



12
Zejeu
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA DE LA
IGNIMBRITA CITLALTEPETL
(VOLCAN PICO DE ORIZABA)**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

CYNTHIA MIRANDA GARCIA



FALLA DE ORIGEN

MEXICO, D. F.

1995

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-002

SRTA. CYNTHIA MIRANDA GARCIA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Gerardo Carrasco Nuñez, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA DE LA IGIMBRITA CITLALTEPETL
(VOLCAN PICO DE ORIZABA)**


RESUMEN

- I INTRODUCCION**
- II MARCO GEOLOGICO**
- III CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS DE LA IGIMBRITA
CITLALTEPETL**
- IV CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LA IGIMBRITA
CITLALTEPETL**
- V INTERPRETACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LA
IGIMBRITA**
- VI CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFIA**
- PLANOS E ILUSTRACIONES**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 5 de enero de 1995
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS'EGLM'ptg

***Este trabajo es la cristalización del anhelo de una persona, a ella
está dirigido con todo mi cariño y agradecimiento, para ti
María.***

Agradezco a:

***mi hermana Berenice
por tu confianza y amor***

***A Paula
por llenar de esperanza e ilusiones
nuevamente mi vida***

***A Rafael
por sus consejos y cariño***

***A mis abuelos:
Rosendo, Luisa, Jeanette y Maggi
por la confianza y cariño***

***A Israel
por su amor y confianza***

***A Cris, Ara, Lalo y Marthita
por su apoyo y compañía***

A toda la familia García

A mis amigos:

***Oscar Díaz, Zulema, Claudia, Daniel, Chayo, Oralia,
Arturo, Alán, Saguis, Lau, Lobo, Laura L., Mapy, Alberto, Manuel
por su compañía y confianza***

***A mi querida Facultad de Ingeniería
por darme la oportunidad de superarme***

Mi agradecimiento también dirigido al Dr. Gerardo Carrasco por su ejemplo, paciencia, apoyo, confianza y sobre todo amistad

A Jose Luis Sánchez por tomarme en cuenta.

A los profesores que creyeron y creen en mí, por sus consejos y atención, en especial Ing. Vera, Ing. Victoria, Ing. Nieto, Ing. Gonzalez

Agradezco también a todos mis compañeros, en especial a Marco, Güicho, Arturo, Ulises, Dario, Laura R.

Y a todos aquellos amigos y familiares que de alguna manera supieron alentarme para poder llegar hasta aquí.

**Petrografía y geoquímica de la Ignimbrita Citlaltépetl,
(Volcán Pico de Orizaba)**

	Página
Resumen	
I. Introducción	1
I.1. Antecedentes	1
I.2. Objetivo	3
I.3. Metodología	4
I.4. Geografía	4
II. Marco Geológico	6
II.1. Geología regional	6
II.1.1. Estratigrafía	7
II.1.2. Faja Volcánica Mexicana	10
II.2. Geología del Volcán Citlaltépetl	11
II.2.2. Evolución del volcán Citlaltépetl	13
III. Características petrográficas de la Ignimbrita Citlaltépetl	17
III.1. Generalidades sobre flujos piroclásticos e ignimbritas	17
III.2. Características generales de la Ignimbrita:	20
III.2.1. Descripción del depósito	20
III.3. Características microscópicas de la Ignimbrita Citlaltépetl	24
III.3.1. Características texturales	25
III.3.2. Composición mineralógica	27

IV. Características geoquímicas de la Ignimbrita Citlaltépetl	30
IV.1. Composición química del material piroclástico	30
IV.2. Composición química de material vítreo y minerales	32
V. Interpretaciones sobre el origen de la Ignimbrita	35
V.1. Interpretaciones sobre el origen de la Ignimbrita Citlaltépetl	35
V.2. Interpretaciones petrográficas y geoquímicas de la Ignimbrita Citlaltépetl	35
V.3. Modelo petrogenético de la Ignimbrita Citlaltépetl	38
VI. Conclusiones	41
Bibliografía	43

RESUMEN

El volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) se localiza en la parte Oriental de la Faja Volcánica Mexicana a $19^{\circ}01'48.6''$ de latitud Norte y $97^{\circ}16'3.7''$ de longitud Oeste, en el límite de los Estados de Puebla y Veracruz. Es un estratovolcán que ha presentado importantes erupciones históricas y largos períodos de reposo, por lo que representa un alto riesgo para la población circundante.

Hace 8,500-9,000 años ocurrieron series de erupciones explosivas que originaron el emplazamiento sucesivo de flujos piroclásticos denominados como Ignimbrita Citlaltépetl.

La Ignimbrita Citlaltépetl está distribuida alrededor del volcán, rellenando en forma discreta los valles de las laderas bajas. Los depósitos están constituidos por pómez de varias composiciones: bandeada, parda (intermedia), blanca (ácida) y negra (básica), así como escoria, ceniza y fragmentos de roca de composición dacítica.

Las muestras de pómez presentan texturas distintivas de un desequilibrio mineralógico tales como: la celular, dendrítica, esqueletal y "sieve", así como rasgos de reabsorción. Asimismo, se observan asociaciones de minerales incompatibles coexistiendo en la misma roca, como por ejemplo cuarzo y olivino, y vidrio ácido y básico en contacto.

Los análisis químicos, tanto de roca total, como de minerales y material vítreo revelaron variaciones en la composición confirmando el desequilibrio químico-mineralógico que estuvo involucrado en el origen de la Ignimbrita.

Finalmente, un modelado químico de las composiciones de pómez analizadas permitieron confirmar la hipótesis de que estos depósitos son el resultado de un proceso de mezcla de magmas.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

La Faja Volcánica Mexicana (FVM), ha sido motivo constante de discusión entre científicos; debido a la importancia que tiene para nuestro país. Es una estructura de aproximadamente 1000 km de longitud que se extiende desde el Océano Pacífico (cercano a las costas de Puerto Vallarta) hasta la costa de Veracruz en el Golfo de México (Mooser, 1972; Negendank et al; 1985).

El área de estudio del presente trabajo es una zona de suma importancia dentro de la FVM, debido al riesgo volcánico que representa para la población mexicana, y por lo que importante que es el volcán Citlaltépetl para la ciencia geológica.

Humboldt (1808, *in* Verma, 1985) fue el primer investigador que propuso una explicación científica para la alineación de los volcanes de la FVM; su hipótesis ha sido modificada por diferentes científicos, como Mooser y Maldonado (1961, *in* Verma, 1987); dando como resultado la teoría de la alineación de los grandes volcanes, que se ha explicado por la extensión continental de una fractura oceánica (Menard, 1955 *in* Verma, 1987). Posteriormente, la FVM fue vista como una serie de fallas acomodadas a lo largo de dos alineaciones: la línea de Humboldt y la línea Chapala-Acambay con dirección al Norte (Mooser y Maldonado, 1961 *in* Verma, 1987), así fue evolucionando la teoría de su origen, hasta llegar a trabajos más recientes en donde la revolucionaria teoría de la Tectónica de Placas cambió la manera de pensar de algunos científicos como Mooser (1972), quien infiere que la FVM es una zona de debilidad reabierto desde el Terciario derivando lavas de la zona de subducción (Placa de Cocos) a lo largo de la trinchera Centro-Americana. Luhr et al. (1984), proponen también una estructura activa de "rifting" o apertura, al Oeste de la FVM. Rubin (1976, 1982b *in* Verma 1987) sugiere estructuras de tensión (graben) en la actual planicie costera del Golfo de México. Cebull

y Shurbet (1987), proponen un modelo consistente de cuatro eventos tectónicos, el más antiguo de edad Mesozoico-Cenozoico Inferior, el cual es responsable del desarrollo de una "zona de debilidad" a través de la actual FVM. El siguiente evento presente en la FVM activo desde el Mesozoico, concierne a la subducción a lo largo de la costa oeste de Norteamérica. El tercer evento, es el inicio de la extensión del piso oceánico en Caimán hace 36 M.a. El cuarto y más importante evento al norte de la FVM es la apertura del Golfo de California y el desarrollo de la provincia de "basin-and-range". Cebull y Shurbet (1987), también argumentan que la zona de fractura puede ayudar a propagar el vulcanismo, que es independiente del proceso de subducción. Diferentes hipótesis se han propuesto sobre el origen del vulcanismo, desde la fusión parcial del magma toleítico (Gun y Mooser, 1971 *in* Verma, 1987) y mezcla de magmas en la génesis del magma (Robin, 1982b *in* Verma 1987, Robin y Cantagrel, 1982). Verma (1985), realizó diversos estudios petrográficos e isotópicos, mostrando que los magmas en distintas áreas de la FVM vienen directamente del manto superior y no son producto de alteración de la placa oceánica. Se tiene presente tanto la composición calcoalcalina como alcalina en ambos extremos de la FVM, dominando al centro la serie calcoalcalina. Sin embargo, no se observa una variación sistemática de la composición de los magmas, aunque se atribuye a la diferenciación magmática dominada por la cristalización fraccionada y acompañada de mezcla de magmas como los procesos más importantes (Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987).

El volcán Citlaltépetl, mejor conocido como Pico de Orizaba, es la montaña más alta de México y la tercera más grande en todo el continente Americano con una elevación de 5,675 m.s.n.m. Es un volcán que ha hecho erupción en tiempos históricos y su comportamiento eruptivo pasado muestra periodos altamente explosivos, catastróficos y muy voluminosos que podrían repetirse en el futuro. A pesar de esto, hay pocos estudios sobre el volcán.

La evolución del volcán ha sido estudiada por: Robin et al. (1982), Carrasco-Núñez, (1992, 1993), Carrasco-Núñez y Ban (1994) quienes presentan un mapa

geológico detallado de la cima del volcán, el cual es complementado con otros mapas geológicos generales (INEGI, 1987).

La historia eruptiva reciente del volcán ha sido descrita por Höskuldsson, et al. (1993), quienes describen varios depósitos representativos de eventos de gran peligrosidad. Incluyendo lahares de gran tamaño (Carrasco-Núñez et al.; 1993), flujos piroclásticos (Siebe et al., 1993; Cantagrel et al., 1984; Carrasco-Núñez, 1993; Gómez-Tuena, 1995), derrames lávicos (Carrasco-Núñez, 1992), avalanchas, así como estudios específicos de otra índole como glaciares (Heine, 1981), la geoquímica del Volcán (Kudo et al., 1985); quedando aún trabajos pendientes para obtener un monitoreo adecuado del volcán.

1.2. OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo es la interpretación sobre el origen de la Ignimbrita Citlaltépetl basada en estudios petrográficos detallados, en datos químicos y verificaciones de campo. La Ignimbrita Citlaltépetl es un flujo piroclástico constituido por pómez, escoria y ceniza que se originó hace 8,500-9,000 años en el Volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 1993). Es de gran importancia conocer las causas que originaron esa erupción, ya que ello permitirá comprender los mecanismos que los controlaron, las cuales pueden ser aplicados a condiciones actuales del volcán Citlaltépetl para evaluar mejor su potencial eruptivo a futuro.

En este trabajo se utilizaron tanto estudios petrográficos como geoquímicos, que en conjunto son buenas herramientas para solución de problemas petrogenéticos. Correlacionando los datos químicos obtenidos con la forma textural, en la que se presentan los minerales, se encontrará una relación con la génesis, lo cual es de suma importancia para la evaluación de las posibles causas que le dieron lugar.

I.3. METODOLOGÍA

Las actividades realizadas durante el estudio de la Ignimbrita Citlaltépetl, son las que a continuación se describen:

Se revisó bibliografía referente al volcán y a distintos estudios que se han realizado sobre el tema que aquí se trata.

Se interpretaron fotografías aéreas escala 1:35,000 del INEGI para localizar los flujos piroclásticos que ayudaron a obtener datos que se plasmaron en un mapa de localización de la Ignimbrita, cabe aclarar que la Ignimbrita no es el único flujo piroclástico que se emplaza rellenando valles, por tanto se llevó a cabo la verificación de campo, cartografiando en forma adecuada el depósito de interés.

Se realizó un reconocimiento geológico del volcán y se visitaron algunas localidades en donde aflora la Ignimbrita Citlaltépetl, como las secciones tipo de Excola, Maltrata, Tetelziugo, entre otras.

Se recolectaron muestras representativas, con las cuales se complemento el muestreo realizado anteriormente por el Dr. Gerardo Carrasco. Se seleccionaron aproximadamente 35 muestras para estudiarlas petrográficamente, 23 muestras para ser analizadas químicamente en muestras de roca total, 15 muestras de minerales de plagioclasa y 8 muestras de vidrio presentes en dos muestras específicas (93 y 101). Los análisis químicos de roca total fueron llevados a cabo en la Universidad Estatal de Washington (U.S.A.), utilizando el procedimiento de fluorescencia de rayos x, mientras que los análisis de plagioclasa y vidrio fueron realizados por el Dr. Carrasco en la Universidad Tecnológica de Michigan (U.S.A.) por medio de una microsonda SuperJeol.

I.4. GEOGRAFÍA

El Volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba se localiza en el límite de los estados de Puebla y Veracruz, situado en las coordenadas geográficas 19°01'48.6" de latitud Norte y 97°16'3.7" de longitud Oeste (FIG.I.1), a una altura de 5675 m.s.n.m., constituyendo así el estratovolcán más alto de México y de Norteamérica.

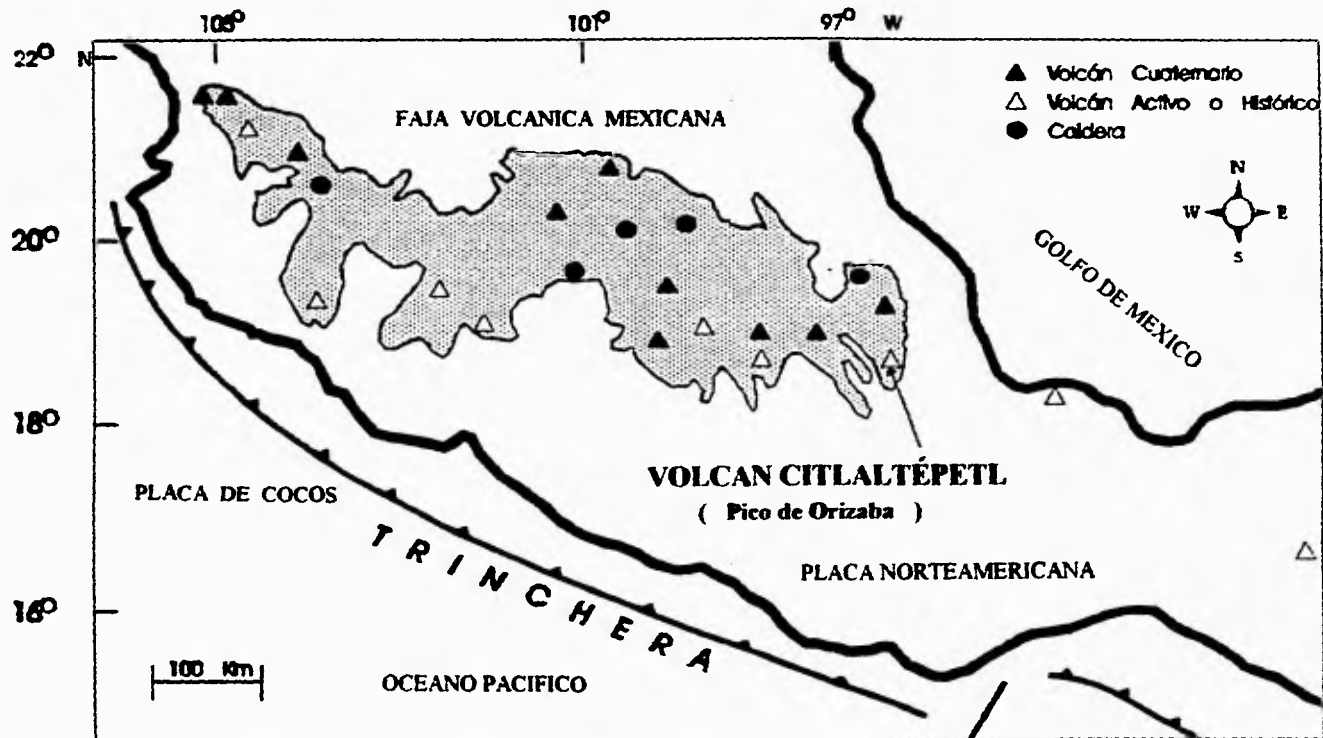


FIGURA. 1.1

**Mapa de localización del Volcán Citlaltépetl, hacia el este de la Faja Volcánica Mexicana, a 390 km de la trinchera Centro-Americana.
(Modificado de Carrasco-Núñez, 1993)**

Las ciudades y pueblos que se encuentran alrededor del volcán dentro de un radio de 40 km, albergan a una población aproximada de 500,000 habitantes, lo que hace que el Volcán Citlaltépetl sea uno de los más peligrosos y de mayor riesgo en el país, de ahí su importancia.

Fisiográficamente, el volcán se encuentra en la intersección de dos provincias, la Faja Volcánica Mexicana, con una orientación preferencial E-W, y la Sierra Madre Oriental, con una orientación aproximada NW-SE. El volcán yace sobre una topografía asimétrica de aproximadamente unos 2,900 m al oeste y cerca de 4,300 m al este desde la llanura costera del Golfo de México (Carrasco-Núñez, 1993). Presenta un cráter de 400 m de diámetro y 300 m de profundidad con la apariencia de cono truncado, ligeramente elongado en la dirección E-W. La cima se encuentra nevada durante todo el año en su porción septentrional. Sus depósitos abarcan una extensión mínima aproximada de 1,000 km².

Hacia el este de la FVM se encuentra una barrera geográfica que separa el Altiplano mexicano de la llanura costera del Golfo; según Cantagrel y Robin (1979), esto se debe a la acción tectónica distensiva, tipo graben, en esta porción de la Faja Volcánica Mexicana, que provocaría un sistema de fallas normales con dirección preferencial N-S correlacionables con la dirección de la Sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba (NNE-SSW), lo que aún no es comprobado. Negendank et al. (1985), están en contra de tal teoría.

Así, el Citlaltépetl al igual que el estratovolcán de la Sierra Negra, forman parte de una cadena volcánica compleja, siendo su inicio al norte con el Cofre de Perote y concluyendo con la Sierra Negra al sur.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

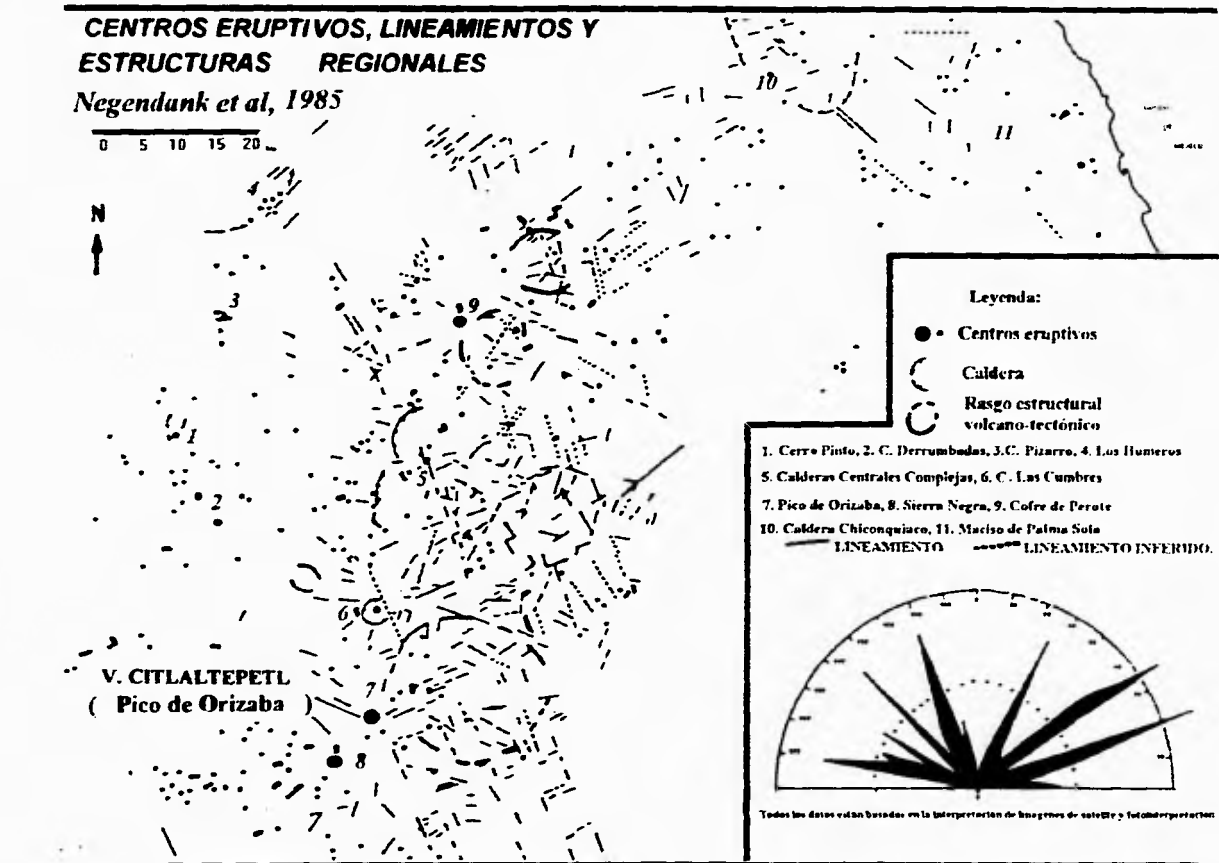
II.1. GEOLOGÍA REGIONAL.

La provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) se sitúa en la parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) con una dirección general NNW-SSE. Es una secuencia sedimentaria de edad mesozoica que presenta fuertes plegamientos y fallas de grandes dimensiones, todos ellos producto de la Orogenia Laramide. Tiene una longitud de 1300 km y un ancho de 150 km. La parte más alta de las montañas, en su parte septentrional se separan hasta la SMO en el sur quedando sepultada por las rocas volcánicas que provienen de la cadena volcánica cuyos extremos forma los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba a 75 km de la costa (Yañez-García, 1980).

Pasquare et al. (1987), reconocen tres sectores principales en la FVM de los cuales el sector oriental estaría formado por un sistema de fallas en dirección predominante NW-SE que afectan el basamento de la SMO y controlan el desarrollo de los grandes estratovolcanes de la FVM. Diversos autores como Negendank (1985), Höskuldsson y Robin (1993), entre otros, proponen otros mecanismos para explicar las diversas fallas que se encuentran en la zona. Negendank por su parte realiza estudios con base en imágenes de satélite de donde intenta encontrar una relación entre los lineamientos que se presentan en la FVM y los centros eruptivos de la misma; aunque parece no existir una relación entre ellos.

Por otro lado, Höskuldsson y Robin (1993) afirman que existe una falla transforme de tipo sinistral que subyace al sistema volcánico del Citalitépetl, insistiendo que ésta se relaciona con las placas tectónicas de Cocos y Norteamericana, generada por la fricción entre ellas, facilitando el ascenso del magma por la corteza ya fracturada, sin embargo no hay rasgos que asocien estos dos eventos.

En resumen, existen teorías sobre las características estructurales de la zona, que son muy diversas. Se puede observar con claridad que los lineamientos principales del área presentan una dirección preferencial NNE-SSW y NW-SE (FIG.II.1), las cuales son



(Tomada de Negendank, 1965)

FIG.II.1. Geología estructural regional de la sierra volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

un reflejo de zonas de debilidad anteriores, muchas de ellas heredadas de la deformación Laramídica.

De este modo, el vulcanismo de la zona Cofre de Perote-Citlaltépetl está conformado por una evolución geológico-estructural compleja que incluye el emplazamiento de diversos centros eruptivos en una zona de debilidad cortical, propiciando el ascenso del magma hacia la superficie (Siebe et al., 1993).

II.1.1. ESTRATIGRAFÍA

El basamento del volcán Citlaltépetl se compone principalmente de rocas calizas y lutitas del Mesozoico, las cuales manifiestan plegamientos con dirección NW-SE y están cubiertas parcialmente por vulcanismo calcoalcalino Plio-Cuaternario de la FVM (E-W) y además, al noreste, por la provincia alcalina del Mio-Cuaternario (NNW-SSE) (Robin y Cantagrel, 1979 *in* Verma, 1987; Robin, 1981 *in* Verma, 1985).

Al norte del área de estudio, en lo que según H. Jenny (1931 *in* López-Ramos, 1979) constituye el Macizo de Teziutlán (FIG.II.2), afloran las rocas más antiguas consideradas parte del complejo basal de origen ígneo y metamórfico, con edades del Pérmico Superior y Jurásico Inferior. Parte de ellas están cubiertas por rocas sedimentarias continentales y marinas, del Triásico Superior al Jurásico Inferior-Medio al sur de Veracruz, y del Jurásico Superior al Cretácico hacia la costa del Golfo de México al oriente del volcán.

La actividad ígnea inicia aparentemente en el Plioceno Inferior (5 m.a. aproximadamente), en la Cuenca Libres Oriental (Negendank et al., 1985) y en la serie volcánica del Cofre-Pico, siendo su mayor actividad del Pleistoceno al Holoceno (1.8 - 0.01 m.a.) y continuando al presente. Las secuencias estratigráficas que se encuentran en el área de estudio son las siguientes (Tabla II.1.):

Cretácico

Formación Tuxpanguillo (Neocomiano)

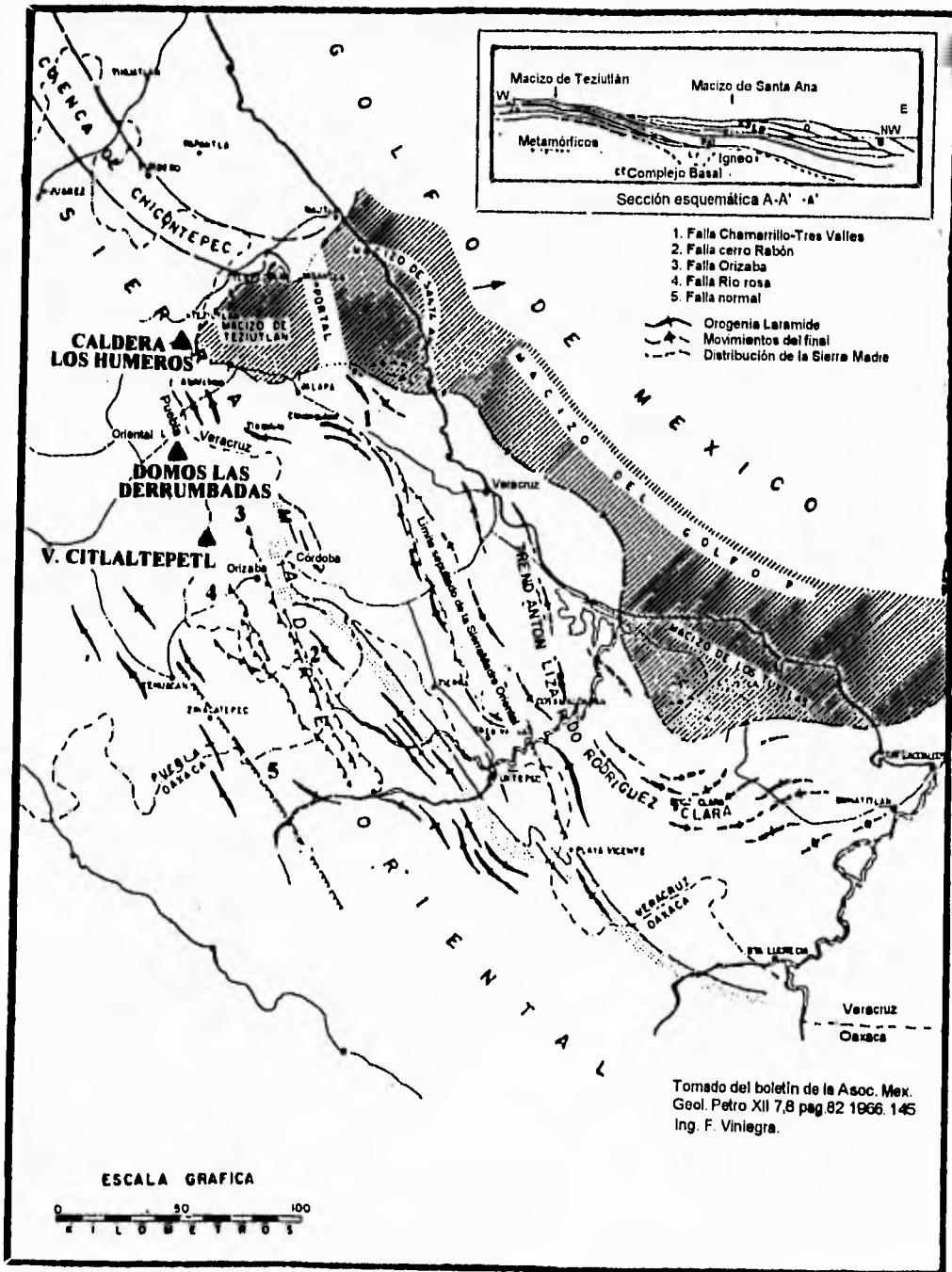


FIG. II.2.

Mapa de la geología del sector oriental de la Sierra Madre Oriental.

TABLA II.1

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL CRETACEO

ERA	SISTEMA	PISO	CUENCA DE VERACRUZ	
N E S O Z O C E N O	C R E T A C E O	CAMPANIANO	FORMACION ATOPYA	
		SMITONIANO		
		CONIACANO	FORMACION HALTRATA (DEUSA)	FORMACION GUZMARTA (ARRECTAL)
		TURONIANO		
		CAMPAÑIANO		
		ALBIANO	FORMACION OKIZABA	
		APTIANO	FORMACION CAPOLULAN	
		BARREMIANO		
		HAUTERIVIANO	FORMACION	
		VALANGINIANO	TUPANULLU	

* Modificada de Lopez-Ramos (1979)

La Formación Tuxpanguillo descansa transicionalmente sobre la Formación Tepexilotla, de manera que de un cuerpo de pizarras pasa a una serie de calizas de estratificación delgada, tendiendo a ser laminares, oscuras, con nódulos o segregaciones de pedernal negro (Viniestra-Osorio, 1965). Varían a un color gris oscuro y en algunas partes sus capas alcanzan espesores hasta de 1.5 m.

Esta formación aflora en las cercanías de La Perla, en las faldas del volcán hacia el sur, donde presenta un cambio de facies hacia calizas margosas -apizarradas de color negro sin pedernal (Flores y Mena *in* López-Ramos, 1979).

Formación Capolucan (Aptiano)

Se describe como un cuerpo de calizas negras criptocristalinas con lentes y bandas de pedernal negro, estratificadas en capas que van de 20 cm a 1 m de espesor y ocasionalmente presenta calizas clásticas de 4-5 m de espesor. Se encuentran calizas dolomitizadas y calizas oolíticas a intervalos muy irregulares. Es común encontrar horizontes de caliza microbrechoide de color más claro (Flores y Mena *in* López-Ramos, 1979).

El paso a la Formación inmediata superior (Orizaba) es transicional, desapareciendo gradualmente las calizas negras y apareciendo calizas gris oscuro y claro.

Aflora a unos 30 km aproximadamente, al SE del volcán Citlaltépetl en la ranchería de Capolucan.

Formación Orizaba (Albiano-Cenomaniano)

Formación Orizaba (Viniestra-Osorio, 1965), llamada así desde el inicio de los trabajos de PEMEX en Veracruz por la cercanía que tiene con la ciudad de Orizaba, está constituida por calizas tipo arrecifal con abundante fauna bentónica correspondientes a un cambio de facies con sedimentos de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior.

Generalmente se presenta en forma masiva y únicamente en la zonas de transición se encuentra estratificada, forma grandes bancos de megafósiles, como gasterópodos, caprinidos, corales, etc.

Aflora en diferentes áreas rodeando al volcán Citlaltépetl, tanto al sur como al noroeste formando la sierra Tenixtepec, y al sureste de las Derrumbadas, en la cercanías de Tepetitlán y Paso Nacional donde marca el contacto transicional con la Formación Guzmantla.

Formación Guzmantla (Turoniano-Coniaciano)

La Formación Guzmantla está formada por una calcarenita biógena pardo claro a crema en potentes capas, de hasta 2.2 m alternadas con capas afectadas por disolución, cubiertas por capas gruesas de caliche, enmascarando la superficie. Su textura se clasifica como de mudstone a grainstone. El espesor varía de 0.4-2.2 m en algunas localidades, y se presenta como caliza clásica conglomerática en estratos con capas y nódulos de pedernal.

Aflora al SE del volcán Citlaltépetl, representada por varios montículos que sobresalen a la cubierta de rocas piroclásticas. Se encuentra en contacto superior con la Formación San Felipe e inferior y transicionalmente con la Formación Orizaba, se puede correlacionar con las Formaciones Maltrata y Agua Nueva.

Formación Maltrata (Turoniano-Santoniano)

La Formación Maltrata (Bose, 1899 *in* Viniegra-Osorio, 1965) se conforma por calizas arcillosas de colores gris oscuro y pardo claro, con capas de pequeño a mediano espesor (15-40 cm). Presenta intercalaciones muy delgadas de margas, lutitas arenosas gris verdosas y calcita.

La Formación Maltrata está cubierta concordantemente por los sedimentos de la Formación Mexcala, sobreyace a la Formación Orizaba, y presenta un cambio de facies con la Formación Agua Nueva.

Ahora en Maltrata y Acultzingo, sobreyaciendo discordantemente a sedimentos del Aptiano. Se encuentra en el cerro de Sta. Elena cercano a Chocamán donde presenta un contacto transicional con la Formación Necoxtla (Viniestra-Osorio, 1965)..

Formación Atoyac (Campaniano-Maestrichiano)

De acuerdo con Bonet (1959 *in* Viniestra-Osorio, 1965) ésta equivale a la Formación Méndez del mismo piso del periodo inferior; el cual corresponde a un cuerpo calcáreo-biógeno de más de 300 m de espesor que suprayace concordantemente a la FM Guzmantla. Se localiza al norte de Fortín de la Flores y al oeste de Chocamán, es decir, al SE del volcán, donde están en contacto con la Fm. Necoxtla.

Según PEMEX (1965) la constituyen capas de espesor medio a grande de caliza grainstone de pellets y bioclastos de grano medio a grande y brechoide con abundantes foraminíferos y pequeños rudistas. En partes alterna con capas de wackstone de bioclastos. El color varía de crema a blanquizco. Su espesor varía de 430m (hacia Atoyac) y 370m (Caballo blanco), aunque en la cuenca de Veracruz se presenta hasta con 800 m de espesor.

II.1.2. FAJA VOLCÁNICA MEXICANA

La estratigrafía volcánica regional se representa por una gran variedad de centros volcánicos, desde grandes estratovolcanes y calderas hasta domos y conos de explosión, siendo el Citlaltépetl, al igual que el estratovolcán Sierra Negra (ubicado al sur de éste), los últimos aparatos al sur de la denominada sierra Citlaltépetl- Cofre de Perote. A esta sierra la conforman una serie de calderas ya erosionadas de edad anterior al volcán Citlaltépetl (Plio-Pleistoceno) de las que destacan cerro Las Cumbres, cerro Desconocido y cerro Tecomales (Negendank et al., 1985). Existen además, pequeñas pero numerosas estructuras de explosión como son maars, conos cineríticos y lávicos al oeste y noroeste del Citlaltépetl. Al norte termina la sierra volcánica con el estratovolcán Cofre de Perote de aproximadamente 4,200 m de altura. Asimismo, hacia el NW se encuentran Las Derrumbadas, un complejo de domos de composición riolítica del

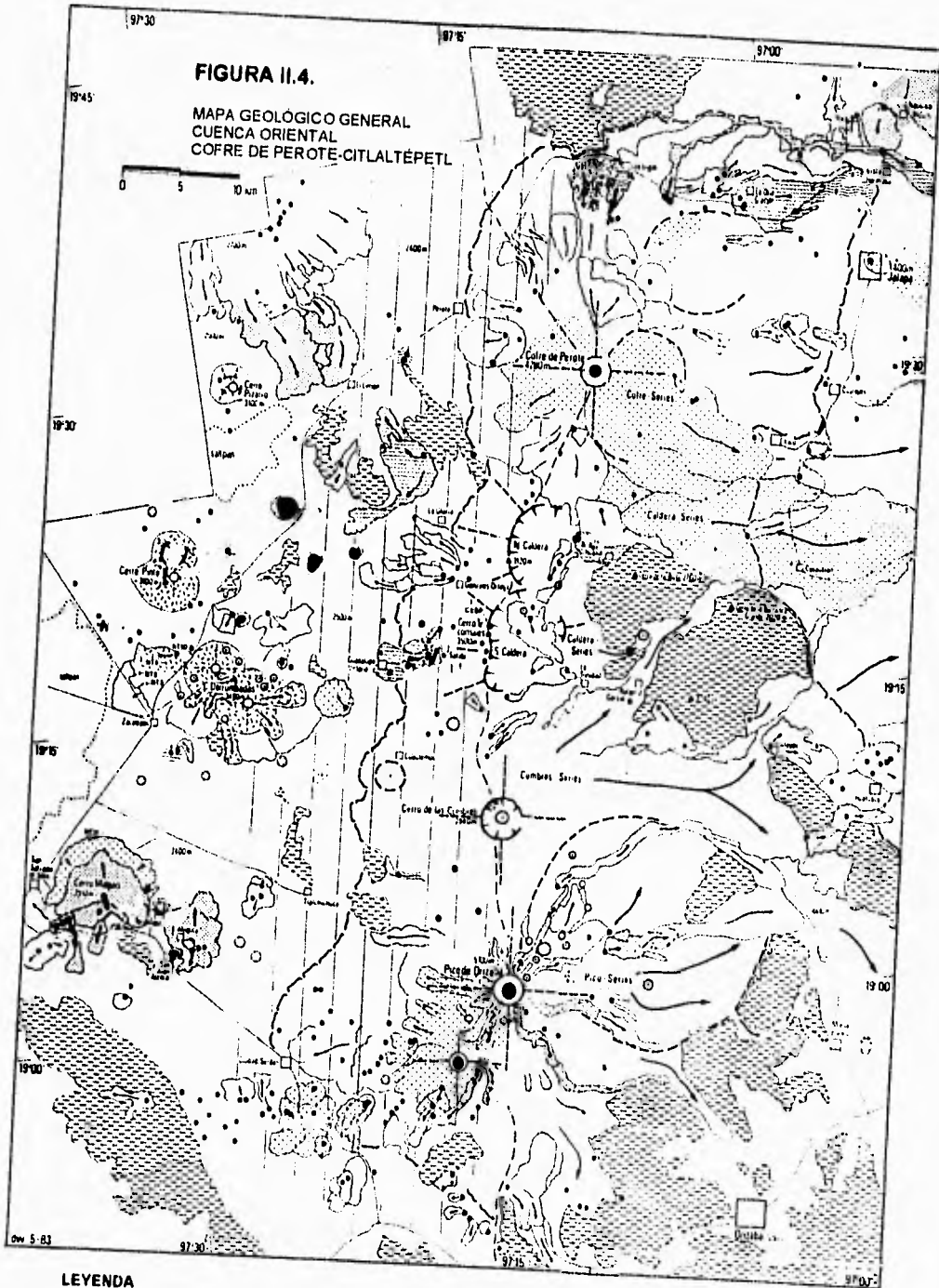
Pleistoceno Tardío (Siebe y Verma, 1988), así como la caldera de Los Humeros ubicada muy cerca del volcán Cofre de Perote iniciando su actividad a partir del Mioceno Superior (Venegas et al, 1985), presentando composiciones desde riolíticas hasta andesíticas (Ferriz, 1985), constituyendo, al igual que el cerro Pinto y el cerro Malpaís, el área del Altiplano o la Cuenca Libres-Oriental (FIG.II.4).

Los aparatos volcánicos antes citados, evidentemente se presentaron en diferentes tiempos, Negendank et al. (1985), realizaron algunos fechamientos de los distintos edificios mostrados en la Fig.II.4., y en la Fig.II.5. Aquí se observa que el volcán Citlaltépetl es el único volcán que lleva más de un millón de años con actividad constante, el Cofre de Perote por su parte, inició una actividad importante ligeramente después que el Citlaltépetl permaneciendo sólo la mitad del tiempo de la vida que tiene el Citlaltépetl. Por su parte, el cerro las Cumbres también figuró con importante actividad iniciando un poco después del Cofre y culminando su actividad al poco tiempo de éste mismo, presentando un período de duración similar al Cofre de Perote. De los aparatos más reconocidos por su actividad duradera, se tienen la caldera de Malpaís, la caldera de Los Humeros, Las Derrumbadas (con sus diferentes edificios) que presentan actividad a la par que el Citlaltépetl, de estos tres existen como peligrosa coincidencia, los conos del cerro Las Derrumbadas que presentan la última actividad ligeramente antes que la última del Citlaltépetl, siendo un importante punto de monitoreo por el riesgo tan grande que éste representa.

II.2. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL.

II.2.1. ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA.

La estratigrafía que presenta el volcán Citlaltépetl es tan compleja y extensa que ha sido necesario describirla por los edificios volcánicos que formaron el actual cono del Citlaltépetl y por zonas de acuerdo a los puntos cardinales. El volcán Citlaltépetl se originó por depósitos de tres edificios volcánicos y emplazamiento de domos silíceos teniendo al volcán Torrecillas como el más antiguo ubicado al sur del cráter actual, los depósitos de éste se establecieron entre 0.5 y 0.29 m.a. con una composición andesítica formando lavas en bloques que se localizan en Puente Viga y Piedra Pintada y lavas



LEYENDA

- | | | |
|---|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Características topográficas de la Sierra Volcánica Estratovolcán Estratovolcán erosionado Caldera Cono Maar | <ul style="list-style-type: none"> Drenaje principal Centros eruptivos menores (conos de ceniza cónicos) Flujo de lava o depósito proclástico Depósito de cenizas (Cuaternario-Reciente) Basalto alcalino Mecanita Basalto | <ul style="list-style-type: none"> Carretera Basalto andesítico (Cuaternario-Reciente) Andesita (Cuaternario-Reciente) Dacita andesítica (Cuaternario-Reciente) Dacita (Cuaternario-Reciente) Riolita (Cuaternario-Reciente) Roca sedimentaria Cretácica |
|---|---|---|

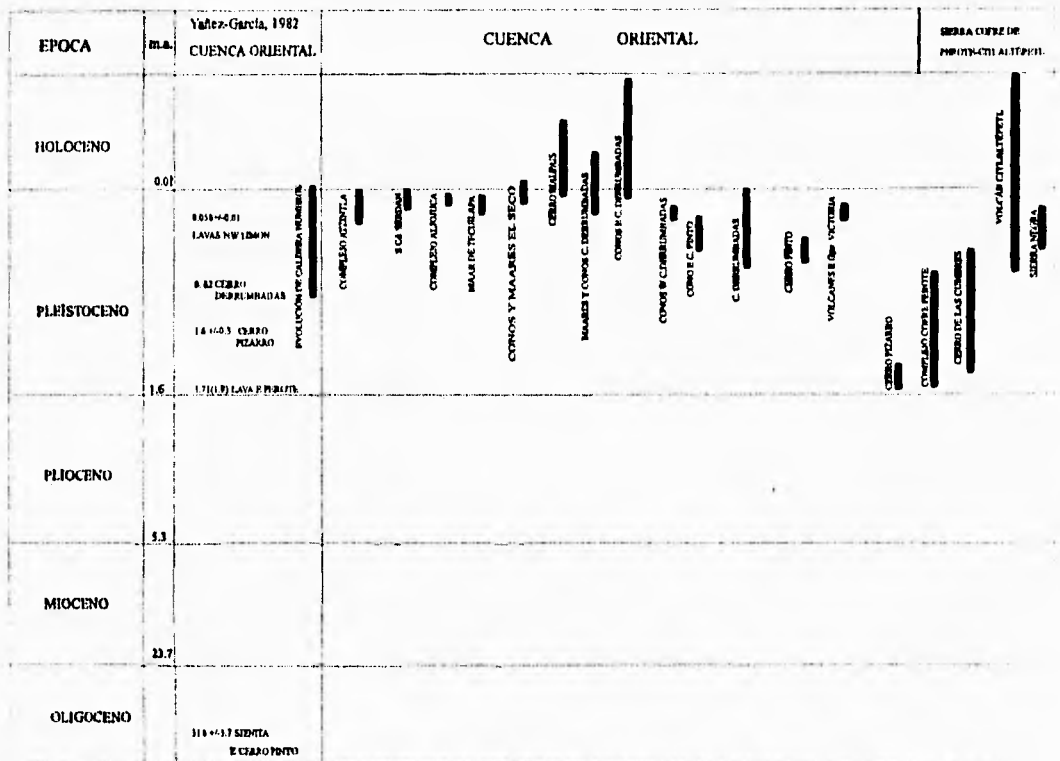
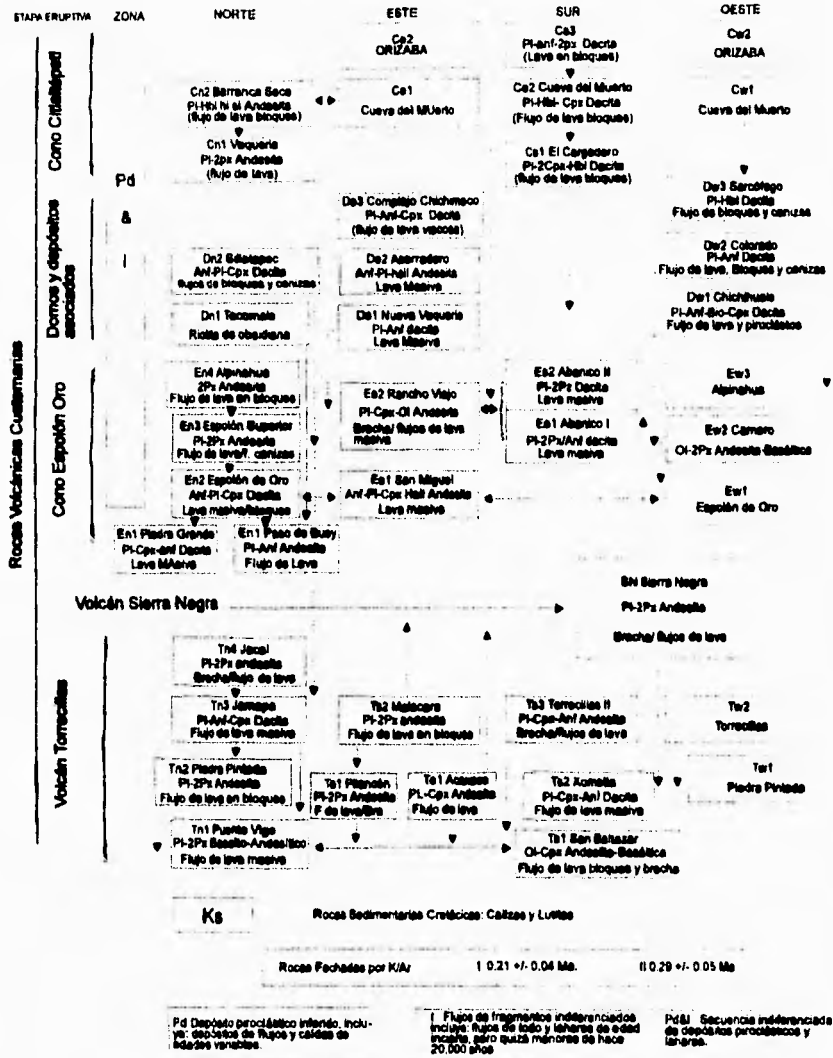


FIG. II.5. Relación estratigráfica de los complejos volcánicos de la región del altiplano Pico-Cofre

Tabla estratigráfica simplificada de Negenará, 1985.
Cuenca oriental Sierra Cofre-Pico.

masivas en Jamapa y El Jacal al norte del volcán; mientras que se depositaron lavas andesíticas en bloques y lavas con xenolitos en el área de Pilancón hacia el oriente y Baltazar y Malacara hacia la porción sur, además de lavas masivas de la misma composición hacia Acaxapo también hacia el este del volcán; hacia la porción occidental el Torrecillas presenta depósitos en Piedras pintadas y en el mismo cono. El siguiente edificio es el cono Espolón de Oro ubicado al norte del Citlaltépetl, presenta composición dacítica, basáltica y andesítica en depósitos de edades variables entre 0.21 y 0.02 m.a., estos depósitos se presentan en forma distinta constituyéndolo lavas masivas dacíticas en Piedra Grande y lavas ordinarias andesíticas en Paso de Buey, seguidas de lavas masivas, en bloque y cenizas también de composición dacítica, encontradas en el edificio Espolón de Oro, en la porción sur éste volcán depositó lava masiva de composición andesítica en el área del abanico I y dacítica en el abanico II; mientras que en la porción occidental presenta depósitos en su cono, en el Carnero y Alpinhua de composición andesítico-basáltico Seguidos de éste se encuentran domos y depósitos asociados de edad variable con una composición preferentemente silíceica (dacítica-riolítica) que aparecen como esferulitas y capas de flujos riolíticos hacia Tecomale, mientras que para Sillatepec presenta flujos de lava y bloques de ceniza de composición dacítica, en la porción norte, presenta lavas andesíticas en El Aserradero y dacíticas en Nueva Vaquería y Chichimeco en la porción oriental, no hubo emplazamiento en la porción sur del volcán, mientras que la parte occidental se caracteriza por depósitos dacíticos de lava y flujos piroclásticos. Por último los depósitos del cono Citlaltépetl, están representados por flujos de lava hacia la zona de Vaquería y flujos de lava en bloque hacia Barranca Seca, ambos de composición andesítica, la porción oriental presenta únicamente depósitos en Orizaba y en la Cueva del Muerto, en la porción sur el Citlaltépetl deposita lavas de composición dacítica en El cargadero, Cueva del Muerto y Orizaba, finalmente al occidente los depósitos que se encuentran son de Orizaba y Cueva del Muerto. El cono parásito Sierra Negra únicamente presenta depósitos en la porción sur del volcán, constituyendo los flujos de lava brechoide de composición andesítica.

La figura II.6., muestra la estratigrafía simplificada ubicando cada punto en la figura II.7.



Clave referente a los minerales
Ol-Olivino, 2Px-Dos piroxenos, Cpx-Clinopiroxeno, Pl-Plagioclasa, Anf-Anfibol, Hbl-Hornblenda, Bio-Biotita, Hbl-Alto Silica

- ▼ Flechas verticales indican máximo rango de estratificación
- ↔ Flechas intermitentes, para unidades que no están en contacto (interpretativo)
- ▽ Flechas horizontales indican mayor correlación entre unidades

FIGURA II.6

Estratigrafía que representa el volcán Citlaltépetl, en la zona cercana a su cima. (modificado de Carrasco Núñez, 1993)

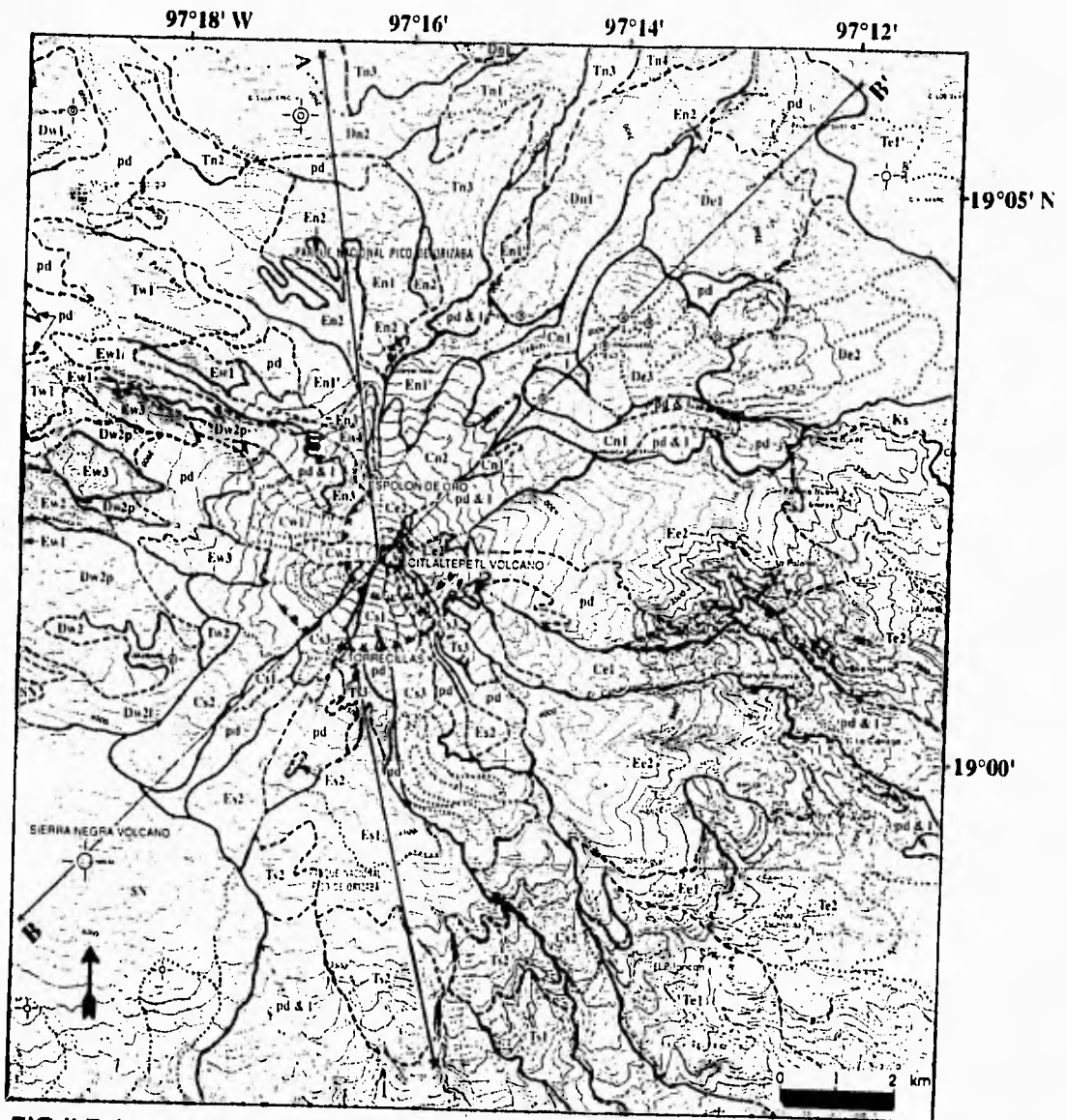


FIG.II.7. Localización de los depósitos del volcán Citlaltépetl.

II.2.2. EVOLUCIÓN DEL VOLCAN CITLALTÉPETL.

De acuerdo con estudios realizados en el área del volcán Citlaltépetl, se sabe que éste ha tenido una evolución muy compleja. Los productos arrojados por el volcán incluyen, desde derrames lávicos, y domos volcánicos hasta voluminosos depósitos vulcanoclásticos y piroclásticos, los cuales han ido construyendo y destruyendo dicho edificio desde hace menos de 0.73 m.a., ocupando un área estimada de 1,000 km².

Volcanes complejos como lo es el Citlaltépetl, presentan una historia eruptiva basada en la sobreimpresión de conos, en las que las fases constructivas están separadas por fases explosivas y/o etapas de colapso del edificio volcánico. Esta evolución es observada en otros volcanes mexicanos como es el caso del volcán de Colima o bien el Popocatepetl.

La evolución del volcán Citlaltépetl se basa en la superimpresión de los tres edificios volcánicos diferentes (Carrasco-Núñez, 1993; Carrasco-Núñez y Ban, 1994), además del emplazamiento de diversos domos silíceos, que anteriormente se citan: Torrecillas, Espolón de Oro y Citlaltépetl, los cuales presentan un diámetro en sus cráteres de 3 a 3.5, 2 y 0.4 Km., respectivamente (FIG. II.8.).

Algunas características de las principales estructuras volcánicas que conforman el complejo volcánico Citlaltépetl se citan en la tabla II.2. Estas estructuras incluyen estratovolcanes y domos que se emplazaron alrededor del cráter del Citlaltépetl. El volcán Torrecillas (T), el más antiguo, sólo presenta pequeños remanentes de la estructura original hacia el flanco Sur a una altitud de 4,800 m.s.n.m. Aquí encontramos depósitos de brechas volcánicas, piroclastos y flujos de lava.

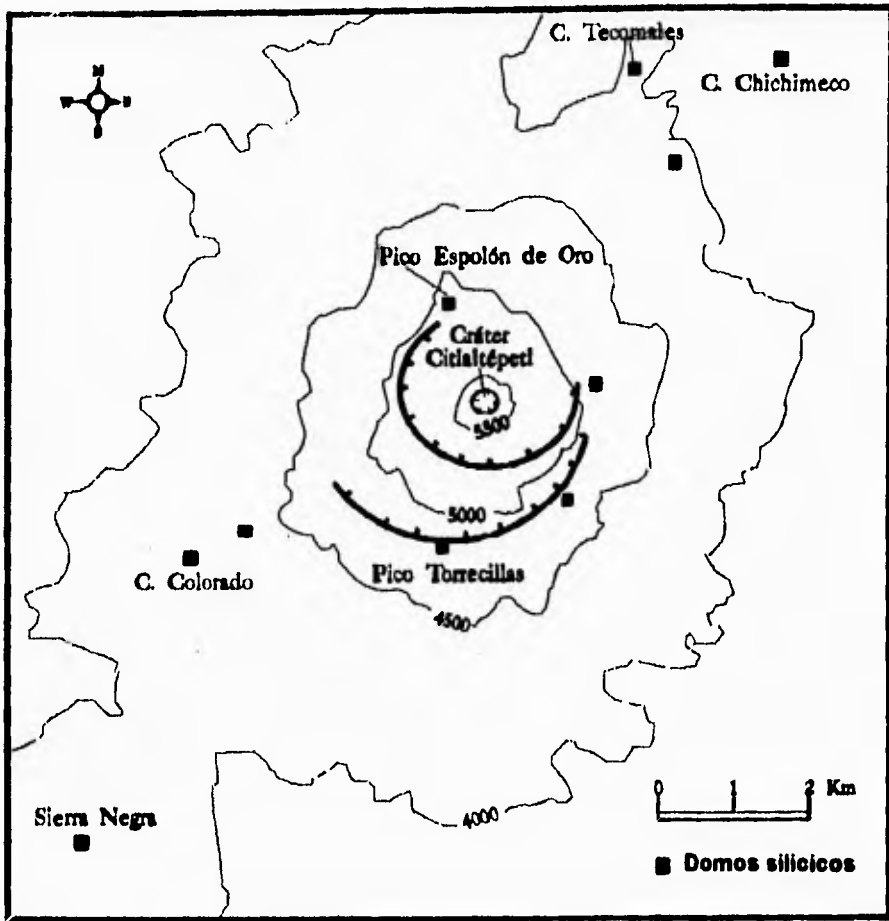


FIG. II.8

**Mapa Esquemático de los antiguos edificios y del actual edificio volcánico
(Tomado de Carrasco-Núñez, 1993)**

TABLA II.2.
CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTALES DE LAS ESTRUCTURAS
VOLCÁNICAS

Estructura	Tipo	Composición Dominante	Morfología	Volumen emitido (km ³)	Diámetro del cráter (km)
Citlaltépetl	Estrato volcán	Dacítica	Cono truncado con un cráter en cima	Cono truncado con un cráter en la cima	0-45
Espolón de Oro	Estrato volcán incom- pleto	Andesítico- dacítico	Cráter parcial- mente destruido	50	2
Torrecillas	Estrato volcán	Andesítica	Remanentes de caldera	270	3-3.5
Sierra Negra	Estrato volcán	Andesítica	Cono erosionado sin cráter (estructura de herradura)	70	—
Colorado	Domo endógen o	Dacítica	Estructura de herradura	5	—
Chichime co	Domo endógen	Dacítica	Diversos puntos de	10	—

	o		emisión	
Chichihua le	Domo exógeno	Dacítica	Anfiteatro con superficie suave	10
Sillatepec	Domo	Dacítica	Domo erosionado con avalancha asociada	5
Tecomales	Domo exóge no	Riolítica	Plana con flujos elongados	5

El volcán Sierra Negra (SN), un estratovolcán moderadamente disectado, emitió lavas por un conducto central principalmente, aunque también hubo emisiones por conductos periféricos localizados en la zona sur.

Los remanentes del cráter del Espolón de Oro (E), se encuentran expuestos en el flanco norte del volcán localizados a una altitud de 5,150 m.s.n.m. y a 4,900 m.s.n.m. La actividad de este volcán fue principalmente central, pero algunas lavas fueron extruídas por un sistema de fisuras al Sur del volcán. Una porción del cráter entre tales puntos está asociada con un colapso parcial que provocó una gran avalancha hace aproximadamente 20,000 años (Carrasco-Núñez et al., 1993).

El cono actual del Citlaltépetl (C) está formado, principalmente, por lavas en bloques que alcanzan una distancia de hasta 13 km hacia el flanco sur. Algunas de estas lavas fueron emplazadas en tiempos históricos.

El cráter del Citlaltépetl tiene 500 m de diámetro, casi circular con 130 m de profundidad, con su pico más alto a 5,670 m.s.n.m.. Se calcula que este cono tiene una altura mínima de 800 m y un volumen aproximado de 25 km³.

En resumen, la evolución del volcán Citlaltépetl consta de cuatro etapas constructivas (Carrasco-Núñez, 1993): a) el crecimiento de un gran estratovolcán inicial (Torrecillas), seguido por un colapso parcial, b) la construcción de un cono sobrepuesto (Espolón de Oro) y su destrucción parcial por un colapso en un sector, c) la extrusión de domos silíceos periféricos y actividad asociada, la cual ocurrió en diferentes tiempos y d) la construcción del cono actual (Citlaltépetl).

CAPITULO III

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL

III.1. GENERALIDADES SOBRE FLUJOS PIROCLÁSTICOS E IGNIMBRITAS.

Dentro de una erupción volcánica, ocurren distintos y complejos fenómenos que dan origen a una serie de depósitos dignos de estudiarse en forma individual. Uno de los más importantes son los depósitos piroclásticos debido al alto riesgo que representan para la humanidad.

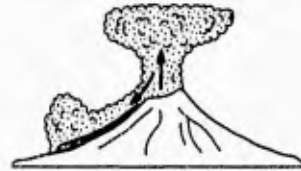
Los depósitos piroclásticos se dividen en tres grupos según su modo de transporte y emplazamiento, estos son: depósito de caída surges u oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos.

Los flujos piroclásticos, según Sparks (1976), son flujos de alta concentración de partículas, poco expandibles, parcialmente fluidos y son análogos a algunos tipos de flujos de bloques, atribuyéndoles su mala clasificación a una alta concentración de partículas, no a su turbulencia.

Los flujos piroclásticos se forman por diferentes mecanismos, que son enlistados a continuación y se ilustran en la fig III.1.:

- (a) por el colapso de un domo por gravedad;
- (b) por el colapso explosivo de un domo;
- (c) por una avalancha disparada por el colapso explosivo de un criptodomo;
- (d) por un colapso de la columna con explosiones discretas interrumpidas
- (e) por un flujo continuo de gas que interrumpe el colapso de la columna;
- (f) por un colapso instantáneo;

- a) COLAPSO DE UN DOMO POR GRAVEDAD e) FLUJO CONTINUO DE GAS QUE INTERRUMPE EL COLAPSO DE LA COLUMNA



- b) COLAPSO EXPLOSIVO DEL DOMO



- f) COLAPSO INSTANTANEO



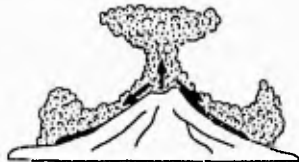
- c) AVALANCHA DISPARADA POR EL COLAPSO EXPLOSIVO DE UN CRIPTODOMO



- g) EXPLOSION VERTICAL DESDE EL COLAPSO DE LA COLUMNA POR LA ERUPCION DE UN DOMO



- d) COLAPSO DE COLUMNA CON EXPLOSIONES DISCRETAS INTERRUMPIDAS



- h) COLAPSO DE UNA COLUMNA EN UNA ERUPCION CONTINUA

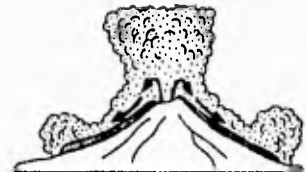


FIGURA III.1

Mecanismos que generan flujos piroclásticos. La figura (g) representa el tipo de erupción, que presentó el Volcán Citlaltépetl. (Tomado de Cas, R. & J. Wright, 1987)

- (g) por una explosión vertical desde el colapso de la columna por la erupción de un domo;
- (h) por el colapso de una columna en una erupción continua.

Dentro de los flujos piroclásticos se encuentran aquellos formados por cenizas y pómez y los flujos de bloques y cenizas, en donde, los primeros se forman por el colapso de una columna de erupción vertical, y los segundos que se formaron por la erupción o el colapso de un domo, o bien, por la desintegración del frente de un flujo de lava.

De acuerdo con lo anterior, una ignimbrita se define según Walker y colaboradores (1980), como:

“Un cuerpo de roca, constituido predominantemente por pómez y fragmentos de vidrio, soldado o no, que tiene la característica de haberse emplazado como un flujo caliente de partículas concentradas, es decir, que el cociente partículas/gas durante el movimiento fue alto. Así, la palabra ignimbrita es utilizada con un sentido genético”.

El término ignimbrita ha sido usado equivocadamente en México para los flujos piroclásticos soldados.

Los flujos piroclásticos presentan las siguientes características: Son depósitos comúnmente mal clasificados y dispuestos en forma masiva, aunque algunas ocasiones es posible observar una gradación simétrica de pómez y fragmentos líticos, (inversa y normal respectivamente).

El volumen de los depósitos suele variar de acuerdo con su origen desde 0.007 km³ hasta más de 2,000 km³. Están asociados a grandes calderas; pero en general se encuentran volúmenes pequeños a intermedios con composición comúnmente de tipo riolítica-dacítica.

Los flujos piroclásticos están controlados por la topografía y gravedad, de tal manera que se encuentran preferentemente en las partes más bajas de los valles o rellenando depresiones cuando la topografía está más accidentada (FIG.III.2). Estos depósitos fluyen siguiendo el drenaje cuesta abajo, dejando pequeñas huellas que se

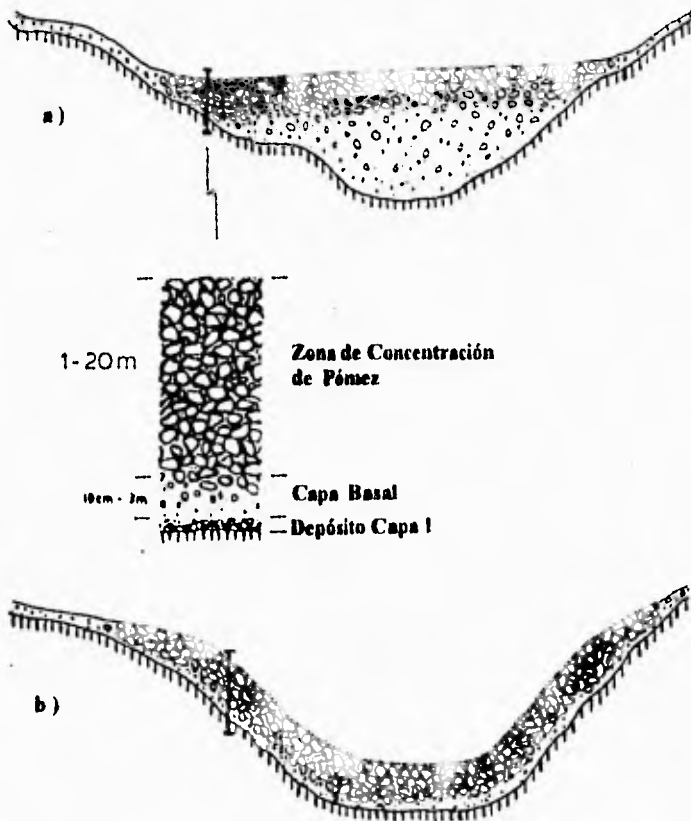


FIGURA III.2

Diagrama esquemático que ilustra la forma de depósito de los flujos piroclásticos (especialmente ignimbritas): en 2 situaciones donde la zona de concentración de pómez sobreyace a una delgada capa basal con gradación inversa, sin estar en contacto aparente con la capa de líticos, los cuales presentan una gradación normal. (Tomado de Wilson, C. & G. Walker, 1982)

pueden identificar por la presencia de volátiles en él (de acuerdo con Wilson y Walker, 1982).

La forma de movimiento de un flujo piroclástico constituye algo importante dentro del estudio del depósito. Se ha interpretado (Wilson, 1986 *in* Cas et al., 1987) que un flujo piroclástico se puede dividir en tres regiones: cabeza, cuerpo y cola (FIG.III.3), donde dichas regiones presentan diferentes estados de fluidización, controlando el desarrollo de distintas capas. La parte más fluidizada de un flujo es la porción de la cabeza, en donde grandes cantidades de aire son introducidas en el frente. La fuerte fluidización provoca grados variables de turbulencia que generan la elutriación de material fino, del cual se forma un depósito llamado oleada del terreno (Walker et al., 1981a). Este depósito se extiende en la parte distal de la ignimbrita, siendo así producto de las oleadas o surgencias que viajan al frente del flujo, de modo que una capa de la oleada del terreno normalmente estará presente en una ignimbrita. La fig.III.4. muestra la sección idealizada de un flujo piroclástico, según Sparks et al. (1973), en el cual la capa I presenta las partículas pesadas (líticos) que son depositados por el frente del flujo piroclástico, la segunda capa presenta los fragmentos desprendidos por elutriación y fragmentos transportados por la cabeza y cola del flujo, el cual muestra una gradación inversa de los fragmentos grandes y la tercera capa presenta los depósitos de material fino, de ceniza, los divide en dos un depósito de ceniza presentando una oleada o "surge", que se observaría sobre el cuerpo del flujo. Al segundo depósito lo conforma un depósito de caída de ceniza el cual tarda más en caer debido a que inicialmente es expulsado hacia arriba y poco a poco baja hacia la base del volcán quedando en la parte más alta del depósito.

Otro depósito del frente de flujo, en contraste con el anterior, presenta concentración de partículas pesadas (fragmentos líticos) donde la elutriación se da en partículas de pómez, siendo el depósito de la parte basal en un flujo piroclástico. Así, la cabeza del flujo generará la primera capa del depósito y el cuerpo y cola, la segunda capa, la cual presenta evidencia de movimientos más laminares.

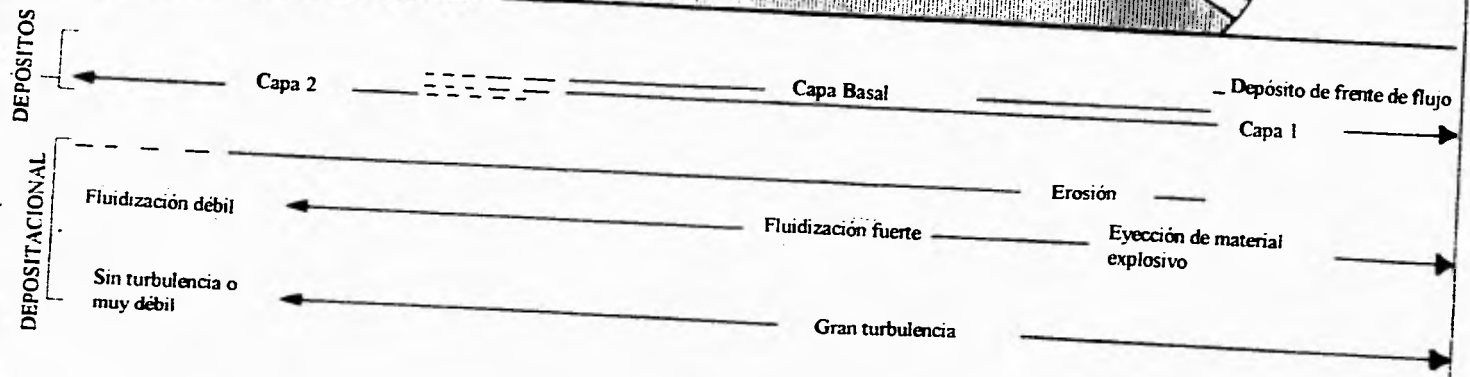
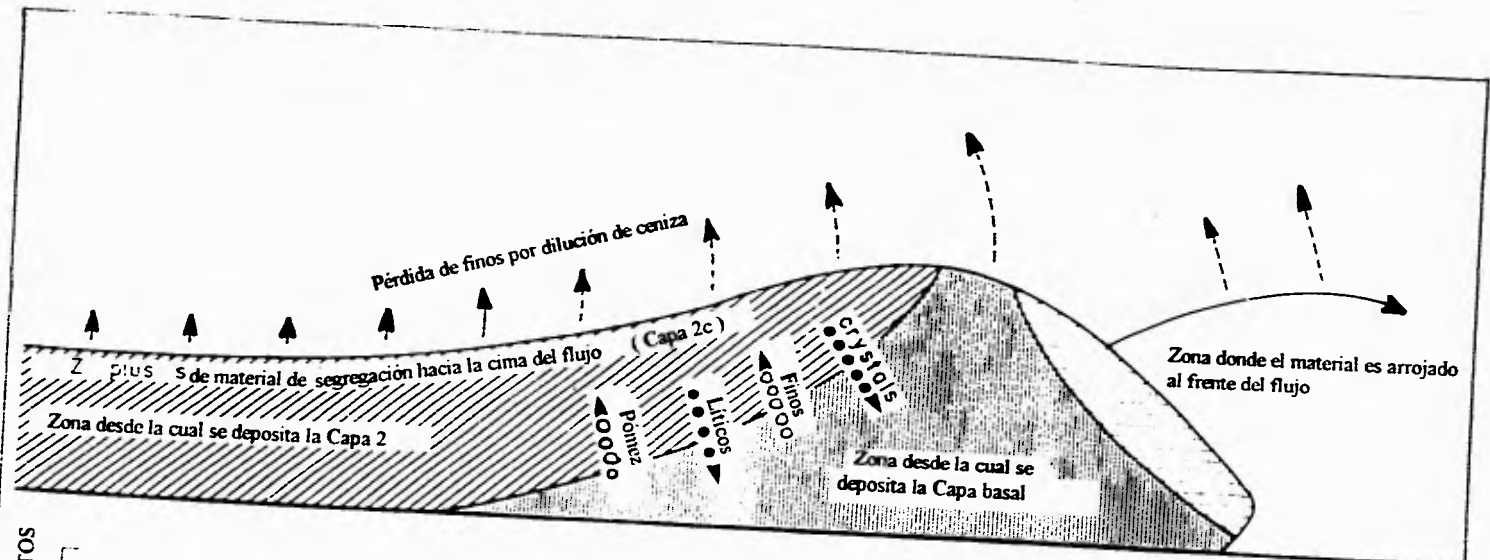


FIGURA III.3

Representación esquemática de las diferentes capas generadas por movimientos rápidos de los flujos piroclásticos, (Modelo de Wilson). (Tomado de Best, 1982)

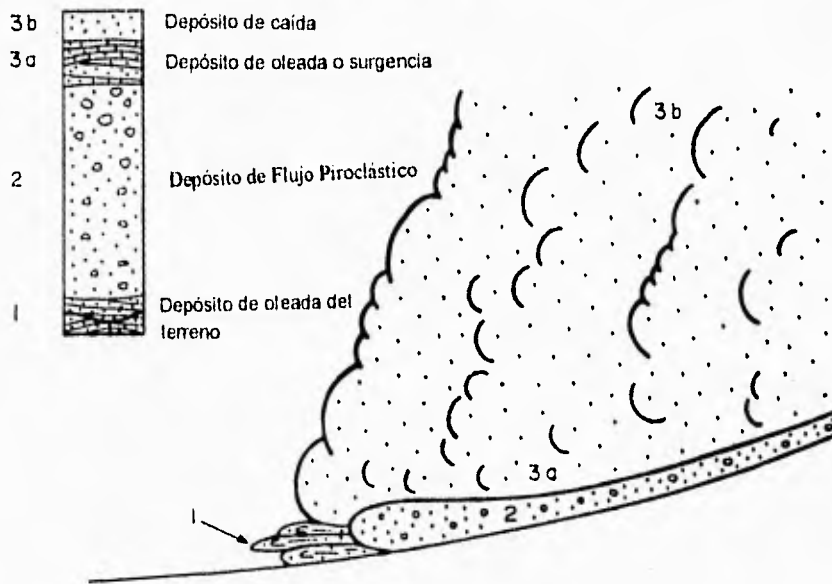


FIGURA III.4

Diagrama mostrando la estructura y depósitos de un flujo piroclástico. La capa 1, presenta las partículas pesadas (líticas), depositados por el frente o cabeza de flujo, mientras que la segunda capa presenta fragmentos desprendidos por elutriación y los fragmentos que transportan la cabeza y cola de flujo. El tercer depósito muestra las partículas que transportan las nubes de ceniza y el material de caída de la erupción (Sparks, 1976).

No todos los depósitos piroclásticos presentan cabeza, esta va a estar en función de la velocidad de emplazamiento del flujo, así entre menor sea su velocidad menor será la cantidad de aire que se introduzca, lo que provoca una menor turbulencia y por ende una menor fluidización, reduciéndose las condiciones para la formación de una cabeza, ocurriendo lo contrario para cuando se tiene una mayor velocidad de emplazamiento (FIG.III.5).

III.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL

Durante el Holoceno (8,500 a 9,000 años) ocurrió un período eruptivo muy explosivo el cual generó una serie de flujos de escoria-pómez y ceniza a partir del cráter del volcán Citlaltépetl, que fueron designados con el nombre de Ignimbrita Citlaltépetl, por Carrasco y Rose (en prensa). El depósito tiene un volumen cercano a los 0.26 km^3 y representa uno de los eventos explosivos más destructivos y recientes de este volcán. Este depósito fue reportado inicialmente por Robin y Cantagrel (1982) y Cantagrel et al. (1984) y posteriormente Carrasco-Núñez (1993) y Höskuldsson y Robin (1993); aunque son Carrasco y Rose (en prensa) quienes hacen una descripción más detallada del mismo, y discuten con profundidad la edad del mismo y sus implicaciones en la evaluación de peligros futuros del volcán.

III.2.1. DESCRIPCIÓN DEL DEPOSITO.

El depósito está distribuido en todas direcciones alrededor del cráter (FIG.III.6), y ha sido agrupado en dos miembros principales según Carrasco-Núñez y Rose (en prensa). El miembro inferior consta de varias unidades de flujo, y el superior incluye una sola unidad de flujo y una pequeña capa basal de caída de pómez. Ambos miembros tienen una distribución variable hasta el punto de no encontrarse algunos de ellos en ciertos afloramientos (FIG.III.7). La ignimbrita se encuentra rellenando valles o

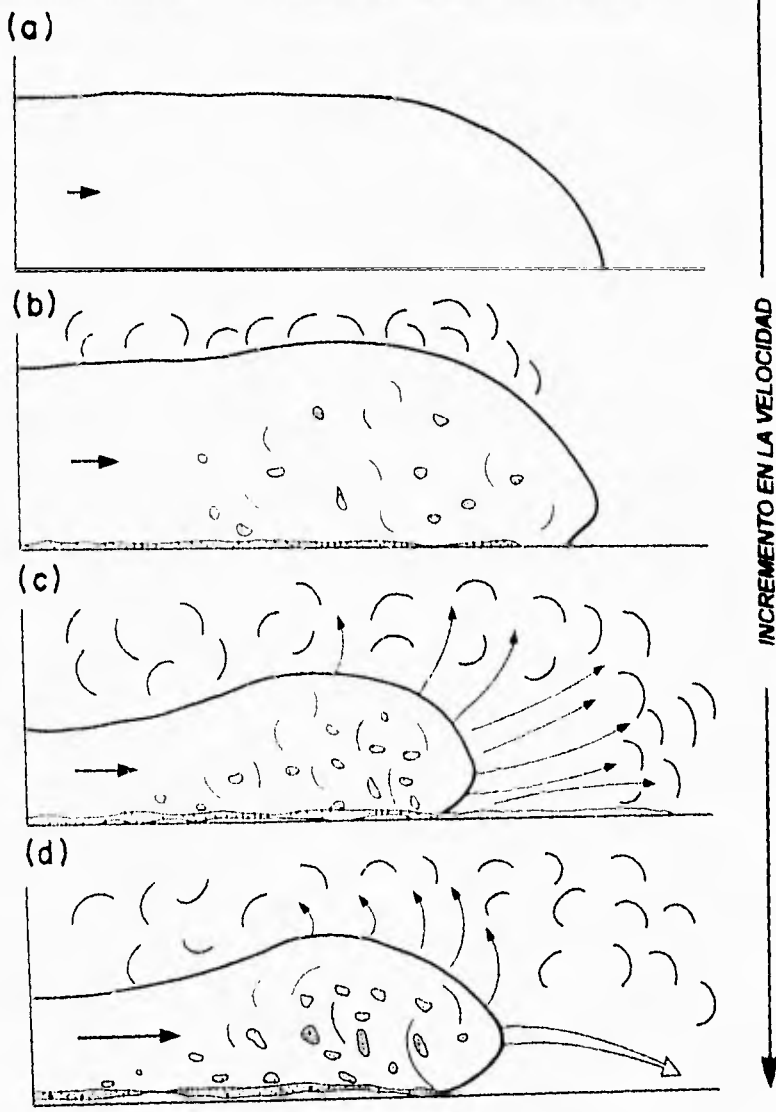


FIGURA III.5

La figura presenta diferentes casos de comportamiento de un Flujo Piroclástico, dependiendo de la velocidad de llegada, mostrando los diferentes depósitos que se presenta en cada caso. (a) Vel. 0 - 10 m/s, no hay una gran ingestión de aire, por lo que no se genera el depósito I. (b) Vel. 10 - 30 m/s, cantidades menores de ingestión de aire, que genera fluidización y segregación dentro de la cabeza, generando la Capa de Terreno. (c) Vel. 30 - 80 m/s, cantidades moderadas de ingestión de aire, causando oleadas diluidas que se generan desde el frente del flujo expulsando partículas, y formando depósitos de Ground Surge, por segregación. (d) Vel. 80 - 200 m/s, gran ingestión de aire, que causa expulsión de masas de material desde el frente del flujo, formando depósitos de expulsión y forma Capa de Terreno. (Tomado de Best, 1982)

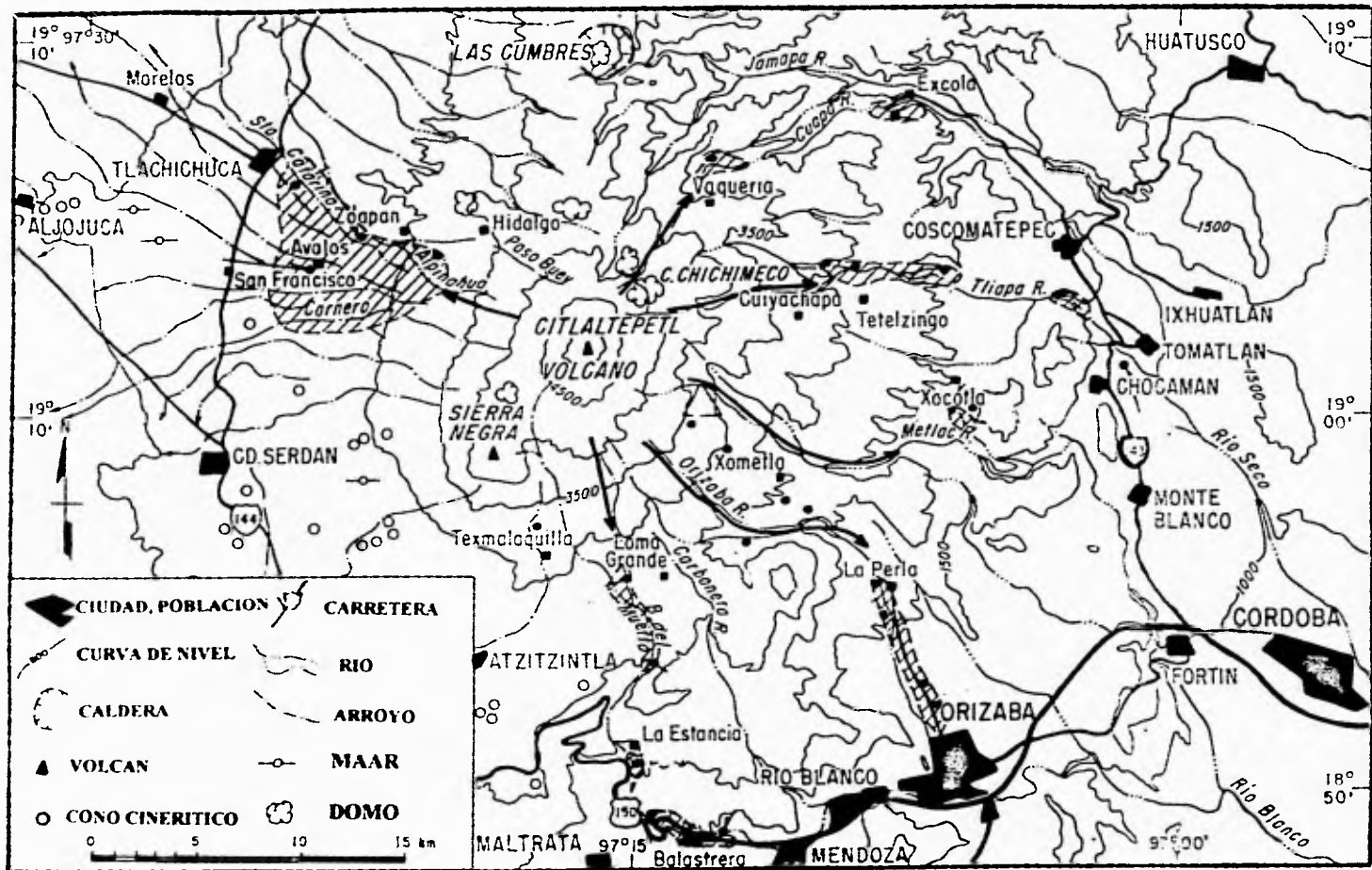
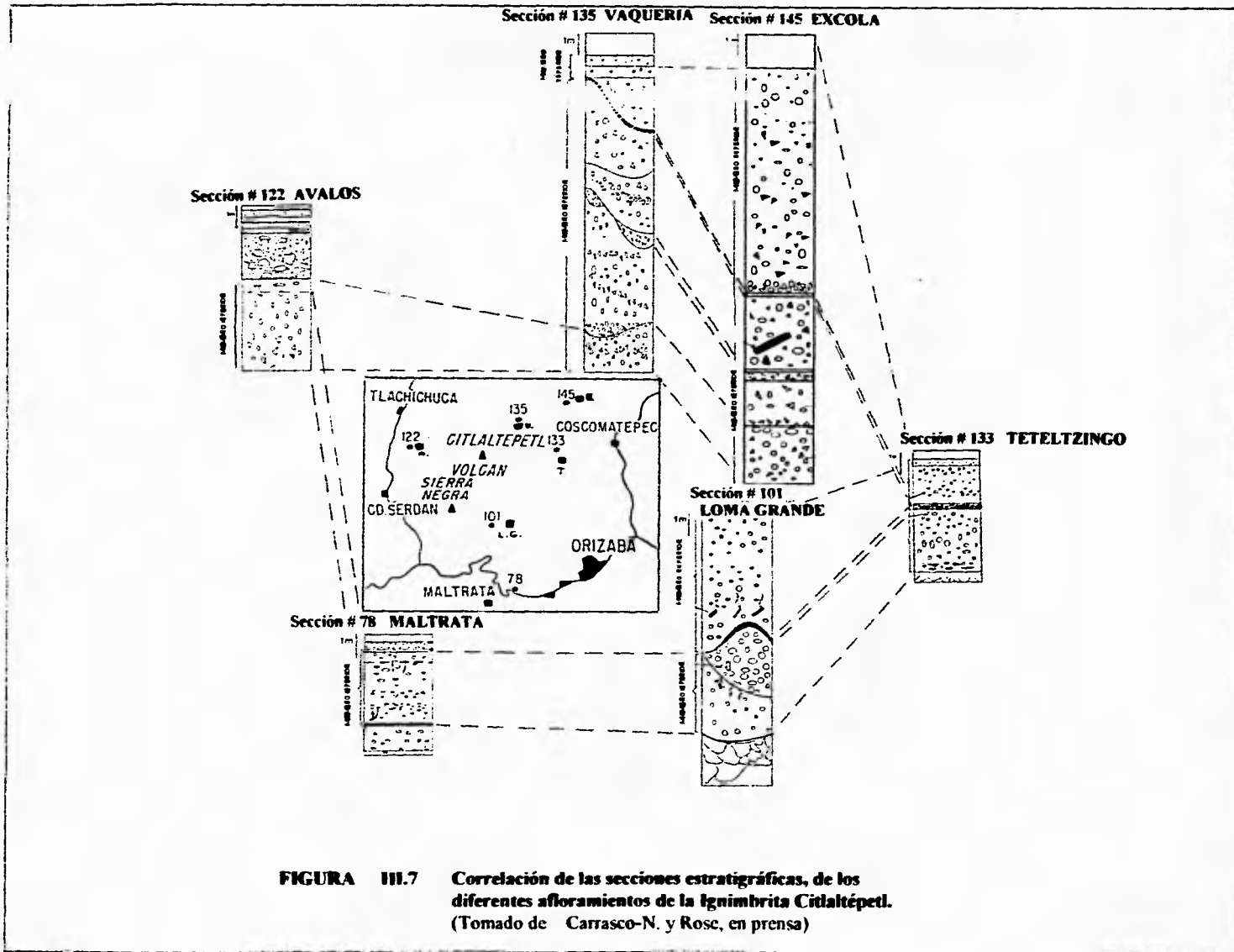


FIGURA III.6 Mapa de distribución de la Ignimbrita Citlaltépetl (diagonales). Las flechas indican la dirección seguida por el flujo. (Tomado de Carrasco-N. y Roca en prensa)



depresiones topográficas a unos 30 km del cráter. Alcanzando espesores hasta de 18m en algunos afloramientos mientras que en otros sólo tienen un metro de espesor.

La Ignimbrita Citlaltépetl compuesta por escorias, pómez y cenizas. Las escorias presentan un color negro intenso, de forma que varía de subredondeada a angulosa y tiene poca vesicularidad además contienen xenolitos dacíticos. El depósito presenta líticos de composición dacítica-andesítica, los cuales muestran una gradación normal en el depósito, aunque es vaga. En la cima de la unidad generalmente se encuentran clastos soportados por una matriz arenosa, mientras que en la base hay mayor concentración de clastos, lo cual se corrobora en la sección tipo de la Ignimbrita Citlaltépetl, ubicada en las cercanías a Excola. Las pómez son principalmente de colores pardos oscuros, aunque se presentan algunas claras e incluso, se encuentran algunas pómez bandeadas (alternan bandas claras con oscuras) (Tabla III.1.), presentan gran vesicularidad y normalmente son ligeras, y al igual que las escorias muestran una gradación inversa general dentro del depósito.

Tabla III.1.

Relación de características macroscópicas de la Ignimbrita Citlaltépetl

Muestra	Lugar	Clase de roca	Color	Estructura y textura	Vidrio	Mineralogía observable
PO-01	Maltrata	Piroclástica -escoria-	Gris oscuro	Piroclástica porfídica	Básico	Feldespatos ferromagne sianos. xenolitos
PO-20'	Mariano Escobedo	Piroclástica -escoria-	Gris oscuro	Porfídica	Básico	"

PO-21b	Rancho Viejo	Extrusiva dacita xenolito	Gris claro con negro	Porfídico con alineación, casi paralela		Feldespatos ferromagne-sianos
PO-26	Xalatlaco	Piroclástica Pómez oscura	Negro con franjas blancas	Piroclástica fluidal vesicular	Básica	Fragmentos líticos (xenolitos)
PO-27	Teteltzingo	Piroclástica pómez intermedia	Bandas blancas con negras	Piroclástica bandeada fluidal vesicular	Básico-ácido	---
PO-29b	Teteltzingo	Piroclástica -escoria-	Gris oscuro con blanco	Piroclástica porfídica	Básica	Fragmentos líticos, plagioclasa
PO-31b	Excola	Piroclástica pómez oscura	Negro	Piroclástica	Básica	---
PO-33a'	Vaqueria	Piroclástica pómez intermedia	Bandas blancas y negras	Piroclástica fluidal	Básico-ácida	---
PO-46	Tlachichuca Avalos	Piroclástica pómez oscura	Negro con puntos blancos	Piroclástico vesicular	Básico	Fragmentos líticos, feldespatos
PO-53b	Zoapan	Piroclástica	Negra	Piroclástica	Básico	---

		-escoria-				
92c	Teteltzingo	Pómez clara	Pardo claro	Vesicular	Ácido	—
93	Cuiyachapa	Pómez intermedia	Bandas blancas y negras	Fluidal	Básico-ácido	Feldespatos
100'	Mendoza Maltrata	Piroclástica -escoria-	Negra	Piroclásticos	Básica	Fragmentos de roca
101	Atzinzintla Serdán	Piroclástica -escoria-	Negra	Piroclástica	Básica	Fragmentos de roca

Aparentemente la velocidad de emplazamiento fue moderada, ya que no presenta características de turbulencia, salvo en partes muy locales, y por evidencias de fluidización en otras. La temperatura del depósito fue relativamente alta, comprobándolo al observar coloraciones rojizas en su parte superior y presencia de material orgánico carbonizado (madera), encontrada en afloramientos como Excola, Teteltzingo y Maltrata (FIG.III.7). Aprovechando esta evidencia se tomaron muestras para obtener la edad absoluta del depósito, utilizando el método de radio-carbón 14, (Carrasco-Núñez, 1993; y Carrasco-Núñez y Rose, en prensa) a partir de lo cual se obtuvo una edad entre los 8,500 y 9,000 años.

El miembro inferior alcanza distancias de hasta 25 km desde el cráter (localidad de Maltrata). Presenta una estratigrafía compleja que está representada en forma completa por la sección de Excola al NE del volcán (FIG.III.8). En otras localidades como Maltrata el depósito consiste de una unidad del la cual corresponde con el flujo basal individual (FIG.III.9).

La localidad de Excola presenta la sección más completa para la Ignimbrita Citlaltépetl. Forma unidades de flujos múltiples consistentes en dos depósitos de flujo de

Sección No. 146 Excola

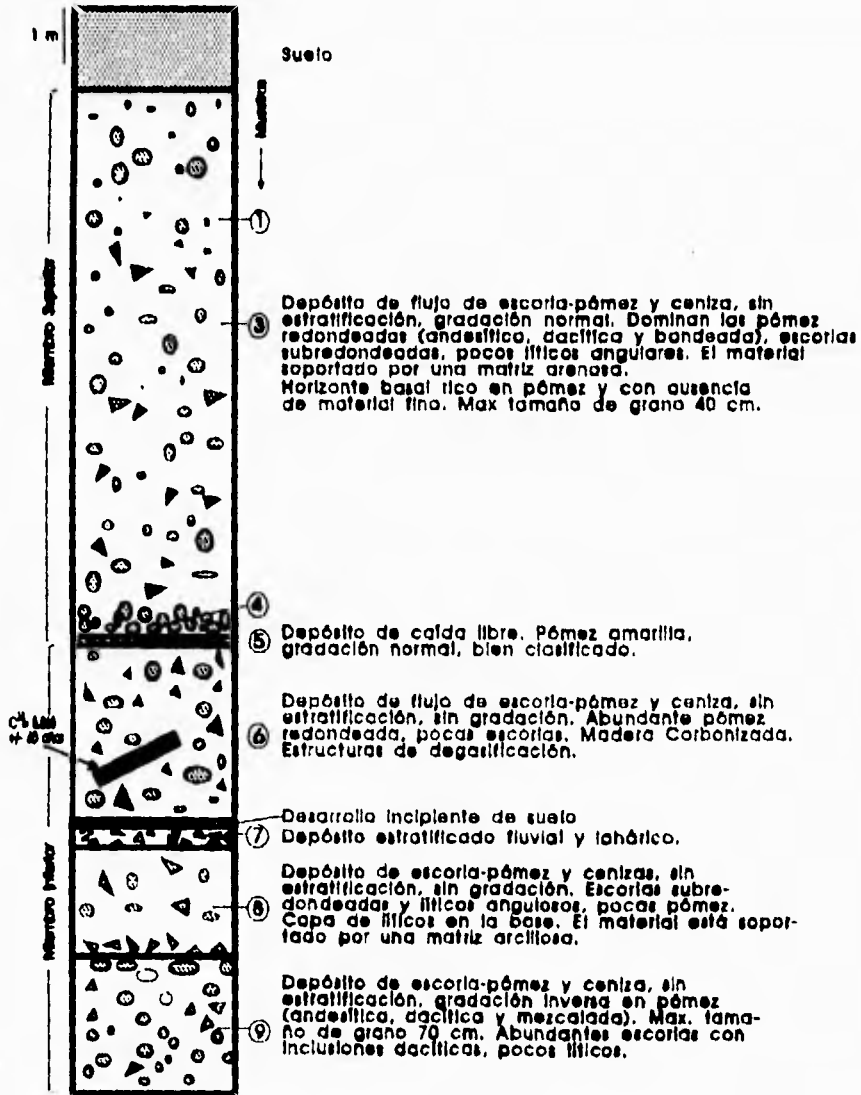


FIGURA III.8 Sección Estratigráfica # 145 EXCOLA
(Tomado de Carrasco-N. y Rose, en prensa)

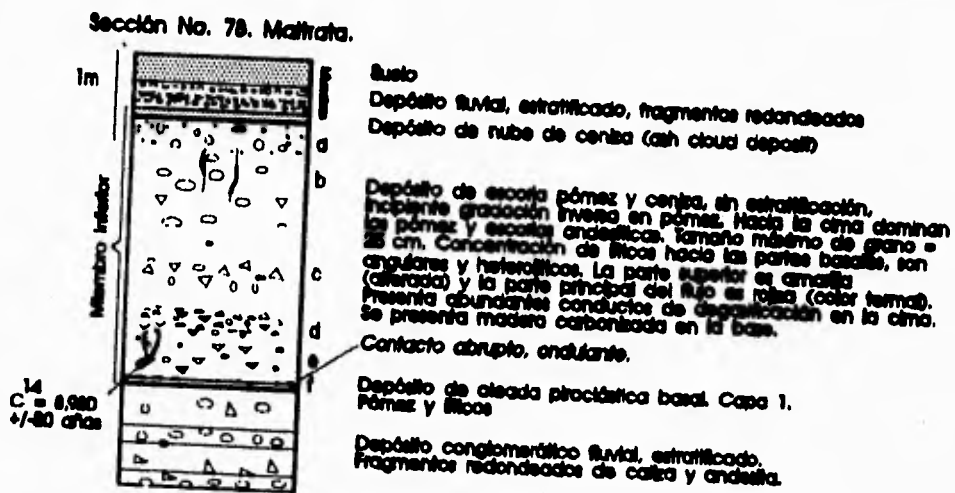


FIGURA III.9. Sección Estratigráfica # 78 MALTRATA
(Tomado de Carrasco-N. y Rose, en prensa)

escoria-pómez en la base, de unos 2.5 m de espesor, conteniendo en orden de abundancia: escorias, pómez y fragmentos líticos. Tales flujos son sobreyacidos por un depósito lahárico que presenta en la cima una delgada capa de suelo, a su vez esta es cubierta por un depósito de flujo de escoria-pómez.

Hacia la parte oeste y sur del Citlaltépetl, los depósitos están representados por una sola unidad de flujo (Avalos y Maltrata). El depósito consta de capas de nube de cenizas en la cima, flujo principal de la unidad y hacia la base una capa de "surge u oleada". Esta secuencia se correlaciona con la sección idealizada de un flujo piroclástico propuesta por Sparks et al., (1973).

El miembro superior consta de un depósito de caída de pómez en su parte basal, y de un depósito de flujo piroclástico, el cual incluye ocasionalmente un horizonte de nube de ceniza, en su parte superior (FIG.III.9.). En algunos lugares el horizonte de caída se presenta con gradación simétrica con partículas del tamaño de ceniza hacia el centro y partículas más gruesas abajo y arriba. Presenta un espesor promedio de 14 cm a 25 cm, pero hacia el sureste a unos 6.5 km del cráter, el depósito tiene 75 cm. El flujo del miembro superior normalmente muestra un contacto transicional que revela cambios gradacionales desde la cima hasta el fin de la secuencia (sección Teteltzingo, FIG.III.10). La tabla III.2. resume las características antes mencionadas.

En lo que respecta a las características granulométricas del depósito, este está pobremente clasificado con valores de $\sigma\phi$ que van desde 2.6 hasta 4.6 (para $\sigma\phi > 2$ el depósito está mal clasificado en flujos piroclásticos). En contraste, los depósitos de caída de la secuencia piroclástica presentan rangos de 2.5ϕ y 1ϕ , en cambio los valores de la mediana ($Md\phi$) oscila de -5.2 y 2, pero concentrándose principalmente entre -2 y 1, donde $Md\phi > 2$ representa una tendencia a desplazarse hacia la granulometría fina mientras que $Mg\phi < -2$ representa una tendencia hacia tamaños gruesos FIG.III.11 (Gómez-Tuena, 1995).

III.3. CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL.

Características generales de las fallas que acompañan la gran falla
 de Atlatlapatl.

Detalle	NIVEL INFERIOR	NIVEL SUPERIOR
Definición	Múltiples unidades de flujo	Una unidad de flujo
Estratigrafía general	Dos flujos de escoria-pómez Depositos tabarion Dos flujos de escoria-pómez	Un flujo de escoria-pómez Dep. de cenizas de pomez prescortada
ESTRUCTURAS: Fugas volcánicas de asfitección Fuentes de pomez Fuentes de cenizas Cámaras laterales	Abundantes en la zona Común zona de cenizas Común zona de cenizas En la zona en cenizas distales	Escasas Base o zona distal de cenizas En la zona en cenizas distales
PROXIMO (C) (Km) DISTAL (D) (Km)	En toda dirección En toda dirección	Todas las direcciones Dirección N-S, E-O
EDAD PROMEDIO (Años)	3.3.1947-70	3.3.1974-1988

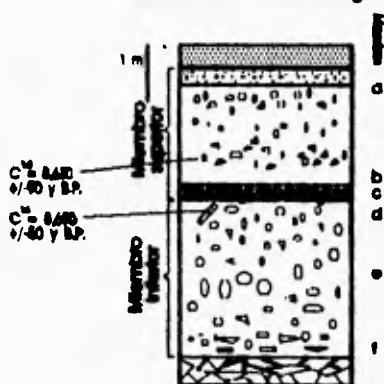
(Modificada de Carrasco-González y Ruiz-Lee, 1988)

FALLA DE ORIGEN

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

Sección No. 133, Teteltzingo



f
 Depósito de nube de ceniza.
 a Depósito de escoria-pómez y ceniza, sin estratificación, pómez redondeadas de composición dacítica, andesítica y bandedada, Escoria subredondeada tamaño lapilli. Inclinante gradación inversa. Concentración de lílcos en la parte media inferior.
 b Depósito soportado por los cristales en una matriz arcillosa. La capa basal está constituida por ceniza.
 c Depósito de pómez de caída libre. Bien clasificado.
 d Depósito de escoria-pómez y ceniza, sin estratificación, inclinante gradación inversa para pómez y normal para lílcos. Fragmentos resesentes de pómez y escoria dacítica, andesítica y bandedada. Uílcas angulares y heterofíticas.
 e Depósito soportado por una matriz arcno-arcillosa.
 f Flujo de lava andesítica con homblenda.

FIGURA III.10. Sección Estratigráfica # 133 TETELTZINGO (Tomado de Carrasco-N. y Rose, en prensa)

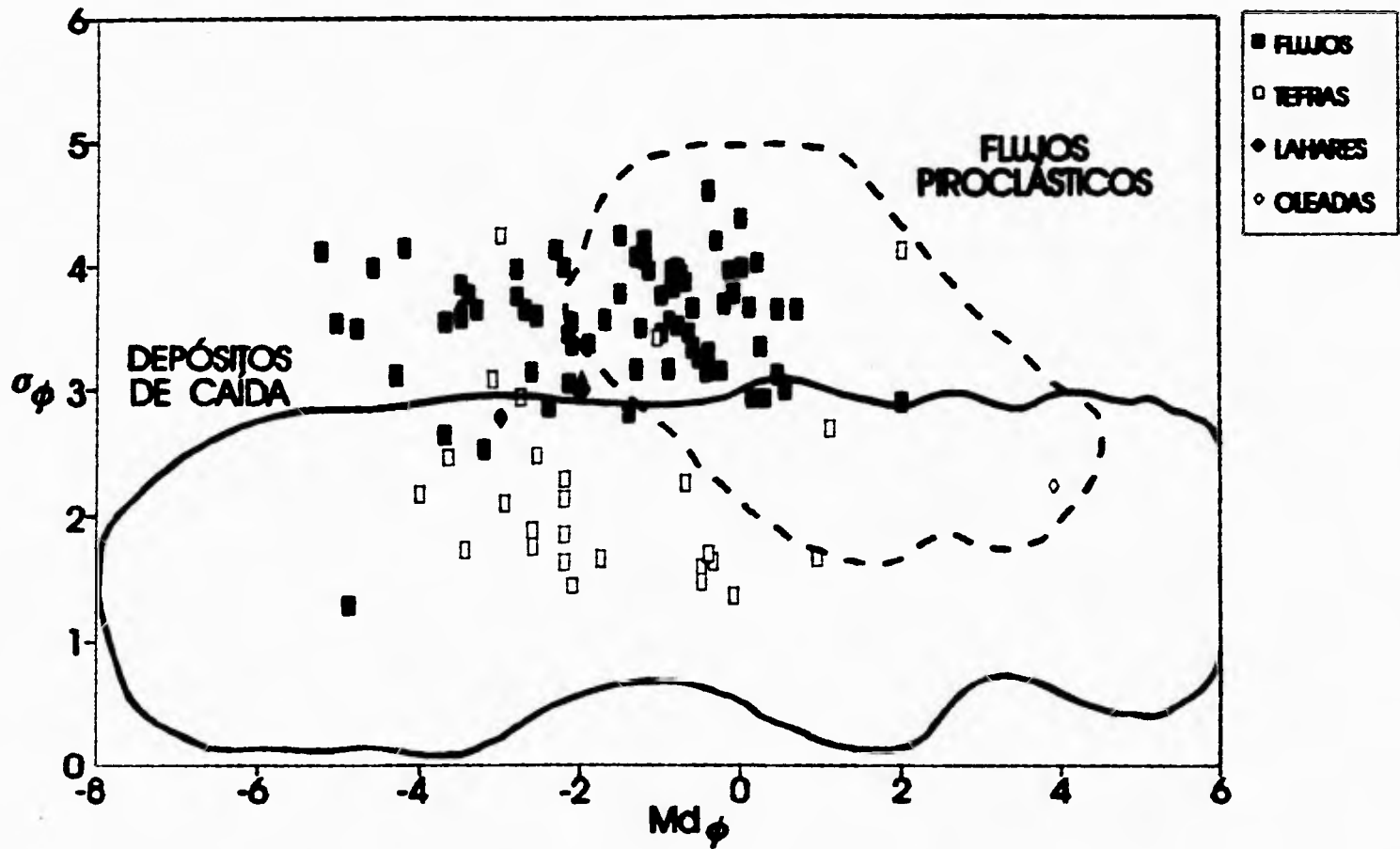


FIGURA III.11. Distribución granulométrica de la Igumbrita Citaltepetl. (Tomado de Gómez-Tuena, A. 1995)

III.3.1. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LA IGIMBRITA CITLALTÉPETL.

La textura de una roca se refiere al tamaño, formas y acomodamientos de los cristales que la constituyen, dependiendo de la nucleación y del crecimiento de los cristales. Si la cristalización es simultánea en cristales de distintas fases, puede haber interferencia entre ellos durante el crecimiento.

Las texturas ígneas se caracterizan por cinco variables: a) grado de cristalinidad (proporción modal entre cristal y vidrio), b) tamaño de grano, c) variación en el tamaño, d) forma del grano y e) acomodamientos de los granos.

En general, la Ignimbrita Citlaltépetl está constituida por cristales rodeados por material vítreo con las siguientes características: a) cristalinidad: mesocristalina, b) tamaño de grano: porfídico, c) variación de grano: llega a presentarse desde unos cuantos micrómetros hasta cristales de 2 mm, de forma: subedral, y e) arreglo cristalino: en general es desorientado, aunque en ocasiones llega a encontrarse cierta dirección de flujo, donde los cristales más pequeños, presentan cierto paralelismo.

Estas cinco variables se pueden combinar en las descripciones texturales de una misma sección. De este modo se hablara un poco más acerca de cada una de ellas.

Las principales texturas que presenta la ignimbrita son las siguientes:

A. Porfídica de tipo vitrofídico. La ignimbrita presenta fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina, principalmente), clino y ortopiroxeno, y anfíboles (hornblenda), comúnmente envueltos en una matriz vítrea de composición variable ácida y básica, aunque llega a combinarse con microlitos de plagioclasa. Es común observar arreglos **glomeroporfídicos** en ciertas zonas de la roca, generalmente agnupando ferromagnesianos o bien, cúmulos ("clots") (Cu) de plagioclasas con orto y clino piroxenos y algunos anfíboles.

B. Vesicular (V). Se presentan como cavidades, de milímetros de diámetro, usualmente esféricas aunque también de forma irregular.

C. Textura **fluidal** (F), se observa sólo en algunas muestras en donde los microlitos de plagioclasa están orientadas su crecimiento en la dirección que lleva el flujo. Es frecuente encontrar esquilas de vidrio orientado en finas laminillas que rodean a cristales (Figura III.12 y III.13, respectivamente).

Además de estas texturas, que son comunes en rocas volcánicas particularmente de tipo piroclástico, se observaron características texturales muy particulares y poco comunes, que pueden dar evidencias de formarse en un ambiente en desequilibrio. La evidencia está en que los cristales de las muestras presentan reacciones al líquido manifestándose por la corrosión o por la presencia de bordes de reacción e inclusiones de vidrio, (figura III.14) en otras fases. Esta reacción es diferente para cada caso, siendo difícil definir exactamente su origen, a pesar de esto se pueden identificar dos tipos principales de reacción en las diferentes texturas, de acuerdo con Cox et al. (1979):

1. **Termal/desequilibrio** composicional, manifestándose como **reabsorción** en algunos cristales. La ignimbrita presenta diversos cristales con características inequívocas de reabsorción, principalmente en el caso de los anfíboles, así como algunos piroxenos y plagioclasas. Petrográficamente la reabsorción se reconoce al presentar huecos que van deshaciendo el cristal, en general hacia la parte central del mismo, encontrando vidrio en las orillas del hueco formado. Estas características se han presentado también en depósitos de arcos de isla representando un desequilibrio composicional (Sakuyama, 1984).

2. **Reabsorción en equilibrio**; en contraste con lo anterior, es difícil de reconocer petrográficamente, los cambios de temperatura y presión, no se presentan en forma abrupta, sino paulatina, dando tiempo a la formación completa de cristales; de modo que la reabsorción no es necesariamente evidencia de desequilibrio. La ignimbrita presenta este reemplazamiento de minerales, ocurriendo principalmente en piroxenos; sin embargo parece tratarse de un proceso incompleto y abrupto corroborando así el punto anterior (Fig. III.15, no dio tiempo a terminar el reemplazamiento del mineral).

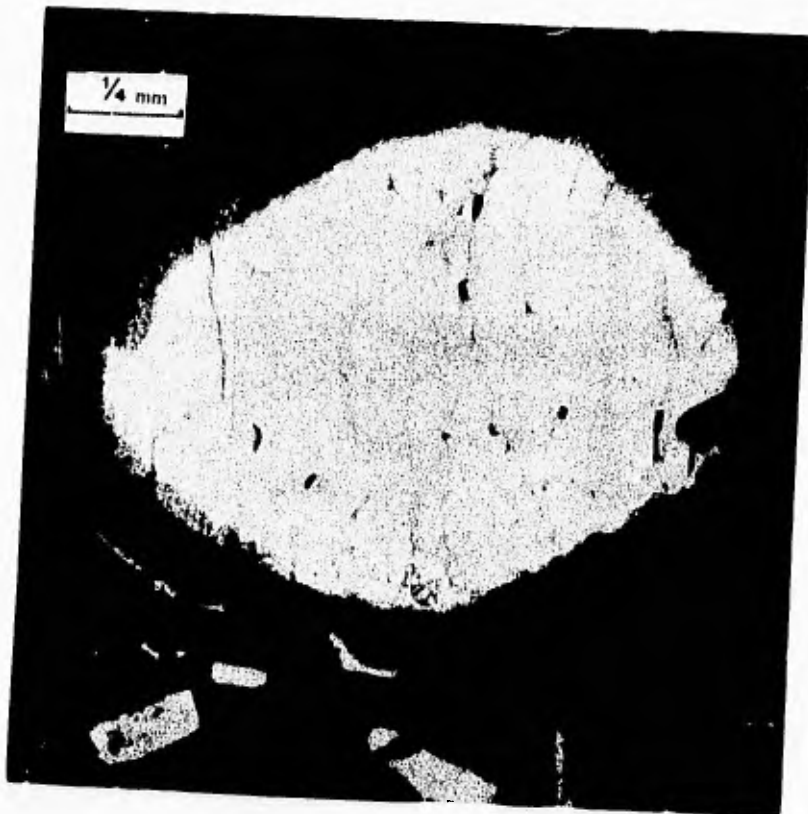
La Ignimbrita Citlaltépetl presenta cristales, principalmente de plagioclasa con textura **esqueletal**, las que están representadas por pequeñas inclusiones vítreas dentro



FIGURA III.12. Evidencia de la dirección del flujo piroclástico y contacto con vidrio andesítico y dacítico (4X. luz paralela).



FIGURA III.13. Matriz vitro-microfítica presentando una textura fluidal.



(b)



FIGURA III.14. a) Cristal de cuarzo presentando un borde de reacción hacia la matriz. b) presenta corona de vidrio

(a)

de cristales de plagioclasa, el cristal presenta un crecimiento de esquinas y orillas generalmente sobre las caras anteriores. En casos extremos la cristalización es inhibida y el líquido se convierte en vidrio. Con rangos de enfriamiento lento, se forman cristales de textura **dendrítica**, presentándose como inclusiones de vidrio relleno de microfisuras en forma dendrítica. Así entre menor sea la presión de cristalización más sólidos serán los cristales, con algunos grados de crecimiento esquelético (Fig. III. 16).

Una de las características observables más frecuentes, es la influencia de vidrio en fenocristales, dando lugar a la llamada **textura celular**. Esta se presenta hacia las orillas de los cristales de plagioclasas, principalmente, asociado a las texturas esquelética y dendrítica (Hibbard, 1981). Pueden originarse en los minerales haciéndolo rápidamente y atrapando el vidrio durante su crecimiento (Halsor, 1989) (fig. III. 16).

Otra característica observable en algunos cristales de plagioclasa, como respuesta al desequilibrio, es la llamada **textura "sieve" o de tamiz**, la cual se presenta con huecos hacia el centro del cristal, esto puede considerarse como un caso particular de reabsorción (Fig. III. 17).

Además de las texturas mencionadas, las plagioclasas presentan tres tipos de zonamiento: normal (principalmente las de composición andesina-labradorita), inverso (en oligoclasa-andesina) y ondulado (en ambos grupos), de estos tres tipos de zonación el inverso muestra un desequilibrio muy claro.

III.3.2. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.

Para analizar la mineralogía del depósito se seleccionaron 30 muestras aproximadamente, de escorias y pómez, principalmente, y en un segundo plano líticos (xenolitos). Las características de dichas muestras se describen en la tabla III.3.

Con respecto a la composición mineralógica de la Ignimbrita Citlaltépetl consta principalmente de tres grupos de minerales, que en orden de abundancia son: Feldespatos, Piroxenos, Anfíboles; además vidrio, minerales opacos, y en forma ocasional olivino y cuarzo, (generalmente en pómez oscuras), así como también



FIGURA III.16. Cristal de ortopiroxeno (blanco), víctima de un reemplazamiento por un clinopiroxeno (verde).



FIGURA III.16. Cristal de plagioclasa que presenta sobrecrecimiento de un cristal en otro, presentando extinciones variadas: hacia el borde presenta texturas dendríticas, continuando con una zonación inversa como parte de una textura esqueletal y presentando hacia el centro un crecimiento de un clinopiroxeno.



FIGURA III.17. Cristal de plagioclasa presentando hacia el centro textura sieve, el cristal se encuentra inmerso en una matriz vítrea básica.

1

TABLA III.3. CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS DEL MATERIAL PIROCLASTICO QUE CONTIENE LA IGNIIBRITA CITLALTEPETL.

MUESTRA	CLASIFICACION	MINERALOGIA									TEXTURAS MINERALES							
		PLAG		OL	OPX	CPX	ANF	QZ	FR	D-E	C	R	I	N	Co	F	G	A
PG-01	ESCORIA	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
PG-20*	ESCORIA	X			X	X			X	X	X			X	X	X	X	X
PG-21h	DACITA	X			X	X	X	X					X		X	X	X	X
PG-26	POMEZ/DACITA	X			X	X			X				X		X		X	X
PG-27	POMEZ BANDEADA	X	X		X	X	X	X	X				X	X	X	X	X	X
PG-29h	ESCORIA	X			X	X	X		X	X	X	X		X		X	X	X
PG-31h	POMEZ OSCURA	X		X	X	X	X	X		X	X			X		X		X
PG-33a*	POMEZ BANDEADA	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X		X		X		X
PG-46	POMEZ OSCURA	X			X	X	X		X	X	X		X	X	X	X	X	X
59h	ESCORIA	X		X		X			X				X		X			X
92C	POMEZ INTERMEDIA	X	X	X	X	X	X	X		X	X			X		X		X
93	POMEZ BANDEADA	X	X	X	X	X				X	X			X		X		X
100*	ESCORIA	X		X	X	X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

PLAG- PLASIOCLASA: OLI-AND - OLIGOCCLASA-ANDESINA, LAB-BYT - LABRADORITA BYTOWNITA
 OL-OLIVINO, OPX- ORTOPIROXENO, CPX- CLINPIROXENO, ANF- ANFIBOLES, QZ- CUARZO, FR- FRAGMENTO DE
 D-E -DENDRITICA-ESQUELETAL, C- CELULAR, R- READSORCION, I,N- ZONACION INVERSA, NORMAL
 Co- CONULOS "COLOIDS", F- FLUTUAL, U- UESTICULAR, A-CPX Y OPX ACUMULADOS, G- GLOMEROPORFIDICOS

fragmentos de roca de composición dacítica, principalmente, y en ocasiones granodiorítica.

En el grupo de Feldespatos, se encuentran plagioclasas que varían desde oligoclasa hasta labradorita. Este es el mineral más abundante, tanto en pómez (básica: andesina-labradorita-bytownita con 5% aproximadamente.; bandeada : andesina-labradorita con 10.2%; y ácida: oligoclasa-andesina 77.4% aproximadamente.) como en escorias (labradorita-bytownita con 4% aproximadamente.), aunque también es uno de los más afectados, por presentar la mayor parte de las texturas representativas de desequilibrio (textura esquelética, dendrítica y celular). Otra característica importante que presentan las plagioclasas es un zonamiento, tanto inverso como normal. Una evidencia palpable del desequilibrio formacional es la conjunción de tres distintas plagioclasas en un solo cristal (figura III.18).

Los piroxenos, clino y orto, son de menor tamaño que las plagioclasas, las cuales varían de 2 mm a unos cuantos micrómetros, se encuentran generalmente formando cúmulos, asociado a minerales opacos. También se observan intercrecidos con plagioclasas y anfíboles, formando texturas glomeroporfíricas (figuras III.19 y III.20). En algunas muestras se observa una asociación de piroxenos con olivino; principalmente en vidrio básico con un porcentaje variable dependiendo de que roca se trate: escoria 4.09%, pómez básica 2.0%; en intermedio: 1.3% y ácido 1.3%.

Los anfíboles, identificados como hornblendas se presentan en cristales cuedrales, presentando textura de reabsorción (figura III.21), además puede encontrarse en aglomerados con plagioclasas y piroxenos. Se encuentran más abundantemente en vidrio básico (escoria 1.2%) que en intermedio (1.31%) o ácido (1.9%).

Los fragmentos de roca preexistente, se encuentran en la mayoría de las muestras de escoria, tienen una composición dacítica. Los minerales esenciales los constituyen plagioclasas de composición oligoclasa-andesina con mayor abundancia estimándolas en un 60%; como segundo mineral esencial se tiene al cuarzo presente con un 20%; como minerales accesorios se presentan principalmente ortopiroxeno constituyendo un 5% del total de la roca, además presenta fragmentos de roca difícil de

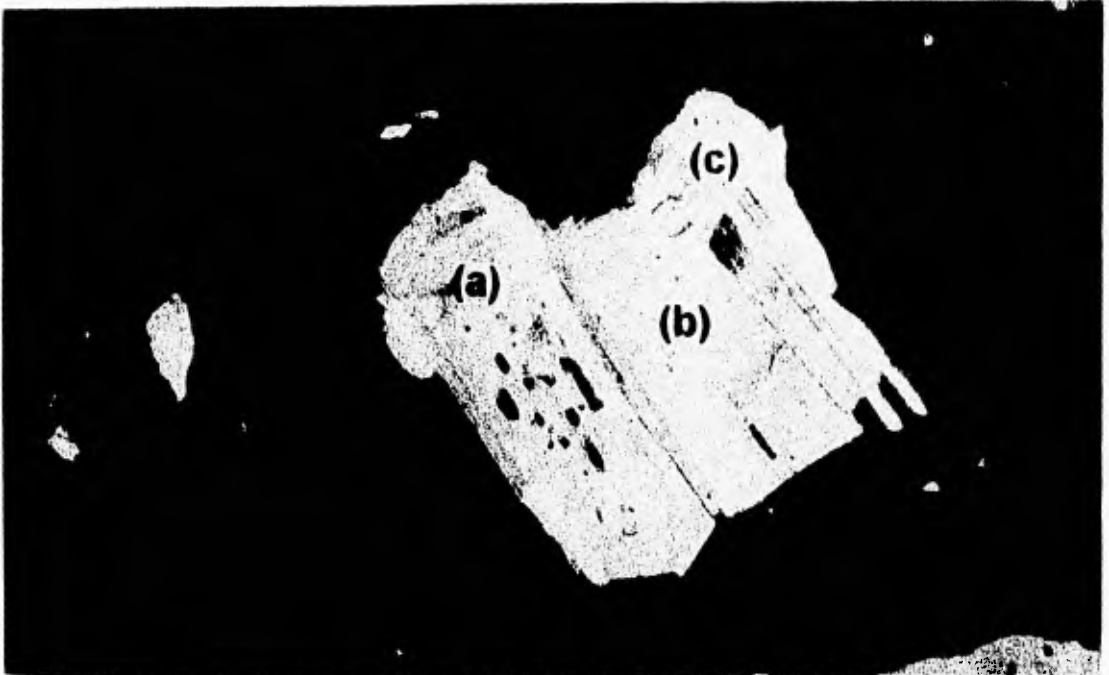


FIGURA III.18. Crecimiento de tres distintas plagioclasas en un mismo cristal: a) zonación inversa y textura esquelética, b) zonación normal con algunas inclusiones de vidrio, c) macla tipo albita.

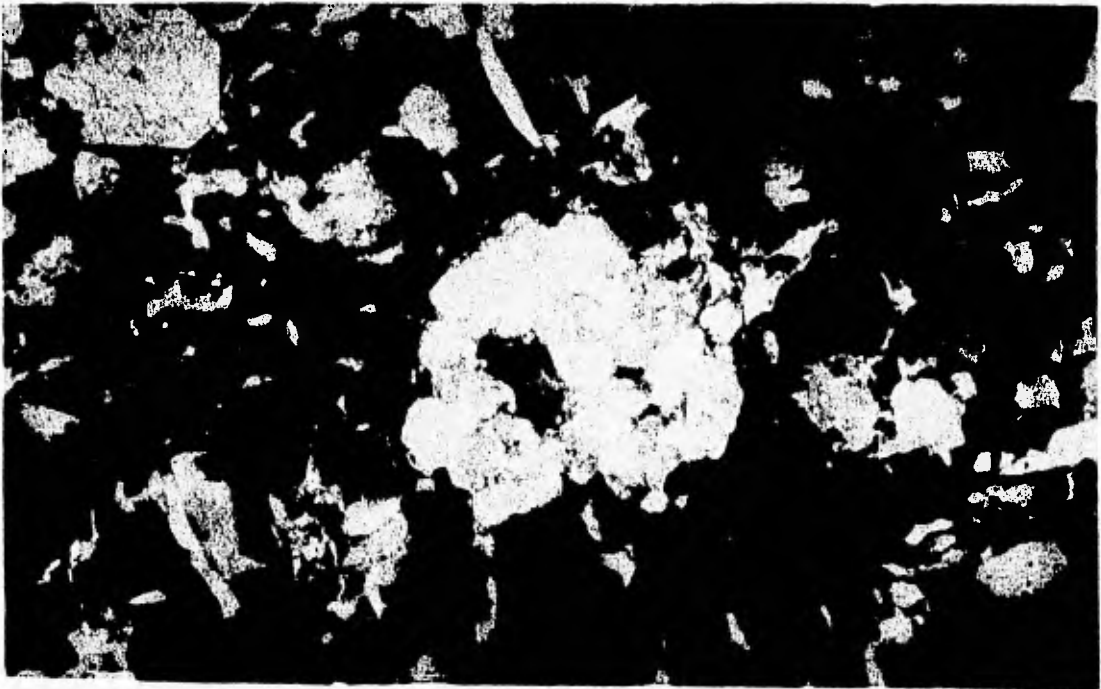


FIGURA III.19. Cúmulo ("clot") de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino en una matriz vítrea.

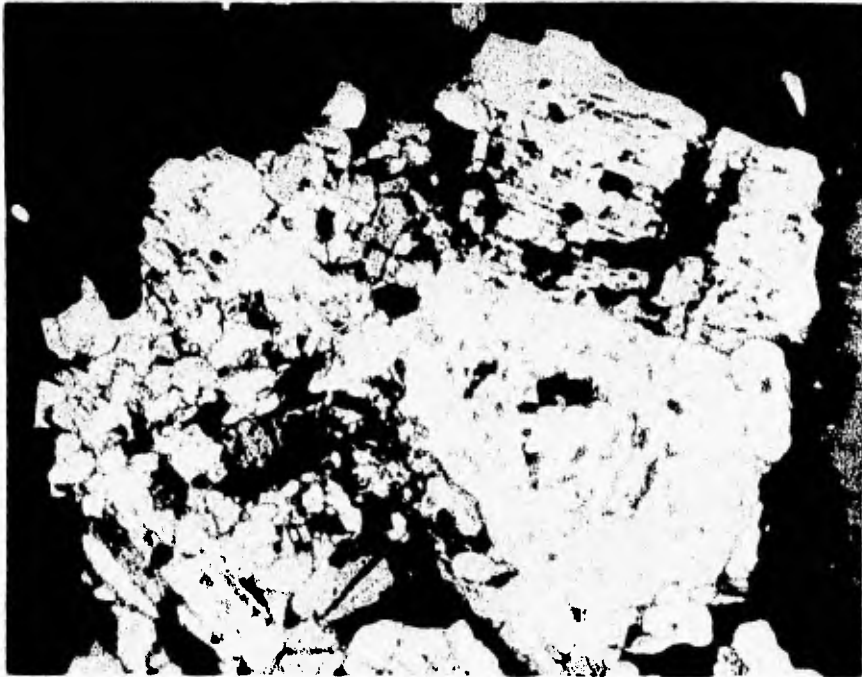


FIGURA III.20. Cúmulo ("clot") de plagioclasas con textura celular y dendrítica con clinopiroxeno, ortopiroxeno y algún anfíbol en una matriz básica (10X, nicoles x).

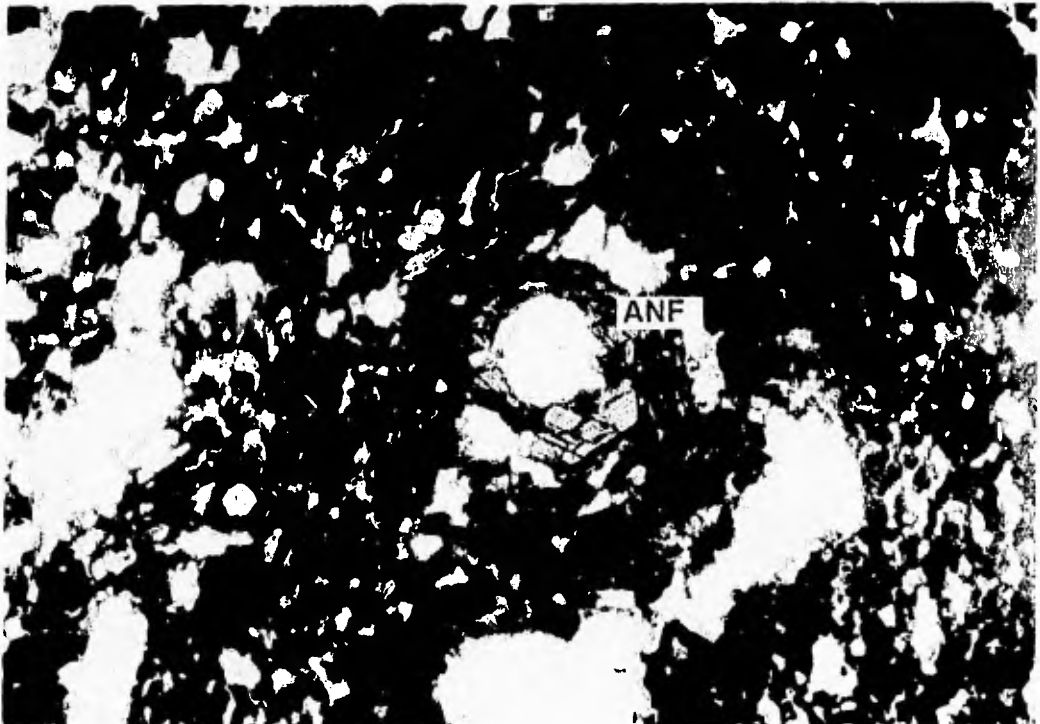


FIGURA III.21. Cristal de hornblenda de matriz básica, presentando textura de reabsorción hacia el centro del cristal (10X, luz paralela).

diferenciar, como minerales secundarios se encontraron minerales opacos; la matriz es de tipo criptocristalina. Los fragmentos de roca están incluidos en la Ignimbrita Citlaltépetl, presentan bordes de reacción muy marcados, siendo éstos líneas muy fuertes de vidrio básico en su mayoría, que define el fragmento de roca y se encuentra invadiendo muy discretamente, en zonas pequeñas a través de fracturas al fragmento de dacita. Estos fragmentos de roca se incorporaron aún sin ser parte del magma nuevo.

El vidrio presenta tres composiciones las cuales fueron determinadas con base en su índice de refracción, color y arreglo textural: uno de tipo básico color negro, con composición andesítica; otro de tipo ácido color blanco o pardo muy claro de composición dacítica y uno de tipo intermedio color pardo de composición entre los dos, el vidrio llega a presentarse haciendo contacto el ácido y básico (figura III.22.). Las escorias presentan sólo vidrio andesítico (64% aproximadamente.), en tanto que las pómez presentan los tres tipos de vidrio:

-Pómez oscura con vidrio básico (61%)

-Pómez intermedia con vidrio pardo, o bien, bandas ácidas y básicas (23% y 30%, respectivamente).

-Pómez clara con vidrio ácido (10%)

Algunas muestras contienen cristales de olivino y/o cuarzo, minerales de ambientes de formación completamente opuestos lo cual hace difícil su coexistencia, esto se conoce como una asociación mineralógica incompatible, los cristales que conviven tienen alrededor de 5 mm, aunque el olivino es ligeramente mayor. Ambos cristales se encuentran fracturados, el cuarzo se presenta con notorios anillos de reacción compuestos de material vítreo (figura III.14), en tanto que el olivino presenta una corona compuesta de anfíboles y piroxenos (figura III.23).

Las características texturales y mineralógicas, descritas anteriormente, son evidencia de un ambiente de desequilibrio, lo cual indica un mecanismo complejo de formación para la fuente del magma que dió origen a la Ignimbrita Citlaltépetl.

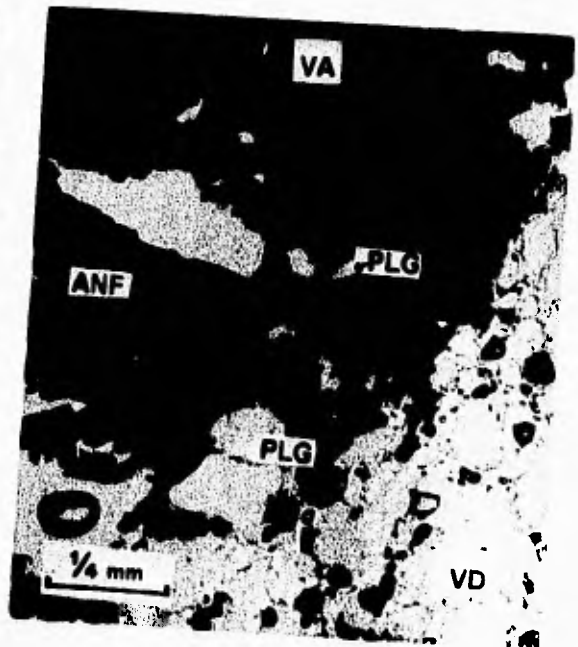
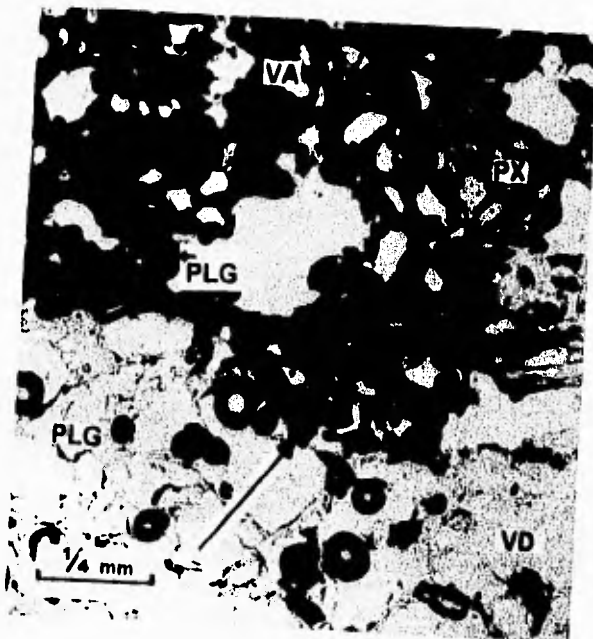


FIGURA III.22. Presencia de vidrio dacítico (VD) y andesítico (VA) en contacto, mostrando además la diferencia de tamaños que presentan las plagioclasas (PLG) y los anfíboles (ANF) en cada vidrio.



FIGURA III.23. cristal de olivino (OL) rodeado de anfíboles (ANF), clinopiroxeno (CPX) y ortopiroxeno (OPX) en una matriz vítreo-dacítica (4X, nicole x).

CAPITULO IV

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL

COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL MATERIAL PIROCLÁSTICO.

La Ignimbrita Citlaltépetl contiene material juvenil que puede clasificarse en tres grupos de acuerdo a su composición, estos grupos son:

1. Pómez clara (pardo muy claro, casi blanca).
2. Pómez intermedia y pómez bandeada (incluye pequeñas capas alternas de pómez clara con pómez oscura, y en ocasiones con tonos intermedios).
3. Pómez oscura (gris oscuro) y escoria sólida (negra), con o sin inclusiones líticas (blancas).

De estos tres grupos de roca se seleccionaron aproximadamente 30 muestras en distintas localidades del área estudiada, a las cuales se les aplicaron análisis químicos de roca total, con la técnica de fluorescencia de rayos x en el laboratorio de Geoanalítica en la Universidad Estatal de Washington (Carrasco-Núñez, 1993). La tabla IV.1 muestra los resultados obtenidos de los análisis para elementos mayores, así como los minerales normativos (CIPW). De estos análisis se obtuvieron diferentes diagramas que muestran características químicas de los materiales juveniles que representan los componentes magmáticos que dieron origen a la Ignimbrita Citlaltépetl. La figura IV.1. presenta la clasificación química que por sus componentes presenta la ignimbrita Citlaltépetl, para esta figura se muestran las tendencias de las pómez analizadas, se observa una concentración de datos hacia el grupo andesítico-dacítico. Dentro del bloque andesítico, se presentan las escorias y pómez oscuras, (tanto bandeadas como pardas) mientras que hacia los límites dacíticos se encuentran pómez blancas y pómez intermedias, bandeadas y pardas; el bloque traquiandesítico-dacítico presenta inclusiones y pómez blancas. De este modo, se concluye que el material juvenil presenta una composición variable, que va

Tabla IV.1. Análisis de Roca total.

	78	99	133b	135a	135b	135c	135c'	135d
J	1	2	1	5	4	4	1	5
K	1	2	1	5	4	4	1	5
L	1	2	1	5	4	4	1	5
SiO2	59.40	62.03	61.69	60.91	63.95	64.41	58.47	59.67
TiO2	0.76	0.65	0.70	0.80	0.65	0.50	0.82	0.82
Al2O3	16.01	16.32	16.34	16.08	16.47	16.74	17.15	15.74
FeOt	5.68	4.69	4.83	5.57	3.75	3.71	5.24	5.58
MnO	0.10	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.10	0.10
MgO	3.68	2.61	2.64	3.61	2.06	1.54	3.79	3.63
CaO	6.43	5.22	5.21	6.01	5.39	4.43	6.43	5.91
Na2O	3.90	4.51	4.41	4.10	4.47	4.73	3.35	3.92
K2O	1.80	2.00	2.15	2.19	1.85	2.06	1.55	2.26
P2O5	0.19	0.19	0.24	0.20	0.27	0.20	0.17	0.25
%AN	38.73	32.51	33.07	35.39	33.92	31.45	48.95	36.03
Q	13.21	14.96	14.65	13.04	18.21	18.29	14.88	12.79
or	10.64	11.82	12.71	12.94	10.93	12.17	9.16	13.36
ab	33.00	38.16	37.32	34.69	37.82	40.02	28.35	33.17
an	20.86	18.38	18.44	19.01	19.41	18.36	27.18	18.68
di	5.87	3.40	2.92	5.54	2.81	0.66	0.89	5.09
hy	6.44	4.92	5.22	6.42	3.83	3.53	9.03	6.68
il	0.21	0.19	0.19	0.21	0.17	0.15	0.21	0.21
ti	1.59	1.35	1.47	1.69	1.37	1.03	1.74	1.74
ap	0.44	0.44	0.56	0.46	0.63	0.46	0.39	0.58
Total	229.0	224.4	224.8	229.0	228.0	224.5	237.9	226.2

Sample	135d'	135d''	135e	135f	135i	135j	145a	145b
J	5	5	2	5	4	2	3	5
K	5	5	2	5	4	2	3	5
L	5	5	2	5	4	2	3	5
SiO2	60.35	62.67	62.69	62.99	64.06	62.36	61.96	61.09
TiO2	0.83	0.57	0.73	0.58	0.58	0.50	0.65	0.71
Al2O3	16.23	17.71	18.31	17.21	16.72	16.10	16.96	16.13
FeOt	5.71	4.24	4.52	4.20	4.27	3.72	4.83	5.40
MnO	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09
MgO	3.65	1.94	1.69	2.02	2.09	2.03	2.91	3.54
CaO	5.85	4.84	4.50	4.92	4.90	4.54	5.61	6.05
Na2O	3.75	4.57	4.93	4.60	4.54	5.53	4.25	3.99
K2O	2.13	1.82	1.85	1.93	2.04	2.19	1.91	1.85
P2O5	0.26	0.21	0.23	0.21	0.21	0.16	0.20	0.19
%AN	40.01	36.72	33.30	34.62	33.35	21.27	37.48	37.94
Q	14.47	16.49	15.42	16.41	17.62	11.42	15.21	14.85
or	12.59	10.76	10.93	11.41	12.06	12.94	11.29	10.93
ab	31.73	38.67	41.72	38.92	38.42	46.79	35.96	33.76
an	21.16	22.44	20.82	20.61	19.22	12.64	21.56	20.64
c	0.00	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	2.85	0.00	0.00	0.56	1.57	5.74	2.38	4.68
hy	7.77	4.83	4.21	4.77	4.48	2.40	6.14	6.65
il	0.21	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.19	0.19
ti	1.76	0.14	0.00	1.20	1.20	1.03	1.35	1.49
ap	0.60	0.49	0.53	0.49	0.49	0.37	0.46	0.44
ru	0.00	0.42	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	232.0	229.8	227.8	227.9	228.1	212.0	231.4	230.6

File name A:\TCYN.ROC

	145c	145d	145e	145f	145g	145h	145i
J	5	4	1	3	3	1	4
K	5	4	1	3	3	1	4
L	5	4	1	3	3	1	4
SiO2	60.71	66.82	60.35	59.63	60.41	61.09	61.31
TiO2	0.70	0.37	0.76	0.77	0.78	0.77	0.53
Al2O3	16.15	16.29	16.40	16.32	16.32	16.79	16.56
FeOt	5.34	2.97	5.31	5.81	5.79	5.27	3.87
MnO	0.09	0.07	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08
MgO	3.44	1.15	3.62	3.86	3.81	2.87	1.72
CaO	6.01	3.63	6.25	6.61	6.57	5.72	4.54
Na2O	4.06	4.88	3.77	4.06	3.96	4.27	4.63
K2O	1.90	2.28	1.85	1.75	1.75	1.95	2.06
P2O5	0.19	0.17	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20
%AN	37.06	27.69	41.21	38.09	39.18	36.63	31.86
Q	14.15	20.93	14.69	12.18	13.56	14.15	15.39
or	11.23	13.47	10.93	10.34	10.34	11.52	12.17
ab	34.35	41.29	31.90	34.35	33.51	36.13	39.18
an	20.23	15.81	22.36	21.14	21.59	20.89	18.32
di	4.87	0.06	3.98	6.32	5.79	3.00	1.06
hy	6.31	2.84	7.17	6.68	6.80	5.76	3.79
il	0.19	0.15	0.19	0.21	0.21	0.19	0.17
ti	1.47	0.71	1.62	1.61	1.64	1.64	1.08
ap	0.44	0.39	0.44	0.44	0.44	0.46	0.46
Total	228.9	222.0	233.1	230.5	232.8	229.4	219.0

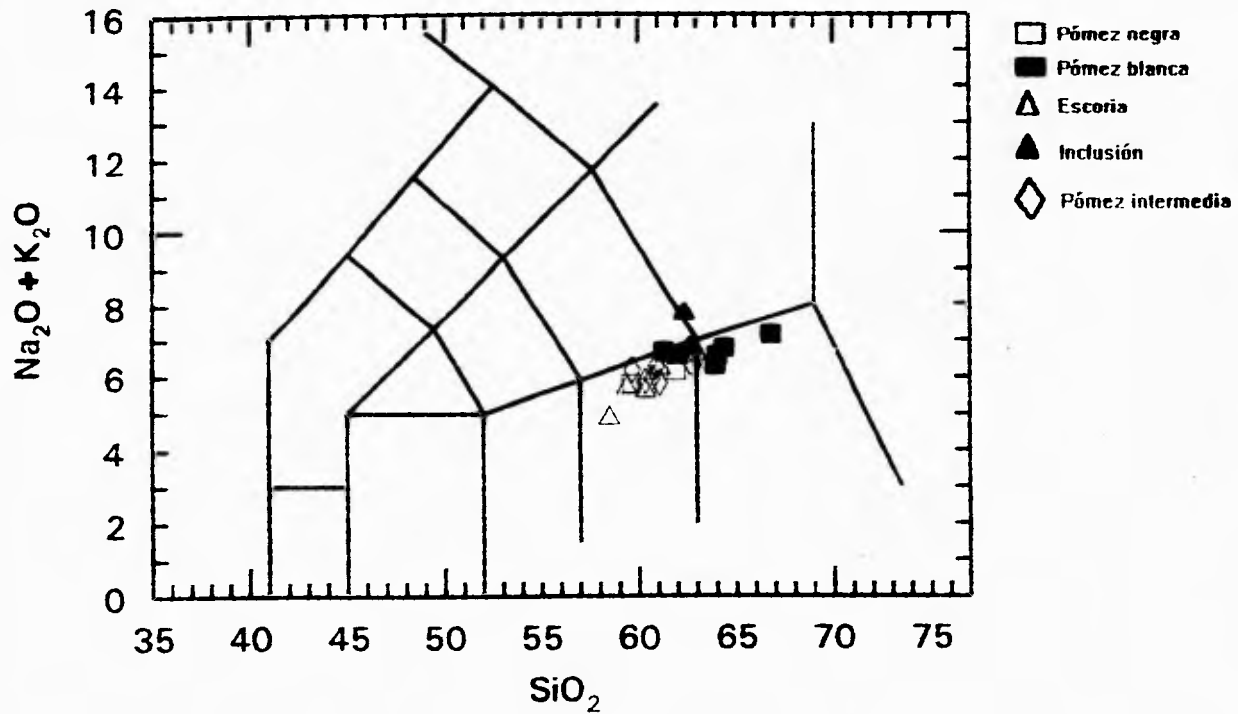


Figura IV.1. Diagrama de álcalis vs SiO_2 . Las muestras analizadas preferentemente están dentro del grupo andesítico-dacítico.

desde *andesítica hasta dacítica*. La fig. IV.2. presenta las variaciones de pómez con respecto al sílice.

Para conocer las tendencias evolutivas de los magmas involucrados en la formación de la Ignimbrita Citlaltépetl, se utilizaron los diagramas de Harker, en donde el SiO_2 funciona como índice de evolución para rocas que van de una composición intermedia a ácida.

A pesar de la relativa dispersión general de los valores mostrados de los diferentes elementos mayores graficados contra el sílice, se observan ciertas tendencias definidas: correlaciones positivas para álcalis y Na_2O ; y negativas para CaO , MgO , TiO_2 y FeO total; mientras que elementos mayores como Al_2O_3 , P_2O_5 y K_2O muestran una alta dispersión general (FIG.IV.3.). De aquí se observa que muestras de un mismo tipo de roca se presenta con variaciones que indican un desequilibrio en un mismo depósito, pero en distinta roca.

La relación que hay entre Na_2O y CaO (FIG.IV.4.) es inversamente proporcional, es decir, conforme aumenta el óxido de sodio disminuye el CaO , salvo una muestra de inclusión que permanece intermedia en este último. Con estos datos se puede determinar el rango de variación en temperatura que prevaleció durante la erupción.

La FIG.IV.5. AFM (álcalis, FeO , MgO) muestra una acumulación hacia los álcalis (50-70%), lo cual indica un magma de serie calcialcalina con una proporción igual entre el FeO y el MgO (50%).

La fig.IV.6. presenta las variaciones de óxido de sodio, de calcio y de potasio, observándose un comportamiento proporcional para los primeros óxidos con valores cercanos al 50% para ambos, mientras que para el óxido de potasio los porcentajes reportados son muy bajos variando entre un 10-25%.

En cambio, la FIG.IV.7. la cual relaciona los óxidos de Fe , Mg y Ti , muestra una fuerte tendencia hacia el óxido de fierro (60-75%) con respecto a los otros dos óxidos, reportando también una presencia importante del MgO con valores que varían desde un 35% a un 45%, siendo el TiO_2 el que se encuentra en menor proporción con un 10%.

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

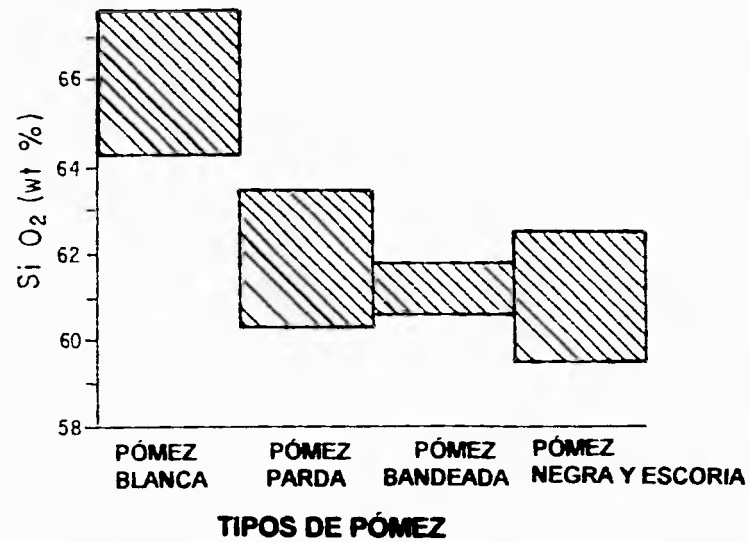
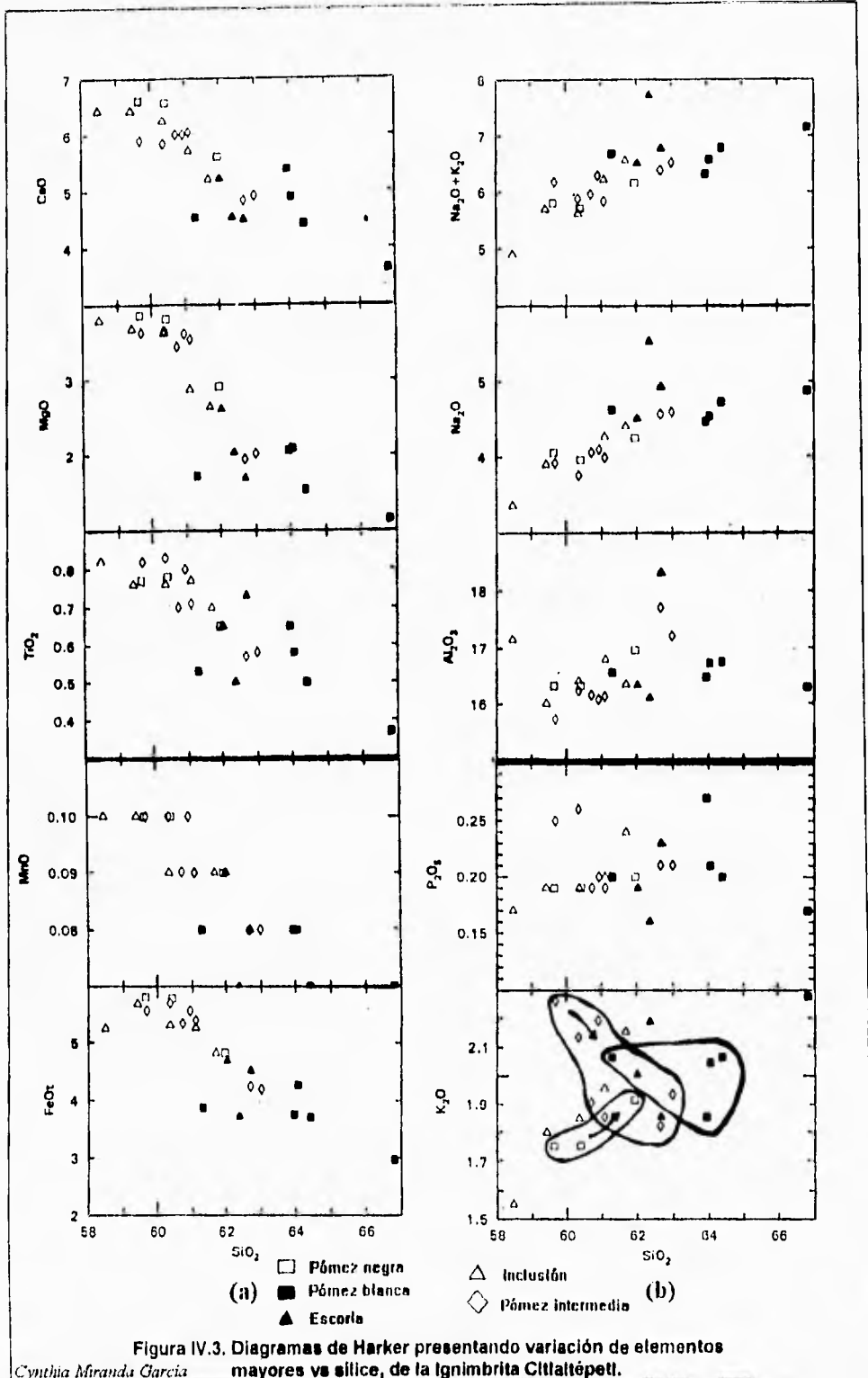


Figura IV.2. Variaciones de roca pómez con respecto al sílice. (Modificada de Carrasco y Rose, en prensa).



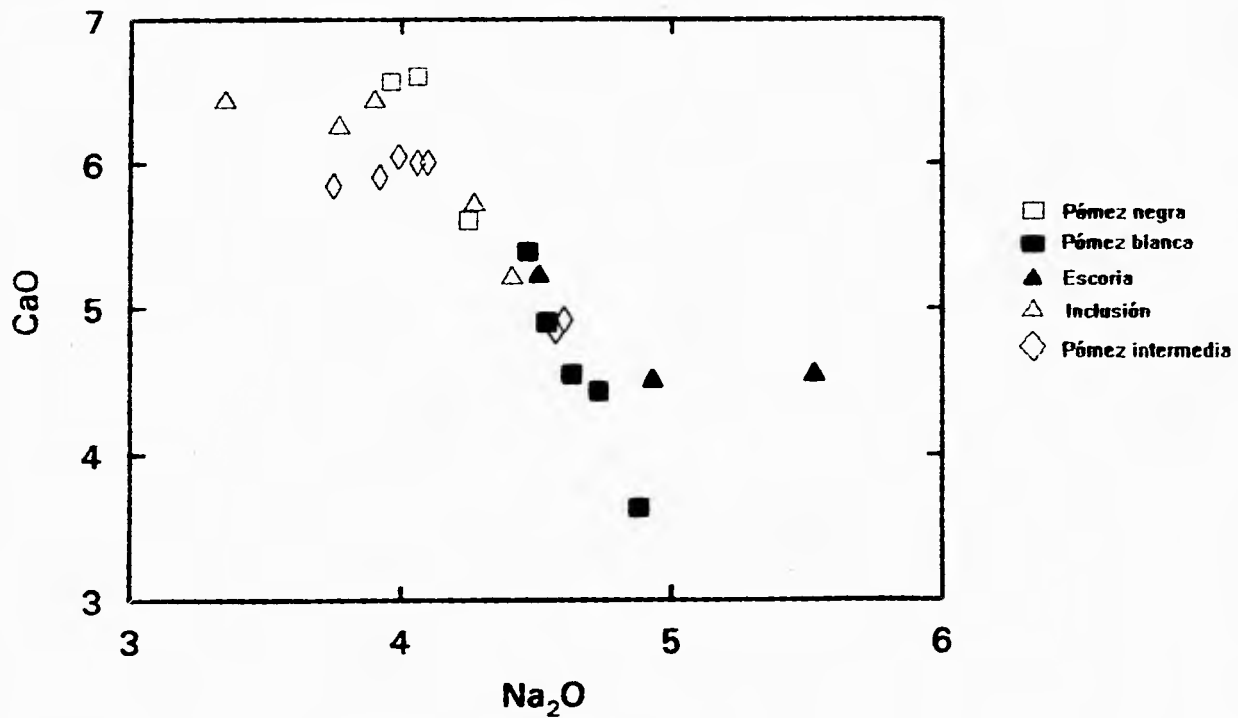


Figura IV.4. Diagrama que presenta óxido de calcio vs óxido de sodio mostrando el óxido de calcio inversamente proporcional al óxido de sodio

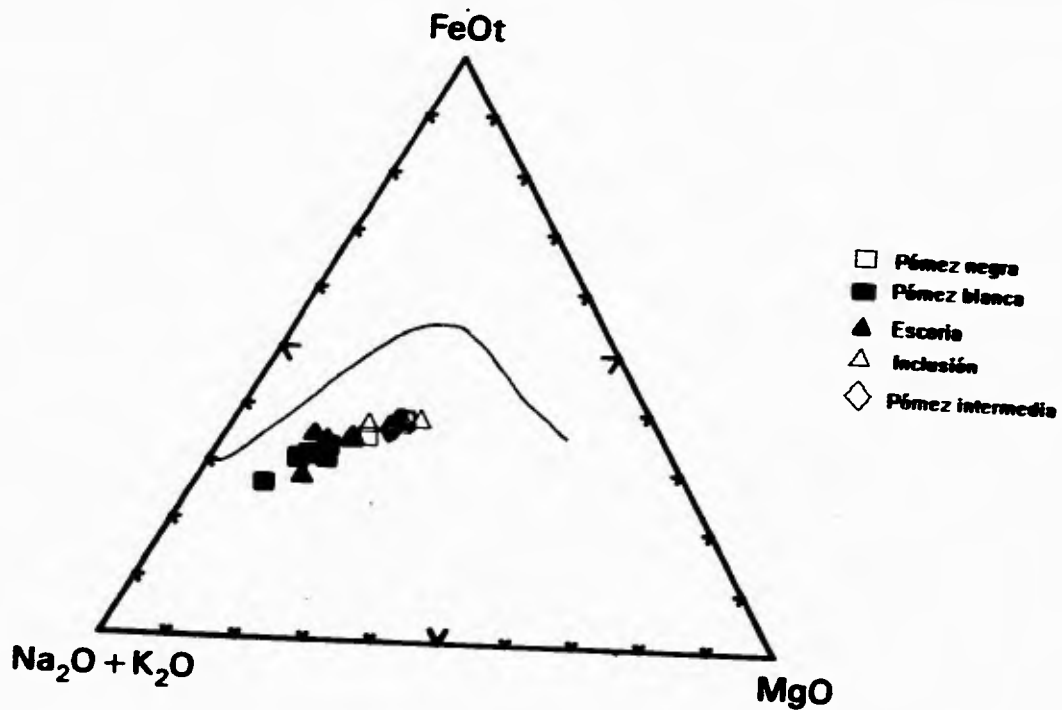


Figura IV.5. Diagrama AFM de la Ignimbrita Citlaltépetl. Los límites se presentan en el campo calcoalcalino.

Cynthia Miranda Garcia

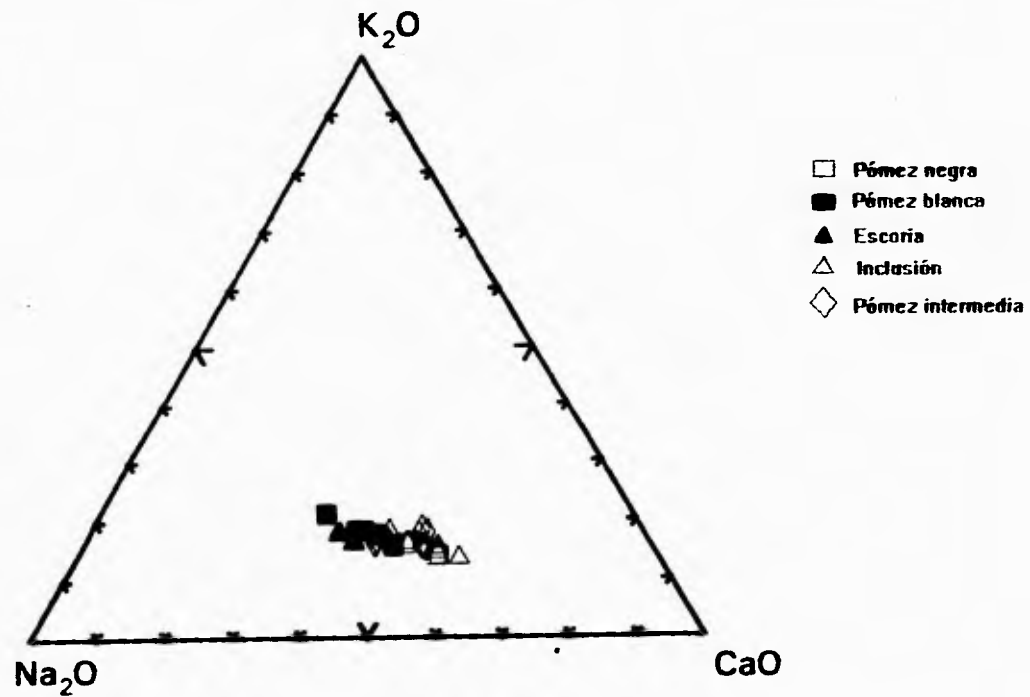


Figura IV.6. Diagrama ternario presentando bajo contenido de potasio, con un nivel proporcional de sodio y calcio.

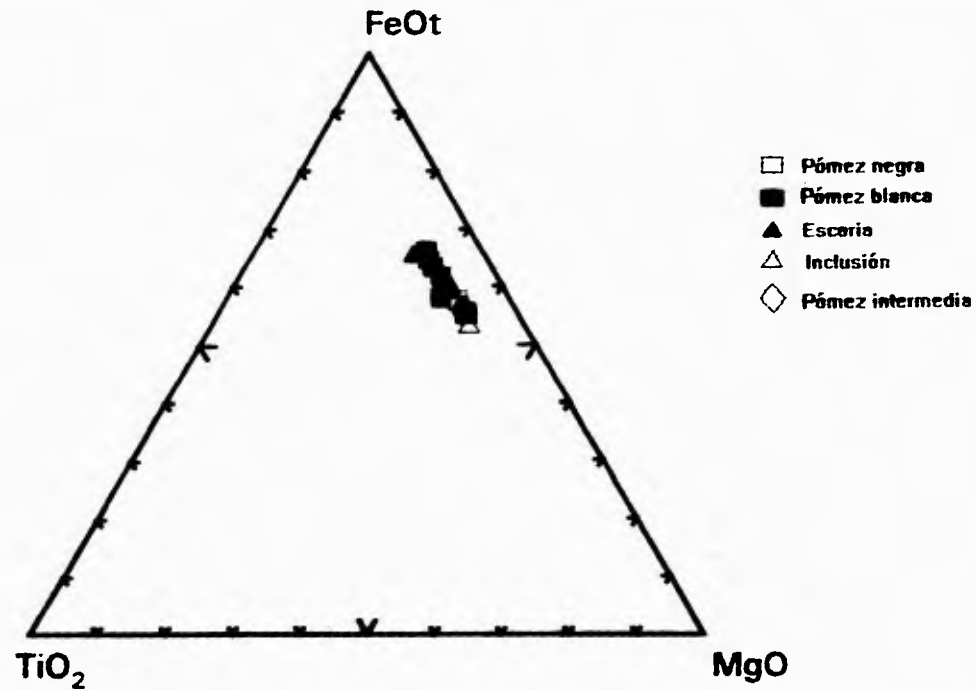


Figura IV.7. Diagrama ternario presentado alto contenido en óxido de hierro y bajo en óxido de titanio.

Cynthia Miranda García

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE MATERIAL VÍTREO Y MINERALES.

Se realizaron análisis químicos de 8 muestras de vidrio incluido en pómez y escorias de la Ignimbrita Citlaltépetl, así como 15 muestras de plagioclasas y algunas inclusiones; los resultados de estos análisis se reportan en las tablas IV.2. para vidrio y IV.3. para plagioclasas.

El material vítreo presenta variaciones dispersas con respecto al sílice; existen dos tendencias principales, una que sigue el Al_2O_3 , Na_2O , CaO , y álcalis mostrándose inversamente proporcionales con respecto al sílice (fig. IV.8); mientras que al contrario de estos el K_2O se presenta directamente proporcional al mismo, por su parte el TiO_2 , MgO y FeO se encuentran estables ante la variación de sílice (FIG.IV.9.).

El diagrama AFM (figura IV. 10) muestra una mayor concentración hacia el ambiente calcialcalino, quedando una minoría hacia el ambiente toleítico, confirmándose que la Ignimbrita pertenece a un ambiente calcialcalino.

Por su parte, las plagioclasas pueden agruparse en dos tipos principales:

Tipo 1: plagioclasas sin inclusiones.

Tipo 2: plagioclasas con inclusiones

Se realizaron análisis químicos en ambos tipos de plagioclasas tanto en sus bordes como en su parte central, encontrando variaciones inversas solo en el tipo 2; estos datos se presentan en la tabla IV.3.

La siguiente tabla IV.4. muestra las variaciones de ambos tipos, éstas se obtuvieron de un promedio hecho a los datos obtenidos de las muestras 99 y 101 .

Tabla IV.2 Análisis químicos de muestras vítreas de la
Ignimbrita Cihaltépetl.

File name A:\CYN2.MIN

	GL21	GL22	GD1	GD2	GD31	GD32	GL31	GL32
J	3	3	1	1	1	1	2	1
K	3	3	1	1	1	1	2	1
L	3	3	1	1	1	1	2	1
SiO2	62.80	59.72	63.15	64.01	65.46	60.11	75.03	59.75
TiO2	0.06	0.04	0.82	0.89	1.01	0.44	0.55	0.06
Al2O3	22.79	24.98	16.78	16.81	15.71	21.71	13.22	24.73
Na2O	7.11	7.26	3.90	4.04	2.57	4.81	0.95	7.01
K2O	1.71	0.75	1.73	1.83	2.04	1.01	2.35	0.50
CaO	4.86	7.17	4.25	3.48	3.03	7.03	1.47	7.43
FeO	0.61	0.43	5.29	6.11	4.25	2.06	2.10	0.54
MgO	0.03	0.02	2.33	2.65	0.67	0.50	0.41	0.05
MnO	0.00	0.00	0.08	0.08	0.08	0.00	0.06	0.01
%AN	28.61	35.71	38.98	33.56	40.87	46.00	47.57	36.80
Q	3.97	0.00	17.39	17.59	32.35	11.11	55.35	1.15
or	10.11	4.43	10.22	10.81	12.06	5.97	13.89	2.95
ab	60.16	60.06	33.00	34.19	21.75	40.70	8.04	59.32
an	24.11	33.36	21.08	17.26	15.03	34.67	7.29	34.54
ne	0.00	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.41	0.00	0.77	1.86	3.77	0.00	6.44	0.00
di	0.00	1.47	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	1.98
hy	1.10	0.00	14.31	16.50	7.95	4.21	4.08	0.00
wo	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
il	0.11	0.08	1.56	1.69	1.92	0.84	1.04	0.11
Total	228.6	236.4	235.6	233.4	230.5	241.3	239.8	237.0

Sample GL1

J	3
K	3
L	3

SiO2	78.17
TiO2	0.46
Al2O3	11.43
Na2O	0.96
K2O	2.96
CaO	0.41
FeO	1.33
MgO	0.13
%AN	20.03
Q	59.42
or	17.49
ab	8.12
an	2.03
C	5.90
hy	2.01
il	0.87
Total	211.7

Tabla IV.3. Análisis químicos de cristales de plagioclasas en la Ignimbrita Chaltépetl.

File name A:\CYN1.MIN

	PL4CS	PL5CI	PL3C	PL2C	PL2P	PL6C1	PL2C2	PL1C2
J	1	2	1	2	3	1	2	2
K	1	2	1	2	3	1	2	2
L	1	2	1	2	3	1	2	2

SiO2	48.09	48.31	49.13	51.85	52.85	53.44	54.23	56.23
Al2O3	33.62	32.48	32.91	31.05	30.19	29.07	29.56	28.55
Na2O	2.69	3.00	3.03	4.41	4.82	5.15	5.23	5.87
K2O	0.07	0.10	0.08	0.23	0.21	0.26	0.35	0.47
CaO	15.76	15.97	15.23	12.99	12.10	11.06	11.36	9.87
FeO	0.58	0.75	0.59	0.44	0.38	0.40	0.38	0.31
%AN	80.66	80.71	77.48	67.13	62.35	57.49	58.48	50.76
or	0.41	0.59	0.47	1.36	1.24	1.54	2.07	2.78
ab	18.74	17.90	21.96	31.46	36.25	40.57	39.86	47.50
an	78.19	74.87	75.56	64.25	60.03	54.87	56.15	48.97
ne	2.18	4.06	1.99	3.17	2.46	1.63	2.38	1.18
C	0.47	0.00	0.15	0.00	0.03	0.21	0.00	0.44
di	0.00	2.59	0.00	0.17	0.00	0.00	0.18	0.00
wo	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.82	0.00	0.84	0.55	0.54	0.57	0.46	0.44
Total	282.3	281.9	279.4	269.1	263.5	256.3	260.7	253.4

Sample	PL4C	PL1C1	PL6C2	PL3R	PL5C	PL7C	PL8C
J	3	2	1	3	1	1	1
K	3	2	1	3	1	1	1
L	3	2	1	3	1	1	1

SiO2	59.58	60.02	60.05	60.12	60.90	61.18	61.88
Al2O3	25.78	26.32	25.56	25.53	25.02	22.94	24.50
Na2O	6.49	5.66	6.49	6.49	6.66	5.62	6.59
K2O	0.57	0.74	0.55	0.51	0.58	0.77	0.62
CaO	7.38	7.54	7.24	7.19	6.65	6.21	6.13
FeO	0.30	0.41	0.46	0.46	0.44	1.46	0.49
%AN	40.00	43.85	39.54	39.38	36.93	39.31	35.29
Q	3.58	7.76	4.29	4.62	5.32	11.01	7.63
or	3.37	4.37	3.25	3.01	3.43	4.55	3.66
ab	54.92	47.89	54.92	54.92	56.36	47.56	55.76
an	36.61	37.41	35.92	35.67	32.99	30.81	30.41
C	1.07	2.50	1.13	1.23	1.35	1.57	1.84
hy	0.55	0.75	0.84	0.84	0.81	2.68	0.90
Total	240.2	245.2	240.2	240.0	237.4	235.7	235.7

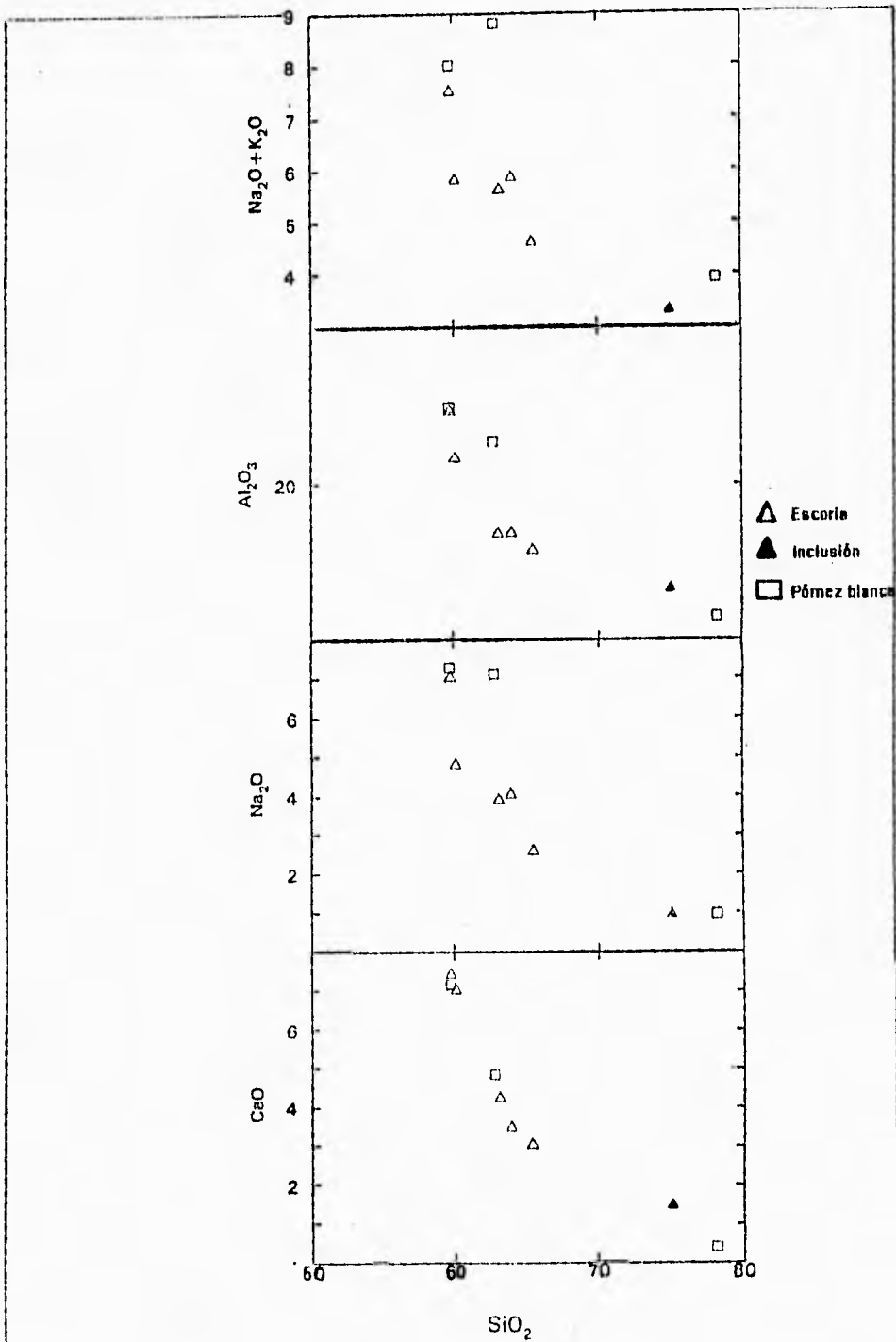


Figura IV.8. Diagramas tipo Harker (elementos mayores vs sílice) para el material vítreo que compone las pómez, escoria e inclusiones de la Ignimbrita Citaltepetl.

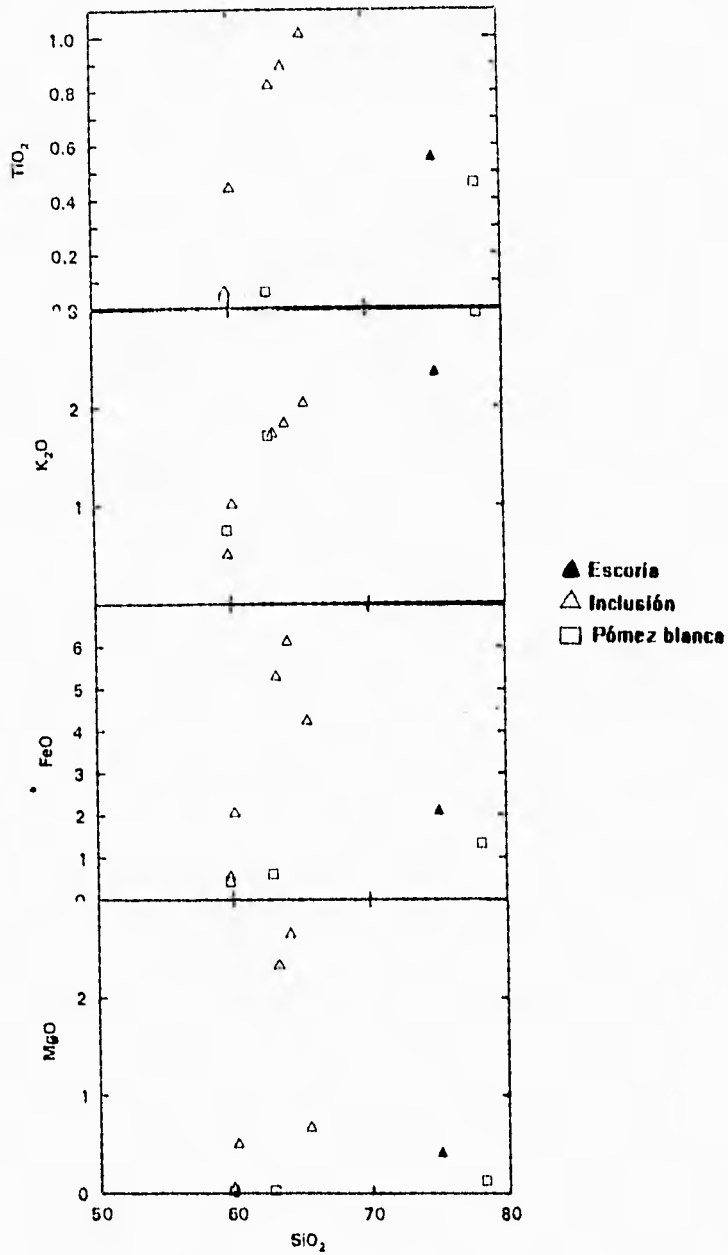


Figura IV.9. Diagramas Marker de elementos mayores vs sílice de muestras vítreas, observando variaciones irregularmente crecientes con el sílice.

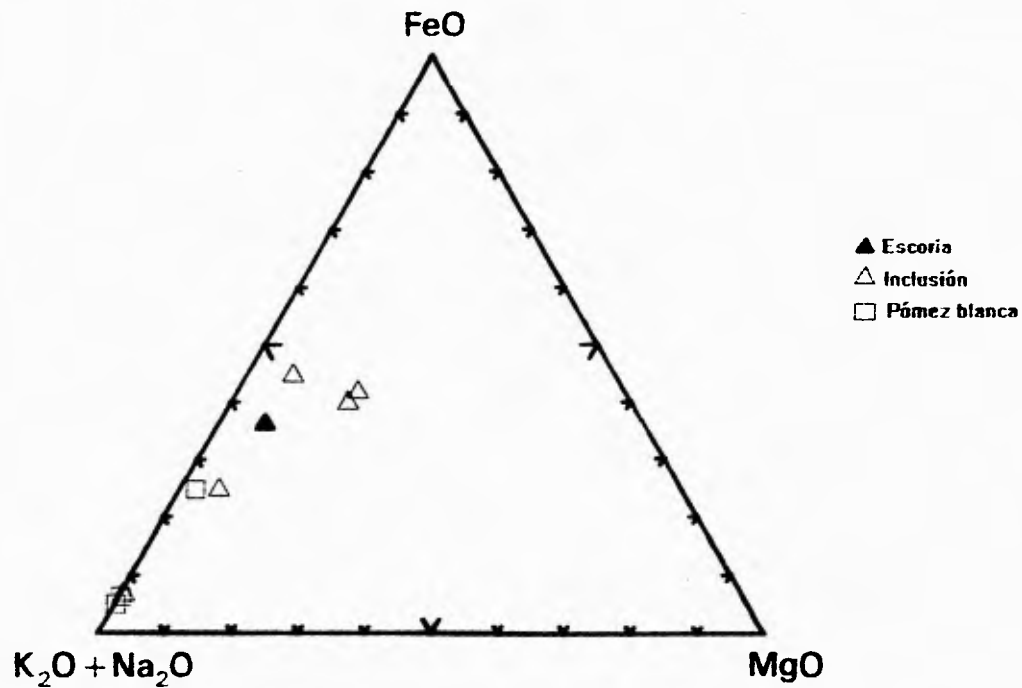


Figura IV.10. Diagrama AFM con tendencias similares en todos los vidrios dentro del campo calcoalcalino.

Cynthia Miranda Garcia

Tabla IV.4.

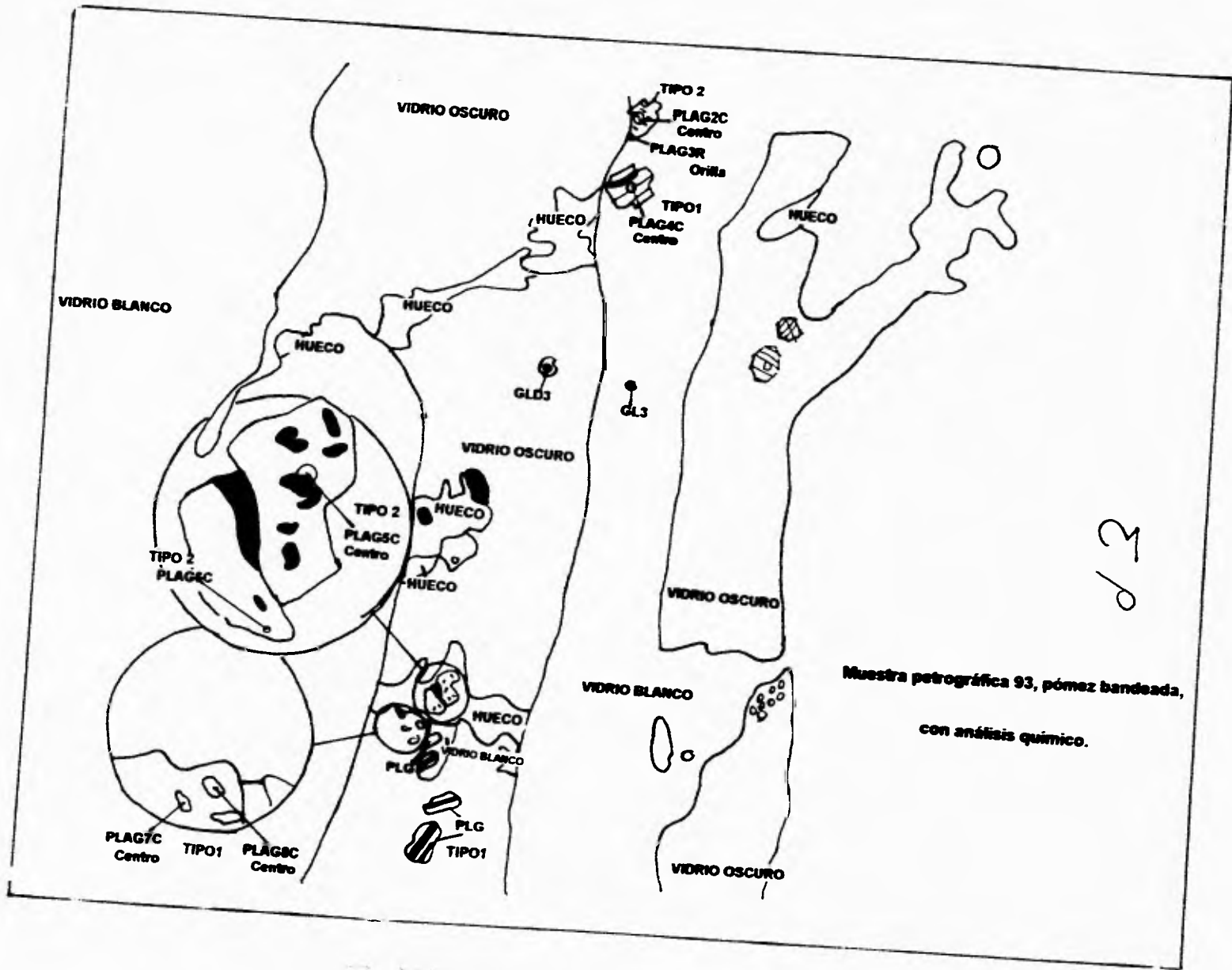
Composiciones químicas obtenidas de los análisis químicos de las plagioclasas

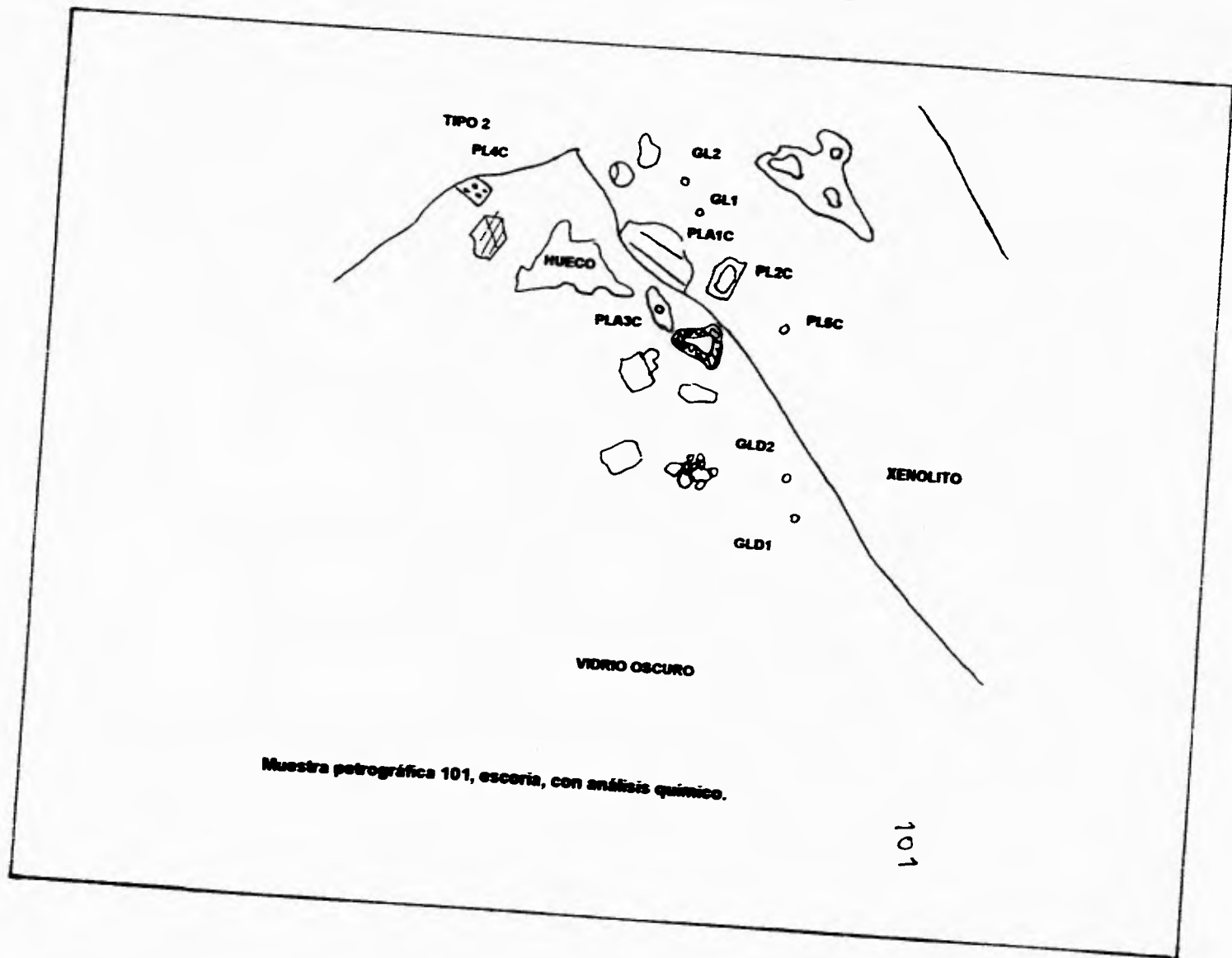
Óxidos	Tipo 1 Centro	Tipo 1 Orilla	Tipo 2 Centro	Tipo 2 orilla
SiO ₂	51.85	60.12	60.05	53.44
Al ₂ O ₃	31.05	25.53	25.56	29.07
Na ₂ O	4.41	6.49	6.49	5.15
K ₂ O	0.21	0.51	0.55	0.26
CaO	12.99	7.19	7.24	11.06
FeO	0.44	0.46	0.46	0.40

Se puede observar que la plagioclasa tipo 1, que está libre de inclusiones, presenta un zoneamiento normal, es decir varía del centro al borde del cristal de cálcica a sódica; mientras que la plagioclasa del tipo 2 además de presentar inclusiones, presenta una variación inversa (de sodio a calcio), además de observar un decremento del sílice, y un aumento de óxido de aluminio, del centro al borde del cristal ese comportamiento queda corroborado petrográficamente con el zoneamiento inverso, que muestran las plagioclasas del tipo 2 lo cual es una muestra clara de desequilibrio.

Por otro lado, los análisis realizados a las plagioclasas de una pómez blanca y escoria muestran las siguientes características: el Al₂O₃ y CaO son inversamente proporcionales con respecto al sílice, mientras que el K₂O, Na₂O y álcalis son directamente proporcionales; por otro lado, el FeO presenta un ligero decremento entre el 50-60% del sílice, terminando con un ligero incremento (figura IV.11.).

La relación entre Na₂O y CaO es decreciente similar al comportamiento de roca total mientras que para el comportamiento que presentó el material vítreo es contrario (figura IV.12.).





Muestra petrográfica 101, escoria, con análisis químico.

101

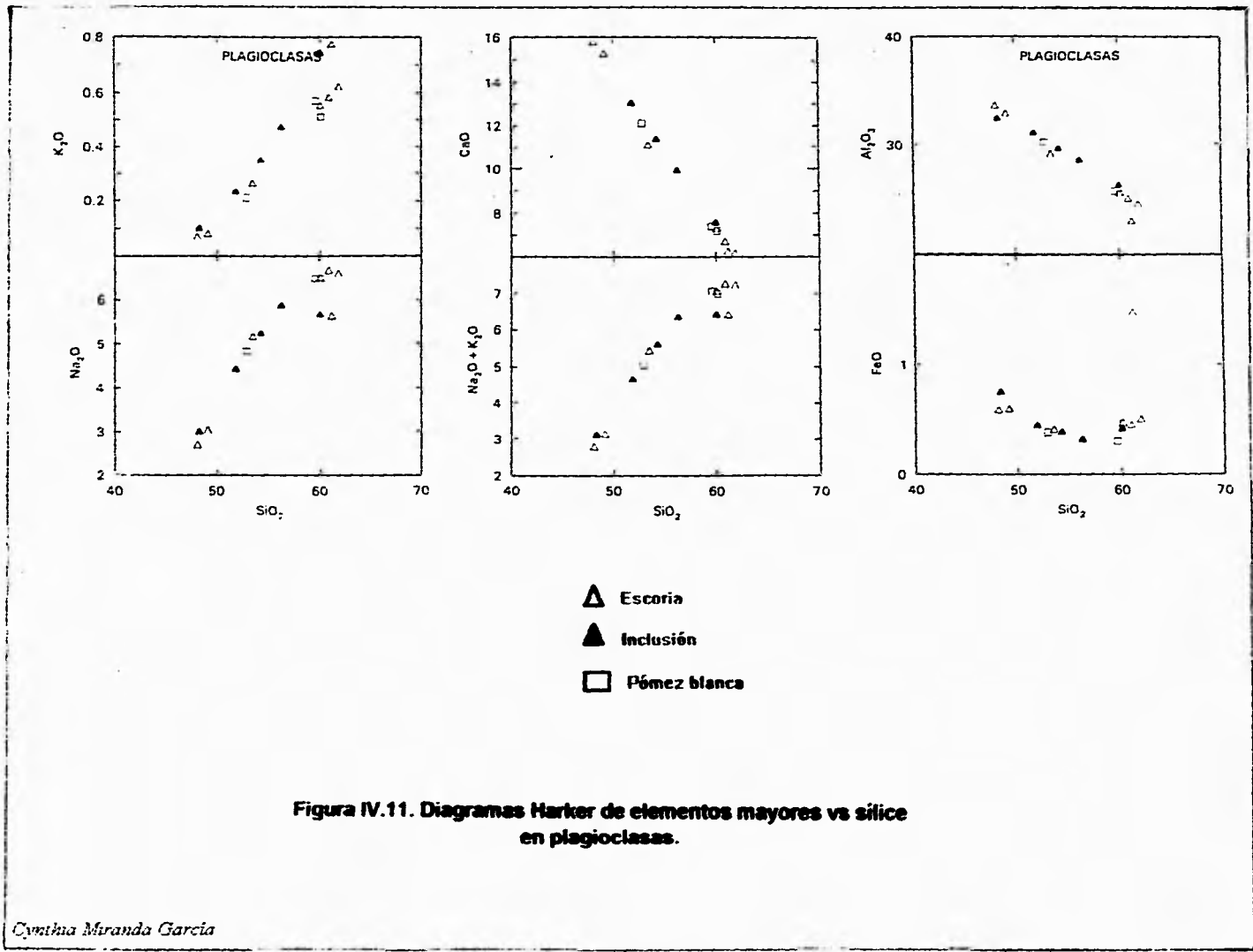


Figura IV.11. Diagramas Harker de elementos mayores vs sílice en plagioclasas.

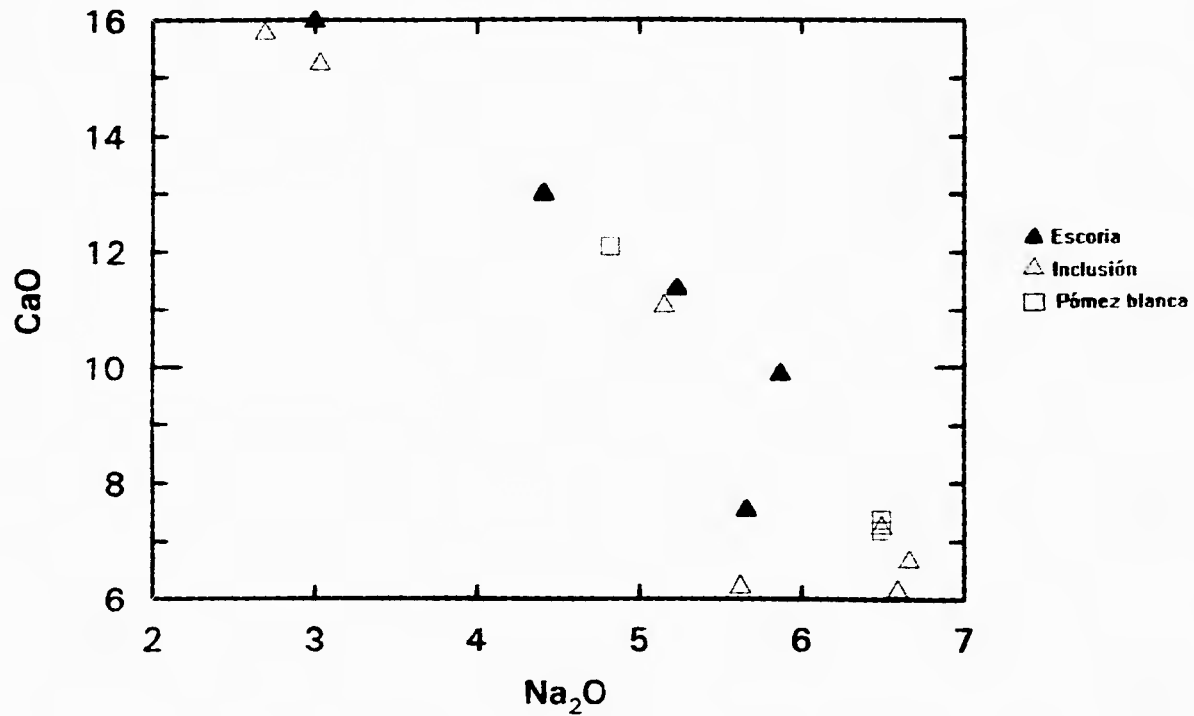


Figura IV.12. Diagrama tipo Harker de óxido de aluminio vs CaO y Na₂O para las plagioclasas.

Éstos dos óxidos se presentan contrarios con respecto al Al_2O_3 , el Na_2O es inversamente proporcional mientras que el CaO es directamente proporcional (figura IV.13.).

El diagrama triangular **ab-or-an** (Fig. IV. 14.) presenta una acumulación relativa hacia el extremo de la anortita (40-80%), con rangos de la albita del 20-60%, mientras que para la ortoclasa la proporción corresponde a un 5%.

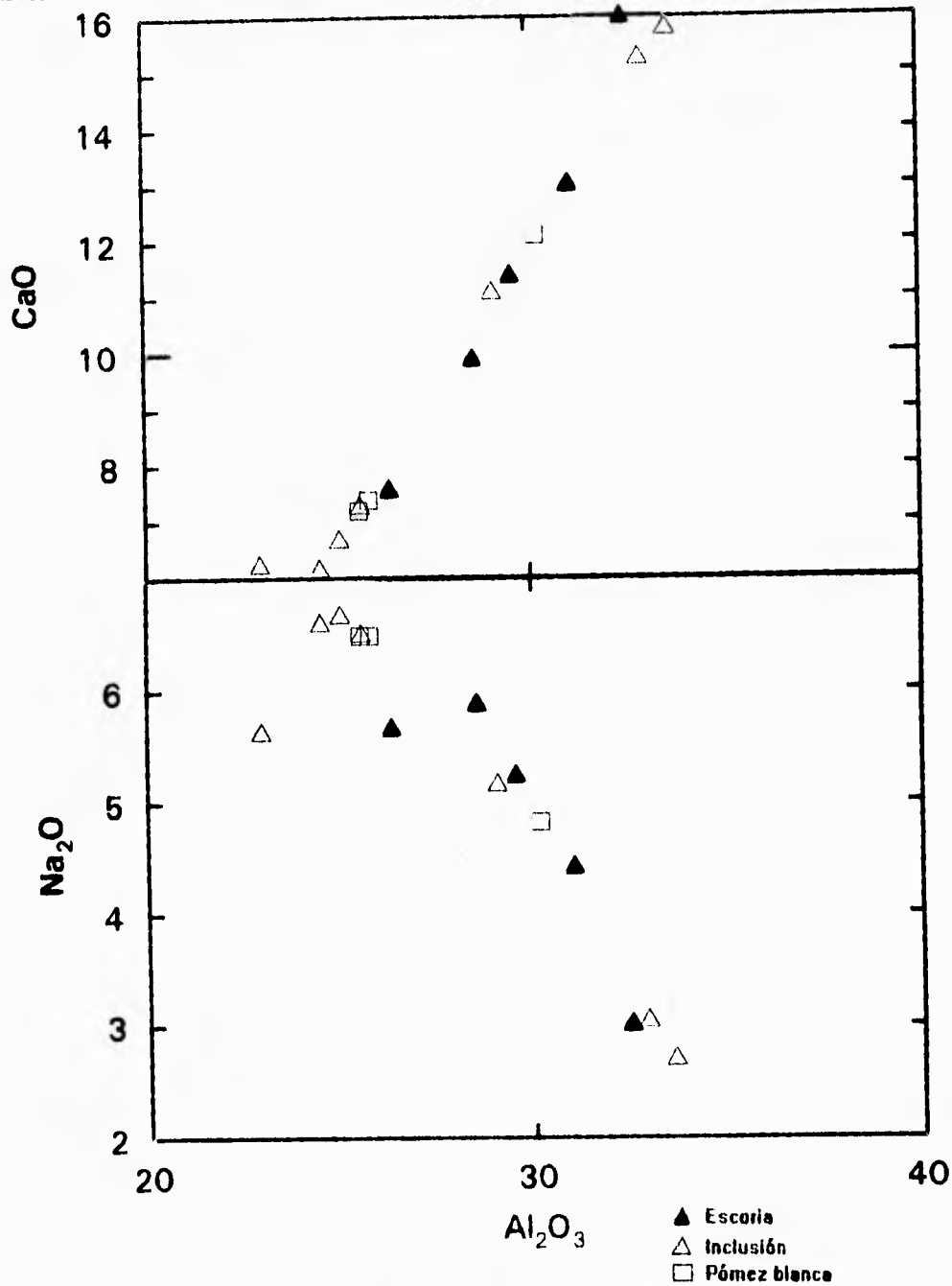


Figura IV.13. Relación del óxido de aluminio con CaO y Na_2O para las plagioclasas.

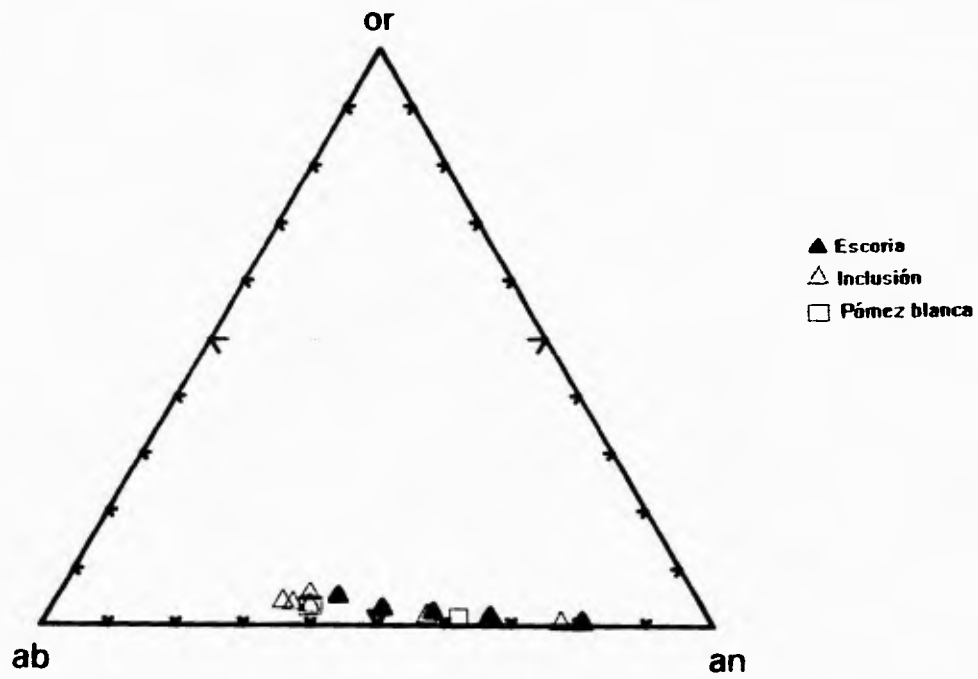


Figura IV.14. Diagrama ternario con tendencia preferentemente cálcica, con escaso contenido de feldespato potásico.

Cynthia Miranda Garcia

CAPITULO V

INTERPRETACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LA IGNIMBRITA

Las cámaras magmáticas se encuentran formando sistemas abiertos (Best, 1982) que son fácilmente apreciables en los eventos volcánicos que se presentan continuamente en todo el planeta, esto se debe a que una cámara magmática necesita ser reabastecida continuamente para poder generar las erupciones volcánicas que se observan.

La generación del magma se realiza a mayor profundidad, en donde las condiciones de equilibrio de un volumen de roca en equilibrio es perturbado por cambios en la presión, temperatura, composición o cualquier otro factor que sea responsable de su fusión. Posteriormente, el cuerpo del magma menos denso inicia el ascenso por ser gravitacionalmente inestable y flotante; donde todo o parte de cuerpo puede detenerse temporalmente en un área de la ruta, o reserva subterránea y después continuar para finalmente emplazarse en el manto superior, en la corteza o en la superficie donde las fuerzas flotantes y viscosas internas se encuentran en balance. Es a partir del ascenso del magma en donde se inicia la diversificación del mismo, modificándose la composición inicial del volumen de roca perturbada. El magma nuevo, tenderá a ascender hacia la superficie terrestre, y eventualmente llegará a emplazarse a través de un conducto volcánico (FIG.V.1).

INTERPRETACIONES PETROGRÁFICAS Y GEOQUÍMICAS DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL

La ignimbrita presenta rasgos característicos de desequilibrio composicional, mineralógico y textural, lo cual queda evidenciado por la presencia de pómez bandeada, en donde se encuentran en contacto vidrios de composiciones opuestas (dacítico y andesítico). Asimismo se presentan tanto escorias andesítico-basálticas, como pómez de diversas composiciones, ya sean ácidas y de composición intermedia. También se observa la coexistencia de minerales incompatibles, como son cuarzo y olivino que muestran claros

DIVERSIFICACIÓN DEL MAGMA

Composición del magma heterogeneada desde el volumen de roca donde se modifica

EMPLAZAMIENTO DE MAGMA

El cuerpo magmático finalmente descansa en el manto superior, corteza o en la superficie, donde las fuerzas flotantes y viscosas internas se encuentran en balance.

ASCENSO DEL MAGMA

El cuerpo de magma menos denso es gravitacionalmente inestable y flotante; todo o parte del cuerpo puede detenerse temporalmente en un área de la ruta, o reserva subterránea, y después continuar.

GENERACIÓN DEL MAGMA

El equilibrio en un volumen de roca de una fuente rica es perturbada por cambios en Presión, Temperatura o cualquier causa de fusión.

PROFUNDIDAD.

Fig. V.1.
Resumen esquemático de la generación y diversificación del magma.

Tomado de Best (1982).

signos de desequilibrio con coronas de reacción. Los cristales de los distintos minerales, presentan texturas características que confirman el desequilibrio identificado.

Texturalmente se identifican características muy peculiares. En particular se observaron dos tipos principales de reacción una por reabsorción en desequilibrio termal, que es debida a una zonación vertical de la temperatura dentro de una cámara magmática, con los líquidos fríos de la parte superior (Cox et al., 1979). De este modo, los cristales formados hacia los niveles altos son menos estables que los de niveles bajos, por el cambio brusco en la temperatura de la cámara. El fenómeno de reabsorción se produce principalmente tanto por el cambio en las condiciones de Presión-Temperatura, como por movimientos del magma hacia la superficie. Los cambios fuertes de presión provocan el crecimiento de cristales de diferente nivel en uno solo, dentro de la cámara magmática. El segundo tipo de reacción corresponde a una reabsorción en equilibrio, que a diferencia de la primera, se presenta en forma progresiva; ya que conforme va enfriando el magma, se va modificando la composición de los constituyentes minerales, disolviéndose por un lado unos y formándose otros, dentro de un proceso que es mejor conocido como *Cristalización Fraccionada*. La textura "Sieve" (tamiz) es una clara evidencia petrológica de un recalentamiento con fusión parcial de material ya solidificado, como puede ser un núcleo ácido mezclándose con un flujo de magma básico (mezcla de magmas).

Otras características texturales observadas en estas muestras, que permiten evidenciar condiciones de desequilibrio, o bien, una rápida cristalización del magma en un estado "reprimido" de la cámara, son representadas por las texturas con hábitos esqueléticos, dendríticos y celular, bajo condiciones de rápida cristalización, en respuesta a los considerables grados de supersaturación (Cox et al., 1979). Por otro lado, Hibbard (1981), considera que las texturas celular y dendrítica son consecuencia de una mezcla de magmas, ya que para que se dé esta se necesita un mecanismo de enfriamiento independiente de la transferencia de calor que da la conductividad de las rocas y también independiente del enfriamiento que provoca la pérdida de volátiles. Por tanto, el enfriamiento interno del magma ocurre si el magma ácido es abruptamente mezclado con un magma más básico, reflejándolo en las plagioclasas que presentan estas texturas.

Por su parte, el vidrio presenta las siguientes características:

- El vidrio ácido presenta una variación de sílice entre el 64-69%.
- El vidrio intermedio de 60-65% de sílice.
- El vidrio básico de 53-58% de sílice.

La amplia variación en la composición química del vidrio de un mismo depósito, y el contacto entre un vidrio dacítico y uno andesítico en la misma roca, reiteran el desequilibrio postulado en este trabajo.

Las plagioclasas, por su parte, presentan zonación tanto normal como inversa; la zonación representa los cambios en la composición del cristal cuando crece: el crecimiento normal de una plagioclasa varía de una composición cálcica (anortita), a sódica (albita). Petrográficamente se observan cambios concéntricos en la extinción del cristal, es decir, la plagioclasa cálcica se encuentra en el centro del cristal; mientras que la plagioclasa sódica está en la orilla. Cuando se encuentran plagioclasas que presentan una zonación inversa, es decir plagioclasa sódica al centro y cálcica en la orilla (presenta extinción del centro del cristal hacia las orillas), es evidente que se formó en un ambiente en desequilibrio, este fenómeno puede deberse a dos causas principales: 1) debida a la mezcla de magmas, donde el magma nuevo recristaliza a la orillas del cristal; y 2) debido a la variación en el contenido de volátiles, la composición de los cristales es afectado por el contenido de volátiles, si estos aumentan o se pierden, puede cambiar la cristalización, provocando así, en el caso de las plagioclasas, zonación inversa.

Químicamente se presentan variaciones muy contrastantes para componentes de la Igimbrita Citlaltépetl, con composiciones que llegan a ser totalmente opuestas en un mismo depósito.

La Igimbrita Citlaltépetl presenta evidencias de desequilibrio, que pueden ser explicadas por diferentes procesos, a saber: Zonación vertical en la temperatura de la cámara magmática, Cristalización fraccionada, Variación en el contenido de volátiles y Mezcla de magmas. Combinando las características antes descritas, todas apuntan a la mezcla de magmas como el proceso más viable para explicar el origen del depósito estudiado.

MODELO PETROGENÉTICO DE LA IGNIMBRITA CITLALTÉPETL

Para constatar la hipótesis sobre mezcla de magmas, se realizaron distintos cálculos de los datos químicos utilizando el programa Igpct-Mixing 3.21 (diseñado por Terra Softa Inc.), combinando los elementos mayores de las muestras de composiciones andesíticas y dacíticas diferentes para verificar si en realidad la mezcla de estas rocas daban como resultado la composición de una roca intermedia. Los resultados obtenidos (Tabla V.1.), muestran evidencias claras de una interacción entre magma dacítico y andesítico, dando lugar a rocas híbridas que coexisten todas ellas en un mismo depósito. Las muestras que presentaron una mayor aproximación fueron la No. 78 que representa al material de escoria y la No. 145d que es pómez blanca, produciendo a la muestra No. 145c, que es una pómez intermedia. Esto corrobora la hipótesis aquí propuesta que sugiere que la Ignimbrita Citlaltépetl si fue producto de una mezcla de magmas, donde el magma andesítico interactuó con el magma dacítico, dando lugar a una mezcla incompleta de los dos magmas, de proporciones variables. Con ello se explica la coexistencia de rocas de composiciones diferentes en el mismo depósito: escoria (andesítica), pómez blanca (dacítica) y pómez parda (intermedia y bandeada).

La mezcla de magmas aparece como un proceso relativamente común en sistemas magmáticos. Cuando el magma nuevo se mezcla con facilidad, los productos eruptivos de la cámara son más homogéneos lo cual se refleja en los productos volcánicos que genera (Emani et al; 1984). Esta relativa facilidad que se da en el proceso de mezcla va a depender de las densidades relativas y viscosidades entre los dos magmas; originando una mezcla híbrida cuando hay una diferencia grande en la viscosidad y densidad de los dos magmas. Cuando se pueden reconocer los componentes que se mezclaron, se tiene evidencia de una mezcla incompleta entre magmas de diferentes composiciones.

Se considera que las corrientes convectivas del manto son importantes en este mecanismo, ya que al existir un contraste de temperatura y densidad del magma con relación a la roca huésped, éste es inyectado hacia arriba en una cámara magmática en donde puede ocurrir el mismo fenómeno convectivo dentro de ella. El calor del nuevo magma (magma 1) se transporta entre las capas preexistentes del magma residual (magma 2), más rápido que

Tabla V.1. Modelo de Mezcla utilizando datos químicos de roca total.
Desarrollado por Terra Softa Inc.
Iqpet versión 3.21, 1994.

The Hybrid lava is 145c

Coef	%										
0.678	0.678	78									
0.322	0.322	99									
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	
78	64.38	0.82	17.35	0.00	0.11	3.99	6.97	4.23	1.95	0.21	
99	66.26	0.69	17.43	0.00	0.10	2.79	5.58	4.82	2.14	0.20	
145c											
OBS	65.10	0.75	17.32	0.00	0.10	3.69	6.45	4.35	2.04	0.20	
CALC	65.03	0.78	17.39	0.00	0.10	3.60	6.42	4.42	2.01	0.21	
DIF	0.03	-0.03	-0.04	0.00	-0.01	0.08	-0.08	-0.07	0.03	-0.00	
Sum of squares of residuals=				0.022							

The Hybrid lava is 145c

Coef	%										
0.671	0.670	78									
0.331	0.330	133b									
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	
78	64.38	0.82	17.35	0.00	0.11	3.99	6.97	4.23	1.95	0.21	
133b	66.00	0.75	17.48	0.00	0.10	2.82	5.57	4.72	2.30	0.26	
145c											
OBS	65.10	0.75	17.32	0.00	0.10	3.69	6.45	4.35	2.04	0.20	
CALC	65.02	0.81	17.42	0.00	0.10	3.61	6.52	4.40	2.07	0.22	
DIF	0.04	-0.05	-0.05	0.00	-0.01	0.08	-0.07	-0.04	-0.03	-0.02	
Sum of squares of residuals=				0.021							

The Hybrid lava is 145c

Coef	%										
0.859	0.860	78									
0.140	0.140	145d									
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	
78	64.38	0.82	17.35	0.00	0.11	3.99	6.97	4.23	1.95	0.21	
145d	69.85	0.39	17.03	0.00	0.07	1.20	3.79	5.10	2.38	0.18	
145c											
OBS	65.10	0.75	17.32	0.00	0.10	3.69	6.45	4.35	2.04	0.20	
CALC	65.11	0.76	17.31	0.00	0.10	3.60	6.52	4.35	2.01	0.20	
DIF	-0.00	-0.01	0.01	0.00	-0.01	0.09	-0.08	0.01	0.03	0.00	
Sum of squares of residuals=				0.015							

The Hybrid lava is 145c

Coef	%										
0.767	0.767	78									
0.233	0.233	135i									
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	
78	64.38	0.82	17.35	0.00	0.11	3.99	6.97	4.23	1.95	0.21	
135i	67.38	0.61	17.56	0.00	0.08	2.19	5.15	4.77	2.14	0.22	
145c											
OBS	65.10	0.75	17.32	0.00	0.10	3.69	6.45	4.35	2.04	0.20	
CALC	65.06	0.77	17.40	0.00	0.10	3.57	6.54	4.35	2.00	0.21	
DIF	0.02	-0.02	-0.04	0.00	-0.01	0.12	-0.10	0.00	0.04	-0.01	
Sum of squares of residuals=				0.028							

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

los componentes químicos, recalentándolo y provocando así la convección entre las dos capas (Wilson, 1989). La recristalización del magma 2, reduce la densidad del mismo y por tanto se mezclan con el magma 1, únicamente entre las capas que se encuentren en contacto provocando una zonación composicional y termal dentro de la cámara.

Si se presenta una cámara con zonación o estratificación composicional; la recristalización producida por el recalentamiento de los minerales ya formados, puede provocar cambios en la densidad y en la composición de una capa que se puede mezclar con otra capa superior (Wilson, 1989). Si se inyecta un magma nuevo en la base de ese cuerpo zonado, el disturbio termal puede ocurrir hacia la cima pero sin mezcla inmediata con el magma residual. Si el magma máfico presenta gran cantidad de volátiles al mezclarse con el magma ácido frío puede provocar disparos, ocurriendo la exsolución de la fase gaseosa, siendo importante, por que puede provocar que se genere una erupción explosiva.

Las causas de una erupción pueden ser:

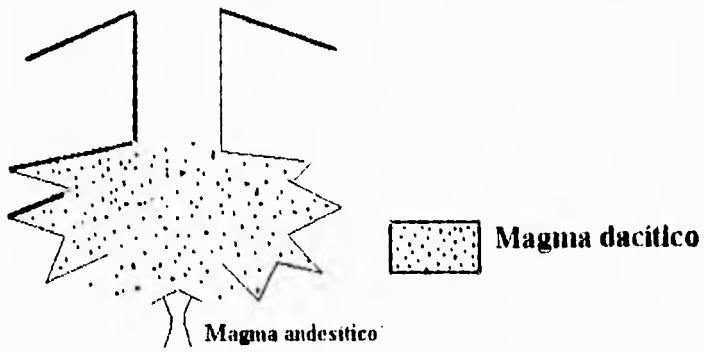
a) Variación en el grado de mezcla de magmas por cambio bruscos y turbulentos en la temperatura,

b) Cambios en la densidad de los magmas (por cristalización y exsolución de volátiles) (Cas et al., 1987).

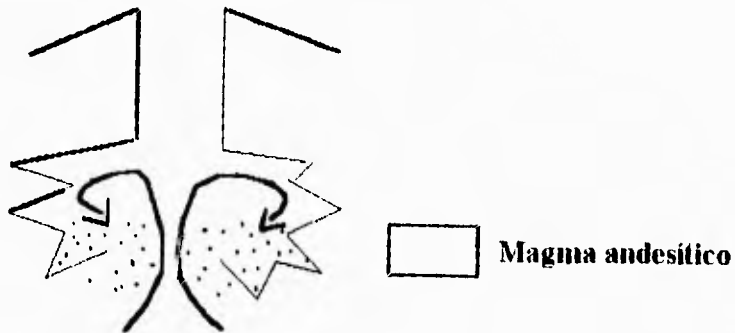
Los magmas presentan diferentes manifestaciones en una erupción:

- Pueden presentarse como lavas y flujos
- Pueden fragmentarse durante el flujo
- O puede presentar una erupción explosiva formando una serie de productos piroclásticos; que es el caso de la Ignimbrita Citlaltépetl (Cas et al., 1987).

De este modo, numerosas erupciones explosivas son muy probablemente producto de una mezcla de magmas. En resumen, la mezcla de magmas puede iniciarse por dos magmas a diferente temperatura y distinto contenido de volátiles, que entran en contacto en el interior de una cámara magmática, provocando la generación súbita y explosiva del material piroclástico como parte de una erupción de tipo pliniana.

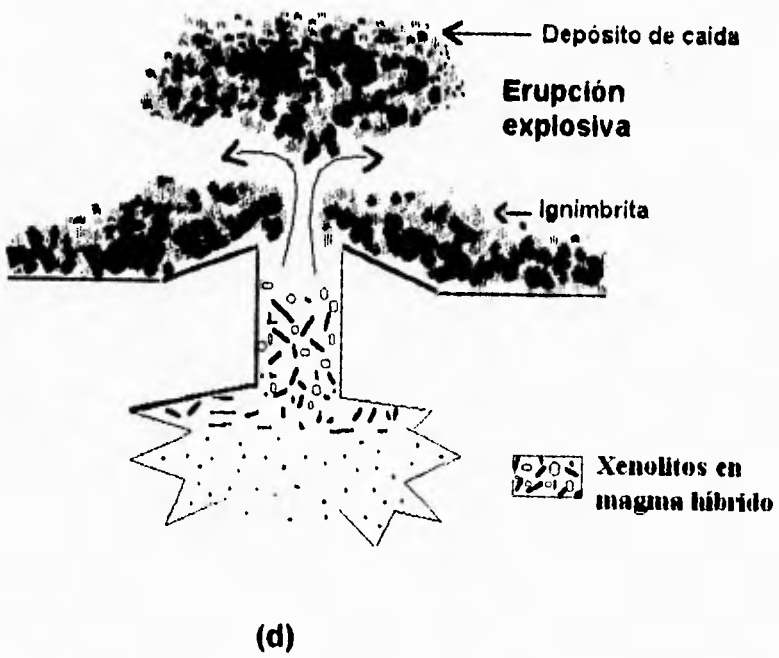
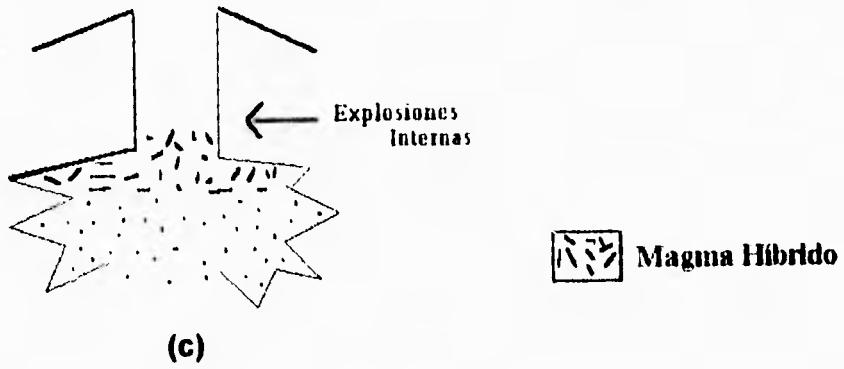


(a)



(b)

Fig.V.2 Esquemas representativos de la petrogénesis de la Ignimbrita Citlaltépetl.



De acuerdo con lo anterior, se puede afirmar que la cámara magnética anterior al evento que generara este depósito, presentó un magma residual de composición dacítica (Fig.V.2a.) al cual le fue inyectado un magma nuevo de composición andesítica conteniendo una cantidad de volátiles pero alta temperatura. Esta inyección provocó un efecto termogravitacional en la cámara debida a las diferencias en densidad y temperatura de ambos magmas (Fig. V.2b.), generando corrientes convectivas en su interior y provocando una diferenciación de volátiles que fueron acumulándose hacia la cima de la cámara originando el desencadenamiento de una explosión dentro del conducto (Fig.V.2c.) que provocó el fraccionamiento del magma a poca profundidad y produciendo una expulsión de material piroclástico (Fig.V.2d).

La poca profundidad de esto se puede corroborar por la asimilación de xenolitos ácidos (dacíticos) en fragmentos de escoria y ocasionalmente sueltos en el depósito ignimbrito; estos se dispersaron mecánicamente en el magma sin dar tiempo para reaccionar químicamente (Hernández, 1995), esto sólo se presenta cuando el fenómeno ocurre a poca profundidad de otra manera no sería perceptible debido a que se disolvería en el magma.

El tipo de erupción que dio origen a la Ignimbrita Citlaltépetl, representa un alto peligro volcánico y por tanto un alto riesgo volcánico al estar rodeado de numerosos poblados, siendo importante el monitoreo más detallado del volcán Citlaltépetl.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

1. Se identificó una amplia variación composicional en los constituyentes de la Ignimbrita Citlaltépetl que van desde básicas (escorias y pómez negras) hasta ácidas (pómez blancas) con rocas de composición intermedia (pómez bandeadas y pómez pardas) determinantes en las pruebas de este trabajo.
2. Las rocas que forman parte de la Ignimbrita Citlaltépetl muestran claras inestabilidades texturales, como el contacto de vidrio dacítico y andesítico, inclusiones vítreas (en diferentes texturas), reabsorción de cristales, bordes de reacción y minerales incompatibles como el olivino y cuarzo, principalmente.
3. Las características geoquímicas de la roca indicaron inestabilidad con grandes variantes composicionales en los datos químicos obtenidos de la ignimbrita, tanto en muestras de roca total, como de minerales individuales.
4. De acuerdo con los datos químicos obtenidos, se afirma que hubo una mezcla incompleta de magma andesítico con magma dacítico, que dio como resultado tres tipos de roca: escoria (con y sin xenolitos), pómez dacítica (blanca) y pómez intermedia (pómez bandeada y pómez parda).
5. La etapa explosiva inició su actividad de manera muy violenta, originada por la inyección de un magma básico (andesítico) a una cámara ácida(dacítica), con una gran variación en la temperatura y volátiles, generando corrientes convectivas y provocando la exsolución de volátiles que culminan con una explosión a niveles someros.
6. Diversos trabajos se han realizado con la aplicación de la petrografía para el mismo depósito, pero dejan indefinido el origen que podría tener. Considero que éste es un trabajo que puede concluir varias investigaciones realizadas al respecto. Cabe aclarar que los trabajos que existen referentes al volcán, no son suficientes para un monitoreo adecuado, pero son el primer paso para un estudio exhaustivo del mismo.
7. Es importante monitorear en forma intensiva el volcán Citlaltépetl, ya que a pesar de tener 300 años sin dar evidencias de actividad, dentro del tiempo geológico sólo es un

pequeño intervalo de tiempo por lo que puede reaccionar de nuevo, para lo cual es recomendable estar preparados teniendo mucha información que se pueda transmitir para servir a las comunidades que se encuentran en mayor riesgo.

BIBLIOGRAFÍA

Aguilar-y-Vargas, V. y Verma, S.P. (1987). Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano - parte 3b vol. 26: 273-290 pp.

Best, M. (1982). Igneous and methamorphic petrology. Ed. Freeman. London.

Cantagrel J.M., Gourguad, A. and Robin, C. (1984). repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl. *Mex. bulletin of vulcanology* vol. 47 (1).

Carmichel, I.S., Turner, F. and Verhoogen, J. (1974). Igneous petrology. N.Y. McGraw-Hill.

Carrasco-Núñez, G. (1992). Estructura y estratigrafía de las lavas del volcán Citlaltépetl, México. Second International Reunion on Volcanology, Abstracts. 82 pp

... (1993). Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Ph. D. Thesis, Michigan Tech, University, U.S.A.

Carrasco-Núñez, G. and Ban (1994). Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl Volcano, México. *Cartas geológicas y mineras* No. 9, Instituto de Geología, UNAM.

Carrasco-Núñez and Rose (en prensa, 1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) Mexico, 8.5-9.0 ka. *Journal of volcanology and geothermal research*.

Cas, R.A.F. and Wright, J.V. (1987). Volcanic successions, Modern and ancient. George Allen and Unwin, London.

Cebull, S.E. and Shrubet, D. H. (1987). Mexican Volcanic Belt: An intraplate transform. Geof. Int. special volume on Mexican Volcanic Belt - Part 3a vol: 26, in press.

Cox, K., Bell, J. and Pankhurst, R. (1979). The interpretation of igneous rocks. London . George Allen and Unwin.

Eichelberger, J.C. (1974). Magma contamination within the volcanic pile: Origin of Andesite and Dacite. *Geology*, January: 29-33 pp.

Emami, H. and Michel, R. (1984). Observation pétrographique d'un cas de mélange de magmas acide et basique: genèse des dacitoides de la région de Qom-Aran. *Bull. Volcan.* vol. 47-4 (1): 769-779 pp.

Ferriz, H. y Malwood, G.A. (1986). Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* vol.25-1, pp. 117-156.

Gómez-Tuena, A. (1995). Investigaciones vulcanológicas de depósitos piroclásticos del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Halsor, S.P. (1989). Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Tolimán Volcano, Guatemala. *Bull. Volcanol.* vol. 51: 271-280 pp.

Heine, K. (1988) Late Quaternary Glacial chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften.* Nr. 7.

Hernández, M. S. (1995). Geoquímica y origen del Batolito de Río Verde, Oaxaca terreno Xolapa. Tesis de maestría. Instituto de Geofísica, U.N.A.M.

Hibbard, M.J. (1981). The magma mixing origin of mantle feldspars. *Contrib. mineral Petrol.* 76: 150-170 pp.

Hoskuldsson, A. and Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba Eastern Mexico. *Bull. volcanology* 55: 571-587 pp.

Kudo, A.M., Jackson, M. and Husler, W. (1985). Phase chemistry of recent andesite, dacite and rhodacite of Volcan Pico de Orizaba, Mexican Volcanic Belt: Evidence for xenolithic contamination. *Geof. Int. special volume on Mexican Volcanic Belt - part 2* vol. 24: 679-689 pp.

López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*. Tomo II, 1a. edición Escolar.

Luhr, J. F., Nelson, S.A., Allan, J.F. and Carmichel, I.S. (1984). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13: 54-57 pp.

Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonics. *Geof. Int.* 12: 55-70 pp.

Negendank, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser F., Tobschall, H. and Tobschall, J.(1985). Geological and geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int. special volume on Mexican Volcanic Belt- part 2* vol. 24: 477-575 pp.

Pasquare, G., Vezzoli, L. and Zanchi, A. (1987). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* vol. 26-2: 159-176 pp.

Robin, C. and Cantagrel, J.M. (1982). Le Pico de Orizaba (mexique). Structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe. *Bull. volcanology* 45-4: 99-315 pp.

Sakuyama, M. (1984). Magma mixing and magma plumbing systems in islands arcs. *Bull volcan.* vol 47-4 (1) 685-703 pp.

Siebe, C., Abrams, M. and Sheridan, M.F.(1993) Major Holocene block and ash fan at the western slope of ice-caped Pico de Orizaba volcano. Mexico: implications for future hazards. *Journal of volcan. and Geot. Res.*, 59.

Siebe, C. y Verma, S.P. (1988). Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas Rhyolitic Domes, Puebla. *Chem. Erde* 48 VEB Gustav Fischer Verlag Jena. 177-189 pp.

Sparks, R., Self, S. y Walker, G. (1973). Products of ignimbrite eruption. *Geology*, November 115-118 pp.

Sparks, R.S.J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for transport of pyroclastics flows. *Sedimentology* 23, 147-188 pp.

Verma, S.P. (1985). Mexican volcanic belt (preface). *Geof. int.* vol. 24-1: 7-20 pp.

... (1980). Mexican volcanic belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geof. int.* vol. 26-2: 309-340 pp.

Viniegra-Osorio, F. (1965). Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. de geol. petroleros.* Vol. XVII 7-12, Jul.-Dic.

Walker, G. P. (1980). The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultra plinian) eruption?. *J. Volc. Geotherm Res.* 8: 69-94 pp.

Walker, G.P., Hemming, R.F. and Wilson, C. (1980). Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature.* vol. 283.

Walker, G. P., Self, S. and Froggatt, P. (1981a). The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Vol. Geotherm. Res.* 10: 1-11 pp.

Wilson, C. and Walker, G. (1982). Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London,* vol. 139: 581-592 pp.

Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach.* Ed. Unwin Hyman. London.

Yáñez-García, C. (1980). Informe geológico del proyecto geotérmico de los Humeros-Derrumbadas, Edos. Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad.