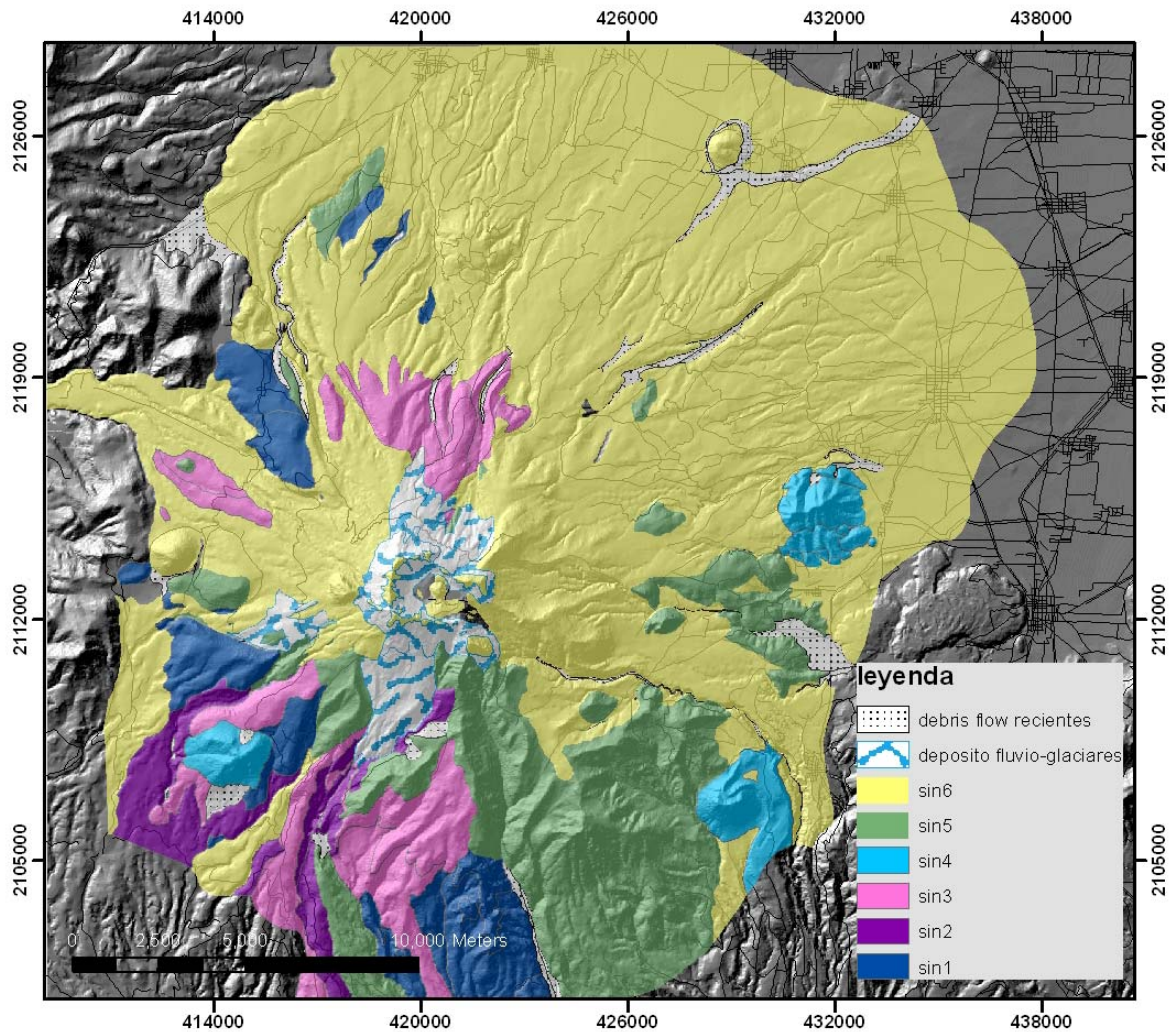


Figura 3.3. Mapa geológico con los 6 sintemas que incluyen las 75 unidades litoestratigráficas. Sin6 = Sintema Nevado (<50 ka); sin5 = Sintema Cuervos (1.26 -1.15 Ma); sin4 = Sintema Putla (~1.09 Ma); sin3 = Sintema Raton (~1.31 Ma); sin2 = Sintema Las Lagrimas (1.31 Ma <edad < 2.6-1.36 Ma); sin1 = Sintema Jabali (2.6-1.36 Ma) (modificada de Norini, 2006).

La porción más meridional de esta área está estructuralmente caracterizada por un conjunto de *horst* y *graben*. Este dominio ha sido rellenado principalmente por los depósitos epiclásticos emplazados durante el período de interrupción de la actividad volcánica (Macías et al, 1997;

Capra y Macías, 2000) y por algunos flujos piroclásticos emplazados durante los últimos 42 ka (Figura 3.3 y 3.4).

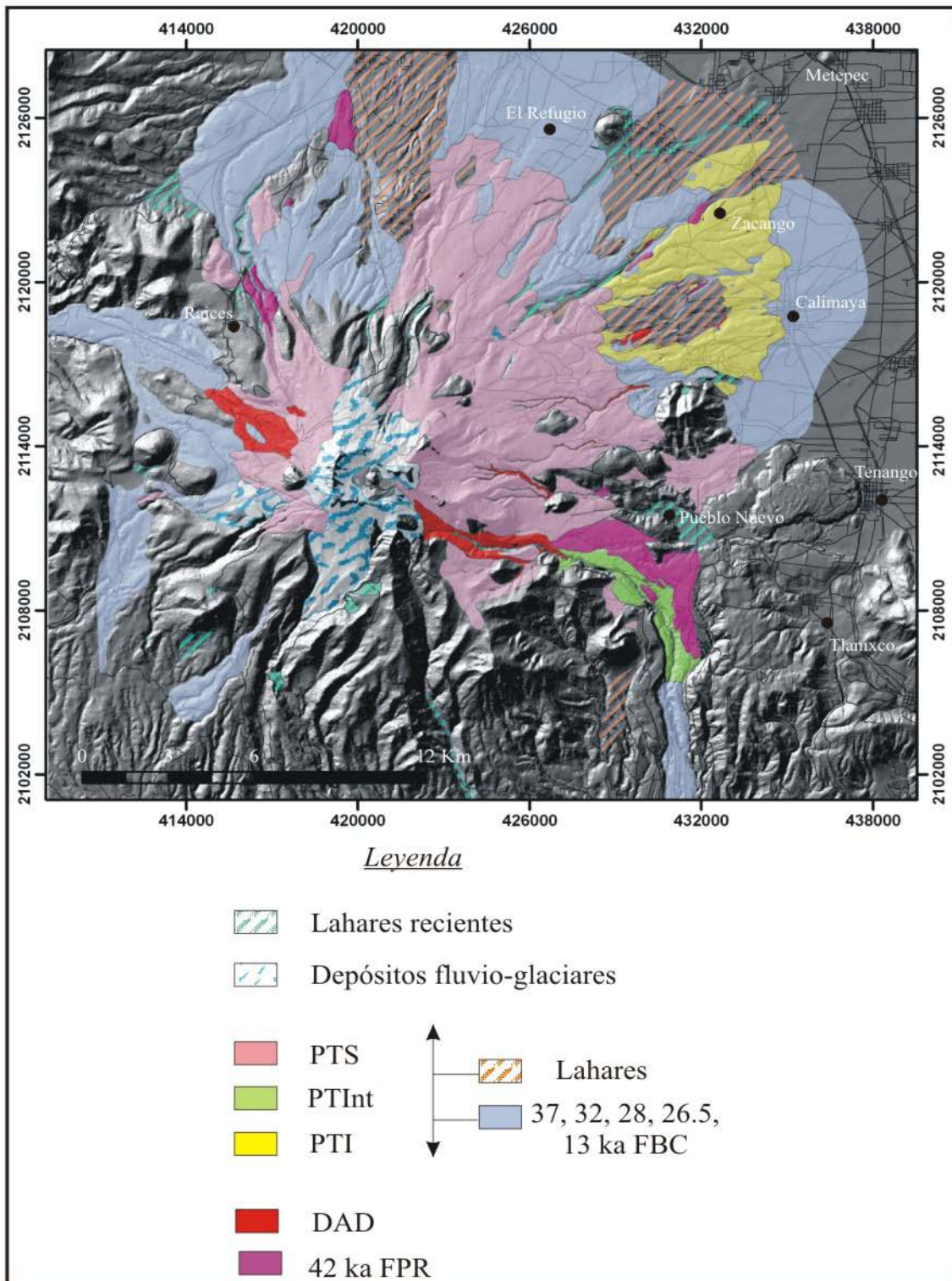


Figura 3.4. Mapa geológico con las unidades litoestratigráficas del Sistema Nevado (< 50 ka). Abreviaciones: PTS = Pómez Toluca Superior; PTInt = Pómez Toluca Intermedia; PTI = Pómez Toluca Inferior; DAD = debris avalanche; FPR = Flujo de Pómez Rosa; FBC = Flujo de bloques y ceniza (modificada de Norini, 2006).

Finalmente, el dominio 5 (Figura 3.2) está caracterizado por un fuerte cambio morfológico. La pendiente es relativamente alta, con el 50 % del área que presenta una inclinación superior a 10°. Un área plana lo conecta con el dominio 2.

3.4 Lineamientos tectónicos que caracterizan el área de estudio

El Nevado de Toluca se encuentra en la intersección de tres sistemas de fallas principales, activas por lo menos desde el Mioceno Temprano (García-Palomo et al., 2000): Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (TQFS), Sistema de Fallas San Antonio (SAFS) y Sistema de Fallas Tenango (TFS). El TQFS presenta una dirección NNO-SSE con una extensión de 250 km y una amplitud que varía de 20 hasta 40 km (García-Palomo et al., 2000). Este sistema estaba activo antes de la primera etapa de evolución magmática del NdT con movimientos normales y laterales derechos, y según García-Palomo et al. (2000) terminó su actividad en el Plioceno tardío. Bellotti et al. (2006) y Norini (2006) sugieren, al contrario, que probablemente este sistema se reactivó en el área de estudio en el Pleistoceno Temprano (por lo menos entre 1.31 y 1.15 Ma), favoreciendo el emplazamiento de domos y flujos de lava que caracterizaron la actividad del Paleo-Nevado en este periodo (Norini, 2006). El SAFS, con dirección NE-SO, presenta una amplitud de 60 km (García-Palomo et al., 2000), y se desarrolló entre los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca. Este sistema de fallas, caracterizado por movimientos transtensivos izquierdos (García-Palomo et al., 2000), influyó sobre el NdT durante las primeras fases de construcción del Paleo-Nevado (Plioceno Tardío), y terminó su actividad en el Pleistoceno Temprano (Bellotti et al., 2006; Norini, 2006). Probablemente este sistema tectónico favoreció el emplazamiento en dirección SO de algunos depósitos volcanoclásticos durante el Pleistoceno Temprano (Norini, 2006). El TFS, que pertenece al sistema tectónico regional La Pera-Tenango (Gómez-Tuena et al., 2005), está constituido por fallas con dirección principalmente E-O con una amplitud en el área de estudio de 35 km

(García-Palomo et al., 2000). La actividad de este sistema empezó por lo menos durante el Pleistoceno Tardío, y sigue activa (Bellotti et al., 2006). Según Bellotti et al. (2006) y Norini (2006) este sistema de fallas ha sido caracterizado por movimientos transtensivos izquierdos, contrariamente a cuanto afirman Palomo et al. (2000) que proponen solamente una cinemática normal. Este sistema tectónico afectó a algunos de los domos presentes en la cima del cráter actual, poniendo en evidencia su actividad en tiempos recientes (Norini, 2006).

Norini et al. (2004) realizaron un trabajo de detalle sobre el área, documentando a los sistemas de fallas inferidos a partir de sus expresiones morfológicas. En particular, identificaron cuatro alineamientos tectónicos con base en su orientación y distribución espacial (Figura 3.5). El lineamiento estructural *a* (Figura 3.5), relacionado con el TQFS (García-Palomo et al., 1996; 2000), presenta una dirección NNW-SSE y ha formado en el sector sur del Nevado (dominios 1 y 4) valles largos y profundos y estrechas crestas rectilíneas; en el dominio 3 alineamientos estructurales con esta dirección se desarrollan a partir de la base del edificio del NdT hacia el norte con la formación de valles rectilíneos no muy profundos. El alineamiento estructural *b* presenta una dirección NW-SE (Figura 3.5), relacionada al TFS (García-Palomo et al., 1996; 2000). Este sistema tectónico es conspicuo en el dominio 4, donde coincide con valles rectilíneos largos con paredes verticales, mientras que algunos alineamientos cortan el cráter del NdT. El alineamiento tectónico *c*, con dirección NE-SW (Figura 3.5), afecta principalmente los dominios 1, 2 y 3, caracterizados por alineamientos de valles rectilíneos y crestas; la más famosa es la Falla Zacango (García-Palomo et al., 1996; 2000), que pasa a través del cráter del NdT. Este alineamiento tectónico está relacionado con el SAFS (García-Palomo et al., 1996; 2000). Finalmente, una serie de valles rectilíneos cortan el cráter en dirección NNE-SSW (alineamiento *d*); la estructura más relevante de este sistema es un valle casi recto que empieza desde el cráter y corta en dos el dominio 3 (Figura 3.5).

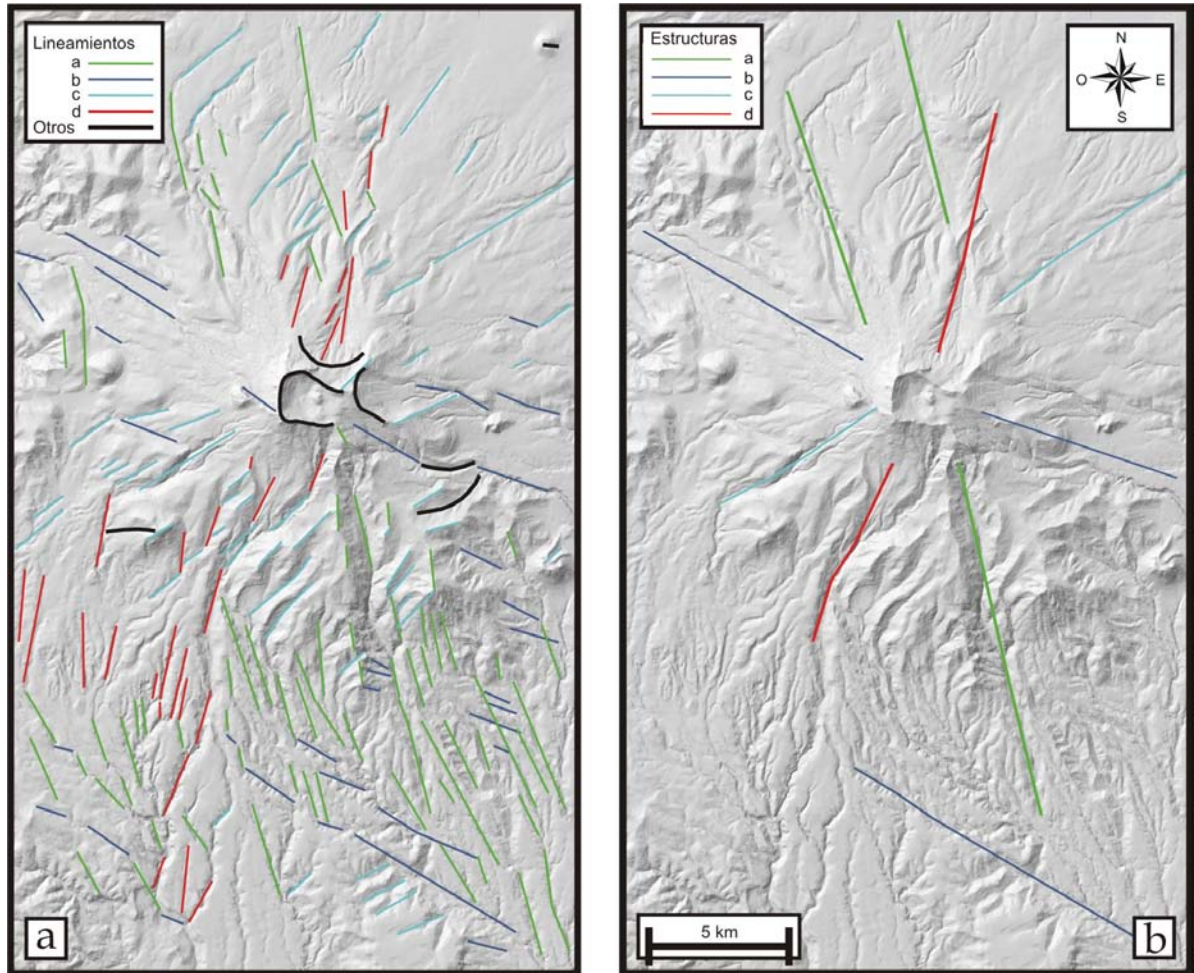


Figura 3.5. a) Mapa de la red de los alineamientos morfológicos; b) dirección de las cuatro principales estructuras tectónicas identificadas (de Norini et al., 2004).

CAPITULO 4.

FLUJOS EL REFUGIO Y CALIMAYA: ESTRATIGRAFÍA, DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

4.1 Flujo El Refugio (FER)

Para definir el área afectada por los depósitos de bloques y ceniza que fueron emplazados por la actividad del Nevado de Toluca hace ~13 ka, así como sus variaciones laterales de *facies* y de características sedimentológicas, se realizó el levantamiento de más de 50 secciones estratigráficas (Figura 4.1).

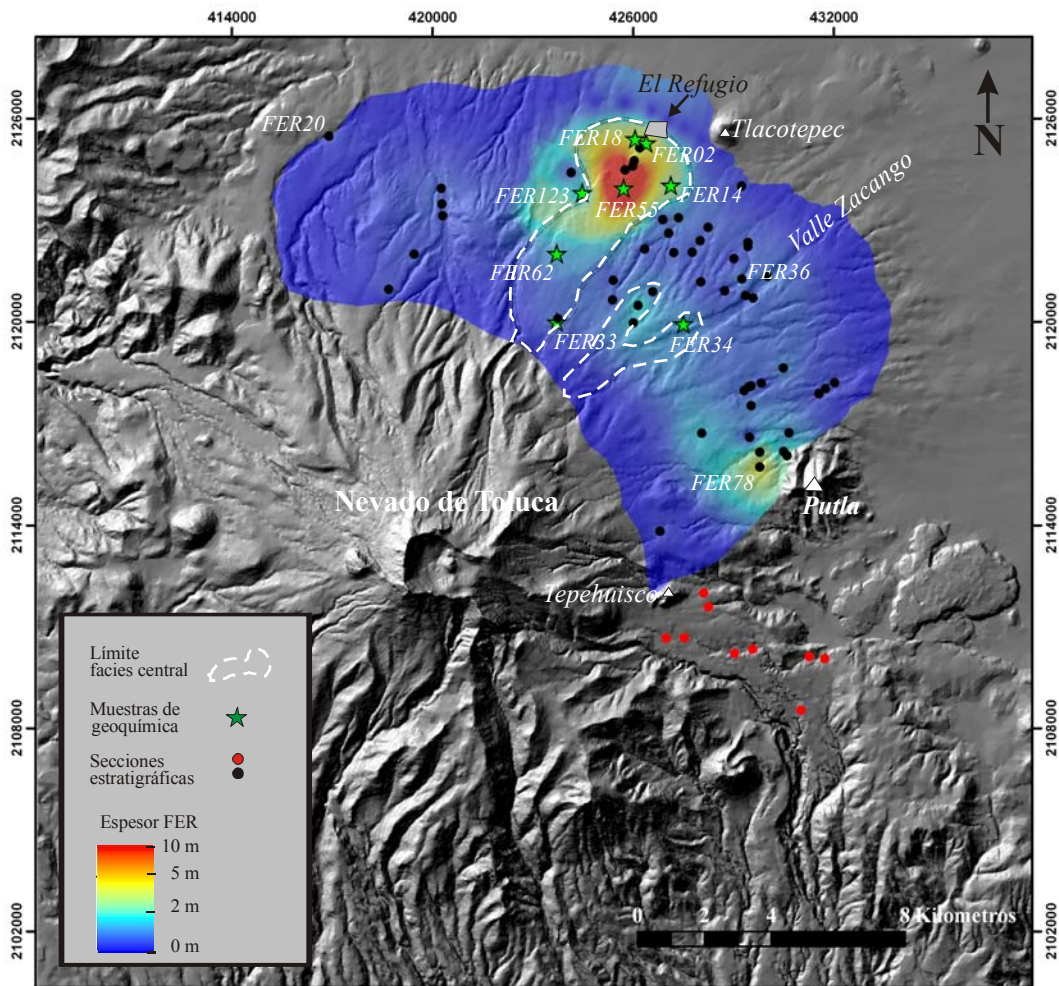


Figura 4.1. Distribución espacial del FER en un sector de aproximadamente 120° hacia el norte y este del volcán NdT. Los círculos negros y rojos representan los puntos en donde se realizaron las secciones estratigráficas; los círculos rojos al sur del Cerro Putla corresponden a posibles afloramientos del FER con una posición estratigráfica incierta.

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

El método de la granulometría total permite obtener distribuciones granulométricas completas incluso en el caso de depósitos extremadamente mal clasificados y consiste en utilizar tres diferentes técnicas analíticas, dimensionalmente equivalentes, para abarcar el espectro granulométrico total (de -13 phi a 9 phi). La componente granulométrica gruesa (entre -8 y -5 phi) se obtiene 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 analiza con el método del tamizado en seco, mientras que el material más fino de 4 phi se estudia con técnicas sedimentográficas (Fritsch Analyzette 20). Dado que la mayoría del material en las muestras analizadas es monolítico no fueron necesarias correcciones para compensar las diferencias de densidad ni combinar 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 uno de los componentes lognormales.

Finalmente, la terminología de clasificación granulométrica es de acuerdo al esquema propuesto por Sarocchi (2006), en donde se modifica la escala vulcanológica propuesta por Sohn y Cough (1989) duplicando el número de sub-clases.

4.1.1 Distribución espacial y estratigrafía del FER

El FER presenta una distribución amplia en un sector que abarca aproximadamente 120° hacia el norte y este del volcán NdT. Los principales rasgos morfológicos que delimitan la

extensión del FER son el Cerro Tlacotepec al norte, y los cerros Putla y Tepehuisco al este (Figura 4.1).

La distancia máxima alcanzada por el flujo piroclástico es aproximadamente 15 km, y el área total cubierta es del orden de 150 km². Los valores entre el desnivel (H) y la longitud alcanzada (L) encontrados para este flujo son muy bajos, alrededor de 0.12. No se han observado afloramientos de depósitos formados en este evento en las partes más próximas al cráter, y los depósitos se encuentran a partir de una distancia superior a los 6-7 km del borde del mismo.

El depósito presenta una ubicación estratigráfica clara, debido a que normalmente se encuentra entre los depósitos de caída de la PTS de hace 10.5 ka y de la PTI de hace 21.7 ka o, con menor frecuencia, yace sobre el depósito de flujo de bloques y ceniza de hace 28 ka (Figura 4.2). Generalmente FER se encuentra pedogenizado en su parte superior o en contacto erosivo con un depósito retrabajado y su base descansa sobre un paleosuelo color ocre y/o café (Figura 4.2).

En el sector este-sureste del volcán se han encontrado debajo de la PTS (10.5 ka) depósitos con características texturales similares al FER de origen todavía incierto (Figura 4.1). La falta de fechamientos, así como de datos sedimentológicos, químicos y petrográficos en esta zona no permiten una interpretación clara de ellos 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 supone que no se distribuyó hacia estos sectores.

4.1.2 Sedimentología del depósito

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

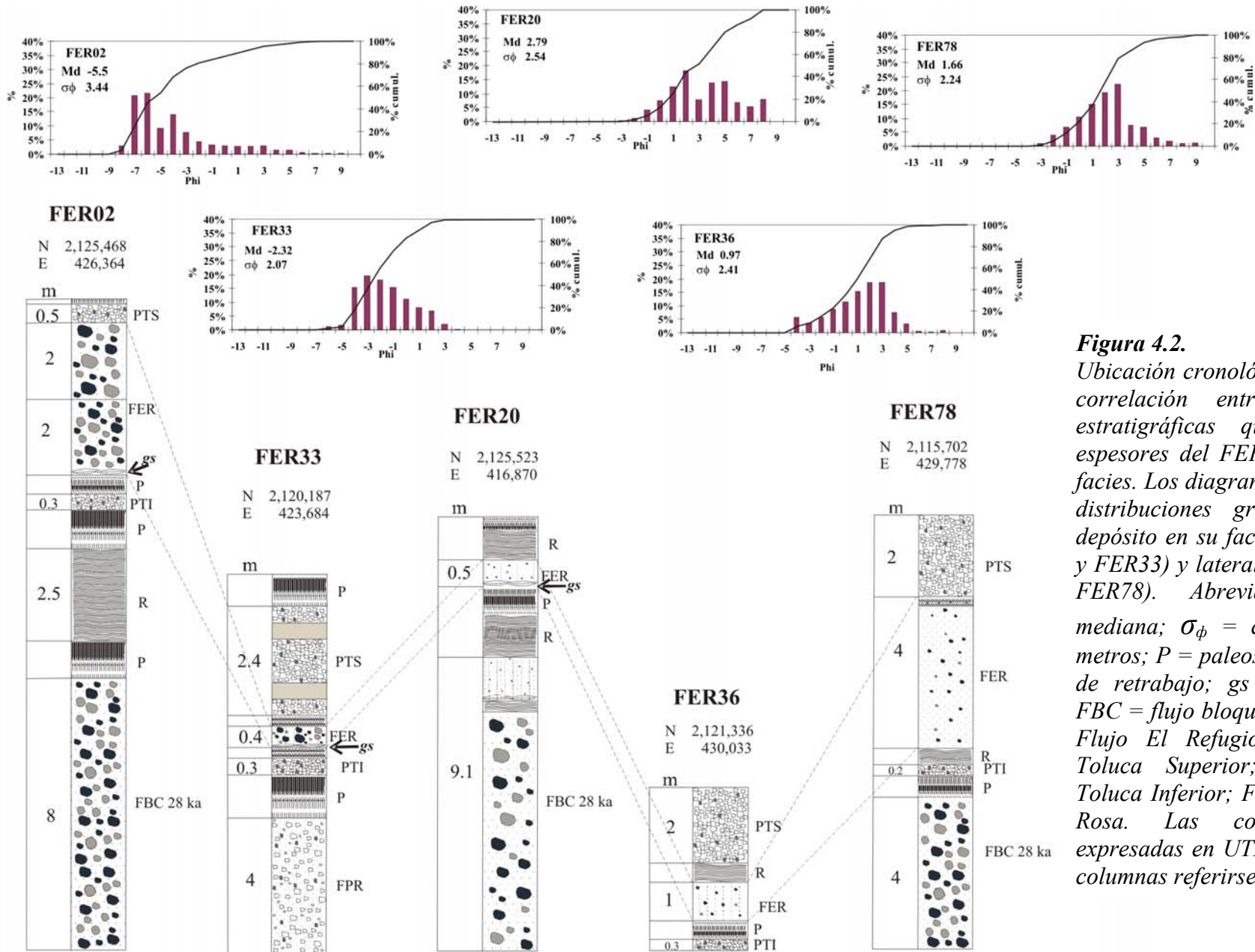


Figura 4.2. Ubicación cronológica del depósito y correlación entre las columnas estratigráficas que muestran los espesores del FER en sus diferentes facies. Los diagramas representan las distribuciones granulométricas del depósito en su facies central (FER02 y FER33) y lateral (FER20, FER36 y FER78). Abreviaciones: 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. Las coordenadas están expresadas en UTM. Para ubicar las columnas referirse a la Figura 4.1.

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 4.1). A lo largo del eje mayor de dispersión, el depósito presenta varias unidades deposicionales (Figura 4.3a), 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 SO de la localidad El Refugio (Figura 4.1). Estas unidades deposicionales muestran un color gris brillante característico que puede pasar a rosa en la parte más alta del depósito. Las unidades deposicionales tienen una textura masiva y están constituidas por material suelto, generalmente soportado por matriz (granulometría de ceniza muy gruesa a fina). El porcentaje de matriz ($D < 2$ mm) varía de 20 a 40% y está constituido en su mayoría por ceniza de mediana a muy gruesa (~75-85%) y ceniza fina (~25-15%), mientras que las partículas del tamaño de la arcilla son generalmente ausentes o menor a 1% (Figura 4.2). La componente gruesa del depósito está constituida principalmente por líticos mono-litológicos 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 de líticos accesorios oxidados de color rojo. Estos fragmentos líticos presentan por lo general una forma de angulosa a sub-angulosa, con los *juveniles* más ligeros y frágiles caracterizados también por formas que tienden a sub-redondeadas. Sus dimensiones pueden ser mayores a -10 phi (bloque grueso), sin embargo el tamaño promedio es de -6 phi (bloque muy fino). También se encuentran en el depósito cantidades pequeñas de pómez centimétricas juveniles de color gris claro y pómez accidentales de color amarillento, con una forma de sub-redondeada 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 migración progresiva hacia el oeste del eje del flujo,

con el emplazamiento de una serie de unidades en contacto lateral con terminación tipo *pinch out* (Figura 4.3a).

Alejándose lateralmente desde la *facies central* se reconoce una *facies lateral* constituida por una sola unidad de flujo color gris brillante (Figura 4.3b). En dirección norte y noreste el espesor de la *facies lateral* del depósito disminuyen 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 4.1). 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 4.2). Dispersados en la matriz se encuentran líticos densos de color variable, de gris oscuro a claro, con un diámetro máximo de -3 phi (lapillo mediano) y bordes generalmente angulosos.

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

4.1.3 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.

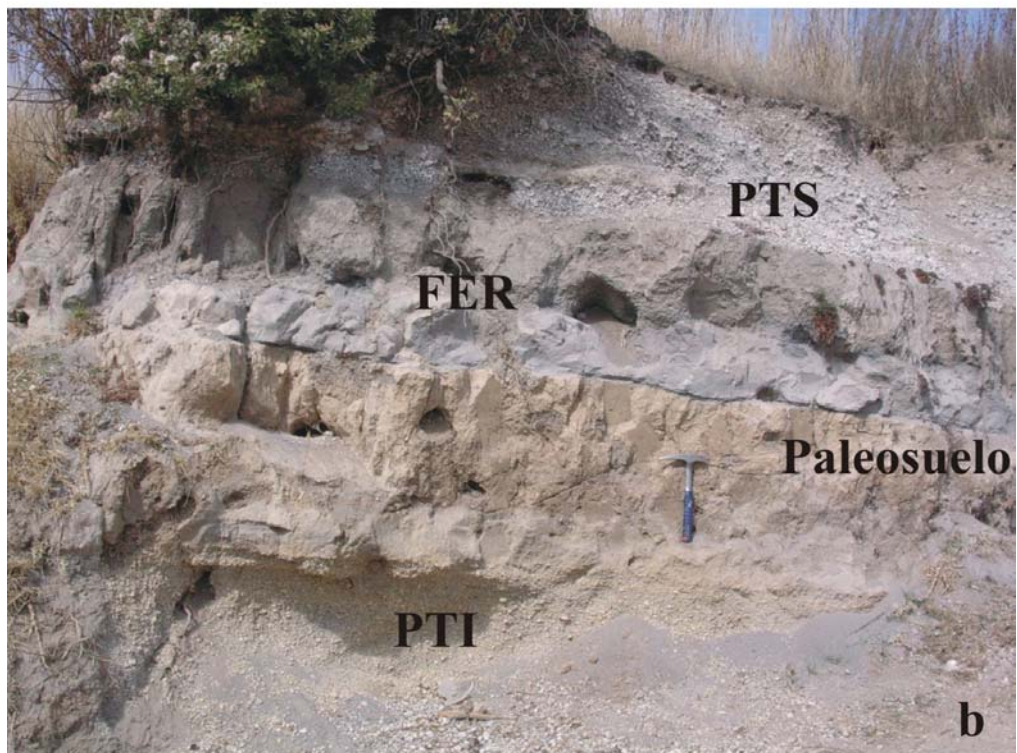


Figura 4.3. a) Serie de unidades en contacto lateral con terminación tipo pinch out que caracteriza el depósito del FER en su facies central en zona distal (afloramiento FER55); el espesor total del afloramiento es de aproximadamente 10 m; b) depósito del FER en su facies lateral constituido por una sola unidad de flujo de color gris brillante pedogenizada en su parte superior. Abreviaciones: FER = Flujo El Refugio; PTS = Pómez Toluca Superior; PTI = Pómez Toluca Inferior.

El modelo topográfico que se utilizó deriva de los mapas topográficos del Instituto Nacional de Estadística Geográfica y Informática (INEGI) con 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 presente en la cima del volcán, ya que para llenar el cráter actual se necesitaría de 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 PTInt), 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 y por ende un cráter más pequeño, el cual estaba ocupado por un domo de dimensiones reducidas del orden de magnitud del $\sim 0.1 \text{ km}^3$. La geometría del cono podría ser parecida a la que actualmente se observa en volcanes tipo Unzen o Merapi.

4.2 Flujo Calimaya (FC)

Con el nombre Flujo Calimaya se hace referencia en este trabajo a un evento que emplazó depósitos de bloques y ceniza en el sector noreste del volcán hace $\sim 28 \text{ ka}$ con características texturales y componentes juveniles muy peculiares, que permiten distinguirlo de los productos de las actividades más recientes y/o más antiguas relacionadas a domos en la cima del cráter que caracterizaron el NdT durante los últimos 40,000 años.

Este flujo fue reconocido por primera vez a lo largo del valle Zacango por Macías et al. (1997); estos autores, con base en las relaciones estratigráficas, reportaron en esta zona la presencia de dos flujos de bloques y ceniza con edades de 28,000 y 37,000 años [figura 22 de

Macías et al. (1997), columna estratigráfica 3-2]. En este trabajo se fechó a lo largo del Valle Zacango (N19°11'18''; O99°39'29'') un paleosuelo de color café debajo de un depósito de flujo de bloques y ceniza que presenta las características típicas del FC (ver siguientes párrafos); este paleosuelo dio una edad de 29,895 +735/-670, confirmando una edad de ~28 ka para este evento.

Con base en el levantamiento de más de 60 secciones estratigráficas (Figura 4.4) se pudo definir la distribución del FC, las *facies* del depósito, y los componentes que lo caracterizan.

4.2.1 Distribución espacial y estratigrafía del FC

El FC presenta una distribución más limitada en comparación con el FER en el sector noreste del volcán NdT. Los principales rasgos morfológicos que delimitan la extensión del FC son el Cerro Tlacotepec al NNE, el Cerro Metepec al NE, y el cerro Putla al este (Figura 4.4).

Este flujo piroclástico alcanzó una distancia máxima de 20 km desde el borde NE del cráter, con valores de H/L alrededor de 0.09, cubriendo un área de aproximadamente 58 km². No se han observado afloramientos de este evento en las partes más próximas al cráter, y los depósitos se encuentran a partir de una distancia superior a ~8-9 km del borde NE del mismo.

El depósito está ubicado normalmente entre los depósitos de caída de la PTI de hace 21.7 ka y el FBC de hace 37 ka o el Flujo de Pómez Rosa (FPR) de hace 42 ka (Figura 4.5). Generalmente su parte superior está en contacto directo con un paleosuelo de color café de aproximadamente 1 m de espesor, que lo separa de la PTI; su base, al contrario, se encuentra en contacto erosivo con el depósito Flujo de Pómez Rosa o con el depósito de avalancha El Zaguán (Caballero, 2007) (Figura 4.6c, d, e, f), o descansa encima de un paleosuelo color café de 30-50 cm de espesor que lo separa del FBC de hace 37 ka (Figura 4.5).

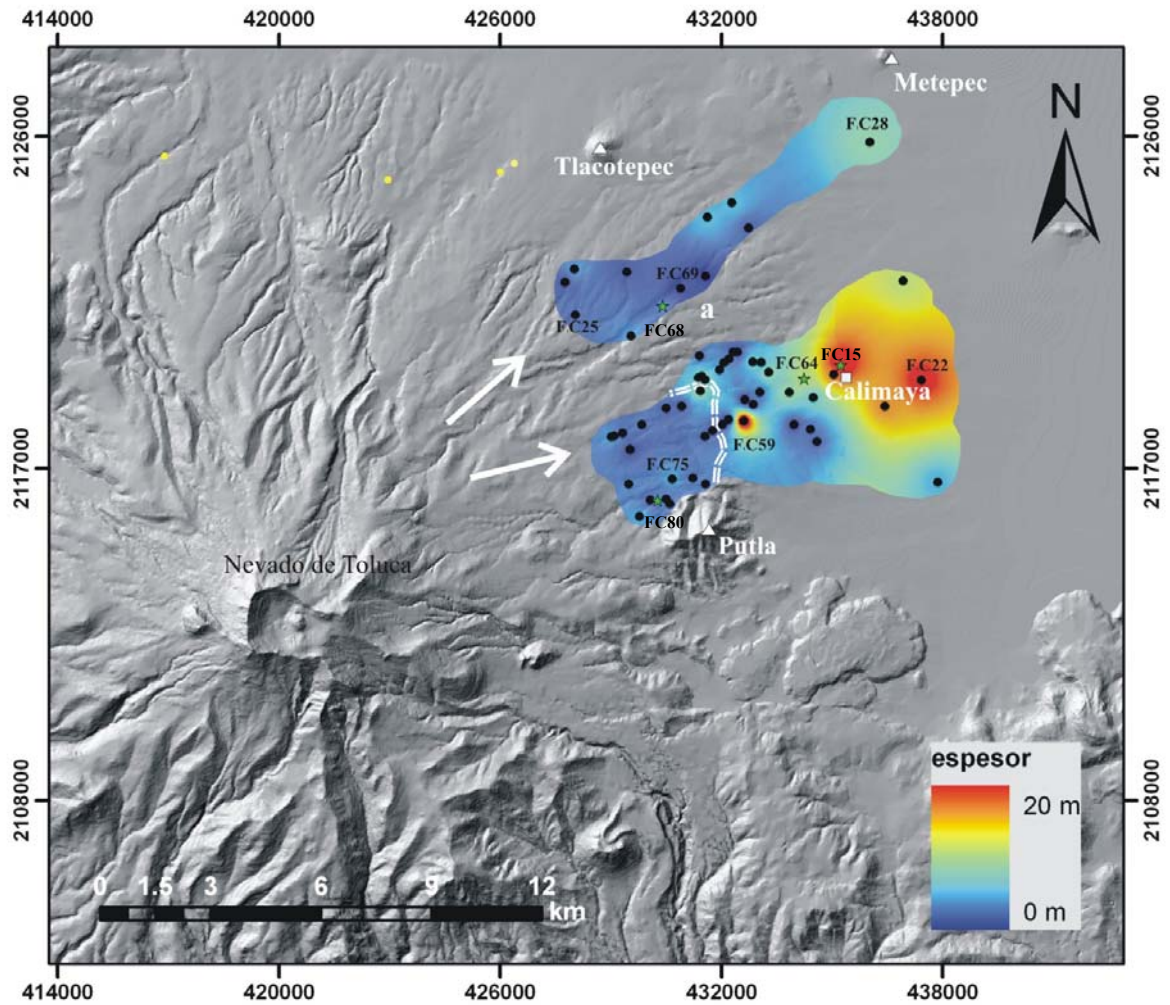
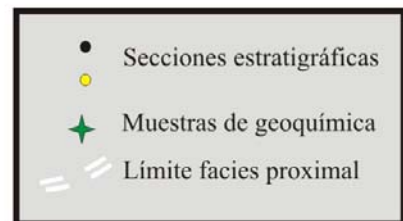


Figura 4.4. Distribución espacial del FC hacia el sector noreste del volcán NdT. Los círculos negros y amarillos representan los puntos en donde se realizaron las secciones estratigráficas; los círculos amarillos al oeste del Cerro Tlacotepec corresponden a afloramientos en el sector norte del volcán en donde se localizaron depósitos debajo de la PTI emplazados hace 28 ka en una fase distinta que el Flujo Calimaya.



No se puede excluir que este depósito haya sido emplazado también hacia el sector este del volcán. Efectivamente, en este sector, como se mencionó en el párrafo 4.1.1, solo se ha podido observar debajo de la PTS un depósito de FBC que no presenta las características texturales y los componentes típicos del FC, mientras que la falta de cortes profundos en esta zona no ha permitido averiguar la presencia de otros depósitos de bloques y ceniza que podrían estar relacionados con el flujo en estudio. Hacia el oeste del Cerro Tlacotepec (sector

norte del volcán) se encuentran depósitos de bloques y ceniza debajo de la PTI (círculos amarillos de Figura 4.4), y uno de estos fue fechado por Macías et al. (1997) en 28,140 ± 875/-780 años gracias a fragmentos de carbón encontrados dentro del flujo; el afloramiento corresponde a la columna estratigráfica A de la figura 10 de Macías et al. (1997). Esta edad indicaría que la actividad de hace 28 ka emplazó flujos piroclásticos también en el sector norte, sin embargo, en este sector las características texturales, tipo de componentes y características petrográficas hacen pensar que se originaron en una fase distinta que el FC. Hacia el sector sur del volcán afloran depósitos similares al FC, sin embargo representan eventos distintos, ocurridos hace 37 y 24 ka, respectivamente.

4.2.2 Sedimentología del depósito

A diferencia del FER, para el Flujo Calimaya no se realizó un trabajo sedimentológico de detalle. Sin embargo, se pudieron caracterizar a través del trabajo de campo las distintas unidades que constituyen el depósito. El análisis de la forma de los clastos se realizó siempre por medio de siluetas de comparación (Crofts, 1974), mientras que la terminología de clasificación granulométrica es de acuerdo al esquema propuesto por Sarocchi (2006).

La descripción de los depósitos se divide en dos diferentes sectores: el primero está circunscrito por el Valle Zacango y el domo Putla; el segundo corresponde al área delimitada por el Valle Zacango y los cerros Metepec y Tlacotepec.

Entre el Valle Zacango y el domo Putla el depósito está caracterizado por dos *facies* diferentes: una *facies* proximal, más cercana al cráter, y una *facies* distal, más lejana. La *facies* proximal se encuentra a partir de una distancia desde el borde NE del cráter de ~8.5 km hasta una distancia de 12 km (Figura 4.4). El depósito en esta zona está representado por dos unidades de flujo en contacto neto o ligeramente gradual. La unidad inferior de color gris claro, que puede pasar a rosa en la parte superior, presenta una textura masiva y está

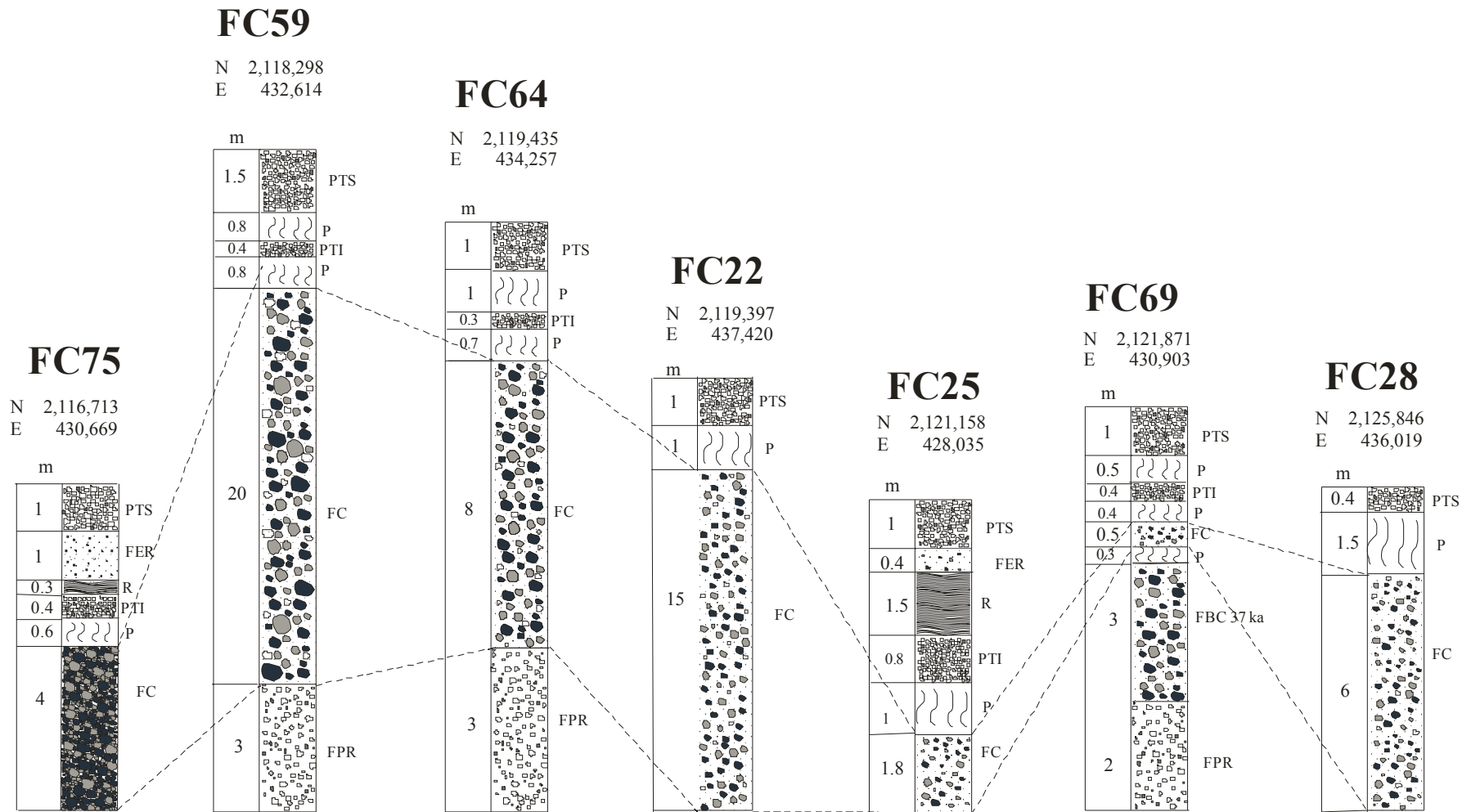


Figura 4.5. Ubicación cronológica del depósito y correlación entre las columnas estratigráficas que muestran los espesores del FC en sus diferentes facies. Abreviaciones: m = metros; P = paleosuelo; R = depósito de retrabajo; FBC = flujo bloques y ceniza; FER = Flujo El Refugio; PTS = Pómez Toluca Superior; PTI = Pómez Toluca Inferior; FPR = Flujo Pómez Rosa. Las coordenadas están expresadas en UTM.

constituida por material suelto soportado principalmente por clastos (Figura 4.6a). Los espesores de esta unidad varían entre 0.5 y 6 m, y normalmente disminuyen con la distancia desde el edificio. La componente gruesa del depósito está constituida por líticos monolitológicos juveniles de color gris oscuro y claro muy densos, que en algunos afloramientos presentan rasgos de alteración, y por un 10-15 % por líticos juveniles de color gris claro más vesiculados. Muy raramente se encuentran líticos accesorios rojos oxidados. Los líticos presentan una forma de angulosa a sub-angulosa. El diámetro máximo de estos clastos es de 40 cm (bloque mediano), sin embargo la mayoría de los clastos presentan dimensiones < 20-25 cm (bloque mediano). La unidad superior, que no siempre está presente (se observa más frecuentemente en las zonas más distales dentro del sector ocupado por esta *facies*), está caracterizada por un depósito conformado por material suelto soportado por una matriz con dimensiones de ceniza muy gruesa a fina y constituido por líticos juveniles con distinto grado de visicircularidad y fragmentos de pómez en un 15 % con clastos de dimensión menor a 15 cm. Esta unidad no presenta líticos alterados. Los espesores de esta unidad superior aumentan con la distancia del edificio volcánico, pasando de 1.5 a 5 m en el límite con la *facies* distal.

La *facies* distal (Figura 4.6b) se encuentra a partir de una distancia de ~14 km desde el borde NE del edificio volcánico, y se caracteriza por presentar grandes espesores (> 7 m), que aumentan con la distancia y que en las zonas más lejanas alcanzan los 18 m (Figura 4.4). En esta *facies* el depósito presenta siempre una sola unidad de flujo de color gris claro que puede pasar a un color rosa en su parte superior. El depósito tiene una textura masiva y está caracterizado por material suelto soportado por una matriz ($D < 2$ mm) que va de ceniza muy gruesa a fina. Los clastos que conforman el depósito están constituidos por: 1) líticos monolitológicos juveniles de color gris oscuro muy densos y de color más claro más vesiculados, con una forma de sub-angulosa a angulosa; 2) pómez juveniles de color gris claro y densidad variable (desde muy densas a muy vesiculares) con forma de subredondeada

a redondeada que constituyen el 10-15 % del total de la componente gruesa; 3) raros líticos accesorios rojos oxidados con una forma de sub-angulosa a angulosa. En este sector se observa una disminución de las dimensiones de los clastos al aumentar de la distancia del cráter. En las zonas más proximales del sector caracterizado por esta *facies* normalmente los diámetros son menores a 20-25 cm (bloque mediano), con raros clastos que alcanzan los 40 cm, mientras que en las zonas más distales (más de ~15.5 km) las dimensiones son menores a 10 cm (bloque fino), aunque ocasionalmente se pueden encontrar bloques de 70 cm o 1 m (bloque mediano y grueso).

A lo largo de toda su extensión el depósito está cubierto de manera discontinua por un horizonte de color entre gris y rosa con un espesor máximo de 1.5 m, y conformado por partículas del tamaño de la ceniza con raros líticos centimétricos.

Además hay que evidenciar que frecuentemente en la parte superior de los depósitos de ambas *facies* se reconocen tubos de escape de gas verticales, que llegan hasta la cima de los depósitos.

Finalmente en la Figura 4.4 se puede observar que los espesores también presentan una variación lateral. Se puede reconocer una porción principal del flujo, con una dirección ENE, a lo largo de un eje ideal que une el cráter con el pueblo de Calimaya de Díaz González y que corta en dos partes aproximadamente simétricas la distribución de los espesores de los depósitos. A lo largo de este eje los espesores son mayores con respecto a las zonas laterales y en el límite entre la *facies* proximal y distal alcanzan los 20 m (Figura 4.4). A lo largo de este eje se han encontrado los máximos diámetros de los clastos (70 cm y/o 1 m).

En la zona delimitada por el Valle Zacango y los cerros Metepec y Tlacotepec el depósito presenta características texturales diferentes, debido a que no está presente la *facies* proximal caracterizada por depósitos soportados por clastos. Todos los depósitos presentan una textura masiva y están soportados por una matriz del tamaño de la ceniza que varía de muy gruesa a

fina. Sin embargo, los componentes que constituyen el depósito siguen siendo los mismos, ya que están representados por líticos mono-litológicos juveniles de color gris oscuro y claro con diferente grado de vesicularidad con una forma de sub-angulosa a angulosa, pómez juveniles de color gris claro y densidad variable (desde muy densas a muy vesiculares) con forma sub-redondeada-redondeada que constituyen el 10-15 % del total de la componente gruesa, y raros líticos accesorios rojos oxidados sub-angulosos-angulosos. Los espesores de los depósitos aumentan con la distancia desde el cráter, pasan de 1-3 m en las zonas más proximales a más de 6 m en las zonas más distales, mientras que a lo largo del valle Zacango se observan los menores espesores (Figura 4.4).

En este sector del volcán los clastos presentan dimensiones menores con respecto al material emplazado en la zona al sur del Valle Zacango, con diámetros que normalmente alcanzan un máximo de 10-15 cm (bloque fino), sin embargo las dimensiones más frecuentes son < 5 cm (bloque muy fino).

4.2.3 Volumen

Como para el FER, el volumen de material emitido durante este evento se calculó con el programa *Arc View* por medio de una interpolación de los espesores medidos en campo.

El volumen total mínimo obtenido con este método es de 0.32 km³, de los cuales sólo 0.05 km³ fueron emplazados en la zona del Valle Zacango. La estimación detallada del volumen del depósito es muy importante para poder tener una idea de la magnitud del domo colapsado. Como para el FER, este volumen representa probablemente sólo una parte de un domo que rellenaba el cráter antes de la erupción, el cual tenía probablemente una altura mayor a la del cráter actual, y era más pequeño, ya que el edificio actual es el resultado de la actividad explosiva asociada a las tres últimas erupciones plinianas (PTS, PTInt y PTI), las tres ocurridas a conducto abierto (Arce et al., 2003; Arce et al., 2005; Capra et al., 2006).

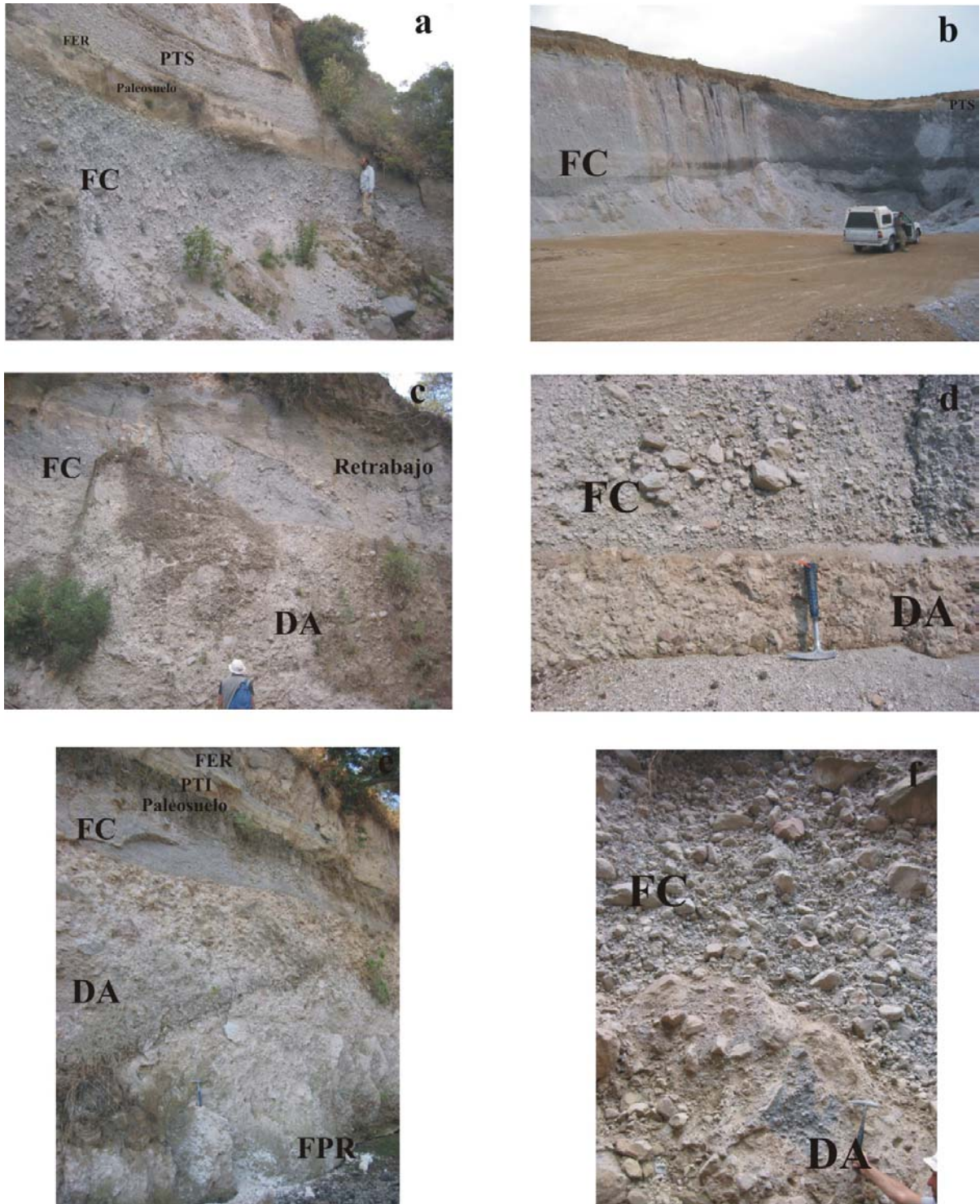


Figura 4.6. a) Depósito del FC en su facies proximal caracterizado por una unidad basal soportada por clastos; b) depósito del FC en su facies distal constituido por una sola unidad de flujo soportada por matriz; c, d, e, f) contacto estratigráfico entre el FC y el depósito de avalancha El Zaguán. Abreviaciones: FER = Flujo El Refugio; FC = Flujo Calimaya; PTS = Pómez Toluca Superior; PTI = Pómez Toluca Inferior; FPR = Flujo Pómez Rosa; DA = Depósito de avalancha.

CAPITULO 5.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y COMPOSICIONES QUÍMICAS DE LAS FASES MINERALÓGICAS PRESENTES EN LOS PRODUCTOS JUVENILES DE LOS DEPÓSITOS EL REFUGIO Y CALIMAYA

5.1 Introducción

Para cada muestra se realizó un análisis cualitativo y cuantitativo con el microscopio petrográfico. El análisis cuantitativo, de tipo volumétrico, se efectuó contando 1000 puntos por cada lámina; los porcentajes de las fases mineralógicas obtenidas se recalcularon al 100% sin considerar las vesículas. Se consideraron microfenocristales los minerales con dimensión entre 0.3 y 0.03 mm; todos los cristales menores de 0.03 mm fueron tomados como parte de la matriz (Wilcox, 1954).

El análisis químico de los minerales se llevó a cabo con la microsonda electrónica del “Istituto di Geoscienze e Georisorse” del C.N.R de Florencia (Italia) por medio de una microsonda electrónica «JEOL JXA 8600», que utiliza un acelerador de voltaje de 15-kV y una corriente de rayo de 10-nA. Las correcciones del efecto matriz fueron realizadas con el método propuesto por Bence y Albee (1968) y Albee y Ray (1970). Los errores analíticos para los elementos mayores y menores son menor del 3 y 5 % respectivamente (Vaggelli et al., 1999), y inciden sobre la primera cifra decimal de los valores recalculados. Para el vidrio se utilizó un rayo desenfocado de 15 μm , para la plagioclasa, el anfíbol y la biotita de 5 μm . Para cada muestra se analizaron aproximadamente 25 cristales elegidos de manera representativa de las diferentes fases mineralógicas.

5.2 Flujo El Refugio

Para el análisis petrográfico se analizaron 11 líticos juveniles, de color gris claro a oscuro, con diferente grado de vesicularidad, representativos del componente principal del depósito, y dos

pómez juveniles de color gris claro. El análisis químico de los minerales se llevó a cabo en dos líticos juveniles (uno de color gris claro, más vesicular, y uno de color gris oscuro, más denso) y una pómez juvenil de color gris claro. Los análisis completos se muestran en el Apéndice I.

Los líticos y las pómez analizadas tienen mismas relaciones texturales de fenocristales y microfenocristales, y misma composición química de las fases mineralógicas.

Las rocas presentan una textura porfírica (Figura 5.1a) con un índice de porfiricidad (% en volumen de la suma de fenocristales y microfenocristales) que varía entre 25 y 43%, con los valores más bajos característicos de las dos pómez (Tabla 5.1 y Figura 5.2).

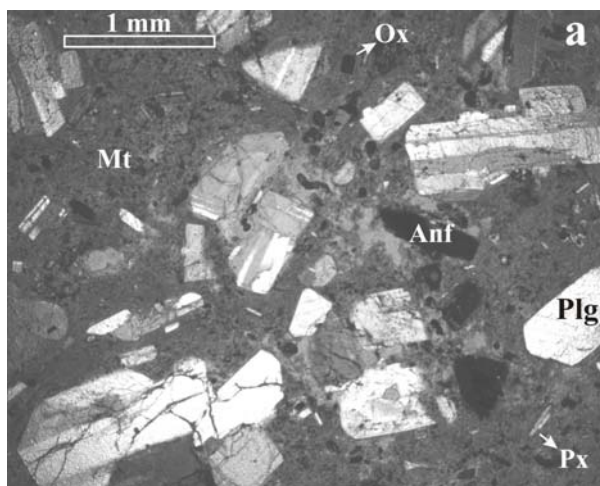
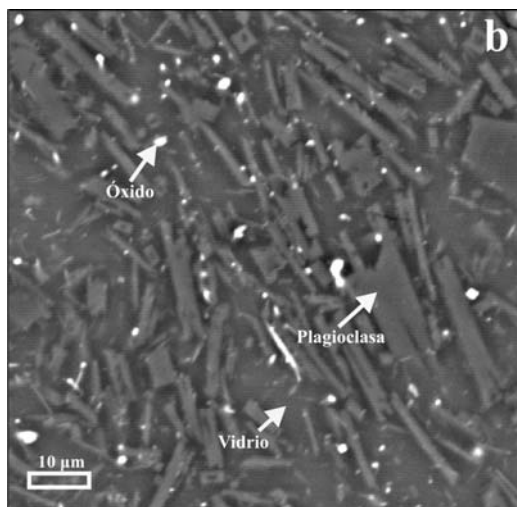


Figura 5.1. a) Foto tomada con el microscopio petrográfico que muestra la textura porfírica que caracteriza los productos juveniles del FER. Abreviaciones: Mt = matriz; Plg = plagioclasa; Anf = anfíbol; Px = piroxeno; Ox = óxido; b) Foto tomada con la microsonda electrónica de la matriz de los productos juveniles del FER; los componentes principales están constituidos por vidrio, microlitos aciculares de plagioclasa y microlitos de óxidos.



Los resultados del análisis cuantitativo están asentados en Tabla 5.1 e ilustrados en la Figura 5.2. Los fenocristales están constituidos, en orden de abundancias, por plagioclasa, anfíboles y piroxenos, mientras que entre los microfenocristales hay un aumento relativo consistente del porcentaje de piroxeno y sobre todo de anfíbol, que es el mineral 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 detectaron, por su escasa abundancia, minerales como el apatito y la biotita, que sin embargo sí están presentes en las muestras. El apatito se presenta como agujas pequeñas en el interior de la plagioclasa (Figura 5.3a), mientras que la biotita muestra una textura de desequilibrio evidente (Figura 5.3b), caracterizada por un hábito anhedral y por la presencia en sus bordes de coronas de minerales (principalmente anfíboles, en menor cantidad plagioclasa y óxidos, raramente piroxenos).

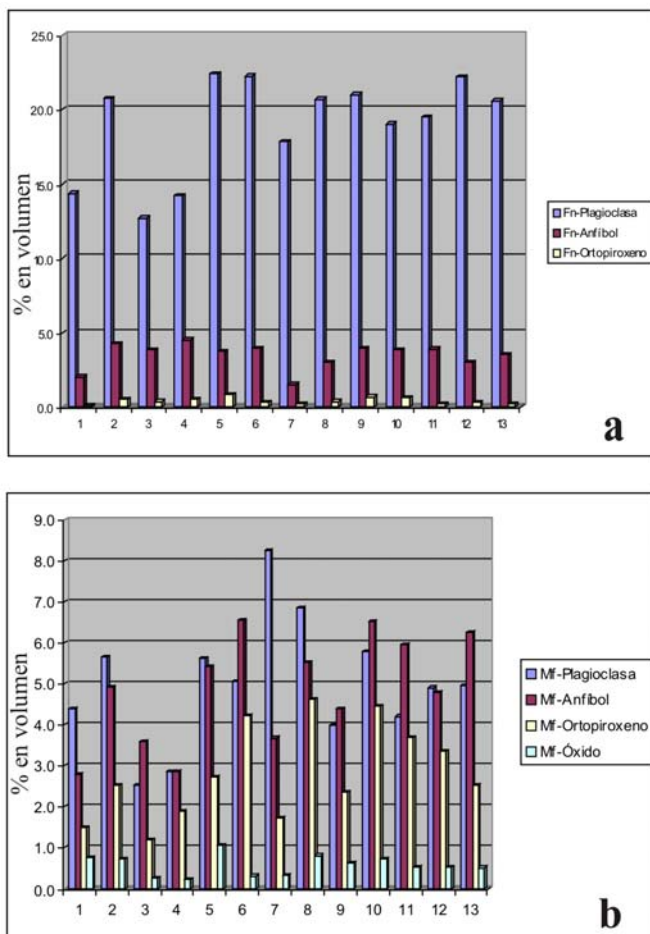


Figura 5.2. Porcentaje en volumen de las fases mineralógicas que constituyen los fenocristales (a) y los microfenocristales (b) de los líticos juveniles del FER. Los datos fueron recalculados al equivalente de la roca densa. Cada número en el eje X corresponde a una muestra analizada, cuyo contenido de vesículas (% en volumen) se muestra en la Tabla 5.1. Abreviaciones: Fn = fenocristal; Mf = microfenocristal. 1 = FER02A; 2 = FER14B; 3 = FER05A; 4 = FER123A; 5 = FER62A; 6 = FER33A; 7 = FER14A; 8 = FER34A; 9 = FER34B; 10 = FER119A; 11 = FER02B; 12 = FER18B; 13 = FER55A.

Tabla 5.1. Análisis cuantitativo de las fases mineralógicas (% en volumen) presentes en los líticos juveniles del FER determinado por conteo de puntos (n = 1000).

Muestra	FER02A ¹	FER02B ¹¹	FER05A ³	FER14A ⁷	FER14B ²	FER18B ¹²	FER33A ⁶	FER34A ⁸	FER34B ⁹	FER55A ¹³	FER62A ⁵	FER119A ¹⁰	FER123A ⁴
	Lítico	Lítico	Pómez	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Pómez
Latitud	2,125,468	2,125,468	2,119,959	2,124,229	2,124,229	2,125,625	2,120,187	2,119,922	2,119,922	2,124,141	2,122,202	2,124,132	2,123,881
Longitud	426,364	426,364	426,006	427,090	427,090	426,119	423,684	427,512	427,512	425,685	423,686	420,236	424,429
Plg fn	14.3	19.5	12.7	17.8	20.7	22.2	22.3	20.7	21.0	20.6	22.4	19.0	14.3
Anf fn	2.0	3.9	3.8	1.5	4.3	3.0	3.9	3.0	4.0	3.5	3.8	3.8	4.5
Opx fn	0.1	0.2	0.4	0.2	0.5	0.3	0.3	0.4	0.7	0.2	0.8	0.6	0.7
Plg mf	4.4	4.2	2.5	8.2	5.6	4.9	5.0	6.8	4.0	4.9	5.6	5.8	2.9
Anf mf	2.8	5.9	3.6	3.7	4.9	4.8	6.5	5.5	4.4	6.3	5.4	6.5	2.9
Opx mf	1.5	3.7	1.2	1.7	2.5	3.3	4.2	4.6	2.3	2.5	2.7	4.4	1.9
Ox mf	0.7	0.5	0.2	0.3	0.7	0.5	0.3	0.8	0.6	0.5	1.0	0.7	0.2
Mt	74.2	62.1	75.6	66.6	60.8	61.0	57.5	58.2	63.0	61.5	58.3	59.2	72.6
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
IP	25.8	37.9	24.4	33.4	39.2	39.0	42.5	41.8	37.0	38.5	41.7	40.8	27.4
Vesículas	6.6	2.4	16.6	1.8	4.4	4.1	0.7	0.5	1.8	0.8	4.0	3.2	9.2

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

La matriz de las rocas está constituida en orden de abundancia por vidrio, microlitos aciculares de plagioclasa y microlitos de óxidos, con una escasa presencia tanto del anfíbol como del piroxeno (Figura 5.1b).

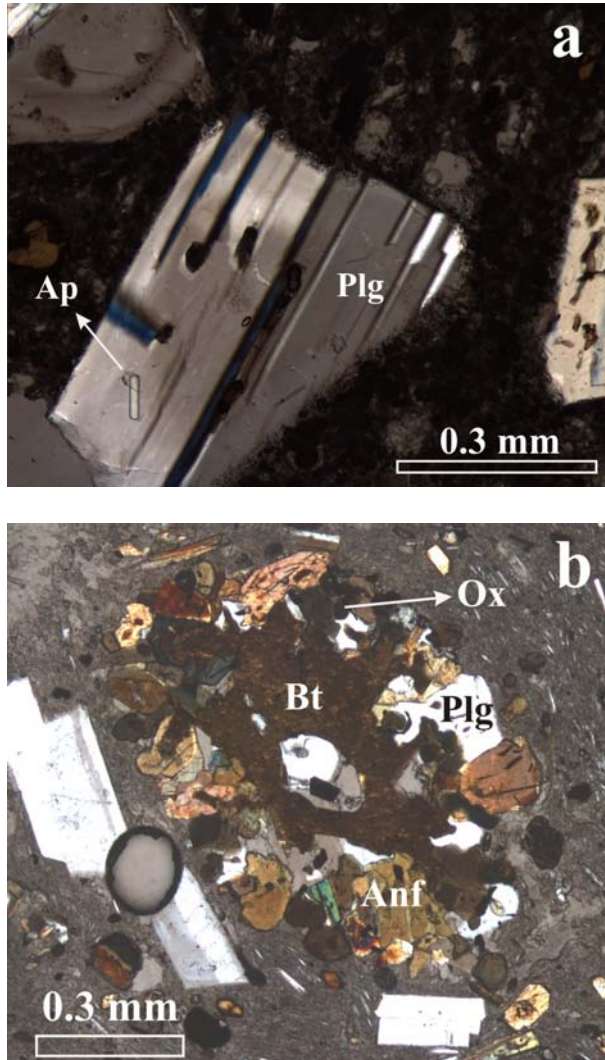


Figura 5.3. a) Fotografía tomada con el microscopio petrográfico (nícoles cruzados) de un apatito presente el interior de la plagioclasa; b) fotografía tomada con el microscopio petrográfico (nícoles cruzados) donde se muestra la textura de desequilibrio que caracteriza la biotita con la presencia en sus bordes de coronas de minerales (principalmente anfíboles, en menor cantidad plagioclasa y óxidos, raramente piroxenos).

Abreviaciones: Plg = plagioclasa; Ap = apatito; Anf = anfíbol; Px = piroxeno; Bt = biotita; Ox = óxido.

5.2.1 Plagioclasa

Los cristales de plagioclasa se caracterizan por presentar zoneamiento oscilatorio y diferentes texturas. Los microfenocristales son siempre euhedrales, sin texturas de desequilibrio, mientras que los fenocristales presentan dos tipologías: la primera, que caracteriza la mayoría de los fenocristales, son cristales con hábito euhedral, sin trazas de desequilibrio textural, con un diámetro máximo de 1.7 mm (Figura 5.4b); la segunda consiste de cristales de dimensiones grandes (hasta 5 mm), con hábito de euhedral a sub-euhedral y una textura tipo *spongy*

cellular (Figura 5.4a), interpretada como el resultado de una disolución parcial del cristal; la fusión normalmente se desarrolla a lo largo de fracturas y planos de maclado (Tsuchiyama y Takahashi, 1983; Tsuchiyama, 1985; Vance, 1965). Un porcentaje muy bajo de estos fenocristales grandes muestra textura de tamiz, con bordes muy redondeados.

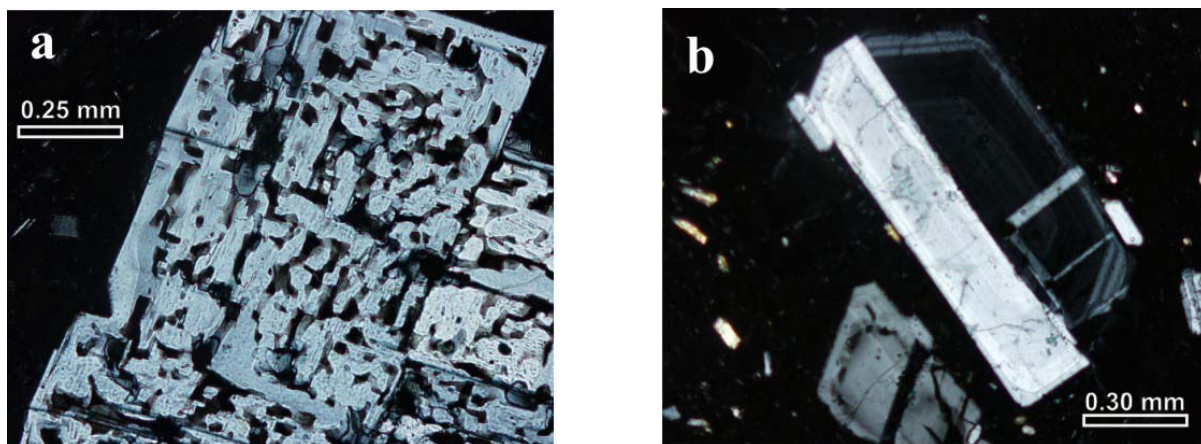


Figura 5.4. Fotomicrografías con nícoles cruzados de las diferentes texturas de plagioclasa en los líticos juveniles del FER. a) Fenocristal de plagioclasa con textura tipo spongy cellular; b) fenocristal de plagioclasa con hábito euhedral y sin rasgos de desequilibrio textural.

Los análisis químicos de los minerales (Figura 5.5) evidenciaron una composición prácticamente homogénea de andesina (solo algunos puntos caen en el campo de la labradorita) con una zonación normal de los fenocristales con textura de equilibrio (núcleo entre An_{37} y $An_{64.3}$; borde entre $An_{30.7}$ y $An_{45.8}$) e inversa para los fenocristales con textura de desequilibrio (núcleo entre An_{38} y $An_{43.5}$; borde entre An_{45} y $An_{51.2}$). Los microfenocristales tienen una composición similar al borde de los fenocristales en desequilibrio textural, con valores entre An_{39} y $An_{55.6}$, y pueden presentar un zoneamiento normal o inverso. Finalmente, se analizó un cristal de plagioclasa presente en una corona de reacción alrededor de una biotita; este mineral tiene una composición de $An_{45.5}$, similar a la que caracteriza los microfenocristales (Figura 5.5c).

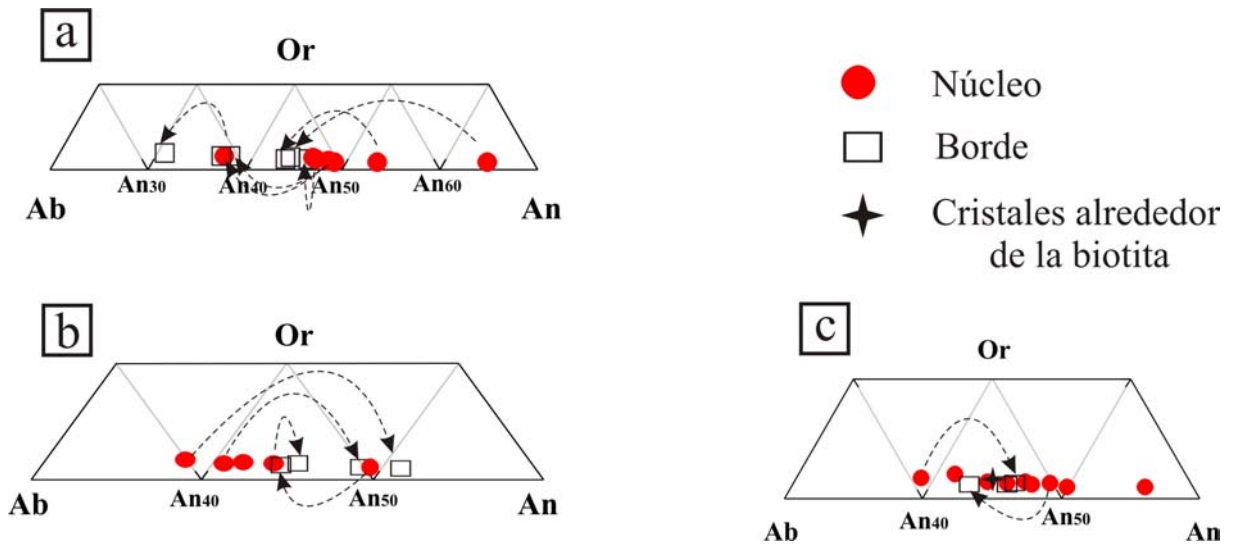


Figura 5.5. a) Composición química de los fenocristales de plagioclasa en equilibrio textural, con zoneamiento normal; b) composición de los fenocristales de plagioclasa en disequilibrio textural, con zoneamiento principalmente inverso; c) composición de los microfenocristales de plagioclasa. En la Tabla I de la Apéndice I se pueden observar los valores de cada cristal.

5.2.2 Anfíbol

Los anfíboles se encuentran como fenocristales, micro-fenocristales y son abundantes en las coronas de reacción alrededor de la biotita. Entre los fenocristales se observaron tres diferentes tipos de textura: cristales en equilibrio con hábito euhedral y con dimensiones máximas de 1 mm (Figura 5.6a), cristales con hábito de euhedral a anhedral parcialmente reabsorbidos (Figura 5.6b), y cristales con hábito anhedral, substituidos parcialmente por piroxeno (Figuras 5.6c). Estos dos últimos tipos de textura afectan a un número menor de cristales, normalmente de dimensiones grandes, con un diámetro que puede alcanzar los 3 mm. Los microfenocristales normalmente se presentan con un hábito euhedral, sin evidencia de reabsorción. En algunas láminas los anfíboles son color verde, sin rastro de oxidación (Figura 5.6d), en otras son color café, con un inicio de reemplazamiento por opacita principalmente a lo largo de los clivajes (Figura 5.6e).

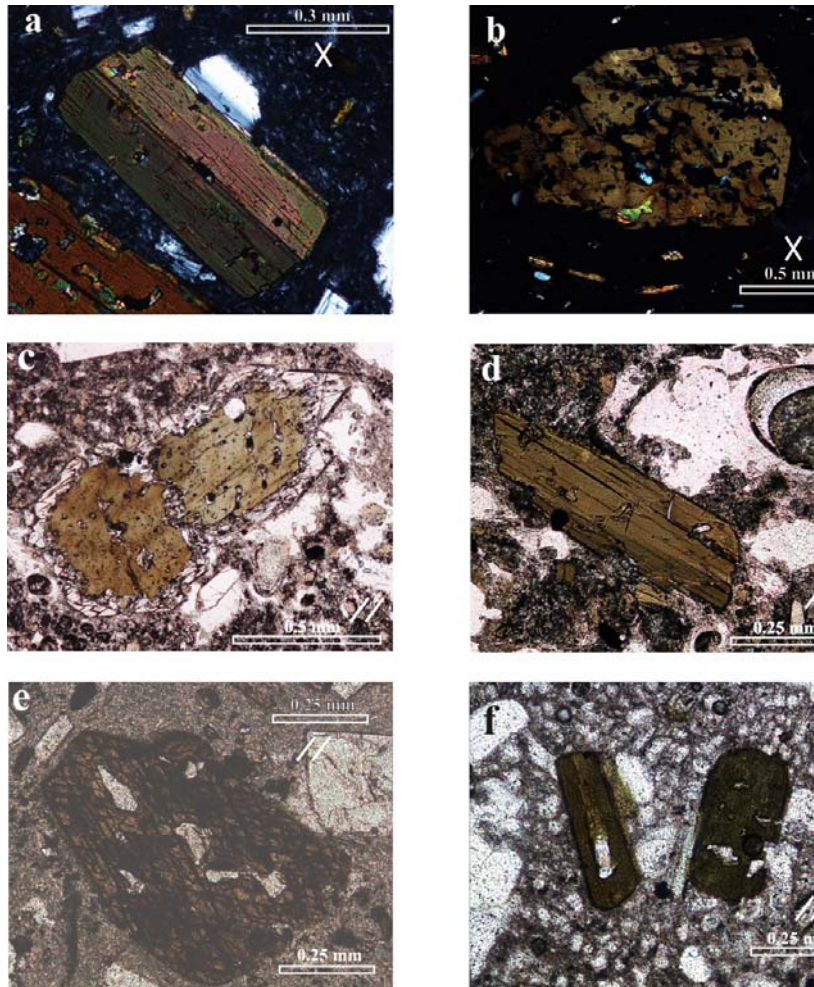


Figura 5.6. a) fenocristal de anfíbol con hábito euhedral sin rasgos de desequilibrio; b) fenocristal de anfíbol con hábito sub-euhedral, parcialmente reabsorbido; c) fenocristal de anfíbol reemplazado parcialmente por ortopiroxeno; d) fenocristal de anfíbol color verde, sin rastro de oxidación característico de algunas muestras; e) fenocristal de anfíbol de color café con reemplazamiento por gránulos de minerales anhidros en los bordes y a lo largo de los clivajes que caracteriza algunas muestras; f) anfíboles de color verde presentes en una muestra de pómez del evento explosivo PTS. Los símbolos en las fotos indican: // - luz paralela y x - nicóles cruzados.

La clasificación química de los minerales se realizó con base en la nomenclatura propuesta por Leake et al. (1997). Los fenocristales sustituidos en sus bordes por el ortopiroxeno y los fenocristales parcialmente reabsorbidos presentan una composición de edenita en el centro del cristal, y un borde de la misma composición (Figura 5.7a) o de la magnesio-hornblenda. También la mayoría de los fenocristales con textura de equilibrio caen en el campo de la edenita (Figura 5.7a), con solamente un borde que presenta la composición de cummingtonita/anthofilita. Los fenocristales que presentan una composición de pargasita son raros (Figura 5.7a). Los microfenocristales presentan principalmente una composición de edenita, sin embargo algunos cristales caen en el campo de la magnesio-hastingsita y, como los cristales presentes en la corona de reacción alrededor de la biotita, de la pargasita, con

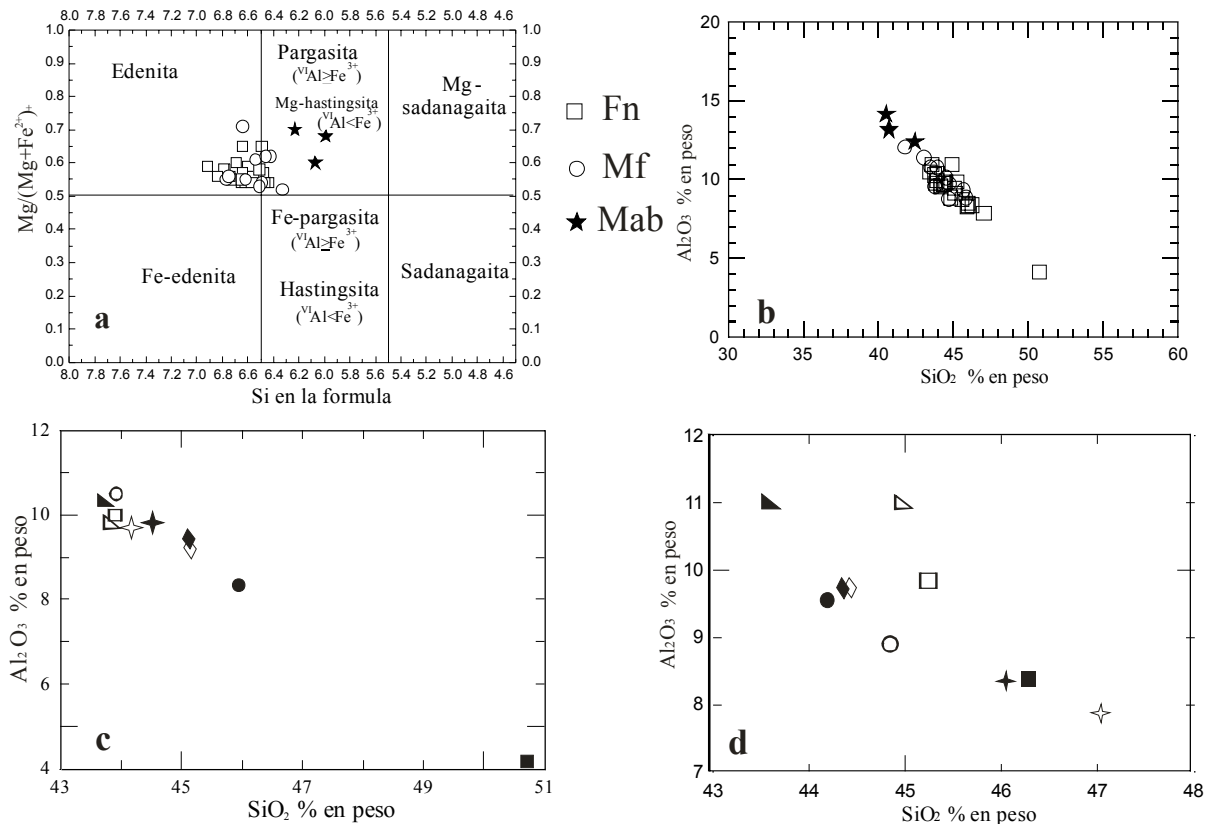


Figura 5.7. a) Clasificación según Leake et al. (1997) de los anfíboles presentes en las muestras analizadas. Todos los cristales caen en el campo composicional de la edenita con la excepción de los minerales que constituyen la corona de reacción alrededor de las biotitas (Mab) y de algunos microfenocristales (Mf), con una composición de la pargasita. Los cuadrados representan los fenocristales.; **b)** diagrama SiO₂ (% en peso) vs Al₂O₃ (% en peso); los minerales que constituyen la corona de reacción alrededor de las biotitas y algunos microfenocristales presentan mayores contenidos de Al₂O₃ en comparación con los fenocristales. Abreviaciones como Figura 5.5a; **c)-d)** diagrama SiO₂ (% en peso) vs Al₂O₃ (% en peso) para los fenocristales de anfíboles en equilibrio textural (c) y con texturas de desequilibrio (d). Símbolos iguales indican el análisis sobre el mismo cristal; los símbolos llenos representan el borde del cristal, los vacíos su núcleo. El núcleo de los anfíboles con textura de equilibrio en general presenta un contenido de Al₂O₃ igual o más alto con respecto al borde, así como los cristales parcialmente reabsorbidos. Los cristales reemplazados por el piroxeno (estrella y círculo), al contrario, presentan un contenido de Al₂O₃ igual o más bajo con respecto al borde.

contenidos más altos de Al_2O_3 en comparación con los fenocristales (Figura 5.7a y b). Los fenocristales en equilibrio textural y los fenocristales parcialmente reabsorbidos presentan normalmente un núcleo con un contenido de Al_2O_3 igual o más alto con respecto al borde, contrariamente a los fenocristales que tienen recristalizado en su borde ortopiroxeno (Figura 5.7c y d). Una composición más rica en Al_2O_3 es interpretada como evidencia de temperaturas de cristalización más altas (Rutherford et al., 1998), indicando así un zoneamiento normal para los fenocristales en equilibrio textural y aquellos parcialmente reabsorbidos, e inverso para los fenocristales parcialmente reemplazados por el piroxeno.

5.2.3 Piroxeno

Los piroxenos, tanto los fenocristales como los microfenocristales y los minerales que se encuentran recristalizados en los bordes de algunos anfíboles presentan un hábito euhedral (Figura 5.8) y son ortopiroxenos (Figura 5.9).

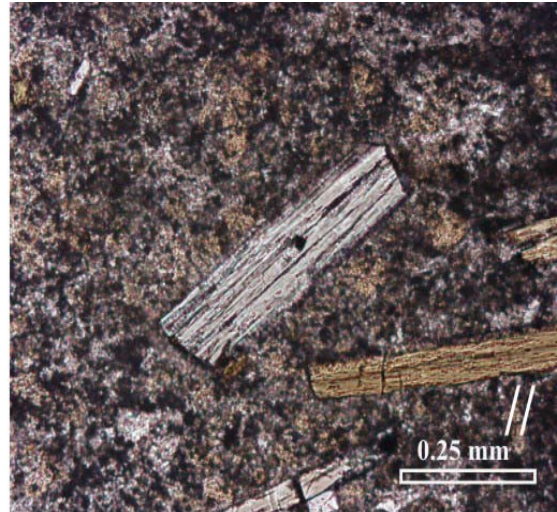
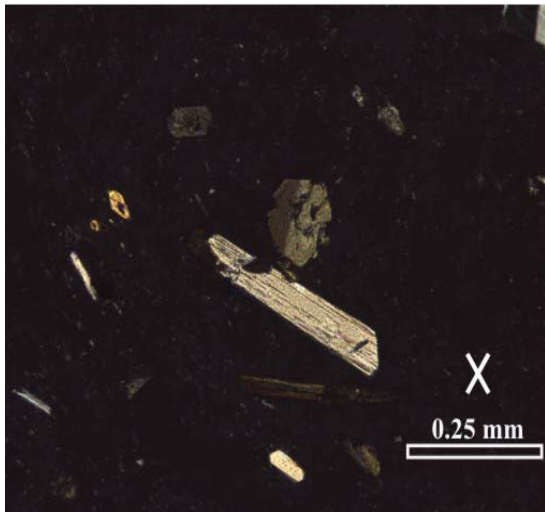


Figura 5.8. Fotografías tomadas con el microscopio petrográfico que muestran el hábito euhedral característico de los cristales de piroxeno. Los símbolos en las fotos indican: // luz paralela, x-nícoles cruzados.

Los fenocristales, que tienen un tamaño máximo de 0.6 mm, presentan una composición entre $\text{En}_{53.8}$ y En_{58} y un zonamiento ligeramente inverso (Figura 5.9a); las composiciones de los

microfenocristales, al contrario, varía entre $En_{52.3}$ y En_{58} (Figura 5.9b). Rarísimos son los clinopiroxenos que, cuando presentes, muestran una forma sub-euhedral, así como algunos cristales con bordes muy oxidados que presentan una composición más rica en Mg (Figura 5.9a y b).

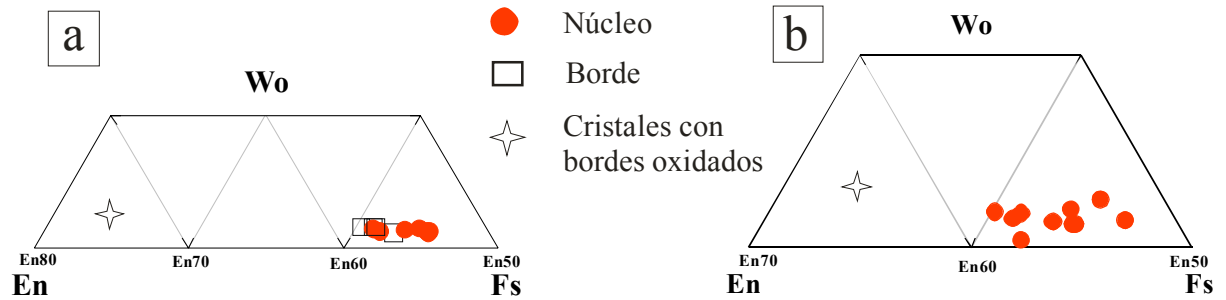


Figura 5.9. Composición química de los fenocristales (a) y de los microfenocristales (b) de piroxeno.

5.2.4 Óxidos

Los óxidos están presentes solo como microfenocristales euhedrales y como minerales de cristalización tardía en la matriz. A veces se encuentran en contacto directo con la biotita. Presentan dos tipos de composición: titanio-magnetita e ilmenita. La fracción molar de la ilmenita (X'_{ilm}) varía de 0.82 a 0.87, mientras que la titanio-magnetita presenta una fracción molar de ulvoespinela (X'_{usp}) entre 0.13 a 0.34 (Tabla IV, Apéndice I). El cálculo de la temperatura del líquido se estimó con base en el geotermómetro propuesto por Andersen y Lindsley (1988). Este modelo utiliza solamente las fases de ilmenita y de titanio-magnetita que resultan ser en equilibrio. Además se utiliza el esquema de recálculo mineral propuesto por Stormer (1983) para la reacción de las fases mineralógicas. Se estimó una temperatura del magma entre 844 y 852 °C, similar al valor obtenido para la erupción pliniana de la Pómez Toluca Superior (Arce, 2003).

5.2.5 Vidrio

El vidrio de las tres muestras analizadas del FER tiene una composición principalmente riolítica, con algunos puntos que caen en el campo de la dacita. Los contenidos de SiO_2 varían

entre ~67 y ~75 % en peso (Figura 5.10a). Si se grafica el contenido de sílice versus la suma de CaO y Na₂O se puede observar que estos dos parámetros muestran una correlación inversa (Figura 5.10b); esto podría significar que los análisis con valores de sílice más bajos pueden haber sido afectados durante el análisis por la presencia de microlitos de plagioclasa abundante en la matriz, o, al contrario, estas variaciones pueden ser reales, con las porciones de vidrio con menor contenido de sílice que pueden haber sufrido una menor cristalización de microlitos de plagioclasa.

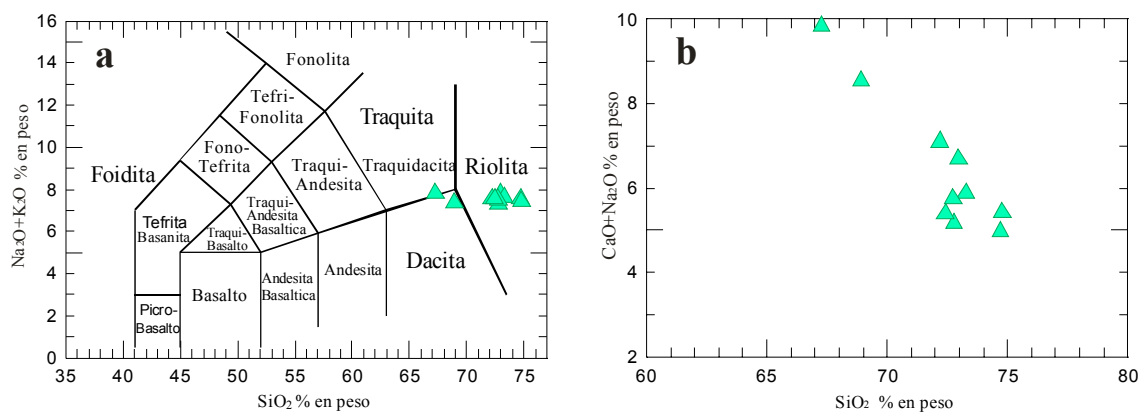


Figura 5.10. a) Composición química del vidrio que caracteriza la matriz de las rocas del FER; b) contenido de sílice versus CaO+Na₂O, con los dos parámetros que muestran una correlación inversa.

5.3 Flujo Calimaya

Para el análisis petrográfico se analizaron tres líticos juveniles muy densos de color gris claro y oscuro, y cuatro pómez juveniles de color gris claro, con un grado de vesicularidad alto (Tabla 5.2). El análisis químico de los minerales se llevó a cabo en dos muestras, un lítico juvenil muy denso y una pómez juvenil muy vesicular. Los análisis completos se muestran en el Apéndice I.

El lítico y la pómez analizados presentan mismas relaciones texturales de fenocristales y microfenocristales, y mismas composiciones químicas de las fases mineralógicas.

Las rocas presentan una textura porfírica (Figura 5.11a) con un índice de porfiricidad que varía entre el 47 y 42 % en los líticos densos, y entre 35 y 29 % en las pómez (Tabla 5.2 y Figura 5.12).

Los resultados del análisis cuantitativo se enlistan en la Tabla 5.2 y están ilustrados en la Figura 5.12.

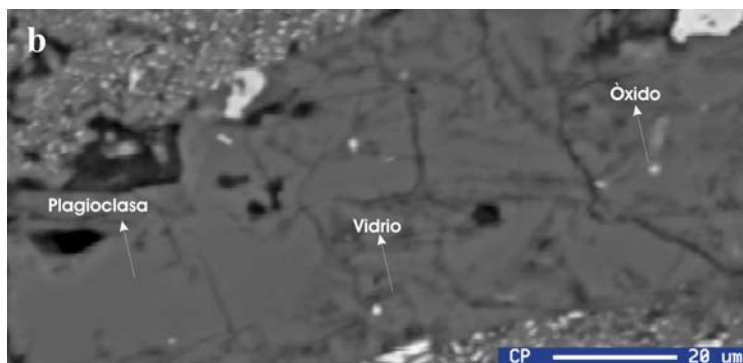
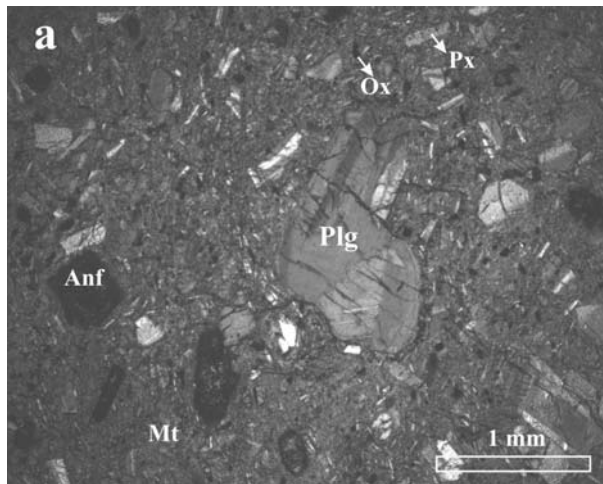


Figura 5.11. a) Foto realizada al microscopio petrográfico con nicóles cruzados que muestra la textura porfírica que caracteriza los productos juveniles del FC. Abreviaciones: Mt = matriz; Plg = plagioclasa; Anf = anfíbol; Px = piroxeno; Ox = óxido; b) foto realizada con la microsonda electrónica de la matriz de los productos juveniles del FC; los componentes principales están constituidos principalmente por microlitos de plagioclasa con textura acicular, y menores cantidades en orden de abundancia de vidrio y microlitos de óxido.

El conjunto de fenocristales está constituido, en orden de abundancia, por plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Figura 5.12a), mientras que entre los microfenocristales se señala la presencia también de óxidos - en muy bajos porcentajes – y un aumento conspicuo del porcentaje de piroxeno con respecto al anfíbol (Figura 5.12b), quien representa en la mayoría de las muestras el segundo mineral por abundancia después de la plagioclasa. En el conteo de puntos no se detectaron minerales como el apatito, muy escasos en el interior de la plagioclasa, así como la biotita (Figura 5.13a), presente en las rocas como raros cristales caracterizados por

Tabla 5.2. Análisis cuantitativo de las fases mineralógicas (% en volumen) presentes en los productos juveniles del FC.

Muestra	FC80A	FC126A	FC126B	FC122A	FC15A	FC15B	FC27A
Latitud	Pómez 2,116,145	Lítico 2,121,408	Pómez 2,121,408	Lítico 2,119,435	Pómez 2,119,886	Lítico 2,119,886	Pómez 2,119,493
Longitud	430,280	430,420	430,420	434,257	435,485	435,485	431,465
Plg fn	19.7	12.7	10.6	16.4	11.3	15.8	10.2
Anf fn	2.8	4.8	1.8	2.0	2.5	2.3	2.1
Opx fn	1.0	0.0	0.2	0.3	0.7	0.8	0.4
Plg mf	3.5	16.3	9.8	15.6	9.7	15.7	10.5
Anf mf	5.0	12.3	4.3	1.6	1.4	2.3	1.0
Opx mf	3.0	0.1	4.0	5.0	2.7	4.6	3.2
Ox mf	0.3	0.2	0.6	0.7	0.4	1.2	0.4
Mt	64.7	53.6	68.3	58.2	71.2	57.3	72.2
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
IP	35.3	46.4	31.7	41.8	28.8	42.7	27.8
Vesículas	7.3	0.1	9.2	0.9	30.8	0.5	27.6

Los datos fueron recalculados al equivalente de la roca densa, sin embargo se reporta también el volumen (%) de las vesículas. Latitud y longitud están expresadas en coordenadas UTM. Abreviaciones: Plg = plagioclasa; Anf = anfíbol; Opx = ortopiroxeno; Ox = óxido; Mt = matriz; Fn = fenocristal; mf = microfenocristal; IP = índice de porfiricidad.

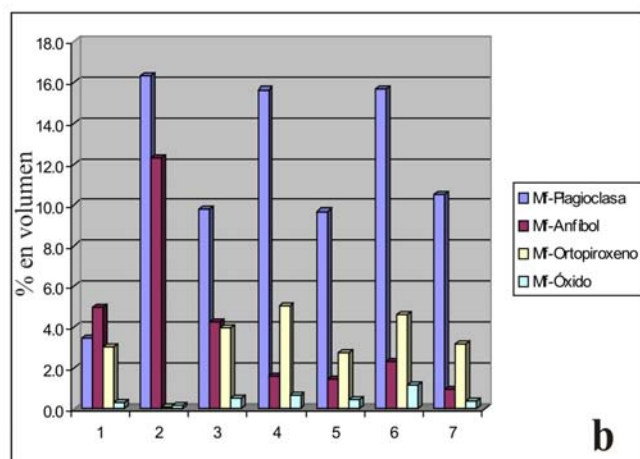
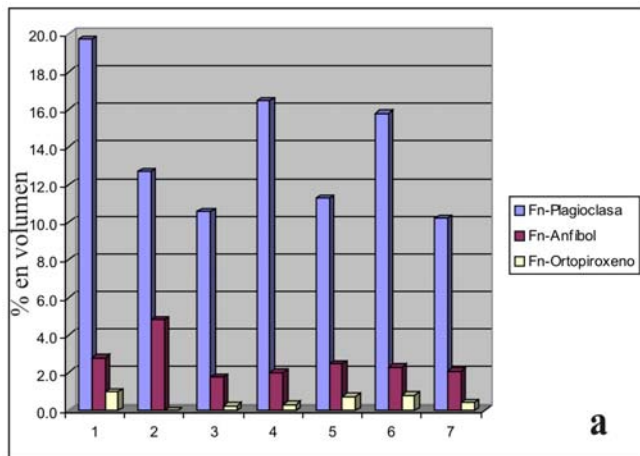


Figura 5.12. Porcentaje en volumen de las fases mineralógicas que constituyen los fenocristales (a) y los microfenocristales (b) de los productos juveniles del FC. Los datos fueron recalculados al equivalente de la roca densa. Cada número en el eje X corresponde a una muestra analizada, cuyo contenido de vesículas (% en volumen) se muestra en la Tabla 5.2.

Abreviaciones: Fn = fenocristal; Mf = microfenocristal. 1 = FC80A; 2 = FC126A; 3 = FC126B; 4 = FC122A; 5 = FC15A; 6 = FC15B; 7 = FC27A.

una textura de desequilibrio evidente (hábito anhedral), y por la presencia en sus bordes de coronas de reacción (formados principalmente por plagioclasas y óxidos, en menor cantidad piroxenos y muy escasos anfíboles). Finalmente, se identificaron xenocristales de cuarzo, con hábito anhedral, y bordes muy redondeados (Figura 5.13b), caracterizados por golfos de reabsorción y/o coronas de reacción constituidas por piroxenos.

La matriz de los líticos densos y de las pómez está constituida principalmente por microlitos aciculares de plagioclasa y cantidades menores, en orden de abundancia, de vidrio y microlitos de óxido (Figura 5.11b). La presencia tanto del anfíbol como del piroxeno es muy escasa en la matriz.

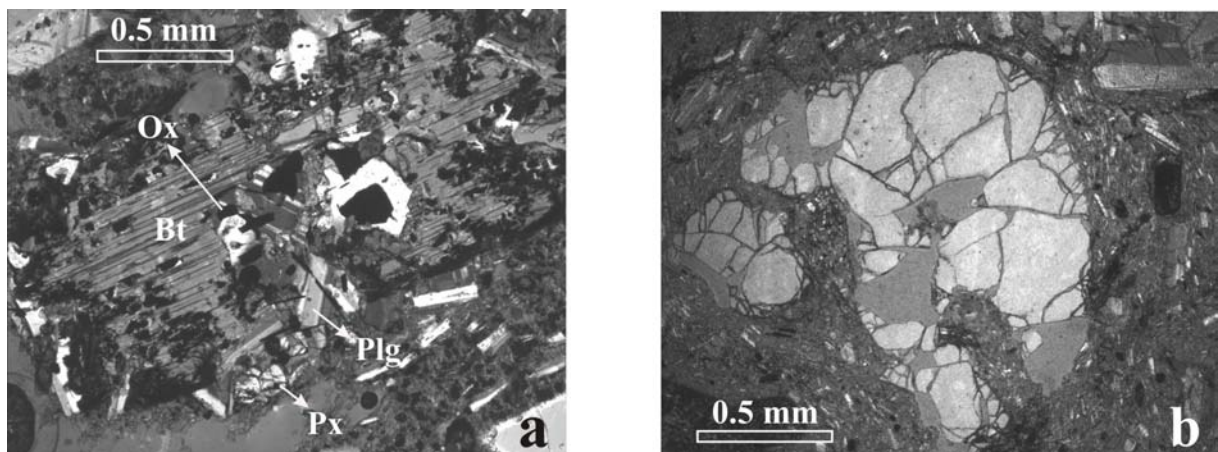


Figura 13. a) Fotografía tomada con el microscopio petrográfico (nícoles cruzados) donde se muestra la textura de desequilibrio que caracteriza la biotita con la presencia en sus bordes de coronas de minerales (principalmente plagioclasa y óxidos). Abreviaciones: Plg = plagioclasa; Px = piroxeno; Bt = biotita; Ox = óxido. b) Fotografía tomada con el microscopio petrográfico (nícoles cruzados) de un xenocristal de cuarzo, con hábito anhedral y golfos de reabsorción.

5.3.1 Plagioclasa

La plagioclasa, que frecuentemente muestra zoneamiento oscilatorio, se encuentra como microfenocristales euhedrales sin evidencias texturales de desequilibrio, y como fenocristales con dos texturas diferentes: 1) cristales con hábito euhedral, sin trazas de desequilibrio textural, con una longitud máxima menor a 2 mm y que caracteriza la mayoría de los

fenocristales (Figura 5.14a); 2) cristales con hábito euhedral/sub-euhedral, con textura tipo *spongy cellular* (Tsuchiyama y Takahashi, 1983; Tsuchiyama, 1985; Vance, 1965) (Figura 5.14b) o por una textura de tamiz con bordes muy corroídos. Estos tipos de textura normalmente caracterizan los cristales de mayores dimensiones, ya que generalmente presentan diámetros mayor a de 2 mm y pueden alcanzar los 6 mm.

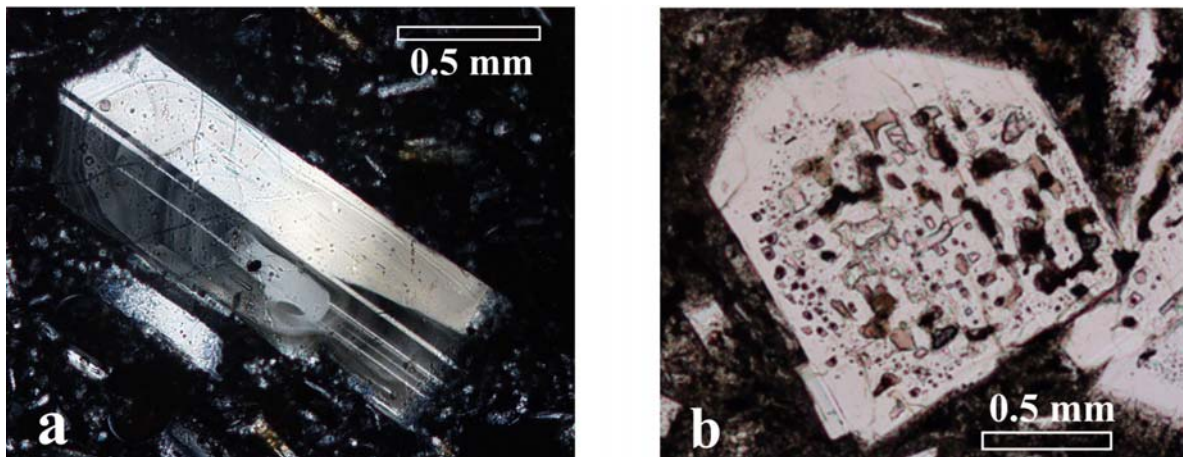


Figura 5.14. a) Fotografías tomada con el microscopio petrográfico de un fenocristal de plagioclasa con hábito euhedral sin rasgos texturales de desequilibrio (nícoles cruzados); b) Fotografías tomada con el microscopio petrográfico de un fenocristal de plagioclasa con textura tipo *spongy cellular* (luz paralela).

Los análisis químicos de los minerales (Figura 5.15a, b y c) evidenciaron una composición prácticamente homogénea de la andesina con un zoneamiento ausente o normal para los fenocristales con textura de equilibrio (núcleo entre $An_{29.3}$ y An_{44} ; borde entre $An_{28.5}$ y $An_{43.7}$) y composición zonal inversa para los fenocristales con textura de desequilibrio (núcleo entre $An_{33.7}$ y $An_{41.2}$; borde entre An_{32} y $An_{49.9}$). La mayoría de los microfenocristales presentan una composición entre $An_{36.4}$ y $An_{48.8}$ y su zoneamiento puede ser normal o inverso.

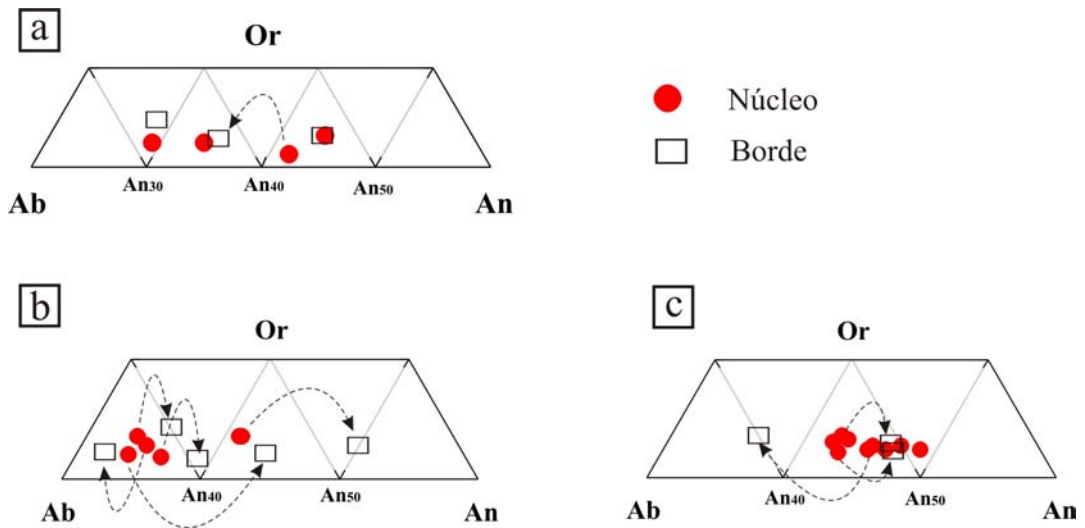


Figura 5.15. a) Composición química de los fenocristales de plagioclasa en equilibrio textural, con zoneamiento ausente o normal; b) composición de los fenocristales de plagioclasa con textura de disequilibrio, con zoneamiento principalmente inverso; c) composición de los microfenocristales de plagioclasa.

5.3.2 Anfíbol

Los anfíboles se encuentran como fenocristales, micro-fenocristales y raramente en coronas de reacción alrededor de biotita. En todas las muestras se presentan como relictos, completamente reemplazados por óxidos, plagioclasa y piroxeno (Figura 5.16). Solamente algo de anfíbol se conservó en el centro del cristal original. Se pueden reconocer en general tres poblaciones de cristales: cristales grandes con hábito de euhedral a anhedral y rasgos de disolución (Figura 5.17a), con longitud hasta 2 mm, fenocristales más pequeños con hábito euhedral y dimensiones máximas de 0.9 mm (Figura 5.17b), y microfenocristales normalmente con un hábito euhedral.

Los pocos análisis que se pudieron obtener de los fenocristales muestran que los anfíboles presentan una composición de edenita de acuerdo con la clasificación de Leake et al. (1997), con un cristal alrededor de la biotita que cae en el campo de la pargasita (Figura 5.18).

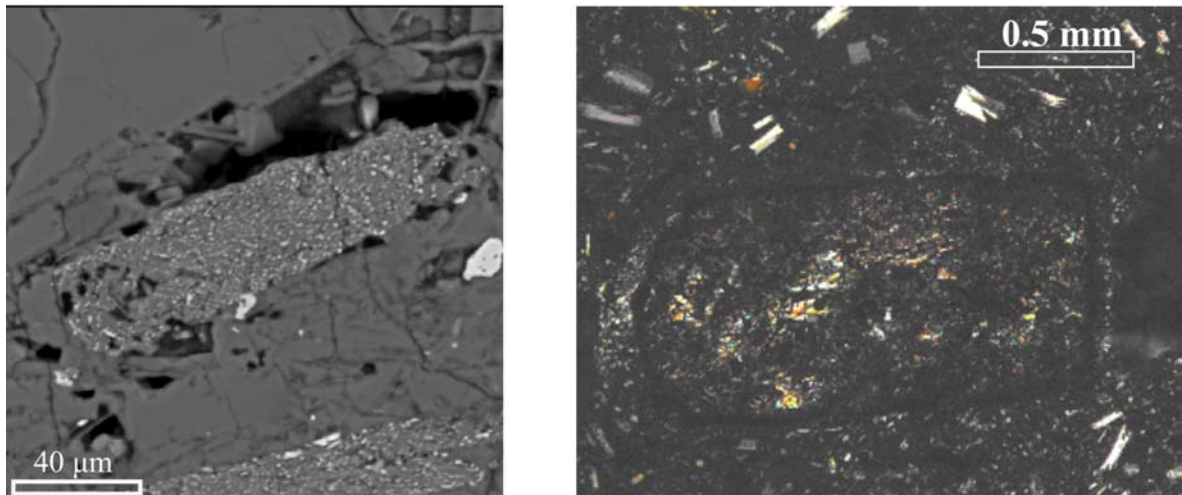


Figura 5.16. Textura de los anfíboles de los productos juveniles del FC, completamente reemplazados por óxidos, plagioclasa y piroxeno.

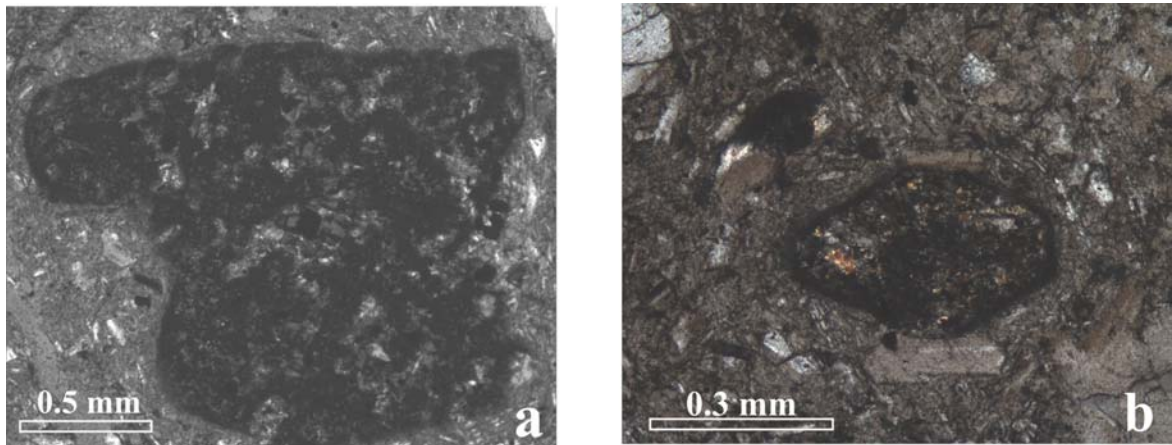


Figura 5.17. Fotografías tomadas con el microscopio petrográfico (nícoles cruzados) que muestran un fenocristal de anfíbol de grandes dimensiones con rasgos de disolución y hábito anhedral (a), y uno con hábito euhedral de dimensiones más pequeñas (b), ambos completamente reemplazados por minerales anhidros.

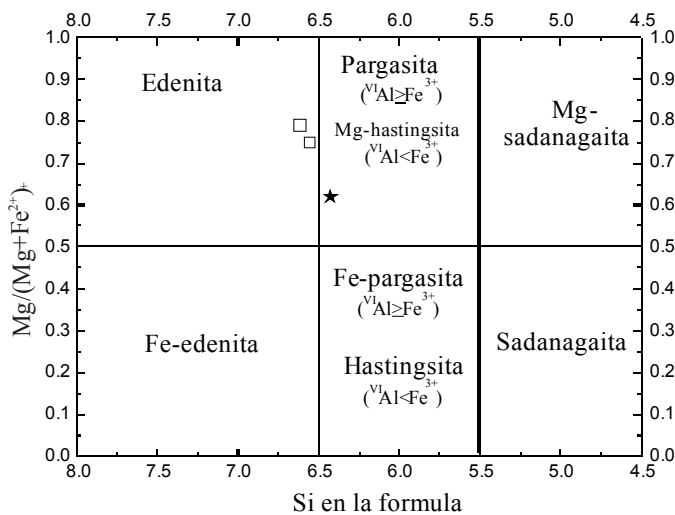


Figura 5.18. Clasificación de acuerdo a los criterios de Leake et al. (1997) de los anfíboles presentes en las muestras del FC. Los dos fenocristales (cuadrados) caen en el campo composicional de la edenita, mientras que un cristal que constituye la corona de reacción alrededor de la biotita (estrella) es pargasita.

5.3.3 Piroxeno

Los piroxenos, tanto los fenocristales como los microfenocristales, presentan normalmente un hábito euhedral (Figura 5.19) y son ortopiroxenos (Figura 5.20). Los fenocristales, que tienen un tamaño máximo de 0.7 mm, presentan una composición entre $En_{56.2}$ y $En_{57.6}$, y el único cristal del cual se midió la composición del centro y del borde muestra un zoneamiento ligeramente inverso (Figura 5.20). Las composiciones de los microfenocristales varían entre $En_{57.03}$ y $En_{60.33}$, y pueden presentar un zoneamiento ligeramente normal o ligeramente inverso (Figura 5.20). Un número muy limitado de cristales que constituyen las rocas presentan una textura de disequilibrio, con un hábito subhedral, bordes corroídos y reemplazados por gránulos de minerales opacos, y coronas de reacción; estos cristales presentan una composición de clinopiroxeno o del ortopiroxeno con contenidos más altos en Mg en comparación con los cristales euhedrales (Figura 5.20). Finalmente cabe resaltar que el análisis de un cristal presente alrededor de una biotita tiene una composición de ortopiroxeno rico en enstatita (En_{77}).

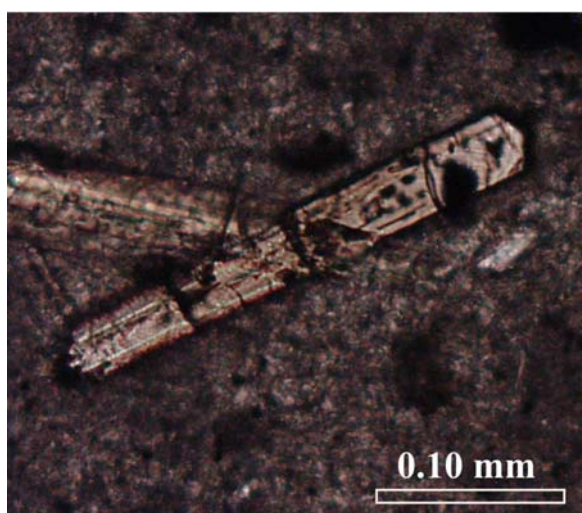


Figura 5.19. Fotografía al microscopio óptico (luz paralela) que muestra el hábito euhedral característico de los cristales de piroxeno presentes en los productos juveniles del FC.

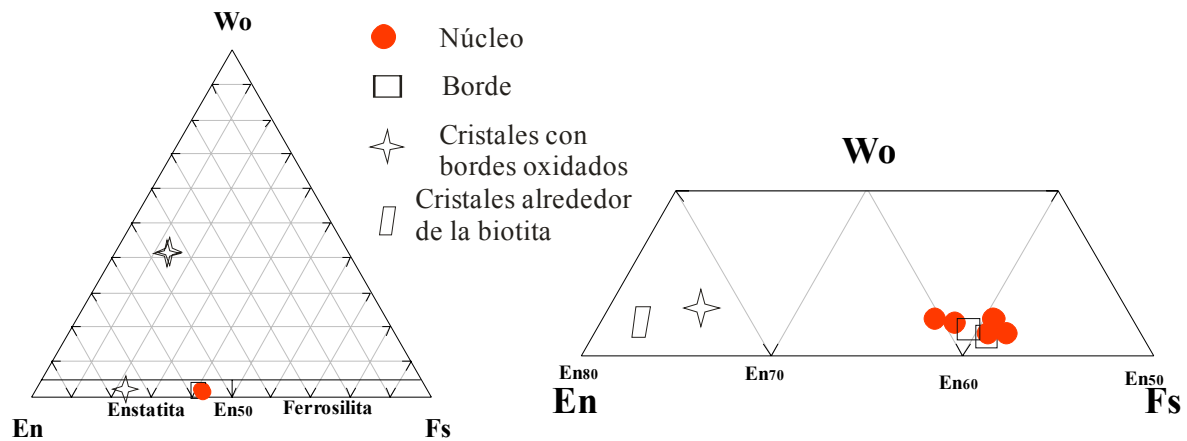


Figura 5.20. Composición química de los fenocristales (izquierda) y de los microfenocristales (derecha) de piroxeno presentes en los productos juveniles del FC.

5.3.4 Óxidos

Los óxidos están presentes como microfenocristales euhedrales, como minerales de recristalización en los bordes de la biotita y como minerales de cristalización tardía en la matriz. Presentan dos composiciones: titano-magnetita e ilmenita. La fracción molar de la ilmenita ($X_{\text{ilm}}^{\text{I}}$) varía de 0.55 a 0.84, mientras que la titano-magnetita tiene una fracción molar de ulvoespínela ($X_{\text{usp}}^{\text{I}}$) entre 0.19 a 0.35 (Tabla IV, Apéndice I).

5.3.5 Vidrio

El vidrio de los productos juveniles del FC tiene una composición principalmente riolítica, con algunos puntos que caen en el campo de la traquita y de la traquidacita, con un contenido de SiO_2 que varía entre ~66 y ~74 % en peso (Figura 5.21a). Estas diferencias pueden representar valores reales, con las porciones de vidrio menos evolucionadas que han sufrido una menor cristalización de microlitos de plagioclasa, o pueden haber sido afectado durante el análisis por la presencia abundante de microlitos de plagioclasa en la matriz, ya que el contenido de sílice y la suma de los óxidos CaO y Na_2O muestran una correlación inversa (Figura 5.21b).

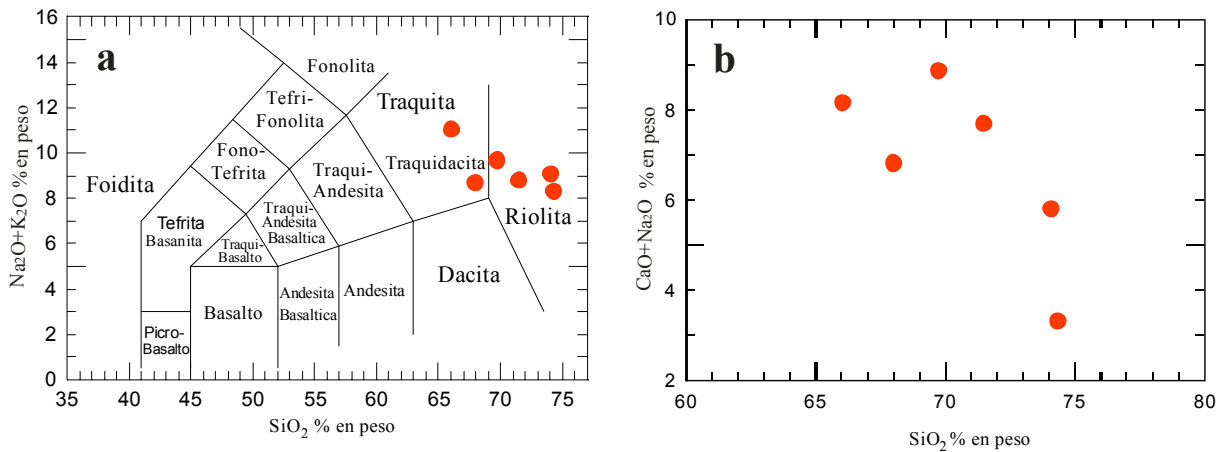


Figura 5.21. a) Composición química del vidrio que caracteriza la matriz de las rocas del FC; b) contenido de sílice versus CaO+Na₂O, con los dos parámetros que muestran una correlación inversa.

5.4 Comparación de la petrografía entre FER y FC

Se pueden evidenciar las siguientes diferencias petrográficas entre los productos juveniles del FER y aquellos del FC:

- 1) en los productos juveniles del FC los microfenocristales representan un porcentaje más alto de cristalinidad (entre 11.8 y 28.9 % en volumen) con respecto al FER (entre 7.6 y 17.8 % en volumen);
- 2) con respecto a los fenocristales, los microfenocristales del FER presentan un aumento evidente en la cantidad de anfíboles, mientras que en el FC el aumento es de los piroxenos;
- 3) la matriz de los productos juveniles del FC es más cristalina, constituida casi completamente por microlitos de plagioclasa, mientras que en el FER el componente más importante de la matriz es el vidrio;
- 4) en el caso del FER las coronas de reacción alrededor de las biotitas están constituidas principalmente por anfíboles, en el FC son principalmente plagioclasa y óxidos;
- 5) los anfíboles del FER son color verde o marrón, y carecen de coronas de reacción en sus bordes, mientras que en el caso del FC están completamente o casi completamente reemplazados por minerales anhidros como óxidos de Fe y Ti, plagioclasa y piroxeno.

CAPITULO 6.

COMPOSICIONES QUÍMICAS Y RELACIONES ISOTÓPICAS DE LOS PRODUCTOS JUVENILES DE LOS FLUJOS EL REFUGIO Y CALIMAYA

6.1 Introducción

Para el análisis químico se procuró coleccionar muestras que estuvieran frescas, no fracturadas, y sin rasgos de alteración ni minerales secundarios. Por cada muestra se recolectaron aproximadamente 3-4 kg. Cada roca, antes de la molienda, fue estudiada al microscopio binocular para constatar que los minerales no estuvieran alterados y, sucesivamente, fue descortezada con un mazo de acero para eliminar la zona superficial y reducida a fragmentos de ~5 cm. Estos fragmentos fueron lavados con agua destilada con la ayuda de un cepillo para eliminar cualquier material extraño a la muestra. Una vez secado a temperatura ambiente, se trituró el material con una quebradora de quijadas de acero, para obtener fragmentos de tamaño $< 1/2$ cm. Después de haber homogeneizado la muestra y de haberla cuarteado, la muestra fue pulverizada con un mortero de anillos de carburo de tungsteno para efectuar análisis de elementos mayores, traza y para el análisis isotópico.

Los análisis químicos de roca total fueron realizados por medio de *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) e *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) en los laboratorios “*Activation Laboratories*” en Ancaster, Ontario (Canadá); las barras de error que representan la desviación estándar de las concentraciones de los elementos presentes en las gráficas de Figura 6.2 y 6.3 no fueron graficadas ya que caen dentro del símbolo que identifica las muestras. Los análisis isotópicos se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), que cuenta con un espectrómetro de masas de ionización

térmica de marca FINNINGAN MAT 262, siguiendo la metodología descrita por Martínez-Serrano et al. (2004).

En la dirección electrónica del LUGIS (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/Lugis.html>) se pueden encontrar mayores detalles, incluyendo la metodología utilizada para la preparación química de las muestras antes de su medición.

6.2 Variaciones químicas de los productos juveniles del Flujo El Refugio

Para el FER se analizaron 11 líticos juveniles, de color gris claro a oscuro, con diferente grado de vesicularidad y que representan el componente principal del depósito y dos pómez juveniles de color gris claro (Tabla 6.1). La mayoría de las muestras fueron recolectadas en afloramientos de la *facies central* (Figura 4.1) - cubren tanto las zonas proximales como las distales - ya que el componente juvenil que constituye los depósitos laterales presenta un tamaño demasiado pequeño para poder obtener una cantidad de muestra representativa.

Todos los productos juveniles del FER grafican en el campo composicional de la dacita, con base en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) que utiliza el contenido de sílice versus el contenido de álcalis (Figura 6.1a), y pertenecen a la serie subalcalina según el esquema de clasificación de Irvine y Baragar (1971). El grado de evolución de las muestras es bastante homogéneo, ya que la variación máxima de sílice es de 1.2 % en peso (Tabla 6.1). Las concentraciones de los demás elementos mayores y traza de las muestras analizadas también son muy similares. Entre los elementos mayores se pueden observar con el aumento del grado de evolución ligeras disminuciones de CaO y NaO₂, mientras que la relación Al₂O₃/CaO aumenta ligeramente (Figura 6.2). Elementos de bajo potencial iónico como Sr y Ba también presentan una cierta correlación negativa con el contenido en sílice (Figura 6.3). Los elementos compatibles no muestran variaciones sustanciales con el aumento del grado de evolución, con excepción del Co, que disminuye ligeramente (Figura 6.3). La concentración

del elemento de alto potencial iónico Zr disminuye ligeramente con el aumento del grado de evolución (Figura 6.3).

Tabla 6.1. Concentración de los elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de los productos juveniles del FER.

<i>Muestra</i>	FER02A	FER02B	FER02C	FER02D	FER14A	FER14B	FER18A	FER18B	FER33A	FER34A	FER55A	FER62A	FER123A
	Lítico	Lítico	Lítico	Pómez	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Pómez
<i>Latitud (UTM)</i>	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
<i>Longitud (UTM)</i>	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
<i>Afloramiento</i>	FER02	FER02	FER02	FER02	FER14	FER14	FER18	FER18	FER33	FER34	FER55	FER62	FER123
% en peso													
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 _{3t}	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	dld	dld	dld	dld	dld	dld	dld	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

Dld = debajo del límite de detección; Fe total reportado como Fe₂O₃; PPC = pérdida por calcinación.

Las tierras raras (REE) no muestran prácticamente variaciones con respecto al contenido en SiO₂ (Figura 6.3). En la Figura 6.1b se pueden observar los patrones de las tierras raras

(REE) de las rocas normalizadas con respecto a los valores de la 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 $(La/Lu)_n$ que varía de 8 a 10. Solamente las tierras raras ligeras resultan fraccionadas, mientras que las pesadas muestran un arreglo horizontal.

6.3 Variaciones químicas de los productos juveniles del Flujo Calimaya

Para el análisis químico de roca total (elementos mayores y traza) se seleccionaron tres líticos juveniles muy densos con colores que varían de gris claro a oscuro, y tres pómez juveniles de color gris claro con un grado de vesicularidad alto (Tabla 6.2).

Todas las muestras caen dentro del campo de la serie subalcalina con base a la clasificación de Irvine y Baragar (1971) y son dacitas según el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) que se muestra en Figura 6.1a. El contenido de sílice varía de 65 a 67.5 % en peso (Tabla 6.2), con las pómez como los productos menos evolucionados. Los contenidos de los elementos mayores y traza de las muestras analizadas son bastante homogéneos. Se pueden observar con el aumento del grado de evolución disminuciones ligeras de Al_2O_3 y CaO, mientras que la relación Al_2O_3/CaO aumenta ligeramente (Figura 6.2). Los álcalis también aumentan ligeramente, mientras que los elementos mayores restantes MgO, Fe_2O_3 y TiO_2 muestran contenidos constantes al variar el grado de evolución (Figura 6.2). Elementos de bajo potencial iónico como Sr, Rb y Ba también presentan una correlación positiva débil con el contenido en sílice (Figura 6.3). Los elementos compatibles Co y V no muestran correlaciones claras (Figura 6.3). El Ni está presente en bajas concentraciones en las muestras, y en algunas se encuentra por debajo del límite de detección del instrumento (Tabla 6.2). El contenido del elemento de alto potencial iónico como Zr disminuye ligeramente con el aumento del grado de evolución (Figura 6.3). Las tierras raras (REE), si se excluye la muestra menos evolucionada, muestran una correlación ligeramente positiva con el contenido

en SiO₂ (Figura 6.3). En la figura 6.1b se pueden observar los patrones de REE normalizados con respecto a los valores de la 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 (La/Lu)_n que varía de 8 a 10.8. Las tierras raras ligeras resultan fraccionadas, mientras que las pesadas muestran un arreglo horizontal.

Tabla 6.2. Concentración de los elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de los productos juveniles del FC.

<i>Muestra</i>	FC126A	FC126B	FC80A	FC15A	FC15B	FC122A
	Lítico	Pómez	Pómez	Pómez	Lítico	Lítico
<i>Latitud (UTM)</i>	2,121,408	2,121,408	2,116,145	2,119,886	2,119,886	2,119,435
<i>Longitud (UTM)</i>	430,420	430,420	430,280	435,485	435,485	434,257
<i>Afloramiento</i>	FC68	FC68	FC80	FC15	FC15	FC64
% en peso						
SiO ₂	67.04	65.05	65.92	67.02	67.43	67.07
TiO ₂	0.587	0.585	0.61	0.555	0.594	0.582
Al ₂ O ₃	16.03	16.66	16.72	15.99	16.36	16.05
Fe ₂ O ₃ t	3.89	3.94	4.04	3.78	3.85	3.85
MnO	0.066	0.066	0.058	0.055	0.059	0.063
MgO	1.84	1.80	1.80	1.73	1.81	1.80
CaO	3.99	4.13	4.27	3.89	4.11	3.95
Na ₂ O	4.38	4.26	4.62	4.33	4.56	4.42
K ₂ O	2.00	1.79	1.92	2.36	2.11	1.94
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.17	0.16	0.16	0.17
PPC	0.05	1.49	0.76	0.62	-0.05	0.18
Total	100.02	99.95	100.87	100.49	100.99	100.08
ppm						
V	46	58	67	63	57	52
Cr	131	152	22	21	28	70
Co	6	7	27	25	19	6
Ni	dld	dld	15	13	14	dld
Cu	18	16	11	25	7	dld
Zn	81	77	91	70	68	52
Rb	40	32	37.2	44.9	44.9	40
Sr	439	467	546	512	516	496
Y	13.3	13.3	12.2	12.8	14.5	13.4
Zr	144	153	169	138	125	139
Cs	1.2	1.7	1.9	2.6	1.4	1.1
Nb	5.6	5.3	5.0	5.0	5.0	4.9
Ba	506	484	578	573	604	525
La	19.3	20.2	13.2	15.0	17.0	15.0
Ce	36.3	37.3	28.5	31.3	34.3	29.6
Nd	18.0	19.0	15.8	16.5	17.7	15.2
Pr	4.58	4.92	3.52	3.73	4.12	3.63
Sm	3.81	4.21	3.14	3.04	3.70	3.20
Eu	1.13	1.20	0.87	0.87	1.03	1.07
Gd	3.26	3.61	2.75	2.56	3.10	2.96
Tb	0.51	0.56	0.45	0.44	0.49	0.42
Dy	2.62	2.77	2.35	2.35	2.51	2.37
Ho	0.50	0.52	0.46	0.46	0.49	0.46
Er	1.49	1.56	1.32	1.38	1.45	1.33
Tm	0.218	0.226	0.196	0.195	0.210	0.186
Yb	1.32	1.36	1.11	1.18	1.31	1.26
Lu	0.201	0.202	0.180	0.182	0.207	0.194
Hf	4.1	4.3	4.2	3.4	3.2	3.8
Ta	0.37	0.35	1.05	0.65	0.40	0.40
Pb	9	9	8	5	7	7
Th	3.92	4.10	3.74	3.21	2.82	4.12
U	1.43	1.54	1.63	2.07	2.13	1.47

Dld = debajo del límite de detección; Fe total reportado como Fe₂O₃; PPC = pérdida por calcinación.

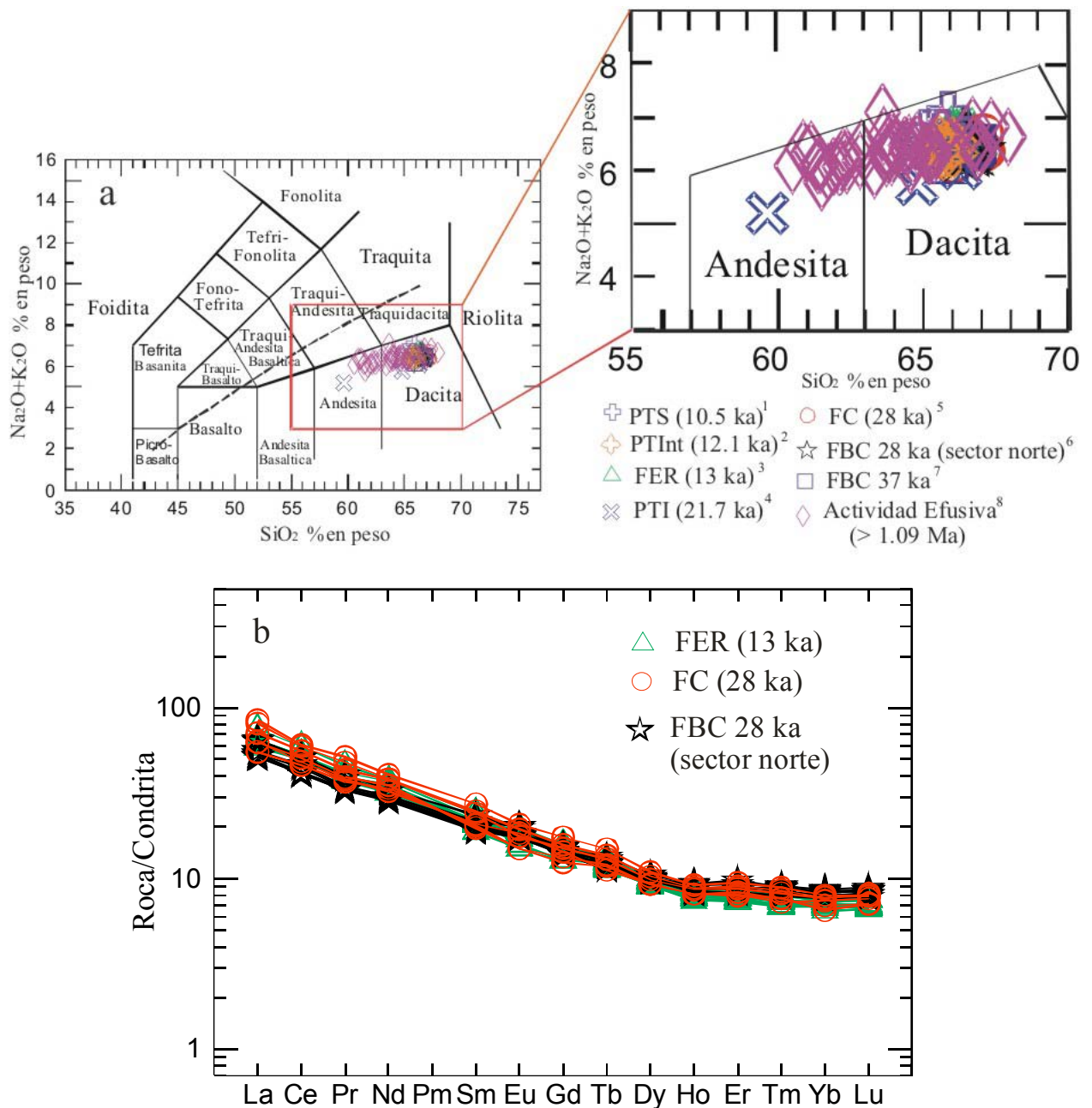


Figura 6.1. a) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para los productos juveniles emitidos durante las principales fases eruptivas del volcán Nevado de Toluca. La línea discontinua separa el campo de las series subcalalina y alcalina según Irvine y Baragar (1971). Abreviaciones: PTInt = Pómez Toluca Intermedia; PTS = Pómez Toluca Superior; FER = Flujo El Refugio; PTI = Pómez Toluca Inferior; FC = Flujo Calimaya; FBC = Flujo de bloques y ceniza. Referencias: 1, Arce et al (2003, 2006); 2, Cervantes (2001), Arce et al. (2006); 3, este trabajo y Arce et al. (2006); 4, Capra et al. (2006); D'Antonio (2000), Carreras (2003); 5, este trabajo, Martínez-Serrano et al. (2004); 6, este trabajo; 7, este trabajo, Martínez-Serrano et al. (2004); 8, Casartelli (2003), Merlini (2003), De Beni (2001). b) patrones de tierras raras normalizados a los valores de la condrita (Sun y McDonough, 1989) para los productos juveniles del FER, del FC y de un flujo de bloques y ceniza con edad de 28 ka emplazado en el sector norte del volcán. Datos de literatura y de este trabajo (véase Tablas 6.1-6.4 para las referencias).

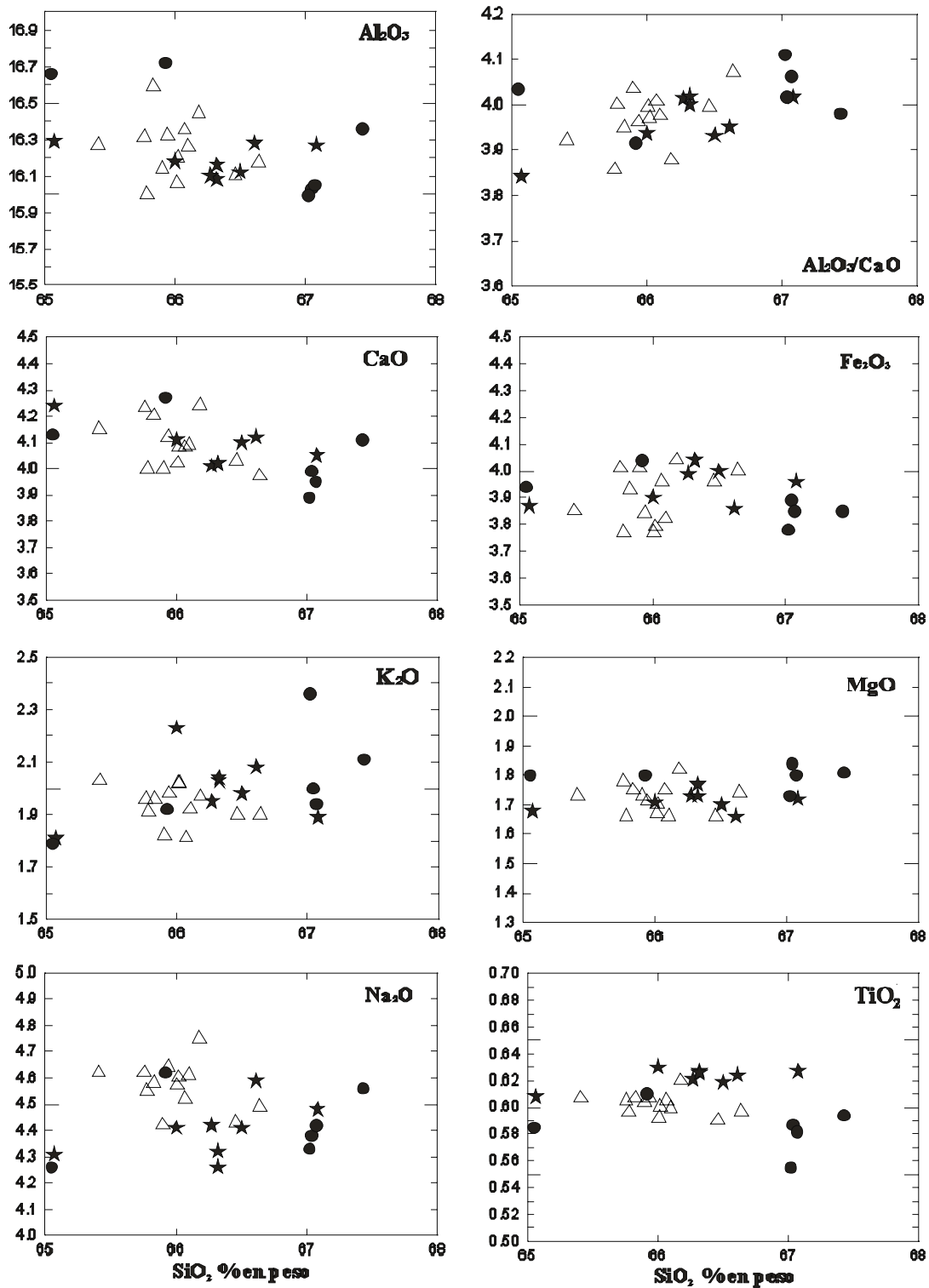
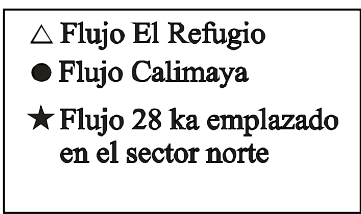


Figura 6.2. Diagramas de Harker que muestran la variación de los elementos mayores (% en peso) para los productos juveniles del FER, del FC y de un flujo de bloques y ceniza de hace ~ 28 ka emplazado en el sector norte del volcán. Datos del presente trabajo (véase Tablas de 6.1 a 6.3).



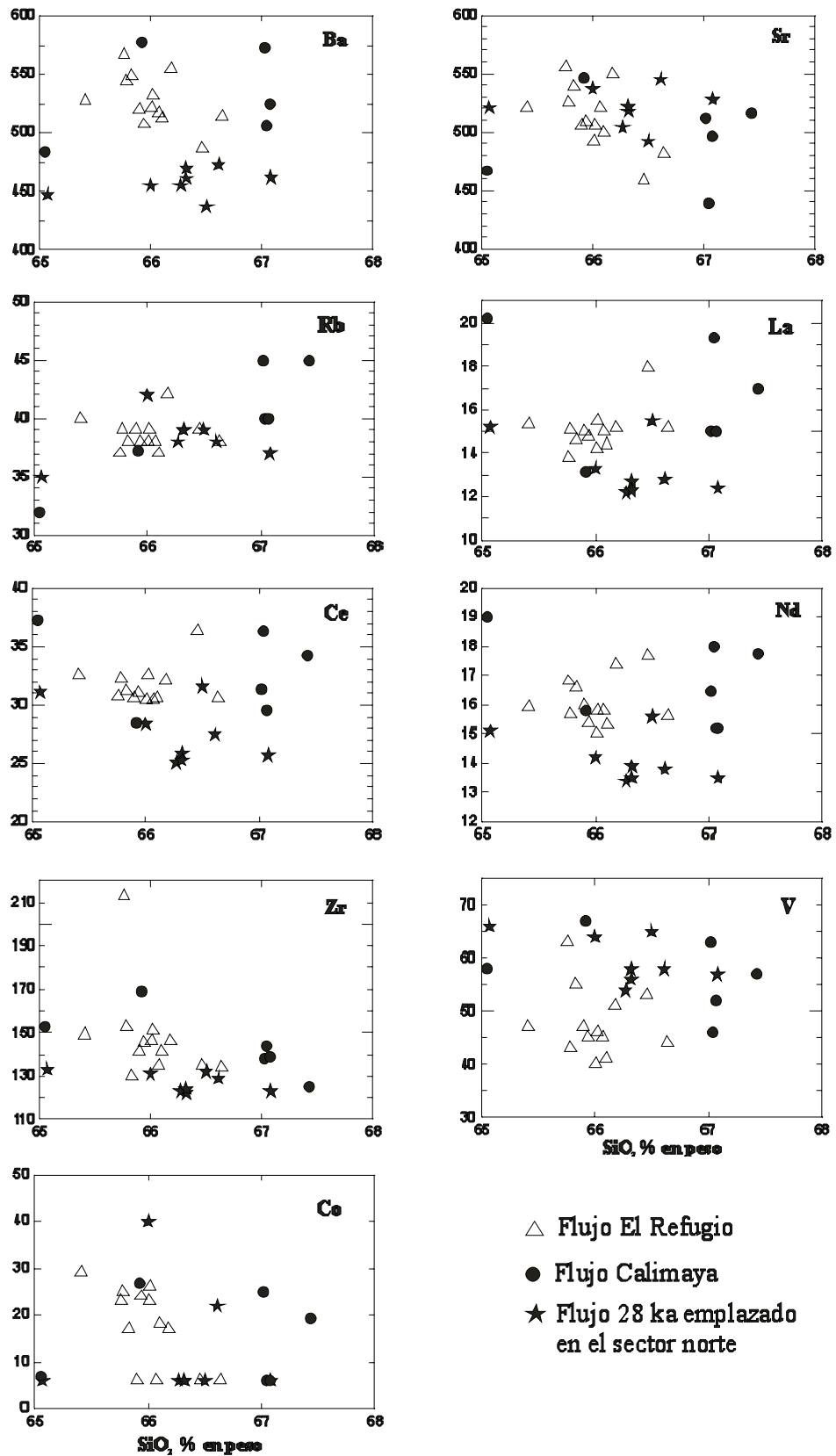


Figura 6.3. Diagramas de Harker que muestran la variación de algunos elementos traza (ppm) para los productos juveniles del FER, del FC y de un flujo de bloques y ceniza de hace ~ 28 ka emplazado en el sector norte del volcán. Datos del presente trabajo (Tablas 6.1-6.3).

6.4 Comparación química entre los productos juveniles de los flujos de bloques y ceniza emplazados durante los últimos 28 ka

En este párrafo se presentan también, para una comparación química con los dos flujos estudiados, los datos químicos de roca total correspondientes a los depósitos de bloques y

Tabla 6.3. Concentración de los elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de los productos juveniles de los depósitos de bloques y ceniza que fueron emplazados hace 28 ka al oeste del Cerro Tlacotepec (sector norte del volcán, círculos amarillos de Figura 4.4).

<i>Muestra</i>	NT02A	NT02B	NT115A	NT115B	NT124A	NT124B	NT135A	NT135B
	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico	Lítico
<i>Latitud</i>	2,125,468	2,125,468	2,125,625	2,125,625	2,126,339	2,126,339	2,125,670	2,125,670
<i>Longitud</i>	426,364	426,364	426,119	426,119	423,171	423,171	416,870	416,870
% en peso								
SiO ₂	66	66.61	66.32	66.27	67.08	66.32	66.5	65.07
TiO ₂	0.63	0.624	0.627	0.621	0.627	0.626	0.619	0.608
Al ₂ O ₃	16.18	16.28	16.08	16.1	16.27	16.16	16.12	16.29
Fe ₂ O _{3t}	3.9	3.86	4.04	3.99	3.96	4.04	4	3.87
MnO	0.067	0.067	0.068	0.067	0.066	0.067	0.069	0.066
MgO	1.71	1.66	1.77	1.73	1.72	1.73	1.7	1.68
CaO	4.11	4.12	4.02	4.01	4.05	4.02	4.1	4.24
Na ₂ O	4.41	4.59	4.32	4.42	4.48	4.26	4.41	4.31
K ₂ O	2.23	2.08	2.03	1.95	1.89	2.04	1.98	1.81
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14
PPC	0.89	0.08	0.73	0.66	-0.01	0.45	0.59	0.64
Total	100.28	100.11	100.17	99.98	100.3	99.87	100.23	98.72
ppm								
V	64	58	56	54	57	58	65	66
Cr	dld	dld	29	28	28	32	177	94
Co	40	22	6	6	6	6	6	6
Ni	dld	dld	dld	dld	dld	dld	dld	dld
Cu	11	32	dld	dld	dld	dld	14	12
Zn	56	56	47	47	48	52	89	120
Rb	42	38	39	38	37	39	39	35
Sr	537	545	518	504	528	522	492	521
Y	14.3	14.1	14.6	14	14.3	14.6	14.1	13.1
Zr	131	129	122	123	123	124	132	133
Cs	2.2	2	2.3	2.3	1.6	2.5	2.2	2.1
Nb	4.2	3.4	4.1	3.9	4.2	4.2	4.4	4.4
Ba	455	473	461	455	462	470	437	447
La	13.3	12.8	12.7	12.2	12.4	12.3	15.5	15.2
Ce	28.4	27.5	25.9	25.1	25.7	25.3	31.6	31.1
Nd	14.2	13.8	13.9	13.4	13.5	13.5	15.6	15.1
Pr	3.31	3.21	3.22	3.13	3.18	3.14	3.85	3.7
Sm	3.17	3	3.07	2.93	2.99	2.95	3.6	3.32
Eu	1.06	1.03	1.03	1.01	1.05	1.01	1.14	1.17
Gd	3.16	2.97	2.92	2.84	2.93	2.83	3.1	2.96
Tb	0.46	0.45	0.45	0.43	0.45	0.43	0.5	0.48
Dy	2.59	2.52	2.57	2.47	2.52	2.54	2.67	2.48
Ho	0.49	0.47	0.52	0.49	0.5	0.49	0.53	0.48
Er	1.43	1.38	1.53	1.46	1.48	1.47	1.61	1.48
Tm	0.209	0.203	0.231	0.224	0.222	0.221	0.226	0.215
Yb	1.38	1.3	1.47	1.44	1.42	1.44	1.41	1.36
Lu	0.203	0.198	0.225	0.216	0.22	0.216	0.215	0.208
Hf	3.3	3.3	3.5	3.5	3.6	3.4	3.8	3.8
Ta	0.98	0.6	0.35	0.31	0.33	0.31	0.26	0.26
Pb	10	9	6	7	6	6	10	9
Th	3.32	3.5	3.55	3.45	3.56	3.55	3.48	3.34
U	1.44	1.48	1.45	1.55	1.42	1.46	1.5	1.18

Dld = debajo del límite de detección; Fe total reportado como Fe₂O₃; PPC = pérdida por calcinación.

ceniza que fueron emplazados al oeste del Cerro Tlacotepec (sector norte del volcán, círculos amarillos de Figura 4.4) y que desde un punto de vista estratigráfico se encuentran debajo del depósito de caída de la PTI. Uno de estos depósitos fue fechado por Macías et al. (1997) en $28,140 \pm 875/-780$ (véase párrafo 4.2.1), por lo que, posiblemente, está asociado al mismo domo relacionado al Flujo Calimaya. De este flujo se analizaron - por medio de *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) e *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) en los laboratorios “*Activation Laboratories*” en Ancaster, Ontario (Canadá) - ocho líticos juveniles con variaciones de color gris claro a oscuro y con diferente grado de vesicularidad, que representan a los componentes principales del depósito, ya que los fragmentos juveniles de pómez son muy escasos (Tabla 6.3). Estas muestras presentan características químicas muy similares a los productos juveniles emplazados por los flujos FER y FC, ya que presentan una misma composición dacítica (contenido de sílice entre 65 y 67 % en peso), mismos patrones de tierras raras (REE) normalizados con los valores de la Condrita (Sun y McDonough, 1989) y mismos patrones de los elementos incompatibles normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Figura 6.1a, b y 6.4). Sin embargo, se pueden inferir diferencias pequeñas entre los tres flujos, que permiten distinguirlos desde un punto de vista químico.

Comparando, por ejemplo, los productos juveniles emplazados por el Flujo Calimaya y aquellos emplazados en el sector norte, ambos con edades de ~ 28 ka, los primeros presentan, para el mismo contenido de sílice, mayores contenidos de los elementos Ba, Zr, y de las REE Nd, La y Ce, y ligeramente menores de TiO_2 (Figura 6.2 y 6.3).

Comparando los productos juveniles del Flujo El Refugio con aquellos relacionados al flujos de hace 28 ka del sector norte, se pueden también observar algunas diferencias químicas pequeñas. Por ejemplo, para rocas con igual contenido de sílice, se puede observar como los

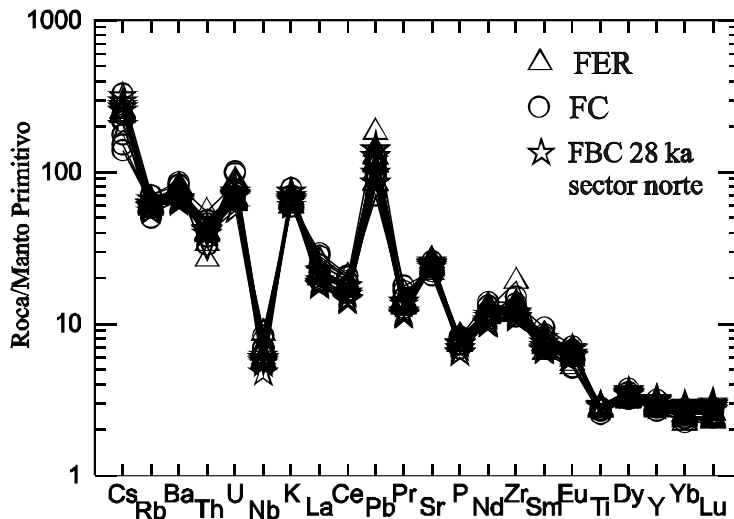


Figura 6.4. Patrones de los elementos incompatibles normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para los líticos juveniles del FER, del FC y de un flujo de bloques y ceniza de hace 28 ka emplazado en el sector norte.

productos del Flujo El Refugio presentan mayores cantidades de los elementos traza Zr y Ba, y de las tierras raras La, Ce y Nd, y menores concentraciones de V y TiO_2 (Figura 6.2 y 6.3). Finalmente, comparando las composiciones químicas de los clastos juveniles del FER y del FC se pueden observar solamente diferencias ligeras en algunos elementos traza, con los productos del FER que presentan, a mismos contenidos de sílice, menores contenidos de V, Zr y Ba (Figura 6.3).

6.5 Variación química de los productos del Nevado de Toluca en el tiempo

En este trabajo de tesis no se pretende explicar en detalle los procesos magmáticos que han determinado las variaciones en la cámara magmática con el tiempo, ya que por eso se necesitarían mucho más datos petrográficos, más análisis químicos de roca total y de las relaciones isotópicas, además de un mayor número de análisis de química de minerales. Sin embargo, en este párrafo se evidencian algunos aspectos químicos que caracterizan a la cámara magmática durante la actividad del NdT que se discutirán en el siguiente capítulo y que podrían ser tema de un estudio futuro más completo.

Tabla 6.4. Concentración de los elementos mayores (% en peso) de algunos eventos eruptivos que caracterizan el NdT desde hace 2.6 Ma hasta 10.5 ka.

<i>Muestra</i>	<i>Unidad</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>	<i>LOI</i>	<i>Total</i>	<i>Referencia</i>
3185-g	PTS	63.32	0.650	16.21	3.99	0.060	1.83	4.30	4.59	1.97	0.24	1.73	98.89	2
3285-g	PTS	63.92	0.620	16.15	3.87	0.060	1.76	4.16	4.51	2.06	0.20	1.55	98.86	2
9570-fbp	PTS	64.26	0.610	16.21	3.95	0.080	1.63	4.12	4.43	1.98	0.17	1.62	99.06	3
58Liti	PTS	65.70	0.630	16.07	4.11	0.070	1.73	4.15	4.32	2.75	0.17	1.73	101.43	3
9570-fbl	PTS	65.46	0.630	16.49	4.26	0.070	1.67	4.10	4.61	2.11	0.18	1.24	100.82	3
185-BJ	PTS	64.67	0.590	15.88	3.79	0.060	1.64	4.05	4.49	1.96	0.21	1.48	98.82	3
29Aw	PTInt	64.93	0.640	16.40	3.90	0.060	1.76	4.22	4.34	1.89	0.19	1.77	100.10	2
29Cg	PTInt	65.06	0.640	16.32	3.90	0.060	1.75	4.17	4.36	2.05	0.19	1.38	99.88	2
29A-FBpz	PTInt	64.85	0.640	16.68	3.96	0.070	1.80	4.18	4.35	1.98	0.17	1.61	100.29	7
9545	PTInt	63.99	0.580	15.99	4.19	0.070	1.85	4.37	4.22	1.93	0.14	2.27	99.60	2
3H-CIV	PTInt	64.24	0.600	16.43	4.07	0.070	1.90	4.36	4.38	1.88	0.15	2.02	100.1	7
29-CINT	PTInt	64.36	0.660	16.34	4.10	0.090	1.80	4.16	4.44	1.98	0.17	1.96	100.06	7
264g-f	FER	65.35	0.62	16.21	3.99	0.07	1.82	4.12	4.54	2.05	0.17	1.22	100.16	2
264g-s	FER	64.59	0.610	16.04	4.10	0.070	1.89	4.09	4.29	2.10	0.17	1.88	99.83	2
264w-f	FER	65.06	0.610	16.19	3.86	0.070	1.79	4.17	4.29	2.10	0.17	1.55	99.86	2
264w-s	FER	64.78	0.630	16.12	4.01	0.070	1.92	4.11	4.23	2.05	0.17	2.19	100.28	2
NT0254o	PTI	63.08	0.621	16.03	5.03	0.074	2.16	4.26	4.22	1.88	0.16	1.59	99.11	5
NT0201	PTI	58.98	0.856	16.34	6.71	0.102	4.2	6.32	3.73	1.4	0.21	1.16	100.01	11
MX9761.1	PTI	63.00	0.550	18.11	4.02	0.060	1.82	3.88	3.91	1.68	0.15	2.82	100.00	10
NT0201E	PTI	65.07	0.612	15.64	4.77	0.069	1.89	3.96	4.18	1.76	0.16	1.35	99.46	5
NT4	FBC 28 ka	64.88	0.65	16.76	4.32	0.06	1.75	4.20	4.35	1.94	0.17	0.80	99.88	8
NT3126A	FBC 37 ka	66.46	0.625	16.01	4.00	0.067	1.68	4.06	4.37	2.08	0.15	0.18	99.68	1
NT3126B	FBC 37 ka	66.23	0.61	16.09	3.91	0.07	1.68	4.14	4.23	2.15	0.15	0.89	100.14	1
NT136B	FBC 37 ka	64.89	0.59	15.81	4.08	0.07	2.41	4.47	4.18	1.85	0.15	1.23	99.72	1
NT114C	FBC 37 ka	66.24	0.600	16.10	4.00	0.065	1.75	3.96	4.53	1.89	0.18	0.79	100.11	1
NT114B	FBC 37 ka	66.48	0.594	16.19	3.88	0.064	1.68	3.97	4.56	1.91	0.17	0.74	100.24	1
NT10	FBC 37 ka	64.69	0.640	16.66	4.32	0.050	1.79	4.32	4.29	2.06	0.15	0.89	99.86	8
NT11	FBC 37 ka	65.98	0.64	16.44	4.29	0.05	1.72	4.10	4.41	2.01	0.17	0.04	99.85	8
AN 81	1.3-1.09 Ma	64.23	0.636	15.93	4.89	0.075	2.7	4.44	3.95	2.12	0.46	0.68	100.11	4
AN 82	1.3-1.09 Ma	62.76	0.652	15.74	5.39	0.079	3.46	4.8	4.04	1.92	0.19	1.18	100.21	4
AN 67	1.3-1.09 Ma	62.83	0.556	17.26	4.49	0.069	2.39	4.63	3.96	2.19	0.14	1.68	100.20	4
RAM 516	1.3-1.09 Ma	66.7	0.556	15.84	4.53	0.06	1.93	3.55	4.17	2.37	0.13	0.57	100.41	6
RAM 184	1.3-1.09 Ma	63.4	0.629	16.15	5.21	0.076	2.83	4.44	4.4	2.23	0.17	0.44	99.98	6
RAM 20	1.3-1.09 Ma	62.83	0.643	14.93	5.34	0.084	2.77	4.79	4.13	2.88	0.34	0.53	99.27	6
RAM 22	1.3-1.09 Ma	63.63	0.711	16.55	5.51	0.069	1.99	4.26	4.43	2.15	0.19	0.62	100.11	6
RAM 68	1.3-1.09 Ma	62.93	0.677	15.96	5.47	0.085	2.24	3.84	4.2	2.03	0.18	1	98.61	6
M58	1.3-1.09 Ma	62.81	0.675	16.74	5.13	0.091	2.74	5.09	4.52	1.88	0.18	0.17	100.03	6

1 = este trabajo; 2 = Arce et al., 2006; 3 = Arce et al., 2003; 4 = Merlini, 2003; 5 = Capra et al., 2006; 6 = Casartelli, 2003; 7 = Cervantes, 2001; 8 = Martínez-Serrano et al., 2004; 9 = De Beni, 2001; 10 = D'Antonio, 2000; 11 = Carreras (2003).

<i>Muestra</i>	<i>Unidad</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>	<i>LOI</i>	<i>Total</i>	<i>Referencia</i>
M59	1.3-1.09 Ma	64.14	0.585	16.71	3.9	0.067	2.09	4.25	4.41	1.77	0.15	1.34	99.41	6
M60	1.3-1.09 Ma	63.64	0.651	16.41	4.87	0.076	2.97	4.47	4.32	1.91	0.18	0.48	99.98	6
NT78	1.3-1.09 Ma	63.66	0.68	16.45	5.11	0.08	2.68	4.53	4.31	2.04	0.17	0.74	100.45	9
NT90	1.3-1.09 Ma	62.73	0.7	16.32	5.13	0.07	3.56	4.89	4.32	1.86	0.2	0.66	100.44	9
NT88	1.3-1.09 Ma	66.89	0.52	16.03	3.58	0.06	1.65	3.57	4.48	2.31	0.18	0.44	99.71	9
NT97	1.3-1.09 Ma	67.74	0.51	15.75	3.51	0.06	1.66	3.65	4.37	2.25	0.18	0.48	100.16	9
NT01	1.3-1.09 Ma	63.77	0.69	15.67	4.56	0.07	3.19	4.97	4.36	2.1	0.26	0.05	99.69	9
NT75	2.6-1.3 Ma	63.86	0.59	16.25	4.26	0.07	2.48	4.36	4.42	2.05	0.18	1.64	100.16	9
RAM 101	2.6-1.3 Ma	64.78	0.572	16.04	4.31	0.055	1.88	2.9	3.87	2.27	0.14	1.77	98.59	6
AN 14	2.6-1.3 Ma	61.47	0.717	17.03	6.04	0.091	2.94	5.52	3.95	2.16	0.21	0.3	100.43	4
AN 27	2.6-1.3 Ma	64.58	0.586	16.32	5.15	0.077	1.82	4.05	3.85	2.37	0.13	1.22	100.15	4
AN 86	2.6-1.3 Ma	61.84	0.695	16.09	5.81	0.089	3.72	5.05	4.18	1.87	0.16	0.42	99.92	4
AN 99	2.6-1.3 Ma	63.13	0.589	15.57	4.79	0.078	2.61	4.5	4.11	2.27	0.16	0.71	98.52	4
AN 101	2.6-1.3 Ma	63.47	0.609	15.99	4.99	0.071	1.99	4.25	4.25	2.09	0.18	0.93	98.82	4
AN 123	2.6-1.3 Ma	60.53	0.779	17.03	6.22	0.096	2.71	5.29	4.06	2.21	0.23	0.62	99.78	4
AN 129	2.6-1.3 Ma	62.39	0.768	16.93	5.6	0.097	2.58	5.14	4.34	1.93	0.17	0.33	100.28	4
AN 131	2.6-1.3 Ma	63.67	0.617	15.71	4.57	0.075	2.72	4.77	4.08	2.08	0.13	0.38	98.80	4
AN 140	2.6-1.3 Ma	61.76	0.733	16.55	5.76	0.086	2.73	5.17	4.15	2.07	0.18	1.21	100.40	4
AN 168	2.6-1.3 Ma	60.38	0.694	15.98	5.94	0.092	4.5	4.66	3.87	1.81	0.18	1.59	99.70	4
AN 179	2.6-1.3 Ma	63.3	0.752	16.37	5.32	0.088	2.1	4.23	4.25	2.12	0.15	0.91	99.59	4
AN 182	2.6-1.3 Ma	65.53	0.48	16.11	4.1	0.059	1.33	3.7	4.27	2.47	0.13	0.82	99.00	4
M69	2.6-1.3 Ma	61.71	0.739	16.26	5.65	0.083	3.56	5.32	4.04	2.01	0.21	0.68	100.26	6
M70	2.6-1.3 Ma	60.94	0.744	16.57	5.7	0.09	3.37	5.39	4.06	2	0.22	1.12	100.20	6
M71	2.6-1.3 Ma	61.92	0.68	16.23	5.24	0.087	3.73	5.08	4.27	1.79	0.17	0.7	99.90	6
NT76	2.6-1.3 Ma	60.99	0.78	16.61	5.8	0.09	3.22	5.57	4.18	2.19	0.27	0.73	100.43	9
NT45	2.6-1.3 Ma	60.08	0.79	17.15	6.03	0.1	3.11	5.71	4.14	1.91	0.24	0.41	99.67	9
NT84	2.6-1.3 Ma	63.47	0.65	16.6	4.95	0.08	2.55	4.73	4.39	1.98	0.19	0.57	100.16	9
NT30 (2.6 Ma)	2.6-1.3 Ma	60.89	0.77	16.44	5.72	0.09	3.51	5.86	4.22	2.2	0.28	0.14	100.12	9
NT64	2.6-1.3 Ma	63.16	0.62	15.99	4.58	0.06	2.75	4.33	4.41	1.94	0.19	0.87	98.90	9
NT05	2.6-1.3 Ma	64.86	0.6	15.76	4.29	0.07	2.8	4.65	4.18	2.07	0.17	0.8	100.25	9
NT50	2.6-1.3 Ma	66.8	0.62	15.45	4.24	0.07	1.92	4.05	4.32	2.12	0.16	0.57	100.32	9
NT54	2.6-1.3 Ma	65.06	0.58	16.21	4.08	0.07	2.09	4.18	4.34	2.29	0.16	1.43	100.49	9
NT67	2.6-1.3 Ma	65.32	0.69	16.7	4.45	0.06	1.68	4.44	4.51	1.93	0.19	0.48	100.45	9
NT70	2.6-1.3 Ma	60.68	0.81	16.55	5.46	0.06	3.21	5.4	3.88	1.98	0.21	1.19	99.43	9
NT71	2.6-1.3 Ma	64.47	0.63	15.8	4.71	0.05	2.53	4.33	4.37	1.94	0.19	1.17	100.19	9
NT29	2.6-1.3 Ma	57.41	0.90	18.470	6.77	0.09	3.230	6.26	3.92	1.76	0.23	0.86	99.90	8
NT30	2.6-1.3 Ma	61.93	0.75	17.08	5.46	0.08	2.65	5.03	4.36	1.87	0.18	0.47	99.86	8

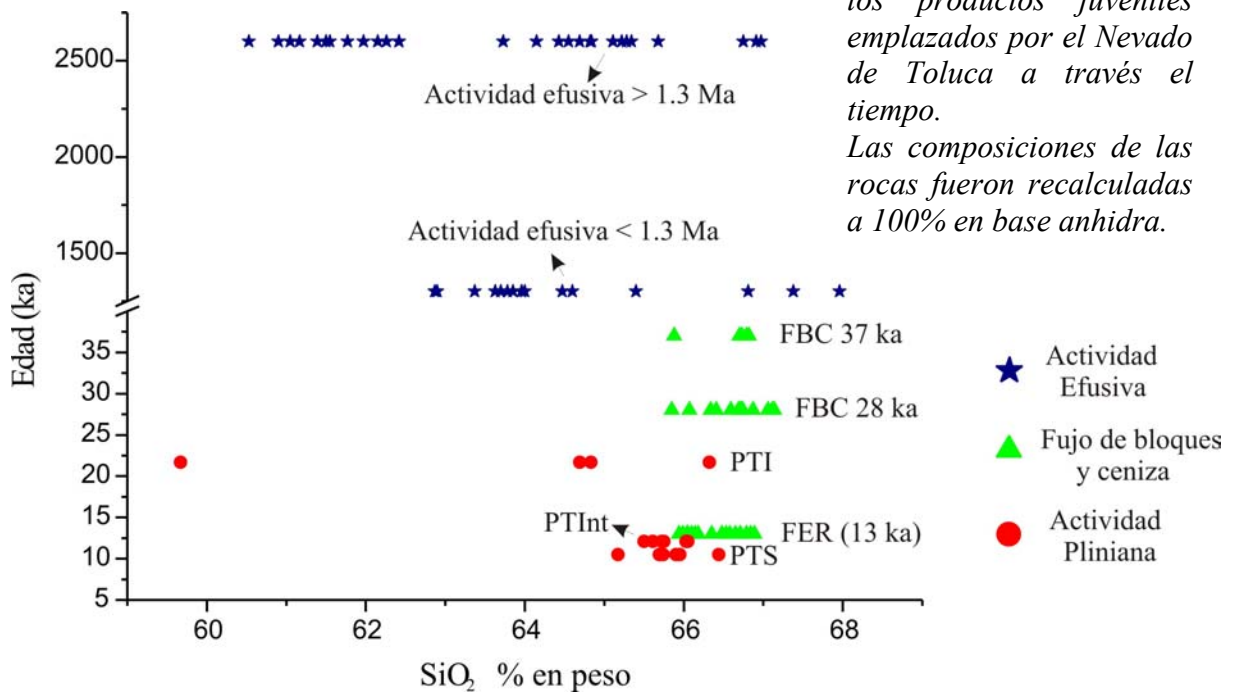
continua Tabla 6.4

Los datos pertenecientes a los productos efusivos que caracterizaron la primera etapa de actividad del volcán (> 1.09 Ma) y aquellos de los eventos plinianos fueron tomados de la bibliografía, así como se consideraron los análisis de roca total de muestras relacionadas con los flujos de bloques y ceniza existentes en la literatura (ver Tab. 6.4); los análisis que presentaban altos valores de LOI no fueron tomados en cuenta, en general se trató que estos valores no superaran un 1.5-2 % en peso. Para completar los datos químicos relacionados con los flujos de bloques y ceniza, se presentan también análisis de roca total de cinco líticos juveniles emplazados por la actividad de hace 37 ka realizados por medio de *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) e *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) en los laboratorios “*Activation Laboratories*” en Ancaster, Ontario (Canadá). Los depósitos donde se recolectaron las muestras corresponden a las columnas 3-2 y 3-7 de figura 22 de Macías et al. (1997).

En general, se observa que los magmas expulsados presentan con el tiempo una regresión en su grado de evolución, ya que en muchos casos los eventos más recientes emplazaron productos con un menor contenido de sílice, como por ejemplo pasando de la actividad de hace 28 ka a aquella relacionada con la PTI de edad de 21.7 ka (Figura 6.5). Además se puede notar como las lavas relacionadas con la actividad efusiva de edad > 1.09 Ma son las únicas a presentar un gran volumen de material de composición andesítica (Figura 6.1a).

Analizando la actividad de los últimos 40,000 años se puede observar como los eventos plinianos tienen asociados productos más primitivos, con un contenido de sílice menor de $\sim 66\%$ en peso, mientras que la mayoría del material juvenil relacionado a los flujos de bloques y ceniza presenta un contenido de sílice mayor de 66 % en peso (Figura 6.5).

Finalmente, se observa que la cámara magmática ha presentado un cierto grado de zonación, muy evidente en los productos juveniles de la PTI, con una variación hasta de 6 % en peso en el contenido en sílice.



6.6 Composiciones isotópicas

Se analizaron las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de muestras juveniles de los flujos piroclásticos El Refugio, Calimaya, del flujo de bloques y ceniza de hace 28 ka emplazado en el sector norte (círculos amarillos de Figura 4.4) y del evento de edad de 37 ka cuyos depósitos corresponden a las columnas 3-2 y 3-7 de figura 22 de Macías et al. (1997). Además se presentan los valores isotópicos de tres lavas emplazadas por el NdT entre 2.6 y 1.09 Ma. Todos los datos se muestran en Tabla 6.5.

Todas las muestras analizadas (Fig. 6.6a) caen en el campo que caracteriza el ‘arreglo del manto’ (*mantle array*), con las lavas que presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70367 a 0.704096, y de epsilon Nd que varían entre 1.11 y 4.86, mientras que para los flujos de bloques y ceniza las relaciones isotópicas de Sr varían de 0.703855 a 0.704161 y los valores

de epsilon Nd de 2.18 a 3.26. No se cuenta con la composición isotópica de Nd de una muestra del Flujo El Refugio por problemas que se tuvieron con la misma durante su procesamiento en el laboratorio. Las relaciones isotópicas de Pb de todas las muestras analizadas son muy homogéneas, con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.5660 y 18.6216, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.5516 y 15.5782, y de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.2570 y 38.359 respectivamente.

Estos datos se complementaron con aquellos reportados por Martínez-Serrano et al. (2004) que abarcan análisis de material juvenil emplazados por el evento PTS y por la actividad relacionada a la destrucción de domos en la cima del volcán de hace 28, 37 ka y de la actividad de hace 42 ka (Tabla 6.5). Las muestras con altos valores de LOI no se tomaron en cuenta.

En general, las relaciones isotópicas que caracterizan los productos juveniles de las diferentes etapas de actividad del volcán presentan variaciones muy pequeñas, sin embargo se pueden observar algunas diferencias interesantes.

Las muestras presentan un aumento del contenido de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de 0.703855 a 0.704208) pasando desde los productos más viejos a los más jóvenes (Figura 6.6b), con valores que se acercan a aquellos presentados por los xenolitos metamórficos que se encuentran en el depósito de la PTI (Martínez-Serrano et al., 2004) (Figura 6.6a). Las lavas emplazadas por el NdT entre 2.6 y 1.09 Ma no siguen esta correlación, con valores que varían de 0.70367 a 0.704096. En general los cocientes isotópicos de Sr presentan una correlación positiva con los valores de sílice (Figura 6.6b), sin embargo algunas muestras no siguen esta tendencia, como aquellas pertenecientes a los productos efusivos de edad > 1.09 Ma.

Tabla 6.5. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb que caracterizan los productos juveniles de algunas actividades del volcán Nevado de Toluca.

Muestra	Edad (ka)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	(+/-) 1 σ	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(+/-)1 σ	n	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 S.D.	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 S.D.	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 S.D.	n
										(%)		(%)		(%)	
NT13 ¹	10.5	0.704205	52	/	0.512886	22	/	4.84	18.6030	0.017	15.5790	0.018	38.3420	0.021	/
NT12 ¹	10.5	0.704208	44	/	0.512876	21	/	4.64	18.6070	0.018	15.5830	0.021	38.3580	0.025	/
FER123A ²	13 ka	0.704155	39	53	0.512793	16	55	3.02	18.5865	0.031	15.5670	0.072	38.3206	0.047	96
FER02A ²	13 ka	0.704161	40	59	/	/	/	/	18.5976	0.018	15.5782	0.064	38.3546	0.02	99
NT4 ¹	28 ka	0.703952	40	/	0.512870	24	/	4.53	18.5570	0.02	15.5480	0.025	38.2170	0.026	/
NT7 ¹	28 ka	0.704019	40	/	0.512872	29	/	4.56	18.6120	0.018	15.5810	0.018	38.3590	0.02	/
NT135B ²	28 ka	0.703950	38	55	0.512758	19	50	2.34	18.5660	0.017	15.5607	0.016	38.2570	0.017	100
FC126B ²	28 ka	0.704009	38	55	0.512750	21	50	2.18	18.6091	0.014	15.5778	0.015	38.3477	0.019	98
NT11 ¹	37 ka	0.703940	43	/	0.512901	20	/	5.13	18.5540	0.012	15.5450	0.013	38.2060	0.012	/
NT10 ¹	37 ka	0.703965	55	/	0.512903	29	/	5.17	18.5800	0.018	15.5760	0.017	38.3120	0.018	/
NT3126B ²	37 ka	0.703977	37	59	0.512768	19	56	2.54	18.5771	0.017	15.5516	0.07	38.3015	0.019	98
NT136B ²	37 ka	0.703855	42	51	0.512805	18	56	3.26	18.5727	0.024	15.5628	0.034	38.2705	0.044	96
NT22G ¹	42 ka	0.703887	44	/	0.512888	17	/	4.88	18.5530	0.017	15.5670	0.017	38.1920	0.017	/
NT22R ¹	42 ka	0.703899	43	/	0.512890	18	/	4.92	18.5550	0.015	15.5460	0.016	38.2000	0.016	/
RAM 22 ²	1.3-1.09 Ma	0.704096	39	50	0.512758	20	26	2.34	18.5882	0.019	15.5586	0.020	38.2684	0.018	100
NT29 ¹	1.5 Ma	0.703923	45	/	0.512862	38	/	4.37	18.6770	0.024	15.5940	0.027	38.4310	0.032	/
NT30 ¹	1.5 Ma	0.703959	38	/	0.512876	21	/	4.64	18.6110	0.08	15.5680	0.019	38.3150	0.018	/
RAM 101 ²	2.6-1.3 Ma	0.704094	36	51	0.512695	18	58	1.11	18.6216	0.024	15.5658	0.049	38.3590	0.032	98
AN 182 ²	2.6-1.3 Ma	0.703670	40	58	0.512887	18	56	4.86	18.6026	0.023	15.5663	0.063	38.3424	0.034	98
NT35PB ¹	xenolito	0.721098	38	/	0.512281	17	/	-6.96	18.9840	1.035	15.6310	1.031	39.1140	1.0390	/
NT35PV ¹	xenolito	0.716177	39	/	0.512351	18	/	-5.60	19.0210	0.048	15.6900	0.052	39.1620	0.0670	/
NT35EC ¹	xenolito	0.705731	38	/	0.512693	18	/	1.07	18.864	0.131	15.632	0.131	38.713	0.131	/
NT35EM ¹	xenolito	0.721887	38	/	0.512268	20	/	-7.22	19.036	0.022	15.694	0.136	39.256	0.154	/
NT35EN ¹	xenolito	0.717112	37	/	0.512442	18	/	-3.82	19.1000	0.062	15.6790	0.074	39.2240	0.0990	/
NT35PN ¹	xenolito	0.715653	32	/	0.512279	20	/	-7.00	19.0250	0.075	15.6750	0.076	39.2230	0.075	/

Los valores para la desviación estándar 1 σ corresponde a los últimos dos dígitos. Composiciones isotópicas de los estándares para las muestras analizadas en este trabajo:

La Jolla, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511875 \pm 22$ ($\pm 1\sigma$, n = 152); NBS 987, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 21$ ($\pm 1\sigma$, n = 312); NBS 981, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.05\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.08\%$;

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.11\%$ (n = 105). n = número de mediciones; Referencias: 1 = Martínez-Serrano et al. (2004); 2 = este trabajo.

Las relaciones isotópicas de Sr también presentan una correlación positiva con aquellas de Pb (Figura 6.7), con los datos que se despliegan hacia los valores presentados por los xenolitos relacionados con el depósito de la PTI (Martínez-Serrano et al., 2004) y con los valores más altos que están relacionados en general con los productos más jóvenes, como es el caso de las muestras relacionadas con el evento pliniano PTS con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.607, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.583 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.358. Algunas de las muestras de las lavas con edad entre 2.6 y 1.09 Ma no siguen esta tendencia ya que en general presentan cocientes isotópicos de Pb más altos (Figura 6.7). Con la excepción de una muestra, los cocientes isotópicos de Pb de estas lavas son prácticamente constantes.

Finalmente hay que evidenciar que las relaciones isotópicas del Nd no presentan una correlación clara con los cocientes isotópicos de Sr (Figura 6.8).

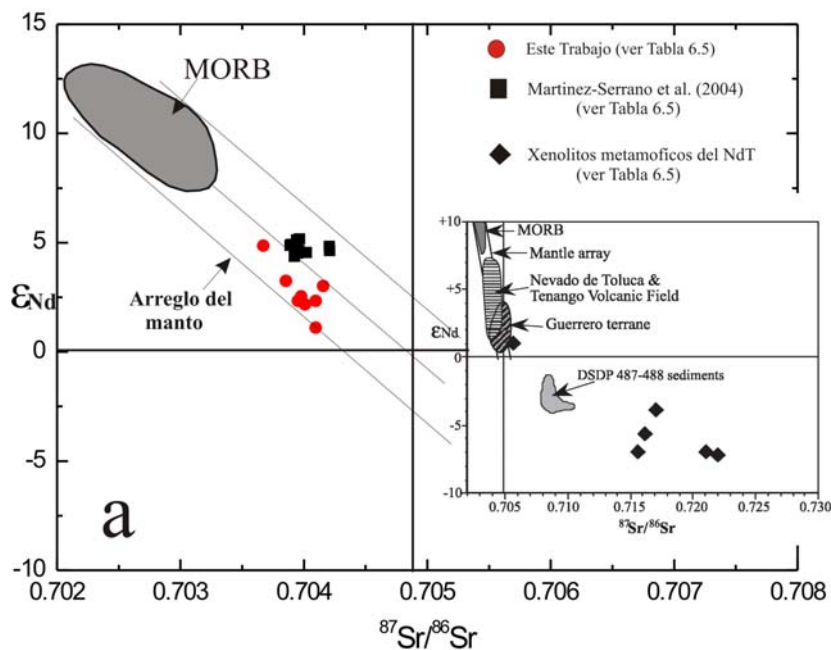


Figura 6.6a. Relaciones isotópicas de Sr vs ϵNd para las rocas del Nevado de Toluca. Se muestran también los valores de los xenolitos metamórficos encontrados en el depósito de la PTI (Martínez-Serrano et al., 2004).

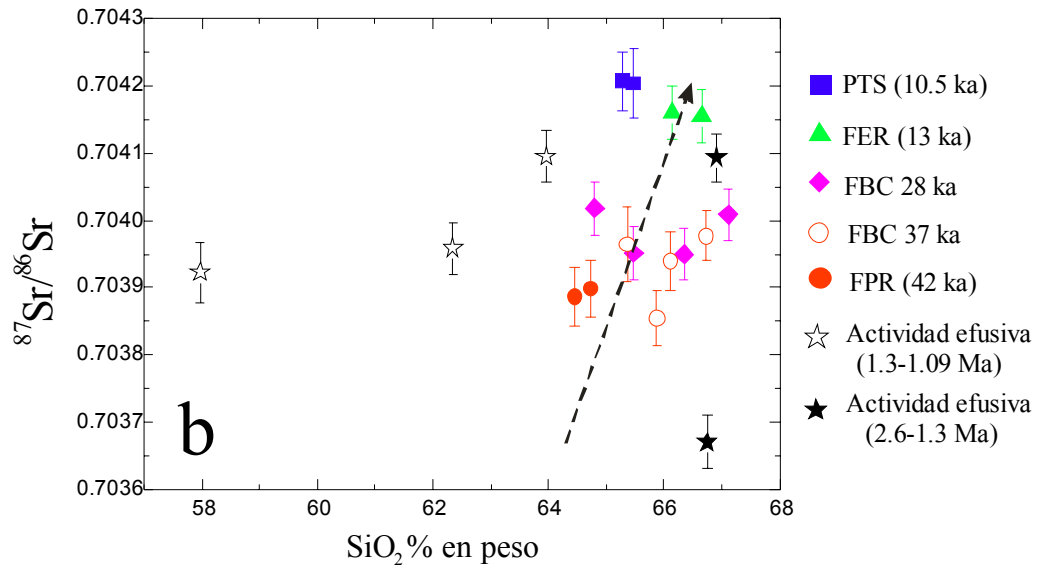


Figura 6.6b. Variación isotópica de Sr versus contenido de SiO₂ (% en peso) para las rocas del Nevado de Toluca. Datos de Martínez-Serrano et al. (2004) y este trabajo (ver Tabla 6.5).

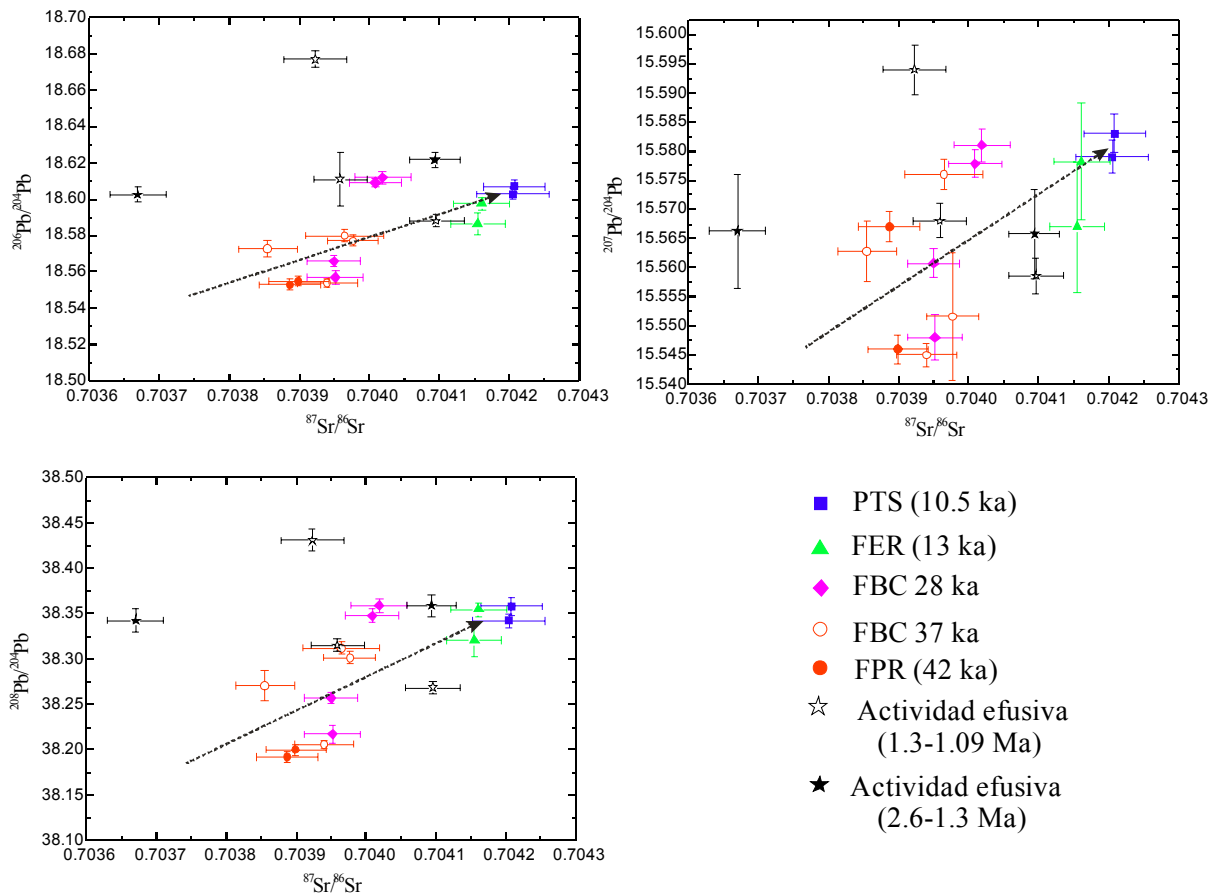


Figura 6.7. Relaciones isotópicas de Sr versus relaciones isotópicas de Pb para las rocas del Nevado de Toluca. Datos de Martínez-Serrano et al. (2004) y este trabajo (ver Tabla 6.5).

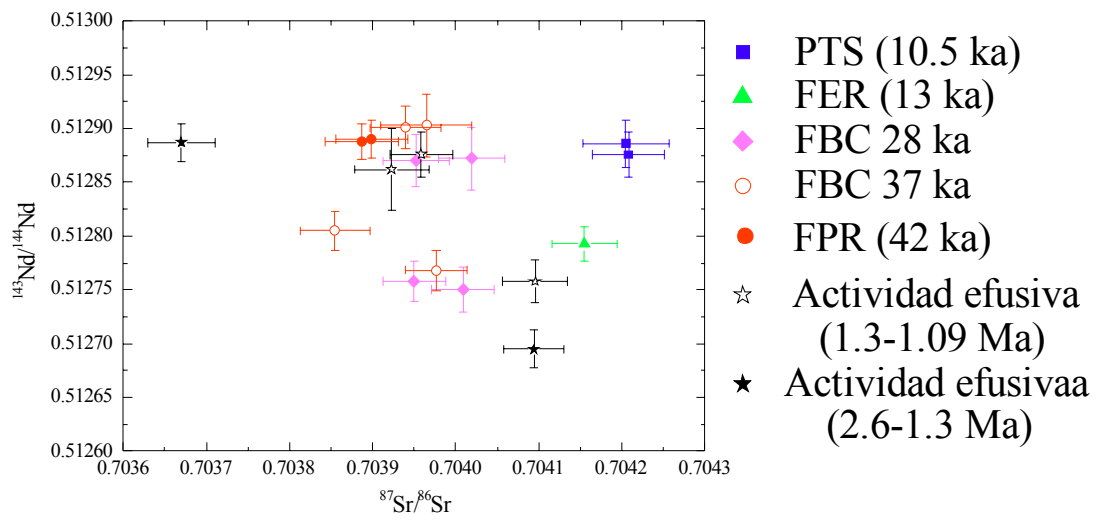


Figura 6.8. Relaciones isotópicas de Sr versus relaciones isotópicas de Nd para las rocas del Nevado de Toluca. Datos de Martínez-Serrano et al. (2004) y este trabajo (ver Tabla 6.5).

CAPITULO 7.

DISCUSIÓN: RECONSTRUCCIÓN DE LOS EVENTOS ERUPTIVOS

7.1 Tipo de erupción

7.1.1 Introducción

Aunque el crecimiento de un domo es alimentado por la simple extrusión de lava, su destrucción, en la mayoría de los casos, está asociada a actividad explosiva (Sato et. al., 1992). Estos autores, después de haber observado numerosas erupciones que originaron depósitos de bloques y ceniza en el volcán Unzen, propusieron una clasificación genética basada en la relación entre la presión de poro en exceso (P_e) y la resistencia interna del magma (T_s) en el domo. Cuando $P_e < T_s$ se producen erupciones tipo Merapi, que consisten en colapsos simples; explosiones dirigidas tipo Pelée ocurren cuando $P_e \leq T_s$ y sólo localmente $P_e > T_s$; finalmente, si $P_e > T_s$, el domo sufre una explosión masiva y la actividad es de tipo Soufrière.

Para poder definir que tipos de erupciones produjo el NdT hace 13 y 28 ka se enfocó nuestro estudio en el grado de vesicularidad de la componente juvenil, en los componentes de la matriz que caracterizan este material y en la textura que presentan los minerales, en particular 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 la 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 solo donde el mineral está en contacto con el líquido magmático. Este tipo de desequilibrio se desarrolla en el conducto (Murphy et al., 2000; C.

McCanta et al., 2007), y el espesor del anillo de reacción es utilizado para estimar la velocidad de ascenso del magma (Rutherford y Hill, 1993). Rutherford y Hill (1993) también observaron para el Monte Santa Helena (E.U.) que la ausencia de este tipo de reacción significa que el anfíbol pasó menos de cuatro días afuera de su campo de estabilidad. El segundo tipo, al contrario, está relacionado a un proceso de oxidación y de-hidrogenación en condiciones sub-aéreas 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 asociados a eventos explosivos, ya que los anfíboles expulsados rápidamente son de color verde sin signos de desequilibrio textural (Sparks et. al, 2000).

7.1.2 Flujo El Refugio

Como fue descrito anteriormente, en algunas muestras del FER los anfíboles son verdes, sin borde de reacción ni signos de oxidación, con una textura indistinguible de la que también se puede observar en una muestra de pómez del depósito de caída PTS (Figura 5.6d y f). Estas texturas sugieren entonces que una porción del magma ascendió y fue extravasada muy rápidamente. Por el contrario, en otros clastos juveniles del mismo FER se observan anfíboles color café oscuro, sin borde de reacción y con formación de minerales anhidros a lo largo del clivaje debido a un proceso de oxidación incipiente (Figura 5.6e). Estas rocas representan porciones de magma que probablemente permaneció por un tiempo mayor a algunos días en el interior del domo. Los tiempos de permanencia, de todos modos, no deben haber sido muy

grandes, ya que la oxidación no es muy difundida. Efectivamente, la mayoría de los grandes domos del cráter del Nevado de Toluca, que se han enfriado muy lentamente en condiciones sub-aéreas, presentan anfíboles completamente reemplazados por opacita (D'Antonio, 2000). Estas evidencias sugieren que el evento que originó el FER fue probablemente un evento explosivo. Considerando el volumen aproximado del domo en 0.1 km^3 , un colapso simple tipo Merapi implicaría la formación del domo en pocos días, con tasas de crecimiento exageradamente grandes respecto a aquellas observadas en magmas con estas mismas composiciones químicas (Anderson et al., 1995), para poder encontrar anfíboles de color verdes sin rasgos de oxidación. El material juvenil con anfíboles verdes y totalmente frescos debe de haber llegado a la base del domo poco antes de que éste explotara, mientras que el material con anfíboles de color café era parte del mismo domo, previamente formado.

El análisis de la matriz en lámina delgada confirmaría esta suposición. Se realizaron análisis modales con el método de las intersecciones de Rosiwall (Sarocchi et al., 2005) de una muestra con anfíboles verdes y una con anfíboles café con formación incipiente de opacita en los clivajes. Por cada muestra se analizaron tres fotos (tamaño de $90 \times 90 \mu\text{m}$) de zonas diferentes de la lámina delgada y se consideró un valor promedio. Se encontró que la matriz de la roca con anfíboles verdes contiene un 53 % de vidrio, mientras que la otra un 47.5 %. Esto indica nuevamente que el material con anfíboles verdes en equilibrio fue expulsado y se enfrió rápidamente.

Según varios autores (Sparks, 1997; Voight et al., 1999; Melnik y Sparks, 2002; Woods et al., 2002) cuando un domo crece se pueden desarrollar presiones elevadas en su interior y en la parte alta del conducto volcánico, que pueden superar la resistencia del magma y de las rocas encajonantes. Sparks (1997) argumenta, en particular, que la cristalización de microlitos, asociada a la pérdida de volátiles por parte del líquido, una vez que el magma sube hacia la superficie y la presión confinante en el sistema disminuye, puede jugar un papel muy

importante en la formación de una sobre-presión en partes del magma. Otro factor muy importante, que permite la retención de los gases, es la elevada viscosidad del magma causada por la misma cristalización de los microlitos y la pérdida de gas por parte del líquido magmático. En este sentido, los microlitos observados en la matriz del material juvenil del FER (Figura 5.1b) sugieren que en el domo hubo sobre-presiones internas que podrían haber causado su explosión. Con base en la vesicularidad baja presentada por los clastos juveniles del FER se puede hipotetizar que la explosión afectó solamente al domo. Se puede pensar en dos posibilidades: 1) el domo estaba totalmente sobre-presurizado, y explotó completamente (tipo Soufriere); 2) solamente una porción del domo fue destruida por la explosión. Como ha sido observado por muchos autores (e.g., Sparks, 1997; Woods et al., 2002), normalmente la sobre-presurización solo afecta al interior del domo. Un posible colapso de la porción externa puede llevar a un evento explosivo inesperado causado por la disminución de la presión externa y la liberación violenta de los gases acumulados en las porciones internas del domo (tipo Pelée). Woods et al. (2002) explican que un domo presurizado presenta una cantidad de volátiles por unidad de masa del magma de uno o dos órdenes inferiores en comparación con una explosión pliniana típica. Esto puede explicar la substancial mayor densidad de estos flujos piroclásticos.

Un evento explosivo de este tipo explica los valores muy bajos de la relación entre el desnivel (H) y la longitud alcanzada (L) encontrados para el evento que originó el FER ($H/L = 0.12$), ya que los flujos de bloques y ceniza en promedio presentan valores H/L de 0.26 (Hayashi y Self, 1992; Sarocchi, 2006). Sin embargo, un papel importante en determinar las distancias grandes alcanzadas fue también el volumen grande del material emitido (Nairn y Self, 1978; Hayashi y Self, 1992; Dade y Huppert, 1996).

7.1.3 Flujo Calimaya

Las características estratigráficas de los depósitos relacionados al FC (contacto directo en la base con un depósito de avalancha), los componentes que constituyen estos depósitos (porcentaje de pómez alto) y las características petrográficas del material juvenil (textura anfíboles, y cantidad de microlitos) sugieren una modalidad de erupción diferente en comparación con el FER.

La mayoría de las muestras analizadas, ya sea líticos densos o pómez, contienen anfíboles ampliamente reemplazados por minerales anhidros como óxidos, plagioclasas y piroxenos (Figura 5.16 y 5.17), implicando que el líquido magmático perdió muchos volátiles con la consecuente inestabilidad del anfíbol que adquirió rasgos del “*gabbroic type*”. Como se mencionó en la introducción de este capítulo, la pérdida de agua por parte del magma se desarrolla durante el ascenso a lo largo del conducto por la disminución de la presión. El hecho de que los anfíboles normalmente se presenten completamente reemplazados sugiere que la mayoría del material del FC debe haberse estacionado por mucho tiempo en el conducto por una velocidad de ascenso muy baja y una consecuente velocidad baja de crecimiento del domo. El contenido alto de microlitos de plagioclasa presentes en la matriz de las rocas (Figura 5.11b) también es evidencia de que el magma ascendió muy lentamente por el conducto, permitiendo una exolución abundante del gas presente en el líquido magmático y lo que posiblemente produjo una alteración hidrotermal intensa en parte del edificio volcánico y su consecuente debilitación. Como se explicó en el párrafo anterior, varios autores han demostrado que durante el crecimiento de un domo las presiones más elevadas se desarrollan en el interior del mismo y en la parte alta del conducto volcánico, donde eventualmente la presión puede superar la presión de las rocas encajonantes y donde se desarrolla una porosidad alta del magma (Sparks, 1997; Melnik & Sparks, 2002). La cristalización abundante de microlitos que constituyen gran parte de la matriz (Figura 5.11b) indica que las

presiones alcanzadas en la parte superior del conducto fueron muy elevadas. En el caso del volcán Soufriere Hills Robertson et al. (1998) encontraron para la erupción del 17 de Septiembre del 1996 que los balísticos emitidos después de un colapso del domo presentaban una vesicularidad del 20-50 %, a diferencia de las muestras del domo que tenían solamente 10-20 % de vesículas. De esta observación los autores argumentan que probablemente los balísticos provenían de las zonas altas del conducto volcánico, y que subieron a la superficie después del colapso del domo. En el caso del FC la vesicularidad elevada del material juvenil que caracteriza la unidad superior indica un evento explosivo que acompañó el colapso del domo y que representa el material más vesiculado estacionado en la porción alta del conducto. Con base en todas estas evidencias, se puede interpretar la secuencia de eventos que emplazó el Flujo Calimaya hace 28 ka (Figura 7.1) de la siguiente manera. El crecimiento lento de un domo desestabilizó al flanco este del edificio volcánico ya sea por la alteración hidrotermal o por la carga del mismo domo creciendo en la cima del volcán. La presencia de la falla activa Tenango muy probablemente favoreció el ascenso del magma de forma asimétrica y hacia el este (Norini et al., 2007). La secuencia de eventos tuvo inicio con el colapso parcial de un sector del volcán hacia el este que originó al depósito de avalancha de escombros El Zaguán (Caballero, 2007). El deslizamiento de esta porción del edificio indujo el colapso gravitacional de la porción más externa del domo que se encontraba en la cima del volcán y que emplazó la unidad inferior de flujo piroclástico Calimaya la cual es soportada por clastos (Figura 4.6a). La removilización de estas masas provocó de manera súbita la despresurización del sistema magmático provocando una liberación rápida de los volátiles y la destrucción parcial del domo y la fragmentación del magma estacionado en la parte alta del conducto volcánico, emplazando la unidad superior del flujo Calimaya rica en pómez y soportada por matriz (Figura 4.6b). La presencia de numerosos tubos de escape de gas (*gas-pipe*) en las

partes superiores de esta unidad podría indicar que en este caso fue involucrada una mayor cantidad de volátiles con respecto al FER.

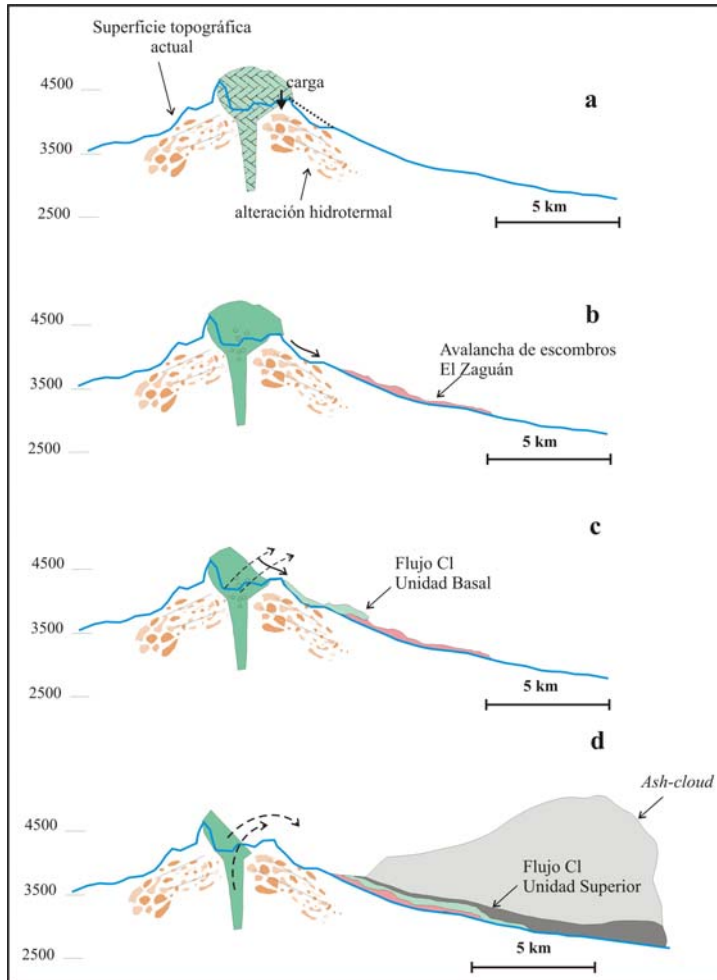


Figura 7.1.

Secuencia de los eventos que causaron el emplazamiento del Flujo Calimaya hace 28 ka. a) ascenso de material magmático a lo largo del conducto y crecimiento lento del domo. Destabilización del flanco este del edificio volcánico, ya sea por la alteración hidrotermal y/o por la carga del mismo domo creciendo en la cima del volcán; b) colapso parcial de un sector del volcán hacia el este emplazando el depósito de avalancha de escombros El Zaguán (Caballero, 2007); c) colapso gravitacional de la porción más externa del domo y emplazamiento de la unidad inferior clasto soportada; d) despresurización súbita del sistema magmático, liberación rápida de los volátiles con destrucción parcial del domo y fragmentación del magma ubicado en la parte alta del conducto emplazando la unidad superior rica en pómez y matriz soportada.

Esta secuencia de eventos es muy similar a la actividad del 26 de diciembre de 1997 del volcán Soufriere, en donde un domo en la cima del volcán causó la destabilización de un flanco del volcán y la despresurización súbita del sistema magmático con la destrucción explosiva del domo que estaba creciendo en la cima del mismo (Voight et al., 2002).

7.2 Transporte y emplazamiento

7.2.1 Flujo El Refugio

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*) (Figura 4.3a) y depósitos con textura fina con espesores mucho menores (*facies lateral*) (Figura 4.3b). Este cambio lateral tan marcado en los depósitos fue ya observado 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 estratificó en 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 que se segregaron 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 (Figura 4.1) en donde se encañonó a lo largo de una barranca cuya dirección coincide con los lineamientos tectónicos *c* y *d* (Figura 3.5). En Figura 4.1 se puede observar como en esta *facies* el espesor del depósito, así como la granulometría del material, van aumentando alejándose del volcán. Con mucha probabilidad, la avalancha basal del flujo viajó por distancias grandes debido a su energía cinética elevada 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 menor de 6-7 km. Las posibles explicaciones pueden ser: 1) la pendiente muy alta y la temperatura granular del flujo elevada no permitieron la depositación del material; o 2) los

afloramientos no se encuentran porque fueron erosionados o sepultados por el flujo piroclástico del evento pliniano de la PTS. En la zona distal la avalancha basal está formada por varias unidades de flujo, que en cortes transversales se presentan una adyacente a la otra y parcialmente sobrepuestas con terminación tipo *pinch out* (Figura 4.3a), 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 este tipo de inestabilidad se ha visto formarse bajo diferentes condiciones durante experimentos de laboratorio (Huppert et al., 1986). Otra posibilidad es que los frentes secundarios se hayan originado por distintos pulsos explosivos que acompañaron la destrucción del domo. En muchos casos para los flujos de bloques y ceniza ha sido propuesto un mecanismo de depositación *en masse* (Takahashi, 1978), contrariamente a cuanto se ha invocado en el caso de depósitos piroclásticos de grandes volúmenes, donde la depositación ocurre por agradación progresiva en la base (Branney y Kokelaar, 1992; Capaccioni y Sarocchi, 1996). Algunos autores proponen un mecanismo intermedio entre la depositación *en masse* y la agradación progresiva en la base del flujo también para flujos de volumen pequeño e intermedio (Schwarzkopf et al., 2005; Sarocchi, 2006). Dado el volumen relativamente grande del flujo estudiado (0.11 km^3), la distancia considerable alcanzada ($\sim 15 \text{ km}$) y la alternancia de hasta cinco unidades de flujo, se propone que el FER se depositó por un mecanismo intermedio, según un esquema en donde las distintas unidades, generadas por distintos pulsos, se han agradado una por encima de la otra, a veces de forma erosiva, pero cada una depositada por un proceso dominante de tipo en masa (Sulpizio et al., 2007).

El material que constituía la parte superior del flujo viajó separadamente (Fisher y Heiken, 1982; Denlinger, 1987; Fisher, 1995), dispersándose lateralmente en un área muy amplia en direcciones noroeste y noreste (Figura 4.1). Su densidad menor y su estado parcialmente fluidizado le permitieron viajar distancias grandes. Sin embargo, la mayoría de este material más fino se encuentra en el sector noreste, hasta los alrededores del Cerro Putla, 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 (Figura 4.1).

7.2.2 Flujo Calimaya

Los datos estratigráficos evidencian que el colapso del domo de hace 28 ka emplazó diferentes unidades de flujo, con depósitos que presentan una marcada diferencia vertical y longitudinal: una *facies proximal* (Figura 4.6a), caracterizada principalmente por una unidad rica en clastos (soportada clasto a clasto), y una distal (Figura 4.6b) caracterizada por depósitos con un contenido elevado de matriz (soportada por matriz) con abundante contenido de pómez y líticos juveniles muy vesiculados y con abundantes tubos de escapes de gases. Estas dos unidades se encuentran en contacto vertical bastante neto o ligeramente gradual en las zonas más distales. Con base en la reconstrucción de la secuencia de eventos anteriormente descrita, la destrucción del domo sucedió en dos etapas principales, casi simultáneas. Estos dos pulsos generaron un flujo piroclástico caracterizado por una porción densa y rica en líticos alimentada por el colapso gravitacional inicial del domo, seguido por un flujo piroclástico más diluido y enriquecido en material muy vesiculado, originado en el segundo pulso explosivo que por su velocidad elevada alcanzó y rebasó al flujo basal (Figura 4.4). La unidad basal alcanzó una distancia máxima de 12 km y se acumuló exclusivamente en las barrancas que se encuentran entre el domo Putla y el Valle de Zacango (Figura 4.4). Por lo contrario, el flujo asociado a la componente explosiva tuvo un alcance mayor, hasta

aproximadamente unos 20 km y se expandió sobre un área mucho más amplia hacia el sector noreste (Figura 4.4). La presencia de un alto topográfico constituido por el Flujo de Pómez Rosa de hace 42 ka AP (evidenciado con la letra *a* en figura 4.4) desvió al flujo más diluido en dos direcciones principales. Su fluidización elevada se refleja también por la presencia de tubos de escape de gas abundante que indican un contenido elevado en gases. Toda la secuencia está coronada de manera discontinua por un horizonte de hasta 1.5 m de espesor de material del tamaño de ceniza que probablemente representa el material más fino elutriado desde el flujo principal (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). La unidad basal del flujo, soportada por clastos, disminuye en espesor y desaparece con la distancia del cráter (Figura 4.4). Muy probablemente en la base del cuerpo piroclástico la temperatura granular del flujo era muy baja debido al régimen friccional que existe en esta zona (Drake, 1990). Al contrario, la unidad superior, que constituye la mayor parte del volumen del flujo, presenta un régimen colisional (Drake, 1990) y una temperatura granular elevada, motivo por el cual su espesor aumenta con la distancia y se depositó en las zonas más distales donde la pendiente topográfica ya era muy baja (Figura 4.4). Efectivamente se observa que los espesores mayores caracterizan los depósitos más distales que forman un abanico. Sin embargo el tamaño de los clastos de esta unidad superior disminuyen con la distancia, evidenciando que: 1) durante el transporte el flujo depositó a los clastos más gruesos presentes en su parte basal; y/o 2) con la distancia las colisiones redujeron las dimensiones de los clastos.

Los depósitos se encuentran, como en el caso del FER, a partir de una cierta distancia del cráter (> 8 km) y las causas de este fenómeno podrían ser las mismas que se expusieron en el párrafo 7.2.1 para explicar el caso del FER: el flujo solo empezó a depositar material después

del cambio de la pendiente que corresponde al piedemonte del edificio volcánico, y/o como consecuencia de procesos erosivos posteriores a la erupción.

Cabe señalarse nuevamente que la actividad de hace 28 ka generó flujos piroclásticos con una distribución casi radial por colapsos discretos del domo en la cima del cráter en otras direcciones. Sin embargo en el presente trabajo solamente se estudió la secuencia en el sector oriental, por su mejor exposición y por la claridad en las relaciones estratigráficas.

7.3 Procesos magmáticos

7.3.1 Modelo de self mixing

El análisis químico de roca total sugiere que los clastos de material juvenil provenientes de los flujos El Refugio y Calimaya son porciones de magmas homogéneas. Las variaciones ligeras en los diagramas de Harker confirman que en esta porción no se produjo una importante diferenciación (Figura 6.2 y 6.3). Sin embargo, se pueden encontrar algunas diferencias entre los dos eventos, con los productos juveniles del FER que presentan, a mismos contenidos de sílice, contenidos ligeramente menores de V, Zr y Ba (Figura 6.3), indicando que los dos eventos fueron emplazados en dos etapas diferentes de la misma cámara magmática. El material juvenil que caracteriza los eventos en estudio presenta los mismos patrones de tierras raras (REE) (Figura 6.1b) y los mismos patrones de los elementos incompatibles (Figura 6.4), sugiriendo que el magma en ambas actividades proviene de una misma fuente, con un mismo origen petrogenético y que ha sido afectado por los mismos procesos magmáticos.

Los líticos juveniles del FER y del FC muestran una asociación de minerales con diferentes historias termales, con cristales euhedrales en equilibrio textural al lado de minerales con fuerte disequilibrio textural caracterizados por amplias reabsorciones (Figura 5.4, 5.6, y 5.14).

Un mecanismo muy interesante que puede explicar esta “rara convivencia” es el modelo propuesto por Couch et al. (2001) de auto-mezcla (*self-mixing*), en el cual se supone una

cámara con magma de composición uniforme que es calentado desde abajo y enfriado desde arriba (Figura 7.2).

La primera fase de este modelo consiste en un calentamiento y la formación de una capa límite (*boundary layer*) en la parte inferior de la cámara magmática por la intrusión de un magma máfico (Figura 7.2) 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 cristales grandes de plagioclasa con textura tipo celular esponjoso (*spongy cellular*) y de anfíboles reabsorbidos. La segunda fase es una desestabilización del magma en la capa límite (*boundary layer*) con consecuente convección de plumas de magma hacia la parte superior de la cámara (Figura 7.2) y enfriamiento sucesivo una vez que estas alcanzan, en la parte alta de la cámara magmática, al magma a temperaturas más bajas, con el cual al mismo tiempo se mezclan. El enfriamiento provoca la cristalización de microfenocristales, microlitos y bordes de temperaturas más altas. En el caso del FER y del FC 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 anfíboles (Figura 5.1b y 5.11b). La diferencia de temperatura entre las dos porciones de magma que se mezclaron probablemente no era muy grande y no se produjo un verdadero congelamiento (*quenching*). Efectivamente la composición química evidencia un zoneamiento normal o la falta de zoneamiento para las plagioclasas y los anfíboles en equilibrio textural (cristalización en la parte alta del reservorio) (Figuras 5.5a, 5.7c y 5.15a), mientras que las plagioclasas reabsorbidas presentan un zoneamiento principalmente inverso (Figuras 5.5b y 5.15b) confirmando que la porción de magma en el cual se encontraban sufrió un calentamiento. No se podría explicar un borde cristalizado a temperatura más alta del 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 con fuerte disequilibrio textural podrían también haber sido englobados durante la fase de calentamiento de las paredes de la cámara

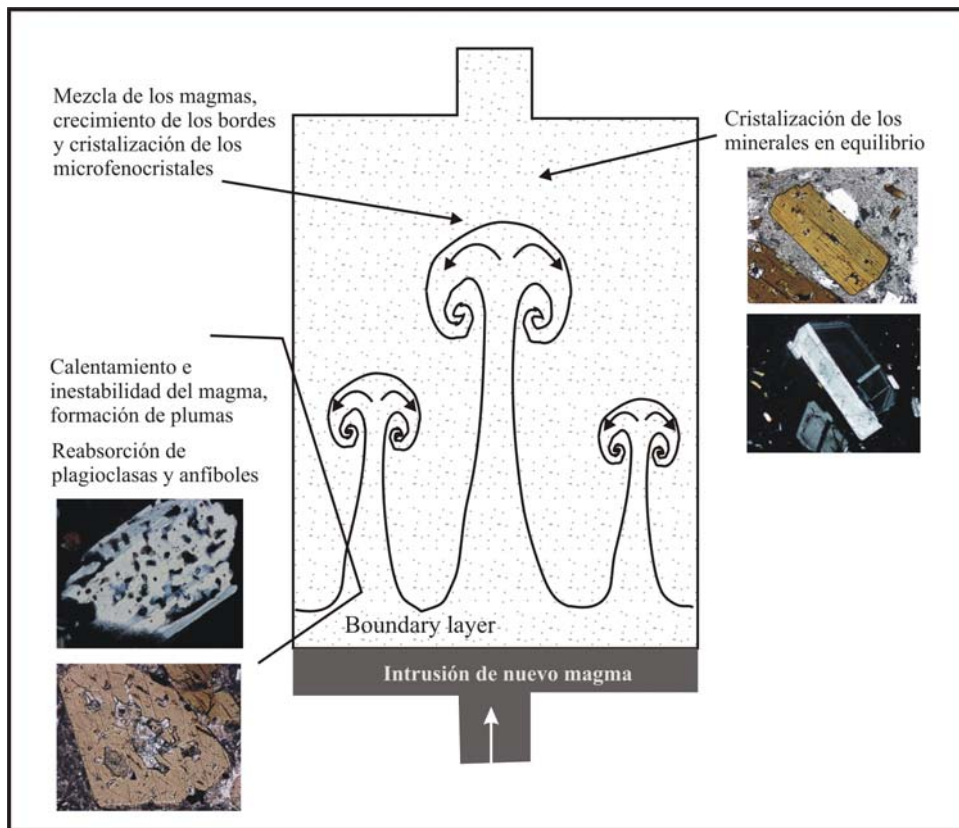


Figura 7.2. Modelo de self-mixing propuesto por Couch et al. (2001), en el cual se supone una cámara constituida por un magma de la misma composición que viene calentado desde abajo y enfriado desde arriba (modificada de Couch et al., 2001).

magmática. Otras evidencias muy importantes de esta auto-mezcla son las diferentes condiciones bajo las cuales han crecido los microfenocristales con respecto a los fenocristales en equilibrio. En primer lugar, para ambos eventos, la composición química de los microfenocristales de plagioclasa y anfíboles respectivamente presentan contenidos más elevados de Ca y Al_2O_3 con respecto a los bordes de los fenocristales en equilibrio textural (Figuras 5.5, 5.15 y 5.7b), evidenciando una temperatura y presión de cristalización más alta (Rutherford et al., 1998; Murphy et al., 2000; Couch et al., 2001; Couch et al., 2003; McCanta et al., 2007). Además, la composición de los microfenocristales de plagioclasa es muy similar a aquellas 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, sugiriendo una diferencia pequeña de temperatura entre las dos porciones de magma al momento de la mezcla. En segundo lugar, el resultado del conteo

de puntos muestra que los microfenocristales están constituidos por las mismas fases que caracterizan los fenocristales, sin embargo con diferentes abundancias relativas. En el caso del FER se observa una mayor cantidad relativa de anfíboles con respecto a los fenocristales (Tabla 5.1 y Figura 5.2); probablemente la pluma de magma presentaba un contenido mayor de agua que favoreció la abundante cristalización de esta fase mineral, explicando también el rápido ascenso del magma por una disminución de la viscosidad. En el caso del FC, al contrario, se observa que los microfenocristales están caracterizados por un aumento relativo de la cantidad de piroxenos con respecto a los anfíboles (Tabla 5.2 y Figura 5.12); probablemente la pluma de magma no presentaba un contenido de agua tan elevado como en el caso del FER, explicando también el ascenso y extrusión más lentos del magma y una tasa de crecimiento menor del domo para el FC. La cantidad más alta de microfenocristales en los productos del FC confirma esta suposición (Tablas 5.1 y 5.2, Figuras 5.2 y 5.12): este material, debido a un menor contenido de volátiles en el sistema, después de la auto-mezcla, se estacionó por más tiempo en la cámara magmática en comparación con el FER, y los microfenocristales tuvieron más tiempo para cristalizar.

Finalmente se observó que también los minerales que forman las coronas de reacción alrededor de la biotita presentan una temperatura de cristalización más alta con respecto a los fenocristales en equilibrio textural (Figuras 5.5, 5.7, 5.18 y 5.20). Arce et al. (2006) evidenciaron que las biotitas muy probablemente son xenocristales y que transcurrió poco tiempo a partir del momento en que fueron incorporados en el magma y la erupción. En este esquema, las biotitas fueron englobadas durante los movimientos convectivos inducidos por las plumas, sufriendo un proceso de desequilibrio con la formación de una corona de anfíboles, plagioclasas y piroxenos de temperatura alta. En efecto se observa que en el caso del FER la corona de reacción está constituida principalmente por anfíboles, que cristalizan abundantemente entre los microfenocristales (Tabla 5.1 y Figura 5.2), mientras que en el caso

del FC la fase más abundante en la corona de reacción es la plagioclasa, que cristaliza abundantemente entre los microfenocristales (Tabla 5.2 y Figura 5.12) que caracterizan los productos juveniles del evento de hace 28 ka.

Con este mecanismo de auto-mezcla se identifican también las causas que provocaron la erupción del magma. En primera instancia la intrusión de un magma a la base de la cámara provocó un aumento general de presión (Melnik & Sparks, 2002) así como se produce aumento en la presión en la parte superior de la cámara magmática debido al ascenso de plumas de magma. En segundo lugar la cristalización de un magma con contenidos altos 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 los aumentos de presión en la cámara (Sparks, 1997; Melnik y Sparks, 2002).

Todas las evidencias aquí descritas apuntan hacia un mecanismo de auto-mezcla como el más probable de los procesos magmáticos, sin embargo no se pueden excluir otras interpretaciones. Por ejemplo, asumiendo que la cámara magmática estaba caracterizada por movimientos convectivos, se podría imaginar que líquidos magmáticos a temperatura elevada 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 las composiciones más anortíticas de los microfenocristales de plagioclasa con respecto al borde de los fenocristales en equilibrio textural (Figuras 5.5 y 5.15) y, en el caso del FER, la cristalización abundante de anfíboles entre los microfenocristales (Tabla 5.1 y Figura 5.2). Probablemente los microfenocristales no tuvieron el tiempo para convertirse en fenocristales debido a que, con el avanzar de la cristalización, el líquido se sobresaturó en volátiles con consecuente formación

de burbujas que causó el ascenso del magma hacia la superficie. Este último proceso es conocido en la literatura también como “segunda ebullición” (*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 la cámara.

Se podría pensar también en un tercer escenario, en el cual no se haya verificado ningún calentamiento, más bien ocurrió simplemente que con el progreso en la cristalización la variación de la composición del líquido magmático y la acumulación de volátiles en el magma provocaron un cambio en las condiciones de cristalización de los microfenocristales. En este escenario plagioclasas y anfíboles en desequilibrio textural representarían xenocristales, y los aumentos de presión en el sistema que llevaron a la erupción de nuevo material juvenil podrían ser reconducidos nuevamente a un proceso de “segunda ebullición” (*second boiling*).

Sin embargo, aunque estas dos opciones podrían explicar un cambio de presión y temperatura en la cámara magmática, la componente explosiva asociada a las erupciones 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 no necesariamente este magma produce un cambio de composición en los cristales (el aumento de An en la plagioclasa se puede justificar con un cambio en presión) ya que dependerá de su posición en la cámara magmática (Gardner et al., 2007).

7.3.2 Asimilación cortical

La naturaleza de la corteza continental en el área de estudio todavía no es conocida con precisión, sin embargo se supone que se trata de una secuencia compleja de rocas volcano-sedimentarias metamorfozadas de edad Jurásico-Cretácico que pertenece al Terreno Guerrero

(Campa et al., 1974; Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Centeno-García et al., 1993; Martínez et al., 2004). Los xenolitos metamórficos que se encuentran en el depósito PTI presentan características similares a aquellas descritas por Talavera-Mendoza et al. (1995) para el Terreno Guerrero (Martínez et al., 2004), sugiriendo que probablemente estos xenolitos representan la naturaleza de la parte superior de la corteza continental en el área de estudio.

Enfatizando que se necesitarían un número mayor de análisis de las relaciones isotópicas que caracterizan los productos juveniles de cada evento, los datos presentados en este trabajo muestran una tendencia al aumento de los cocientes isotópicos de Sr y Pb (Figura 6.6b y 6.7) pasando de los productos más viejos a los más jóvenes durante los últimos 42 ka, con valores que se acercan a aquellos que caracterizan los xenolitos metamórficos que se encuentran en el depósito de la PTI (Martínez et al., 2004). Como ya evidenciado por Martínez et al. (2004), esto sugiere que la cámara magmática del NdT ha sido caracterizada en el tiempo por procesos de asimilación cortical.

Para este trabajo se realizaron unos modelos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC, De Paolo et al., 1981) utilizando como magma inicial la muestra NT22R con edad de 42 ka que presenta una de las composiciones isotópicas de Sr y Pb más bajas, y más altas de Nd, además de ser el depósito más antiguo durante los últimos 42 mil años. Como posible contaminante se utilizó el xenolito metamórfico (fillita) NT35PN (Martínez-Serrano et al., 2004). Se utilizaron las relaciones isotópicas de Sr y las concentraciones de Sr de las rocas, considerando el enriquecimiento de Sr radiogénico por asimilación de la fillita, y una disminución de la concentración de Sr en las rocas por la abundante cristalización de plagioclasa. Efectivamente, el coeficiente de repartición de Sr (D^{Sr})- calculado sobre la base de los porcentajes de las fases mineralógicas encontradas para los dos flujos estudiados FER y FC - presenta un valor respectivamente de 1.1 y 1.3, indicando un empobrecimiento de este

elemento en el líquido por cristalización fraccionada. Se realizaron modelos solamente para el FER y para la actividad de hace 28 ka, debido a que se cuenta con el conteo de puntos petrográfico necesario para calcular el coeficiente de repartición de Sr. La Figura 7.3 muestra el resultado de una de los modelos realizado. Se puede observar que el NT35PN podría representar un posible contaminante de un magma presente en la cámara magmática hace 42 ka (NT22R) y que estaba experimentando cristalización fraccionada de plagioclasa, anfíboles, ortopiroxenos y minerales opacos.

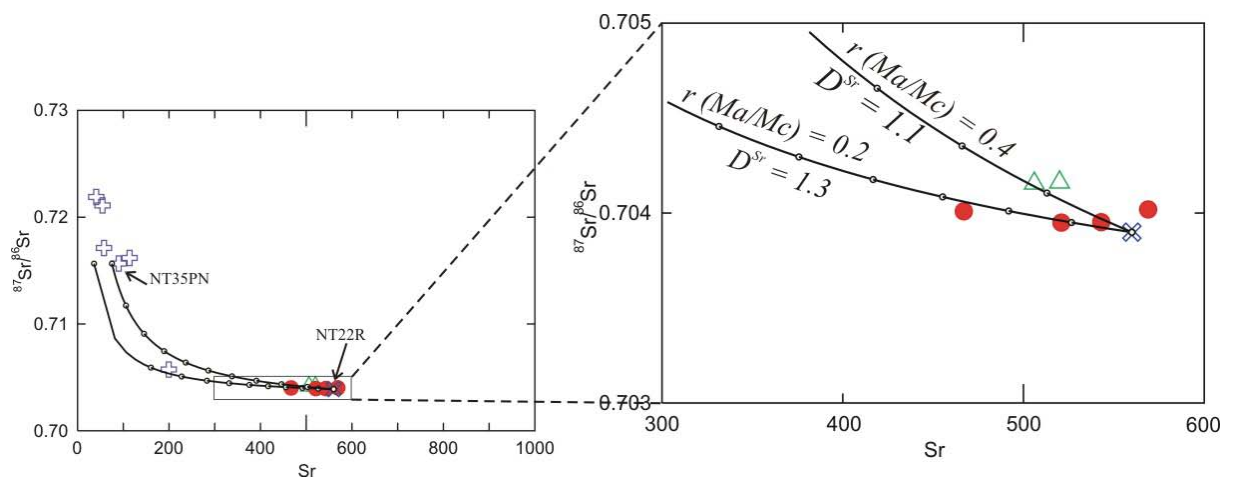


Figura 7.3. Modelo de asimilación/cristalización fraccionada (ACF) para el sistema magmático durante las erupciones de hace 13 y 28 mil años.

En el caso de los productos juveniles emitidos por el volcán hace 28 ka se necesita una valor de la relación r [velocidad de asimilación (Ma) / velocidad de cristalización (Mc)] de 0.2 y una cantidad de material asimilado alrededor del 10 %. En el caso del FER, al contrario, se necesita pensar a un papel más importante jugado por el proceso de contaminación con valores de la relación r de 0.4, y con un mismo porcentaje de material asimilado (~ 10 %). Con base en estos datos se podría suponer una misma fuente contaminante de los magmas emitidos hace 13 y 28 ka cuyas diferencias en las relaciones isotópicas que podrían ser causadas por una menor o mayor eficiencia del proceso de asimilación. La cantidad de material asimilado en ambos casos es muy baja.

Finalmente hay que evidenciar que la imposibilidad de tener todos los datos de elementos traza de la posible fuente contaminante limita mucho la discusión, y no permite proponer modelos utilizando relaciones entre elementos altamente incompatibles.

7.4 Interpretación de las variaciones químicas de los productos emplazados por el NdT a través del tiempo

Como se mencionó en el párrafo 6.5, en este trabajo de tesis no se pretende explicar en detalle los procesos magmáticos del NdT a través del tiempo, ya que por esto se necesitarían muchos más datos petrográficos, y geoquímicos. Sin embargo, aquí se pretende evidenciar algunos aspectos que caracterizan la cámara magmática durante la actividad del NdT que podrían ser tema de un estudio futuro más completo.

En primera instancia se observa una serie de regresiones en el grado de evolución del magma eruptado a través del tiempo (Figura 6.5), que no pueden ser explicados con procesos de cristalización fraccionada simple ni tampoco con procesos de asimilación, si no más bien con un proceso de mezcla con porciones de magmas más primitivos inyectados en la parte inferior de la cámara magmática, que pueden ascender por efecto de movimientos convectivos.

En efecto, analizando el grado de evolución de los productos de los eventos plinianos y aquellos de los FBC, se ha observado que los primeros están caracterizados por ser más primitivos (contenido de sílice $< \sim 66\%$ en peso), mientras que la mayoría del material juvenil relacionado a los flujos de bloques y ceniza contiene $> \sim 66\%$ en peso de sílice (Figura 6.5). Esto indica que el carácter explosivo relacionado a las actividades plinianas se debe probablemente a una mayor participación en la mezcla de magma más “primitivo” que asciende hacia la parte superior de la cámara, y que aparentemente introdujo volátiles en el sistema, además de provocar una importante regresión en el grado de evolución del líquido magmático.

Probablemente durante los últimos 42 ka el sistema alcanzó un cierto equilibrio, y los procesos que actúan en la cámara son los mismos; el diferente tipo de actividad (erupciones plinianas, o destrucción de domos) se debe a la cantidad de material más primitivo que entra en la cámara magmática, que afecta las cantidades de volátiles presentes en el sistema y la eficiencia de los movimientos convectivos.

Los productos efusivos con edad > 1.09 Ma presentan algunas características geoquímicas que indican que probablemente el magma estacionó en una cámara diferente de la actual. En primera instancia son los únicos que presentan composiciones andesíticas - quizás encontraron vías de ascenso más eficientes de las que caracterizan la zona debajo del cráter actual - además de presentar centros eruptivos que se ubicaban en zonas diferentes con respecto al cráter actual (Norini, 2006). Finalmente, los datos isotópicos indican que probablemente el magma que caracteriza la actividad del volcán en los últimos 42 ka no se ha generado por evolución del líquido magmático que caracterizó la actividad efusiva más antigua del volcán: los productos de los últimos 42 ka muestran una cierta, aunque débil, asimilación cortical con el tiempo, mientras que no se observa ningún aumento en las relaciones isotópicas de Sr y Pb al comparar los productos de la actividad más antigua del volcán con aquellos que caracterizan la actividad más reciente (Figuras 6.6b y 6.7), como se esperaría por un magma que haya estacionado por mucho tiempo en el interior de la corteza. Un estudio más detallado, que incluya datos petrográficos y químicos de todos los elementos mayores y traza podrían confirmar esta interpretación.

CAPITULO 8.

CONCLUSIONES

La reconstrucción de la actividad eruptiva asociada a los eventos de hace aproximadamente 13 y 28 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 la destrucción de domos formados en su cima. Estos ejemplos demuestran que la destrucción de domos, eventos ocurridos por lo menos cinco veces durante los últimos 40 mil años de actividad del volcán, han sido acompañados por una componente explosiva, responsable de la distribución amplia de horizontes de material muy fino que aflora en el caso del Flujo El Refugio en un radio de aproximadamente 15 kilómetros. Las erupciones asociadas al FER y al FC representan solamente dos eventos de bloques y ceniza entre muchos que han caracterizado al NdT entre hace ~37 y ~13 ka, poniendo en evidencia la necesidad de caracterizar y cuantificar mejor 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 representarían un elevado riesgo para las áreas aledañas. Estos dos ejemplos demuestran una vez más la elevada peligrosidad – relacionada a las presiones elevadas que se alcanzan en el interior de un domo o en la parte alta del conducto volcánico- y la dificultad de predecir el comportamiento de un volcán en donde hay un domo en crecimiento, que puede causar la alteración del edificio volcánico y su colapso parcial consecuente. En el caso del FER, un colapso parcial del domo provocó una erupción que involucró solamente al material que constituía el domo, con material más denso y volúmenes menores, y una columna eruptiva lateral que se cree no muy alta, mientras que en el caso del FC se involucró también a material que rellenaba al conducto, con productos más vesiculados y volúmenes mayores. En este último caso el material emplazado por la avalancha basal del

flujo presenta una distribución mucho mayor, cuya peligrosidad se suma al colapso parcial del edificio volcánico que emplazó el depósito de avalancha El Zaguán (Caballero, 2007), que se cree fue provocado por el ascenso lento del magma, el crecimiento consecuentemente lento del domo y alteración hidrotermal causada por el escape de los gases del domo.

Finalmente estos dos eventos demuestran, una vez más, el papel que los procesos magmáticos que actúan en la cámara magmática juegan en determinar el tipo de actividad de un volcán. En el caso del NdT un proceso de auto-mezcla (*self-mixing*) generó las sobre-presiones en la cámara, y la extrusión de material nuevo. La cantidad de magma que entra en la cámara magmática regula la cantidad de volátiles, la eficiencia de los movimientos convectivos y la intensidad de la sobre-presión, determinando las velocidades de ascenso del magma. En el caso de los eventos de bloques y ceniza, si el ascenso del magma y el crecimiento del domo son relativamente rápidos, hay mayor probabilidad de producir un colapso del domo mismo o explosiones laterales que involucran solo al material del domo; si el ascenso y el crecimiento del domo son muy lentos, es más probable que se produzca una alteración del edificio volcánico, su colapso parcial y despresurizaciones fuertes del sistema magmático, con explosiones laterales más potentes que pueden involucrar también material del conducto.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceves-Quezada, J.F., 1996, Geología y geomorfología del Nevado de Toluca: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 116 p.
- Albee, A.L., Ray, L., 1970, Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates, and sulfates: *Anal. Chem.*, 42, 1408-1414.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988, Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-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., 2003, Condiciones pre-eruptivas y evolución de la erupción pliniana Pómez Toluca Superior, volcán Nevado de Toluca: Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, 135 p.
- 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., Casartelli, M., D'Antonio, M., De Beni, E., Gigliuto, A., Gropelli, G., Lunghi, R., Macías, J.L., Merlini, A., Norini, G., Pasquaré, G., Sarocchi, D., 2003, Preliminary geological and structural data about Nevado de Toluca Volcano (Mexico). Volcanic evolution of a complex stratovolcano and information for hazard evaluation: *Regional Geomorphology Conference, Geomorphic Hazards: Towards the Prevention of Disasters*, Ciudad de México, 27 Octubre – 2 Noviembre.
- Bellotti F., Capra L., Casartelli M., D'Antonio M., De Beni E., Gigliuto, A., Lunghi R., Merlini A., Norini G., Sarocchi D., 2004, Geology of Nevado de Toluca volcano (Mexico): *International Union of Geological Sciences - 32nd International Geological Congress*, Florencia, Italia, 20-28 de Agosto, 2004.
- 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.
- Bence, A.E., Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides: *Journal of Geology*, 76, 382-403.
- Blatter, D., Carmichael, I., 1998, Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), México: petrology and experimental constraints: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 121-138.
- 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.

- Boudon, G., Camus, G., Gourgaud, A., Lajoie, J., 1993, The 1984 nuée-ardente deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms: *Bulletin of Volcanology*, 55, 327-342.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 1992, A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite: *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520.
- Burnham, C.W., 1979, The importance of volatile constituents, in 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, L., 2007, Análisis textural del depósito de avalancha de escombros "El zaguán", volcan Nevado de Toluca: dinámica de transporte y mecanismos de emplazamiento, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría.
- 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.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., 1974, La secuencia Mesozoica volcanosedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mexico-Teloloapan, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 7-28.
- 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.
- Capaccioni, B., Sarocchi, D., 1996, Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 75-90.
- 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.
- Carrasco-Núñez, G., 1999, Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 47-66.
- Carreras, L.M., 2003, Estudio vulcanológico del depósito de caída de la Pómez Toluca Inferior, volcán Nevado de Toluca, México, Universidad Complutense de Madrid, España, Tesis de Licenciatura.
- Casartelli, M., 2003, Evoluzione geologica del Nevado de Toluca (Messico). Studio stratigrafico, petrografico e geochimico del versante orientale, Università degli Studi di Milano, tesis de licenciatura, 348 p.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Cervantes, K., 2001, La Pómez Blanca Intermedia: depósito producido por una erupción pliniana-subpliniana del Volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años: Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, 84 p.

- Cole, P.D., Calder, E.S., Sparks, R.S.J., Clarke, A.B., Druitt, T.H., Young, S.R., Herd, R.A., Harford, C., Norton, G., 2002, Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufriere Hills volcano, Montserrat, in Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, From 1995 to 1999: Geological Society, London, Memoirs*, 21, 231-262.
- 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.
- Couch, S., Harford, C.L., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R., 2003, Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: *Journal of Petrology*, 44, 1455-1475.
- 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.
- De Beni, E., 2001, *Evoluzione geologica del vulcano Nevado de Toluca (Messico). Analisi stratigrafica, petrográfica e geochemica [Honor thesis], Università degli Studi di Milano, tesis de licenciatura*, 270 p.
- De la Fuente, M., Aitken, C., Mena, M., 1994, *Cartas gravimétricas de la Republica Mexicana, Carta de anomalía de Bouguer*, in *Atlas nacional de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía*, v. 3.
- DeMets, C., Gordon, R., Aarhus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.
- 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.
- DePaolo, D., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- 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.
- Drake, T.G., 1990, Structural features in granular flows: *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 8681-8696.
- Druitt, T.H., 1998, Pyroclastic density currents, in 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.
- Flores-Ruiz, J., 1997, *Estructura cortical de la Faja Volcánica Transmexicana: México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Instituto de Geofísica, Tesis Doctoral*, 150 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.
- Freundt, A., Wilson, C.J.N., Carey, S.N., 2000, Ignimbrites and Block-And-Ash Flow Deposits, in Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 581-599.
- 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.
- Garcia, 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., Arce, J.L., Espindola, J.M., 1996, Marco Geológico Estructural de la Región del Nevado de Toluca, Edo. de México: *Actas INAGEQ*, 2, 115-120.
- 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, in *El Chichon volcano: twenty-five years later*, San Cristobal de las Casas, Chiapas, 22-25 de marzo, 2007: Instituto de Geología, Espindola, J.M., Arce, J.L., Macías, J.L. (eds.), 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.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, n. 3, 227-285.
- 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: U.S. 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.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., 1995, Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates: *Journal of Geophysical Research*, 100 (B9), 17977-17989.
- 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.
- Luhr, J.F., Carmichael, I., 1980, The Colima Volcanic Complex, Mexico: I. Post-caldera andesites from Volcán Colima: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- 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, in 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.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M., Verma, S., 1999, Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, 27, 51-54.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.D.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 77-110.
- McBirney, A., Taylor, H., Armstrong, R., 1987, Parícutín re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20.
- McCanta, M.C., Rutherford, M.J., Hammer, J.E., 2007, Pre-eruptive and syn-eruptive conditions in the Black Butte, California dacite: insight into crystallization kinetics in a silicic magma system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 263-284.
- Mellors, R.A., Waitt, R.B., Swanson, D.A., 1988, Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanche from the dome of Mount St. Helens volcano, USA: *Bulletin of Volcanology*, 50, 14-25.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 2002, Dynamics of magma ascent and lava extrusion at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in 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.
- Merlini, A., 2003, *Evoluzione geologica del Nevado de Toluca (Messico). Analisi stratigrafica, petrografica e geochimica del versante occidentale*, Università degli Studi di Milano, *tesis de licenciatura*, 337 p.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, 15, 181-201.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R., Brewer, T.S., 2000, Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies: *Journal of Petrology*, 41 (1), 21-42.
- 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.

- Nixon, G., 1988a, Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, México: I. Disequilibrium phenocrysts assemblages as indicators of magma chamber processes: *Journal of Petrology*, 20, 213-264.
- Nixon, G., 1988b, Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, México: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx: *Journal of Petrology*, 29, 265-303.
- Norini, G., 2001, Evoluzione geologica del vulcano Nevado de Toluca (Messico). Analisi stratigrafica e morfologica [Honor thesis]: Milán, Italia, Università degli Studi di Milano.
- Norini, G., 2006, Relazioni tra attività tettonica e vulcanismo: evidenze e modelli dallo studio del vulcano Nevado de Toluca (Messico): Tesis de Doctorado, Università degli Studi di Milano, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali.
- Norini, G., Groppelli, 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.
- Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Lagmay, A.M., 2007, Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution, *Geosphere*, sometido.
- Pasquaré, G., Abbate, E., Bosi, E., Castiglioni, G. B., Merenda, L., Mutti, E., Orombelli, G., Ortolani, F., Parotto, M., Pignone, R., Polino, R., Premoli Silva, I., Sassi, F. P., 1992, Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Guida al rilevamento. Quaderni Serie III, 1, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 203 p.
- Quezada-Ramírez, M.N., 1972, Los Matlatzincas: época prehispánica y época colonial hasta 1650: México, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 22, 142 p.
- Robertson, R., Cole, P.D., Sparks, R.S.J., Lejeune, A.M., Maguire, W.J., Miller, A., 1998, The explosive eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, September 17, 1996: *Geophysical Research Letters*, 25, 3429-3432.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J., Espíndola, J.M., Saucedo, R., 1991, Field observation of pristine block-and-ash flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48, 399-412.
- 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.
- Salvador, A., 1987, Unconformity bounded stratigraphic units: *GSA Bulletin*, 98, 232-237.
- Salvador, A., 1994 International stratigraphic guide: The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America, 214.
- 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.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., 2004, Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 66, 291-306.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282.
- 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.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.
- Sheth, H., Torres-Alvarado, I., Verma, S., 2000, Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt: *International Geology Review*, 42 (12), 1116-1132.
- Sohn, Y.K., Cough, 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.
- Stormer, J.C., 1983, The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analysis of multi-component iron-titanium oxides: *American Mineralogist*, 68, 586-594.
- Straub, S., Martín-Del Pozzo, A., 2001, The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions of Popocatepetl Stratovolcano (central Mexico): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 487-510.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., 2007, Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy: *Sedimentology*, 54 (3), 607-635.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins.*, Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
- Takahashi, T., 1978, Mechanical characteristics of debris flows: *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 106, 1153-1169.
- Takahashi, T., Tsujimoto, H., 2000, A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98, 91-115.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Guerrero-Suastegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: a lower cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, 34, 3-22.
- Tsuchiyama, 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.
- Tsuchiyama, A., Takahashi, E., 1983, Melting kinetics of a plagioclase feldspar: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, 345-354.

- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996, Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *Internacional Geology Review*, 38, 176-194.
- Vaggelli, G., Olmi, F., Conticelli, S., 1999, Quantitative electron microprobe analysis of reference silicate mineral and glass samples: *Acta Vulcanologica*, 11, 297-303.
- Vance, J.A., 1965, Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning: *Journal of Geology*, 73, 636-651.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late Quaternary glaciation in Mexico, en Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds), *Quaternary glaciations- Extend and chronology. Part III. South America*: Elsevier, Amsterdam.
- Verma, S., 1999, Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 151-171.
- Verma, S., 2000a, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (334), 1-28.
- Verma, S., 2000b, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Hornos caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, 164, 35-60.
- Verma, S., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique caso on earth?: *Geology*, 30 (12), 1095-1098.
- Voight, B., Sparks, R.S.J., Miller, A.D., Stewart, R.C., Hoblitt, R.P., Clarke, A., Ewart, J., Aspinali, W.P., Baptie, B., Calder, E.S., Cole, P., Druitt, T.H., Hartford, C., Herd, R.A., Jackson, P., Lejeune, A.M., Lockhart, A.B., Loughlin, S.C., Lockett, R., Lynch, L., Norton, G.E., Robertson, R., Watson, I.M., Watts, R., Young, S.R., 1999, Magma flow instability and cyclic activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, British West Indies: *Science*, 283, 1138-1142.
- Voight, B., Komorowski, J.C., Norton, G.E., Belousov, A.B., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J., Young, S.R., 2002, The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche 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, London, *Memoirs*, 21, 363-407.
- Wilcox, R., 1954, *Petrology of Parícutin Volcano, Mexico*: U.S. Geological Survey, *Bulletin*, 65-C, 281-354.
- 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, in 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.

APÉNDICE I

Tabla I. Composición y formula estructural (32 O) de las plagioclasas presentes en los productos juveniles de los flujos El Refugio y Calimaya

Muestra	Textura	Evento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ab	An	Or	
FER02A-3c	fn	eq	FER	51.04	30.46	0.35	13.22	3.95	0.16	99.22	9.366	6.582	0.054	2.599	1.405	0.037	34.8	64.3	0.9
FER02A-3r	fn	eq	FER	56.02	26.66	0.41	9.04	6.32	0.2	98.72	10.214	5.725	0.063	1.766	2.234	0.047	55.2	43.6	1.2
FER02A-4 c	fn	eq	FER	56.47	26.9	0.28	8.84	6.58	0.26	99.37	10.222	5.735	0.042	1.715	2.31	0.06	56.5	42	1.5
FER02A-4r	fn	eq	FER	55.55	27.39	0.19	9.14	6.29	0.24	98.84	10.114	5.873	0.029	1.783	2.221	0.056	54.7	43.9	1.4
FER02B-4c	fn	eq	FER	55.87	27.67	0.16	9.87	6.07	0.22	99.91	10.076	5.877	0.024	1.907	2.123	0.051	52	46.7	1.2
FER02B-4r	fn	eq	FER	56.24	27.12	0.22	9.49	6.17	0.2	99.49	10.17	5.776	0.033	1.839	2.163	0.046	53.4	45.4	1.1
FER123A-22c	fn	eq	FER	55.83	28.36	0.13	10.07	5.91	0.2	100.54	10.003	5.984	0.019	1.933	2.053	0.046	50.9	47.9	1.1
FER123A-22r	fn	eq	FER	58.07	26.8	0.15	7.96	7.08	0.26	100.32	10.369	5.636	0.022	1.523	2.451	0.059	60.8	37.8	1.5
FER123A-24c	fn	eq	FER	59.42	26.52	0.02	7.83	7.19	0.28	101.26	10.488	5.513	0.003	1.481	2.461	0.063	61.4	37	1.6
FER123A-24r	fn	eq	FER	60.57	25.56	0.09	6.38	7.74	0.35	100.74	10.706	5.32	0.013	1.208	2.653	0.079	67.3	30.7	2
FER123A-26c	fn	eq	FER	56.55	28.6	0.22	10.11	5.76	0.14	101.41	10.031	5.974	0.033	1.921	1.981	0.032	50.4	48.8	0.8
FER123A-4c	fn	eq	FER	56.46	28.28	0.19	9.59	6	0.24	100.87	10.068	5.939	0.028	1.832	2.075	0.055	52.4	46.2	1.4
FER123A-4r	fn	eq	FER	59.29	26.31	0.16	7.78	7.21	0.26	101.18	10.491	5.482	0.024	1.475	2.474	0.059	61.7	36.8	1.5
FER02A-1c	fn	dis	FER	54.87	27.73	0.26	10.4	5.83	0.21	99.3	9.981	5.94	0.04	2.027	2.056	0.049	49.8	49.1	1.2
FER02A-1r	fn	dis	FER	56.64	26.95	0.22	9.09	6.24	0.22	99.38	10.237	5.736	0.033	1.76	2.187	0.051	54.7	44	1.3
FER02A-2c	fn	dis	FER	56.08	27.04	0.14	9.12	6.39	0.25	99.06	10.18	5.781	0.021	1.774	2.249	0.058	55.1	43.5	1.4
FER02A-2r	fn	dis	FER	56.15	27.39	0.35	9.39	6.2	0.25	99.84	10.131	5.82	0.053	1.815	2.169	0.058	53.7	44.9	1.4
FER123A-25c	fn	dis	FER	57.38	27.24	0.21	8.84	6.99	0.26	100.94	10.227	5.717	0.031	1.688	2.416	0.059	58	40.5	1.4
FER02B-1c	fn	dis	FER	57.48	26.25	0.16	7.96	6.92	0.29	99.1	10.395	5.591	0.024	1.542	2.427	0.067	60.1	38.2	1.7
FER02B-1r	fn	dis	FER	53.64	28.47	0.26	10.77	5.57	0.17	98.92	9.814	6.134	0.04	2.111	1.976	0.04	47.9	51.2	1
FER02B-2c	fn	dis	FER	58.52	26.76	0.17	8.79	6.62	0.27	101.13	10.374	5.587	0.025	1.67	2.276	0.061	56.8	41.7	1.5
FER02B-2r	fn	dis	FER	55.45	28.19	0.26	10.32	5.87	0.19	100.33	9.977	5.973	0.039	1.989	2.048	0.044	50.2	48.7	1.1
FER02B-24c	mf	eq	FER	55.62	27.64	0.19	10.26	6.17	0.22	100.15	10.032	5.871	0.029	1.983	2.158	0.051	51.5	47.3	1.2
FER02B-3c	mf	eq	FER	58.29	26.17	0.08	8.28	6.95	0.31	100.09	10.435	5.517	0.012	1.588	2.413	0.071	59.3	39	1.7
FER02B-3r	mf	eq	FER	56.58	27.32	0.17	9.77	6.23	0.24	100.36	10.155	5.775	0.026	1.879	2.168	0.055	52.9	45.8	1.3
FER02A-7c	mf	eq	FER	54.68	28.53	0.35	10.67	5.79	0.18	100.34	9.866	6.062	0.053	2.063	2.026	0.041	49.1	50	1
FER02B-6c	mf	eq	FER	54.08	29.22	0.3	12.01	5.2	0.16	101.09	9.71	6.179	0.045	2.31	1.81	0.037	43.5	55.6	0.9
FER123A-29c	mf	eq	FER	56.98	27.58	0.34	9.25	6.35	0.25	100.84	10.169	5.797	0.051	1.769	2.198	0.057	54.6	44	1.4
FER123A-31c	mf	eq	FER	55.35	28.22	0.31	10.44	5.96	0.24	100.57	9.948	5.973	0.047	2.01	2.077	0.055	50.1	48.5	1.3
FER123A-31r	mf	eq	FER	55.41	27.59	0.21	9.65	6.24	0.22	99.38	10.052	5.894	0.032	1.876	2.195	0.051	53.3	45.5	1.2
FER123A-5r	mf	eq	FER	57.5	27.78	0.2	9.29	6.72	0.22	101.75	10.168	5.785	0.03	1.76	2.304	0.05	56	42.8	1.2
FER123A-7c	mf	eq	FER	56.38	28.25	0.14	9.9	6.09	0.24	101	10.051	5.931	0.021	1.891	2.105	0.055	52	46.7	1.4
FER02A-5c	mf	eq	FER	55.3	27.4	0.18	9.43	6.1	0.22	98.75	10.084	5.884	0.027	1.842	2.157	0.051	53.3	45.5	1.3

Fn = fenocristales; mf = microfenocristales; * = Fe total como FeO; c = centro; r = borde; eq = equilibrio; dis = disequilibrio; cab = cristal alrededor biotita.

Muestra	Textura	Evento	SiO2	Al2O3	FeO*	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ab	An	Or	
FER02A-6c	mf	eq	FER	56.34	26.23	0.17	8.65	6.56	0.35	98.35	10.296	5.645	0.026	1.694	2.325	0.082	56.7	41.3	2
FER123A-40	mf	cab/eq	FER	56.33	27.44	0.56	9.67	6.24	0.23	100.55	10.112	5.801	0.084	1.86	2.172	0.053	53.2	45.5	1.3
FC126A-1c	fn	eq	FC	61.21	25.2	0.03	6.11	7.87	0.42	100.88	10.793	5.233	0.004	1.154	2.691	0.094	68.3	29.3	2.4
FC126A-1r	fn	eq	FC	61.22	25.03	0.11	6.26	8.1	0.89	101.61	10.769	5.185	0.016	1.18	2.763	0.2	66.7	28.5	4.8
FC126A-6c	fn	eq	FC	56.78	27.86	0.29	9.49	6.31	0.56	101.34	10.108	5.841	0.043	1.81	2.178	0.127	52.9	44	3.1
FC126A-6r	fn	eq	FC	57.28	27.28	0.24	9.06	6.07	0.56	100.57	10.24	5.743	0.036	1.735	2.104	0.128	53	43.7	3.2
FC126B-14c	fn	eq	FC	59.61	25.65	0.15	7.11	7.39	0.42	100.39	10.608	5.376	0.022	1.356	2.55	0.095	63.7	33.9	2.4
FC126B-3	fn	eq	FC	57.25	27.28	0.09	8.8	6.61	0.23	100.3	10.245	5.749	0.013	1.687	2.294	0.053	56.9	41.8	1.3
FC126B-3r	fn	eq	FC	59.13	26.3	0.18	7.49	7.41	0.53	101.11	10.482	5.491	0.027	1.423	2.547	0.12	62.3	34.8	2.9
FC126A-2c	fn	dis	FC	57.79	27.38	0.07	8.67	6.48	0.63	101.1	10.268	5.729	0.01	1.651	2.233	0.143	55.5	41	3.6
FC126A-2r	fn	dis	FC	55.64	28.67	0.35	10.59	5.55	0.49	101.31	9.929	6.025	0.052	2.025	1.92	0.112	47.3	49.9	2.8
FC126A-3c	fn	dis	FC	58.19	27.28	0.07	8.59	6.38	0.62	101.19	10.316	5.696	0.01	1.632	2.193	0.14	55.3	41.2	3.5
FC126A-4c	fn	dis	FC	59.36	26.24	0.03	7.25	7.48	0.63	101.1	10.515	5.474	0.004	1.376	2.569	0.142	62.9	33.7	3.5
FC126A-4r	fn	dis	FC	59.15	26.16	0.23	7.4	6.83	0.74	100.59	10.527	5.483	0.034	1.411	2.357	0.168	59.9	35.8	4.3
FC126B-1c	fn	dis	FC	59.45	25.64	0.06	7.03	7.37	0.35	99.98	10.612	5.39	0.009	1.345	2.551	0.08	64.2	33.8	2
FC126B-1r	fn	dis	FC	56.71	27.19	0.35	9.1	6.27	0.37	100.03	10.2	5.759	0.053	1.754	2.187	0.085	54.3	43.6	2.1
FC126B-13c	fn	dis	FC	59.25	25.99	0.13	7.58	7.16	0.31	100.57	10.536	5.443	0.019	1.444	2.469	0.07	62	36.3	1.8
FC126B-13r	fn	dis	FC	58.19	26.71	0.09	8.27	6.97	0.3	100.56	10.373	5.607	0.013	1.58	2.409	0.068	59.4	38.9	1.7
FC126B-2c	fn	dis	FC	59.58	25.62	0.2	7.25	7.22	0.49	100.36	10.609	5.373	0.03	1.383	2.493	0.111	62.5	34.7	2.8
FC126B-2r	fn	dis	FC	60.58	24.82	0.14	6.66	7.57	0.38	100.23	10.772	5.198	0.021	1.269	2.61	0.086	65.8	32	2.2
FC126B-16c	mf	eq	FC	56.43	27.28	0.34	9.44	6.11	0.43	100.12	10.157	5.783	0.051	1.821	2.132	0.099	52.6	44.9	2.4
FC126B-17c	mf	eq	FC	57.03	27.49	0.32	8.99	6.33	0.37	100.71	10.191	5.785	0.048	1.721	2.193	0.084	54.9	43	2.1
FC126B-17r	mf	eq	FC	56.35	28.39	0.2	10.01	5.98	0.39	101.38	10.023	5.947	0.03	1.908	2.062	0.088	50.8	47	2.2
FC126B-5c	mf	eq	FC	57.21	26.88	0.36	8.91	6.41	0.53	100.41	10.261	5.678	0.054	1.712	2.229	0.121	54.9	42.1	3
FC126B-6c	mf	eq	FC	56.54	27.8	0.31	9.69	5.93	0.41	100.71	10.113	5.856	0.046	1.857	2.057	0.094	51.3	46.3	2.3
FC126B-6r	mf	eq	FC	58.45	25.91	0.52	7.8	7.12	0.63	100.47	10.459	5.46	0.078	1.495	2.47	0.144	60.1	36.4	3.5
FC126A-11c	mf	eq	FC	56.55	27.34	0.5	9.44	6.02	0.47	100.45	10.155	5.782	0.075	1.816	2.096	0.108	52.1	45.2	2.7
FC126A-13c	mf	eq	FC	54.91	28.29	0.46	10.4	5.75	0.42	100.26	9.913	6.014	0.069	2.012	2.013	0.097	48.8	48.8	2.4
FC126A-14c	mf	eq	FC	55.84	28.14	0.47	10.01	5.84	0.48	100.82	10.007	5.939	0.07	1.922	2.029	0.11	50	47.3	2.7
FC126A-15c	mf	eq	FC	57.04	27.72	0.31	9.23	6.33	0.58	101.27	10.152	5.81	0.046	1.76	2.184	0.132	53.6	43.2	3.2
FC126A-16c	mf	eq	FC	57.37	27.45	0.61	9.06	6.36	0.63	101.67	10.186	5.74	0.091	1.724	2.19	0.143	54	42.5	3.5
FC126A-16r	mf	eq	FC	55.75	27.98	0.49	9.77	5.89	0.51	100.44	10.025	5.925	0.074	1.882	2.054	0.117	50.7	46.4	2.9

Fn = fenocristales; mf = microfenocristales; * = Fe total como FeO; c = centro; r = borde; eq = equilibrio; dis = disequilibrio; cab = cristal alrededor biotita.

Tabla II. Composición y formula estructural (23 O) de los anfíboles presentes en los productos juveniles de los flujos El Refugio y Calimaya

Muestra	Textura	Evento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe ₃	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na	K	
FER02A-12c	fn	dis	FER	44.84	8.86	1.24	18.03	0.27	11.8	10.12	1.87	0.33	97.36	6.73	1.27	0.3	0.14	0.09	2.18	0.03	2.64	1.63	0.54	0.06
FER02A-12r	fn	dis	FER	44.19	9.51	1.59	16.71	0.28	12.58	10.17	1.96	0.36	97.35	6.6	1.4	0.27	0.18	0.14	1.95	0.04	2.8	1.63	0.57	0.07
FER02A-10c	fn	eq	FER	44.95	10.98	1.94	13.68	0.18	14.27	10.82	2.2	0.37	99.39	6.49	1.51	0.36	0.21	0.03	1.62	0.02	3.07	1.67	0.62	0.07
FER02A-10r	fn	eq	FER	43.57	11	2.02	18.22	0.44	11.7	9.69	2.24	0.36	99.24	6.44	1.56	0.36	0.22	0.04	2.21	0.06	2.58	1.53	0.64	0.07
FER02A-8c	fn	eq	FER	43.85	9.76	1.41	19.69	0.41	11.89	9.88	1.93	0.29	99.11	6.48	1.52	0.18	0.16	0.42	2.01	0.05	2.62	1.56	0.55	0.05
FER02A-8r	fn	eq	FER	43.75	10.29	1.88	19.09	0.31	11.5	10.02	2.09	0.37	99.3	6.47	1.53	0.26	0.21	0.17	2.19	0.04	2.53	1.59	0.6	0.07
FER02B-7c	fn	eq	FER	43.92	10.43	1.93	16.57	0.29	12.25	10.43	2.03	0.39	98.24	6.51	1.49	0.33	0.22	0.07	1.98	0.04	2.71	1.66	0.58	0.07
FER02B-7r	fn	eq	FER	45.95	8.28	1.23	17.98	0.39	12.48	10.35	1.62	0.32	98.6	6.78	1.22	0.22	0.14	0.21	2.01	0.05	2.74	1.64	0.46	0.06
FER02B-8c	fn	dis	FER	44.4	9.73	1.43	17.8	0.29	11.75	9.72	1.87	0.37	97.36	6.65	1.35	0.36	0.16	0.02	2.2	0.04	2.62	1.56	0.54	0.07
FER02B-8r	fn	dis	FER	44.34	9.74	1.36	18.46	0.35	11.68	9.79	1.89	0.33	97.94	6.62	1.38	0.33	0.15	0.13	2.17	0.04	2.6	1.57	0.55	0.06
FER02B-11c	fn	dis	FER	47.04	7.88	0.98	16.87	0.34	13.12	10.27	1.6	0.29	98.39	6.92	1.08	0.28	0.11	0.07	2	0.04	2.88	1.62	0.46	0.05
FER02B-11r	fn	dis	FER	46.03	8.33	1.03	18.61	0.52	12.28	10.4	1.51	0.37	99.08	6.76	1.24	0.21	0.11	0.3	1.99	0.06	2.69	1.64	0.43	0.07
FER02B-20c	fn	eq	FER	43.9	9.93	1.67	17.3	0.3	12.11	9.9	2.07	0.34	97.52	6.56	1.44	0.31	0.19	0.07	2.09	0.04	2.7	1.58	0.6	0.06
FER02B-20r	fn	eq	FER	50.72	4.11	0.42	23.89	0.46	16.12	2.35	0.89	0.06	99.02	7.4	0.6	0.11	0.05	0.14	2.78	0.06	3.51	0.37	0.25	0.01
FER02B-10c	fn	dis	FER	45.14	9.14	1.3	17.3	0.38	12.09	9.99	1.81	0.36	97.51	6.74	1.26	0.35	0.15	0.02	2.14	0.05	2.69	1.6	0.52	0.07
FER02B-10r	fn	dis	FER	45.08	9.43	1.78	15.44	0.27	12.97	10.25	1.96	0.37	97.55	6.69	1.31	0.33	0.2	0	1.91	0.03	2.87	1.63	0.56	0.07
FER123A-8c	fn	eq	FER	44.17	9.63	1.42	16.96	0.28	12.04	10.15	1.85	0.28	96.78	6.64	1.36	0.34	0.16	0.11	2.02	0.04	2.7	1.63	0.54	0.05
FER123A-8r	fn	eq	FER	44.52	9.83	1.33	17.51	0.41	12	9.78	2.07	0.37	97.82	6.65	1.35	0.38	0.15	0.01	2.18	0.05	2.67	1.56	0.6	0.07
FER123A-33c	fn	dis	FER	45.24	9.84	1.87	13.27	0.25	13.59	11.24	1.83	0.52	98.65	6.64	1.36	0.35	0.21	0	1.63	0.03	2.97	1.77	0.52	0.1
FER123A-33r	fn	dis	FER	46.28	8.39	1.01	17.35	0.48	11.79	10.48	1.47	0.37	97.62	6.89	1.11	0.36	0.11	0.01	2.15	0.06	2.62	1.67	0.42	0.07
FER123A-14c	fn	dis	FER	45.57	8.72	1.07	16.55	0.38	12.29	10.67	1.62	0.4	97.27	6.79	1.21	0.32	0.12	0.09	1.97	0.05	2.73	1.7	0.47	0.08
FER123A-9c	fn	eq	FER	43.4	10.51	1.34	17.13	0.31	10.79	10.74	1.66	0.54	96.42	6.57	1.43	0.45	0.15	0.07	2.1	0.04	2.44	1.74	0.49	0.1
FER123A-35c	fn	eq	FER	45.98	8.53	1.29	17.46	0.28	12.39	9.67	1.75	0.29	97.64	6.84	1.16	0.34	0.14	0	2.17	0.04	2.75	1.54	0.5	0.06
FER02B-191	mf	eq/cab	FER	42.45	12.42	2.96	11.27	0.16	14.53	10.69	2.44	0.41	97.33	6.23	1.77	0.38	0.33	0	1.38	0.02	3.18	1.68	0.69	0.08
FER02B-192	mf	eq/cab	FER	40.54	14.16	3.66	11.72	0.05	13.69	10.42	2.55	0.4	97.19	5.99	2.01	0.45	0.41	0	1.45	0.01	3.01	1.65	0.73	0.08
FER123A-23	mf	eq/cab	FER	40.72	13.18	3.23	14.74	0.13	11.99	10.83	2.34	0.51	97.67	6.07	1.93	0.39	0.36	0.04	1.8	0.02	2.66	1.73	0.68	0.1
FER02A-9c	mf	eq	FER	43.95	10.78	2.6	14.64	0.4	13.2	10.69	2.28	0.47	99.01	6.42	1.58	0.28	0.29	0	1.79	0.05	2.87	1.67	0.65	0.09
FER02A-14c	mf	eq	FER	44.54	10.13	1.49	20.21	0.33	11.87	9.68	2.09	0.31	100.65	6.49	1.51	0.23	0.16	0.29	2.17	0.04	2.58	1.51	0.59	0.06
FER02A-16c	mf	eq	FER	44.71	8.79	1.2	18.97	0.6	12.65	10.55	1.84	0.34	99.65	6.54	1.46	0.06	0.13	0.55	1.77	0.07	2.76	1.65	0.52	0.06
FER02B-13c	mf	eq	FER	44.72	9.75	1.49	18	0.19	12	10.1	1.94	0.37	98.56	6.62	1.38	0.32	0.17	0.09	2.14	0.02	2.65	1.6	0.56	0.07
FER02B-12c	mf	eq	FER	45.7	9.34	2.58	11.15	0.14	15.62	10.62	2.11	0.33	97.59	6.64	1.36	0.24	0.28	0	1.35	0.02	3.38	1.65	0.59	0.06
FER02B-14c	mf	eq	FER	45.84	8.86	1.09	18.61	0.23	12.16	9.87	1.74	0.32	98.72	6.77	1.23	0.31	0.12	0.12	2.18	0.03	2.68	1.56	0.5	0.06
FER123A-37c	mf	eq	FER	43.48	10.8	1.95	17.43	0.32	10.85	10.12	2.18	0.41	97.54	6.51	1.49	0.41	0.22	0	2.18	0.04	2.42	1.62	0.63	0.08
FER123A-19r	mf	eq	FER	43.79	9.59	1.22	16.07	0.37	11.67	9.12	1.79	0.29	93.91	6.75	1.25	0.49	0.14	0	2.07	0.05	2.68	1.51	0.53	0.06
FER123A-38r	mf	eq	FER	43.05	11.4	2.38	13.65	0.29	12.24	10.28	2.38	0.43	96.1	6.46	1.54	0.47	0.27	0	1.71	0.04	2.74	1.65	0.69	0.08
FER123A-20r	mf	eq	FER	41.78	12.06	1.74	17.58	0.34	10.57	10.18	2.2	0.49	96.94	6.33	1.67	0.49	0.2	0.04	2.19	0.04	2.39	1.65	0.65	0.09
FC126B19a	mf	eq/cab	FC	43.17	10.95	2.44	15.37	0.09	12.24	10.36	2.62	0.47	97.71	6.43	1.57	0.35	0.27	0	1.91	0.01	2.72	1.65	0.76	0.09
FC126B21c	fn	dis	FC	44.72	10.3	1.98	10.73	0.12	15.37	11.12	2.15	0.47	96.96	6.55	1.45	0.33	0.22	0	1.32	0.01	3.36	1.75	0.61	0.09
FC126B8	fn	dis	FC	45.46	9.9	1.74	10.7	0.3	16.29	10.41	2.07	0.37	97.24	6.61	1.39	0.31	0.19	0.04	1.26	0.04	3.53	1.62	0.58	0.07

Fn = fenocristales; mf = microfenocristales; * = Fe total como FeO; c = centro; r = borde; eq = equilibrio; dis = desequilibrio; cab = cristal alrededor biotita.

Tabla III. Composición y formula estructural (6 O) de los piroxenos presentes en los productos juveniles de los flujos El Refugio y Calimaya

Muestra	Evento	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al	Ti	Fe3	Mg	Fe2	Mn	Ca	Na	K	WO	EN	FS	
FER02B-16c	fn	FER	51.41	0.16	1.26	26.32	dld	0.62	18.62	0.72	0.04	0.03	99.18	1.974	0.026	0.005	0	1.066	0.845	0.02	0.03	0.003	0.001	1.511	54.357	44.132
FER02B-16rim	fn	FER	52.02	0.12	0.5	26.27	0.06	0.68	19.93	0.6	0.1	0.03	100.31	1.965	0.022	0.003	0.035	1.122	0.783	0.022	0.024	0.007	0.001	1.215	56.165	42.62
FER123A-15c	fn	FER	52.05	0.11	0.99	24.85	0.06	0.53	19.82	0.7	0.09	0.01	99.21	1.982	0.018	0.003	0	1.125	0.791	0.017	0.029	0.007	0	1.456	57.342	41.203
FER123A-16c	fn	FER	51.02	0.12	1.37	27.06	0.07	0.77	18.75	0.58	0.09	0.09	99.92	1.945	0.055	0.003	0.05	1.066	0.812	0.025	0.024	0.007	0.004	1.198	53.903	44.898
FER123A-18c	fn	FER	49.58	0.14	1.18	24.06	dld	0.48	19.08	0.65	0.11	0.05	95.33	1.963	0.037	0.004	0.021	1.127	0.776	0.016	0.028	0.008	0.003	1.402	57.268	41.33
FER123A-45c	fn	FER	51.28	0.09	1.53	25.34	dld	0.53	19.83	0.64	dld	dld	99.24	1.953	0.047	0.003	0.02	1.126	0.787	0.017	0.026	0	0	1.322	56.972	41.706
FER123A-45r	fn	FER	52.38	0.09	0.49	25.28	dld	0.45	19.96	0.8	dld	0.03	99.48	1.992	0.008	0.003	0	1.132	0.804	0.014	0.033	0	0.001	1.644	57.074	41.282
FER02B-19c	fn	FER	50.27	0.19	1.71	27.53	0.02	0.95	19.31	0.63	0.07	dld	100.68	1.899	0.076	0.005	0.094	1.088	0.751	0.03	0.026	0.005	0	1.267	54.019	44.714
FER02A-19r	fn	FER	52.13	0.09	0.58	24.82	dld	0.71	20.63	0.77	0.07	0.06	99.86	1.967	0.026	0.003	0.036	1.16	0.739	0.023	0.031	0.005	0.003	1.558	58.096	40.346
FER02A-22c	fn	FER	51.3	0.1	1.19	27.35	dld	0.86	18.95	0.61	0.06	dld	100.42	1.947	0.053	0.003	0.052	1.073	0.817	0.028	0.025	0.004	0	1.245	53.805	44.95
FER02A-22r	fn	FER	52.05	0.18	1.11	25.78	0.14	0.51	20.55	0.81	0.1	0.01	101.24	1.94	0.049	0.005	0.053	1.142	0.74	0.016	0.032	0.007	0	1.622	57.268	41.11
FER02A-17c	fn	FER	53.64	0.19	2.31	15.49	0.77	0.2	27.57	1.31	0.1	0.02	101.6	1.899	0.096	0.005	0.076	1.455	0.378	0.006	0.05	0.007	0.001	2.523	73.885	23.592
FER02B-17c	fn	FER	51.87	0.11	0.86	27.25	0.05	0.62	19.96	0.69	0.04	dld	101.45	1.941	0.038	0.003	0.054	1.113	0.778	0.02	0.028	0.003	0	1.374	55.299	43.328
FER02A-20c	mf	FER	50.44	0.15	0.89	27.69	dld	0.73	18.89	1.24	0.05	dld	100.08	1.922	0.04	0.004	0.073	1.073	0.772	0.024	0.051	0.004	0	2.494	52.869	44.636
FER02A-21c	mf	FER	51.19	0.15	1.14	28.37	dld	0.84	18.55	0.71	dld	dld	100.95	1.941	0.051	0.004	0.05	1.048	0.841	0.027	0.029	0	0	1.439	52.323	46.237
FER02A-27c	mf	FER	52.54	0.13	0.47	26.22	dld	0.73	20.75	0.89	dld	0.02	101.75	1.952	0.021	0.004	0.041	1.149	0.746	0.023	0.035	0	0.001	1.752	56.828	41.42
FER02B-15c	mf	FER	52.17	0.34	1.85	20.51	0.32	0.52	22.64	1.64	0.11	0.02	100.12	1.929	0.071	0.009	0.042	1.248	0.592	0.016	0.065	0.008	0.001	3.309	63.56	33.131
FER02B-18c	mf	FER	51.74	0.13	0.47	27.27	dld	0.92	19.68	0.6	dld	dld	100.81	1.953	0.021	0.004	0.039	1.108	0.796	0.029	0.024	0	0	1.2	54.77	44.03
FER123A-10r	mf	FER	51.2	0.17	1.15	23.88	0.06	0.67	19.89	0.9	0.03	dld	97.95	1.97	0.03	0.005	0	1.141	0.769	0.022	0.037	0.002	0	1.885	57.965	40.15
FER123A-12c	mf	FER	51.83	0.02	0.42	26.54	0.03	0.63	18.87	0.57	0.03	0.05	98.99	1.994	0.006	0.001	0	1.082	0.854	0.021	0.023	0.002	0.002	1.187	54.654	44.159
FER123A-47c	mf	FER	51.53	0.06	0.51	25.92	dld	0.67	19.28	0.64	dld	0.04	98.65	1.984	0.016	0.002	0.008	1.107	0.827	0.022	0.026	0	0.002	1.327	55.624	43.049
FER02A-18r	mf	FER	49.85	0.16	1.98	26.3	dld	0.71	18.98	0.96	0.06	dld	99	1.911	0.089	0.005	0.083	1.085	0.76	0.023	0.039	0.004	0	1.981	54.498	43.521
FER02B-21	mf	FER	52.32	0.15	0.79	25.78	0.11	0.49	20.55	0.75	0.06	0.04	101.04	1.955	0.035	0.004	0.039	1.145	0.757	0.016	0.03	0.004	0.002	1.504	57.355	41.141
FER123A-17	mf	FER	50.93	0.12	1.18	26.69	dld	0.78	19.09	0.59	0.02	dld	99.4	1.949	0.051	0.003	0.043	1.089	0.811	0.025	0.024	0.001	0	1.214	54.652	44.134
FC126B-26c	f	FC	51.72	0.22	1.07	25.78	0.15	0.63	20.02	1.06	0.02	0.04	100.71	1.944	0.047	0.006	0.042	1.122	0.759	0.02	0.043	0.001	0.002	2.14	56.233	41.627
FC126B-26r	f	FC	52.63	0.08	0.57	25.51	0.08	0.64	20.72	0.77	0.06	dld	101.06	1.965	0.025	0.002	0.032	1.153	0.754	0.02	0.031	0.004	0	1.539	57.639	40.821
FC126B-30c	f	FC	52.17	0.14	0.85	25.73	dld	0.75	19.8	0.73	0.09	dld	100.26	1.97	0.03	0.004	0.02	1.115	0.793	0.024	0.03	0.007	0	1.491	56.274	42.235
FC126B-10c	f	FC	53.59	0.24	2.69	14.32	0.22	0.17	27.29	1.13	0.05	0.01	99.71	1.927	0.073	0.006	0.016	1.463	0.414	0.005	0.044	0.003	0	2.241	75.32	22.438
FC126B-24c	f	FC	51.78	0.49	2.91	8.05	0.13	0.23	15.56	20.39	0.68	0.03	100.25	1.9	0.1	0.014	0.093	0.851	0.141	0.007	0.802	0.048	0.001	42.037	44.634	13.329
FC126B-1a	f	FC	52.25	0.39	2.41	8.12	0.2	0.23	15.9	20.21	0.56	0.04	100.31	1.917	0.083	0.011	0.076	0.87	0.157	0.007	0.794	0.04	0.002	41.369	45.285	13.346
FC126B-11c	mf	FC	51.78	0.17	0.47	23.1	dld	0.64	21.49	1.12	0.02	dld	98.79	1.961	0.021	0.005	0.03	1.214	0.684	0.021	0.045	0.001	0	2.26	60.336	37.404
FC126B-12c	mf	FC	52.31	0.25	0.71	24.16	0.03	0.58	21.42	1.01	0.12	dld	100.59	1.95	0.031	0.007	0.044	1.19	0.691	0.018	0.04	0.009	0	2.015	59.452	38.533
FC126B-12r	mf	FC	52.1	0.11	0.98	25.49	0.08	0.6	20.96	0.6	0.1	0.02	101.04	1.942	0.043	0.003	0.058	1.165	0.721	0.019	0.024	0.007	0.001	1.197	58.171	40.632
FC126A-8c	mf	FC	54.15	0.19	2.57	14.4	0.9	0.27	28.27	1.16	0.08	dld	101.99	1.903	0.097	0.005	0.058	1.481	0.365	0.008	0.044	0.005	0	2.233	75.719	22.048
FC126A-25c	mf	FC	51.93	0.11	0.72	24.76	dld	0.78	20.43	0.7	dld	0.02	99.45	1.97	0.03	0.003	0.023	1.155	0.762	0.025	0.028	0	0.001	1.427	57.931	40.643
FC126B-27c	mf	FC	51.61	0.16	0.43	24.47	dld	0.51	19.84	1.06	0.05	0.02	98.15	1.986	0.014	0.005	0.005	1.138	0.783	0.017	0.044	0.004	0.001	2.201	57.31	40.49
FC126B-28c	mf	FC	51.13	0.13	1.42	25.38	0.07	0.71	20.1	0.7	0.17	0.01	99.82	1.932	0.063	0.004	0.071	1.132	0.727	0.023	0.028	0.012	0	1.427	57.031	41.542
FC126B-28r	mf	FC	52.33	0.12	0.44	24.15	dld	0.72	20.76	0.76	0.07	0.03	99.38	1.981	0.019	0.003	0.019	1.172	0.746	0.023	0.031	0.005	0.001	1.549	58.872	39.579
FC126B-29c	mf	FC	54.25	0.11	0.71	16.23	0.11	0.34	27	1.48	0.06	0.04	100.33	1.953	0.03	0.003	0.044	1.449	0.428	0.01	0.057	0.004	0.002	2.847	72.267	24.886
FC126B-19	cab	FC	55.73	0.06	1.09	13.41	0.54	0.19	28.76	1.3	0.02	dld	101.1	1.97	0.03	0.002	0	1.515	0.396	0.006	0.049	0.001	0	2.503	77.053	20.444

Fn = fenocristales; mf = microfenocristales; * = Fe total como FeO; c = centro; r = borde; eq = equilibrio; dis = desequilibrio; cab = cristal alrededor biotita; dld = debajo límite de detección.

Tabla IV. Composición de los óxidos presentes en los productos juveniles de los flujos El Refugio y Calimaya

Muestra	FER02A-1	FER02A-2	FER02A-3	FER02A-4	FER02B-1	FER02B-2	FER02B-3	FER123A-1	FER123A-2	FER123A-3	FC126A-1	FC126A-2	FC126A-3	FC126B-1	FC126B-2	FER02A-1	FER02B-1	FC126A-1	FC126B-1	FC126B-2	FC126B-3
Evento	FER	FER	FER	FER	FER	FER	FER	FER	FER	FER	FC	FC	FC	FC	FC	FER	FER	FC	FC	FC	FC
SiO2	dld	0.09	0.03	0.03	dld	0.05	dld	0.06	dld	0.05	0.07	0.12	0.11	0.05	0.09	0.29	0.22	0.12	0.17	0.12	0.06
TiO2	45.27	44.88	45.55	46.16	46.12	45.46	46.33	46.24	45.75	45.60	39.02	30.00	39.09	44.63	43.97	4.38	10.58	6.46	9.22	11.80	11.88
Al2O3	0.24	0.17	0.26	0.16	0.21	0.32	0.16	0.23	0.15	0.16	0.70	0.58	0.90	0.10	0.09	3.36	2.87	0.47	2.93	1.27	1.38
Cr2O3	dld	dld	0.08	0.07	0.08	0.12	0.04	0.14	0.10	0.14	0.07	0.09	0.14	dld	dld	0.17	1.41	0.00	dld	0.15	0.25
Fe2O3	16.16	17.13	15.34	12.98	13.87	12.90	14.00	12.71	12.89	12.46	23.63	39.14	23.31	14.91	15.19	55.21	40.74	53.41	48.16	43.02	42.04
FeO	36.29	36.35	36.60	37.65	37.83	37.31	37.64	37.18	37.06	36.60	29.83	21.22	30.30	35.29	34.68	34.15	38.56	29.57	35.75	38.93	38.44
MnO	0.45	0.67	0.55	0.51	0.43	0.55	0.42	0.53	0.52	0.40	0.26	0.26	0.29	0.57	0.64	0.22	0.33	0.39	0.46	0.36	0.46
MgO	2.17	1.89	2.14	1.88	1.80	1.65	2.00	2.18	1.99	2.24	2.77	3.14	2.60	2.38	2.38	0.80	0.91	3.50	2.47	1.39	1.40
CaO	0.07	0.05	0.02	0.02	dld	0.10	0.02	0.04	dld	0.05	0.11	0.03	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.08	0.04	0.09
Total	100.65	101.24	100.57	99.46	100.34	98.46	100.61	99.30	98.46	97.70	96.46	94.58	96.79	97.99	97.10	98.63	95.66	93.97	99.23	97.08	96.00
Si	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.011	0.009	0.005	0.006	0.005	0.002
Al	0.007	0.005	0.008	0.005	0.006	0.010	0.005	0.007	0.004	0.005	0.021	0.018	0.027	0.003	0.003	0.150	0.131	0.022	0.128	0.058	0.063
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.005	0.043	0.000	0.000	0.005	0.008
Fe3+	0.302	0.319	0.287	0.246	0.261	0.247	0.262	0.240	0.246	0.239	0.459	0.780	0.451	0.286	0.294	1.574	1.190	1.585	1.345	1.246	1.230
Ti	0.846	0.836	0.851	0.873	0.866	0.869	0.866	0.874	0.874	0.875	0.757	0.597	0.756	0.854	0.849	0.125	0.309	0.192	0.257	0.341	0.347
Mg	0.080	0.070	0.079	0.071	0.067	0.063	0.074	0.082	0.075	0.085	0.107	0.124	0.100	0.090	0.091	0.045	0.053	0.206	0.137	0.080	0.081
Fe2+	0.754	0.753	0.761	0.792	0.790	0.793	0.783	0.781	0.787	0.781	0.644	0.470	0.652	0.751	0.745	1.081	1.252	0.975	1.109	1.253	1.250
Mn	0.009	0.014	0.012	0.011	0.009	0.012	0.009	0.011	0.011	0.009	0.006	0.006	0.006	0.012	0.014	0.007	0.011	0.013	0.014	0.012	0.015
Ca	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004
ILM'	83.413	82.534	84.197	86.602	85.884	86.628	85.712	86.716	86.507	86.758	74.077	55.001	74.630	84.063	83.546						
HEM'	16.587	17.466	15.803	13.398	14.116	13.372	14.288	13.284	13.493	13.242	25.923	44.999	25.370	15.937	16.454						
USP'																13.35	33.77	18.93	27.11	35.02	35.58
MT'																86.65	66.23	81.07	72.89	64.98	64.42

ILM = Ilmenita; HEM = Hematita; USP = Ulvoespinela; MT = Magnetita; dld = debajo límite de detección

Tabla V. Composición del vidrio presente en los productos juveniles de los flujos El Refugio y Calimaya

Sample	Evento	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Totale	
FER02A-1	FER	72.97	0.29	14.05	1.13	dld	0.24	0.24	2	4.69	3.15	98.51
FER02A-2	FER	73.27	0.28	13.12	1.37	0.08	0.21	1.42	4.46	3.15	97.37	
FER02A-3	FER	74.71	0.3	12	1.92	0.11	0.49	0.88	4.08	3.46	97.93	
FER02B-1	FER	74.79	0.17	13.06	1.56	dld	0.23	1.28	4.14	3.28	98.54	
FER02B-2	FER	72.18	0.23	15.49	1.51	0.03	0.32	2.16	4.93	2.61	99.44	
FER02B-3	FER	72.78	0.33	12.33	3.68	0.15	0.83	1.08	4.07	3.2	98.54	
FER123A-1	FER	68.92	0.2	17.14	0.96	dld	0.07	3.46	5.09	2.29	98.24	
FER123A-2	FER	67.28	0.1	19.08	0.72	0.15	0.09	3.72	6.12	1.67	98.91	
FER123A-3	FER	72.74	0.15	13.82	1.16	dld	0.11	1.33	4.4	3.12	96.88	
FER123A-4	FER	72.42	0.27	13.28	1.28	0.12	0.11	1.1	4.27	3.29	96.16	
FC126A-1	FC	71.47	0.13	16.15	0.48	0.02	dld	2.28	5.42	3.39	99.41	
FC126A-2	FC	66.03	0.11	19.5	0.49	0.05	0.05	2.14	6.03	5.01	99.4	
FC126A-3	FC	69.72	0.16	18.14	0.44	dld	0.01	2.44	6.43	3.25	100.6	
FC126A-4	FC	74.09	0.14	13.99	0.46	dld	dld	1.41	4.41	4.67	99.21	
FC126B-2	FC	67.98	0.16	16.09	0.74	0.02	0.11	1.91	4.91	3.78	95.7	
FC126B-3	FC	74.33	0.25	11.34	1.07	dld	0.11	0.33	3	5.32	95.74	

* = Fe total como FeO; dld = debajo del límite de detección