



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-006

9
21

SRITA. CLAUDIA DE JESUS GALICIA BUENROSTRO
Presenta

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

ESTRATIGRAFIA Y EVALUACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS DE LA REGION DE ORIZABA, VER.

- I INTRODUCCION
 - II GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA
 - III GEOLOGIA REGIONAL Y EVOLUCION DEL VOLCAN CITLALTEPETL
 - IV ESTRATIGRAFIA DE LA REGION DE ORIZABA
 - V EVALUACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS
 - VI CONCLUSIONES
 - VII RECOMENDACIONES
- REFERENCIAS
MAPAS Y APENDICES
BIBLIOGRAFIA

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 6 de febrero de 1996
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

JMCS:RLR/glg

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

En agradecimiento a:

*La vida..!
por los padres que me dio*

y, a ellos

*por su amor, su apoyo y su confianza, dedico esta tesis
para ustedes Pedro y Magda con todo mi amor y admiración*

*A mis hermanos que amo Magda y Pedro
por su cariño y su gran apoyo*

*A Gerardo con amor
por su apoyo y por haberme
impulsado a la culminación de este trabajo.*

*A Blanca con cariño
por escucharme y apoyarme en momentos difíciles.*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente y de corazón al Dr. Gerardo Carrasco, por la disposición para dirigir y asesorar este trabajo y, por su gran ejemplo, su amistad, su apoyo y sobre todo por su confianza.

Al Ing. Alfredo Victoria, M.I. Vicente Torres, Ing. Enrique González y al Ing. Miguel Vera por su tiempo y observaciones.

A mis compañeros de trabajo el Ing. Silvio Ménes por su apoyo, comentarios y sugerencias, y a Chelito por su amistad.

Quiero agradecer también a todas aquellas personas de las cuales recibí un gran apoyo: Dr. José Luis Macías, a Pablo por su ayuda en el laboratorio de sedimentología, a José Luis Jiménez y a Gerardo Centeno por su tiempo y atención, al Ing. Mario Limón por su confianza y Arturo del departamento de dibujo (inst. de Geología).

Agradezco también a DGAPA por la beca otorgada para la realización de este trabajo y al Instituto de Geología por su ayuda.

La realización de esta tesis recibió el apoyo de amigos, compañeros y familiares, a los cuales doy gracias y les pido una disculpa por no mencionarlos a todos. Sin embargo, quiero decir que siempre tendré una palabra de agradecimiento para ustedes.

Claudia Galicia B.

INDICE GENERAL

I. - INTRODUCCIÓN.....	1
I. I. - OBJETIVOS.....	2
I. II. - ANTECEDENTES.....	3
I. III. - METODOLOGÍA.....	3
I. III. 1. - <i>Fotogeología Preliminar</i>	3
I. III. 2. - <i>Trabajo de Campo</i>	4
I. III. 3. - <i>Elaboración de mapas y columnas estratigráficas</i>	5
I. III. 4. - <i>Trabajo de laboratorio y gabinete</i>	5
II. - GEOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA.....	6
II. I. - LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y FISIGRÁFICA.....	6
II. II. - CLIMA E HIDROGRAFÍA.....	7
II. III. - ÉPOCA GLACIAL.....	8
II. IV. - GEOMORFOLOGÍA.....	9
II. V. - DEMOGRAFÍA.....	9
III. - GEOLOGÍA REGIONAL Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN CITLALTEPETL.....	10
III. I. - MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
III. II. - ESTRATIGRAFÍA SEDIMENTARIA.....	11
III. II. 1. - <i>Sistema Cretácico</i>	12
III. III. - ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA.....	13
III. III. 1. - <i>Geología de la Sierra Volcánica del Cofre de Perote-Pico de Orizaba</i>	14
III. III. 2. - <i>Geología de la región de Libres-Oriental</i>	14
III. IV. - GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	16
III. V. - EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN CITLALTEPETL.....	18
IV. - ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE ORIZABA.....	21
IV. I. - ESTRATIGRAFÍA.....	21
IV. I. 1. - <i>Volcán Torreclillas</i>	24
IV. I. 2. - <i>Andesita Basáltica San Baltazar (Qabb)</i>	24
IV. I. 3. - <i>Andesita Piñacón (Qap)</i>	25
IV. I. 4. - <i>Dacita Xometla (Qdx)</i>	25
IV. I. 5. - <i>Lahar Orizaba (Qlo "Orizaba")</i>	25
IV. I. 6. - <i>Lahar Basal Cascada (Lbc)</i>	26
IV. I. 7. - <i>Secuencia de flujos piroclásticos y lahares</i>	27
IV. I. 8. - <i>Travertino Atzacán (Qta)</i>	29
IV. I. 9. - <i>Lahar Orizaba (Qlo "Orizaba")</i>	30
IV. I. 10. - <i>Flujo de Escorias, Pómez y Cenizas. "Ignimbrita Citlaltépetl" (Qic)</i>	32
IV. I. 11. - <i>Flujo de Bloques y Cenizas "La Perla" (Qlbp "La Perla")</i>	35
IV. I. 12. - <i>Lahar Rancho Pala (Qlrp "Rancho Pala")</i>	36
IV. I. 13. - <i>Dacita Cueva del Muerto (Qdcm "Cueva del Muerto")</i>	40
IV. I. 14. - <i>Depósitos indiferenciados (Pd & I)</i>	41
IV. II. - CORRELACIÓN DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.....	41
V. - EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS VOLCÁNICOS.....	44
V. I. - GENERALIDADES DE LOS PELIGROS VOLCÁNICOS.....	44
V. I. 1. - <i>Flujos de lava y domos</i>	47
V. I. 2. - <i>Lahares</i>	49

V. I. 3. - <i>Flujos Piroclásticos</i>	51
V. I. 4. - <i>Flujos de Bloques y Cenizas</i>	53
V. I. 5. - <i>Flujos de Escoria</i>	53
V. I. 6. - <i>Flujo de Pómez y ceniza (Ignimbrita)</i>	53
V. I. 7. - <i>Ojoadas piroclásticas</i>	54
V. I. 8. - <i>Caldas de tetras y proyectiles ballísticos</i>	55
V. I. 9. - <i>Gases Volcánicos</i>	56
V. II - ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL	57
V. II. 1. - <i>Actividad prehistórica</i>	57
V. II. 2. - <i>Actividad histórica</i>	59
V. III - ZONIFICACIÓN DE LOS PELIGROS VOLCÁNICOS	60
V. III. 1. - <i>Mapas de Peligros</i>	60
V. IV. - IMPACTO AMBIENTAL SOBRE LAS ÁREAS AFECTADAS	68
V. IV. 1. - <i>Efecto del Material de Caída</i>	68
V. IV. 2. - <i>Gases Volcánicos</i>	70
V. IV. 3. - <i>Eventos de Flujo</i>	71
VI. - CONCLUSIONES	72
VII. - RECOMENDACIONES	76
VIII. BIBLIOGRAFÍA	78

MAPAS Y APENDICES

INDICE GENERAL DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de localización del área de estudio
Figura 2.1	Mapa Geológico Gral. de la Cuenca Oriental Cofre de Perote-Pico de Orizaba
Figura 2.2	Mapa Geomorfológico-Glacial del Pico de Orizaba
Figura 3.1	Ubicación de la FVM con respecto a la Placa de Cocos
Figura 3.2	Columna estratigráfica de las rocas sedimentarias
Figura 3.3	Relación estratigráfica de los complejos volcánicos del Altiplano Pico-Cofre
Figura 3.4	Tectónica regional de las zonas de estudio
Figura 3.5	Geología estructural de la zona del Citalitépetl
Figura 3.6	Localización de los conos asociados a la evolución del volcán Citalitépetl
Figura 3.7	Mapa geológico de la cima del volcán Citalitépetl
Figura 3.7a	Estratigrafía que representa el volcán Citalitépetl en la zona cercana a la cima
Figura 4.1	Sección C-1 "La Cascada"
Figura 4.2	Sección 1.2 "La Sirena"
Figura 4.3	Sección 3.4 "El Basurero"
Figura 4.4	Sección 9.2 "El Vidrio"
Figura 4.5	Correlación estratigráfica entre las secciones de la zona sur de Orizaba, Ver
Figura 4.6	Sección 4.6 "La Virgen"
Figura 4.7	Mapa de distribución de la Ignimbrita Citalitépetl
Figura 4.8	Diagrama idealizado para depósitos de flujos piroclásticos
Figura 4.9	Sección 4.1-9 "Río Orizaba"
Figura 4.10	Mapa preliminar de Isopacas para el depósito de caída libre.
Figura 4.11	Sección 11.4 "Texmalaca"
Figura 4.12	Sección PIF-2a "Rancho Pala"
Figura 4.13	Sección PO-20 "La Perla"
Figura 4.14	Contacto franco entre el flujo de lava dacítico y el Flujo de bloques y cenizas
Figura 4.15	Sección PIF-4 "San Miguel"
Figura 5.1	Relación de las muertes debido a erupciones con respecto al crecimiento pob.
Figura 5.2	Mecanismo que generan los flujos piroclásticos
Figura 5.3	Diferentes casos de comportamiento de un flujo piroclástico

TABLAS

Tabla 1	Densidad de población en las zonas conurbadas del flanco SE del Pico
Tabla 2	Características fundamentales de las estructuras volcánicas asociadas al Citalitépetl
Tabla 3	Datos de los fechamientos de algunos depósitos del Citalitépetl
Tabla 4	Víctimas humanas por actividad volcánica 1600-1985
Tabla 5	Relaciones generales entre tipos de volcanes
Tabla 6	Lista de algunos desastres volcánicos desde el año 1000 D.C
Tabla 7	Características de los lahares cohesivos y no cohesivos
Tabla 8	Tipos de flujos piroclásticos

RESUMEN

El Cillatépeli es un volcán potencialmente activo, que se localiza en la parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana, siendo el estratovolcán de mayor altura de Norte América. la pendiente en el flanco Este, tiene un ángulo alto lo que incrementa el peligro potencial hacia la Cd. de Orizaba y zonas conurbadas. Esta última se encuentra localizada a 27 km al Sureste del volcán y es la ciudad más densamente poblada de sus alrededores, con más de 115,000 habitantes; el valle donde ahora se encuentra asentada, ha sido severamente castigado por una serie de eventos volcánicos consistentes en flujos piroclásticos, lahares y flujos de lava, que han tendido a canalizarse hacia este sector.

Los registros estratigráficos encontrados en la Cd. de Orizaba y las áreas conurbadas, revelan las dimensiones y peligrosidad de los eventos que ocurrieron durante el Pleistoceno y Holoceno. Los depósitos más antiguos encontrados hacia este sector forman una secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares de más de 80 m de espesor.

Durante el Holoceno entre los 8,500 y 9,000 años, un evento explosivo generó una ignimbrita y, al igual que un flujo de bloques y cenizas generado entre los 4,200 y 4,500 años, llegó hasta la Cd. de Orizaba. Asociado a la transformación del flujo de bloques más reciente se generaron lahares que alcanzaron a cubrir la zona noroeste del asentamiento actual de la ciudad.

La zonificación de los peligros volcánicos, indican que la Cd. de Orizaba se encuentra en un área potencialmente peligrosa, debido a que está ubicada en el canal principal que comunica las partes superiores del cráter volcánico y que en el pasado ha sido escenario constante de múltiples manifestaciones volcánicas. Debido a la frecuencia y área cubierta, los lahares son considerados como los eventos de mayor peligro sin dejar de considerar que puedan ocurrir en el futuro otros eventos como flujos piroclásticos y tefras.

I.-INTRODUCCIÓN

A pesar de que la actividad volcánica puede constituir un gran riesgo para las poblaciones que circundan un volcán activo, el hombre se ha visto beneficiado por ella a largo plazo, ya que sus productos promueven la fertilidad de los suelos y sus depósitos son explotados como bancos de material para la construcción. Algunos yacimientos minerales se encuentran también asociados directamente a la actividad magmática.

Se ha estimado que más de 300 millones de personas en el mundo viven cerca y/o sobre volcanes potencialmente peligrosos y que dos tercios de estos volcanes se ubican en los límites de las placas tectónicas, en la región conocida como "Cinturón Circumpacífico de Fuego". Alrededor de 50 volcanes a nivel mundial entran en erupción anualmente, sin haber variado este promedio considerablemente en tiempos geológicos (Sinkin et al., 1981 en Tilling, 1989), por lo que se ha considerado de gran importancia hacer una evaluación de los peligros potenciales de erupciones futuras.

La Faja Volcánica Mexicana (FVM) es un segmento del "Cinturón Circumpacífico de Fuego" en la que se encuentran alrededor de 8,000 centros eruptivos (Robin, 1982a), de los que destacan por sus dimensiones, los estratovolcanes conocidos como: el Popocatepetl, Iztaccihuatl, Nevado de Toluca, La Malinche, El Volcán de Colima y Citlaltépetl, entre otros (Fig. 1.1).

El Citlaltépetl, mejor conocido como Pico de Orizaba, está localizado en la parte oriental de la FVM, es la cumbre más alta de México y el estratovolcán de mayor altura de Norte América con una elevación de 5,875 m.s.n.m. Se considera como un volcán histórica y potencialmente activo con periodos largos de reposo. Aproximadamente 500,000 personas viven en los alrededores del volcán, en un radio de 35 km y los asentamientos humanos más próximos al cráter son gente de escasos recursos económicos que se dedican predominantemente a la agricultura; en estas áreas se han encontrado depósitos de diferentes eventos generados del volcán Citlaltépetl. Las dimensiones de estos depósitos

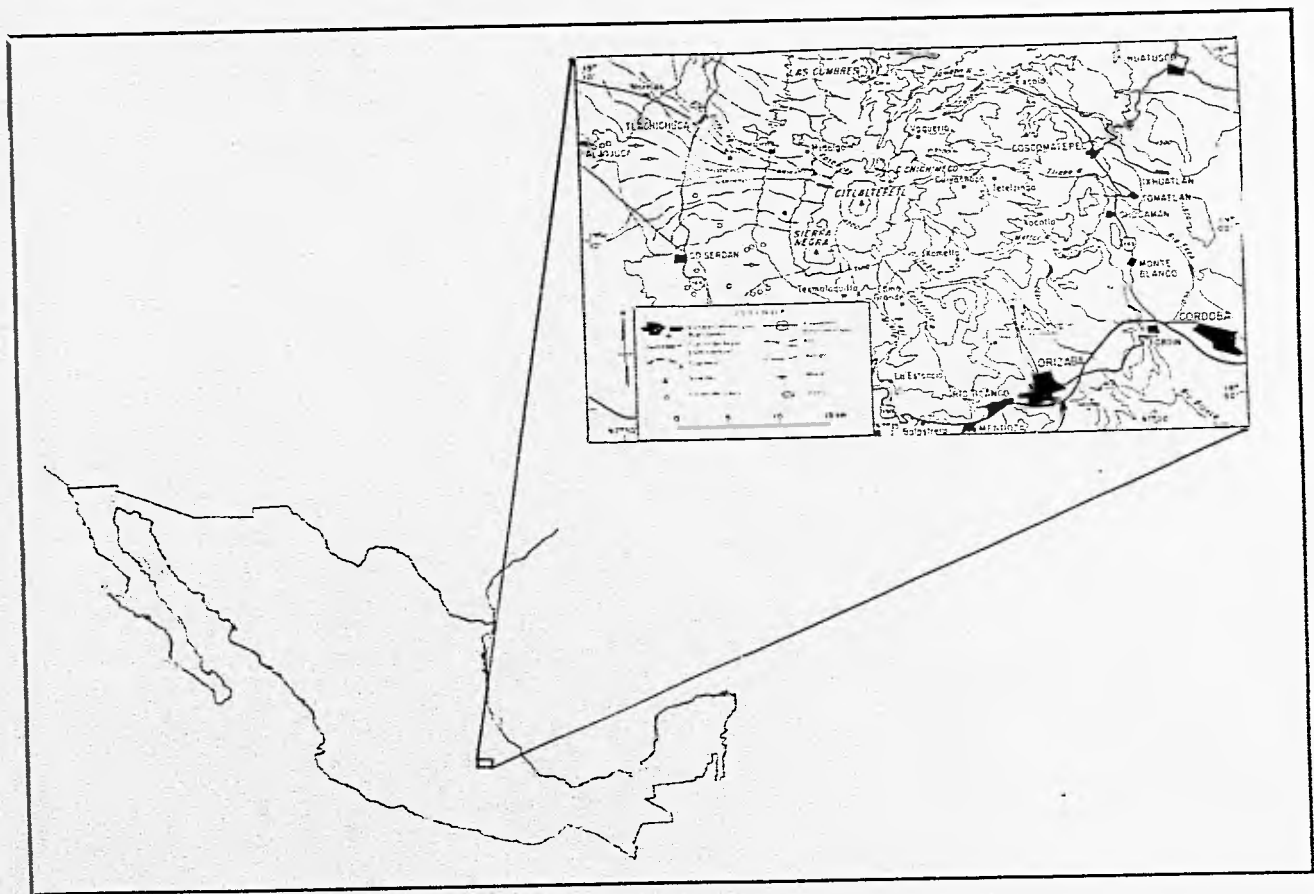


Fig. 1.1 Mapa de Localización del área de estudio

dan una idea del potencial de las erupciones volcánicas del pasado y hacen pensar en las posibles áreas de afectación y sus consecuencias por algún evento similar en el futuro, lo que obliga a realizar una evaluación detallada de los posibles riesgos volcánicos a los que está expuesta la zona.

Para evaluar los peligros a los que está sujeta en particular la Cd. de Orizaba y zonas conurbadas, así como cualquier otra población que se encuentre amenazada por desastres volcánicos, es necesario conocer la historia del volcán, que abarque la frecuencia y magnitud de las erupciones, los productos generados así como la extensión que cubrieron; todo esto complementado con estudios petrográficos y geoquímicos y el fechamiento de muestras ubicadas en secuencia estratigráfica, que sirven de base para conocer el patrón evolutivo del volcán y, por ende, saber el comportamiento futuro de éste.

I.1 - OBJETIVOS

El principal interés por evaluar los peligros volcánicos en la zona sureste del volcán es debido a que en esta área se tienen causas de arroyos muy profundos con los gradientes más altos alrededor del volcán, lo que incrementa el peligro potencial para las zonas que se encuentran ubicadas pendiente abajo, principalmente hacia la Cd. de Orizaba, situada a 27 km del cráter. Esta Ciudad es una de las localidades más densamente pobladas en un radio de 30 km, con más de 180,000 habitantes. Además, se han encontrado secuencias de depósitos representativos de eventos de tipo flujos piroclásticos, lahar y lavas que se canalizaron hacia este sector.

Por tal motivo, este trabajo de tesis tiene como objetivo fundamental la evaluación detallada de los peligros volcánicos a los que está expuesta la ciudad de Orizaba y zonas conurbadas, y del impacto y los efectos sobre las áreas que puedan ser afectadas por posibles eventos futuros generados por el volcán Cillaltepé.

Para efectuar la evaluación de los peligros volcánicos es indispensable tener un conocimiento profundo de la estratigrafía volcánica, por lo que otro de los propósitos de este trabajo es la reconstrucción de los eventos eruptivos que han afectado el área en torno a la Cd. de Orizaba.

I.II .- ANTECEDENTES

Los trabajos relacionados con el Pico de Orizaba, son en su mayoría de carácter regional (Reyes, 1979; Cantagrel y Robin, 1979; Yañez-García, 1980; Negendank, et al., 1985), o correspondientes al campo de la petrología (Kudo et al., 1985; Singer and Kudo, 1986; Calvin et al., 1989). Holne (1988), hace una modificación del mapa geomorfológico del glaciar del volcán Cillallépetl. Hoskuldsson y Robin (1993), exponen la actividad eruptiva del Pico de Orizaba en el Pleistoceno-Holoceno. Existen algunos trabajos sobre la evolución general del Cillallépetl (Robin y Cantagrel, 1982; Carrasco- Núñez, 1992; 1993; Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Carrasco-Núñez, en prensa) y otros más actuales sobre algunos depósitos recientes (Carrasco-Núñez et al., 1993; Carrasco Núñez y Rose, 1995; Gómez-Tuena, 1995; Siebe et al., 1993). Estudios recientes realizados por Sheridan et al., 1990; Hoskuldsson, 1990 y Hoskuldsson et al., 1990, revelan la existencia de depósitos de avalanchas derivadas por colapso; Miranda-García (1995) realiza un estudio de la petrografía y geoquímica de un flujo piroclástico generado del Pico de Orizaba.

I.III .- METODOLOGÍA

I.III.1 .-Fotogeología Preliminar.

La primera etapa del trabajo fotogeológico preliminar consistió en la ubicación de las fotografías aéreas de escala 1:35,000 en cartas topográficas escala 1:250,000 con el fin de disponer de un registro confiable y práctico para el uso del material fotogeológico. La fotointerpretación se llevó a cabo mediante el uso de estereoscopios de espejos; separando las distintas unidades geológicas que podían ser diferenciadas por su morfología, comenzando por las rocas sedimentarias pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, y las unidades de origen volcánico de la FVM. Se diferenciaron con facilidad las rocas sedimentarias de las rocas ígneas, en estas últimas también es relativamente sencillo diferenciar derrames lávicos de depósitos piroclásticos.

La información obtenida a partir de las fotografías aéreas, fue transferida a las cartas topográficas escala 1:50,000 publicadas por INEGI, denominadas hojas Córdoba, Orizaba y Coscomatepec, obteniendo con ello un mapa geológico preliminar.

I .III .2 .- Trabajo de Campo.

En los alrededores de la Cd. de Orizaba se llevaron a cabo trabajos de campo para cartografiar la distribución de los depósitos e interpretar los registros geológicos históricos. Esta etapa consistió en la elaboración de secciones estratigráficas para obtener las columnas, describiendo a detalle cada una de las unidades volcánicas; se recolectaron en total 113 muestras que corresponden a: lavas, troncos carbonizados, muestras de los diferentes depósitos vulcanoclásticos (lahares) y depósitos piroclásticos (flujos de ceniza). De las muestras carbonizadas se seleccionaron algunas para fechar los depósitos en los que fueron encontrados, para, de esa manera, tener una correlación exacta entre las diferentes unidades de cada depósito.

En cada unidad, se describieron: espesor y color, estructuras primarias, tipo de contacto, gradación, redondez, esfericidad, tamaños máximos y mínimos de fragmentos de pómez, líticos y escorias, clasificación granulométrica, tipo de matriz, variaciones laterales y verticales del depósito y una clasificación preliminar a reserva de confirmarla en gabinete.

Se realizaron caminamientos por el lecho del río Orizaba desde la zona de Mariano Escobedo-La Perla hasta Texmalaca, Texmalaca-Xiquila y Mariano Escobedo-Tuzantla, haciendo reconocimientos de los depósitos y unidades identificadas. Para la zona de Orizaba se hizo un reconocimiento de geología urbana, en las localidades de Jalapilla, Rafael Delgado, Donato Guerra y por el lecho del río Blanco afluente del río Orizaba (ver anexo 2, mapa de recorrido).

I.III.3.- Elaboración de mapas y columnas estratigráficas.

Para la elaboración de los mapas de peligros y el mapa geológico, se utilizó una base topográfica, con las cartas Orizaba y Coscomatepec escala 1:50,000, publicadas por INEGI. El mapa geológico estuvo complementado por la geología de la cima del volcán en su flanco sureste realizada por Carrasco-Núñez y Ban (1994).

Los mapas de peligros volcánicos fueron elaborados con base en la información anterior y en ellos se representan todas las áreas probables de ser afectadas por erupciones futuras de diferentes tipos; también se utilizó el programa de computadora para simulación de flujos en dos dimensiones realizado por Sheridan, M.F. (1986).

Las columnas estratigráficas correspondientes a diferentes afloramientos se construyeron, utilizando el paquete de computadora Corel Draw. Su localización se puede observar en el mapa geológico; identificándose mediante un número que corresponde a la sección estratigráfica (ver anexo 1).

I.III.4.- Trabajo de laboratorio y gabinete.

De las 113 muestras colectadas durante las dos visitas al campo, se seleccionaron las que necesitaban análisis granulométricos, análisis petrográfico y las muestras de carbón para su posible fechamiento.

Para el trabajo de laboratorio se seleccionaron 69 muestras entre depósitos piroclásticos y vulcanoclásticos no cementados, para su separación granulométrica, utilizándose los tamices entre -6ϕ y $<5\phi$ (64 mm a <0.0625 mm), a intervalos de 1ϕ . Una vez separadas las muestras, se pesaron las fracciones resultantes para cada uno de los tamices y se procedió a calcular el porcentaje individual (wt%) para cada fracción de tamaño. Estos datos fueron procesados usando la hoja de cálculo electrónica Excel y con los datos resultantes se realizaron los histogramas de distribución

granulométrica. Para los cálculos de los parámetros de Imman $Md\phi$ y $\sigma\phi$ (Mediana y Desviación Estandard), se utilizaron los programas de computadora, Sizedata y sizepop23, desarrollados por Sheridan y colaboradores (1990) (ver apéndices tablas 1 y 2).

También se elaboraron láminas delgadas de 10 muestras, entre lavas y fragmentos piroclásticos, para su análisis petrográfico, para reafirmar o mostrar las evidencias de algún proceso magmático (ver apéndices tabla 3). Así como secciones estratigráficas, desde la cima del volcán hasta el punto 1.2 (La Cascada), pasando por la Cd. de Orizaba (ver anexo 2). Con los datos obtenidos de las secciones, se alimentó el programa de simulación de flujos anteriormente mencionado.

II.- GEOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

II.1.- Localización geográfica y fisiográfica.

El volcán Citlaltépetl se localiza en los límites de los estados de Puebla y Veracruz; presenta un relieve asimétrico de 2,900 m en la zona Oeste y de 4,300 en la parte Oriental. Su morfología es la de un cono truncado, ligeramente elongado, cuya cima es coronada por un cráter de 500 m de diámetro y 300 m de profundidad; su parte septentrional se encuentra nevada todo el año. Las coordenadas geográficas del cráter son: 19° 01' 48" Latitud Norte y 97° 16' 3" Longitud Oeste (fig.1.1). El material arrojado por el Pico de Orizaba en 0.73 Ma cubre una área de aproximadamente 1,000 Km².

El Volcán Citlaltépetl forma el límite oriental de lo que se ha denominado como provincia Fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) de orientación E-W. El Citlaltépetl junto con el estratovolcán Sierra Negra, forman parte de una cadena volcánica compleja de orientación aproximada N-S, formada por calderas parcialmente erosionadas (Cerro Desconocido, Cerro Tecomales y Cerro Las Cumbres), probablemente de edad Pleistocénica, que finaliza al norte con el volcán Cofre de Perote.

Hacia el NW se encuentra el domo Cerro Pizarro con una elevación de 2600 m.s.n.m., el volcán Cerro Pinto con una elevación de 2580 m.s.n.m. y los domos rióliticos de Las Derumbadas, con una

elevación de 3490 m.s.n.m., de edad Pleistocénica media tardía (Negenclank et al.,1985). Al Norte se encuentra el estratovolcán del Cofre de Perote con una elevación de 4,280 m.s.n.m., el cual inicio su actividad hace 1.57 Ma. (Cantagrel y Robin,1979).

Hacia el SW se ubica, el estratovolcán la Sierra Negra (Sierra Morena), con una altitud de 4,650 m.s.n.m. En los primeros estudios realizados en esta zona se pensó que la Sierra Negra era un volcán parásito del Pico de Orizaba, pero los estudios recientes (Carrasco-Núñez, 1992, 1993) han demostrado que se trata de una estructura con actividad magmática independiente. Por último, hacia el occidente se presenta una gran actividad de volcanes monogenéticos y cráteres de explosión (anillos de tobas, conos de tobas, xalapascos y axalapascos) que tuvieron actividad entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno (fig. 2.1)

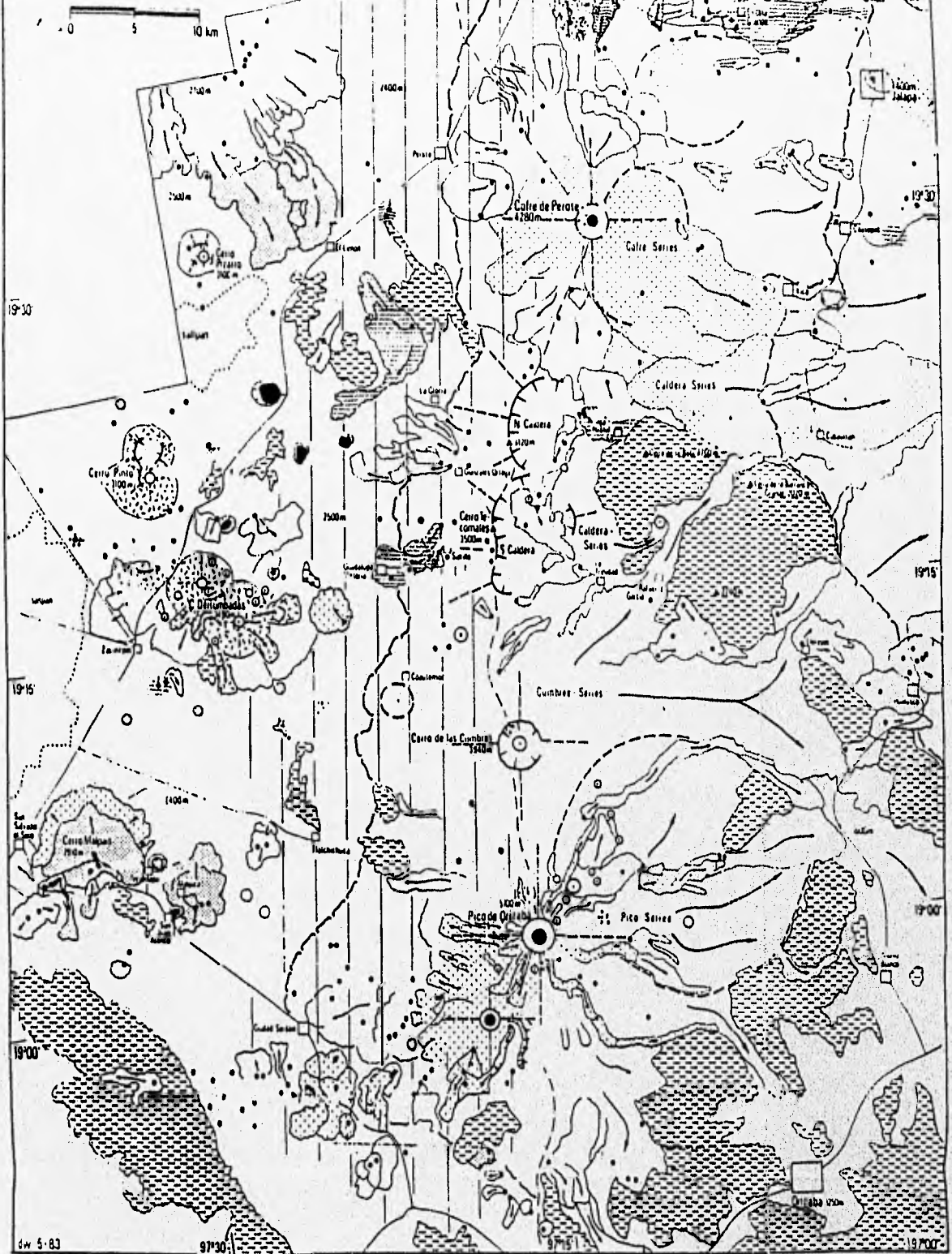
II .II .- Clima e hidrografía.

El sistema volcánico del Cofre de Perote-Picó de Orizaba, que constituye parte de la Sierra Madre Oaxaqueña, forma una barrera que separa el Altiplano Central de la Planicie Costera del Golfo en donde los vientos húmedos del Golfo propician las condiciones para la formación de lluvias en la parte oriental de este sistema volcánico, resultando un clima muy variado, que va desde el cálido húmedo hasta frío, mientras que en la porción occidental se crea un clima predominantemente seco. La vegetación indica el carácter variable de las condiciones climáticas, que sufre una transformación en función de la altura, hasta llegar a las altas montañas, donde se encuentran las nieves perpetuas del Citlaltépoll.

En la porción occidental, el volcán es drenado por arroyos efímeros presentando un desnivel de 2,900 m. En la porción este, está drenado por arroyos profundos y tiene una diferencia de elevación de 4,300 m. La forma cónica del volcán está disectada por barrancas que siguen un drenaje radial, común en los estratovolcanes.

Fig. 2.1

MAPA GEOLÓGICO GENERAL
CUENCA ORIENTAL
COFRE DE PEROTE-CITLALTÉPETL



Legenda

Modificado de Negendank et al., 1955

- | | | | | | |
|---|------------------------------------------------------|---|----------------------------------------------------------|-----|---------------------------------------------|
| — | Características fisiográficas de la Sierra Volcánica | — | Drenaje principal | —□— | Carretera |
| | Estratovolcán | | Centros eruptivos menores (conos de ceniza, cineríticos) | | Basalto andesítico (Cuaternario-Reciente) |
| | Estratovolcán erosionado | | Flujo de lava o depósito piroclástico | | Andesita (Cuaternario-Reciente) |
| | Caldera | | Depósito de pómez (Cuaternario-Reciente) | | Dacita, shoshonítica (Cuaternario-Reciente) |
| | Estructura Volcano-Tectónica | | Basalto alcalino | | Dacita (Cuaternario-Reciente) |
| | Domo | | Mafita | | Riolita (Cuaternario-Reciente) |
| | Moor | | Basalto | | Roca Sedimentaria Cretácica |

II .III .- Epoca glacial.

Las zonas nevadas del Citlaltépetl ocupan la parte norte del cono superior. Sin embargo, la posición y extensión de los glaciares ha variado durante la evolución del Citlaltépetl (Heine, 1988), extendiéndose a diferentes distancias en todas direcciones a partir del cráter (fig 2.2).

Para el Cuaternario Tardío, Heine (1988) también sugiere que existieron hasta cinco avances del frente de los glaciares del Pico de Orizaba, estos son:

- M I De 36,000 y > 32,000 años.
- M II Glaciación alrededor de 12,000 años.
- M III Entre 10,000 y 8,500 años
- M IV de 3,000 a 2,000 años.
- M V Pequeña época de hielo

Aunque la porción nevada del Pico de Orizaba, se ubica al norte y aparentemente no tiene un efecto directo en cuanto al riesgo que esté pueda representar para la zona de Orizaba, es importante señalar los cambios e intensidad de los avances del frente del glaciar durante el tiempo geológico.

Se han tenido variaciones que van de 10 km. de distancia desde el cráter, en la etapa MI, hasta 6 km. de retroceso en la etapa MV. Los cambios climáticos globales son el principal factor que determinan las variaciones en los glaciares, provocando fluctuaciones importantes en la temperatura. Los periodos MI, MII y MIII coinciden con los cambios climáticos de una aridez relativa a una gran humedad. Sin embargo, entre los 36,000 y 32,000 años se tuvo un incremento en la temperatura, decreciendo entre los 26,000 y 16,000 años incrementándose nuevamente con menores fluctuaciones durante el periodo de 16,000 a 8,000 años. El clima postglacial óptimo fue alcanzado entre 8,000 y 5,000 años. Durante el Holoceno, solamente entre 3,000 y 2,000 años y durante la pequeña edad de hielo el clima fue ligeramente frío y húmedo causando así pocos avances. (Heine, op cit.) (fig. 2.2).

Fig. 2.2 Mapa Geomorfológico-Glacial del Pico de Orizaba. En el flanco Norte se observa la mayor parte del glaciar actual, mientras que al SE se encuentra una pequeña porción.

Leyenda:

1. Glaciar y hielo fósil debajo de los sedimentos
2. Morrena MV
3. Morrena MIV
4. Morrena MIII
5. Morrena MII
6. Morrena MI
7. Circo glacial
8. Valle en forma de U
9. Roca aborregada¹ (*rochas Moutonnès*)
10. Dirección de movimiento de hielo
11. Lengua de rocas¹ (*rock glacier*)
12. Morrena con bloques estridos
13. Talud
14. Depósito de flujo de detritos
15. Hinchazón del suelo
16. Cráter
17. Escarpe abrupto
18. Flujo de lava
19. Cresta
20. Valle o barranca
21. Filo de valle
22. Límite de la vegetación
23. Manantial con arroyo
24. Sendero

1 Traducción literal tomada de: Diccionario Geomorfológico; Lugo H., J. UNAM, 1989

MAPA GEOMORFOLOGICO
VOLCAN CITLALTEPETL.



Modificado de Heine (1988)

Para los tiempos actuales, los glaciares de las altas montañas están retrocediendo en casi todo el mundo. En los últimos 12,000 mil años, los núcleos helados de los glaciares revelan que las temperaturas registradas entre 1937 y 1987 fueron más altas que en cualquier otro período de 50 años (Panel Intergubernamental sobre cambios climáticos) (PICC, 1990). El área nevada del Pico de Orizaba, cubre actualmente, 9.5 km² (Lorenzo, J.L., 1959), considerándose la zona de hielos más grande de la República Mexicana.

II .IV .- Geomorfología

La geomorfología de la zona aledaña al Citlallépetl se caracteriza por las diferentes estructuras, tanto sedimentarias como volcánicas, las cuales reflejan diferentes formas propias de relieve. Las rocas sedimentarias aflorantes en esta zona, muestran una morfología con relieves redondeados de mediana altura, mientras que para los depósitos volcánicos el relieve es generalmente abrupto. La zona está caracterizada por una gran cantidad de volcanes y abundantes derrames de lava, asociados a domos, calderas y conos de escoria, cada uno con diferentes pendientes, mientras que los procesos explosivo-efusivos que se manifiestan en los estratovolcanes, presentan laderas y terrazas, constituidas por acumulaciones de lavas y flujos piroclásticos, las terrazas son fácilmente reconocidas en fotografías aéreas ya que siguen las zonas topográficas más bajas (ríos, valles, cañadas), formando rellenos de los mismos.

II .V .- Demografía

Para efectos de la evaluación de los riesgos volcánicos a los que está expuesta la Cd. de Orizaba y zonas conurbadas, el aspecto demográfico es sumamente importante. Los resultados del Censo de 1990 muestran que los municipios con mayor población son la Cd. de Orizaba y Córdoba. La tabla 1 muestra la densidad de población de los municipios, rancherías y ciudades del sector SE del Pico de Orizaba, que se encuentran dentro de un radio de 30 km. Es esta la zona de mayor importancia, ya que

es la que representa un mayor riesgo por ser la más densamente poblada y en la cual se han encontrado volúmenes considerables de depósitos volcánicos de orígenes distintos.

Tabla 1. Densidad de población en las zonas conurbadas del flanco SE del Pico de Orizaba, (INEGI, 1990)

LOCALIDAD Y DENSIDAD DE POBLACIÓN					
Mallratra	12,576	Dos Ríos	3,306	San Isidro	<500
Balustrera	500-2,500	Xiquila	<500	Rancho Pala	<500
Magüeyes	476	La Cuesta		Siete Viclos (Revolución)	<500
Plan de Capulín	501-2,500	Rancho Viejo	<500	Donato Guerra	<500
Texmalaquilla	501-2,500	El Nicho	<500	Rafael Delgado	500-15,000
Paso carretas	<500	Chicahuaxtla	<500	Zoquillan Viejo	<500
La ciénega	502-2,500	El Xuchitl	500-2,500	Monte Blanco	5,000-15,000
Lagunilla	502-2,500	Sta. Cruz Mayuapan	<500	Córdoba	150,454
Zacatlá	502-2,500	Loma Grande	2,500-5000	Pañuela	4640
Xocotla	3,779	El Berro	500-2,500	La Luz	<500
La Perla	13,103	Texmola	500-2,500	Amatlan de los Reyes	33,689
Ixhuatlancillo	6,535	El pilancón	<500	Guadalupe	2,989
Orizaba	114,216	San Baltazar	<500	Parque Nuevo	3,35
Río Blanco	37,686	El Asoleadero	<500	San Rafael Calerío	<500
Nogales	27,524	El Frijolillo	<500	San Matías	<500
Cd. Mendoza	32,032	Xomella	<500	Yanga	16,701
Tulapán	<500	Chilapa	500-2,500	La Concepción	
Jalapilla	500-15,000	Texmalaca	501-2,500	Cacahuatal	1,515
Ixtaczoquitlan	43,771	Temaxcaltita	<500	Cuilláhuac	221,897
Coautlapan	<500	Agua Escondida	<500	Miguel Alemán	
El Fortín	38,882	El Lindero	<500	Escamela	500-15,000
Sumidero	2,588	Tuzantla	<500	Vista Hermosa	<500
Tlacoctengo	<500	Ocoxotla	<500	Potreriño	<500
Atzacán	13,695	Mariano Escobedo	500-15,000	Chicolac	<500
La Sidra	1,061	El Mirador	<500	Mayoapa	5,000-15,000
Rincón Grande	630	Palo Macho	<500		

III.- GEOLOGÍA REGIONAL Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN CITLALTEPETL

III.1.- Marco geológico regional

El volcán Citlaltépetl se encuentra en el sector oriental de la Faja Volcánica Mexicana localizado en la intersección de las provincias fisiográficas conocidas como la Faja Volcánica Mexicana (FVM) y la

Sierra Madre Oriental (SMO) (fig. 3.1). La SMO esta formada por una secuencia sedimentaria de edad mesozoica, fuertemente plegada y fallada, a consecuencia de la Orogenia Laramide.

La Faja Volcánica Mexicana es uno de los elementos morfo-estructurales más sobresalientes de la geología de México por la relación con respecto a la fosa de Acapulco, la cual marca la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, mecanismo al que comúnmente se atribuye la formación de los magmas andesíticos de la FVM (Negendank et al., 1985; Demant, 1982; Cantagrel y Robin, 1979) (fig. 3.1).

Se define a la FVM como una estructura de 20 a 150 km de ancho y de 1,000 km de longitud aproximadamente, que consiste de un gran número de conos cineríticos, maares, domos y estratovolcanes de edad Terciario Superior y Cuaternario, con una composición química predominantemente calcoalcalina y distribuidos con una orientación general E-W. La FVM se sitúa entre los paralelos 19° y 21° N, su límite oriental se localiza en las costas de Veracruz al norte del puerto del mismo nombre, mientras que por el occidente limita en las costas del Océano Pacífico en Nayarit (Mosser, 1969, 1972; Demant y Robin, 1975). La FVM está constituida por aproximadamente 8,000 centros eruptivos (Robin, 1982) de los que destacan por sus dimensiones los estratovolcanes Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccihuatl, el Nevado de Toluca, El Volcán de Colima, entre otros, aunque los más abundantes son los volcanes monogenéticos, siendo el más célebre el Volcán Parícutín.

III. It .-ESTRATIGRAFIA SEDIMENTARIA

En este capítulo se describen de manera general las principales unidades litoestratigráficas sedimentarias que afloran en la zona limítrofe al Pico de Orizaba, ya que para fines de la tesis, no tienen un gran significado en el contexto geológico general del área de estudio. La correlación y nomenclatura de las unidades estratigráficas se presentan en la fig. 3.2.

III .II .1 .-Sistema Cretácico.

Las rocas sedimentarias marinas afloran en un 40% del área de estudio (véase anexo 1). pertenecen al Cretácico Superior variando en edad desde el Albiano al Maestrichtiano, incluyendo las formaciones Maltrata y Méndez depositadas en ambientes de aguas profundas y las formaciones Orizaba y Guzmanlla depositadas en ambientes de aguas someras (Menes,1991).

Formación Orizaba (Albiano-Cenomaniano)

Está constituida por calizas de colores claros, de aspecto masivo, que contienen abundante macrofauna, desarrollos de arrecifes biohermales y bancos de arenas carbonatadas de fragmentos de diversos organismos. En las zonas de albufera, la litología es muy variada, desde calizas microcristalinas a calizas con abundante contenido de miliólidos y calcarenitas de fragmentos biógenos diversos. El espesor máximo al oriente del área de estudio alcanza espesores de hasta 2,000 m. Allora en las montañas al sur y al NE de la Cd de Orizaba y se puede observar en los cortes de la autopista entre Orizaba y Nogales (Menes,1991).

Formación Guzmanlla (Turoniano- Coniaciano).

Está formada por calizas de color pardo claro y pardo, con desarrollos arrecifales biohermales y bancos de arenas carbonatadas biógenas depositadas en el borde de la plataforma; en las porciones de albuferas (laguna) las calizas son microcristalinas, de colores claros, contienen fauna de miliólidos, restos de algas verdes y otros fragmentos biógenos. El espesor máximo medido en la Sierra de Guzmanlla, situada al oriente del área de estudio, alcanzó un promedio de 1,500. Allora en las montañas al sur y SE de la Cd. de Orizaba (Menes,1991).

Formación Maltrata (Turoniano- Coniaciano).

Las rocas de esta formación se depositaron en aguas profundas (cuenca), y está constituida por calizas arcillosas gris oscuro a negras, con estratificación delgada y nódulos y bandas de pedernal negro

paralelos a la estratificación, contiene horizontes delgados de lutitas de color gris oscuro a negro. El espesor máximo es de aproximadamente 300 m. Afloja en la porción centro-oriental del área de estudio y se puede observar en los cortes de la autopista México-Veracruz entre las poblaciones de Esperanza y Maltrata (Menes, 1991).

Formación Méndez (Campaniano-Maestrichtiano)

Está compuesta por margas y lutitas de color verde, de aspecto quebradizo debido al clivaje; contiene microfauna de globotruncanas; la estratificación es delgada y por el clivaje tiene un aspecto masivo. El espesor varía entre los 300 a 400 m (Menes, 1991) y aflora en la porción sur del área de estudio en las inmediaciones del poblado Iztaczoquillán.

Formación Copolucan y Tuxpanguillo (Neocomiano-Aptiano)

Hacia la porción norte y nororiental de la Cd. de Orizaba, aflora una secuencia de calizas criptocristalinas de color negro en capas delgadas que contienen bandas y nódulos de pedernal negro que ocasionalmente presentan delgadas capas de calcarenitas. Alcanzan un espesor probable entre los 300 a 400 m. La edad abarca desde el Neocomiano en la porción nororiental al Aptiano en la parte norte (Vinlera, 1965).

III .III .ESTRATIGRAFIA VOLCÁNICA

La estratigrafía volcánica de la región circundante al Pico de Orizaba está basada en los trabajos realizados en torno a la zona geotérmica de Los Humeros-Derrumbadas (Yañez-García, 1980), por estudios realizados por PEMEX (Viniestra-Osorio, 1965) y otros estudios, (Negendank et al., 1985).

Al inicio del Terciario, antes del Mioceno Tardío, tuvo lugar el emplazamiento de rocas ígneas intrusivas que aprovecharon las zonas de debilidad que se produjeron durante el plegamiento, fracturamiento y fallamiento de las rocas sedimentarias, ocasionados por los grandes esfuerzos a que estuvo sometida la región durante la Orogenia Larámide.

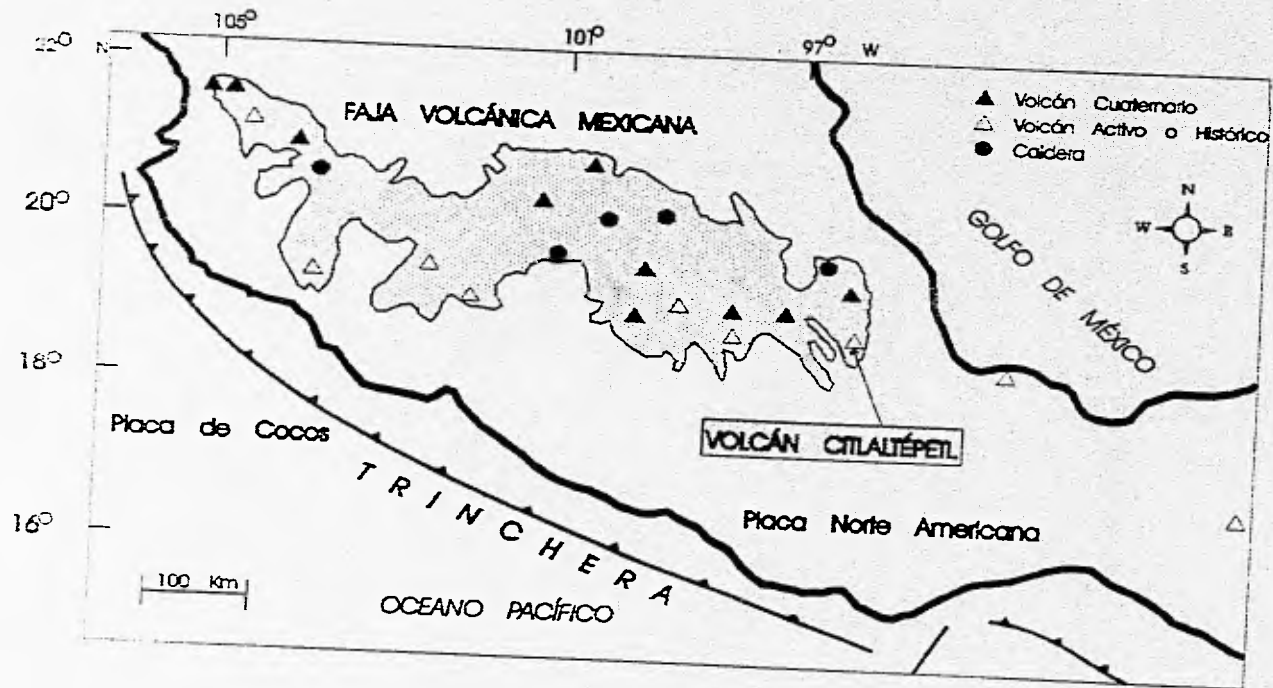


Fig 3.1 Muestra la ubicación de la Faja Volcánica Mexicana con respecto a la Placa de Cocos. Modificado de Carrasco-Núñez (1993)

ERA	SISTEMA	PISO	CUENCA DE VERACRUZ		
MESOZOICO	CRETACICO	Senoniano	Campaniano	Formación Atoyac	
			Santoniano		
		Turoniano	Coniaciano	Formación Maltrata	Formación Guzmantla (Arrecifa)
		Cenomaniano		Formación Orizaba	
			Albiano		
			Aptiano	Formación Capolucan	
		Neocomiano	Barremiano	Formación Tuxpangulio	
			Hauteriviano		
			Valanginiano		
Berriasiano					

Fig. 3.2 Columna estratigráfica de las rocas sedimentarias aledañas al volcán Citaltépelt. (Modificada de López-Ramos, 1979)

Los datos obtenidos al NW del Pico de Orizaba, a partir de rocas sieníticas en el cerro Pinto (Negendank et al., 1985), sugieren que la actividad magmática dio inicio hace aproximadamente 31.0 +/- 3.7 m.a.

III .III .1 .-Geología de la Sierra Volcánica del Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

La sierra volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba, presenta una alineación aproximada NNE-SSW y sus productos son de composición predominantemente andesítico-dacítico, y están limitados en sus extremos por los estratovolcanes Pico de Orizaba, al sur con una elevación de 5785 m.s.n.m. y el Cofre de Perote, al norte con una elevación 4280 m.s.n.m.; la base de este último fue fechada en 1.57 +/- 0.05 M.a (límite Plioceno-Pleistoceno) (Cantagrel y Robin, 1979). Al suroeste del Pico de Orizaba se encuentra el volcán Sierra Negra. Dentro de la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba se encuentran varios centros volcánicos que corresponden a las calderas: cerro Las Cumbres (3,940 m.s.n.m.), cerro Tecomales (3,500 m.s.n.m.) y el cerro Desconocido (3,120 m.s.n.m.). Numerosos domos de naturaleza riolítica se encuentran en los alrededores (fig. 2.1).

Hacia la parte sur del cerro Tecomales, se encuentra la caldera de Las Cumbres, estructura que presenta un domo central y rocas dacíticas y andesíticas de edad Pleistoceno Medio-Tardío (Negendank et al., 1985).

III .III .2 .-Geología de la región de Libres-Oriental.

Esta zona está caracterizada por un vulcanismo muy heterogéneo que sobreyace a las calizas plegadas y falladas de orientación general NW-SE del Cretácico. Se considera que se han manifestado varias facies eruptivas y, por ende, la generación de diversas estructuras volcánicas, de las cuales se hará referencia de manera general.

La porción sur se caracteriza por tener conos de explosión (maars, conos y anillos de tobas) derrames de lava y conos cineríticos basálticos, además un volcán de escudo, conocido como cerro Malpals (fig. 2.1); los cuales sobresalen por su morfología debido a lo reciente de su formación y a las pocas huellas de intemperismo; estas estructuras se encuentran distribuidas ampliamente en toda la cuenca, tienen una edad que varía del Pleistoceno temprano al Holoceno y su composición es de andesítica a basáltico-andesítica.

En la parte central de Libres-Oriental se encuentran manifestaciones riolíticas de entre las que destacan por su altitud Las Derrumbadas (3,490 m.s.n.m) colocándolo como el más alto y el volcán Cerro Pinto (3,100 m.s.n.m.); este último ubicado al NW de Las Derrumbadas, con edad Pleistocénica Temprana. En la parte norte de esta estructura, se tiene un anillo de tobas con una caldera central, mientras que en el sur se tiene un domo asociado (Negendank et al., 1985). Las Derrumbadas es un complejo de domos volcánicos, su nombre se debe a la ocurrencia de derrumbes y colapsos continuos de su edificio, que han generado avalanchas de escombros; presenta actividad fumarólica que se manifiesta en un respiradero de vapor y aire caliente, la mayor parte de las rocas muestran evidencias de alteración hidrotermal. Siebe y Verma, (1988). Al Este de Las Derrumbadas, se encuentran varios conos cineríticos y lávicos de aparente edad Holocénica (Negendank et al., 1985).

En la porción noreste de Libres-Oriental, está el Cerro Pizarro; que es un domo riolítico con diques anulares, en algunas partes se identifican zonas de alteración hidrotermal. La actividad del cerro Pizarro según Negendank et al., (1985), pudo haber comenzado a inicios del Pleistoceno y la parte norte está representada por diversos campos lávicos de carácter basáltico-andesítico, así como domos riolíticos asociados a las erupciones Pleistocénicas-Holocénicas de la evolución de la Caldera de Los Humeros.

Negendank et al., (1985) con base a fechamientos realizados a distintas estructuras, resume en la figura 3.3 los diferentes tiempos en que las estructuras volcánicas anteriormente citadas han tenido actividad.

III .IV .- Geología estructural.

Los trabajos de índole estructural del área de estudio, están basados en estudios de tipo fotogeológico o de teledetección. Los estudios geológico-estructurales que se han efectuado en esta área fueron realizados por Viniegra (1966), Yañez García (1980), Robin (1981), Demant (1982), Pasquaré (1987), Negendank (1985). Ferriz (1986), sólo hace algunas menciones en sus trabajos.

La geología estructural de la zona de estudio, está dominada por dos terrenos tectonoestructurales (Garduño-Monroy, 1985) cortados los dos por una falla con dirección N 10° E que ayudó al emplazamiento del Cofre del Perote y del Pico de Orizaba (fig. 3.4).

Terreno de la Sierra Madre

Este terreno denominado como Faja de Pliegues y Cabalgaduras por (Garduño, 1985) está compuesto por las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental; se caracteriza por el fuerte fallamiento y plegamiento de las rocas con una dirección preferencial NW-SE, resultado de los efectos de la Orogenia Larámida. Estos lineamientos están afectados por otras fallas con dirección NE-SW. Este terreno se interrumpe por el semi-graben de Libres Oriental que tiene una dirección preferencial noreste-suroeste.

En el área de Orizaba-Jalapa, La Faja de Pliegues y Cabalgaduras es cortada por estructuras con dirección noreste-suroeste, que a su vez son interrumpidas por el lineamiento NNE-SSW, dirección preferencial que presenta la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Robin,1981; De La Cruz,1983, in Garduño,1985). (fig. 3.4).

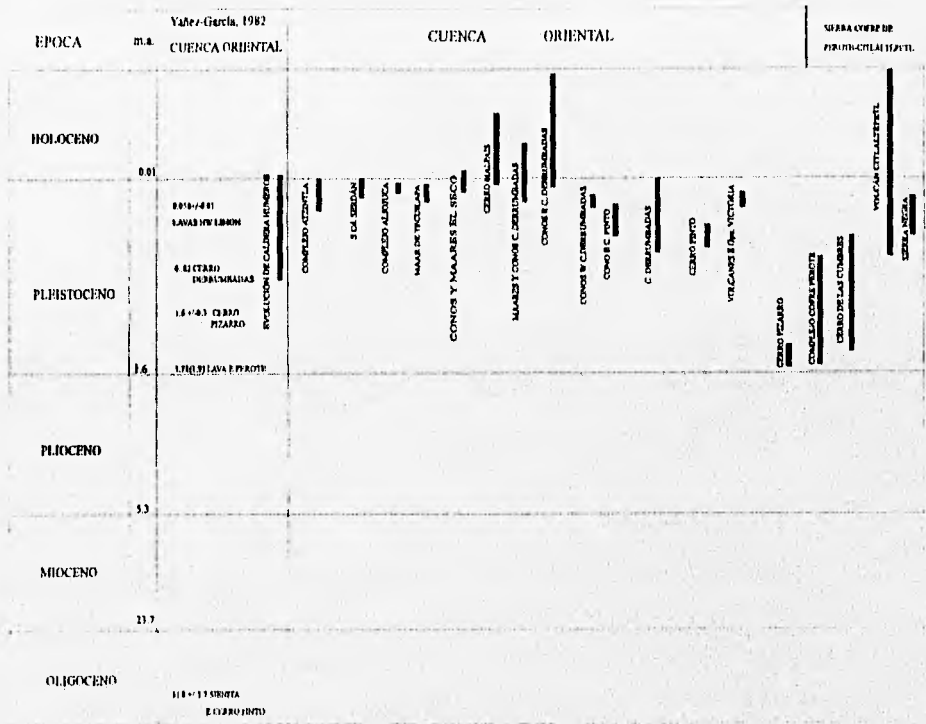


Tabla estratigráfica simplificada de Negandhi, 1981.
Cuenca oriental-Sierra Cofre-Pico.

Fig. 3.3 Relación estratigráfica de los complejos volcánicos de la región del altiplano Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

Hacia la parte este de Orizaba, en la margen del Cerro Escamela en su porción oriental se encuentra la gran falla de cabalgadura de Orizaba, siguiendo una dirección preferencial NW-SE. La dimensión de esta falla es de 52 km en línea recta; desde La Perla, al norte de Orizaba, donde se encuentra oculta por los depósitos piroclásticos generados del Pico de Orizaba, hasta más allá de la Ranchería de Naranjosilla en los linderos de los estados de Oaxaca y Puebla; sin descartar que tal vez siga más al sur hasta los linderos del río Santo Domingo (Viniegra-Osorio, 1966).

Terreno de La Faja Volcánica Mexicana.

En la zona comprendida entre Oriental y Perote, Cantagrel y Robin (1979) propusieron una tectónica distensiva tipo graben, dando lugar a lineamientos con dirección N-S que pueden ser correlacionados con el lineamiento NNE-SSW de la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, siendo este sistema de fallas normales, el que separa las tierras altas del Altiplano Mexicano con la Llanura Costera del Golfo. Sin embargo, Negendank (1985) no está de acuerdo con la existencia de un alineamiento N-S, él propone que los lineamientos estructurales de la zona siguen una dirección preferencial NNE-SSW y NW-SE.

En un estudio realizado por la CFE (Garduño et al., 1985) interpretan a este alineamiento casi N-S (N 10° E) como un accidente del basamento, que influyó en el emplazamiento del Pico de Orizaba y el Cofre del Perote y que intervino como límite estructural entre los terrenos Sierra Madre, Juárez y Mixteco. Además, no se trata de un lineamiento joven; sino de una estructura antigua, que actúa como una zona de debilidad.

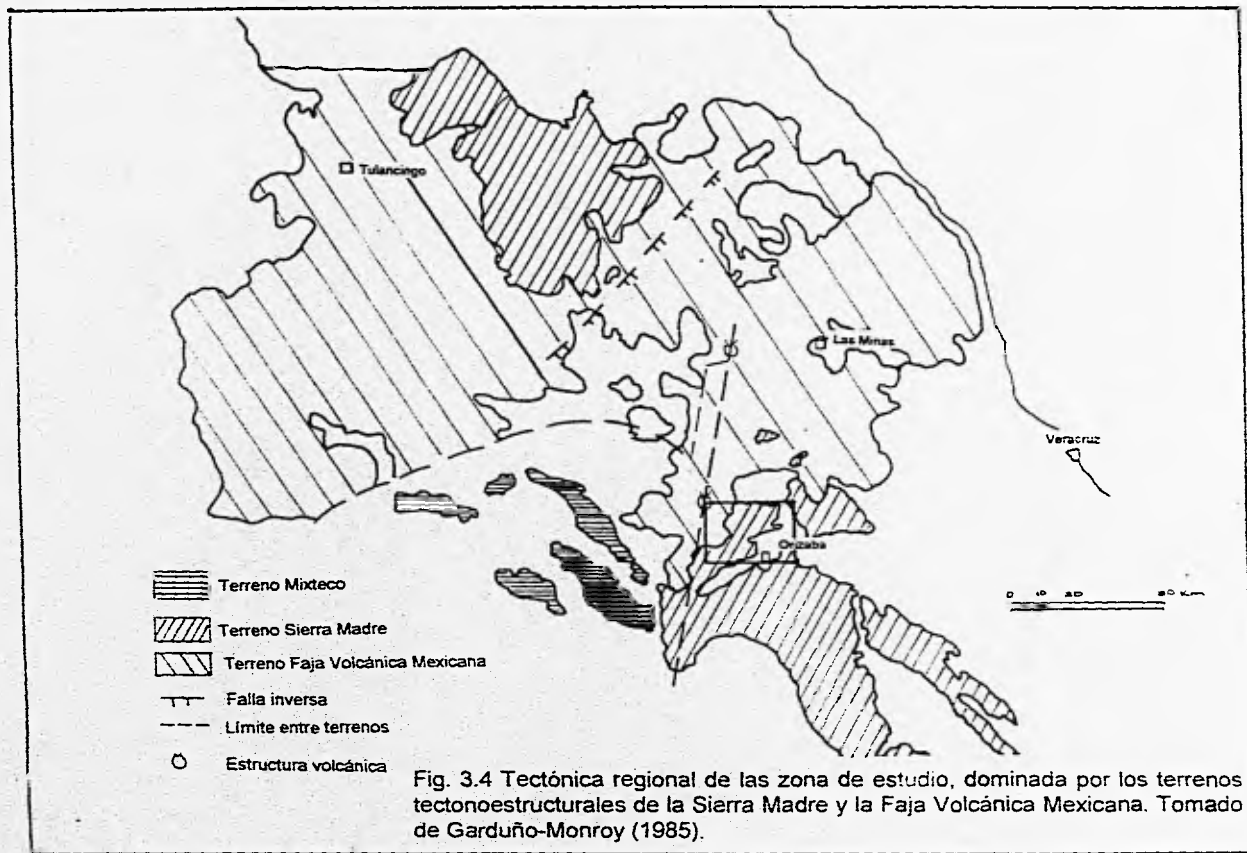


Fig. 3.4 Tectónica regional de las zona de estudio, dominada por los terrenos tectonoestructurales de la Sierra Madre y la Faja Volcánica Mexicana. Tomado de Garduño-Monroy (1985).

Esta zona de debilidad, es mencionada por Siebo et al. (1993) en los lineamientos principales que siguen una dirección NNE-SSW y NW-SE; esto es, que los centros eruptivos del sistema Cofre de Perote-Pico de Orizaba se encuentran en zonas de debilidad cortical creadas por la intersección de éstas fallas (fig. 3.5).

III .V .- Evolución del volcán Citlaltépetl

Los trabajos realizados a la fecha, en torno a la evolución general y vida eruptiva del volcán Citlaltépetl, así como a las implicaciones para futuros riesgos, son los realizados por (Cantagrel y Robin , 1979, 1984; Carrasco-Núñez et al., 1990; Carrasco-Núñez., 1992, 1993 en prensa; Hoskuldsson y Robin, 1993 y Siebe y Sheridan, 1993). En este capítulo se explica de manera general la geología del volcán y su evolución, basado en los trabajos realizados por Carrasco-Núñez (1993) y Ban (1994).

Muchos estratovolcanes presentan una historia de evolución basada en superimposición de conos ligada a fases explosivas y/o eventos de colapso del edificio volcánico, modelo eruptivo bastante común en los estratovolcanes mexicanos; tal es el caso del Colima (Luhr y Carmichel, 1990; Stoope y Sheridan, 1992) y el Popocatépetl (Robin, 1981 y Carrasco-Núñez, 1985).

Las características de las principales estructuras volcánicas asociadas al Citlaltépetl, así como los domos emplazados a su alrededor se presentan en la tabla 2 y en la fig. 3.6.

CENTROS ERUPTIVOS, LINEAMIENTOS Y ESTRUCTURAS REGIONALES

Negendank et al, 1985

0 5 10 15 20

N
↑

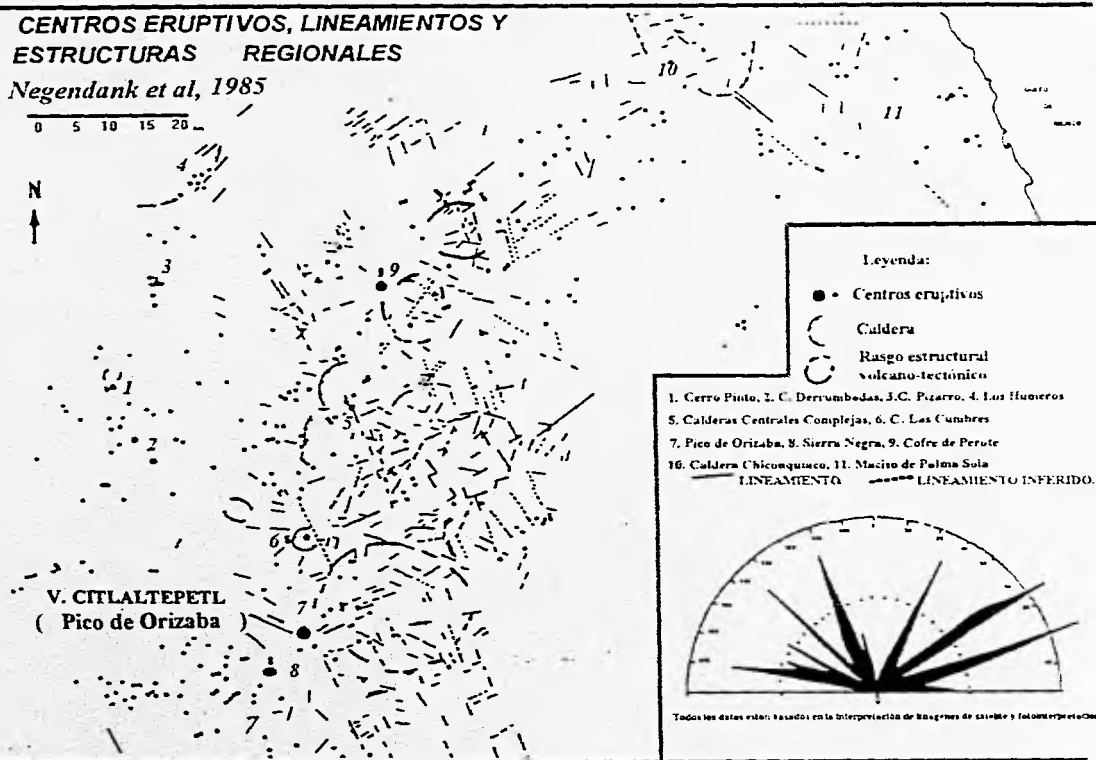


Fig. 3.5 Geología estructural de la zona del Citlaltépetl y áreas circundantes.
 Modificado de Negendank et al., 1985.

Tabla 2. Características fundamentales de las estructuras volcánicas asociadas al Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 1993).

ESTRUCTURA	TIPO	COMPOSICIÓN DOMINANTE	MORFOLOGÍA	VOLUMEN (km ³)	DIÁMETRO (km)
Citlaltépetl	Estratovolcán	Dacítica	Cono truncado con un cráter en la cima	25	0.45
Espolón de Oro	Estratovolcán incompleto	Andesítico-dacítico	Cráter parcialmente destruido	50	2
Torreclillas	Estratovolcán	Andesítica	Remanentes de una caldera	270	3-3.5
Sierra Negra	Estratovolcán	Andesítica	Cono erosionado sin (estructura de herradura)	70	-
Colorado	Domo endógeno	Dacítica	Estructura de herradura	5	-
Chichimeco	Domo endógeno	Dacítica	Diversos puntos de emisión	10	-
Chichihuale	Domo exógeno	Dacítica	Anfiteatro con superficie suave	10	-
Sillatepec	Domo	Dacítica	Domo erosionado con avalancha asociada	5	-
Tecomales	Domo exógeno	Riolítica	Plena con flujos elongados	5	-

Carrasco-Núñez (1993), resume la evolución del Citlaltépetl en cuatro etapas distintas:

- a) El emplazamiento y desarrollo de un volcán de grandes dimensiones (volcán Torreclillas) hace aproximadamente 0.5 Ma (Pleistoceno Medio), finalizando su actividad con un colapso parcial del edificio volcánico; b) El nacimiento de un nuevo volcán (Espolón de Oro) sobre los restos del Torreclillas y su destrucción parcial por el colapso de un sector del edificio hace aproximadamente 20,000 años; c) La intrusión de domos silíceos distribuidos alrededor del volcán y actividad volcánica asociada generada en diferentes etapas y d) La construcción del cono actual (Citlaltépetl)

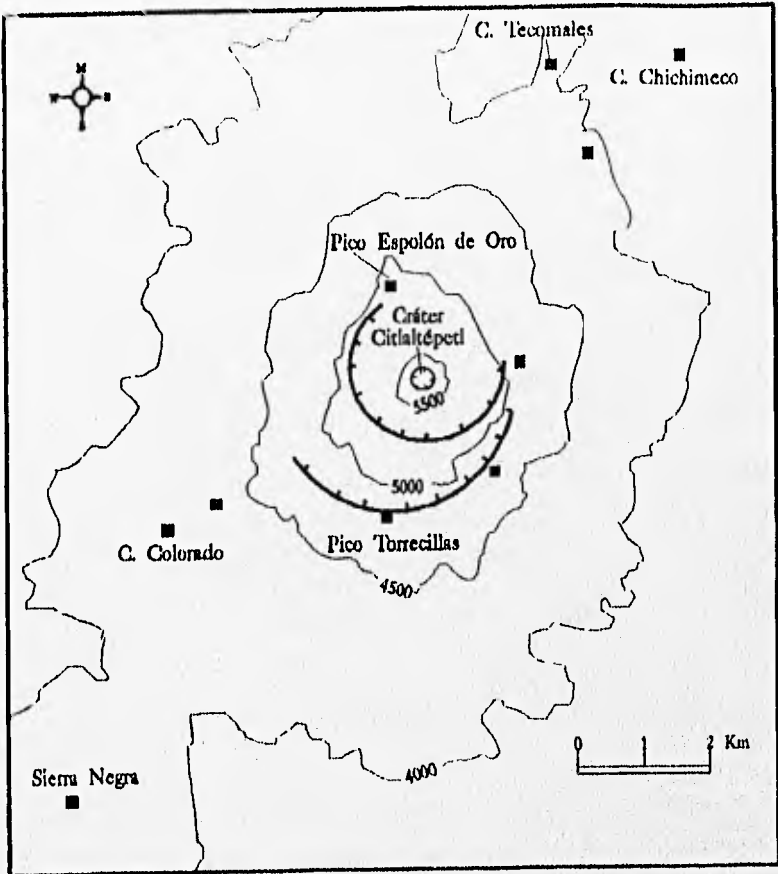


Fig. 3.6 Localización de los conos asociados a la evolución del volcán Citlaltépetl. Los volcanes Torrecillas y Espolón de Oro son los conos antiguos.

La estructura más grande y antigua es el volcán Torrecillas con una edad aproximada de 0.5 Ma. (Pleistoceno Medio), del cual sólo algunos remanentes del cráter ancestral quedan expuestos en el flanco sur a una altitud de 4,800 m.s.n.m., con depósitos de brechas volcánicas y flujos de lava, representando la secuencia más completa para este volcán.

La construcción del volcán Sierra Negra está contemplada en un período intermedio entre el volcán Torrecillas y El Espolón de Oro; es un volcán moderadamente disectado que emitió lavas principalmente a través de un conducto central, aunque algunas lavas fueron erupcionadas por centros periféricos, localizados en el sector sur.

Los restos de la estructura Espolón de Oro, están expuestos en el flanco norte del volcán (fig. 3.6), situados a una altitud de 5,150 msnm y a 4,900 msnm (unidades E_{n4} y E_{e2}, fig. 3.7). La porción del cráter faltante entre estos dos picos, está aparentemente asociada a un colapso del edificio hace aproximadamente 20,000 años, el cual dio origen a un gran depósito de lahar inducido por una avalancha (Lahar Tetelzingo) (Carrasco-Núñez et al., 1993).

La actividad del volcán Espolón de Oro fue principalmente central. Sin embargo, algunas de sus lavas fueron emitidas a través de un sistema de fisuras que atravesaron la parte sur del volcán. El cono posiblemente se elevó a 1,000 m de altura por encima de los restos del volcán Torrecillas, produciendo un volumen en material de 50 km³ (Carrasco-Núñez, 1993).

El cono actual Citlaltépetl está formado de flujos de lavas en bloques y estructura de leveés (bordes laterales) (unidad C_{n1}; ver fig. 3.7). La distancia máxima alcanzada por los flujos de lava del cráter actual del Citlaltépetl es alrededor de 13 km hacia el sur. El cráter del Citlaltépetl tiene un diámetro de 500 m y una profundidad de 300 m con laderas muy escarpadas. Se estima que el cono tiene 800 m de altitud y un volumen de aproximadamente 25 km³. La estratigrafía del cono actual del Citlaltépetl

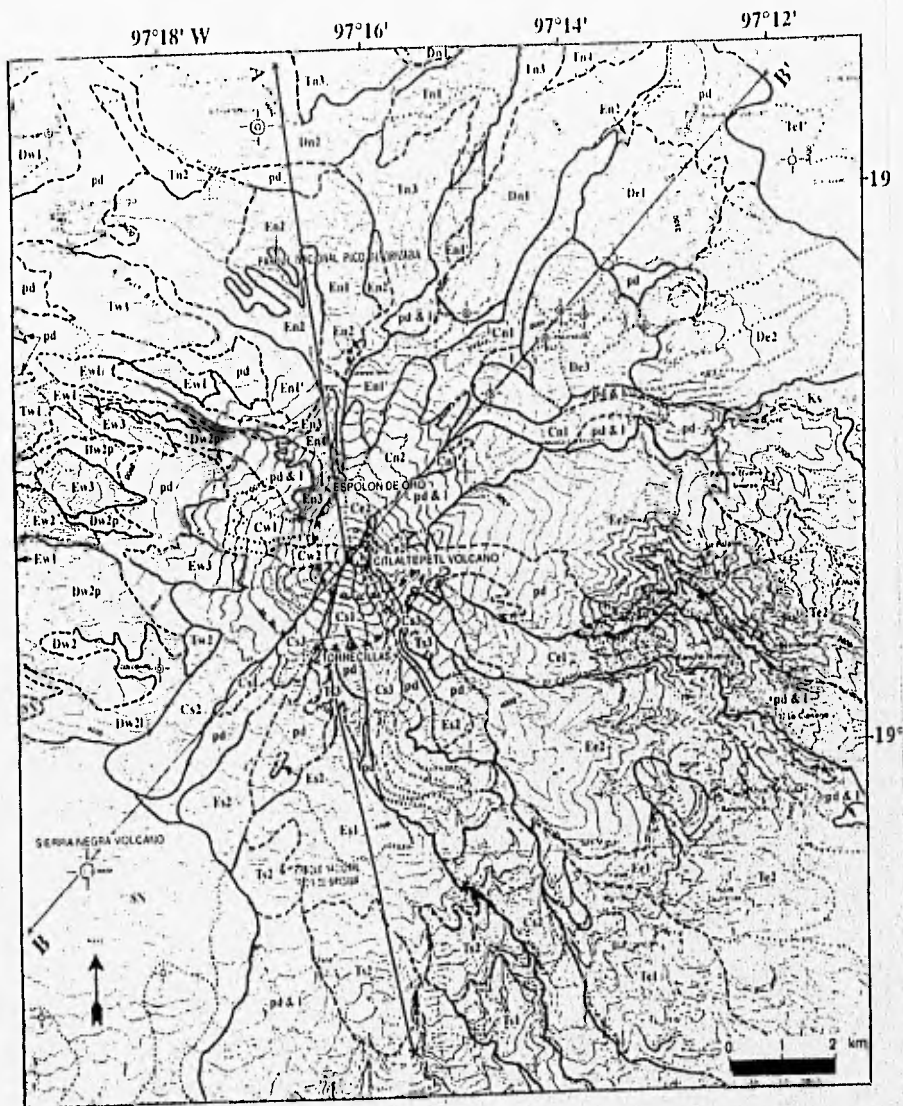


Fig. 3.7 Mapa geológico de la cima del volcán Citlaltépetl. Tomado de Carrasco-Núñez, 1993.

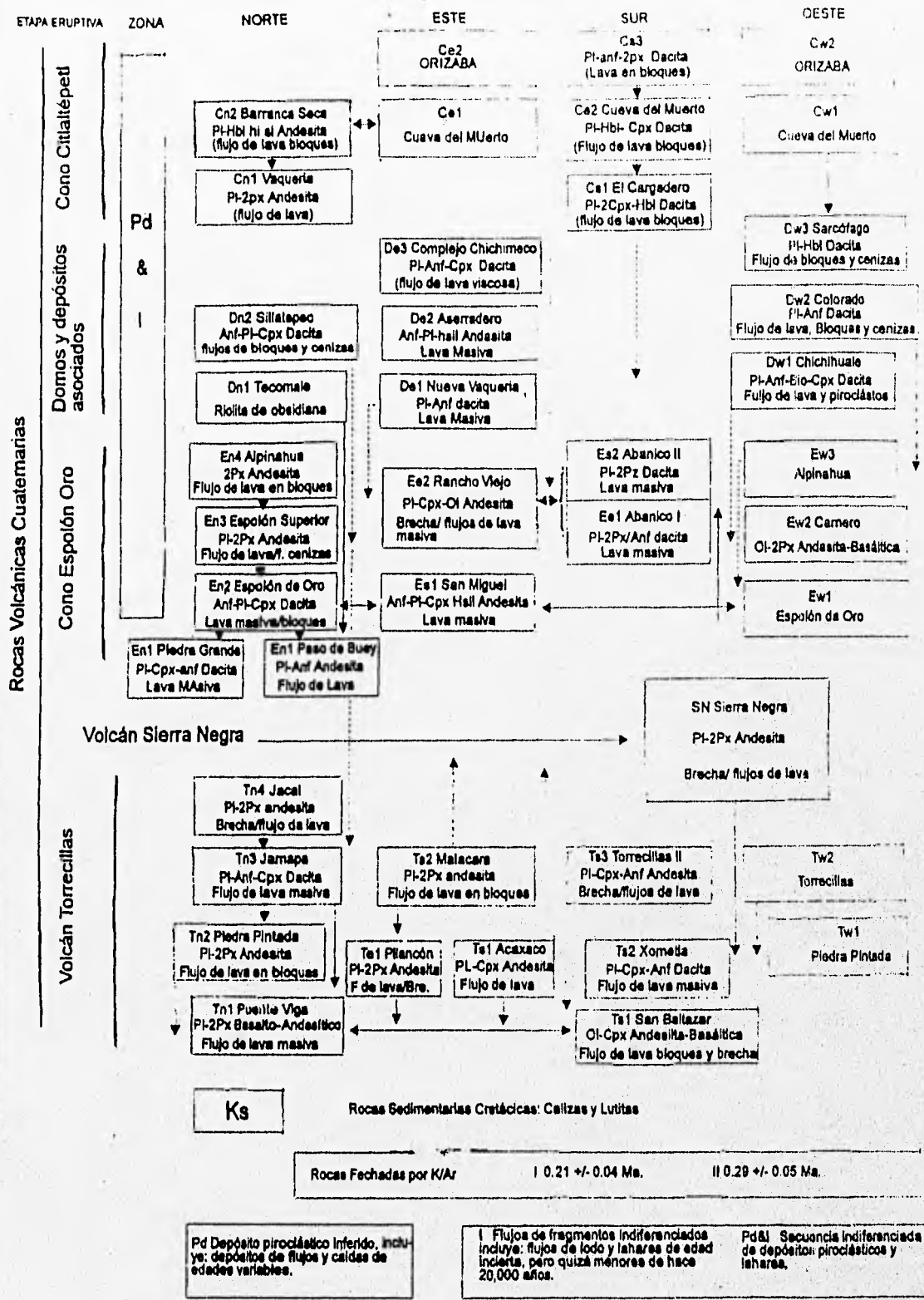


Fig. 3.7a
 Estratigrafía que representa el volcán Citlaltépetl, en la zona cercana a su cima. (modificado de Carrasco Núñez, 1993)

consiste en flujos de lava en bloques de tipo dacita porfídica con bordes laterales (levees). Sin embargo, las lavas erupcionadas en el inicio de la actividad del Cillaltépell (unidades Cn1 y Cs1; ver fig. 3.7), fueron aparentemente más fluidas, viajando distancias mayores, pero controladas por la topografía preexistente.

IV .- ESTRATIGRAFIA DE LA REGIÓN DE ORIZABA.

Introducción.

El valle de Orizaba ha sido testigo de una parte de la historia eruptiva del Cillaltépell, ya que se han encontrado un gran número de depósitos volcánicos, que fueron canalizados hacia este sector. La estratigrafía del área de Orizaba revela una intensa actividad efusiva y explosiva ocurrida en tiempos pasados durante el Pleistoceno y el Holoceno. Los depósitos más viejos del Pleistoceno forman una secuencia alternada de lahares y flujos piroclásticos con espesores de hasta 90 m (sección C-1 "La Cascada", fig. 4.1), que incluyen algunos depósitos de travertino. En el Holoceno entre los 8,500 y 9,000 años, ocurrió una erupción de tipo explosivo que generó una secuencia de flujos piroclásticos de composición homogénea, con una gran dispersión alrededor del volcán; uno de estos flujos recorrió aproximadamente 28 km hacia el SE llegando hasta lo que ahora es la ciudad de Orizaba (ver mapa geológico general; anexo 1). Alrededor de los 4,200 años, otra erupción explosiva, generó una unidad de flujo de bloques y cenizas causada por el colapso de un domo central (Siebe et al.1993), este flujo también llegó a las orillas de Orizaba (mapa geológico general; anexo 1); Los eventos más recientes encontrados en el área de Orizaba, son depósitos de lahar, asociados a la transformación de flujos piroclásticos.

IV .1 .- Estratigrafía-

A fin de llevar a cabo una correlación más precisa los depósitos estudiados, fueron caracterizados granulométricamente mediante el tamizado de las muestras de las diferentes unidades (ver apéndices tablas 1 y 2).

Sección C-1 "La Cascada"

3 m



Depósito de lahar, mal clasificado, bloques mayores a 1.5m fragmentos redondeados de composición andesítica y basáltica, de la cima hasta los 19 m existe un aumento en la proporción de matriz limo-arenosa.

De los 19-23 m nuevamente soportada por clastos. Gradación Inversa. Espesor 25 m.

Depósito de flujo piroclástico, alterado color pardo con gran cantidad de pómez amarilla, con hombrada del tamaño de la plila. Ilícos de color gris soportados en una matriz arcillosa.

Depósito de lahar compuesto por fragmentos lílicos (máx. 85cm). La base soportada por clastos, mientras que la cima soportada por matriz limo-arcillosa, con fragmentos de pómez amarilla y algunos lílicos en menor proporción. Gradación simétrica con gruesos en las extremos.

Depósito de pómez amarilla, no gradación, no estratificación. Matriz limo-arcillosa Depósito arcilloso amarillo, sin partículas visibles, con excepción de algunas pómez.

Horizonte limo-arcilloso, con algunos marcos de oxidación, pómez y cristales. Horizonte arcilloso muy intemperizado y oxidado con fracturas por desecación. Horizonte arenoso-limo, color pardo, con pómez y lílicos pequeños. La pómez es escasa de color blanco-amarillo con hombrada.

Horizonte de gravas soportada por una matriz limosa, no estratificación, no gradación.

Depósito laminado de tipo limo-arcilloso, el color varía de la cima a la base, de un tono claro -pardo oscuro hasta verdoso, alteración hidrotermal.

Tres unidades de flujos piroclásticos, color pardo-amarillo, matriz arenoso-limosa, fragmentos de lílicos basálticos y andesíticos, pómez y lílicos fuertemente alterados, cambia transicional en el tamaño de grano, fragmentos lílicos angulosos hacia la base, gradación normal en lílicos. Hay dos carbonizadas en la parte media del depósito.

C-14- 41 400

Depósito de flujo piroclástico, color pardo, matriz arenosa, fragmentos de lílicos de subangulosos a redondeados de composición andesítica, fuertemente alterados.

Depósito de lahar clastos basáltico-andesítico redondeados, con bloques de 40-60 cm, alteración roja en fragmentos basálticos, matriz arenoso-limosa de color pardo. Hacia la cima los clastos se encuentran mejor redondeados.

Depósito de flujo piroclástico color pardo oscuro, fragmentos de lílicos-basáltico-andesíticos de angulosos-subredondeados, fuertemente alterados, matriz arenoso-limosa, existe clara gradación normal, material discernible poco cementado.

Depósito de lahar color pardo claro, heterotabulado. Matriz arenoso-limosa, soportada por clastos. No se observa gradación, ni estratificación. Fragmentos andesíticos de subangulosos-subredondeados.

Depósito de lahar heterotabulado, compuesto por bloques de tamaño variable, promedio 10 cm, tamaño máximo 60 cm. Los clastos se encuentran soportados por una matriz limo-arenosa regularmente cementada.

Los clastos lílicos de subredondeados-subangulosos dominan los clastos andesíticos y andesítico-basáltico.

Fig. 4.1

Las columnas estratigráficas, lo mismo que las muestras de cada unidad, están identificadas por un número y/o por letras correspondiente al día calendarizado de trabajo, localidad, posición estratigráfica y nombre del poblado más cercano. La localización específica de las columnas estratigráficas se muestran en el anexo 2.

La secuencia volcánica de la zona de Orizaba, fue originada por la interacción de una compleja secuencia de eventos, derivados del Citlaltépetl y conos ancestrales (Torrecillas y Espolón de Oro), que tienden a rellenar y cubrir los ríos y valles circundantes, formando prominentes terrazas, lo cual ocasiona en algunos casos que la estratigrafía se torne complicada con relación a su posición topográfica, esto es, que los depósitos de relleno que ocupan las partes bajas son más jóvenes que los depósitos adyacentes. Esta característica, suele complicar muchas veces la correlación de las unidades o depósitos vulcanoclásticos que son muy similares y no necesariamente correlacionables al mismo evento.

Para los depósitos encontrados en el sector Orizaba, se contó con los fechamientos de dos flujos piroclásticos importantes, flujo de bloques y cenizas 4,130 +/- 70 años (Carrasco-Núñez, 1993) y flujo de escorias, pómez y cenizas con un rango de 8,500-9,000 años (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Además de los fechamientos realizados (para este trabajo) a materia carbonizada encontrada en unidades de flujos piroclásticos de la sección denominada C-1 "La Cascada" (fig. 4.1), la cual arrojó edades superiores a los 40,000 años.

La tabla 3 muestra los datos de los fechamientos de distintos depósitos del volcán Citlaltépetl

Tabla 3. Datos de los fechamientos de algunos depósitos del Citlaltépetl

MUESTRA	EDAD C ¹⁴	DEPÓSITO	LOCALIDAD	REFERENCIA
A83.1	690+/-50	Tefras	El Jacal (NE)	Hoskuldsson and Robin, 1993
A75.2	1810+/- 50	Cenizas y tefras	San José (W)	"
A78.3	1910+/-40	Flujo de escorias y cenizas	Texmalaquilla (S)	"
PU-132	3400+/-110	Flujo de lava	El Jacal (NE)	Cantagrel et al., 1984
PIF-4d	2730+/-60	Flujo de ceniza	San Miguel (SE)	Este estudio
PO-20	4130+/-70	Flujo de bloques y cenizas	La Perla (SE)	Carrasco-Núñez, 1993
PIF-2b'	4360+/-60	Lahar	Rancho Pala (SE)	Este estudio
PO-27	8580+/-80	Flujo de escorias y pómez	Tliapa (E)	Carrasco Núñez and Rose, 1995
PO-133	8630+/-90	"	Teteltzingo (NE)	"
PO-101C	8660+/-80	"	Loma Grande(S)	"
PO-93	8770+/-90	"	Xomella (SE)	Carrasco-Núñez et al., 1993
PO-145	8860+/-60	"	Excola (NE)	Carrasco-Núñez and Rose, 1995
PO-76	8980+/-80	"	Mallrata (S)	"
C-4.2a	> 41400	Flujo piroclástico	La Cascada (SE)	Este estudio
C-4.2b	> 48800	Flujo piroclástico	La Cascada (SE)	Este estudio

La correlación entre las diferentes unidades volcánicas, estuvo basada en un horizonte guía de travertino, que se encuentra ampliamente distribuido por toda la zona y por algunos fechamientos que se realizaron a carbón encontrado en flujos piroclásticos.

Los depósitos del Citaltépelt y de los conos ancestrales, localizados en la zona sureste, canalizados principalmente hacia la ciudad de Orizaba, serán descritos en orden estratigráfico.

Para la descripción de las unidades Ts1, Te1, Te2 y Cs2, localizadas en la cima del volcán, se usarán las descripciones realizadas por Carrasco-Núñez (1993). A fin de uniformar la descripción de estas unidades, con las unidades descritas en este estudio, se cambió la simbología para las cuatro unidades de la cima, quedando Qabb, Qap, Qdx y Qdcm respectivamente (Mapa geológico general, anexo 1)

IV.1.1.- Volcán Torrecillas

Las unidades Qabb, Qap, Qdx, están asociadas a la actividad del volcán Torrecillas, que durante su vida eruptiva, generó principalmente lavas de composición andesítica, hace aproximadamente 0.5 M.a. La actividad del Torrecillas finaliza con el colapso parcial de su estructura que dio lugar a un gran depósito de avalancha (Hoskuldsson et al., 1990), generando un volumen de 50 km³ y con la formación de una caldera entre . 3 y los . 2 M.a.

IV.1.2.- Andesita Basáltica San Baltazar (Qabb)

Las rocas volcánicas más antiguas de esta zona están representadas por andesitas basálticas con olivino denominadas como "Andesita Basáltica San Baltazar" (Carrasco-Núñez, 1993) (fig. 3.7). Son flujos de lava que alternan con depósitos de brecha de composición similar. Estas lavas marcan el inicio de la actividad volcánica del volcán Torrecillas y son las rocas más máficas de esta etapa. El espesor en flujos individuales es de 2 m, sin embargo, el espesor total de esta unidad no fue determinado. Muchas capas de depósitos de caída de pómez de 2 m de espesor, desoansan sobre estas rocas, también como una secuencia de 50-80 m de espesor de flujos de lava masiva y en bloques de composición andesítica (Andesita Malacara, unidad Ts2, fig. 3.7). Estas lavas, cubren lo que ahora se denomina como localidad El Berro ubicada al sur del volcán (ver mapa geológico general, anexo 1) y forman la base de las secuencias volcánicas encontradas en el área de estudio. Estratigráficamente se encuentran

sobreyaciendo, en evidente inconformidad a las secuencias sedimentarias cretácicas correspondientes a la Sierra Madre Oriental.

IV.1.3.- Andesita Pilancón (Qap)

Suprayaciendo estratigráficamente, a las rocas de la unidad Qabb, se encuentra una lava andesítica denominada el Pilancón (unidad Qap "Andesita Pilancón"), representada por una secuencia alternada de flujos de lava y depósitos de brecha; esta secuencia tiene un espesor aproximado de 80 m y sus depósitos se extienden a una distancia de 11.5 km hacia el flanco SE. Las lavas son generalmente afániticas y tienen un color característico de gris oscuro a negro, que contrasta con el color claro de los xenolitos dioríticos contenidos en estas rocas. Este flujo de lava aflora en los alrededores la localidad denominada Texmalaca. Sobre la Andesita Pilancón descansan en inconformidad la Andesita San Miguel (unidad Ee1, figs. 3.7 y 3.7a) y la dacita Xometla (unidad Qdx "Dacita Xometla").

IV.1.4.- Dacita Xometla (Qdx)

La unidad Qdx "Dacita Xometla" presenta un fracturamiento que le da una apariencia de pseudoestratificación y flujos de lava masiva; está también compuesta por unidades de brecha, con bloques angulosos de composición dacítica (~ 1 m) y rodeados de matriz arcillosa. Las brechas se extienden alrededor de 16 km pendiente abajo. Este flujo de lava se encuentra aflorando en la porción oriental del valle del río Orizaba y forma paredes con espesores que rebasan los 30 m. Microscópicamente tiene una textura porfídica con fenocristales de homblenda y plagioclasa euhedrales. La tabla 3 de apéndices muestra los análisis petrográficos de algunas muestras que fueron previamente seleccionadas.

IV.1.5.- Lahar Orizaba (Qlo "Orizaba")

En el mapa geológico general (anexo 1), la secuencia C-1 "La Cascada" está identificada como Qlo "Orizaba", ya que es el nombre que se le asignó al último evento de esta secuencia y por ende el que es cartografiable. Sin embargo, la descripción de cada unidad fue realizada desde la unidad más

antigua y están identificadas por números que corresponden a muestras y/o a iniciales que determinan su posición estratigráfica dentro de la secuencia (ver fig. 4.1).

Los depósitos vulcanoclasticos más antiguos en el sector de estudio, se encuentran localizados en la zona sur de Orizaba, aflorando en la parte norte del Río Blanco, afluente del Río Orizaba (ver Mapa geológico general; anexo1). Estos depósitos corresponden a la base de la secuencia alternada de lahares y flujos piroclásticos denominada C-1 "La Cascada" (fig. 4.1). Algunas de estas unidades llegan a tener hasta 25 m de espesor; esta sección representa la secuencia más importante y completa para este sector, con un espesor aproximado de 85 m.

IV .1 .6 .- Lahar Basal Cascada (Lbc)

Esta unidad corresponde a la base estratigráfica de la secuencia C-1 "La Cascada" y consiste de dos depósitos de lahar. El lahar inferior o basal (Lbc) es heterolitológico, mal clasificado, con fragmentos líticos que varían de subredondeados a subangulosos predominando los de composición andesítica y andesítico-basáltico; los clastos se encuentran soportados por una matriz limo-arenosa regularmente cementada, el depósito presenta un espesor aproximado de 12 m. El lahar superior (Lbcs) presenta color pardo claro, es heterolitológico soportado por clastos de composición andesítica que van de subangulosos a subredondeados; en el depósito no se observa estratificación, ni gradación alguna y la matriz es areno-limosa, su espesor aproximado es de 18 m, aunque el contacto superior no es muy evidente (secciones "La Cascada" y "La Sirena"; figs. 4.1 y 4.2 respectivamente).

Para estos depósitos no se cuenta con fechamientos absolutos, sin embargo, fueron fechados (para este trabajo) por C¹⁴, unos troncos carbonizados encontrados en los depósitos de flujos piroclásticos que sobreyacen a estos depósitos de lahar y arrojaron una edad de mayor a 41,400 años.

La base de las unidades laháticas no es evidente. Sin embargo, subyacen en contacto no muy evidente a depósitos de flujos piroclásticos. Esta secuencia vulcanoclastica (lahares) es correlacionable

Sección 1.2 "La Sirena"

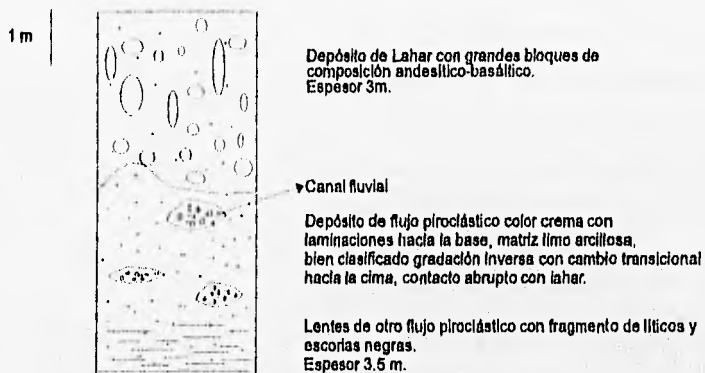


Fig. 4.2

con la unidad basal (3.4.1) de la sección 3.4 "El Basurero" (fig. 4.3), ya que representan características texturales y litológicas similares. Esta unidad (3.4.1) consiste de un depósito de lahar, heterolitológico, color blanco-amarillo, con matriz areno-limosa y clastos subangulosos. Además, forma la base estratigráfica de la secuencia local y subyace a depósitos de flujos piroclásticos. El espesor en esta sección sólo alcanza 1.90 m, aunque no se observa la base, la diferencia de espesores entre estas unidades (Lbc1, Lbc2 y 3.4.1) está dada por las condiciones locales de emplazamiento, esto es, que las pendientes más fuertes y abruptas estaban en la zona de C-1 "La Cascada", lo que permitió que los depósitos alcanzaran espesores mayores que en la sección "El Basurero" (fig. 4.3) donde la topografía presentaba condiciones más estables.

IV .1 .7 .- Secuencia de flujos piroclásticos y lahares

Suprayaciendo a los depósitos de lahares de la unidad *Lahar basal cascada* (Lbc1 y Lbc2) de la sección C-1 "La Cascada" (fig 4.1), se encuentra una secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares unidades C-1, C-2 y C-3. Las unidades C-1 y C-3 son depósitos de flujos piroclásticos fuertemente alterados, presentan un color pardo oscuro, con fragmentos líticos de subangulosos a subredondeados de composición basáltico-andesítico. Existe una cierta gradación normal y el material es deleznable y poco cementado; los espesores de estas unidades son de 2.90 y 3 m, respectivamente. Intercalado a estas unidades se encuentra un depósito de lahar (unidad C-2) con clastos basáltico-andesíticos y diámetros de 40-60 cm, los clastos basálticos presentan un color rojo producto de la alteración; hacia la cima del depósito estos fragmentos se encuentran más redondeados.

Esta secuencia de flujos piroclásticos y lahares de la fig. 4.1 se encuentran subyaciendo a una secuencia de tres flujos piroclásticos (C-4.1, C-4.2 y C-4.3, fig. 4.1) de color pardo-amarillo, con matriz areno-limosa, que contienen fragmentos de pómez y líticos basálticos y andesíticos fuertemente alterados; en el depósito existe un cambio transicional en el tamaño del grano con líticos angulosos hacia la base y gradación normal en líticos; este depósito alcanza un espesor de 2.90 m.

En la parte media del depósito (unidad C-4.2) se encontraron fragmentos de troncos carbonizados, producto de las altas temperaturas en el momento de su emplazamiento. Uno de estos fragmentos (muestra C-4.2a) fue fechado (para este trabajo) por el método de C^{14} y arrojó una edad mayor de 41,400 años.

Estas unidades (C-4.1, C-4.2 y C-4.3) se correlacionan con unos flujos de cenizas encontrados en las secciones "El Basurero" (unidades 3.4.2, 3.4.3, 3.4.4, 3.4.5 y 3.4.6, fig. 4.3) y "El Vidrio" (fig. 4.4). La posición estratigráfica de los tres depósitos y el estilo de actividad magmática (de flujos piroclásticos), reflejan una etapa eruptiva sincrónica. Sin embargo, existen algunas diferencias en la litología y textura de los depósitos, esto es, para el afloramiento "El Basurero" (fig. 4.3) se tiene una intercalación de flujos de ceniza con pocos o ningún fragmento de líticos asociados, presenta un color de blanco pardo a amarillo pardo, hacia la cima el depósito presenta textura arenosa y estructuras de desgasificación, la parte media y base del depósito presenta textura limo-arcillosa, con alteración en los clastos y fragmentos de madera carbonizada, tanto en la cima como en la base. Además, en la sección "El Basurero" se tienen cuatro unidades de flujos intercalados con secuencias fluviales, de fragmentos bien redondeados y matriz arenosa que contrastan con el depósito piroclástico. En la sección "El Vidrio" (fig. 4.4) existen dos unidades de flujo de ceniza con textura limo-arcillosa, intercaladas con un depósito fluvial. En la fig. 4.5 se observa la correlación entre las columnas estratigráficas.

Suprayaciendo a los depósitos C-4-1, C-4-2 y C-4-3 de la sección "La Cascada" (fig. 4.1), se encuentra una secuencia de flujos piroclásticos, que tienen una variación textural y litológica de la cima a la base. La base se encuentra laminada con matriz limo-arcillosa, con un color que varía de un tono claro a pardo oscuro, hasta verdoso, probablemente por alteración hidrotermal. En la parte media del depósito existe un horizonte muy intemperizado y oxidado con fracturas por desecación. La pómez es muy escasa, de color blanco-amarillo y con humblenda alterada.

Sección 3.4 "El Basurero"

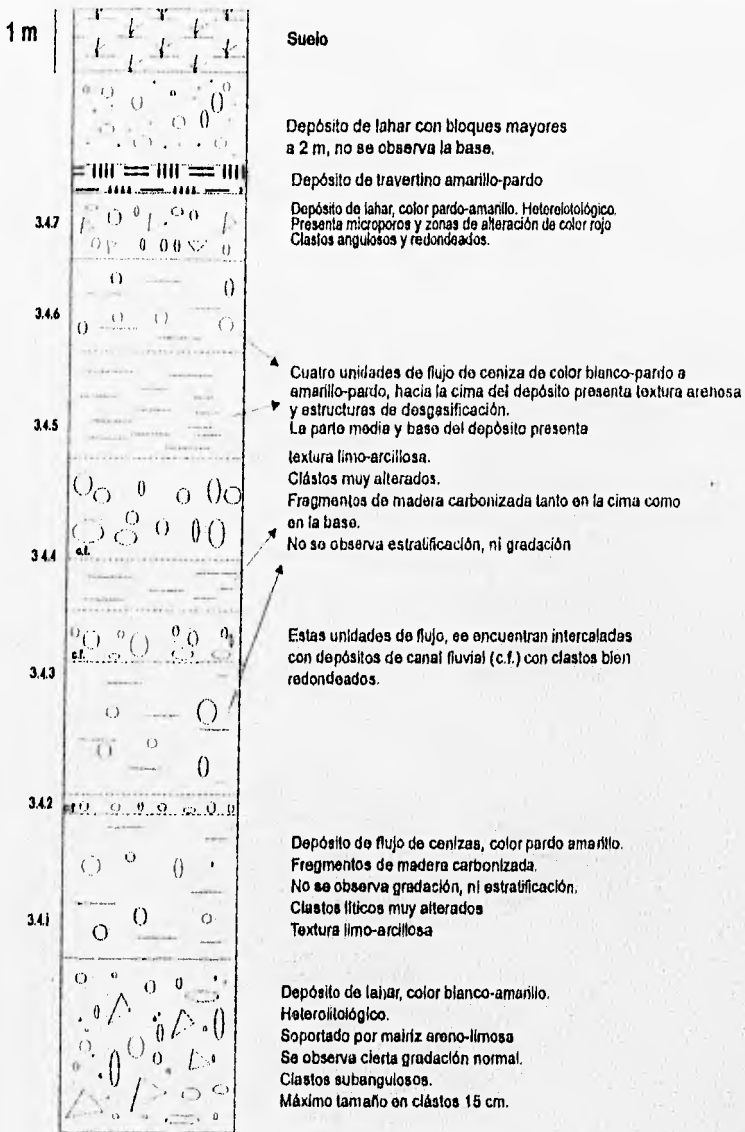


Fig. 4.3

Sección 9.2 "El Vidrio"

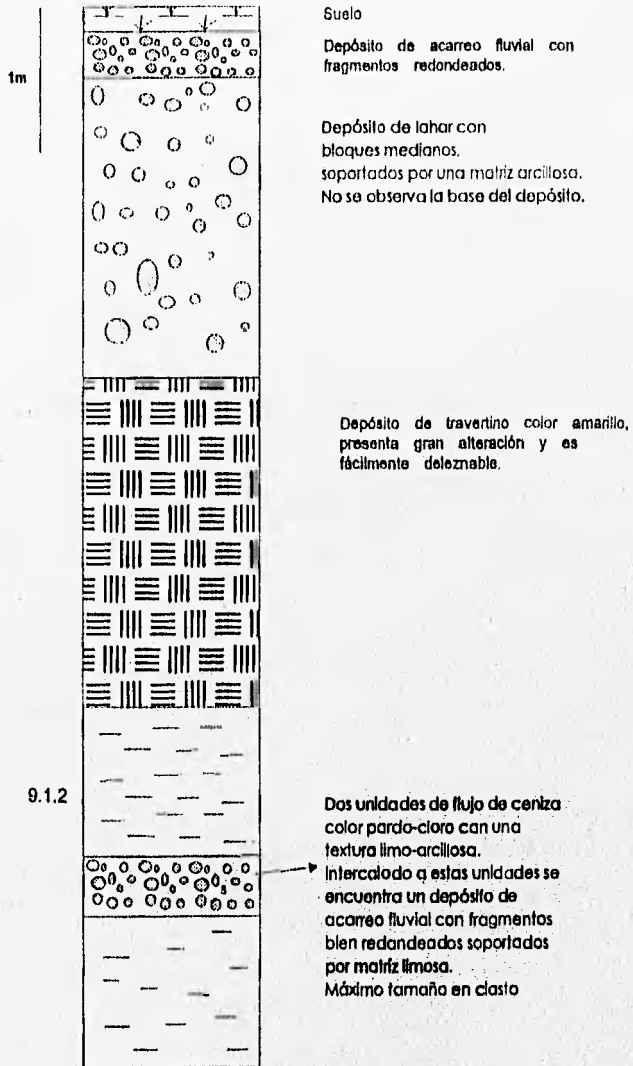


Fig. 4.4

Todas estas evidencias, para las tres secciones ("La Cascada", "El Basurero" y "El Vidrio"), indican que se trata de flujos muy antiguos y que toda esta secuencia de unidades fueron depositadas durante el mismo evento eruptivo, que tuvo de cuatro a cinco unidades de flujo con etapas de reposo intercaladas. La variación del color puede ser un fenómeno postdeposicional relacionado con la desgasificación del depósito y/o a las condiciones locales. Por tanto se interpreta que estos depósitos piroclásticos son el inicio de una etapa eruptiva con características explosivas, que tiene una edad mayor a los 40,000 años y que ocurrió durante el período de actividad del volcán Espolón de Oro. Estos depósitos alcanzaron una distancia de más de 35 km cubriendo el área en donde ahora se asienta la ciudad de Orizaba (Mapa geológico general; anexo 1).

IV .1 .8 .- Travertino Atzacán (Qta)

Los depósitos de travertino, se encuentran ampliamente distribuidos por la zona sur y noreste de Orizaba y aparecen en las columnas estratigráficas C-1, 3.4, 9.2 y 4.6 (figuras, 4.1, 4.3, 4.4 y 4.6 respectivamente) y en los puntos 4.3, 4.4, 4.5 y 10.4 del mapa geológico general (anexo 1). El travertino tiene un color amarillo crema con hábitos botroidales y en ocasiones en forma de estalactitas con numerosas impresiones de plantas fósiles. Estos depósitos, en el área de estudio, están representados por prominentes terrazas, las cuales se producen por la acumulación de travertino y sedimentos clásticos (estos últimos pueden ser indicios de otros eventos geológicos) pendiente abajo de la emanación del flujo caliente; en ocasiones el travertino se encuentra en la cima, base y/o intercalado con depósitos piroclásticos del tipo flujo de cenizas. Estos últimos se presentan como horizontes laminados arenosos, arcillosos o limo-arcillosos, de color pardo amarillento, que contienen fragmentos de travertino en su interior y manchones de materia orgánica carbonizada, evidenciando las altas temperaturas de emplazamiento del flujo piroclástico. Los fragmentos de líticos y pómez son escasos y es común encontrarlos fuertemente alterados (figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.6). Por su amplia distribución, los depósitos de travertino, fueron de gran ayuda como horizonte guía para la correlación de las diferentes unidades.

El espesor de los depósitos de travertino es muy variado, ya que, mientras al noreste de Orizaba, en la localidad Santa Ana Atzacán y Fortín de las Flores (ver anexo 1), las terrazas alcanzan espesores

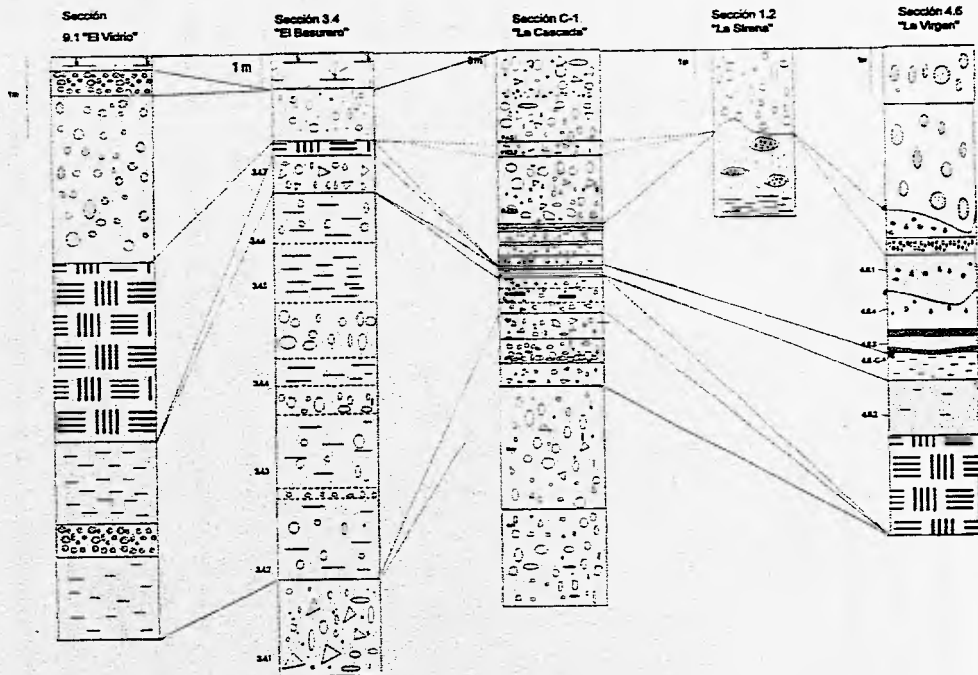


Fig. 4.5 Correlación estratigráfica entre las secciones de la zona sur de Orizaba, Ver.

superiores a los 50 m, en el sector sur de Orizaba existen afloramientos con 10 m de espesor y en algunas de las secciones sólo un pequeño horizonte de 20 cm (fig. 4.3, sección "El Basurero"). El espesor de los depósitos de travertino depende directamente de la distancia del orificio de emanación, del volumen del flujo y las condiciones topográficas de depósito. Su origen, está íntimamente ligado con la circulación de agua alrededor de cuerpos magmáticos, por lo que, la presencia de estas unidades es indicadora de depósitos geotermales.

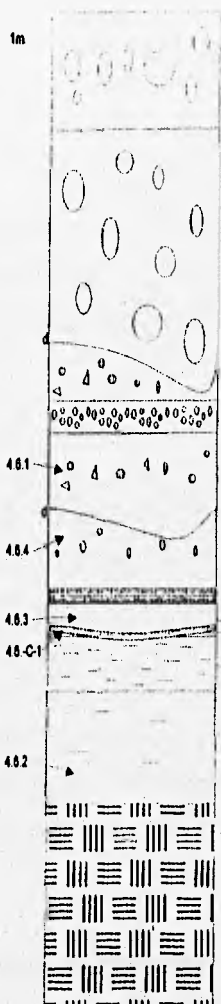
La amplia distribución y el gran espesor de los depósitos de travertino, revelan la abundancia de manantiales hidrotermales y la gran actividad que existió hace más de 40,000 años. Estos depósitos pudieron ser contemporáneos a la actividad magmática del Espolón de Oro, manteniéndose en actividad explosiva durante esta etapa, emitiendo pequeños flujos piroclásticos que se canalizaron hacia el valle de la Cd. de Orizaba, depositándose en donde la topografía era prácticamente plana.

IV.1.9.- Lahar Orizaba (Qlo "Orizaba")

Este depósito se encuentra ampliamente distribuido por toda la zona de Orizaba y forma la parte superior de la secuencia de flujos y lahares de la sección C-1 "La Cascada" (fig. 4.1). La unidad Qlo Lahar Orizaba, está constituida por dos unidades de lahar: La unidad inferior (P.4.2.3.), está compuesta por fragmentos líticos subredondeados a redondeados de composición andesítica y basáltica, el depósito presenta gradación simétrica con gruesos en los extremos, esto es, la cima y base se encuentran soportadas por clastos, mientras que la parte media está soportada por matriz limo-arcillosa con fragmentos de pómez amarilla y algunos líticos en menor proporción; la separación de los materiales en forma de lentes (gradación simétrica), es evidencia de una alta energía durante el transporte. El tamaño máximo en bloques es de 1.20 m de diámetro y el espesor de esta unidad es de 8 m, su base está en contacto irregular con depósitos de flujos piroclásticos.

La unidad superior (P.4.2.1) presenta fragmentos líticos bien redondeados de composición andesítica y basáltica, el depósito se encuentra extremadamente mal clasificado, con bloques de tamaño

Sección 4.6 "La Virgen"



Conglomerado volcánico de grandes bloques andesíticos con fragmentos redondeados a subredondeados y matriz limo-arcillosa. Afloramiento formando otra terraza.

Depósito de flujo hiperconcentrado heteroclitológico con fragmentos angulosos

Flujo piroclástico color pardo con pómez y líticos alterados, el depósito se encuentra soportado por matriz arenosa

Flujo piroclástico arenoso, laminado con intercalaciones de travertino y clastos alterados.

Suelo

Depósito piroclástico color amarillo-verdoso con textura limo-arenosa. Sin gradación ni laminación. Madera carbonizada en la base

▲ Horizonte arcilloso, laminado Sin clastos.

Flujo piroclástico con textura arenosa e intercalaciones de travertino.

Depósito de travertino emanito

d = discordancia, depósito formando otra terraza

mayores a un metro de diámetro. De la cima de esta unidad hasta los 19 metros, existe un aumento considerable en la proporción de matriz limo-arenosa, a partir de los 19 a los 23 metros el depósito está nuevamente soportado por clastos. El espesor de esta unidad es de 25 m.

Entre las unidades (P.4.2.3) y (P.4.2.1) de la fig. 4.1 se encuentra intercalado un depósito de flujo piroclástico con gran cantidad de pómez amarilla con homblenda del tamaño de lapilli (unidad P.4.2.2). Los líticos son de color gris y están soportados en una matriz arcillosa. El espesor de estos depósitos es de 2 m

Estos depósitos (unidades P.4.2.3 y P.4.2.1 de la fig. 4.1) se encuentran frecuentemente formando el lecho del Río Blanco, afluente del Río Orizaba, en lechos de arroyos efímeros y en ríos permanentes; también constituye las terrazas más bajas de las secuencias de relleno en los valles, por lo que representa el evento más joven para las secciones "La Cascada" (fig. 4.1), "La Sirena" (fig. 4.2), "El Basurero" (fig. 4.3) y "La Virgen" (fig. 4.6). La edad absoluta de estos depósitos es difícil determinarla por la ausencia de material carbonizado. Sin embargo, estas unidades sobreyacen a la secuencia de flujos piroclásticos que contenían troncos carbonizados fechados por el método de C^{14} con una edad superior a los 40,000 años, lo que puede precisar su edad. La correlación de estas unidades se puede observar en la fig. 4.5.

En la sección "La Virgen" (fig. 4.6) el depósito se presenta como dos unidades o terrazas formando el lecho del Río Blanco, estas unidades se encuentran en contacto directo sin intercalación de otro depósito. Ambas terrazas contienen grandes bloques andesíticos de fragmentos redondeados a subangulosos, soportados en una matriz limo-arcillosa; aunque no es muy evidente la base, el espesor aproximado es de 4.5 m. Estos depósitos de lahar se encuentran sobreyaciendo a depósitos de flujos piroclásticos (ver fig. 4.6).

Para la sección "El Basurero" (fig. 4.3), el depósito de lahar está compuesto por grandes bloques (mayores a 2m), de composición andesítica y presencia de xenolitos; los fragmentos se encuentran bien redondeados y al igual que en la sección "La Virgen" (fig. 4.6), el depósito forma la terraza sobre el río Blanco por lo que no es evidente la base y por ende el espesor del depósito.

IV.1.10.- Flujo de Escorias, Pómez y Cenizas. "Ignimbrita Citaltépelt" (Qic).

Esta unidad marca el inicio de la actividad explosiva reciente derivada del actual volcán Citaltépelt. Los flujos fueron distribuidos en todas direcciones alrededor del cráter, pero fueron controlados por la topografía preexistente y depositados en depresiones locales y en valles, recorriendo una distancia de hasta 30 km desde el cráter. El volumen de material emitido se estima en 0.26 km³ para este evento. El material carbonizado encontrado dentro del flujo, fue fechado por el método de C¹⁴ en el intervalo de 8,500-9,000 años (Carrasco-Núñez y Rose, 1995) (ver tabla 3).

Las características generales del depósito, muestran una serie de unidades de flujo piroclástico que aparentemente se emplazaron en un tiempo corto y tienen una composición homogénea, formando una unidad eruptiva. Los depósitos generalmente no se encuentran consolidados, lo que permite clasificar al flujo piroclástico, como una ignimbrita de bajo grado (Walker, 1983). El depósito fue inicialmente descrito como un "flujo de escorias, pómez y cenizas" (Carrasco-Núñez, 1993) debido a la proporción variable de escoria y pómez de composición diversa, pero con una predominancia de escorias. Posteriormente Carrasco y Rose (1995) le dan el nombre de "Ignimbrita Citaltépelt", ya que cumplen con las características de ignimbrita de bajo grado.

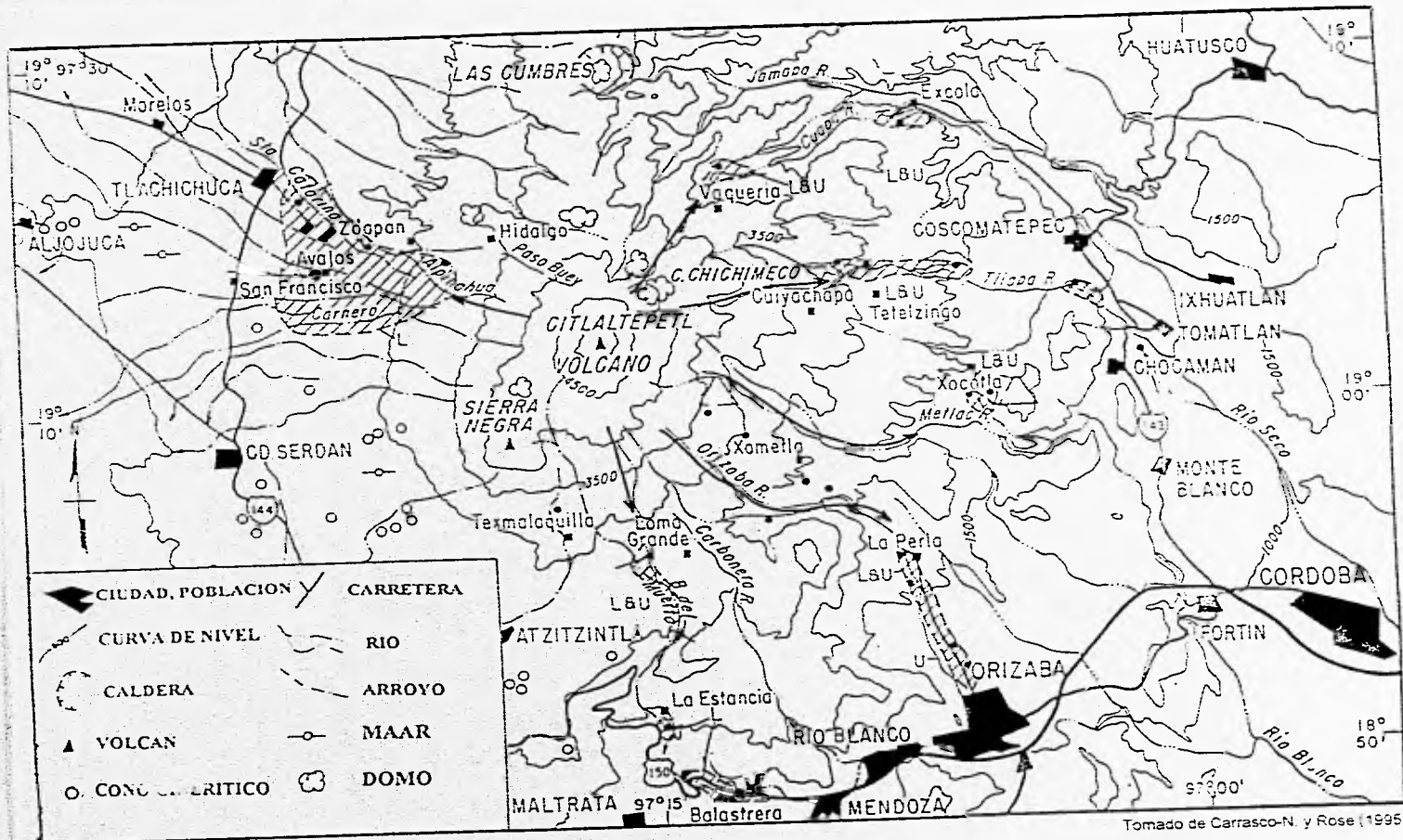
Los depósitos de la *Ignimbrita Citaltépelt* aparecen irregularmente distribuidos alrededor de la cima del volcán, formando rellenos discretos los cuales son confinados principalmente en los valles de los ríos, con excepción del flanco oeste, donde el depósito forma un abanico dentro de un valle abierto (ver fig. 4.7). El material emitido fue canalizado pendiente abajo de los flancos noreste, este, sur y sureste del volcán, donde el gradiente y disección del relieve son mayores que en el flanco oeste. Los

espesores de los depósitos son irregulares y muchas veces estos se incrementan aguas abajo en función de la topografía local preexistente, formando pequeñas terrazas o lengüetas sobre los valles de los ríos.

La *Ignimbrita Citaltépetl* está dividida en dos miembros: superior e inferior. Aunque ambos miembros tienen generalmente composición similar, ellos difieren en varios aspectos: número de unidades de flujo, estructura interna y distribución de los depósitos. La transición entre miembros está marcada por una distintiva capa de caída de pómez, la cual indica un cambio en el emplazamiento y en el estilo eruptivo.

El miembro inferior alcanzó una distancia máxima de 25 km a partir del cráter en la dirección de Maltrata y Orizaba (fig. 4.7). Presenta una estratigrafía compleja y está caracterizada por varias unidades de flujo. Hacia el flanco sur, el depósito está compuesto por una pequeña capa de 10 cm de espesor, intercalada como una nube de cenizas en la cima, a la cual subyacen una unidad de flujo principal y en la base un depósito de oleada piroclástica (surge). La secuencia corresponde a las capas 1, 2 y 3 del esquema idealizado de Sparks et al., (1973) (fig. 4.8).

El depósito de la *Ignimbrita Citaltépetl* se encuentra al norte de la Cd. de Orizaba en el caminamiento marcado por puntos 5.1 a 5.9 (ver, anexos 1 y 2). Los depósitos se presentan como una unidad de flujo de escorias, pómez y cenizas (*Ignimbrita Citaltépetl*), con color pardo oscuro a negro. Las escorias tienen un color negro y gran vesicularidad, varían de subredondeadas a angulosas. El depósito presenta líticos de composición andesítica-dacítica y en menor proporción fragmentos de pómez. Los fragmentos de líticos se encuentran preferentemente hacia la base del depósito (gradación normal) y las escorias en gradación inversa. La matriz es arenosa y soporta al depósito hacia la cima, mientras que hacia la base está soportado por clastos sección "Río Orizaba", (fig. 4.9). Los espesores para esta zona fueron variados entre 8-5m.



Tomado de Carrasco-N. y Rose (1995)

Fig. 4.7 Mapa de distribución de la ignimbrita Citlaltépetl (diagonales). Las flechas indican la dirección del flujo.

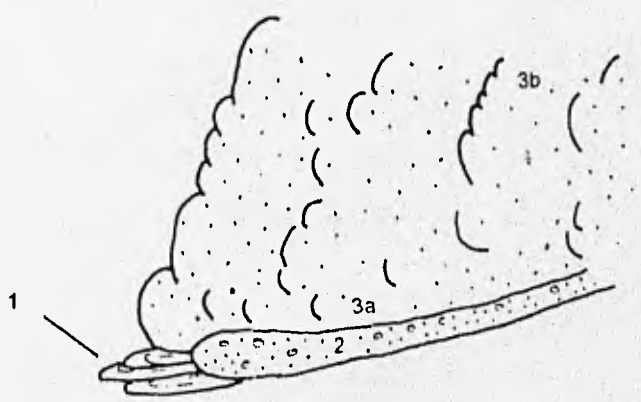
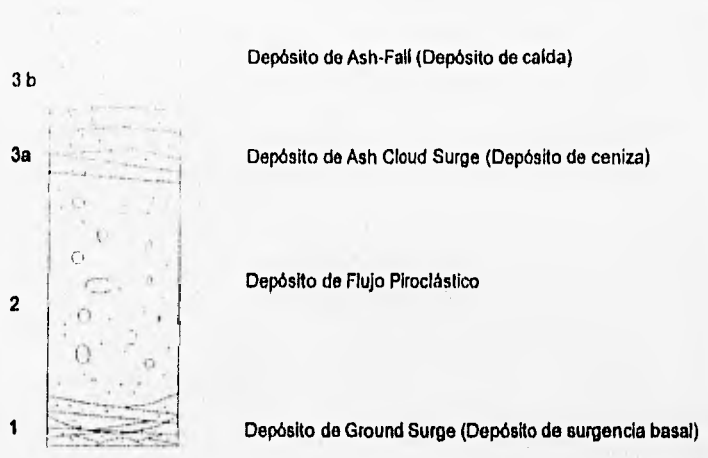


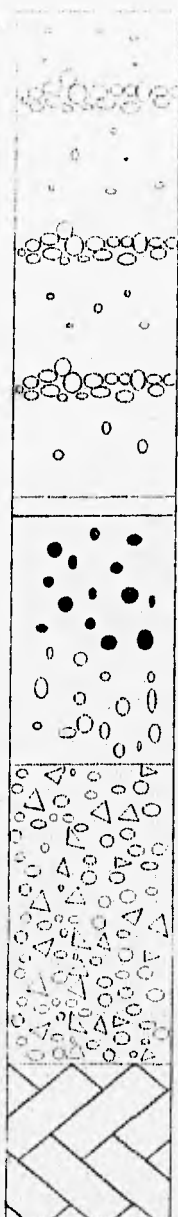
Diagrama Idealizado para depósitos de flujos piroclásticos (Sparks et al., 1973) La capa 1 presenta las partículas pesadas (litos), depositados por el frente o cabeza del flujo.

La capa 2 presenta fragmentos desprendidos por elutriación y los fragmentos que transportan la cabeza y cola del flujo.

La capa 3 muestra las partículas que transportan las nubes de ceniza y el material de calda de la erupción.

Fig. 4.8

Sección 5.1-9 " Río Orizaba "



Depósito de Flujo de Bloques y Cenizas andesítico-dacítico.
Sin gradación ni pseudoestratificación en zonas proximales,
pero con evidente pseudoestratificación hacia las zonas distales.
Gradación inversa en zonas distales.
Max. Tamaño = 1.20 m

Concentración de bloques mayores en zonas preferenciales.
Matriz arenosa.
Depósito soportado por los clastos.
Fragmentos angulosos.
Se encuentran troncos carbonizados.
C-14 = 4,600 años

Espesor variable entre 20 y 50 metros.
Parte proximal: 39 clastos > 15cm en 2 metros cuadrados.
Parte distal: 37 clastos > 15cm en 2 metros cuadrados.

Depósito de surgencia basal, asociado al flujo de bloques y cenizas.
Espesor variable de 10-30 cm.

Flujo de escorias y cenizas. Ignimbrita Citlaltépetl.
Color pardo oscuro con escorias negras.
Escorias contienen xenolitos dacíticos. Líticos efaníticos.
Gradación inversa en escorias y normal en lúicos.
Matriz arenosa.

Líticos angulosos y escorias redondeadas.
Max tamaño de escorias = 12 cm
Max tamaño de lúico = 10 cm
Espesor variable entre 0 y 5 metros.
Soportada por clastos hacia la base y por matriz hacia la cima.
C-14 = 8,500-0,000 años

Brecha volcánica color pardo oscuro, alteración rojiza.
Heterotológica con andesitas, escorias, lúicos y calizas.
No presenta gradación ni estratificación.
Matriz limo-arcillosa.
Fragmentos subredondeados.

Soportado por clastos en zonas proximales y por matriz en las distales.
Muy mal clasificado.
Espesor variable desde 12 a 3 metros

Lava andesítica color gris-azulada.
Pseudoestratificada con juntas horizontales.
Textura porfírica. Hornblenda y plagioclasas.
Espesor variable entre 5 y 10 metros.
Muestra No. 5.1.1

Fig. 4.9

En la sección PO-20 "La Perla" (fig. 4.13) la unidad de flujo (ignimbrita Citlaltépetl), forma la base de la secuencia. En la cima del depósito existe un horizonte oxidado por alteración termal, estructuras de desgasificación y la formación incipiente de un suelo con un espesor de 10 cm, lo que revela que no existió un emplazamiento subsecuente de flujos.

El miembro superior de la *Ignimbrita Citlaltépetl* consiste de una capa de pómez de caída libre, que es sobreyacida por un flujo piroclástico formado por fragmentos de pómez amarilla del tamaño de lapilli, bien clasificadas, con menor proporción de líticos. Algunas veces el depósito presenta gradación simétrica, con fragmentos gruesos hacia la base y cima del depósito, encontrándose las partículas finas en la parte media. El espesor varía de 14 a 25 cm cuando se encuentra asociado a unidades de flujos piroclásticos y llega a alcanzar hasta 73 cm cuando no está asociado a ningún flujo (6.5 km al Sureste del cráter). Hacia la parte norte y oeste del volcán no se encontró este depósito, lo que indica que la dirección preferencial de los vientos en aquel tiempo durante la gran erupción pliniana fue hacia el SE. La (fig. 4.10) muestra el mapa preliminar de Isopacas.

La unidad de flujo piroclástico del miembro superior, sobreyace al depósito de caída y comúnmente se observa un contacto transicional, que revela cambios en la gradación, que van de la cima a la base de la secuencia. El flujo generalmente se presenta sin gradación, ni estratificación y está soportado por matriz limo-arenosa, pero algunas veces está soportado por clastos. Esta constituido de escorias negras, pómez negra y parda, y en menor proporción pómez bandeada (negro y blanco ó pardo y blanco), pómez pardo claro y blanco amarillo y una variedad de líticos de composición predominantemente andesítica. Muchas de las partículas son del tamaño de lapilli, aunque frecuentemente se encuentran bloques, los cuales en algunos casos, se presentan distribuidos preferentemente en la cima o base de la unidad, observándose una gradación normal ó inversa, dominando la segunda. Los clastos de pómez observados tienen alrededor de 40 cm de diámetro y los espesores de la unidad varían

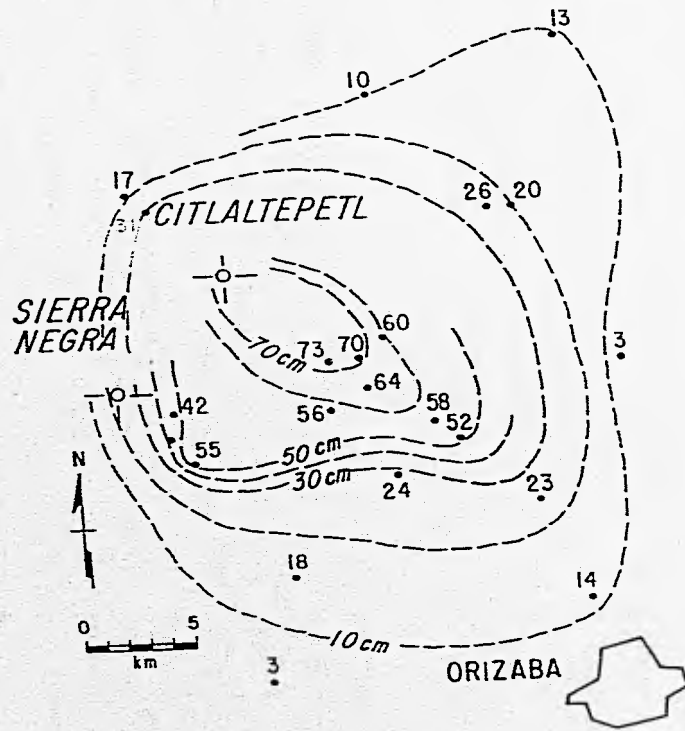


Fig. 4.10 Mapa preliminar de isopacas para el depósito de caída libre, evento precursor del miembro superior de la ignimbrita Citlaltépetl.

con la localidad de 2 a 10 m. La capa basal de la unidad de flujo (equivalente al horizonte 2 del esquema propuesto por Sparks et al., 1973) no siempre es evidente en los depósitos.

En el campo, el flujo piroclástico superior se presenta como pequeñas terrazas (difícilmente mapeables). La violencia de emplazamiento de este flujo fue moderada, ya que no se observó que tuviera la capacidad de remontar obstáculos topográficos considerables. Como se mencionó anteriormente, estos flujos se canalizaron siguiendo la topografía preexistente y depositándose en zonas topográficamente más bajas y en valles abiertos, donde se dispersó y perdió energía. Sin embargo, existen evidencias que indican que el flujo fue emplazado a temperaturas muy altas (la coloración y la madera carbonizada).

Una de las características más distintivas en esta etapa de actividad eruptiva del Citaltépeli fue la mezcla de magmas, lo que implica una intensa inyección magmática dentro del sistema volcánico, durante el Pleistoceno a Holoceno, implicada por la actividad magmática en el área, lo que incrementó la frecuencia y el rango de las erupciones del Citaltépeli arrojando piroclastos. Carrasco y Rose (1995) proponen que la Ignimbrita Citaltépeli fue originada por un proceso de mezcla de magmas andesítico basáltico y dacítico.

IV .1 .11 .- Flujo de Bloques y Cenizas "La Perla" (Qfup "La Perla").

Esta unidad marca la segunda gran erupción durante el Holoceno canalizada
hacia el sector de Orizaba y hacia el Noroeste del volcán. Los depósitos de flujo de bloques y cenizas, consisten principalmente de una sucesión de depósitos de brecha volcánica, intercalados con unidades laháricas y fluviales (fig. 4.11).

Los depósitos hacia la parte noroeste del volcán, forman una lengua elongada con una ondulación suave y superficie relativamente plana con inclinación hacia el oeste y extendiéndose entre 12 y 14 km. En la planicie del San José Llano Grande y Avalos forma una especie de abanico con un espesor

Sección 11.4 "Texmalaca"

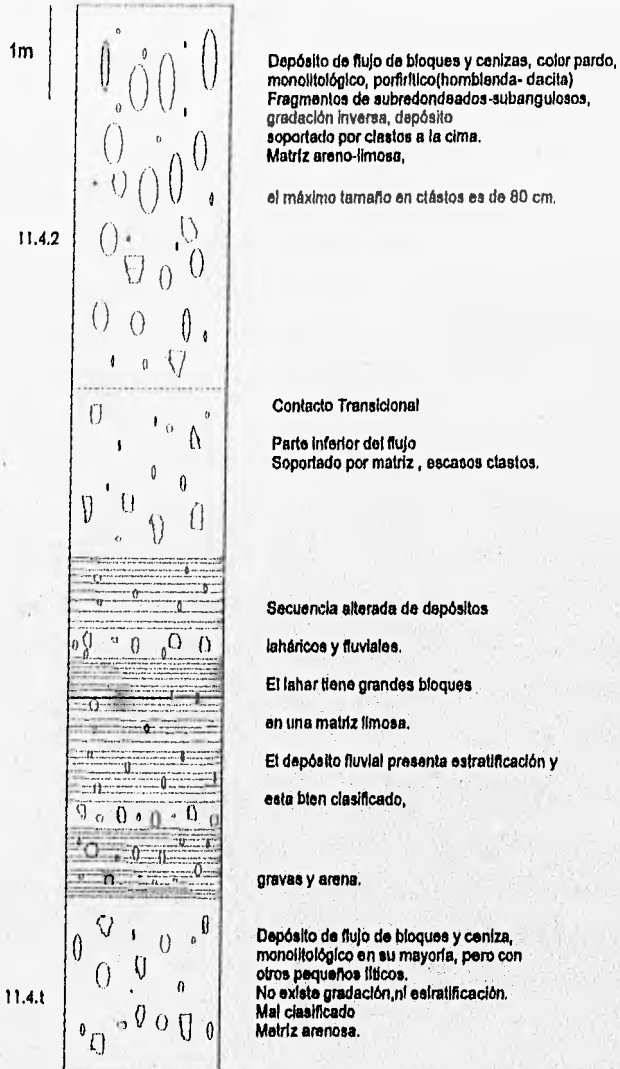


Fig. 4.11

Sección PIF-2a "Rancho Pala"

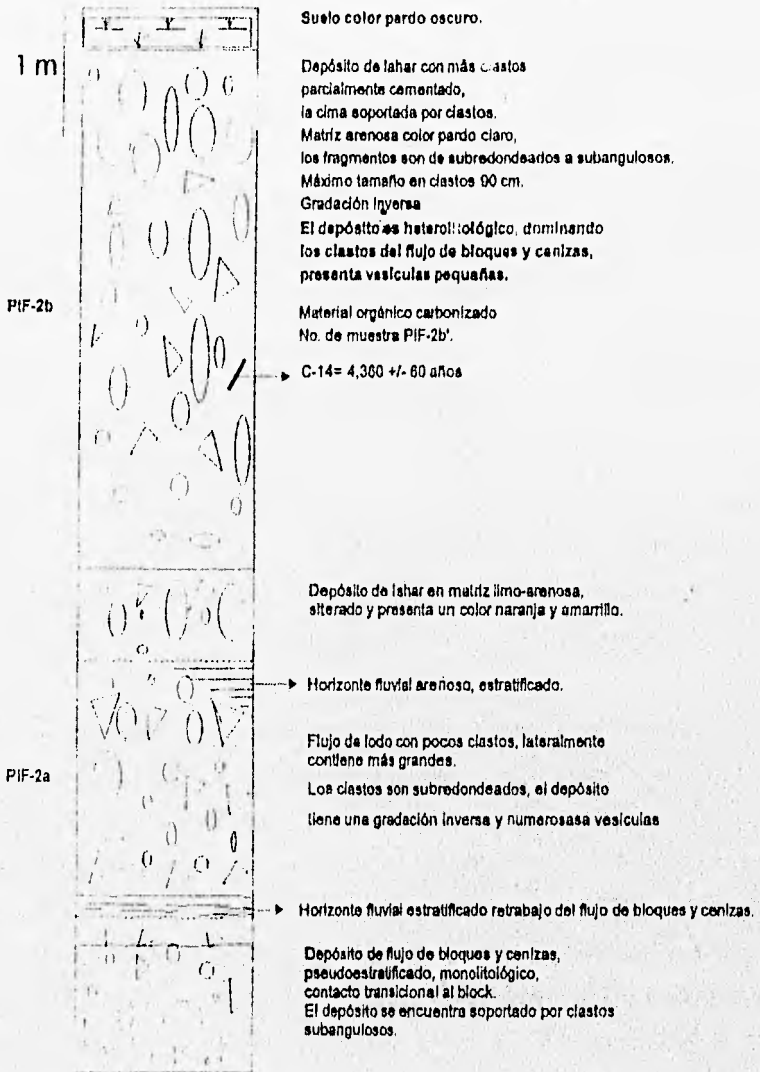


Fig. 4.12

máximo de 8m; en este sector los depósitos sobreyacen a flujos de escorias, pómez y cenizas (Igmibrita Citlaltépetl) que tienen generalmente un color blanco amarillento producto de alteración, sin estratificación, pobremente clasificado, con mayor abundancia de escorias andesíticas que de pómez, con líticos a la base. En la parte superior se presenta un paleosuelo delgado, que localmente fue erosionado durante el emplazamiento de los flujos. El flujo de bloques y cenizas es monolitológico con líticos subangulosos de composición andesítica, con anfíboles y textura porfídica, soportado por clastos y contiene madera carbonizada, la cual fue fechada por el método de C^{14} en 4,040 +/- 80 años (Siebe et al., 1993).

Hacia el sector Orizaba, el depósito se presenta como una brecha volcánica monolitológica en todos los afloramientos (figuras 4.11, 4.9, 4.12 y 4.13) con fragmentos de roca de composición andesítico-dacítica y fenocristales de plagioclasa con tamaños de hasta 0.5 cm en una matriz arenosa. Los afloramientos en general son de color blanco grisáceo, sin alteración hidrotermal y con troncos carbonizados en el interior, alineados a la dirección del flujo. Los clastos son predominantemente angulosos, aunque se encuentran fragmentos subredondeados.

Hacia las partes proximales (10-12 km desde el cráter, fig. 4.11), el depósito se presenta como una secuencia de flujos de bloques y cenizas intercalada con depósitos laháricos y fluviales (estratigrafía muy similar en el Mt. Pelée; Fisher et al., 1980 en Siebe, 1993). El flujo es monolitológico, porfídico, con cristales de homblenda, color pardo, con fragmentos de clastos subangulosos-subredondeados. Se observa una gradación inversa, soportado por clastos a la cima, mientras que hacia la base del depósito existe un contacto transicional en donde los clastos son escasos y están soportados por una matriz areno-limosa. El máximo tamaño en clastos es de 80 cm. Los depósitos de lahar son heterolitológicos con grandes bloques embebidos en una matriz limosa, mientras que el depósito fluvial presenta estratificación y está bien clasificado. En este afloramiento (fig. 4.11) no se observa la base del depósito, sin embargo, a un kilómetro de distancia pendiente arriba, sobre el lecho del Río Malacara, se presenta

el flujo de bloques y cenizas sobreyaciendo a un flujo de lava probablemente de la unidad Qabb "San Baltazar".

El depósito de flujo de bloques y cenizas presenta evidentes variaciones laterales tanto en su granulometría como en su morfología. En la porción central (de 14-15 km desde el cráter punto 5.7 del mapa de recorrido; anexo 2), no existe gradación, ni seudoestratificación alguna. El depósito es una brecha muy mal clasificada, de color blanco-grisáceo con fragmentos de roca angulosos y bloques que alcanzan hasta 1.5 m de diámetro. No se observó la base ni la cima del depósito, sin embargo, se calculó una espesor de 50 m. Intercaladas al depósito se tienen horizontes de tipo surgencias (fig. 4.9). El depósito se encuentra soportado por clastos, en un conteo realizado para el afloramiento 5.7 (anexo 2), se contaron 39 clastos mayores a 15 cm en 2 m².

En las partes distales (de 20-23 km, secciones "Río Orizaba", "Rancho Pala" y "La Perla"; figuras 4.9, 4.12 y 4.13 respectivamente), el depósito de flujo de bloques y cenizas, presenta una disminución en el espesor de 20, 10 y 3 m respectivamente. Es posible observar una evidente seudoestratificación o separación del material en forma de lentes (segregación) producto de la alta energía en el transporte y una gradación inversa de los clastos, por lo que se considera que el depósito está constituido por tres unidades de flujo similares, generadas de un mismo eventos y con períodos cortos de reposo entre el emplazamiento de una unidad de flujo y otra. El conteo de puntos para la sección "Río Orizaba" arrojó 37 clastos mayores a 15 cm en 2 m², lo cual no representó una variación evidente en cuanto al tamaño de clastos entre los afloramientos 5.7 y 5.9 del anexo 2

En las secciones "Río Orizaba" y "La Perla" (figuras 4.9 y 4.13 respectivamente) el depósito sobryace a una unidad de flujo piroclástico de escorias, pómez y cenizas (Ignimbrita Citlaltépetl), mientras que la sección "Rancho Pala" (fig. 4.12), subyace a dos unidades de lahar (descritas a mayor

Sección PO-20 "La Perla"

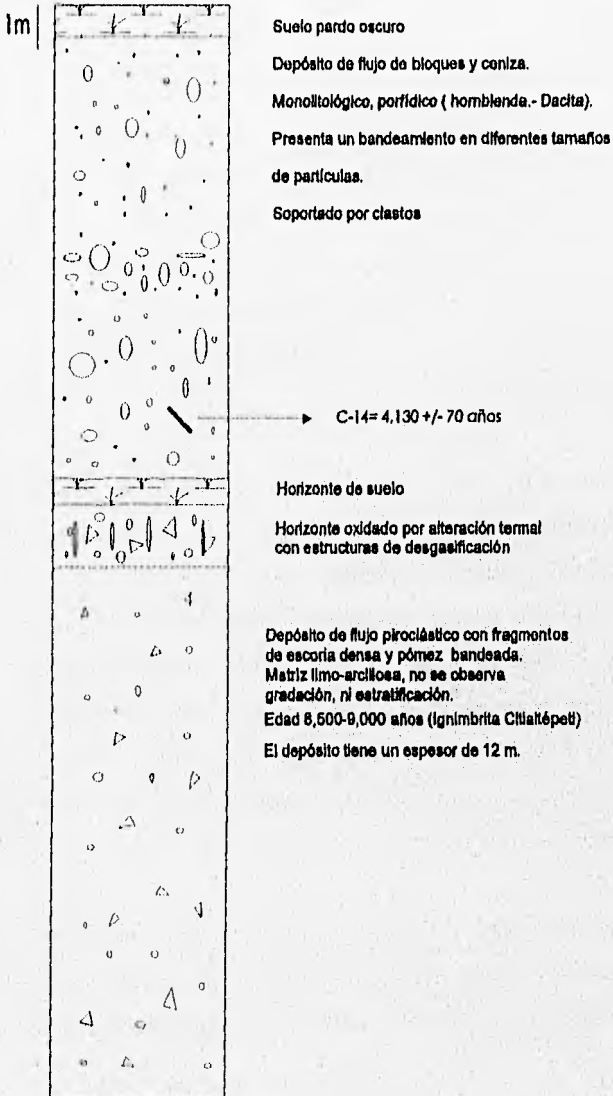


Fig.4.13

detalle posteriormente). De la sección "La Perla" se obtuvo material carbonizado para su fechamiento por el método de C^{14} y arrojó una edad de 4,130 +/- 70 años (Carrasco-Núñez, 1993).

Para el sector SE los depósitos del flujo de bloques y cenizas, forman lenguas elongadas que son perfectamente diferenciables sobre el lecho de los ríos Malacara y Orizaba. Estos depósitos pueden ser fácilmente reconocidos en imágenes de satélite y por tanto fácilmente cartografiables. Para el sector NW se estimó un volumen de material de 0.048 km³, usando un área de depósito de 16 km² y un espesor promedio de 3 m; mientras que para el sector Orizaba se calculó un volumen aproximado de 0.182 km³, por lo que en total se generó un volumen de 0.23 km³ de material.

Estos depósitos fueron aparentemente contemporáneos a la actividad del domo Colorado (4 km al SW del actual cráter del Cíntaltépetl), durante el Holoceno. Sin embargo, Siebe y Abrams (1993), consideran que estos depósitos fueron originados de repetidas explosiones del cráter, aparentemente asociadas a la erupción de un flujo de lava. Otra posibilidad alternativa, es que estas explosiones destruyeron el domo central, el cual fue destruido por efecto de las explosiones (Carrasco-Núñez, 1993).

IV .I .12 .- Lahar Rancho Pala (Qirp "Rancho Pala").

Estos depósitos están constituidos por dos unidades de lahar (unidades PIF-2a y PIF-2b, fig. 4.12). La unidad basal PIF-2a con 90 cm de espesor, está compuesta de bloques pequeños (10 cm aprox.) en matriz limo arcillosa, bien consolidada y descansa en contacto transicional sobre el depósito de flujo de bloques y cenizas La Perla (unidad Qirp "La Perla"), el cual consiste de un depósito monolitológico, soportado por clastos subangulosos con diámetros de hasta 75 cm, en esta sección el flujo de bloques y cenizas sólo aflora un metro de espesor y no se observa la base del depósito. La unidad superior (PIF-2b) del depósito de lahar, tiene 4.10 m de espesor, es heterolitológico con fragmentos líticos dacíticos y escorias. El depósito está constituido por bloques de 30 cm de diámetro, aunque se llegan a encontrar bloques de hasta 90 cm. Esta unidad se encuentra soportada por una matriz arenosa de color pardo claro, moderadamente consolidada, con clastos que van de redondeados a subangulosos. La cima de la

unidad presenta un color amarillo-naranja, producto de la alteración y vesículas pequeñas; ambas unidades (PIF-2a y PIF-2b) presentan gradación inversa, lo que marca el corto tiempo de reposo entre el emplazamiento de una unidad y otra. En la unidad PIF-2b se encontró un pequeño fragmento de carbón el cual fue fechado (para este trabajo) por el método de C^{14} y arrojó una edad de 4,360 +/- 60 años.

Hacia la cima de la unidad PIF-2b, descansa un horizonte de suelo color pardo oscuro de 0.75 a 1 m de espesor, lo que evidencia que estos lahares marcan el último evento de gran magnitud emplazado en la ciudad de Orizaba y localidades cercanas (ver Mapa geológico general; anexo 1) y que claramente los eventos posteriores no tuvieron la magnitud necesaria para recorrer estas distancias, aunque fueron canalizados hacia este sector, como el flujo de lava dacítica de la unidad Qdcm "Dacita Cueva del Muerto" que se encuentra ausente en esta sección, mientras que para la zona de la cañada del Río Malacara, esta lava se encuentra sobreyaciendo en contacto franco al flujo de bloques y cenizas de la unidad Qfbcp "La Perla" (fig. 4.14).

Estos depósitos de lahar (inudades PIF-2a y PIF-2b) corresponden a la secuencia de flujos y lahares generados del mismo evento que dio lugar al flujo de bloques y cenizas "La Perla" (unidad Qfbcp "La perla") contemporáneos a la actividad del domo Colorado, durante el Holoceno. Aunque este evento también pudo generar flujos piroclásticos que sufrieron una transformación a lahares, la evidencia para pensar esto es la presencia de numerosas vesículas y el carbón encontrado en los depósitos de lahar (fig. 4.12).

Secuencia de tefras y flujos piroclásticos

En la barranca El Golfo cerca de la localidad denominada San Miguel (al SE de volcán), sección "San Miguel" (fig. 4.15), se encontró una secuencia de tefras y flujos piroclásticos descansando sobre la andesita San Miguel; el depósito de caída (unidad PIF-4a) que sobreyace a la andesita San Miguel es una secuencia de horizontes con estratificación cruzada, alternando pómez amarilla y capas arenosas.

Sobreyaciendo a este depósito se encuentra un flujo piroclástico de cenizas color pardo claro, ambos depósitos con un espesor de 1 m cada uno. Descansando sobre el flujo piroclástico se encuentran dos unidades de pómez blanca y pómez amarilla PIF-4b y PIF-4c), con un tamaño máximo en pómez de 10 cm y 7 cm respectivamente y ambos depósitos con gradación normal. Intercalado a estas dos unidades existe un pequeño horizonte de suelo pardo oscuro. Sobre estos depósitos descansa un flujo piroclástico de cenizas color gris, con pocas pómez y matriz arcillosa (unidad PIF-4d); en este depósito fue encontrada materia orgánica carbonizada, la cual fue fechada (para este estudio) por el método de C^{14} y arrojó una edad de 2,730 +/- 60 años; esta unidad a su vez subyace a un depósito de flujo de bloques y cenizas con clastos de composición dacítica y homblenda. (unidad PIF-4d).

IV .1 .13 .- Dacita Cueva del Muerto (Qdcm "Cueva del Muerto")

Estas lavas se derivan de los últimos episodios efusivos del actual volcán Citlaltépetl. Esta unidad consiste de una sucesión de bloques de lava dacítica, con bordes laterales (*leaves*) y con espesores que varían de 90-110 m y una anchura de 0.6 km, por lo que se calculó un volumen aproximado de 0.048 km³. Las lavas son dacitas con textura porfídica con plagioclasa, anfíboles y algunos fenocristales de piroxenos.

Estos flujos de lava marcan el último episodio efusivo canalizado hacia las cañadas Maticara y Agua de Caballos, dirigidos hacia el Río Orizaba, flanco SE del volcán. Aparentemente estas lavas fueron más fluidas ya que recorrieron una distancia de 13 km desde el cráter, pero fueron controladas por la topografía preexistente y no tuvieron el volumen suficiente para recorrer más distancias y llegar hasta la ciudad de Orizaba, donde es marcada la ausencia de este flujo en la sección "Rancho Pala" (fig. 4.12).

Las rocas de esta unidad, en los lechos del Río Malacara al sur del Pico de Orizaba, sobreyacen al depósito de flujo de bloques y cenizas de la unidad Qfbp ("La Perla" de 4,130 +/- 70; fig. 4.14).

IV .I .14 .- Depósitos indiferenciados (Pd & I)

Esta secuencia de depósitos piroclásticos y lahares está representada por la unidad pd&i, localizada en el flanco sur y sureste del volcán, a los alrededores de la localidad Loma Grande, Texmola y Mariano Escobedo-La Perla (Mapa geológico general, anexo 1).

Los depósitos piroclásticos indiferenciados, incluyen: depósitos de flujos y calda de edades variables, el más reciente es de hace 13, 000 años, pero existen algunos mayores a los 40,000 años. Los depósitos de detritos indiferenciados corresponden a flujos de todo y lahares de edad incierta, pero quizá menor a los 20,000 años. Los depósitos ubicados en las localidades Mariano Escobedo y La Perla, son depósitos de flujos piroclásticos y lahares muy alterados de color amarillento.

Se ha reportado una capa de tefra fechada en 3,450 años (Cantagrel et al.,1984) con muestra de detritos carbonizados encontrados justo debajo de la localidad "El Jacal" al Noreste del volcán

IV .II .- Correlación de Unidades Estratigráficas

El trabajo en campo permitió, hasta donde fue posible, identificar y clasificar en los afloramientos cada una de las unidades, según su litología, características de distribución, selección y clasificación (variaciones laterales y verticales en la granulometría). En la porción sur de Orizaba, muchos de los depósitos presentan características muy semejantes, lo que muchas veces confundía la posible correlación entre unidades. Sin embargo, para corroborar las clasificaciones se tomaron muestras de cada uno de los depósitos con el fin de analizarlas en la etapa de trabajo de laboratorio (mencionada en el inciso 1.3). Los resultados de los análisis granulométricos, petrográficos y el fechamiento que se le realizó a varias muestras de carbón, permitieron corroborar o modificar las identificaciones que se hicieron previamente en el campo, con lo cual fue posible establecer una correlación entre unidades y su posible etapa eruptiva.



Fig. 4.14 Contacto franco entre el flujo de lava dacítico de la unidad Qdcm "Dacita Cueva del Muerto" (arriba) y el flujo de bloques y cenizas de la unidad Qfbcp "La Perla" (abajo).

1
2
3
4
5
6

Sección PIF-4 "San Miguel "



Fig. 4.15

De gran ayuda para la correlación de unidades fueron los análisis granulométricos que arrojan resultados importantes, pero se debe de tener gran cuidado en el momento de hacer su interpretación. Por ejemplo, los flujos piroclásticos generalmente son mal clasificados ($\sigma\phi$ entre 2 y 4.5 y para $Md\phi$ entre -1 y 3), mientras que los depósitos de caída están bien clasificados ($\sigma\phi$ entre 1 y 2 y para la $Md\phi$ entre -1 y -3). Sin embargo, para las muestra PIF-4b y PIF-4c los análisis arrojaron una $\sigma\phi=2.85$ y 1.78, mientras que para la $Md\phi$ arrojó valores de -3.80 y -4.05 respectivamente (tablas 1 y 2 de apéndices). Al parecer este depósito tiende a comportarse granulométricamente más como flujo que como caída; sin embargo, esto se debe a que estos depósitos de caída se encuentran más cercanos a la fuente de emisión, por lo que la $\sigma\phi$ toma valores tan altos. Los depósitos que en su mayoría tienen una dispersión <2 , caen dentro del campo de depósitos de caída, lo cual los determina como bien clasificado, esto se debe principalmente a que su transporte es a través del aire interviniendo sólo un medio de transporte, lo que provoca una menor dispersión en su distribución granulométrica; como se pueden ver en los histogramas de análisis granulométricos, los depósitos de tefra arrojan en su mayoría un carácter unimodal, aunque existen excepciones como la mencionada anteriormente. También existen cambios sistemáticos con la distancia del cráter, esto es, pueden encontrarse depósitos de grano fino que se encuentran cerca de la fuente como lejos de ella; el material fino se acumula cerca de la fuente de emisión cuando la erupción es débil o cuando existen efectos de lluvia sobre la nube de ceniza.

Los depósitos de lahar caen en el mismo campo de los depósitos de flujos piroclásticos, sobre todo si el lahar se trata de un flujo delgado o inversamente, si el flujo piroclástico se trata de un flujo grueso puede probablemente confundirse con un lahar, aunque generalmente los flujos piroclásticos se emplazan a temperaturas muy altas, prueba de estos son los fragmentos de materia orgánica carbonizada, además, de que interviene otros factores en el emplazamiento y transporte de los flujos piroclásticos como son la fluidización, las velocidades, la topografía preexistente, viscosidad, densidad, etc.

También se realizaron análisis para depósitos de oleadas piroclásticas (surgencias), estos depósitos están íntimamente ligados a flujos piroclásticos, formando la parte basal de las secuencias piroclásticas, lo que marca el inicio de la erupción o el frente de avance de ésta. Las oleadas piroclásticas tienen una tendencia hacia la granulometría fina ($M\phi > 2$) y una buena clasificación ($\sigma\phi < 2$). Walker (1971) muestra una gráfica en donde los depósitos de surgencias tienden a comportarse granulométricamente como flujos piroclásticos; este es el caso de la muestra 5.9.1 (tabla 2 de apéndices) que presenta valores muy altos y no caen exactamente en el campo de los tamaños finos, esto puede ser debido a que el tamaño de la erupción generó grandes bloques y por tanto una capa basal que tiende más a los tamaños gruesos.

El travertino fue un horizonte guía importante para la correlación de las unidades estratigráficas, ya que los flujos piroclásticos no mostraron rasgos distintivos y los análisis granulométricos no determinan la correlación.

V.- EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS VOLCÁNICOS

V.1.- Generalidades de los Peligros Volcánicos

Introducción

Los desastres producto de los eventos volcánicos no son muy comunes, pero cuando llegan a suceder son de los peligros geológicos más devastadores. Los volcanes activos o potencialmente activos resultan ser una seria amenaza en áreas densamente pobladas (tabla 4). Existen alrededor de 700 volcanes potencialmente peligrosos en todo el mundo y alrededor de 50 volcanes entran en erupción cada año en promedio (Simkin et al., 1981 en Tilling, 1989). Se sabe que más de 1,300 volcanes han entrado en erupción en los últimos 10,000 años y la mitad de estos han registrado erupciones en tiempos geológicos. Aproximadamente el 80% de los volcanes activos de la Tierra se encuentran asociados a zonas de subducción incluyendo márgenes continentales y arcos de Islas, y dos tercios se localizan en la región circumpacífica conocida como "Cinturón Circun-Pacífico de fuego" (tabla 5). Se ha estimado que el 10 % de la población total del planeta vive cerca o sobre volcanes potencialmente peligrosos; esto no es de extrañarse, cuando los suelos volcánicos son de los más fértiles para la agricultura y proporcionan, además de los más bellos paisajes, yacimientos minerales relacionados a la actividad volcánica y depósitos que pueden ser explotados como bancos de material para la construcción, todo esto beneficiando a las poblaciones aledañas al volcán. Sin embargo, el rápido crecimiento poblacional, la falta de comunicación entre las autoridades y la población civil y en muchas ocasiones la ignorancia y/o costumbres de los residentes de las zonas, aunados a la frecuencia eruptiva actual, son factores que ponen en peligro la vida de millones de personas que se encontrarían amenazadas por alguna actividad volcánica futura. La fig. 5.1(A) muestra el crecimiento de la población mundial (curva sombreada) para el periodo 1800-2000 comparado con el número promedio de muertes por año (cifras en las casillas) en los siglos 17-19 se tienen en promedio 315 muertes por año y para el siglo 20 se tienen 845 muertes (con base a los datos de la tabla 4 pero excluyendo las víctimas por hambruna post-erupción). En la fig. 5.1(B) se tienen las proyecciones del crecimiento de la población mundial en el siglo 21, mostrando que

Tabla 4.- Víctimas humanas por actividad volcánica, 1600-1985, agrupadas de acuerdo a la causa primaria de muerte (modificado de Blong, 1984).

Causa primaria	1600-1899		1900-1985	
Fujos pirocláticos y avalanchas de escombros	18,200	(9.8%)	36,800	(48.4%)
Lahares y crecientes	8,300	(4.5%)	28,400	(37.4%)
Tefras y proyectiles balísticos	8,000	(4.3%)	3,000	(4.0%)
Tsunamis	43,600	(23.4%)	400	(0.5%)
Hambre post-eruptiva, enfermedades, etc.	92,100	(49.4%)	3,200	(4.2%)
Fujos de lava	900	(0.5%)	100	(0.1%)
Gases y lluvias ácidas			*1,900	(2.5%)
Otras actividades y/o desconocidas	15,100	(8.1%)	2,200	(2.5%)
TOTALES	186,200	(100%)	76,000	(100%)
Muertes por año (promedio)	620		880	

* Incluye las muertes causadas por escapes letales de gas en dos lagos cratericos en Camerún: 37 en Lago Monoun, agosto de 1984 (Sigurdsson et al., 1987b en Blong, 1984) y >1,700 en Lago Nyos, agosto de 1986 (Kling et al., 1987 en Blong, 1984). El gas letal (bióxido de carbono) fue en ambos casos de origen volcánico.

Tabla 5.- Relaciones generales entre tipos de volcanes, tipo predominante de lava, estilos eruptivos y características eruptivas más comunes (modificado de Tillng, 1989)

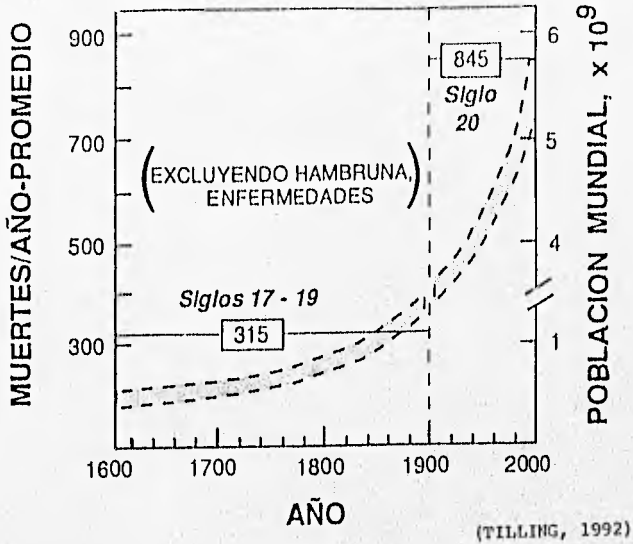
Tipo de Volcán	Lava predominante		Estilo eruptivo	Características eruptivas más comunes
	Composición	Viscosidad relativa		
Escudo volcán 1	Basáltica	Fluidal	Generalmente no explosivo a débilmente explosivo	Fuentes de lava (extensos), lagos y pozos de lava
Estrato-volcán 2	Andesítica	Menos fluidal	Generalmente explosivo, pero a veces no explosivo	Flujos de lava (medianos), productos basálticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticas
	Dacítica a Riolítica	Viscosa a muy viscosa	Típicamente muy explosivo, pero puede ser no explosivo, especialmente después de una explosión grande	Productos balísticos explosivos, caídas de tefras, flujos y oleadas piroclásticas. flujos de lava (cortos) y domos de lava.

1 Ubicados generalmente en el interior de las placas tectónicas ("intraplaca"), y presumiblemente sobreyacen "puntos calientes", aunque también ocurren en otros ambientes tectónicos (p.e., Galápagos, Islandia)

2 Ubicados generalmente a lo largo o cerca de los márgenes de placas tectónicas convergentes (zonas de subducción); también se les denomina volcanes compuestos

A

MUERTES DEBIDO A ERUPCIONES



B

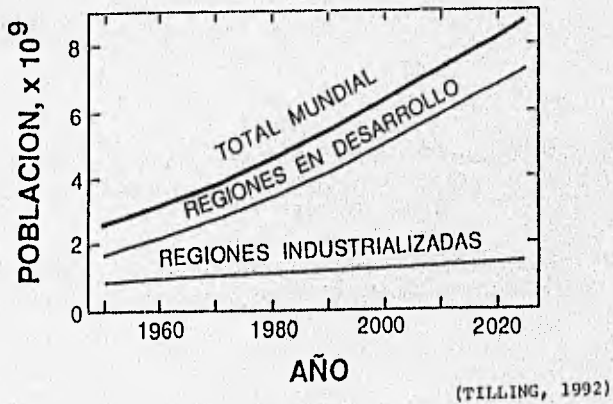


Fig. 5.1 Muestra la relación de las muertes debido a erupciones con respecto al crecimiento poblacional.

las poblaciones ubicadas en regiones en desarrollo, como los países de América Latina, han de crecer mucho más rápidamente que aquellos en las regiones industrializadas. Aún más, la mayor parte del crecimiento proyectado tendrá lugar en áreas urbanas ya densamente pobladas. Por lo que en las próximas décadas, las regiones en desarrollo tendrán un problema cada vez más angustioso no sólo con los peligros volcánicos, sino que también con otros peligros naturales.

Esto ha dado motivo para que la comunidad científica, las autoridades gubernamentales y civiles, tomen conciencia y se apoyen e impulsen los programas sobre investigaciones vulcanológicas, para reducir el riesgo volcánico y tratar de que disminuya la tasa de mortalidad que ha ido incrementándose en las últimas décadas.

Los datos sobre víctimas causados por erupciones volcánicas a nivel mundial, muestran un incremento en el promedio de muertes por año para el siglo XX, en comparación con el promedio anual en los últimos tres siglos anteriores. Esto no se debe a que haya aumentado la frecuencia eruptiva volcánica, sino al gran aumento poblacional, que se acentúa más en los países en vías de desarrollo, lo cual es evidente en las erupciones ocurridas en Santa María Guatemala, El Nevado de Ruiz, Colombia y El Chichón, México. El número de muertes ocurridas en estos tres eventos fue de más 30,000 personas.

A raíz de la catastrófica erupción del Monte Pelée, Martinica, 1902 donde murieron alrededor de 29,000 personas, surge la necesidad científica y social por evaluar los peligros volcánicos. Sin embargo, con la desastrosa erupción del Monte Santa Elena el 18 de mayo de 1980, se inicia la peor década de crisis volcánica desde 1902, año en el que en seis meses ocurrieron tres erupciones catastróficas, que acabaron con la vida de más de 36,000 personas (Monte Pelée, Martinica; Soufrière, Santa Vicent; y Santa María Guatemala) (Tilling,1989). Los datos sobre víctimas causados por erupciones a nivel mundial desde al año 1006, se presentan en la tabla 6.

Tabla 6.- Lista de algunos desastres volcánicos desde el año 1000 D.C. en los que hubo víctimas fatales (las cifras están redondeadas a la cifra más cercana). (Modificado de Yokoyama et al., 1984 el Tilling, 1989).

Volcán	País	Año	Causa Primaria de Muerte				
			Flujo piroclástico	Flujo de escombros	Flujo de lava	Hambruna Post-eruptiva	Tsunami
Merapi	Indonesia	1008	*1,00				
Kelut	Indonesia	1586		10,000			
Vesuvio	Italia	1631			**18,000		
Etna	Italia	1669			**10,000		
Merapi	Indonesia	1672	*300				
Awu	Indonesia	1711		3,200			
Oshia	Japón	1741					1,480
Cotopaxi	Ecuador	1741		1,000			
Makian	Indonesia	1780					
Papadajan	Indonesia	1772	2,960				
Lakagígar	Islandia	1783				9,340	
Asama	Japón	1783	1,150				
Unzen	Japón	1792					15,190
Mayon	Filipinas	1814	1,200				
Tambora	Indonesia	1815	12,000			80,000	
Galunggung	Indonesia	1822		4,000			
Novado de R	Colombia	1845		1,000			
awu	Indonesia	1856		3,000			
Cotopaxi	Ecuador	1877		1,000			
Krakatua	Indonesia	1883					36,420
Awu	Indonesia	1892		1,530			
Soufriere	St. Vicent	1902	1,580				
Mt. Pelée	Martinica	1902	29,000				
Sta. María	Guatemala	1902	8,000				
Taal	Filipinas	1911	1,330				
Kelut	Indonesia	1919		5,110			
Merapi	Indonesia	1951	1,300				
Lamintong	Papua-	1951	2,940				
	Nueva G.						
Hibok-H.-	Filipinas	1951	500				
Agung	Indonesia	1983	1,900				
Sta. Helena	E.U.A.	1980	***60				
El Chichón	México	1982	> 2,000				
Nevado de R	Colombia	1985		>22,000			
TOTALES			65,140	53,900	28,000	89,340	53,090

* Incluye muertes ocasionadas por flujos de lodo asociados; sin embargo se ha cuestionado la validez de la erupción de 1008 (Djumarna et al., 1986 en Tilling, 1989)

** Incluye muertes por actividad explosiva y/o flujos de lodo asociados.

*** Las principales causas de muerte fueron por impacto de explosión y asfixia.

Generalmente se han utilizado erróneamente como sinónimos los términos "peligro" y "riesgo". Sin embargo, son términos que deben diferenciarse, para poder hacer un uso correcto de los mismos. Estos términos fueron definidos por Fournier d'Albe (1979) y adaptados para el *Source-book for volcanic-hazards zonation*, en Crandell (1984):

<i>Peligro</i>	Es el fenómeno que representa una amenaza potencial a las personas o a la propiedad, en una determinada área y en un determinado tiempo.
<i>Riesgo</i>	Es la posibilidad de una pérdida, ya sea en vidas, capacidad productiva, propiedades, etc. dentro de una área determinada, que es amenazada por uno o más peligros. Para evaluar el riesgo se debe considerar lo siguiente: $\text{riesgo} = (\text{costo ó valor}) \times (\text{vulnerabilidad}) \times (\text{peligro})$; donde el costo o valor puede incluir vidas amenazadas, propiedades, capacidad productiva y las obras de infraestructura amenazadas y vulnerabilidad es una medida de porcentaje (0 a 100%) del valor que probablemente se pierda en un evento desastroso.

Los efectos que causan tales peligros pueden clasificarse en "directos" o "indirectos". Los peligros directos son los que se generan en el momento de la erupción como: material de calda (tefras y proyectiles balísticos), flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, explosiones lateralmente dirigidas (blast), lahares (flujos de lodo), flujos de lava, domos, surgencias, corrientes hiperconcentradas, gases volcánicos y los relacionados a colapso estructural del edificio volcánico: avalanchas de detritos.

Los peligros "indirectos" son aquellos fenómenos secundarios a los eventos eruptivos y pueden ocurrir tiempo después de que ha pasado el evento eruptivo, estos incluyen: terremotos y movimientos

de tierra, tsunamis (olas gigantes), flujos de lodo, efectos atmosféricos, hambre y enfermedades. Cada uno de estos peligros, son explicados a detalle más adelante.

Los flujos piroclásticos, avalanchas, surgencias y los flujos de lodo son de los peligros más devastadores; los flujos de lava, al ser controlados por la topografía, no ponen tanto en peligro la vida, pero pueden causar grandes pérdidas económicas al destruir terrenos de cultivo y propiedades. De los peligros indirectos, los tsunamis y hambruna post-erupción, en términos de víctimas humanas, pueden ser tan importantes y significativos como los flujos piroclásticos y lahares primarios de los peligros directos.

Aunque no todas las clases de peligros "directos" e "indirectos" mencionados anteriormente se encuentran en el área de estudio, se dará de manera general una explicación de cada uno de ellos, haciendo más énfasis en depósitos encontrados y cartografiados para la zona de Orizaba que representan esos peligros.

V.1.1.- Flujos de lava y domos

Los flujos de lava rara vez amenazan directamente la vida humana, ya que estos tienen un desplazamiento relativamente lento. Además, los flujos de lava tienden a seguir una trayectoria determinada, controlada por la topografía. La morfología de estos eventos está determinada por el volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de fusión), por la pendiente de la superficie sobre la cual la lava se desplaza, por la viscosidad, por el efecto de gravedad y por la topografía preexistente. De estos parámetros la tasa de fusión es el más importante, ya que cuando ésta cambia influye en la densidad y la viscosidad de la lava, así como en la formación de cristales. Una lava es más fluida cuando las cadenas de átomos de silicio y oxígeno son modificadas y evita que se formen, debido a que no existe un enlace fuerte entre los átomos y se rompen. Los flujos más rápidos son generalmente limitados a lavas basálticas. Uno de los flujos históricos más voluminosos, emitió una tasa de fusión de 5,000 m³/seg., el flujo fue registrado durante la erupción fisural de Laki en Islandia en 1783, generando

flujos de lava que inundaron un área de más de 500 km² (Thorarisson, 1969 en Tilling, 1989). En enero 10 de 1977, flujos basálticos emitidos en el Monte Nyiragongo en Zaire, mataron alrededor de 300 personas que vivían sobre y cerca del volcán. En este caso el repentino desagüe del lago de lava dentro del cráter derramó lava sobre un área de 20 km² en menos de una hora, la velocidad promedio del flujo fue de 30 km/hr con una velocidad inicial de ~100 km/hr (Tazieff, 1977 en Tilling, 1989). En el pasado geológico existieron casos de flujos basálticos individuales emitidos a una tasa de fusión de 1,000,000 m³/seg que cubrieron decenas de miles de kilómetros cuadrados (Swanson et al., 1975 en Tilling 1989). A diferencia de los grandes flujos de lavas de composición basáltica, las lavas más viscosas tales como la dacitas y las riolitas, son generalmente emitidas a tasas bajas de fusión, formando flujos de lava cortos y de amplios espesores o forman domos empinados, que cubren pocos kilómetros cuadrados. Con lo anterior se puede decir que la velocidad de los flujos de lava es claramente afectada por la viscosidad, el volumen del fluido, la temperatura, el gradiente y confinamientos o canales de dirección del flujo (topografía). Velocidades de 64 km/hr fueron reportados en pendientes con una inclinación de 10°-25° durante la erupción del Mauna Loa en 1855.

Los flujos basálticos pueden recorrer distancias de más de 50 km desde la fuente de emisión, mientras que, los flujos de lava andesítica y dacítica raramente se extienden más de 20 km. Uno de los flujos históricos más largos fue el de Lakaglgar en Islandia, cuando 12.3 km³ de lava fue emitida, cubriendo un área de 585 km² y recorriendo una distancia de 65 km. Las cenizas y gases emitidos durante ésta erupción tuvieron severos efectos. En el caso de las lavas recientes erupcionadas en el "Pico de Orizaba" estas recorrieron una distancia máxima de 13 km (unidades Qabb, Qap y Qdx) (Mapa geológico general, anexo 1).

El mayor peligro relacionado a los flujos de lava es representado por el daño parcial o la destrucción total por enterramiento, trituración e incendio de todo lo que se encuentra a su paso. También pueden derretir o fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar lahares y crecientes. Para

el Citlaltépetl, este último caso no representaría un gran peligro ya que le glaciar se ubica hacia el Norte del volcán, a menos de que ocurriera nieve de temporal.

V.1.2.- Lahares

El término *lahar* es usado para nombrar a un flujo de lodo que contiene detritos y bloques angulares, predominantemente de origen volcánico, que son movlizados por agua y que se depositan pendiente abajo del volcán.

Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño de grano y su contenido de agua. No todos los lahares se forman como resultado directo de la actividad volcánica (Crandell,1971). El origen de los lahares se debe a tres situaciones principalmente (Crandell,1971):

1. Como resultado directo e inmediato de una erupción:
 - 1.1 Por la erupción de un lago cráter
 - 1.2 Por fuertes lluvias durante una erupción
 - 1.3 Por los flujos de material piroclástico dentro de los ríos o sobre el hielo o la nieve

2. Indirectamente relacionado a una erupción:
 - 2.1 Activado por el agua absorbida en los detritos fracturados por los terremotos
 - 2.2 Por la explosión y rápido desagüe de los lagos cráter
 - 2.3 Por las grandes avalanchas generadas por el colapso de las laderas del volcán

3. No relacionadas con la actividad volcánica contemporánea
 - 3.1 Movilización de tefras por lluvia

- 3.2 Colapso de las laderas del volcán por inestabilidad de los detritos ricos en arcilla y agua
- 3.3 Por el desborde de agua de la recarga de las presas
- 3.4 Provenientes de terrenos volcánicos que han sufrido erosión a través del tiempo.

Las velocidades de lahares históricos han variado ampliamente debido a las diferencias en las dimensiones de los canales, volumen y distribución del tamaño del grano. Las áreas de inundación y la longitud de un lahar son ampliamente influenciadas por el volumen del lahar, sus características granulométricas, las transformaciones durante el flujo, y la topografía. Por lo que un gran volumen, un alto contenido de arcilla y el confinamiento de un valle angosto favorece un recorrido de grandes distancias.

Durante los avances del flujo ocurren cambios secuenciales en el tipo de flujo y en el mecanismo de soporte de partículas que promueven la transformación de un lahar a un flujo hiperconcentrado y por último como un flujo de río normal (Scott, 1988 en Tilling, 1989).

Los flujos de escombros ricos en agua, conforme se desplazan incorporan sedimentos al sistema convirtiéndose en lahares, esto es, el flujo sufre un hinchamiento o aumento de volumen. Sin embargo, cuando un lahar se encuentra con más aporte de agua, como un río o pierde sedimentos durante el transporte, se transforma en un flujo hiperconcentrado. Los lahares pueden ser cohesivos, en una transformación lenta y/o lahares no cohesivos, en donde su transformación es más rápida. La tabla 7 muestra las características de los lahares cohesivos y no cohesivos.

Los lahares amenazan las vidas humanas y sus pertenencias tanto en los alrededores de los volcanes como en los valles que los drenan. Debido a su alta densidad y a su velocidad los lahares

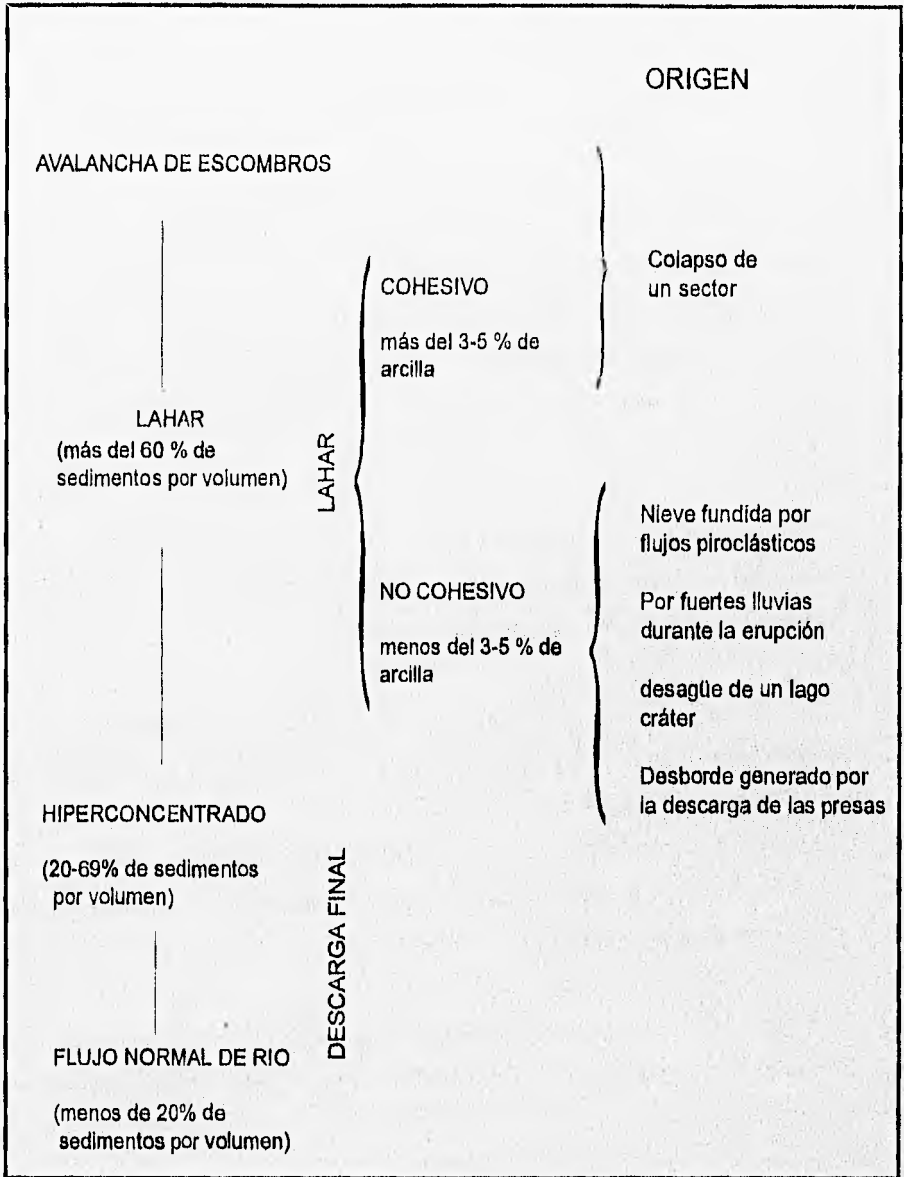


Tabla 7. Características de los lahares cohesivos y no cohesivos

pueden destruir la vegetación, obras civiles y construcciones a lo largo de sus rutas, tales como puentes y casas. La consistencia de un lahar o flujo de lodo es tal que una persona que se ve envuelta en uno de estos tiene dificultades para escapar de él.

La zona de Orizaba se ha visto frecuentemente afectada en el pasado por flujos laháricos de gran volumen, de carácter no cohesivo.

V.1.3.- Flujos Piroclásticos

Los flujos piroclásticos son uno de los fenómenos volcánicos más destructivos debido a las grandes distancias que pueden recorrer y a sus altas temperaturas de emplazamiento. Serías pérdidas humanas han causado flujos piroclásticos históricos. Los flujos piroclásticos son masas secas y calientes (300 a >800° C) de material piroclástico y gases que se movilizan rápidamente al ras de la superficie. Se han observado algunos flujos históricos recorrer alrededor de 20 km desde el cráter a velocidades de 60 m/seg (J.G. Moore & Melson, 1979, D.K. Davies et al., 1978a en Tillig, 1989). Sin embargo, algunos depósitos cuaternarios indican que grandes flujos recorrieron distancias mayores a los 100 km desde el cráter y viajaron a velocidades mayores a los 100 m/seg. Los flujos piroclásticos se encuentran principalmente rellenando depresiones o en las partes bajas de los valles, debido a que están controlados por la topografía y gravedad; los depósitos son generalmente mal clasificados y dispuestos en forma masiva, aunque en ocasiones se observa una gradación simétrica de pómez y fragmentos líticos, (inversa y normal, respectivamente).

Sparks (1976) define a los flujos piroclásticos como: flujos con una alta concentración de partículas, poco expansibles, parcialmente fluidos y semejantes a algunos tipos de flujos de bloques, atribuyéndose su mala clasificación a una alta concentración de partículas, no a su turbulencia.

Los flujos piroclásticos son formados por diferentes mecanismos: a) por el colapso de un domo por gravedad; b) por el colapso explosivo de un domo; c) por la avalancha disparada por el colapso

explosivo de un criplodomo; 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; g) por una explosión vertical desde el colapso de la columna por la erupción de un domo y h) por el colapso de una columna en una erupción continua. La figura 5.2 ilustra los mecanismos que dan origen a los flujos piroclásticos.

En los flujos piroclásticos intervienen varios procesos, de los cuales el más importante parece ser la fluidización del flujo producido por el escape de gases (McTaggart,1960; Sparks,1979,1978; Wilson,1980,1984 en Tilling,1989). Un flujo piroclástico puede ser dividido en tres partes: cabeza, cuerpo y cola (Wilson,1986 in Cas et al.,1987) donde cada una de estas regiones presentan diferentes estados de fluidización, controlando el desarrollo de las distintas capas. La cabeza es la parte más fluidizada de un flujo en donde grandes cantidades de aire son introducidos en el frente. En fig. 4.6 se muestra la sección idealizada para flujos piroclásticos, según Sparks et al.(1973), en la cual la capa 1 presenta las partículas pesadas (líticos), depositados por el frente o cabeza del flujo piroclástico, la capa 2 presenta fragmentos desprendidos por elutriación y los fragmentos que son transportados por la cabeza y cola del flujo, en donde los fragmentos grandes se encuentran en gradación inversa y la capa 3 muestra las partículas finas, esta capa se divide en dos, en donde la capa inferior (3a) está representada por una oleada o "surge" la cual se encontraría en el cuerpo del flujo. La capa superior (3b) está conformada por un depósito de calda de ceniza el cual debido a su densidad tarda más tiempo en caer y ser depositado en la parte superior del depósito.

La velocidad de emplazamiento de un flujo piroclástico es un factor importante para la presencia o ausencia de las capas que conforman un flujo, esto es, si la velocidad es baja, la cantidad de aire que se introduzca al sistema también será baja, lo que provoca que la turbulencia disminuya y por consecuencia se tenga una fluidización baja, con lo que las condiciones para que se forme la cabeza del flujo se vean reducidas; sucediendo lo contrario para una mayor velocidad de emplazamiento. En la fig. 5.3 se

presentan los diferentes casos de comportamiento de un flujo piroclástico, dependiendo de la velocidad de llegada y mostrando los diferentes depósitos que se presenta en cada caso.

Tres tipos principales de depósitos de flujos piroclásticos son reconocidos en las sucesiones volcánicas modernas con base a su origen: 1) depósitos de flujo de bloques y cenizas, 2) depósitos de flujos de escorias y 3) depósitos de flujos de pómez o ignimbritas; generados cada uno por mecanismos eruptivos diferentes. La tabla 8 muestra los tipos de flujos piroclásticos.

V.1.4.- Flujos de Bloques y Cenizas

Los depósitos de flujos de bloques y cenizas son generalmente controlados por la topografía; están compuestos mayormente por fragmentos densos o ligeros vesiculados dentro de una matriz de ceniza. Los bloques pueden exceder 5 m de diámetro y ser del mismo tipo de magma, por eso los depósitos son generalmente monolitológicos. Las unidades de flujo individual tienen generalmente gradación inversa en la mayoría de los casos y pueden contener madera carbonizada y estructuras de desgasificación, aunque no son muy comunes. Las manifestaciones en superficie incluyen la presencia de bordes laterales (levés), frentes de flujo muy altos y la presencia de grandes horizontes de bloques.

V.1.5.- Flujos de Escoria

Los depósitos de flujos de escoria son controlados topográficamente y están mal clasificados, con cantidad variable de ceniza basáltica a andesítica, lapilli vesicular y escorias, en algunas circunstancias, los depósitos pueden contener clastos líticos vesiculados. La gradación inversa de gran parte de los clastos, dentro de la unidad de flujo es común y una capa basal de grano fino se encuentra en la unidad de flujo. Las estructuras de desgasificación y madera carbonizada pueden estar presentes.

V.1.6.- Flujo de Pómez y ceniza (Ignimbrita)

Los depósitos de flujos de pómez son masivos y compuestos mayormente por lapilli y cenizas; están típicamente pobremente clasificados, ocasionalmente llegan a tener bloques mayores a 1 metro. Los fragmentos de pómez presentan generalmente gradación inversa, mientras que los líticos tienen

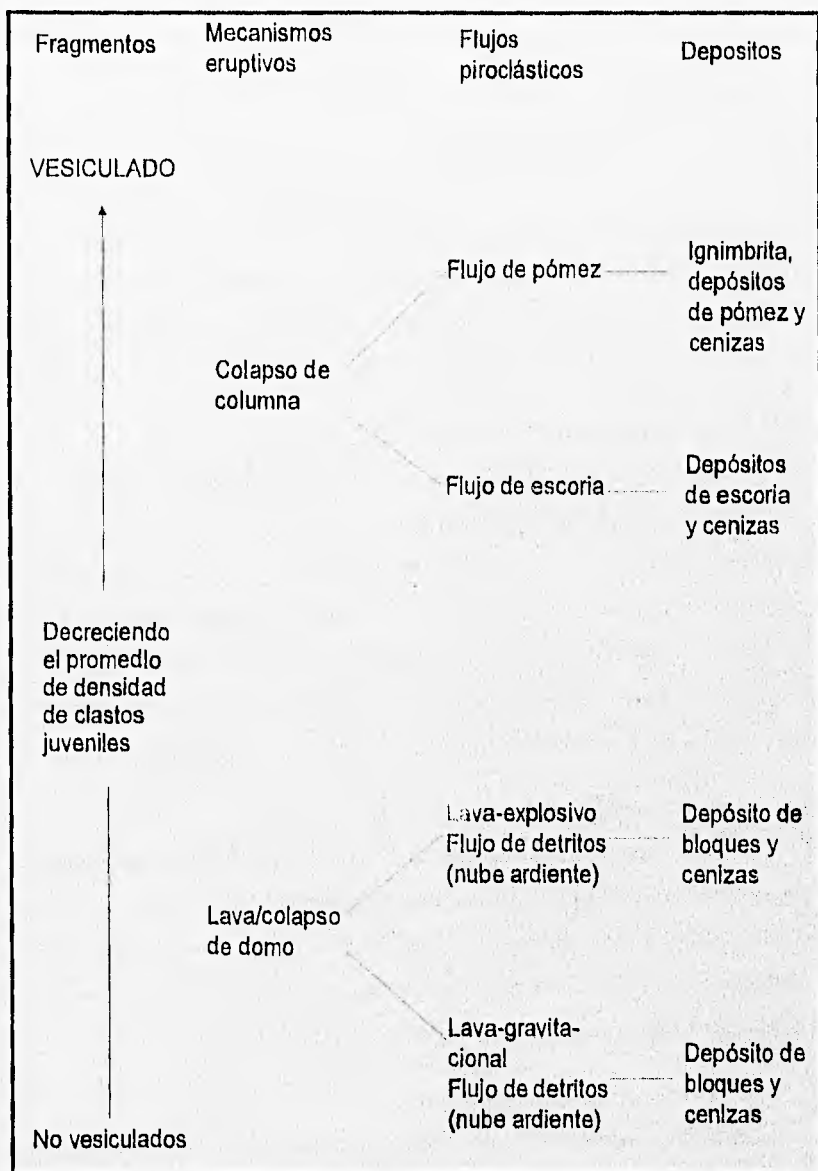
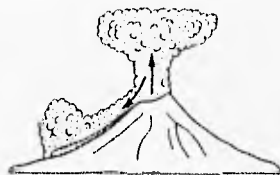


Tabla 8. Tipos de flujos piroclásticos (Modificado de Self, 1982a en Wood, 1986)

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



- b) COLAPSO EXPLOSIVO DEL DOMO



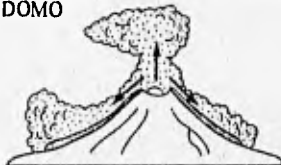
- f) COLAPSO INSTANTANEO



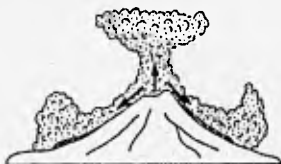
- c) AVALANCHA DISPARADA POR EL COLAPSO EXPLOSIVO DE UN CRIPTODOMO



- 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

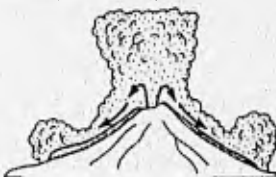
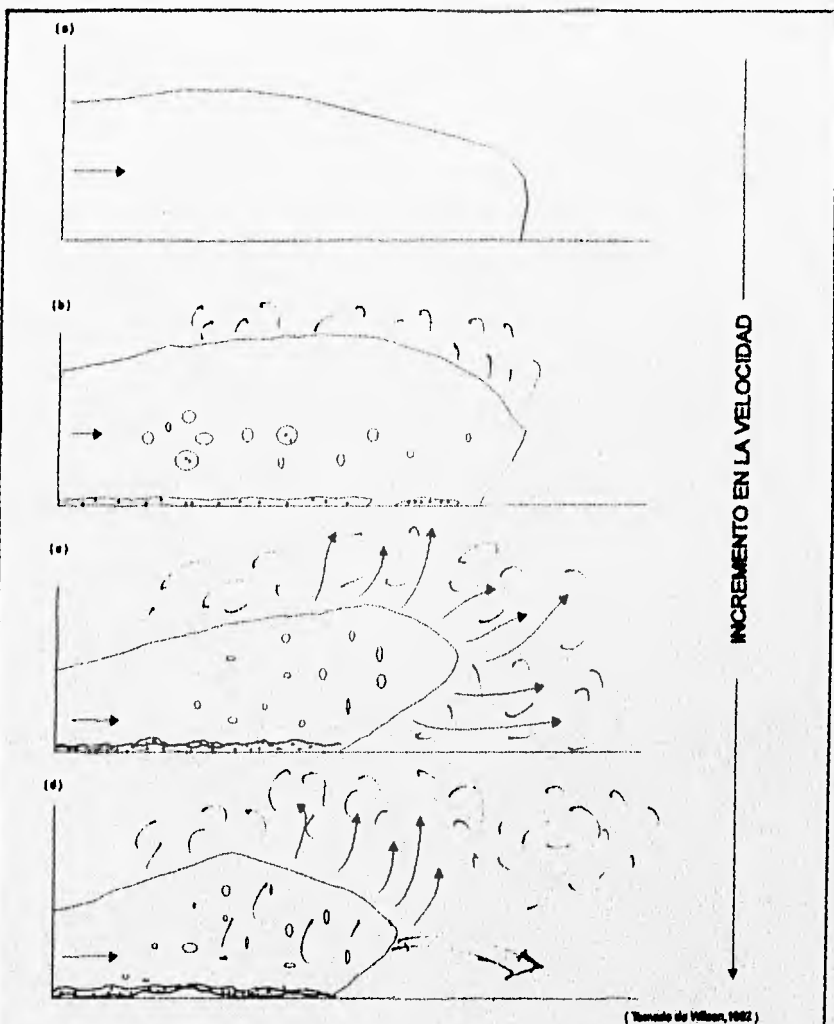


Fig. 5.2 Mecanismos que generan flujos piroclásticos. La figura (g) representa el tipo de erupción, que presentó el volcán Citlaltépetl (Tomado de Cas, R. & J. Wright, 1987).



La figura presenta diferentes casos del comportamiento de un flujo potencial, dependiendo de la velocidad de flujo, mostrando los diferentes depósitos que presenta en cada caso :

- (a) vel. 0-10 m/s, no existe una gran ingestión de aire, por lo que no se genera el depósito 1.
- (b) vel. 10-20 m/s, cantidades menores de ingestión de aire, que genera flujos de aire y segregación dentro de la columna, generando la capa del terreno.
- (c) vel. 20-40 m/s, cantidades moderadas de ingestión de aire, formando edulinas difusas que no generan desde el frente del flujo expulsión de partículas y formando depósitos de surgencia basal (Basal Surge), por segregación.
- (d) vel. 60-200 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.

Fig. 5.3

presentar gradación normal. Estos depósitos pueden extenderse hasta 200 km de los centros de emisión y cubrir grandes áreas de miles de decenas a miles de kilómetros cuadrados. La inercia impartida a estos flujos piroclásticos voluminosos permite que sobrepasen barreras topográficas de cientos de metros de altura, por tanto, tienen la capacidad de afectar áreas que pueden estar protegidas por una barrera topográfica y aumentar las zonas de desastre. Por ejemplo, una Ignimbrila emplazada hace 22,000 años en Aira, Japón (S. Kyushu) sobrepasó una barrera topográfica de más de 600 m a 55 km desde el centro de emisión.

Debido al volumen, alta temperatura, alta velocidad y a la gran movilidad potencial, los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas asociadas, presentan una amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto, además de estos efectos directos, los flujos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de fusión del hielo o nieve y generar lahares y crecientes.

V.1.7.- Oleadas piroclásticas

Las oleadas piroclásticas son dispersiones sólido-gaseosas de tipo turbulento, con baja concentración de partículas, que fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Wright et al., 1980 en Tilling, 1989). Las oleadas piroclásticas asociadas a los flujos piroclásticos, son oleadas calientes y forman la capa basal (fig. 4.8), mientras que las oleadas piroclásticas frías son generadas por explosiones hidromagmáticas o hidrotermales. Las observaciones realizadas en el Monte Santa Helena en Mayo de 1980, indican que estos sufren marcados cambios en la relación sólido/gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a los procesos de segregación e inflación y que existe una clara relación genética entre los flujos piroclásticos y oleadas, si bien los flujos piroclásticos pueden estar controlados por la topografía, las oleadas derivadas de ellos pueden tener una movilidad más alta y, por ende, pueden afectar áreas más alejadas de los límites del flujo piroclástico. Catástrofes relacionadas con oleadas piroclásticas son: Vesuvio en el año 79 de nuestra era acabaron con al vida de más de 200 personas (Sheridan et al., 1981 en Tilling, 1989), Monte Pelée en 1902, 30,000 muertes (Lacroix, 1904 en Tilling, 1989), El Chichón en 1982, 2,000 muertes (Sigurdsson et al., 1987a en Tilling, 1989).

V.1.8.- Caídas de tefras y proyectiles balísticos

Durante muchas erupciones volcánicas, fragmentos de lava y/o rocas son arrojados al aire por explosiones. Las partículas son transportadas hacia la atmósfera superior por medio de columnas eruptivas, las cuales son divididas en tres partes principales: 1) Zona inferior de empuje por gases, debido a la rápida descompresión de los gases, esta región equivale al 10% de la fuerza inicial de la erupción y es denominada como *Thrust*; 2) zona superior convectiva la cual es impulsada por la liberación de la energía de las partículas juveniles y 3) la región del paraguas, en donde existe un proceso difusivo lateral de las partículas por acción directa del viento. La altura de la columna eruptiva esta determinada por la temperatura del material expulsado y por su tasa de emisión que, aunados a la dirección y fuerza del viento, controlan el transporte de las tefras a grandes distancias. El tamaño de las tefras es muy variado desde ceniza (<2mm), a lapilli (2-64mm), hasta bloques y bombas (>64mm) (Fisher,1961 en Tilling,1989). Las densidades varían, para la pómez $\rho < 1$ y para la escoria $\rho > 1$; hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. El material puede ser de tipo juvenil, si proviene del material magmático o de tipo accidental (formado de las rocas preexistentes).

Las caídas de tefra constituyen el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas debido a que durante las grandes erupciones, superficies de 10^3 a 10000 km^2 pueden quedar cubiertas con una capa de tefra mayor de 10 cm y la ceniza fina puede ser acarreada sobre áreas extensas de orden continental. Los depósitos de caída piroclástica húmedos o mojados son más peligrosos que los depósitos secos, ya que estos aumentan considerablemente su densidad. Además, la ceniza mojada es más cohesiva que la ceniza seca, lo cual provoca que la ceniza húmeda se adhiera a las líneas de energía eléctrica y teléfono provocando serios daños. Un depósito de caída seco de 10 cm de espesor puede pesar de $20-100 \text{ kg/m}^2$, mientras que un depósito húmedo del mismo espesor puede pesar de $50-150 \text{ kg/m}^2$ (Tilling,1993 en Blong,1984), este gran peso es muy significativo y puede favorecer el colapso de los techos de las viviendas.

A diferencia de las tefras, los proyectiles balísticos son expulsados del cráter a velocidades que, se han calculado en 75-110 m s⁻¹ en Heimaney (Self et al., 1974 en Blong, 1984) y velocidades extremas de 600 m s⁻¹ (Wilson, 1972 en Blong 1984). Las trayectorias que siguen estos proyectiles no son afectadas por la dinámica de la columna o por el viento, dada su alta densidad .

Las caídas de tefra y los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades. La fuerza de impacto de los proyectiles balísticos pueden causa destrucción de grandes estructuras que se encuentren a varios km del cráter, mientras que las partículas de caída pueden provocar incendios. En el cráter Fuji en 1707 se generaron incendios a 10 km de distancia debido a fragmentos de 20-30 cm de diámetro (Tsuya, 1955 en Tilling, 1989). La suspensión de partículas de grano fino en el agua pueden generar contaminación; suspendidas en el aire, causar efectos de enfriamiento en la atmósfera y ocasionar cambios globales de clima. Por ejemplo el caso de la erupción del Monte Pinatubo en 1991 y el Chichón en 1982.

V.1.9 .- Gases Volcánicos

Los gases son productos volcánicos que llegan a la superficie durante las erupciones volcánicas y mientras el magma permanece estacionado cerca de la superficie. Además del vapor de agua, el resto de los volátiles varía con la temperatura de salida: de 500 -1,200°C predominan el SO₂, CO₂, N₂, H₂, SH₂ y FH; de 100 - 500°C: SO₂, SH₂, CO₂, N₂ y H₂; para < 60°C el CO₂.

Las lavas en su proceso de enfriamiento, desprenden parte de su carga gaseosa, favorecidos por el calor que desprende el magma. Estos fenómenos son de corta vida, pero deben tenerse en cuenta por su alta toxicidad. Como ejemplo, días después de la erupción del volcán Teneguía (La Palma, 1971 en Blong, 1984) se produjo la única víctima por intoxicación con monóxido de carbono desprendido de las lavas a varios km del centro de emisión. Otro fenómeno secundario que acompaña o sucede a la actividad volcánica, es cuando al enfriarse o condensarse el vapor de agua emitido, la peligrosidad de

esta agua se acentúa cuando transporta elementos tóxicos o simplemente perjudiciales para la agricultura, que se ve afectada incluso a grandes distancias.

El anhídrido carbónico y el monóxido de carbono, a diferencia de los otros gases tóxicos, no pueden ser percibidos por las personas. El monóxido de carbono es venenoso y el anhídrido de carbónico, que es más denso que el aire, se acumula en zonas bajas o depresiones topográficas y llegar a asfixiar a cualquier ser humano o animal que se encuentre en el área.

V .II .- Análisis de la actividad del volcán Ciltaltépetl

El Ciltaltépetl se caracteriza por su largo tiempo en reposo, sin embargo, sus depósitos revelan una intensa actividad eruptiva, caracterizándolo como un volcán de alto riesgo potencial, no únicamente para la zona de Orizaba, sino también las áreas circundantes que, en conjunto, suman más de 500,000 personas. Para fines de este estudio, el análisis de la actividad eruptiva del Ciltaltépetl, se concentra en los peligros y su mitigación para la zona SE del volcán, hacia la ciudad de Orizaba.

V .II .1 .- Actividad prehistórica

Como se mencionó anteriormente, la evolución del volcán Ciltaltépetl, puede ser resumida en superposición de conos principales ligada a fases explosivas y/o a eventos de colapso del edificio volcánico. Así como ligado al emplazamiento de diversos domos de composición silícica; estos edificios son llamados Torrecillas, Espolón de Oro y Ciltaltépetl (Carrasco-Núñez, 1992,1993). La posición original de estos volcanes, inferida de los vestigios de los cráteres y de relaciones estructurales indica que el magmatismo fue enfocado principalmente a través de un conducto central, el cual se ha mantenido estacionario desde su formación.

La vida eruptiva del Ciltaltépetl se inicia, con la actividad volcánica del Torrecillas, el cual generó lavas andesíticas consideradas como las lavas más antiguas fechadas en 0.3 ± 0.05 Ma. por el método K-Ar. (Carrasco y Ban,1994). El último episodio volcánico del Torrecillas, está representado por

andesitas y dacitas con o sin anfíboles y su actividad finaliza con el colapso parcial del edificio y la formación de una caldera entre los 0.3 y 0.2 Ma. Su distribución puede observarse en la fig. 3.7.

En la zona norte, particularmente en la sección llamada "Pico Espolón de Oro", se encuentra la secuencia estratigráfica más completa y la actividad más antigua del volcán Espolón de Oro, que está representada por dos unidades con composición similar, pero con diferente textura y estructura (En1 y En1'). La actividad volcánica del Espolón de Oro, presenta etapas efusivas alternadas con etapas explosivas, las características de las unidades generadas por el volcán pueden observarse en la fig. 3.7).

Hacia el sur de la ciudad de Orizaba, en la sección denominada "La Cascada" (fig. 4.1) se encontró una enorme secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares (descrita en el capítulo 4). La madera carbonizada encontrada en depósitos de flujos piroclásticos fue fechada por el método C¹⁴ y arrojó una edad mayor a los 46,800 años y 41,400 años (este trabajo). Asociada a la actividad del Espolón de Oro está relacionada la formación de abundantes y enormes depósitos de travertino (ver Mapa geológico general, anexo 1).

En el Pleistoceno Tardío entre los 13,000 años y el Holoceno Temprano entre los 8,500-9,000 años la actividad fue principalmente explosiva de tipo Pliniano de donde se generaron depósitos de calda y diversos flujos piroclásticos producto de diferentes erupciones. Algunos de estos eventos son flujos de escorias, pómez y cenizas y están caracterizados por contener pómez bandeada, lo que indica mezcla de magmas (Ignimbrita Citlaltépetl, 8,500-9,000 años). Otros eventos generaron enormes depósitos de flujos de bloques y cenizas.

En el flanco noreste del volcán Citlaltépetl en la localidad el Jacal existen capas de tefras las cuales fueron generadas de una erupción pliniana datada por C¹⁴ en 3,450 años (Hoskuldsson y Robin, 1993), la principal dispersión de estas tefras fue hacia el Noroeste. Este evento eruptivo finalizó con un

flujo de lava andesítico, canalizado hacia el valle de Orizaba y fechado en 3,450 años (Hoskulsson y Robin, 1993).

Los últimos productos extruidos de este episodio de erupciones están representados por dos flujos de lava localizados en la cima del área (mencionados en punto 5.2.2).

V .II .2 .- Actividad histórica

Los últimos episodios efusivos del volcán Citaltépeltl, ocurrieron en los flancos este, sur y oeste (Dacita Orizaba, unidades Cs3, Ce2 y Cw2, ver figs. 3.7 y 3.7a). La unidad Qdcm "Cueva del Muerto" (ver Mapa geológico general, anexo 1) es un flujo de lava en bloques, que viajó hasta 13 km desde el cráter siguiendo el mismo canal usado por los antiguos flujos de lava. Las rocas sobreyacen a varios depósitos de Lahar y Flujos de Bloques y Cenizas (Flujo de Bloques y Cenizas "La Perla") (fig. 4.13) que han sido fechados en 4,730 +/- 70 años por el método de C^{14} (Carrasco-Núñez, 1993). Las lavas en los flancos este y oeste son más masivas y más viscosas (dacitas) por lo que sólo viajaron 1 km desde el cráter. Las lavas emitidas hacia el Oeste (unidad Cw2) de la cima del Citaltépeltl fueron generadas durante tiempos históricos.

Hacia el sur del volcán Hoskulsson y Robin (1993), reportan un flujo de bloques y cenizas con una edad de 1860 años antes del presente, en el cual fueron encontrados fragmentos de esculturas de madera hechas por el hombre, verificados por arqueólogos del CEMCA de la ciudad de México; estas esculturas fueron las primeras evidencias de desastres causados por la actividad volcánica del Citaltépeltl. Sin embargo, también reportan un flujo de escorias y cenizas encontrado en la misma zona cuyas dataciones arrojaron una edad de 1910 años antes del presente.

De las cuatro erupciones reportadas en los años 1157, 1187, 1264-65 y 1351 d.c., Crausaz (1994) considera que se trata de una actividad que no ha sido confirmada. De las siete erupciones reportadas entre 1533-39 a 1887, cuatro de ellas fueron consideradas como efusivas y tres como débilmente

explosivas (Waitz,1910; Mooser et al., 1958; Simkin y Robin,1981; Crausaz,1994 en Hoskuldsson,1993). La primera erupción histórica efusiva fue reportada entre 1533-39 que generó flujos de lava andesítica, que fueron dirigidos hacia el flanco noreste y fue llamado por la gente de la localidad como "flujos de lava Jamapa" La segunda y tercera erupción efusiva fueron reportadas en 1545 y 1566 d.c. respectivamente, generando flujos de lava. La última erupción efusiva reportada en 1613 generó flujos de lava que fueron canalizados hacia el flanco Noreste, aunque Crausaz,1994 considera que esta actividad no ha sido confirmada. Entre 1569-89 se reporta actividad explosiva en el cráter central, generando erupciones de ceniza que son interpretadas por Cantagrel y Robin (1982 en Hoskuldsson,1993) como actividad de tipo freático. Otra actividad eruptiva fue reportada en la región central entre 1630 y 1687 d.c. con erupción de ceniza, aunque la erupción de 1630 no ha sido confirmada.

Desde 1687 no se ha reportado actividad importante en el Cillaltépetl, sin embargo se tienen algunos reportes que indican actividad fumarólica entre 1830-66 (Crausaz,1994). C. Mottl (1889) reporta un ruido eruptivo muy violento con fuertes detonaciones y, en 1890, él mismo reporta una lluvia finísima de polvo blanco en las cercanías del volcán, aunque dicho reporte no está confirmado.

Los últimos informes son los de Crausaz,1994; que reporta para 1920-21 d.c. flujos de detritos y fuga de vapor en el área de la cima y en 1974 detecta un relativo calentamiento del suelo alrededor del cráter, lo cual coincide con los comunicados de los lugareños que en 1972 reportaron actividad fumarólica en la región de la cima a lo largo del flujo de lava Jamapa.

V .III .- Zonificación de los peligros volcánicos.

V .III .1 .- Mapas de Peligros

Los mapas de peligros se realizaron con base en el análisis de la historia eruptiva del Pico de Orizaba, complementado con un modelo de computadora para la simulación de flujos en dos dimensiones (Sheridan, M.F.,1986). De esta manera se determinaron tres niveles de peligro para

eventos generados principalmente del tipo flujos (flujos piroclásticos y lahares). Para el trazo de los límites de cada zona se consideraron las distancias máximas que alcanzaron los flujos para cada nivel en la simulación por computadora, junto con los registros geológicos encontrados en campo para diferentes escenarios.

Con la finalidad de tener mayor claridad en la dirección, distribución de los depósitos y de las áreas susceptibles de ser afectadas por erupciones futuras, se realizaron tres mapas. Dos de los cuales representan la zonificación para depósitos del tipo lahares y flujos piroclásticos, mientras que en uno solo se representan las zonas potencialmente peligrosas para flujos de lava y material de calda (Tefras) (ver anexos 3a, 3b y 3c respectivamente); para la evaluación las tefras se consideró la dirección preferencial de los vientos de Veracruz, Ver.

Los principales peligros volcánicos asociados al actual volcán Citlaltépetl que pueden ser generados hacia la ciudad de Orizaba y zonas conurbadas, se describen a continuación:

V.III.1.1. Flujos de lodo (Lahares)

Los lahares son flujos de lodo constituidos por una mezcla de agua y fragmentos de roca de dimensiones variadas que siguen la topografía preexistente, canalizándose y movilizándose rápidamente pendiente abajo del volcán, por lo que las áreas de afectación son aquellas que se encuentran en las cañadas o sobre lechos de ríos, así como también las áreas que se encuentran en la desembocadura de estos estrechos topográficos, formando amplias planicies de inundación.

La zona de Orizaba no es la excepción, ya que como se puede observar en el mapa de peligros para lahares (anexo 3a), se tienen cuatro canales principales donde estos pueden generarse: El Malacara, El Agua de los Caballos, La Barranca San Miguel y Agua de la Sierra, todos ellos afluentes del Río Orizaba. Cabe mencionar que en el modelo de computadora se comprobó que un flujo que se generó en la zona de desagüe de los cuatro ríos, donde se forma el Río Orizaba (ver anexo 2, punto

5.6,5.7,5.7) y que se mueva a una velocidad de 20-30 m/s es capaz de remontar montículos de hasta 50 m y llegar sin problema a la Cd. de Orizaba.

Como puede notarse en las columnas estratigráficas (figs. 4.1,4.2,4.3,4.6,4.9,4.11,4.12,4.13), se hace evidente que el valle de Orizaba es un drenaje natural y hacia el cral se han canalizado gran cantidad de unidades laháticas generadas durante la vida eruptiva del Citlaltépell y sus conos ancestrales; por lo que no se descarta la posibilidad de que cuando se presenten las condiciones apropiadas para la formación de lahares, estos tiendan a dirigirse hacia la zona de Orizaba y pongan en peligro a las poblaciones que se encuentren situadas en este sector.

El mapa de peligros para lahares se ha zonificado en tres áreas según el grado de peligrosidad. El área de color rojo indica el peligro mayor, por ser el área más frecuentemente afectada, aunque conformada por eventos de baja magnitud. En la zona de color anaranjado se encuentran los depósitos asociados a eventos de mayor intensidad (lahares asociados o transformados de flujos piroclásticos) pero con períodos de recurrencia mayores que los de la zona roja. Uno de los últimos eventos que originaron un depósito lahático de gran magnitud, encontrado en el área de Orizaba (anexo 2, punto PIF-2a sección "Rancho Pala"), fue datado en 4,500 años (este trabajo); por lo que se considera que fue un evento simultáneo al flujo de bloques y cenizas La Perla (unidad Qfbcp "La Perla"). Una secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares de más de 80 m de espesor (fig.4.1, sección C-1 "La Cascada") evidencian eventos de mayor magnitud y gran energía y están representadas en el mapa por el color amarillo; los eventos de este tipo son al parecer menos frecuentes, aunque por tratarse de eventos antiguos (la mayoría de ellos mayores de 40,000 años) no fue posible determinar su edad absoluta.

V.iii.1.2.- Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos son generados por erupciones de tipo explosivo y son considerados como los fenómenos volcánicos más destructivos y violentos debido a las altas temperaturas de emplazamiento (300 - 800 ° C) y a las altas velocidades a las que se desplazan (<100 m/s). Los flujos

piroclásticos tienden a canalizarse en valles y barrancas y su distribución puede ser muy amplia en todas direcciones alrededor del cráter. Sin embargo, algunos flujos pueden ser tan energéticos que se asemejan a las oleadas piroclásticas, cuyas velocidades de desplazamiento son mucho mayores debido a las altas concentraciones de gas, lo que les permite remontar con una gran facilidad barreras topográficas mayores a los 300 m y cubrir grandes extensiones de terreno, aumentando enormemente su peligrosidad.

Las evidencias de campo indican que los flujos piroclásticos al igual que los lahares tuvieron una gran distribución hacia el sector de Orizaba. Sin embargo, las características físicas y los mecanismos que dan origen a los flujos piroclásticos permitieron una mayor distribución, lo cual genera mayor riesgo en las poblaciones. El área de color rojo (anexo 3b) representa la zona de mayor peligro, debido a la frecuencia y posiblemente al volumen que puede canalizarse. En esta zona se tienen registrados diferentes eventos de flujos piroclásticos del tipo flujos de ceniza y flujos de bloques y cenizas. Dos eventos recientes importantes, por su distribución y volumen incluidos en esta zona, son: un flujo de bloques y cenizas fechado en 4,200 - 4,500 años (anexo 1, unidad Qfbcp "La Perla") y un flujo piroclástico de cenizas, encontrado en la localidad San Miguel (sección PIF-4 "San Miguel", fig. 4.15 y anexo 2); este depósito fue fechado en 2,730±60 años (este estudio). El área anaranjada (anexo 3b) comprende los eventos de mayor volumen, velocidad y fluidización, aunque también puede estar afectada por eventos de la zona anterior (área roja). No obstante son los depósitos de menor frecuencia y los asociados a erupciones más grandes, como la que generó a la "Ignimbrila Chittaitépetl" uno de los flujos piroclásticos más importantes y destructivos y también el único de su tipo encontrado en esta zona en los últimos 9,000 años. Los flujos piroclásticos que se encuentran en la zona de menor peligro, correspondiente al color amarillo (anexo 3b), son flujos de mayor distribución y volumen y están asociados a grandes erupciones volcánicas, similares a las ocurridas hace más de 40,000 años y que generaron la secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares de la sección C-1 "La Cascada" (figs. 4.1).

V.III.1.3.- Flujos de lava

Los flujos de lava son de los peligros volcánicos que rara vez amenazan directamente la vida humana debido a las bajas velocidades a las que se transportan y al estricto control topográfico a que son sometidas. Sin embargo, el mayor peligro que ocasionan está relacionado a la destrucción total por incendio y enterramiento de lo que se encuentra a su paso. Otro peligro está relacionado a los volcanes que se encuentran cubiertos por capas de hielo o glaciares, ya que estos pueden ser fundidos por los flujos de lava y generar lahares. En el caso del Citlaltépetl, la fusión del glaciar afectaría al sector nororiental del volcán, y únicamente se formarían pequeños lahares hacia el sector meridional si hubiera nieve de temporal.

La historia efusiva del Pico de Orizaba ha sido muy activa desde su formación, durante la fase volcánica del Torrecillas emitió un volumen aproximado de 0.05 km³/100 años, El Espolón de Oro 0.04 km³/100 años; mientras que el actual cono Citlaltépetl emitió 0.5 km³/100 años (Carrasco-Núñez, 1993). Con lo mencionado anteriormente, los derrames de lava son eventos que deben de considerarse con un riesgo bajo, aún cuando han ocurrido con relativa frecuencia en tiempos recientes. Aunque los últimos episodios hayan generado lavas ricas en sílice y sean más viscosas (dacitas), no hay que olvidar que el volcán ha tenido etapas de inyección de magma nuevo y largos periodos de reposos lo que aumentan más el riesgo para las zonas que se encuentran en los lugares que pueden ser afectados por un evento de este tipo.

En el mapa de peligros para flujos de lava y tefras (anexo 3c) el área de color rojo corresponde a las zonas de mayor peligro y que pueden ser dañadas por flujos de lava similares a los generados en los últimos episodios del actual cono Citlaltépetl que dieron lugar a la dacita Cueva del Muerto (unidad Qdcm "Cueva del Muerto", anexo 1). Estos flujos fueron de los más fluidos y recorrieron una distancia de 13 km debido al fuerte control topográfico. Lo cual representaría muy posiblemente el peor escenario con una probabilidad de ocurrencia baja.

V.III.1.4.- Material de caída (Tefras)

Las tefras o materiales de caída son expulsados a través de una columna eruptiva relacionada a erupciones explosivas que van desde débiles de tipo estromboliano hasta muy energéticas de tipo pliniano, que llegan a formar columnas de varias decenas de kilómetros de altura. La distribución o dispersión del material piroclástico está directamente relacionada a la dirección dominante de los vientos, por lo que es de vital importancia conocer cual es el patrón de vientos para la región de Veracruz para la elaboración del mapa de peligros para tefras. Esta información fue obtenida y analizada por Cortés (1995) para las estaciones de radiosondeo de Veracruz, Ver., Distrito Federal y Manzanillo, Col.; de donde se desprende que las comparaciones correspondientes entre las tres estaciones para un periodo determinado, permite estimar que los patrones de distribución de los flujos de viento en la atmósfera superior son uniformes.

En el Citaltèpetl se han registrado varios eventos eruptivos que han dado lugar a la formación de depósitos de caída, distribuidos en todas direcciones del volcán, aunque para fines de este trabajo, el análisis fue enfocado principalmente a la zona SE del volcán.

Con base en los datos canalizados de los patrones de viento, se generaron los siguientes resultados de las áreas afectadas: Si se presenta una erupción de baja energía (tipo estromboliano) o de explosividad alta (tipo pliniana) entre los meses de Enero a Mayo y con alturas de columna que van de 5 km a 25 km. se verían afectadas las zonas localizadas en el flanco oriental del volcán. Entre los meses de Junio a Septiembre existe un cambio en el patrón preferencial que fluctúa de ENE a ESE, este cambio en la dirección del viento afectaría el flanco occidental del volcán, considerando condiciones similares a las anteriores en el tipo de erupción y altura de la columna. Sin embargo, entre los meses de Junio y Julio el comportamiento del viento no presenta una dirección preferencial, lo cual no exenta de una posible afectación al flanco oriental, aunque las posibilidades son relativamente bajas. Por otra parte las posibilidades de que se vea afectado el flanco oriental aumentan nuevamente si ocurriera una

erupción de baja a moderada intensidad y esta ocurriera entre los meses de octubre a diciembre (ver anexo 3c).

Con base al análisis anterior y con los datos de campo se realizó el mapa de peligros para material de caída (tefras) (anexo 3c), en donde se observa la zonificación de acuerdo al grado de peligrosidad. El área de color anaranjado podría ser afectada por proyectiles balísticos y por cantidades importantes de tefras cuyos espesores varían en función del tipo de erupción; una erupción de intensidad baja a moderada generaría depósitos de varios centímetros, a diferencia de las grandes erupciones en donde los depósitos alcanzan hasta varios metros y llegan a lanzar grandes bloques (de 20-30cm). La zona limitada con color amarillo representa el área menos afectada por tefras y cenizas volcánicas en erupciones pequeñas. Sin embargo, podrían acumularse espesores de hasta 10 cm de material con erupciones similares a la ocurrida entre los 8,500-9,000 años y que dio origen a la "Ignimbrita Citaltópelt" (antes mencionada), este evento generó un depósito de caída que marcó un cambio en estilo eruptivo de las secuencias de los flujos piroclásticos generados; generalmente este depósito se encuentra asociado a flujos piroclásticos.

Los materiales de caída son de los peligros volcánicos que más distribución tienen, debido al viento que favorece su transporte. Sin embargo, las personas, animales y áreas agrícolas que se encuentran cerca de los centros de emisión son las que se encuentran en mayor peligro.

V. III. 1. 5. - Avalanchas

Aunque en el sector de Orizaba y zonas conurbadas no se han encontrado evidencias de eventos de avalanchas, se debe de tener presente que durante la historia eruptiva del Pico de Orizaba han ocurrido destrucciones parciales de los antiguos conos (Torrecillas y Espolón de Oro) este último generando una avalancha la cual originó un lahar de enormes proporciones (lahar Tetelcingo) (Carrasco-Núñez et al., 1993) el cual fue dirigido en un principio hacia la zona noreste y posteriormente canalizado hacia el sector sureste hasta más de 85 km de distancia del cráter. Las avalanchas son flujos que viajan

por gravedad a velocidades que fluctúan entre los 100 km/hr dependiendo del gradiente de la pendiente (Siebert, 1984) y transportan grandes bloques. Las pendientes fuertes, la actividad fumarólica que genera alteración hidrotermal y la erosión desarrollan zonas de cizalla, las cuales pueden actuar como superficies de deslizamiento (Voight et al., 1983) y provocar colapsos estructurales, lo que ocasiona la formación de avalanchas de escombros, siendo de gran peligro ya que pueden iniciarse repentinamente y transportarse a gran velocidad. La movilidad de las avalanchas está sujeta a su origen, es decir, las avalanchas de origen no volcánico tienen una menor movilidad a diferencia de las volcánicas, estas últimas recorren mayor distancia debido al alto grado de fracturación de las partículas y la presencia de fluidos y gases hidrotermales y/o magmáticos.

Las avalanchas modifican enormemente la topografía preexistente, ya que destruyen y entierran todo lo que se encuentra en su camino. Los fenómenos de avalancha pueden causar la formación de lahares y a su vez de crecientes.

La posibilidad de que se forme una avalancha de escombros generada por la actividad volcánica del Citlaltépetl es muy baja, pues no se presentan las condiciones más favorables para su ocurrencia. No obstante para la zona SE, no debe descartarse del todo la posibilidad de generación de una avalancha de escombros, ya que por una parte, la margen oriental del Pico de Orizaba tiene un gradiente mucho mayor (0.21) que la margen occidental (0.17) lo cual favorece la inestabilidad de taludes que se encuentren fracturados; estas zonas de fractura pueden incrementarse por efectos de congelamiento, debido a las bajas temperaturas que imperan en la cima, además se ha reportado actividad fumarólica en los años 1830-66, 1920-21 y 1974; que podría generar una intensa alteración hidrotermal y por tanto zonas de deslizamiento, aunque esto último es más probable que se inicie debido a movimientos sísmicos o bien, debidos a una explosión derivada del un evento volcánico.

V .IV .- Impacto Ambiental sobre las áreas afectadas

Los fenómenos naturales como huracanes, terremotos, tsunamis y actividad volcánica, pueden introducir en el medio ambiente sustancias y elementos nuevos y muchas veces tóxicos que en altas concentraciones pueden llegar a ser perjudiciales, causando problemas tanto al medio ambiente como al hombre y sus actividades.

Las explosiones volcánicas aportan cenizas, gases y humo en grandes cantidades a las capas inferiores de la atmósfera; estos permanecen suspendidos durante años y sus efectos pueden generar una disminución en la temperatura. Sin embargo, cuando estos productos entran en contacto directo con el suelo natural y con depósitos de agua, estanques, manantiales y ríos llegan a ocasionar grandes problemas de contaminación.

V .IV .1 .- Efecto del Material de Caída

El material de caída (tefras y cenizas volcánicas) en ocasiones contiene precipitados que contaminan los depósitos o fuentes de agua tales como presas, ríos, lagos y/o acuíferos debido a la caída directa del material o al arrastre del mismo. El material que ha sido arrastrado no se diluye cuando entra en contacto con la masa de agua, si no que tiende a mantenerse intacto, con una pequeña dispersión y difusión a lo largo de la zona afectada. Los lixiviados tienden a desplazarse más rápido en los acuíferos debido a la dispersión hidrodinámica siguiendo la misma dirección del flujo. La acción de la lluvia puede acelerar la lixiviación de las sustancias depositadas en la superficie del terreno. Lo cual es especialmente factible en la región de Orizaba en donde la precipitación pluvial es muy alta, dadas las condiciones climáticas imperantes en la zona (ver cap.2).

Las erupciones volcánicas son ricas en sustancias que pueden ser tóxicas como los cationes de Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, NH_4 y aniones Cl , SO_4 , PO_4 , HCO_3 ; los cationes pueden ser atenuados por reacciones de intercambio catiónico o debido a las características de adsorción de los suelos y de los sedimentos, mientras que los aniones, excepto los fosfatos, no son sensiblemente afectados por estas

reacciones de absorción por lo que se considera que son poco afectados a través del movimiento de las aguas.

La agricultura, los bosques, los mantos acuíferos, las zonas de recarga y la vegetación pueden verse seriamente dañados por los eventos de cenizas, la afectación va a depender del volumen emitido por el volcán. Los edificios, vías de comunicación y estructuras pueden quedar sepultadas, los techos de lámina o materiales poco resistentes de las casas pueden colapsarse por el peso de las cenizas especialmente si ocurren lluvias que incrementarían ostentosamente la densidad y consistencia del material piroclástico. También pueden verse seriamente dañados los centros comunitarios como son los hospitales, centrales de generación eléctrica, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de aguas (industriales, residuales y municipales) (Schuster, 1981, 1983 en Tilling, 1991).

A continuación se mencionarán algunos ejemplos y las muertes relacionadas a eventos de tefra:

Tarawera; 1886 en Blong, 1984, mueren más de 150 personas en las Villas de Arikī, Moura y Te Wairoa debido al colapso de los techos de las casas. Mientras que en *Santa María 1902 en Blong (1984)*, alrededor del 40% de las 5000 muertes fueron también generadas por el colapso de los techos. *En el Chichón, 1982 en Blong (1984)*, mueren más de 153 personas por colapso de los techos de las casas y fuego por tefras incandescentes.

Los proyectiles balísticos asociados a estos eventos pueden causar serios daños a los edificios, casas y hasta causar muertes por el impacto. El peligro de impacto por fragmentos grandes es mayor en las cercanías del cráter y decrece conforme se incrementa la distancia desde el mismo. Los refugios construidos con hojas de vidrio de 20 mm de espesor pueden ser penetrados por bombas de 10 g. Sin embargo, los refugios o viviendas construidas con material de cemento, madera gruesa, cedro y tejas, pueden ser probablemente penetradas por proyectiles de 50-60 mm de diámetro (Blong, 1984).

V .IV .2 .- Gases Volcánicos

Grandes cantidades de ceniza y gases corrosivos son expulsados a la atmósfera por erupciones volcánicas explosivas, siendo una amenaza para la aviación. En los últimos 12 años, más de 60 aeronaves se han visto dañadas por nubes errantes de ceniza que han contaminado rutas aéreas e instalaciones aeroportuarias (Casadevall, 1991). Por ejemplo, el 18 de mayo de 1980 con la erupción de Monte Santa Elona fue cerrado el aeropuerto en el Oeste de Montana donde se depositó alrededor de 1mm de ceniza y el 25 de mayo se depositaron de 2-3 mm de tefra suficiente para mantener cerrado el aeropuerto de Portland por 21 hr (Blong, 1984).

La presencia de partículas y gases tóxicos volcánicos suspendidos en el aire causan daños a la salud de las personas y animales que viven cerca de los volcanes; por ejemplo la Amonia (NH_3) a una concentración de 100 ppm en el aire, causa irritación en los ojos, conjuntivitis, inflamación de los párpados, irritación de la membrana mucosa de la nariz y garganta, tos y vómito, puede ocurrir irritación en la piel, particularmente si esta húmeda. El Dióxido de Carbono (CO_2), en altas concentraciones de 5000 ppm en el aire, causa usualmente asfixia, dolor de cabeza y mareos; sólo en ocasiones raras el CO_2 ha causado la muerte como en febrero de 1979, donde 142 personas murieron por CO_2 emitido por fisuras del Complejo Volcánico Dieng en Java (Blong, 1984). Otros gases volcánicos irritantes y tóxicos como CO (Monóxido de carbono), F (Flúor), HCL (Ácido clorhídrico), HF (Ácido fluorídrico), H_2S , SO_2 (Dióxido de azufre) y el H_2SO_4 (Ácido sulfúrico) pueden causar la muerte por enema pulmonar en concentraciones mayores a 100 ppm en el aire, bronquitis, bronconeumonía. El SO_2 puede causar una fuerte irritación en la piel en pocos minutos en concentraciones de 10,000 ppm en el aire y, para personas con problemas cardíopulmonar expuestas pocos minutos, puede ser muy peligroso lo mismo que para personas expuestas a bajas concentraciones por periodos largos de tiempo.

Algunas partículas y gases tóxicos como el SO_2 y el SO_4 , suspendidas en el aire, sufren reacciones complejas cuando se combinan con el vapor de agua y forman ácidos; estos ácidos pueden viajar

grandes distancias por acción del viento y ser precipitados en forma de lluvia ácida. La lluvia ácida puede causar un impacto potencial a la vegetación y composición del suelo; en los lagos causa la muerte y malformaciones en los peces. Los suelos de rocas graníticas favorecen la acidez y se ve afectada su fertilidad, a diferencia de los suelos ricos en carbonato de calcio (calizas), estos neutralizan la lluvia ácida. Los efectos que causa la lluvia ácida en la sociedad, está relacionada a las obras civiles que tengan materiales como: el acero, plástico, acero galvanizado y rocas especialmente calizas y mármol.

V .IV .3 .- Eventos de Flujo

Los flujos piroclásticos como se mencionó anteriormente son eventos muy destructivos debido a las altas temperaturas de emplazamiento, a las altas velocidades y gran movilidad potencial. Estos pueden causar la muerte por asfixia, enterramiento, incineración o impacto. Además los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de fusión de nieve y hielo para formar lahares y crecientes, los cuales pueden causar grandes destrucciones aguas abajo.

Los eventos de flujo, ya sea, flujos piroclásticos o lahares y crecientes son de los eventos volcánicos que más muertes han causado. Las poblaciones cercanas a las fuentes de emisión o las que se ubican en o cerca de los lechos de los ríos por donde se canalizan flujos de diversa índole están más expuestas al peligro de una catástrofe. Alrededor del 70% de las muertes en erupciones volcánicas en este siglo, han sido causadas por eventos de flujos piroclásticos (Blong, 1984). Los edificios o casas son muy vulnerables a las fuerzas de impacto de los flujos piroclásticos, además si estos van acompañados de surgencias basales la movilidad aumenta y puede generar grandes zonas de devastación como el caso de la erupción del volcán Santa Helena en 1980.

VI .- CONCLUSIONES

1.- Los registros geológicos encontrados en Orizaba y zonas conurbadas, revelan que es un volcán de alto riesgo para las áreas cercanas al mismo.

2.- El gradiente de la pendiente del flanco oriental del Citaltépelt ha favorecido la depositación de los productos emitidos por el volcán, siendo esta zona escenario de por lo menos cinco eventos de grandes dimensiones que fueron canalizados hacia lo que ahora es la Cd. de Orizaba, generando para esta zona la siguiente estratigrafía volcánica:

a) Los eventos más antiguos del Pleistoceno, generados del volcán Citaltépelt tienen una edad superior a los 40,000 años y forman una potente secuencia alternada de flujos piroclásticos y lahares con más de 80 m de espesor. Las unidades aparentemente representan diferentes eventos eruptivos, asociados a la fase eruptiva del Espolón de Oro. La distribución de esta secuencia inundó en varias ocasiones lo que ahora es la Cd. de Orizaba.

b) Durante el Holoceno entre los 8,500-9,00 años se generó un evento explosivo asociado a inyección de magma nuevo en la cámara lo que dio lugar a la formación de una ignimbrita de grandes dimensiones (Ignimbrita Citaltépelt) que alcanzó una distancia de más de 25 km llegando a las cercanías de la Cd. de Orizaba. La topografía preexistente fue un factor importante que controló la canalización del flujo a través de valles y barrancas.

c) Alrededor de los 4,200-4,500 años, el colapso del domo central dio origen a un flujo de bloques y cenizas que recorrió más de 20 km desde el cráter, el cual fue canalizado hacia las zonas NW y SE del volcán, encontrándose el mayor volumen en el flanco SE en las cañadas que desembocan al valle de Orizaba y en las cercanías de la Cd. de Orizaba;

d) Contemporáneo a este evento de flujo de bloques y cenizas se generaron depósitos de lahar, asociados a la transformación del flujo, río abajo hacia la zona central de Orizaba.

3.- Los mapas de peligros que aquí se presentan indican áreas expuestas a diversos eventos que han sido reconocidos en el pasado geológico.

a) En el mapa de peligros para lahares se presentan cuatro canales principales donde estos pueden generarse, siendo todos ellos afluentes del río Orizaba, lo cual aumenta el peligro potencial hacia la Cd. de Orizaba. La confluencia de estas barrancas permite que aumente el volumen y velocidad de los lahares, por lo que un lahar a una velocidad de 20-30 m/s es capaz de remontar obstáculos de 50 m y llegar directamente a la Cd de Orizaba, con lo que se verían afectadas más de 110,000 personas y un área aproximada de 20 km².

En términos de frecuencia y área afectada, los depósitos de lahar pueden considerarse como el evento de mayor peligro para la zona de Orizaba. Sin embargo se debe tener presente la influencia de los otros eventos (flujos piroclásticos y tefras), que aunque su frecuencia es menor, no dejan de ser un peligro potencial debido al volumen y áreas que han afectado en el pasado.

b) Un evento similar al ocurrido hace 4,500 años, que dio lugar a la formación del flujo de bloques y cenizas "La Perla" y originó lahares secundarios derivados de la transformación del flujo, afectaría aproximadamente a 32,000 personas.

c) Si en un futuro se generará una erupción de tipo explosivo, como la ocurrida hace 8,500-9,000 años y que dio lugar a la Ignimbrita Citlaltépetl, pondría en peligro la vida de más de 140,000 personas, dañando una extensa área agrícola, casas, escuelas y obras civiles en general. El área de efectación puede incrementarse debido a la nube piroclástica que acompaña a una erupción de este tipo.

d) El radio de afectación del material de caída queda restringido a la altura de la columna, dirección preferencial de los vientos y tamaño de las partículas; así como al periodo del año en que se lleve a cabo la erupción. Por lo que si se generará una erupción de tipo explosivo, la Cd. Orizaba y zonas conurbadas se verían afectadas por material de caída principalmente en los meses de Enero a Abril y de Octubre a Diciembre.

e) Para una erupción de tipo efusivo, las lavas generadas tendrían a canalizarse por dos grandes barrancas, La Barranca El Golfo y La Malacara. Si las lavas llegarán a recorrer una distancia superior a los 15 km por la Barranca el Golfo y 17km por La Malacara desembocarían directamente en el río Orizaba, esto aumentaría el volumen de las lavas y el área de afectación llegaría hasta las zonas conurbadas de Orizaba

Para esta zona, quedan excluidos la formación de lahares generados por derretimiento de la capa glaciar por flujos de lava, debido a la ausencia del glaciar en este flanco. Sin embargo, podría ocurrir una tormenta de nieve en torno al volcán que proporcionaría cierta cantidad de agua para la potencial formación de flujos de lodo aguas abajo.

4.- La estratigrafía volcánica revela la intensa actividad del Citlaltépetl y sus constante reactivación ; clasificándolo como un volcán dormido que puede reactivarse en un futuro próximo y que requiere de vigilancia continua.

VII .- RECOMENDACIONES.

A raíz de los grandes desastres volcánicos, se ha tratado de mantener una conciencia en cuanto a la peligrosidad de muchos de los volcanes activos. Sin embargo, el tratar de evitar o afrontar una erupción volcánica o los asentamientos humanos en los alrededores de volcanes activos es una labor que resulta imposible; por lo tanto la prevención de los riesgos debe permitir disminuir o reducir los efectos del evento eruptivo sobre las personas, animales y bienes materiales. Las autoridades gubernamentales deben de designar recursos económicos a las instituciones y universidades para el estudio y vigilancia de los volcanes activos y potencialmente peligrosos. Las recomendaciones que a continuación se enlistan van dirigidas hacia esta prevención, particularmente, hacia la vigilancia continua del Citlaltépetl, para mitigar los efectos de una erupción futura; además, se mencionan algunos de los métodos más modernos y cuya eficiencia ya ha sido comprobada en erupciones pasadas:

1.- El Citlaltépetl es un volcán dormido de enormes dimensiones que requiere de la instalación de un observatorio y de la vigilancia continua de sismicidad y de las deformaciones de la superficie alrededor del volcán. Estos dos tipos de observaciones hasta el momento se han impuesto como las más fiables para la previsión de los riesgos.

La sismicidad asociada a la actividad volcánica, en la actualidad, es posible cuantificarla mediante la instalación de una red consistente en por lo menos tres sismógrafos, los cuales pueden enviar la señal en forma telemétrica a un centro urbano cercano que funga como observatorio. Los sistemas RSAM, *Real-Time Seismic Amplitude Measurement*, y SSAM, *Seismic Spectral Amplitude Measurement*, permiten suministrar en tiempo real una visualización cuantitativa de la evolución de la intensidad de la sismicidad; y esto puede ser manejado a través de computadoras avanzadas de alta velocidad.

La vigilancia de las deformaciones superficiales de los volcanes ha sido basada hasta ahora en la utilización de técnicas geodésicas utilizando distanciómetros e inclinómetros de gran precisión, que detecten pequeños movimientos del edificio volcánico. Sin embargo, en los últimos años se han desarrollado varios sistemas de geodesia vía satélite entre los cuales se tienen: el GPS (*Global Positioning System*), el sistema francés DORIS (*Determination d'orbite et radio-positionnement intégrés par satellite*) y el SAR (*Synthetic Aperture Radar*).

2.- La actividad volcánica del Citaltépelt también puede ser vigilada y estudiada por parámetros físicos gravimétricos y magnéticos.

Los métodos gravimétricos permiten detectar las variaciones del campo gravitatorio en la superficie de los volcanes, debido a la transferencia subterránea de masa que preceden y acompañan las erupciones volcánicas. Este método es teóricamente posible, partiendo de la medida de la gravedad superficial, ya que se puede detectar la llegada de un magma más denso que las rocas encajonantes en la infraestructura de un edificio.

El método magnético está relacionado a la alteración del campo magnético de la superficie del volcán, debido a varios tipos de fenómenos relacionados con la actividad volcánica. Esta alteración o variación que sufre el campo magnético puede estar relacionada a los cambios de presión, temperatura y resistividad de las rocas o a la producción de corrientes por circulación de flujos.

3.- Con lo mencionado anteriormente, podemos ver que la asignación de recursos a las instituciones correspondientes no deben de escatimarse, aunque se trate de un país en vías de desarrollo, más aún cuando se tienen volcanes de las dimensiones del Citaltépelt o del Popocatépelt, que son considerados como potencialmente peligrosos y que pueden generar verdaderos desastres. Es

importante considerar las necesidades reales y el desarrollo de una buena y eficaz vigilancia volcánica, contemplando todos los avances tecnológicos que permitan mitigar los desastres volcánicos.

4.- Una buena vigilancia volcánica con la más alta tecnología, en ocasiones no es suficiente si no existe una buena comunicación entre la comunidad científica y las autoridades gubernamentales, que finalmente son los que toman las decisiones. Por tal motivo es importante que los científicos, particularmente los volcanólogos, además de mantener buenas relaciones con las autoridades, también deben de darse tiempo para difundir su conocimiento a grupos civiles, a escuelas y conceder entrevistas y presentaciones ante los medios de comunicación, lo cual ayudará a que la comunidad civil conozca más sobre los fenómenos volcánicos y genere una mayor conciencia.

5.- Los trabajos o artículos que se publiquen deben de ir dirigidos no sólo a la científicos interesados, sino también al público en general y por tal motivo, estos deben de estar escritos en un lenguaje apropiado.

6.- En este trabajo de tesis se evalúa sólo una pequeña área que puede ser afectada por eventos futuros del Citlaltépetl. Sin embargo, las dimensiones y vida eruptiva del volcán obligan a realizar una evaluación en todos los flancos del mismo, lo cual es una tarea que debe ser contemplada a largo plazo.

VIII .BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, V.H. y Vargas, S.P. (1987). Composición Química (Elementos Mejores) de los Magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, vol. 26-2, pp. 195-272.
- Blong, R.J. (1984). *Volcanic Hazards a Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Macquarie University, Sdney.
- Calvin, E.M.; Kudo A.M.; Brookins, D.G. and Ward, D.B. (1989). Strontium isotope and trace element geochemistry of Pico de Orizaba, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: comparison phase II and III.+ General Assembly IAVCEI, abstracts 131, p. 38.
- Cantagrel, J.M.; Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks relations between the andesitic and alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 5:99-114.
- Cantagrel, J.M. y Robin, C. (1984). Repetitive Mixing and Holocene Pyroclastic Activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (México). *Bull. Volcanol.*, Vol. 47-4 (1).
- Carrasco-Núñez, G. (1985). Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería de la UNAM.
- Carrasco-Núñez, G. (1992). Estructura y estratigrafía de las lavas del volcán Citlaltépetl, México, second international Reunion on Volcanology, abstracts. p. 82.
- Carrasco-Núñez, G. (1993). Estructure, Eruptive History, and some Major Hazardous Events of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), México. Ph. D. Thesis, Michigan Technological University, U.S.A.
- Carrasco-Núñez, G.; J.W. Wallace; W. L. Rose. (1993). A Voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, México: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. vol 59 (1-2), pp. 35-46
- Carrasco-Núñez, G. and B. Masao. (1994). Geologic Mapa and Structure Sections of the Citlaltépetl Volcano Summit Area, México. *Cartas Geológicas y Mineras No. 9*, Instituto de Geología, UNAM.

- Carrasco-Núñez and Rose (1995). Eruption of mayor Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) México 8.5-9.0 Ka. *Journal of volcanology and geothermal research*.
- Carrasco-Núñez, G.; P., Cervantes; R., Cortés; H., Delgado y R. Molinero. (1995). Patrones de Viento en la Región del Volcán Popocatepetl y Ciudad de México. *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*.
- Cas, R.A.F and J.V. Wright. (1987). *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London.
- Casadevall, T.J., (1991). Volcanic Hazards and Aviation Safety, *FAA Aviation Safety Journal*. vol. 2, No. 3, pp. 1-11.
- Cortés R., (1996). Comportamiento del Viento en la Atmósfera Superior de la Parte Central de México y su aplicación en Vulcanología. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería de la UNAM.
- Crandell, D.R. (1971). Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. paper 677*, p. 75
- Crandell, D.R.; B.,Booth; K., Kusumadinata; D.,Shimozuru; G.P.L. Walker and D. Westercamp. (1984). *Source-Book for Volcanic-Hazards Zonation*. *Natural Hazards 4*.
- Crausaz, W., (1994). Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, archaeology, history, natural and mountaineering routes. *Geopress International, Ohio, U.S.A.*
- Demant A. y Robin C. (1975). Las Fases del Vulcanismo en México; una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cratóico. *UNAM. Rev. del Inst. Geol.* vol. 75, No. 1, pp. 70-82.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, vol. 2, No. 2. pp. 172-187.
- Demant, A. (1982). Interpretación Geodinámica de del Vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología*, vol. 5, no. 2, pp. 217-222. UNAM.
- Edward, B. Nuhfer, (1993). *The Citizen's Guide to Geologic Hazards*. The American Institute of Professional Geologists.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Ferriz, H. y Malwood, G.A. (1986). Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, vol. 25-1, pp. 117-156.
- Freund, A. and H.U. Schminke. (1985). Hierarchy of facies pyroclastic flow deposits generated by Laacher See-type eruptions. *Geology*, vol. 13. pp- 278-281.
- Garduño, Monroy V.; Romero, R. F. y Torres, H. R. (1985). Estudio estructural y de Teledetección en la Región de Libres-Oriental (Puebla-Veracruz). Comisión Federal de Electricidad.
- Gasca, Durán A. (1981). Génesis de los lagos-crater de la cuenca de oriental, Puebla-Tlaxcala-Veracruz. Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Gómez-Tuena, A. (1995). Investigaciones Vulcanológicas de Depósitos Piroclásticos del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería de la UNAM.
- Heine, K. (1988). Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*. No. 7.
- Hoskuldsson, A. and Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern México. *Bulletin of Vulcanology* vol. 55, pp. 571-587.
- Keller, A. E. (1984). *Environmental Geology*, University of California, Santa Barbara. Fifth edition.
- Kenneth, L. H.; Mercado R.; Bradley, H. B., (1990). The 1976 La Solufriere, Guadalupe (French West Indies) Volcanic Crisis: A Communications System Analysis of Volcanic Hazard Communication. International Conference Laval university, Quebec City, Canadá.
- Kudo, A.M., Jackson, M. and Husler, W. (1985). Phase chemistry of recent andesite, dacite and rhyolite of volcano Pico de Orizaba, Mexican Volcanic Belt: Evidence for xenolithic contamination. *Geofísica Internacional. Special volumen on Mexican Volcanic Belt-part 2* vol. 24: pp. 679-689.
- Letter, H. J. (1989). *Volcanic Hazards Assessment and Monitoring*. IAVCEI Proceedings in Volcanology. vol 1.
- Lindsay, M., (1989). *Global Volcanisms 1975-1985. The First Decade of Reports from the Smithsonian Institution's Scientific Event Alert Network (SEAN)*.

- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*. Tomo II, primera edición escolar.
- Lorenzo, J.L. (1959). *Los Glaciares de México*. Monografías del Instituto de Geofísica (UNAM).
- Luhr, J. F. y Carmichel I.S.E. (1990). *Geology of volcán de Colima*, UNAM, *Boletín del Instituto de Geología*. pp. 107-101.
- Menes L. Silvio. (1991). *Lower Cretaceous in the Gulf of Mexico Basin*, "The Geology of North America", Geological Society of America.
- Mercado, R. y W, Rose. *Reconocimiento Geológico y Evaluación Preliminar de los Peligros Volcánicos del Tacana, Guatemala/México*. Department of Geological Engineering, Geology and Geophysics. Michigan Technological University.
- Miranda-García, C. (1995). *Petrografía y Geoquímica de la Ignimbrita Citlaltépetl (Volcán Pico de Orizaba)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Mooser, F. (1972). *The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonic*. *Geofísica Internacional*, vol. 12, pp. 55-70.
- Mottl, C. (1889). *Observaciones sísmicas en Orizaba*. *Memorias de la Sociedad Antonio Alzate*, vol. 2, pp. 63-110.
- Negendank, J.F. W, R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall and D. Werle. (1985). *Geological and geochemical investigations on the eastern TVM*. *revista de Geofísica Internacional*. vol. 24 No. 4. pp. 477-575.
- Orduño, A. S.(1995). *Bosquejo Geodinámico de la Región de Zongolica*. IMP y PEMEX (Exploración y Producción).
- Panel Gubernamental sobre cambios climáticos, PICC, (1990). *Instituto de Geografía*, UNAM
- Pasquare, G., Vezzoli, L., and Zanchi, A. (1987). *Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt*. *Geofísica Internacional*, vol. 26-2. pp. 159-174.
- Robert, y. Smith. (1960). *Ash Flows*. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 71, pp.795-842.
- Robin, C. (1981). *Les relations entre Magmatismes Alcalin et Calco-Alcalin: L'exemple Mexicain*. Thèse Doctorat D'Etat. Univ. de Clermont-Ferrand, France.

- Robin, C.; J. M. Cantagrel. (1982). Le Pico de Orizaba (Mexique). Structure et evolution d' un grand volcan andesitique complexe. Bull. Volcanology vol. 45 No. 4. pp. 99-315.
- Scott, K.M., (1985). Lahars and flow transformations at Mount St. Helens, Washington, U.S.A. International Symposium on Erosion Debris Flow and Disaster Prevention. Septiembre 3-5, 1985. Tsukuba Japan.
- Sheets, Payons D. Volcanic Activity and Human Ecology.
- Sheridan, M.F. (1979). Emplacement of piroclastic flows: A review. Geological Society of America. Special Paper 180: 125-136.
- Sheridan, M.F. (1986). Model of gravity-Driven flows. Flow, version 2.0. Last revision at suny: May 10, 1991.
- Siebe, C.; Verma, S.P. (1988). Mayor element geochemistry and tectonic setting of las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla. Chem.Erde 48, pp. 177-180. VEB Gustav Verlag Jena.
- Siebe, C.; Abrams, M. and Sheridan M.F. (1993). Mayor Holocene block-and-ash fan at the western slope o pico-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards. J. of Volanology and Geothermal Research, vol. 59.
- Siebert, Lee. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. J. of Volcanology and Geothermal Research, pp. 163-197.
- Singer, B.S. and Kudo A.M. (1988). Origin of andesites and dacites from Pico of Orizaba, Mexican Volcanic Belt; Sr isotope and phase chemistry: Geological Society of America, 82th annual meeting, abstracts and programs, v. 18 (2), p. 186.
- Sparks, R.S.J.; S.Seif; G.P.L. Walker. (1973). Products of Ignimbrite Eruption. Geology. Noviembre. pp. 115-118.
- Sparks, R.S.J. (1978). Grain size variations in ignimbrites and Implications for transport of pyroclastic flows. Sedimentology 23, pp. 147-188.

- Stoopes, G.R., and Sheridan, M.F. (1992). Giant avalanches from Colima Volcanic Complex, México: Implications for long-runout landslides (> 100 km) and hazard assessment: *Geology*, v.20, pp.299-310.
- Tilling, I.R. (1989). Apuntes para un Curso Breve sobre Los Peligros Volcánicos. Santa Fé, Nuevo México, U.S.A.
- Tilling, I. R. , (1989). Volcanic Hazards and Their Mitigation: Progress and Problems. *Reviews of Geophysics*, 27,2, pp. 237-269.
- Tilling, I. R., (1991). Peligros Volcánicos una Perspectiva Panamericana. *Revista Geofísica Internacional* (en prensa)
- V.H. Aguilar y Vargas (1987). Composición Química (Elementos Mayores) de los Magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* vol. 26-2, pp.195-272.
- Viniegra-Osorio, F, (1965). Geología del Macizo de Teztlutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petroleros*. vol. XVII 7-12, Jul.-Dic.
- Viniegra-Osorio, F. (1966). Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en la Provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teztlutlán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 18-7-8. agosto.
- Voight, B.; Harry Glicken, R.J. Janda, and P.M. Douglas. (1983). Nature and mechanism of the Mount St. Helens rockslide avalanche, *Geotechnique*, 33, pp. 224-273.
- Walker, P.L. (1971). Grain-Size Characteristic of Pyroclastic Deposits. *Journal of Geology*, vol. 79, pp. 896-714.
- Walker, G.P.L. and Wilson. (1993). Lateral variations in the Taupo Ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 18. pp. 117-133.
- Wilson, C.J.N. and Walker, G.P.L. (1982). Ignimbrite depositional facies: The anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 139, pp. 581- 592.
- Wood, J. and Wallace, H. (1986). *Volcanology and minerals deposits*. Ontario Geological Survey Miscellaneous paper 129

Yañez, García C. (1980). Informe Geológico del Proyecto Geotérmico los Humeros-Derrumbadas, Edos. de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad.

Yarza de la Torre, E., (1992). Volcanes de México. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. México.

APENDICE I

TABLAS

Tabla 1.- Muestras de análisis granulométricos
(Pico de Orizaba)

MUESTRA	DEPOSITO	LOCALIDAD
3.4.1	Lahar	Jalapilla (El Basurero)
3.4.2	Flujo de ceniza	Jalapilla "
3.4.3	Flujo de ceniza	Jalapilla "
3.4.4	Flujo de ceniza	Jalapilla "
3.4.5	Flujo de ceniza	Jalapilla "
3.4.6	Flujo de ceniza	Jalapilla "
3.4.7	Lahar	Jalapilla "
4.1.1	Lahar	Sur de Orizaba (La Cascada)
4.1.2	Flujo piroclástico	Sur de Orizaba "
4.1.5	Flujo piroclástico	Sur de Orizaba "
4.1.6	Lahar	Sur de Orizaba "
4.1.7	Lahar	Sur de Orizaba "
4.2.1	Lahar	Sur de Orizaba "
4.6.1	Lahar	Sur de Orizaba (La Virgen)
4.6.2	Flujo piroclástico	Sur de Orizaba "
4.6.3	Flujo piroclástico	Sur de Orizaba "
4.6.4	Flujo piroclástico	Sur de Orizaba "
5.9.4	Lahar	La Perla
6.1.1	Flujo	Texmalaca
9.1.2	Flujo de ceniza	Orizaba (El Vidrio)
11.2.1	Tefra	Xiquila
11.5.1	Flujo piroclástico	Centro de Orizaba
PIF-2a	Lahar	Rancho Pala
PIF-4b	Tefra	San Miguel
PIF-4c	Tefra	San Miguel
PIF-4d	Flujo de ceniza	San Miguel
PIF-4e	Flujo de bloques y cenizas	San Miguel
PIF-4f	Tefra	San Miguel
PIF-4g	Tefra	San Miguel
PIF-6	Flujo de ceniza	Caminho San Miguel-Temola
P.4.2.1	Lahar	Sur de Orizaba (La Cascada)

Tabla 2. Resultados de los valores para la mediana y desviación estandar ($Md\phi$ y $\sigma\phi$) para cada muestra del Pico de Orizaba.

MUESTRA	$Md\phi$	$Dv (\sigma\phi)$	DEPOSITO
3.4.1	-1.10	3.47	Lahar
3.4.2	0.05	2.70	Flujo de ceniza
3.4.3	0.45	3.57	Flujo de ceniza
3.4.4	0.80	2.55	Flujo de ceniza
3.4.5	-1.40	3.02	Flujo de ceniza
3.4.6	-1.35	3.10	Flujo de ceniza
3.4.7	-3.60	2.17	Lahar
4.1.1	-1.60	2.32	Lahar
4.1.2	-0.95	2.95	Flujo piroclástico
4.1.5	0.55	2.32	Flujo piroclástico
4.1.6	-2.95	4.17	Lahar
4.1.7	-1.35	3.07	Lahar
4.2.1	-1.20	3.82	Lahar
4.6.1	-4.85	3.23	Lahar
4.6.2	-1.60	2.50	Flujo piroclástico
4.6.3	0.35	1.92	Flujo piroclástico
4.6.4	-0.35	1.85	Flujo piroclástico
5.9.4	-0.35	4.07	Lahar
6.1.1	-0.75	3.90	Flujo
9.1.2	-2.30	2.85	Flujo de ceniza
11.2.1	-1.40	2.25	Tefra
11.5.1	-0.50	2.62	Flujo piroclástico
PIF-2a	-2.65	3.30	Lahar
PIF-4b	-3.80	2.85	Tefra
PIF-4c	-4.05	1.78	Tefra
PIF-4d	1.60	2.97	Flujo de ceniza
PIF-4e	-1.45	3.82	Flujo de bloques y cenizas
PIF-4f	-4.10	1.75	Tefra
PIF-4g	-3.80	1.63	Tefra
PIF-6	2.05	0.77	Flujo de ceniza
P.4.2.1	-5.20	0.6	Lahar

Tabla 3. Análisis Petrográficos

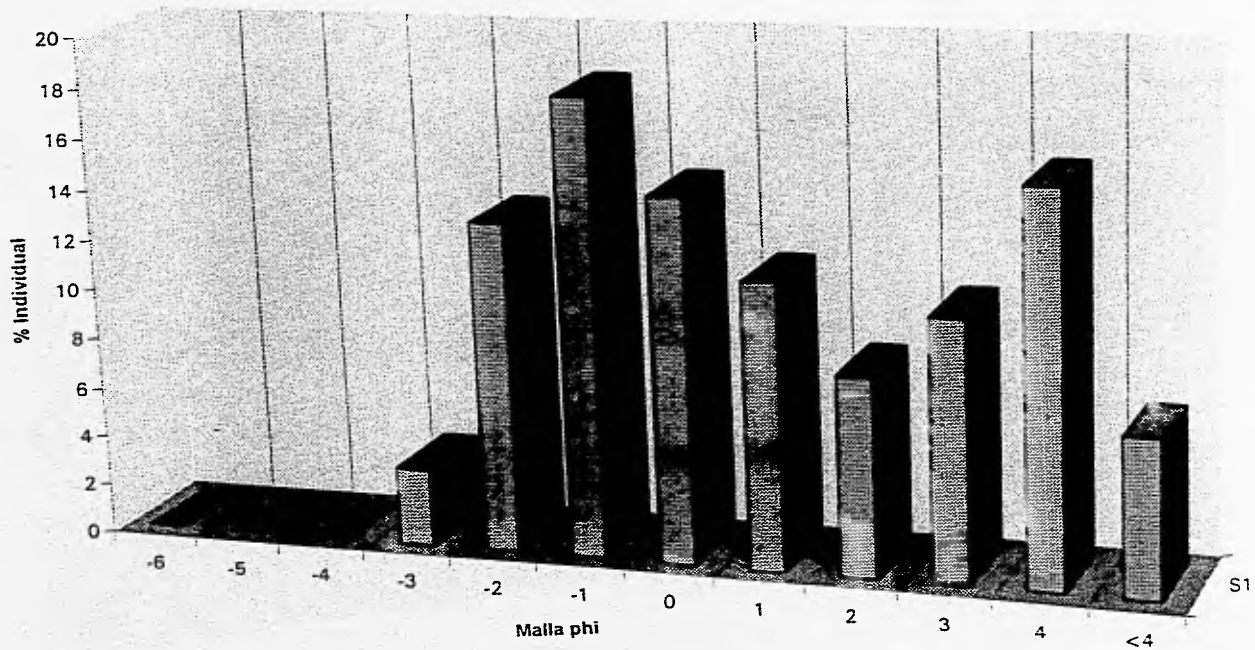
MUESTRA	LOCALIDAD	MACROSCOPIA	TEXTURA MICROSCÓPICA	MENERALOGIA	CLASIFICACION
3.1	Tuzantla	Lava en bloques	Mesohialina, grano medio, porfídica	Plagioclasa (and), hbn, cpx	Andesita.
3.2	Tuzantla	Lava en bloques	Mesohialina, porfídica, grano medio	Plagioclasa (and), cpx, biotita, hbn.	Andesita
3.2'	Tuzantla	Lava en bloques	Mesohialina, microlítica con dir. preferencial	Plagioclasa (and, olig), cpx, hbn.	Andesita
5.1	La Perla	Flujo de lava	Mesohialina, microlítica con dir. preferencial	Plagioclasa (and.) cristales más grandes, cpx, hbn.	Andesita
6.1.1	Texmalaca	Frente de flujo de lava	Porfídica, vesicular, microlitos sin dirección	Plagioclasa (and), cpx, hbn.	Andesita
6.1.2	Texmalaca	Flujo de lava andesítica	Mesocristalina, microlitos con dirección.	Plagioclasa (and), esfena alterada, vidrio	Andesita
6.1.3	Texmalaca	Fragmento de roca andesítica de un FBC	Mesohialina, porfídica.	Plagioclasa (and, olig), cpx	Andesita
6.1.4	Texmalaca	Lava andesítica	Mesohialina, porfídica y textura traquítica, glomeromórfica.	Plagioclasa (and), hbn, opacos	Andesita
11.4.1	La Perla	Fragmento de roca andesítica de un FBC	Mesohialina, porfídica, microlítica, cristales de grano medio	Plagioclasa (and), hbn, cpx	Andesita
11.4.2	La Perla	Fragmentos de roca andesítica de un FBC	Porfídica, Mesohialina	Plagioclasa (and), hbn, opacos	Andesita

Claves: and (andesina), cpx (clinopiroxenos), hbn (hornblenda), FBC (flujo de bloques y cenizas), dir (dirección).

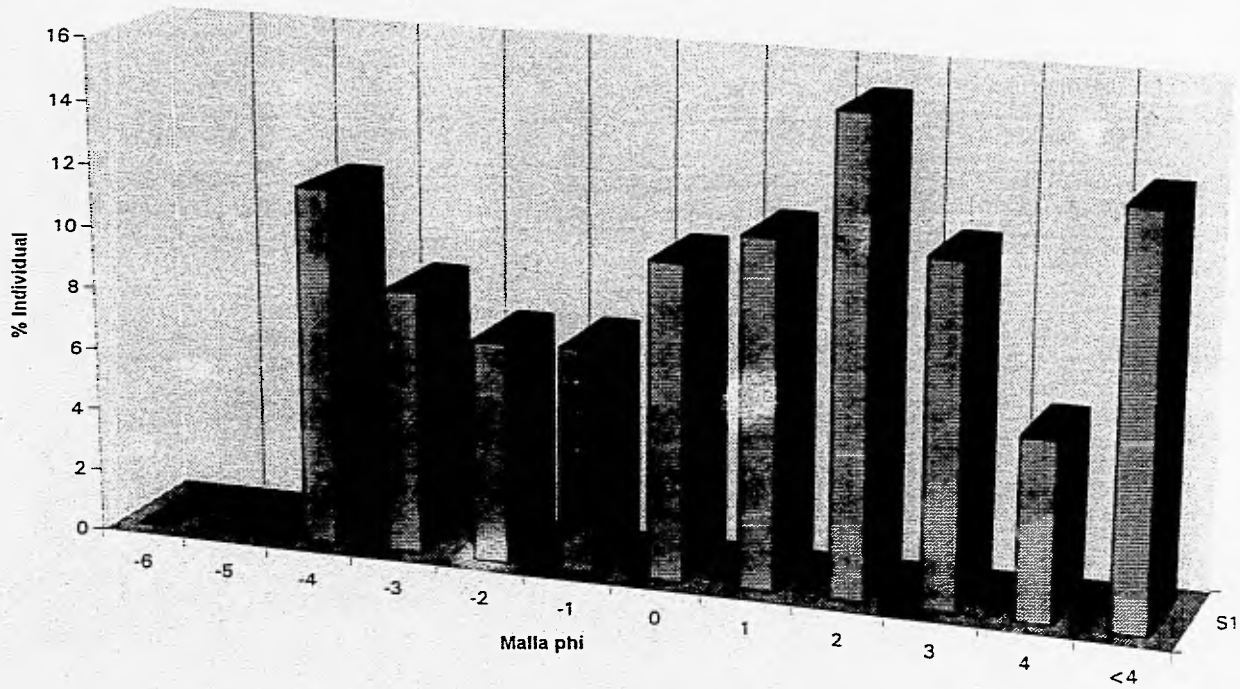
APENDICE II

HISTOGRAMAS

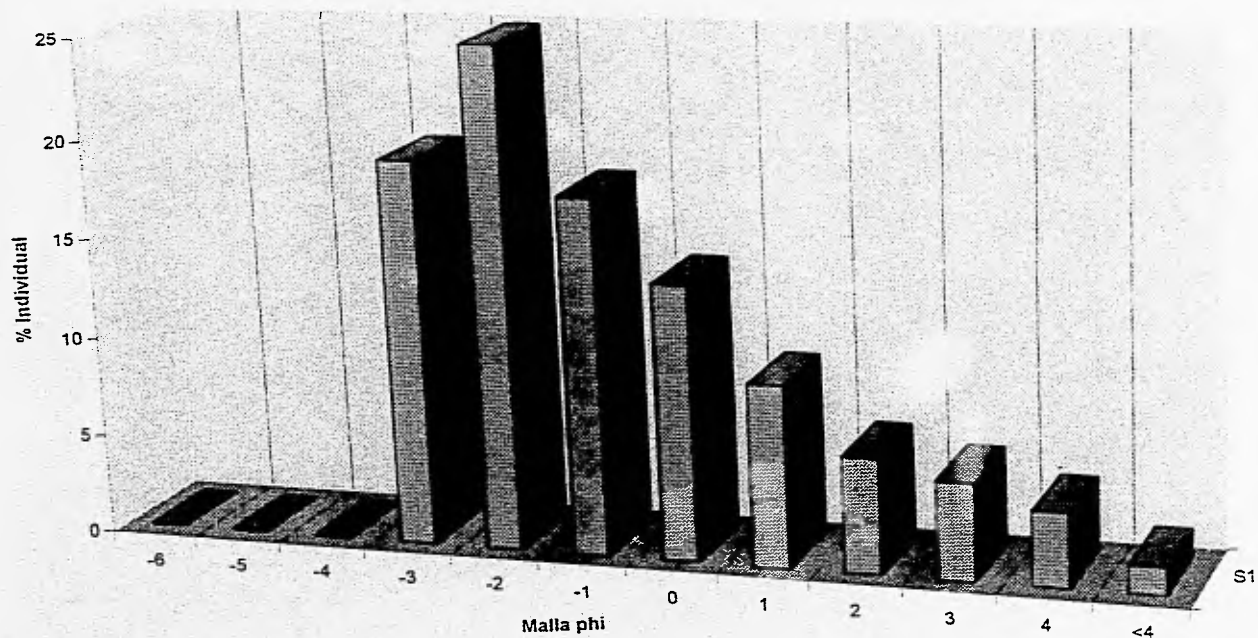
Muestra 3.4.2



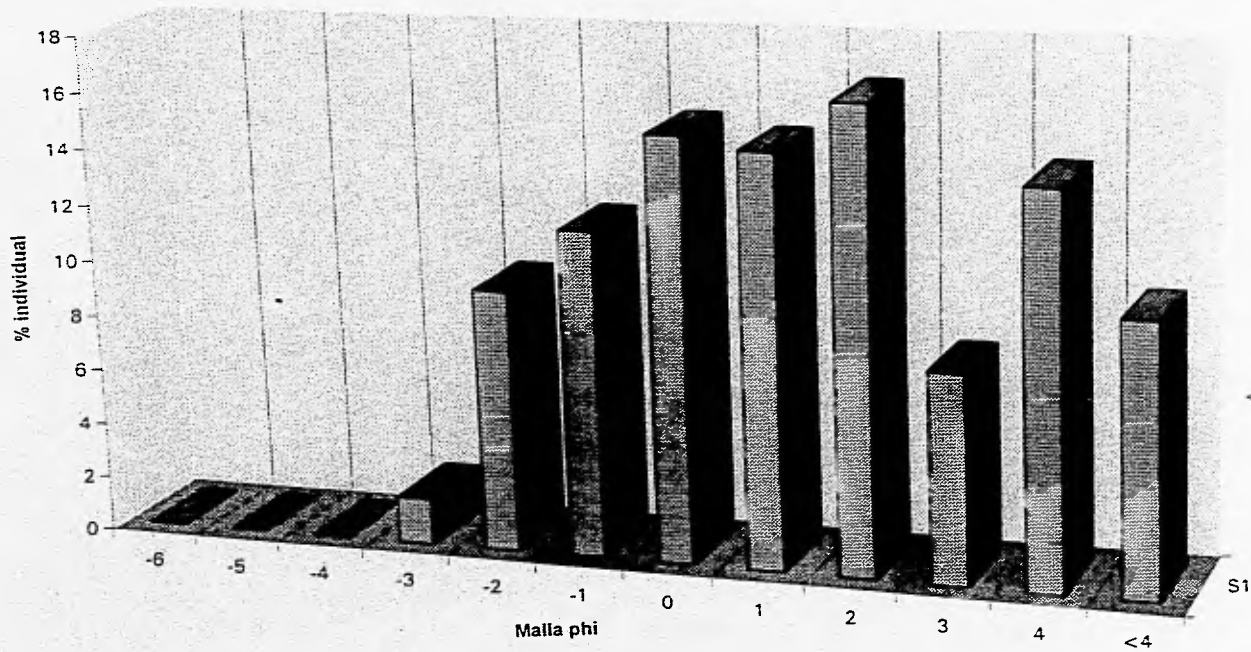
Muestra 3.4.3



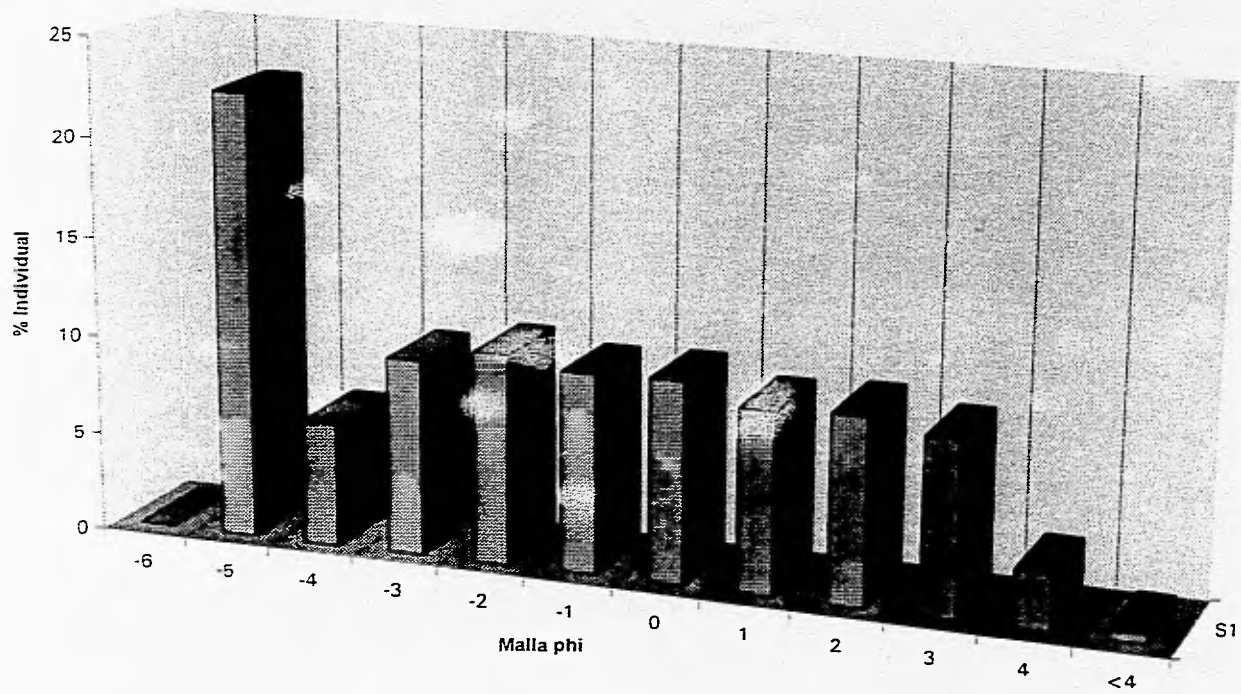
Muestra 3.4.5



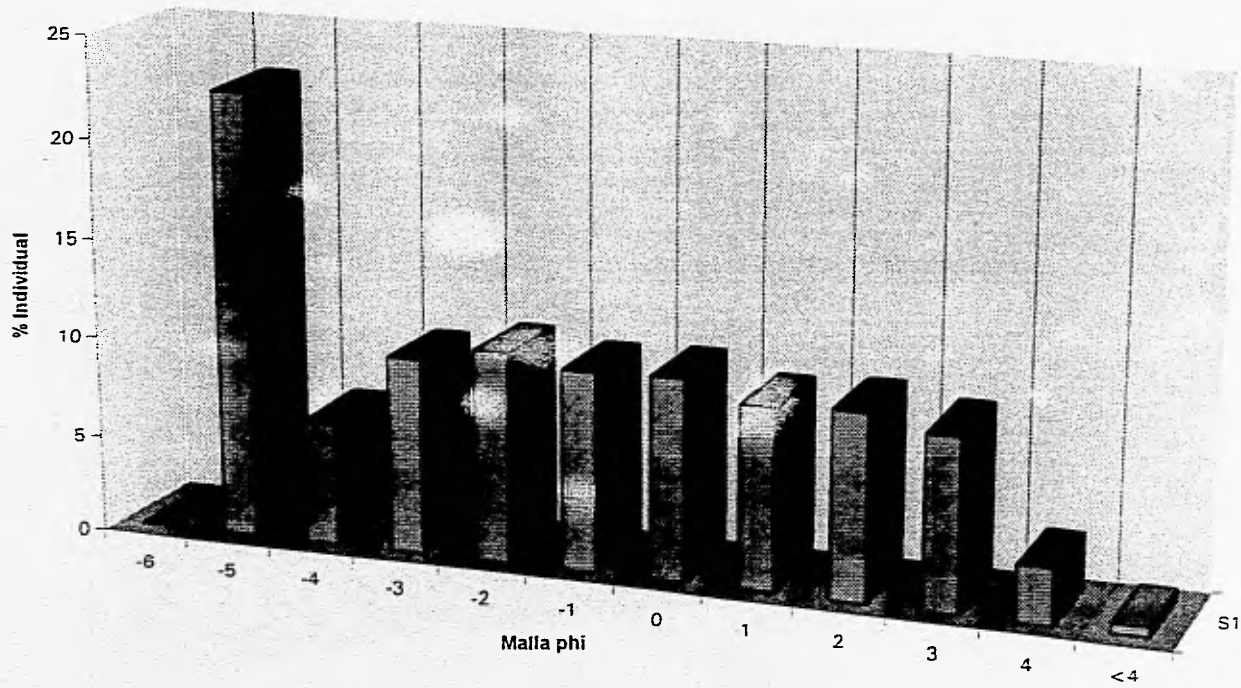
Muestra 3.4.4



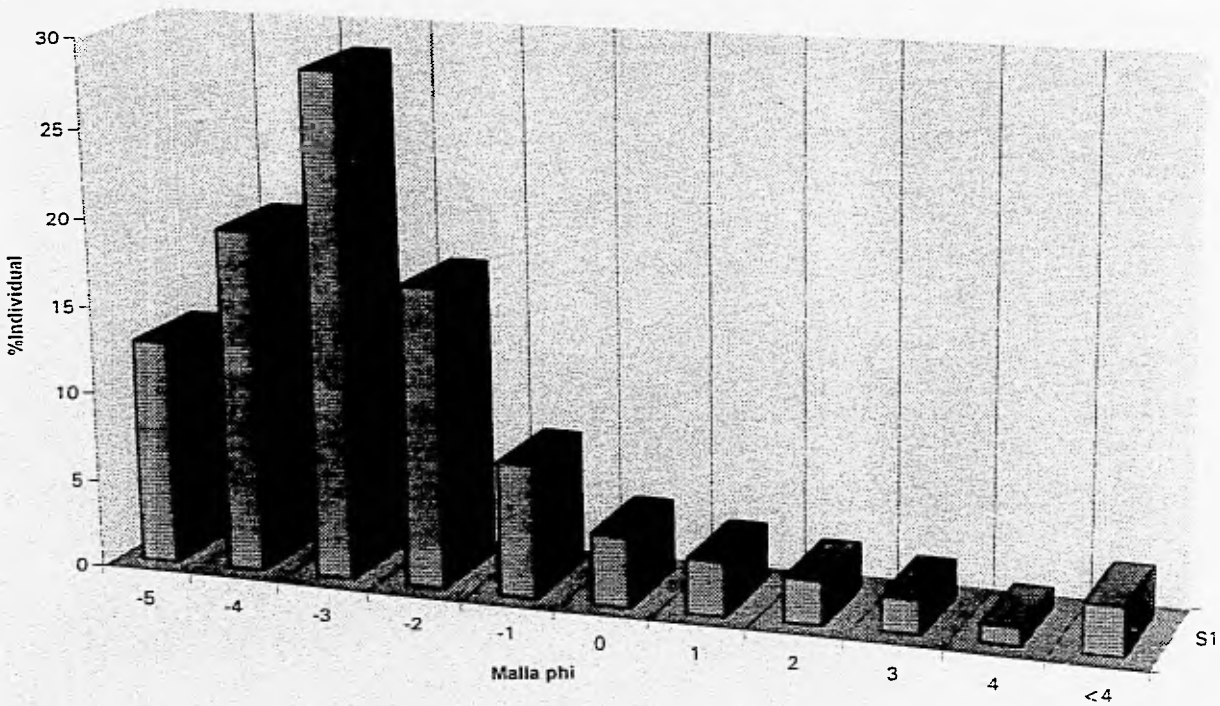
3.4.6



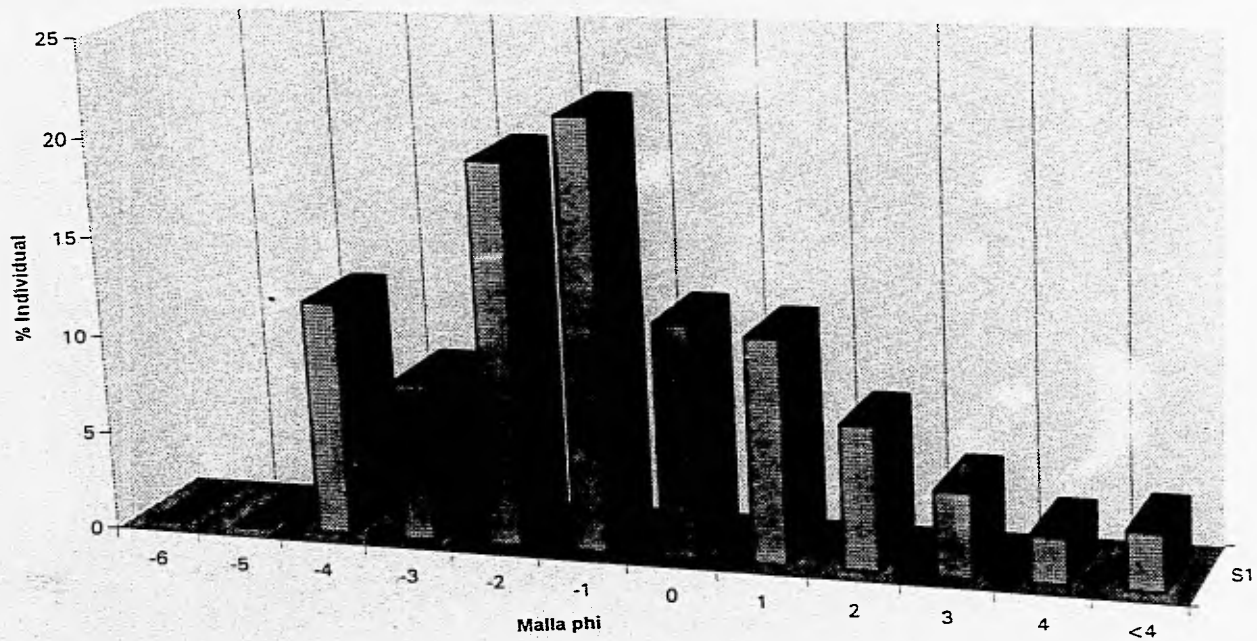
3.4.6



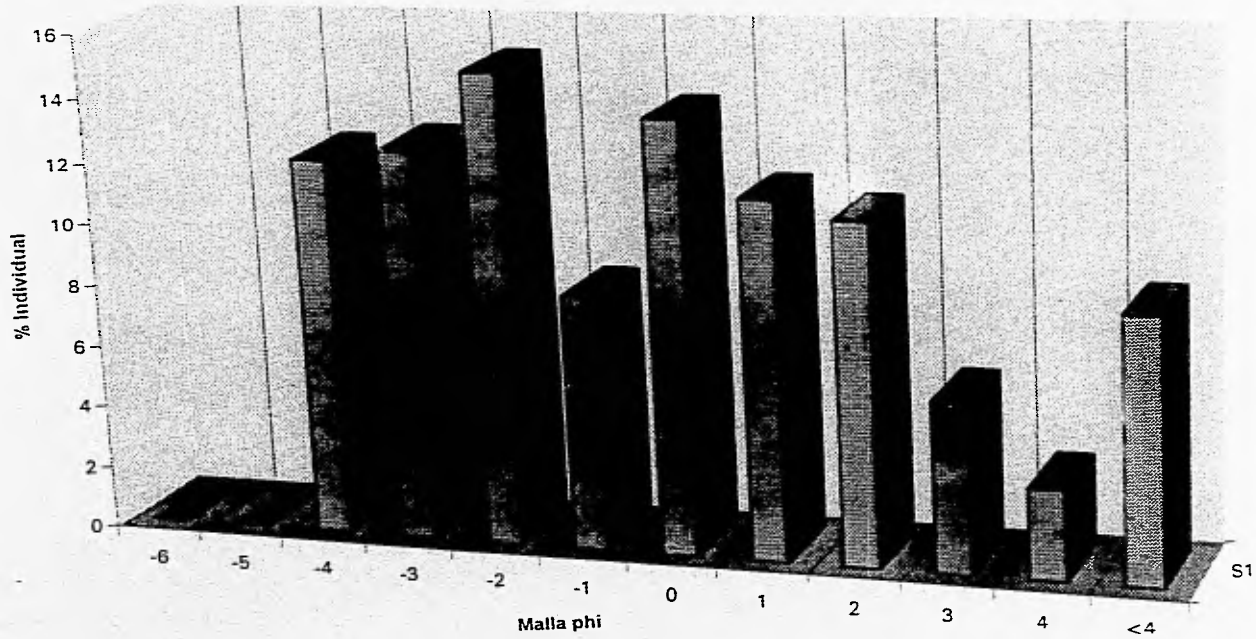
Muestra 3.4.7



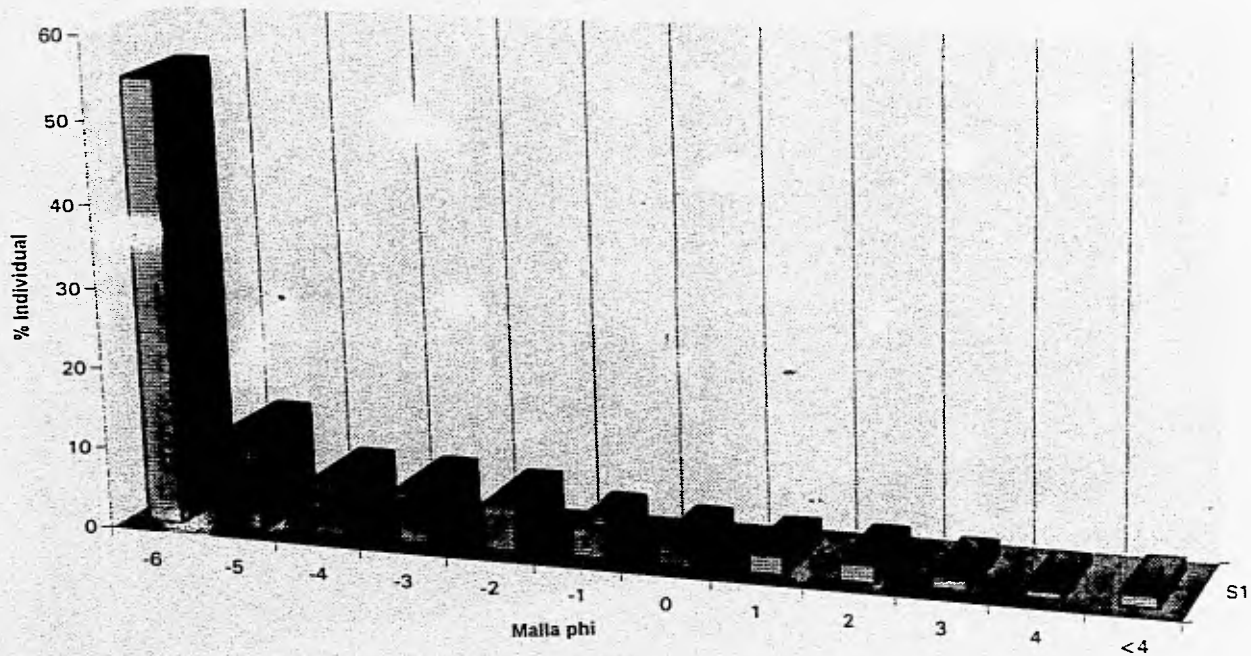
Muestra 4.1.1



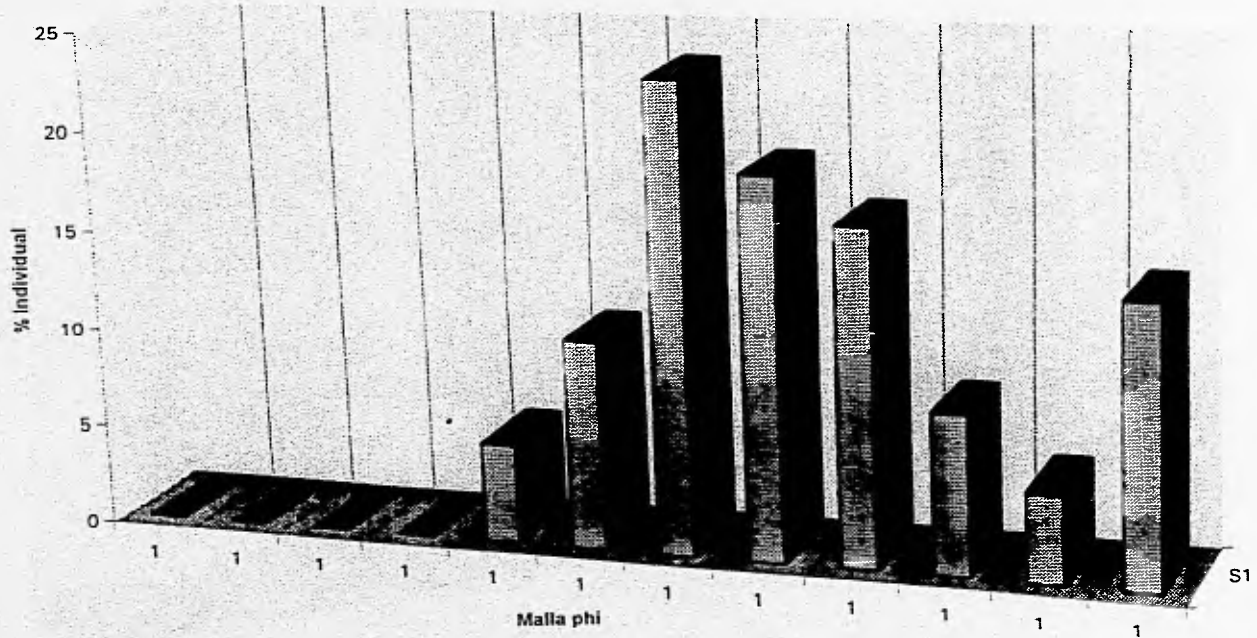
Muestra 4.1.2

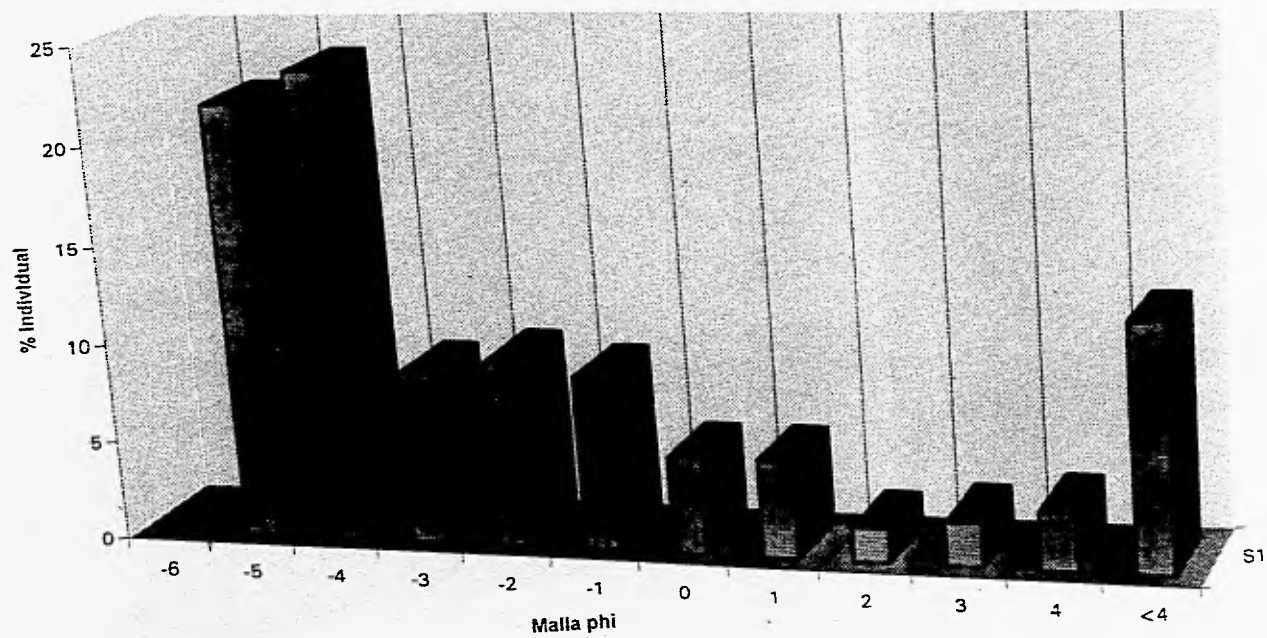


Muestra 4.1.3



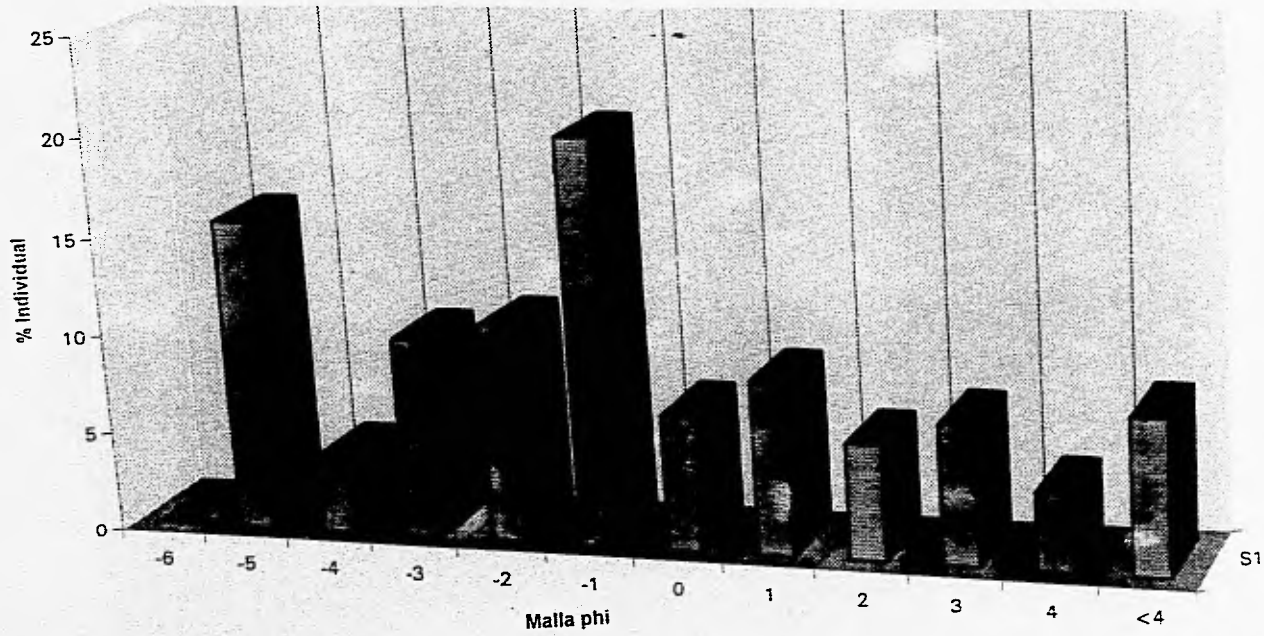
Muestra 4.1.5



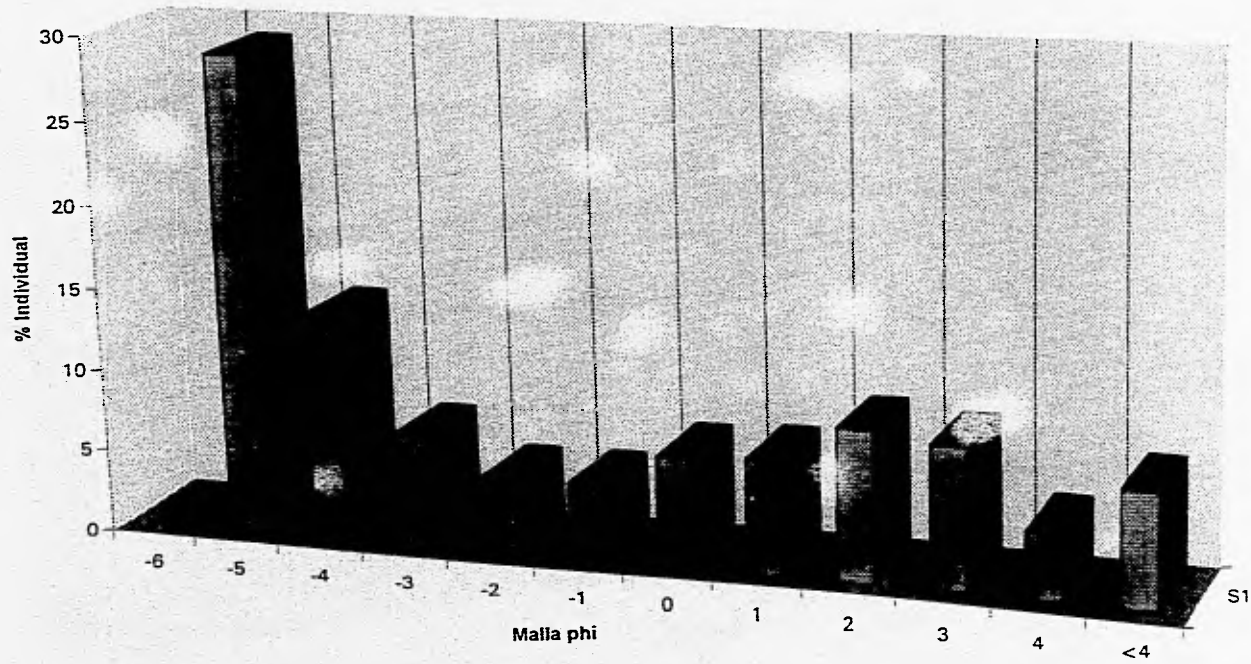


S1

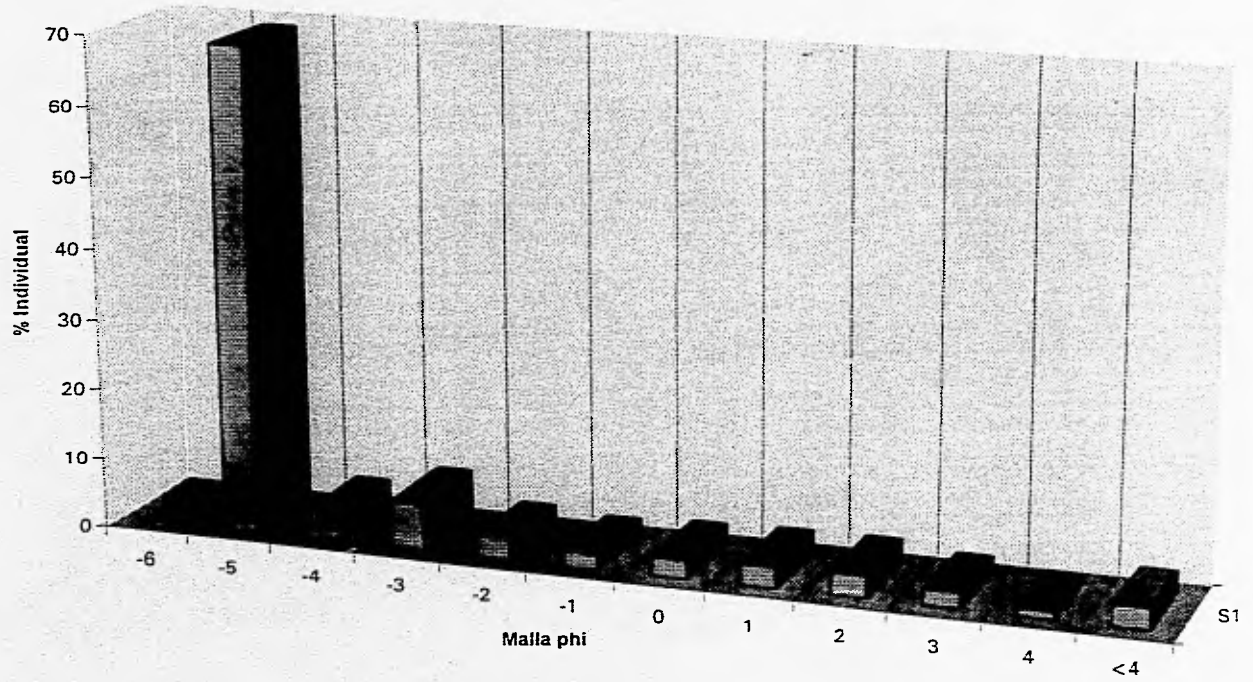
Muestra 4.1.7



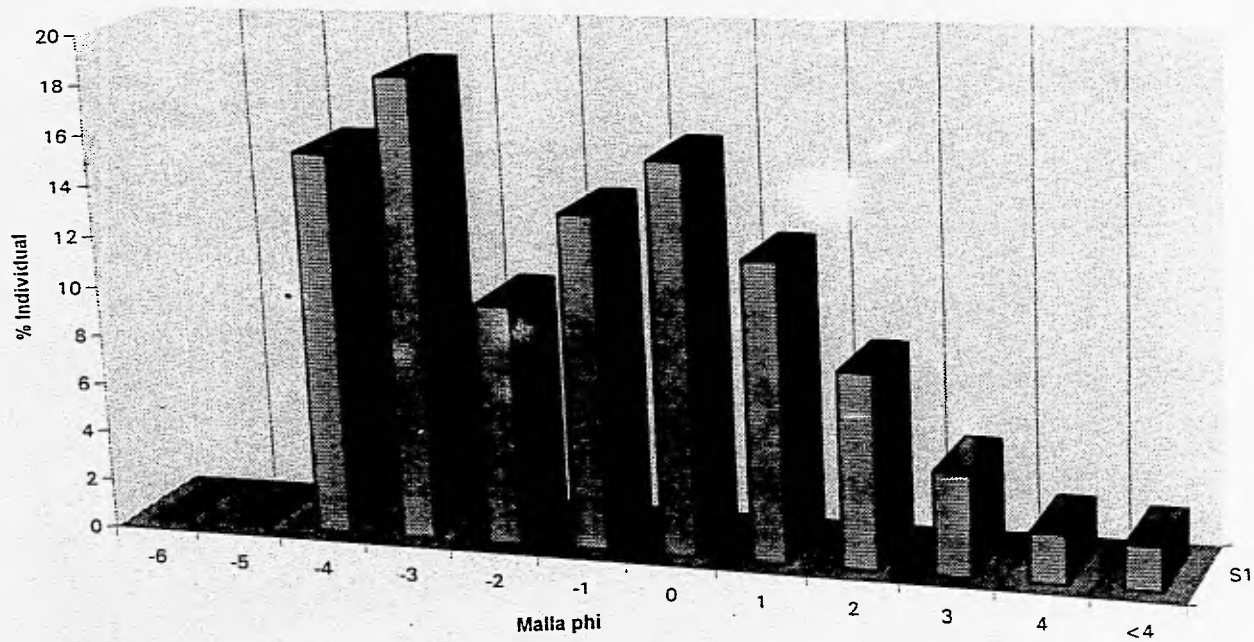
Muestra 4.2.1



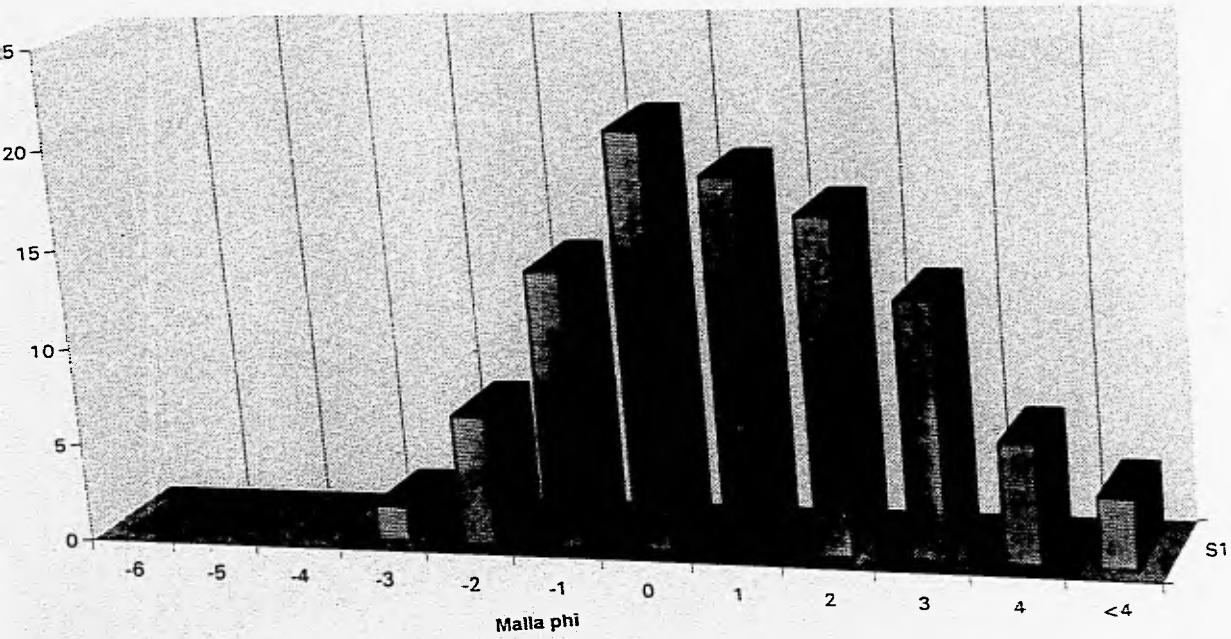
Muestra 4.6.1



Muestra 4.6.2

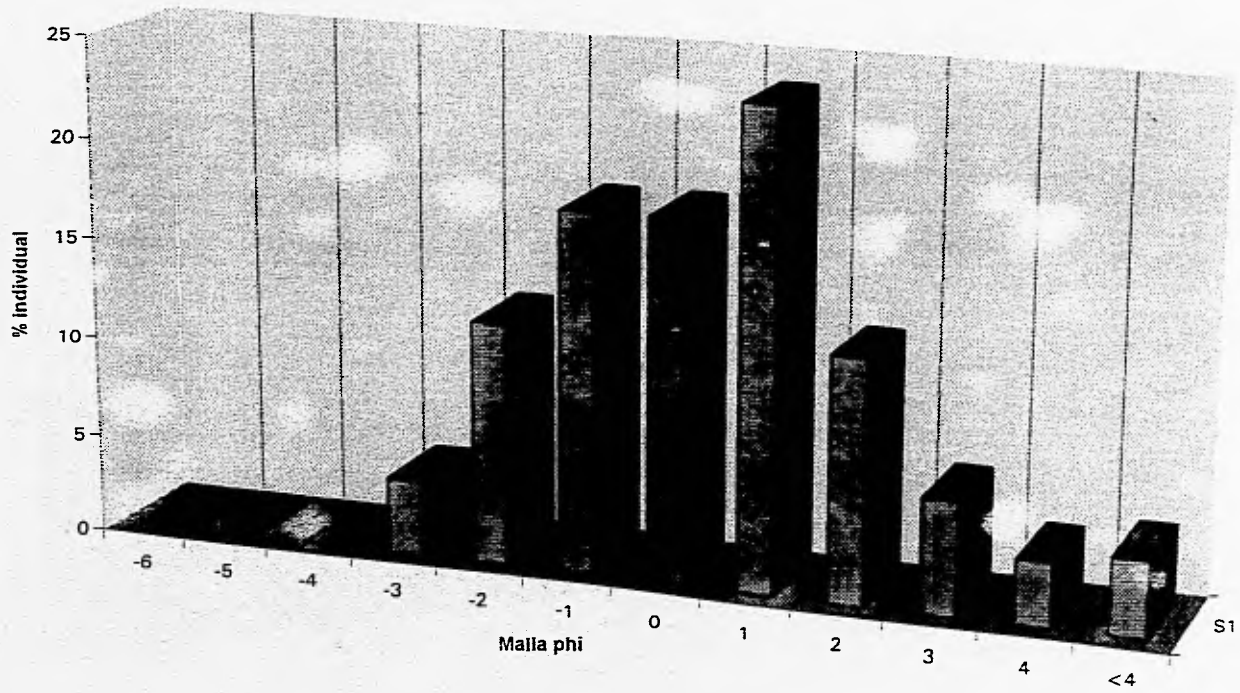


Muestra 4.6.3

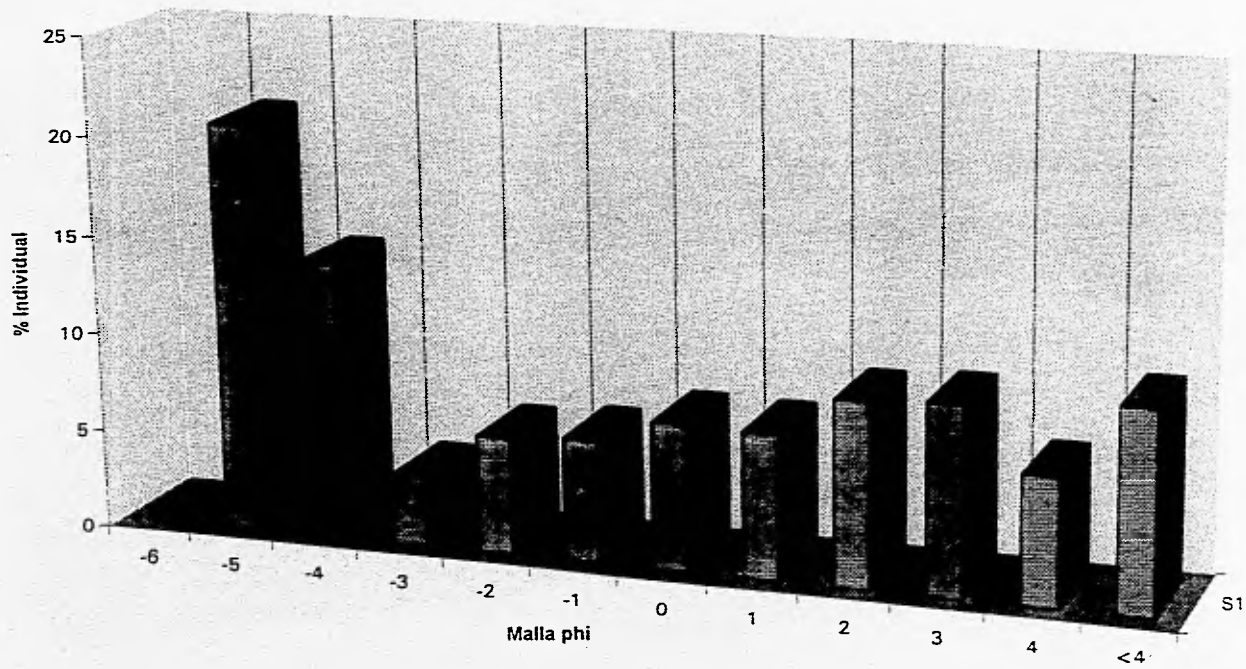


S1

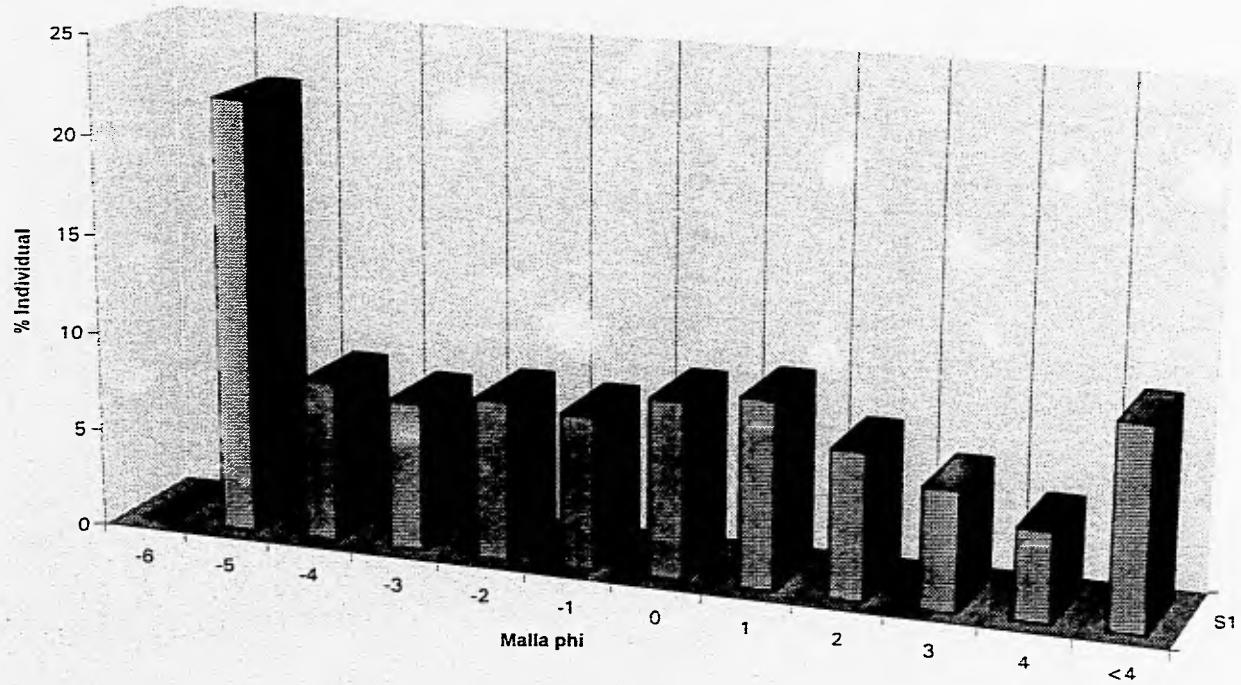
Muestra 4.6.4



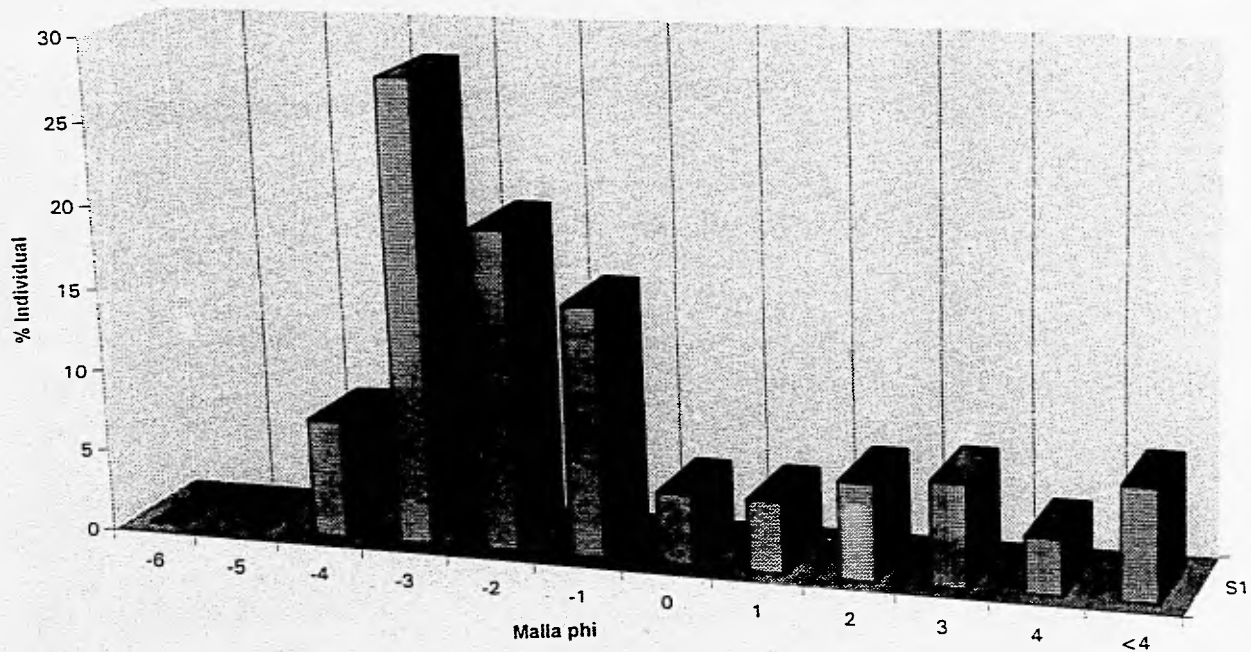
Muestra 5.9.4



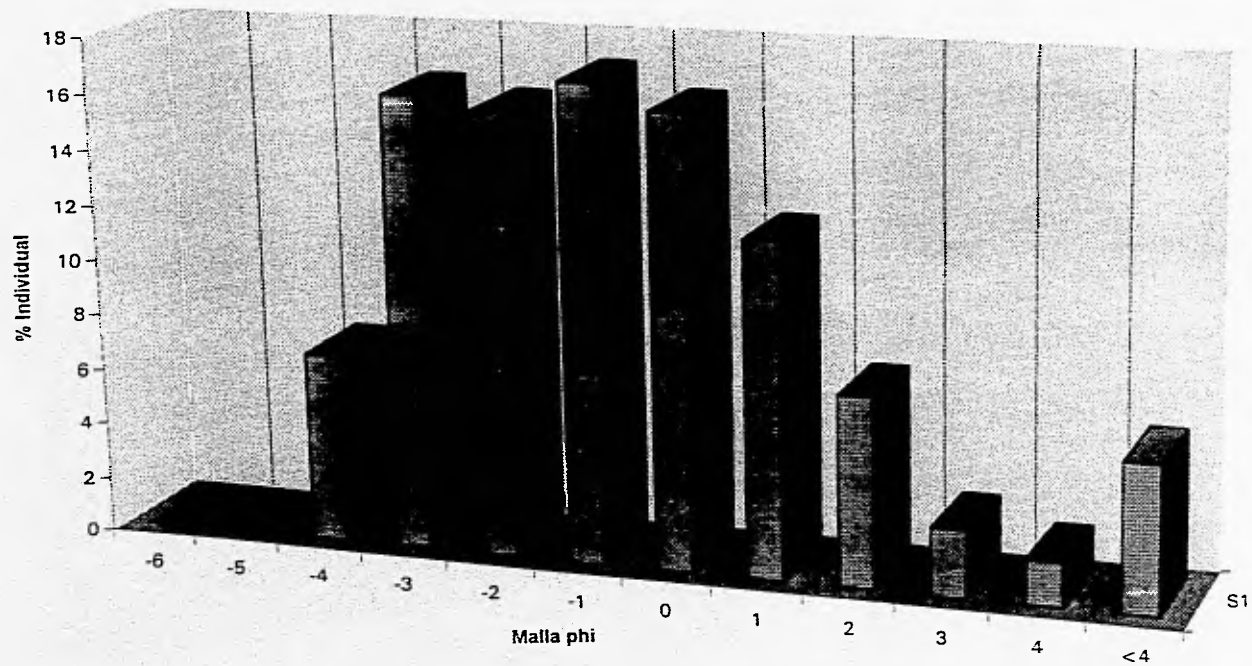
Muestra 6.1.1



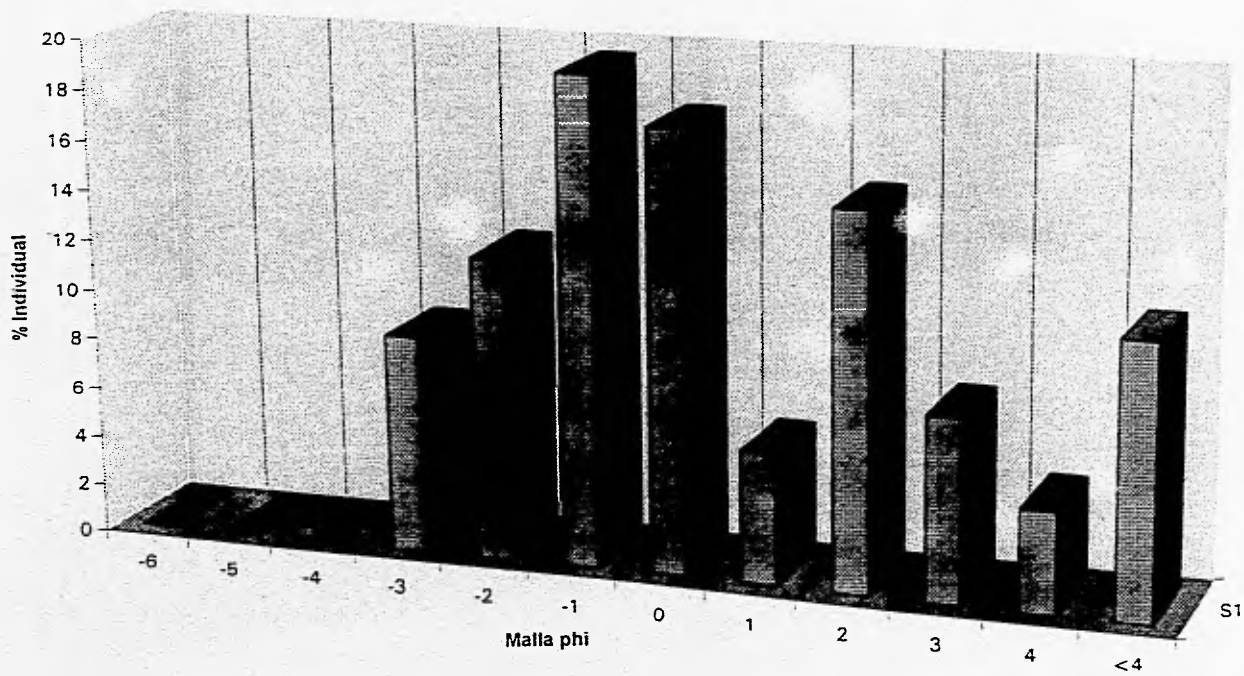
Muestra 9.1.2



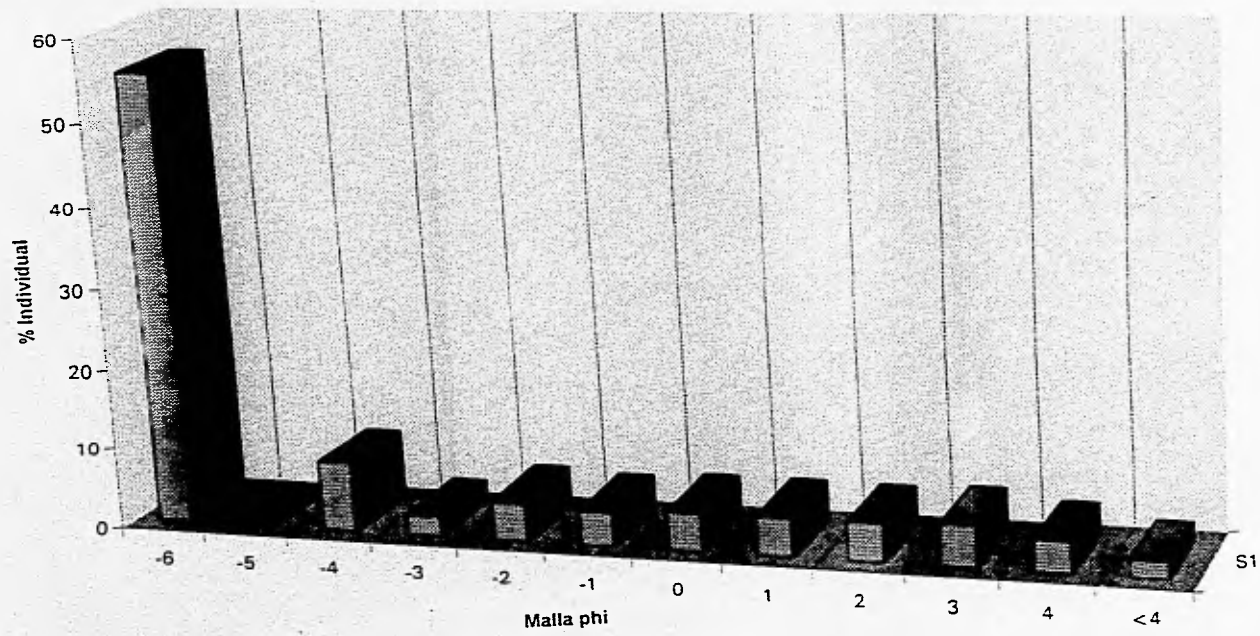
Muestra 11.2.1



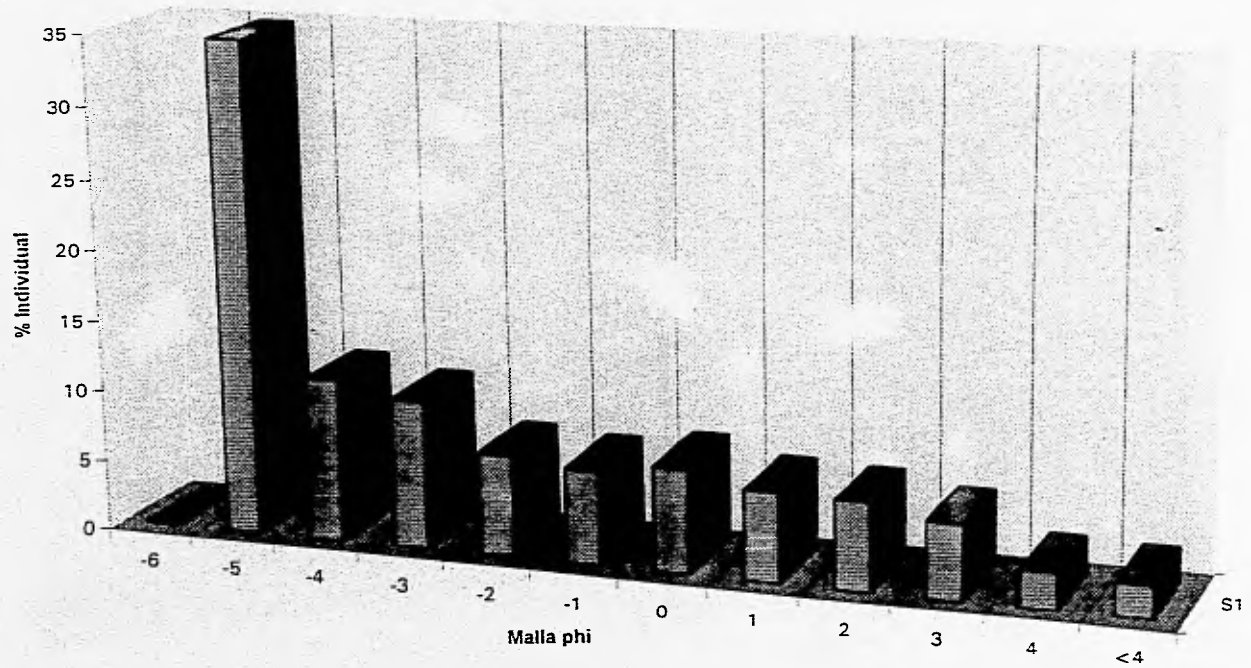
Muestra 11.5.1



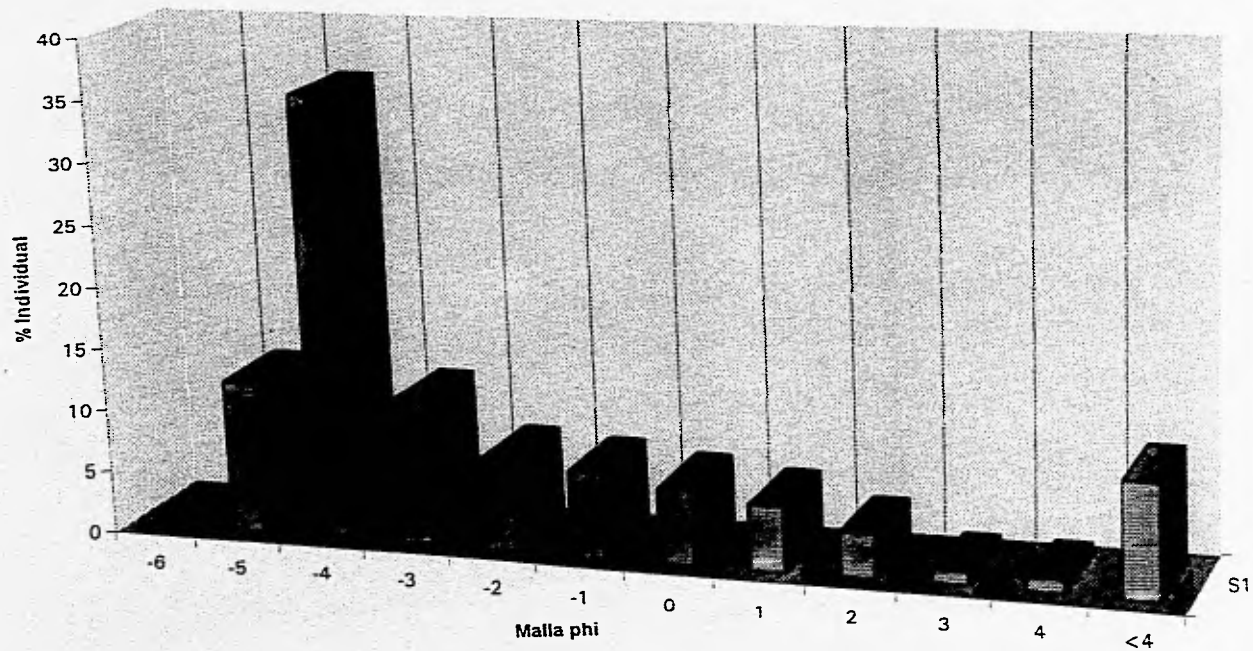
Muestra PIF-2a



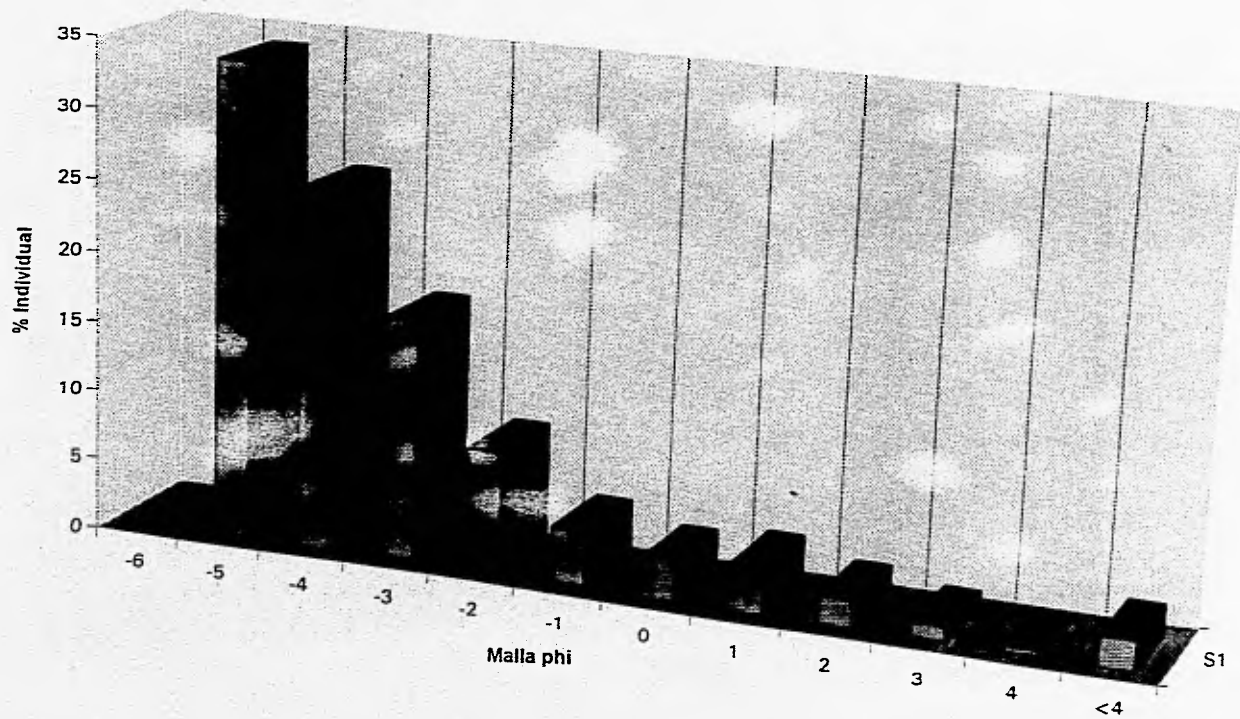
Muestra PIF-2b



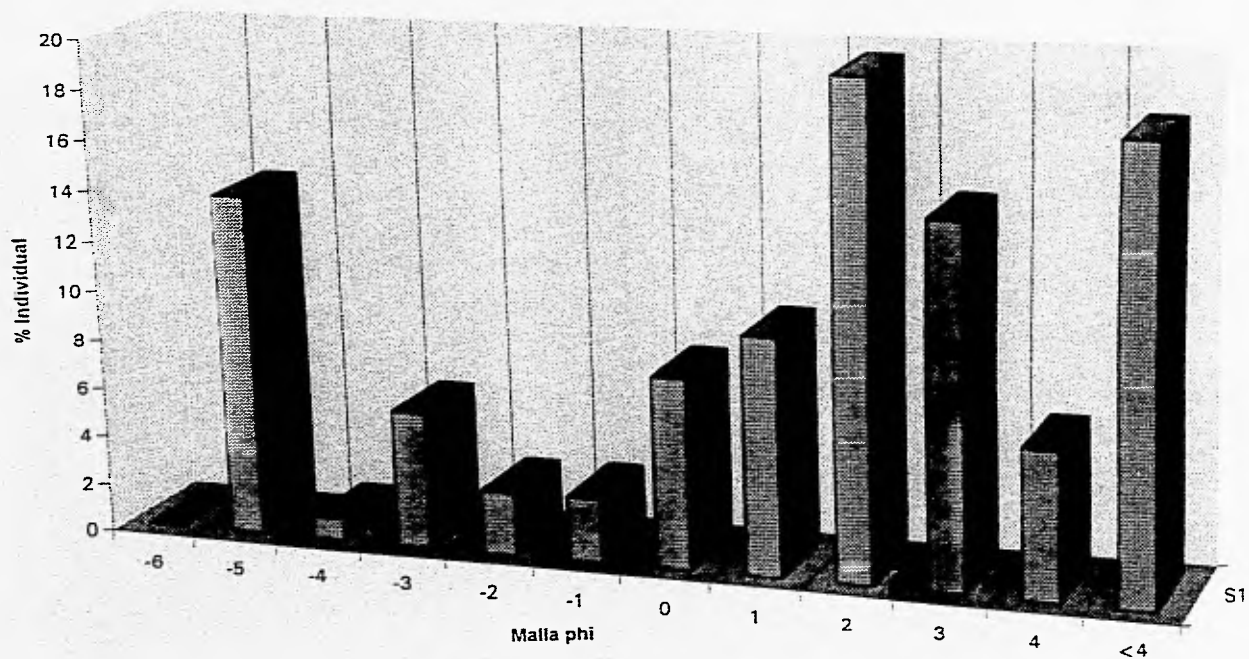
Muestra PIF-4b



Muestra PIF-4c

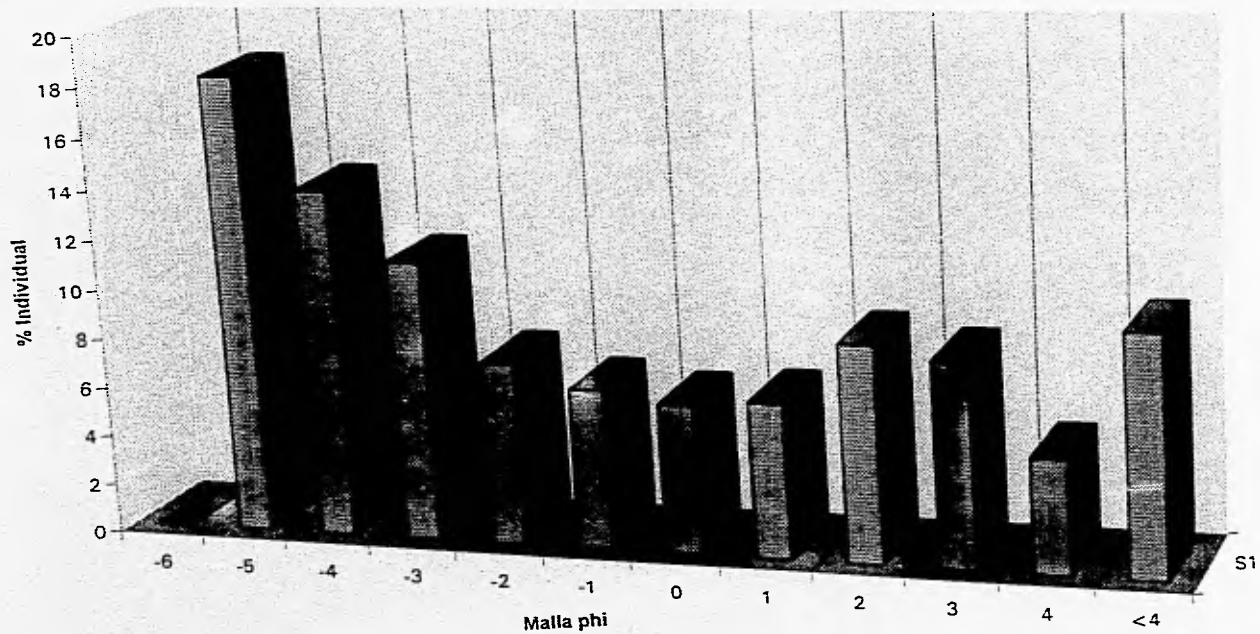


Muestra PIF-4d

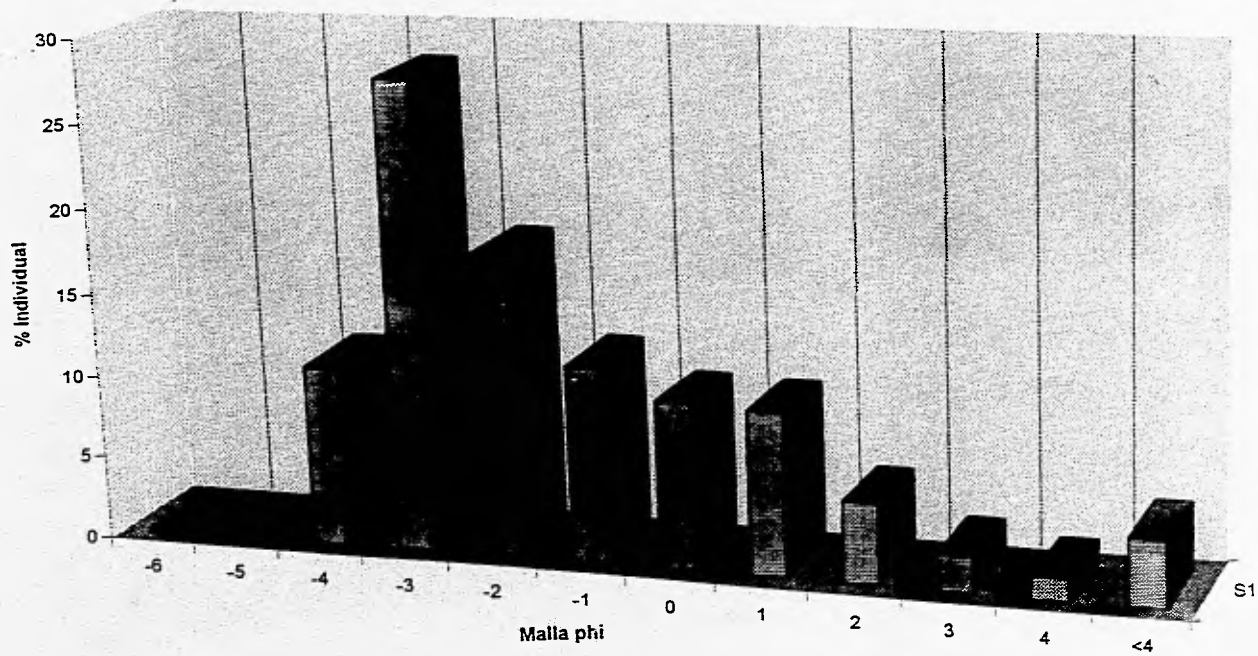


S1

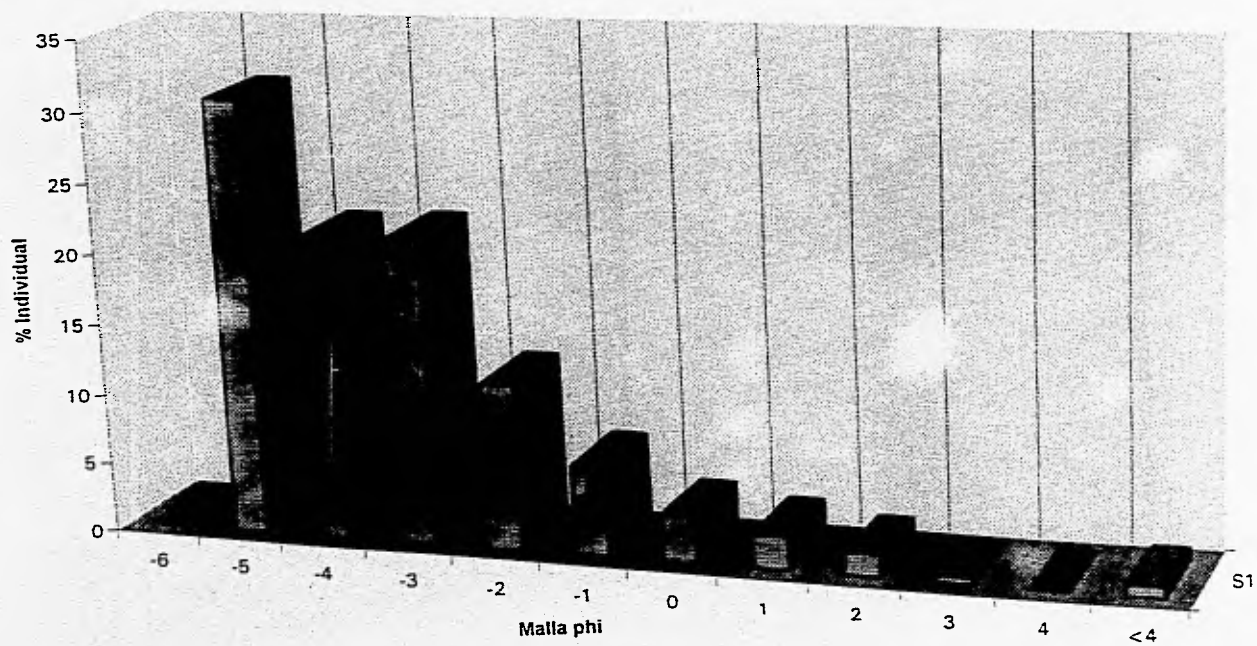
Muestra PIF-4e



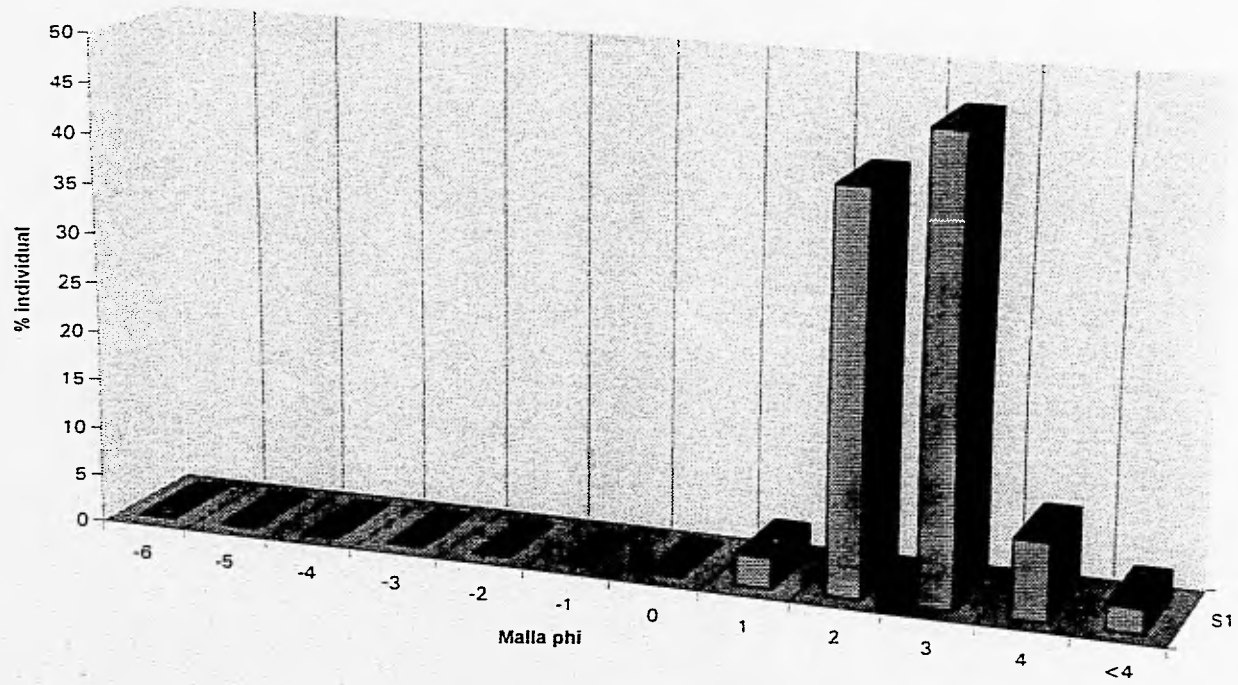
Muestra PIF-4f



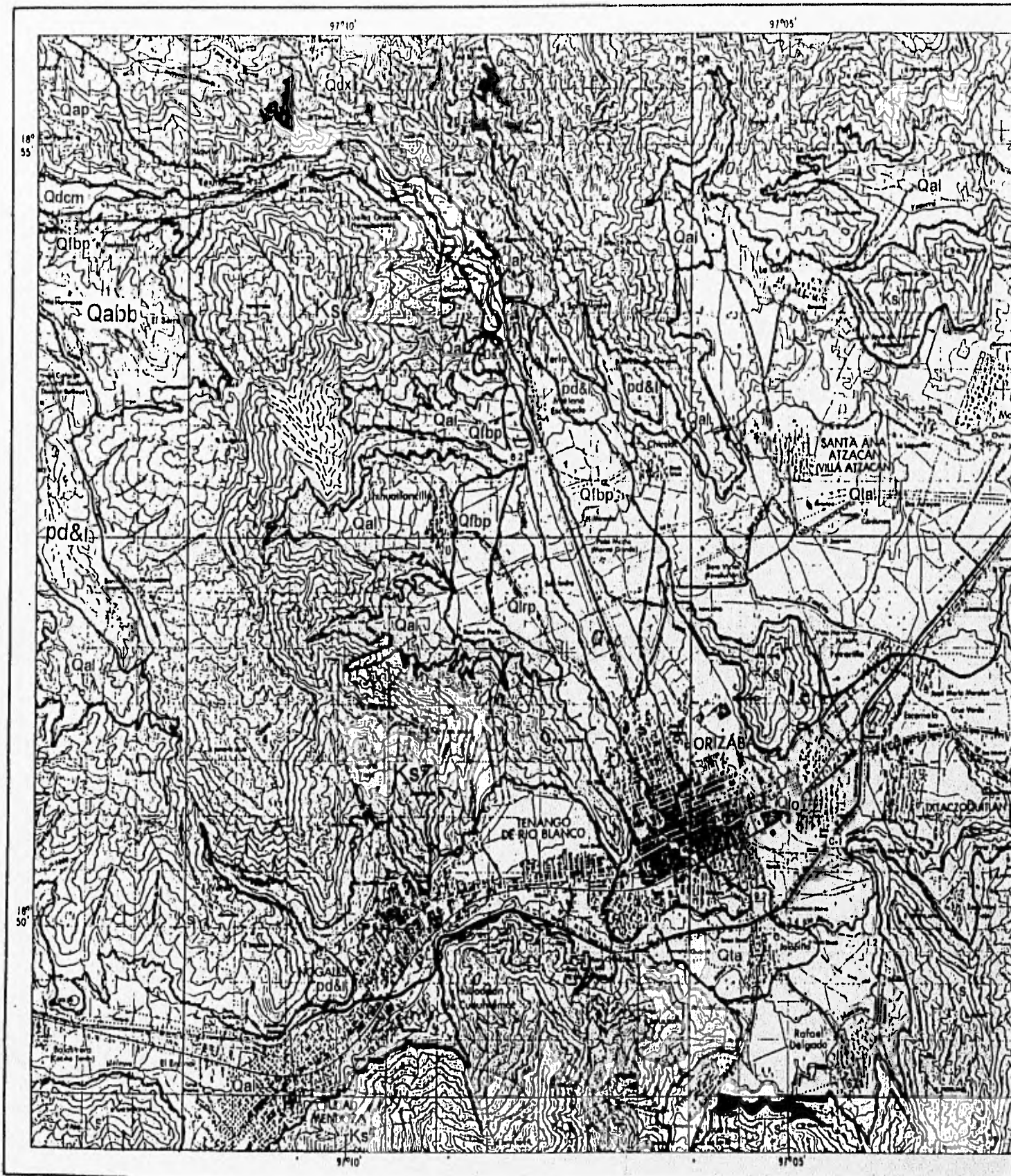
Muestra PIF-4g



Muestra PIF-6



ANEXOS





MAPA GEOLÓGICO-DE ORIZAB

LEYENDA

ZONA

Qal Depósito Ahuevol

Qalr Cuervo del Moorht
Flujos de lava dacítica
(de 1840 a 1911) en lavas
y con bombas laterales

Qlbp Rancho Palo
Flujos de lavas andesíticas
con mucho flujo
de lavas y granitos laterales

Qlps La Parra
Flujos de lavas andesíticas
(de 1840 a 1911)

Qla (granodiorita Cristóbal)
Flujos de lavas andesíticas
(de 1840 a 1911)

Qla (granodiorita Cristóbal)
Flujos de lavas andesíticas
y basálticas y murales
andesíticas

Qla Atzacán
Depositos de lavas

Qla (granodiorita Cristóbal)
Flujos de lavas andesíticas
(de 1840 a 1911)

Qla (granodiorita Cristóbal)
Flujos de lavas andesíticas
(de 1840 a 1911)

Qla San Blas
Flujos de lavas andesíticas
basálticas (de 1840 a 1911)

Qla

Rocas Sedimentarias Crásticas: Coahuila

pd&l

Depositos pleistocenos indiferenciados

SÍMBOLOS

Carretera de más de dos carriles

Carretera pavimentada

Terracería

Brecha

Venada

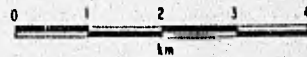
Líneas telefónica y telegráfica

Escuelas, templos, asistencia pública

Curvas de nivel sobre sea en metros

Dirección de corriente

Flecha



1 km

Tesis Profesional Claudia...

MAPA GEOLÓGICO-DE ORIZABA , VER



LEYENDA

ZONA

Qal Depósito Aluvial

Qal en Cuervo del Monte
Ago de lava del tipo
del tipo (Qal) en lavas
y con lavas lavadas

Qal Rancho Fila
Lava, monoclínica de la
mayoría, con mucho pro-
fesa y granito inerte

Qal La Fila
Flujos de lavas y
centros volcánicos
(Qal)

Qal (granítica Chetumal)
Flujos de lavas
primarias y secundarias
(Qal)

Qal Orizaba
Lava, monoclínica
intermedia entre lavas
y lavas lavadas

Qal Atzacán
Flujos de lavas

Qal Orizaba
Flujos de lavas lavadas
(Qal) lavadas

Qal San Blas
Flujos de lavas lavadas -
lavadas (Qal) en lavas

Qal

Rocas Sedimentarias Cratólicas: Cetzán y Luján

pd&l

Depósitos pleistocénicos indiferenciados

EDAD ERUPTIVA

Vocán Chetumal

Vocán Español de Oro

Vocán Tumulucá

SÍMBOLOS

Carrteras de más de dos carriles

Carrteras pavimentadas

Torreón

Brecha

Vedado

Líneas telefónica y telegráfica

Escuelas, templos, asistencia pública

Curvas de nivel acotadas en metros

Dirección de corriente

Faja



1m

Anexo 2-MAPA DE UBICACIÓN DE LAS SECCIONES Y MUESTRAS

