



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI

FACULTAD DE INGENIERIA

**Estudio de las avalanchas del Estrato-Volcán de
Atotonilco al SW del poblado Atotonilco, S.L.P.**

**REPORTE FINAL DEL CURSO DE OPCION A
NO TRABAJO RECEPCIONAL**

Presenta:

Marisol Sánchez Pérez

San Luis Potosí S.L.P. México, Octubre 1998





DEDICATORIA

Este trabajo se lo dedico, a las personas que han estado presentes de manera muy importante en diferentes etapas de mi vida:

A mis padres Alicia Sánchez Pérez y a Guillermo Sánchez Gutiérrez, sobre todo a mi papá por su esfuerzo y cariño mientras estuvo con nosotros.

“Este trabajo, culminación de mi carrera, te lo dedico con todo mi cariño y esfuerzo por tú fuerza y valentía al pasar por esta vida.”

A mis hermanos por su apoyo: Guillermo, Alicia, Carlos, Verónica y sobre todo a Martha Elena por su amistad en esto últimos dos años.

A La familia Villalobos Moreno: Por su invaluable soporte y cariño, a Chato, Tere, Sergio y Paola.

A mis confidentes: Pilar Arce de Cortez y Eduardo Valle

A Dios por darme la vida

INDICE

RESUMEN	i
AGRADECIMIENTOS	ii
I INTRODUCCION	1
I.1 OBJETIVO	1
I.2 MATERIALES Y METODOLOGIA	1
I.3 ANTECEDENTES	1
I.4 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO	1
II GEOLOGIA	4
II.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL	4
II.1.1 ESTRATO – VOLCAN DE ATOTONILCO	4
II.2 GEOLOGIA LOCAL:	10
II.2.1 Serie Volcánica Atotonilco	10
II.2.2 Ignimbrita El Organo	20
II.2.3 Serie Volcánica Potrerillo	20
II.2.4 Conglomerado Sta. Catarina	21
II.2.5 Coluvión	21
II.2.6 Aluvión	21
II.3 DEFINICIONES	23
II.3.1 Estrato-Volcán	23
II.3.2 Avalancha	24
III PETROGRAFIA	30
III.1 SERIE POTRERILLO	30
III.2 IGNIMBIERTA EL ORGANO	30
III.3 TAPON DACITICO	30
III.4 BRECHA EXPLOSIVA	31
III.5 ANDESITA VITREA	31
III.6 AVALANCHA	31
III.7 DERRAMES DACITICOS	32
III.8 ANDESITAS BASALES	32
IV INTERPRETACION	39
V CONCLUSIONES	41
VI BIBLIOGRAFIA	42

RESUMEN

Se han estudiado algunos depósitos de avalanchas que forman parte de la denominada Serie Volcánica Atotonilco, de edad Oligoceno, estos fueron mapeados y descritos para determinar su espesor, su origen y comprobar si son o no avalanchas.

Con el nombre Serie Volcánica Atotonilco se ha designado a un paquete grueso de rocas andesíticas y dacíticas que se considera forman parte de un amplio estrato-volcán cuya mejor exposición se localiza hacia el SW del área, en la cercanía del poblado de Atotonilco, San Luis Potosí S.L.P., con un espesor de 500m en su parte central.

Se describió dicho estrato-volcán, con sus diferentes derrames, avalanchas y flujos piroclásticos, así como su asociación con otros derrames como la Ignimbrita El Organo proveniente de la caldera de Milpa Grande, y otros como los de La Serie Potrerillo. Para tener una mejor descripción se hizo también una descripción petrográfica, tanto de la Serie Volcánica Atotonilco como de las unidades ígneas que afloran en el área de estudio.

Los derrames que se encontraron son:

- Andesitas basales (Tab)
- Derrames dacíticos (Tvad)
- Andesita vítrea (Tav)
- Avalancha (Tava)
- Brecha explosiva (Tbea)
- Tapón dacítico (Ttda)

Los depósitos de avalancha se estudiaron en 3 porciones: en el Cerro de la Cruz al poniente del poblado de Santa Catarina; en la carretera 70 antes de llegar al poblado de Santa Catarina y en el camino a San Martín de Abajo, de los cuales se hizo una descripción global de la avalancha del Estrato-Volcán de Atotonilco, de su matriz en los 3 lugares, y los líticos del afloramiento en el Cerro de la Cruz y en el afloramiento en el corte de la carretera 70 antes de llegar al Santa Catarina. Con los líticos se hizo una comparación de su composición mineralógica al microscopio con la composición mineralógica de los derrames que forman al Estrato-Volcán de Atotonilco, donde la avalancha contiene fragmentos muy semejantes a uno de los derrames que forman el cono del estrato-volcán, lo cual nos indica que posiblemente la avalancha es el resultado de la destrucción de parte del edificio de este estrato-volcán.

La avalancha presenta fragmentos angulares a subangulares desde 2cm hasta 3m de diámetro dentro de una matriz arenosa. En algunos lugares se observa estructuras de rompecabezas en los fragmentos y porciones con alteración hidrotermal.

AGRADECIMIENTOS

Al director del Instituto de Geología de la UASLP el Ingeniero Guillermo Labarthe Hernández, por su asesoría y autorización para la elaboración de este trabajo, a si como su aportación a mi formación con sus enseñanzas y paciencia que tuvo conmigo, además del apoyo económico otorgado.

Al Ing. Margarito Tristán González, por su apoyo, consejos y confianza durante la realización del este trabajo.

Al Dr. Rafael Barbosa Gudiño por sus comentarios y ayuda para resolver problemas relacionados con este trabajo.

Ing. Erasmo Mata Martínez, por su ayuda en la realización de varias figuras ilustrativas.

Al M.C. Alfredo Aguillón Robles, M.C. José Ramón Torres Hernández, Ing. José Luis Mata Segura e Ing. José Escamilla Casas, por sus consejos y aportaciones a este trabajo.

Al Ing. María Lidia de la Huerta Cobos por su invaluable ayuda en el proceso de este trabajo. Por su apoyo y amistad.

AL Ing. Víctor Manuel Alvarez Maya, Ing. Karina Cervantes de la Cruz, Rosa Oviedo Lara, M. Pamela Durston Worona Dr. Everardo Fernández Rangel y Enrique Motilla Moreno

Al Personal administrativo Sra. Ma. del Refugio Ojeda Olvera, Evangelina Herrera Sierra y Efrén Roman Guerrero Nava.

A mis profesores de licenciatura, por sus enseñanzas, especialmente al Ing. Joel Milán Navarro Jefe del Area Ciencias de la Tierra, por haber implantado el "curso de opción a no trabajo recepcional", justificación de este trabajo, al Ing. Juan Manuel Torres Aguilera y al Ing. Manuel Mayer Tanguma por su apoyo para la realización de 4 láminas delgadas.

Al Ing. Ramón Ortiz Aguirre por su ayuda y apoyo durante la licenciatura.

A la M.C. Lucia Capra por facilitarme información muy útil para la realización de este trabajo.

A las Familias Villalobos Pérez y Villalobos Moreno, al Dr. Eduardo Valle, y a la Dra. Pilar Arce de Cortés.

A Dios, a mis padres y hermanos, por estar conmigo durante momentos difíciles y alegres de mi vida.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Mapa de localización del área de estudio	2
Figura 2.	Vías de localización del área de estudio	3
Figura 3.	Unidades paleogeográficas	5
Figura 4.	Provincias geológicas	6
Figura 5.	Hidrología del área de estudio	9
Figura 6.	Estrato-Volcán de Atotonilco vista hacia el norte (Foto)	8
Figura 7.	Estrato-Volcán de Atotonilco vista hacia el norte (Foto)	8
Figura 8.	Estrato-Volcán de Atotonilco vista hacia el sur (Foto)	8
Figura 9.	Estrato-Volcán de Atotonilco	11
Figura 10.	Sección esquemática de la serie volcánica Atotonilco al sur de este poblado	12
Figura 10.1	Estratigrafía del Estrato-Volcán de Atotonilco	13
Figura 11.	Matriz de la Avalancha (Foto)	15
Figura 11.1	Matriz de la Avalancha (Foto)	15
Figura 12.	Estructura de rompecabezas (Foto)	16
Figura 12.1	Estructura de rompecabezas (Foto)	16
Figura 12.2	La Avalancha camino a San Martín de Abajo compuesta por bloques de 2cm a 3m, presenta alteración hidrotermal(Foto)	16
Figura 12.3	Estructura de rompecabezas dentro de una matriz arenosa (Foto)	16
Figura 13.	Cambio rápido de una zona de fragmentos grandes a fragmentos pequeños dentro de la avalancha (Foto)	17
Figura 13.1	Bloque de 3 m, presenta estructura de rompecabezas y un cambio brusco del tamaño de los fragmentos de la avalancha (Foto)	18
Figura 13.2	Avalancha hacia San Martín de Abajo presenta hidrotermalismo (Foto)	18
Figura 13.3	Avalancha hacia San Martín de Abajo con alteracion hidrotermal (Foto)	18
Figura 13.4	Avalancha del Estrato-Volcán de Atotonilco que en su parte superior presenta conglomerado (Foto)	18

Figura 14. Dique andesítico que probablemente corresponde a la Serie Potrerillo (Foto)	22
Figura 15. Conglomerado (Foto)	22
Figura 16. Detalle del conglomerado (Foto)	22
Figura 17. Sección esquemática de la transición de avalancha de escombros a depósito fluvial	26

Fotografías de laminas delgadas de la secuencia estratigráfica del Estrato-Volcán de Atotonilco

Figura 18. Serie Proterillo (Foto)	33
Figura 19. Ignimbrita El Organo textura (Foto)	33
Figura 19.1 Ignimbrita El Organo mineralogía (Foto)	33
Figura 20. Tapón dacítico (Foto)	34
Figura 21. Brecha explosiva (Foto)	34
Figura 22. Andesita vítrea (Foto)	34
Figura 23. Matriz de la Avalancha luz natural (Foto)	35
Figura 23.1 Matriz de la Avalancha luz polarizada (Foto)	35

Laminas delgadas de los componentes de la avalancha

Figura C.1 Andesita (Foto)	35
Figura C.2 Andesita (Foto)	36
Figura C.3 Andesita (Foto)	36
Figura C.4 Andesita (Foto)	36
Figura C.5 Andesita (Foto)	37
Figura C.6 Andesita (Foto)	37
Figura C.8 Andesita (Foto)	37
Figura 24. Derrames dacíticos (Foto)	38
Figura 25. Andesitas basales (Foto)	38
Figura 25.1 Andesitas basales (Foto)	38
Figura 26. Anexo mapa preliminar de la geología del Estrato-Volcán de Atotonilco	
Figura 27. Anexo sección geológica del Estrato-Volcán de Atotonilco	

I INTRODUCCION

I.1 OBJETIVO

El objetivo de este trabajo es el definir, caracterizar y diferenciar los afloramientos de las avalanchas del Estrato-Volcán de Atotonilco, así como describir e interpretar en términos de campo y petrográficos el origen de los productos que las integran.

I.2 MATERIALES Y METODOLOGIA

Se utilizaron como base topográfica. Las cartas topográficas de INEGI 1:50,000 de Salitrera (F-14-C-15) y de Santa Catarina (F-14-A-85).

Se dispuso de fotografías aéreas en blanco y negro, de los vuelos a escala 1:25,000, para hacer la interpretación, la cual se hizo en gabinete con estereoscopio de espejos y posteriormente se procedió a la verificación de campo.

Otra herramienta de trabajo fueron las 32 láminas delgadas de muestras recopiladas en el campo, que se utilizaron para determinar mediante estudios petrográficos los componentes de las avalanchas, así como los diferentes derrames de lava.

I.3 ANTECEDENTES

Se utilizaron los planos geológicos de Salitrera (Labarthe-Hernández *et. al.* 1984), y el plano geológico Sta. Catarina (Garza-Blanc, 1978).

En la cartografía de la Hoja Santa Catarina (Garza-Blanc, 1978), consideró las andesitas y avalancha (aglomerado) del área como pertenecientes a la Andesita Casita Blanca del Eoceno. Sin embargo aunque "Sus relaciones estratigráficas descritas son correctas, su correlación con la Andesita Casita Blanca no lo es de acuerdo a que, esas rocas son en realidad una continuación hacia el norte de la "Serie Volcánica Atotonilco" y deben de pertenecer a esta unidad." (Labarthe-Hernández, *et. al.* 1984)

I. 4 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO

1.- Localización:

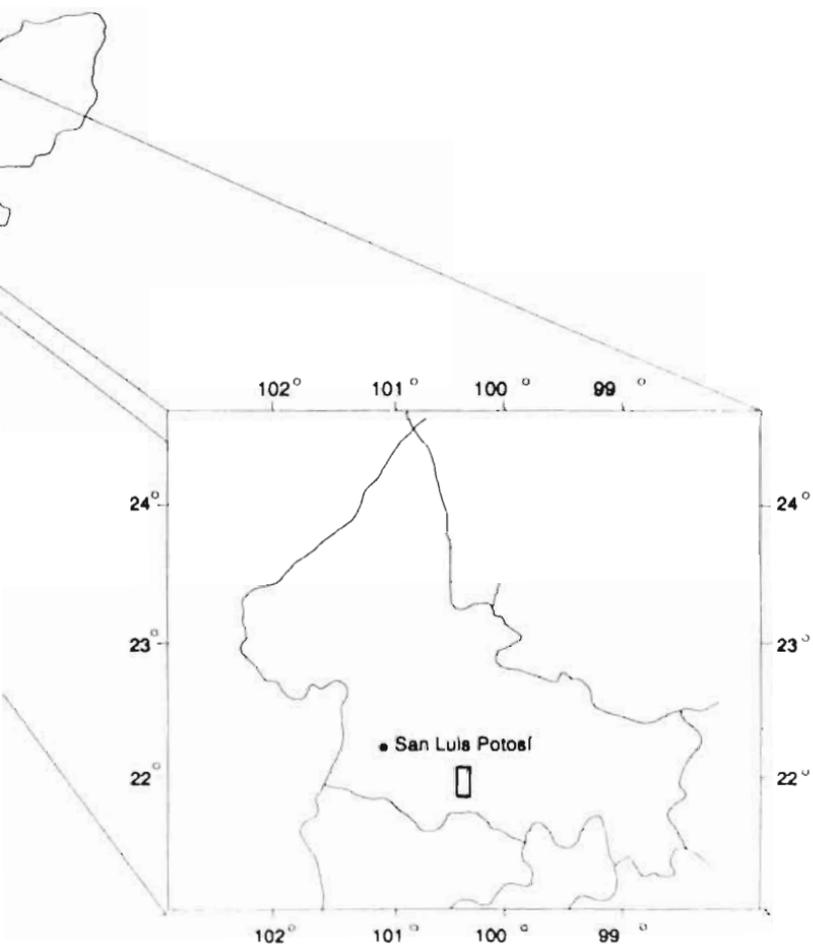
El área de trabajo se encuentra entre los paralelos 21° 55' 30" y 22° 09' 06" de latitud norte y los meridianos 100° 25' y 100° 31' de longitud oeste, cubriendo un área de aproximadamente 249.6 km². (Figura 1)

2.- Vías de Acceso:

La principal vía de acceso al área es la carretera No. 70, tramo San Luis Potosí - Río Verde. A partir de ésta, se encuentran una serie de terracerías y una carretera rumbo al poblado de Atotonilco, que comunican a la zona de estudio. (Figura 2)



FIGURA No 1 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO



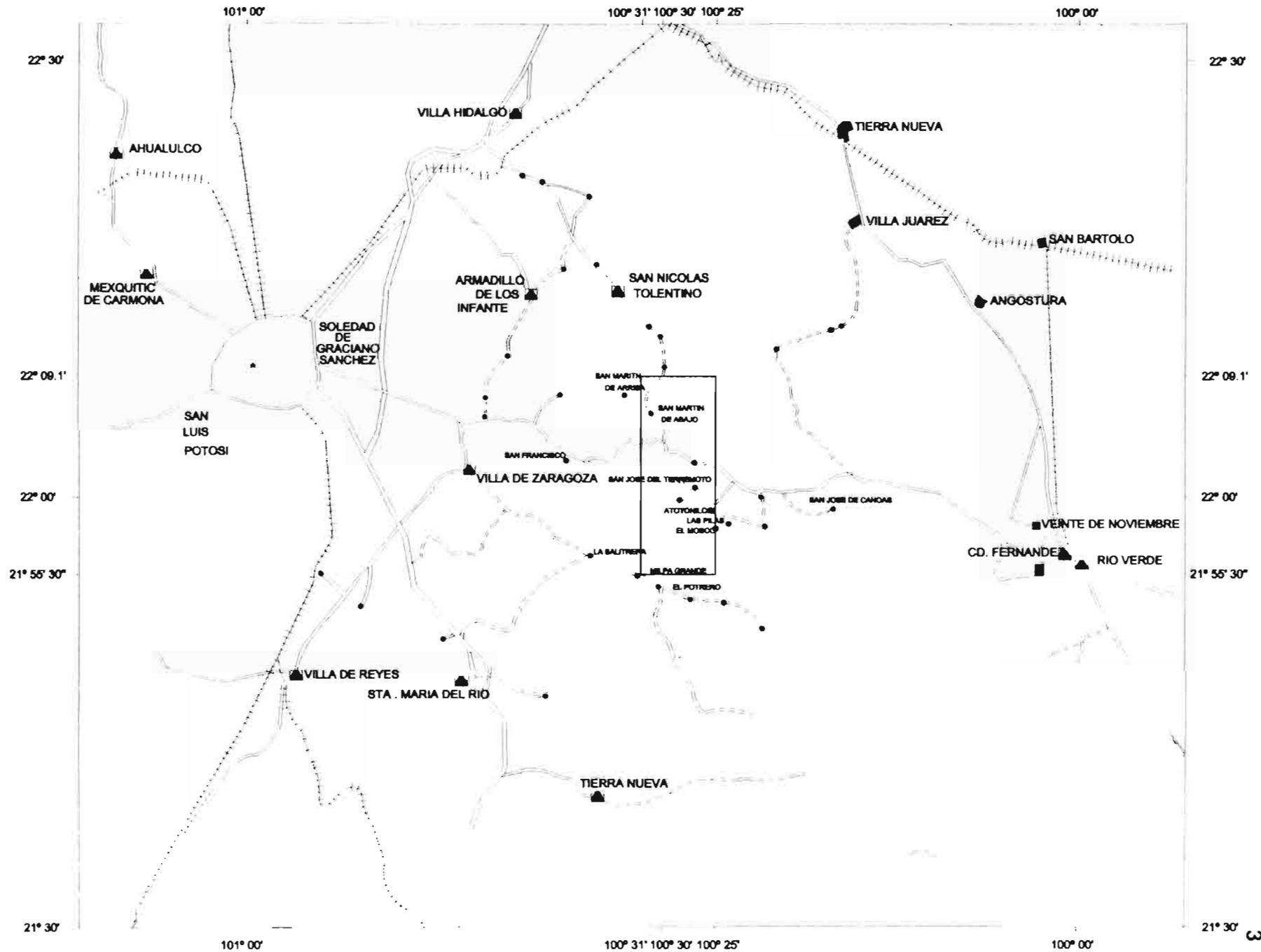


Figura 2

Vías de localización del área de estudio

Área de estudio

II GEOLOGIA

II.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El área de estudio se encuentra comprendida dentro de la unidad paleogeográfica de edad mesozoica, conocida con el nombre de Plataforma Valles-San Luis Potosí. La Plataforma Valles-San Luis Potosí (Figura 3), es un gran bloque de posibles rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas en el subsuelo, plegadas y falladas, sobre el cual se depositó una secuencia delgada de sedimentos marinos del Jurásico superior y secuencias potentes de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y postarrecifal del Cretácico. (Carrillo-Bravo 1971).

Hacia el occidente se encuentra el límite entre la Plataforma y la Cuenca Mesozoica del Centro de México; el límite entre estas unidades está definido por un cambio interdigitacional entre las formaciones el Abra y Cuesta del Cura, que son sedimentos calcáreos de edad Albiano – Cenomaniano.

Sobre la Plataforma, ya en el Turoniano, se depositaron terrígenos y calizas de la formación Soyatal. A fines del Cretácico empiezan los primeros efectos producidos por la Orogenia Laramide, que continúa hasta el Eoceno y que ocasionó una deformación fuerte sobre todo en los sedimentos del Cretácico, dando como resultado una serie de plegamientos casi todos recostados hacia el NE en los sedimentos más plásticos y de capas delgadas, mientras que dentro del macizo formado por los sedimentos de capas gruesas de la formación El Abra, el plegamiento es más amplio del tipo asimétrico. (Labarthe-Hernández, *et. al.* 1984).

La actividad volcánica empieza con la emisión de la Andesita Salitrera de edad Oligoceno, al SW del Estrato-Volcán de Atotonilco, que cubre irregularmente a los sedimentos marinos, la cual está cubierta a su vez en la parte norte por los flujos de lavas y avalanchas del Estrato-Volcán de Atotonilco, ésto ya dentro del Oligoceno inferior, continuándose después la emisión de la Ignimbrita El Organo de edad Oligoceno, la cual sufre un período corto de erosión y sobre la cual se depositó la Ignimbrita Santa María de edad Oligoceno. Todo el paquete existente sufrió un colapso dando origen a la Caldera de Milpa Grande, estructura que posteriormente fue cubierta por numerosos flujos de lava de composición dacítica y andesítica de la Serie Potrerillo. Seguido a esto, hay un corto periodo en que la erosión alcanza a labrar formas de denudación que son cubiertas enseguida por los flujos de lava de la Traquita Ojo Caliente de edad Oligoceno, Andesita Estanco y la Latita Portezuelo de edad Oligoceno, que provienen del poniente. En la margen sur de la caldera, tiene lugar el emplazamiento del cuerpo intrusivo de Palo Verde de edad Oligoceno, que a su vez es intrusionado por domos riolíticos.

Después de todos los eventos, tanto volcánicos como tectónicos, tiene lugar un período de denudación y erosión estos procesos son los responsables de nuestro paisaje actual. (Labarthe-Hernández, *et. al.* 1984).

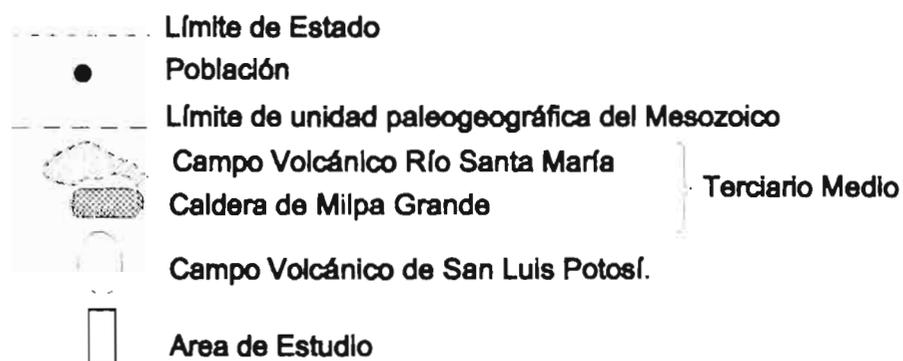
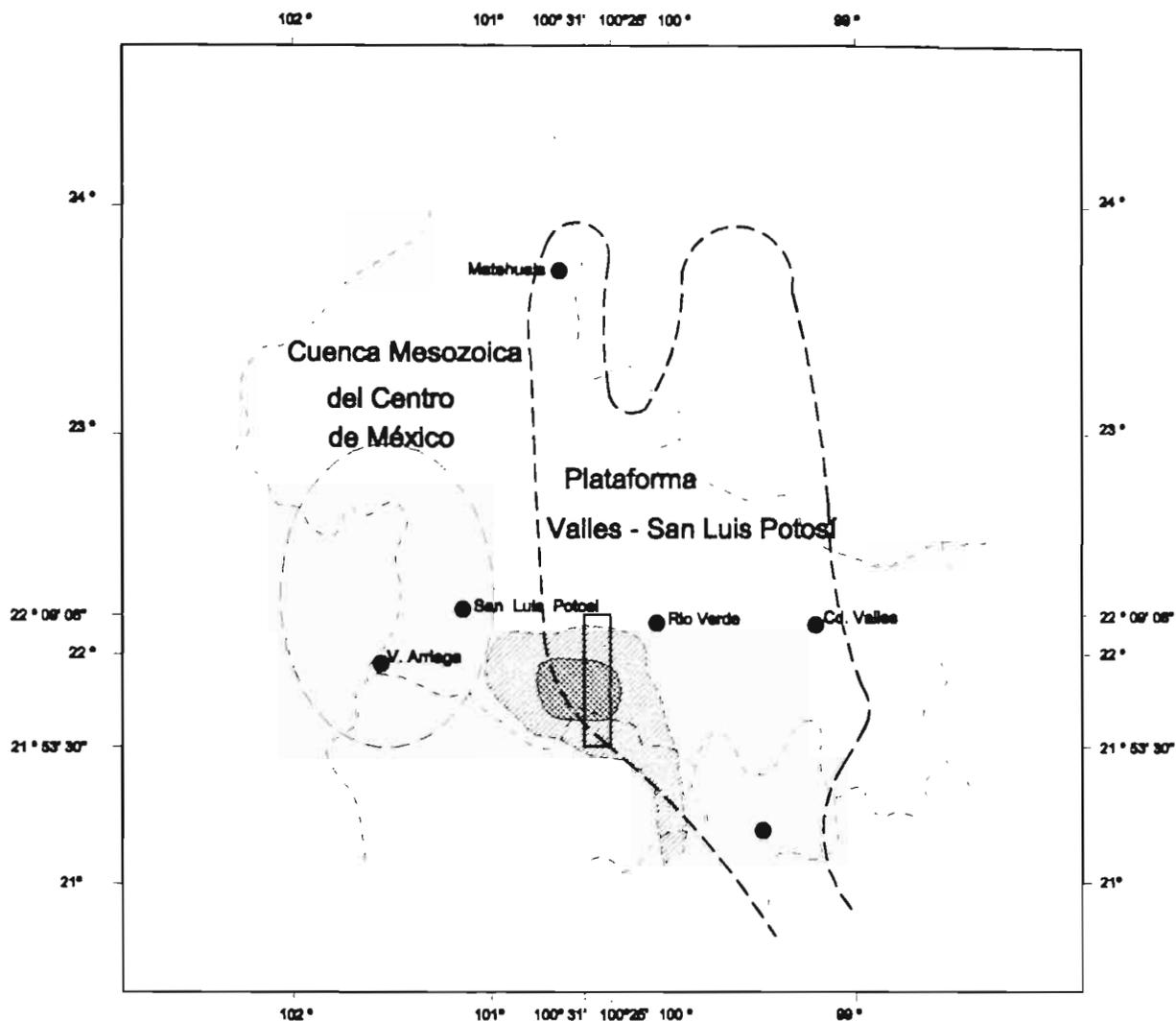
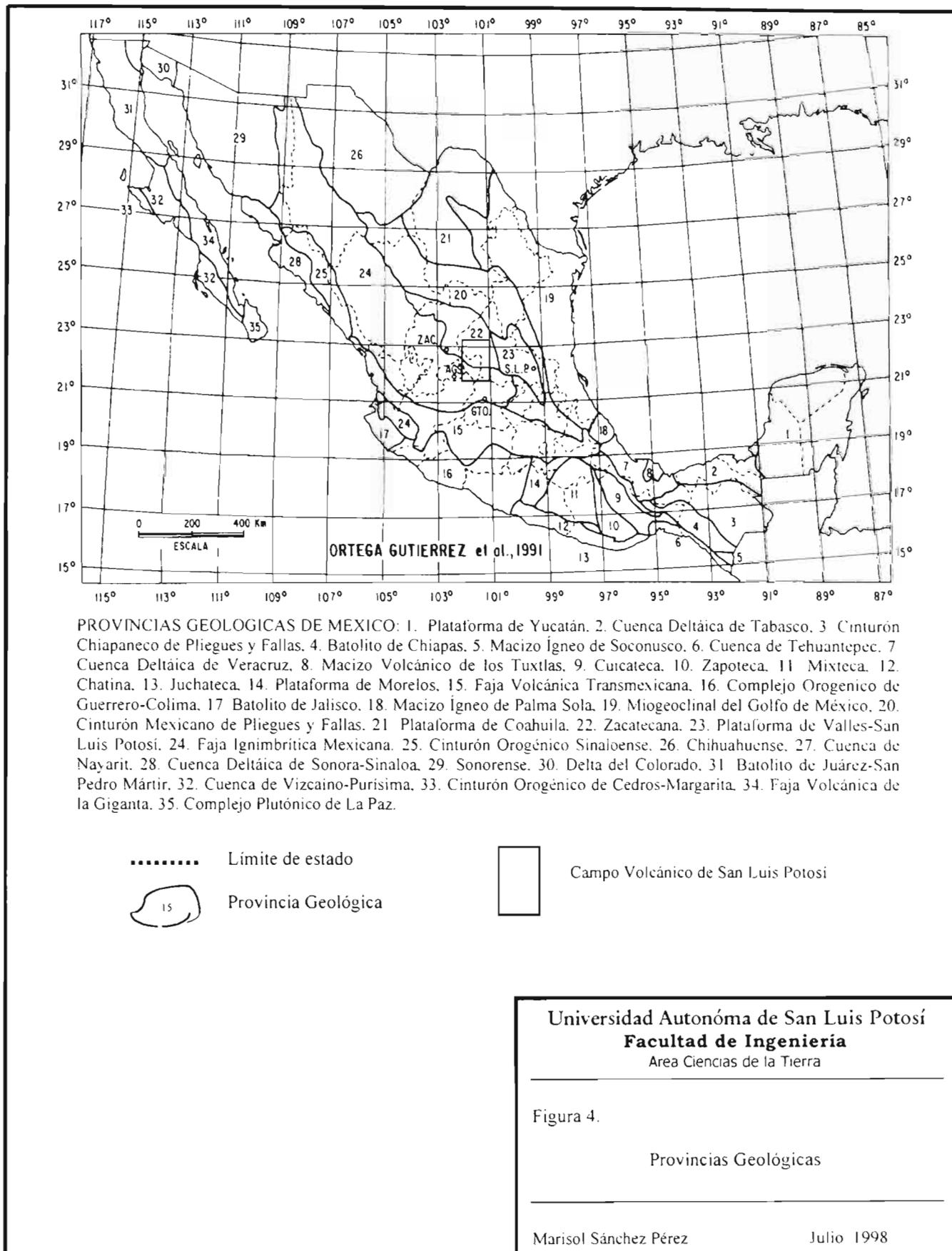


Figura 3. Unidades paleogeográficas del Mesozoico en el estado de San Luis Potosí, (Carrillo - Bravo, 1971). Ubicación de la Caldera de Milpa Grande (Grasel 1979; Tristán, 1986; Labarthe et al., 1989).



II.1.1 ESTRATO-VOLCAN DE ATOTONILCO

El Estrato-Volcán de Atotonilco se encuentra en la parte central norte del área estudiada, con altitudes que varían entre los 1200 y 1900 msnm, donde la topografía es abrupta en sus partes altas con desarrollo de escarpes elevados, y hacia sus partes bajas los cerros son de formas más suaves y redondeados, originando una pendiente escalonada más o menos suave hacia el valle de Santa Catarina.

El patrón de drenaje (Figura 5) es del tipo dendrítico por captura, desarrollado en gran parte sobre la pendiente norte, estando dentro de la categoría de fondo rocoso y efímero.

Esta estructura corresponde a una serie volcánica local, tratándose de un antiguo Estrato-Volcán formado por un paquete grueso de 500m de espesor en su porción central de una secuencia de andesitas, que predominan hacia la base, así como avalanchas andesíticas y dacitas.

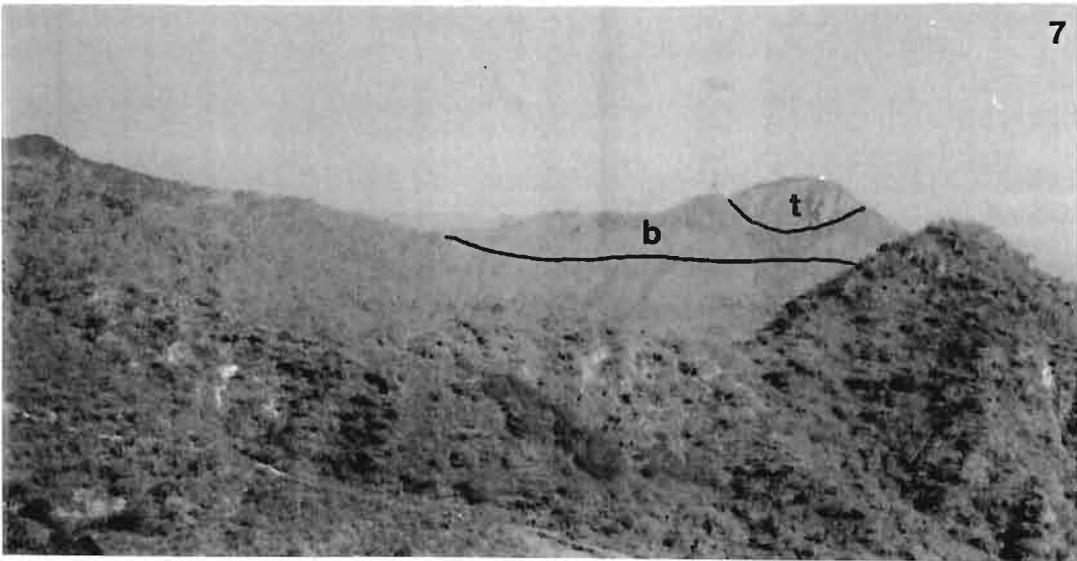
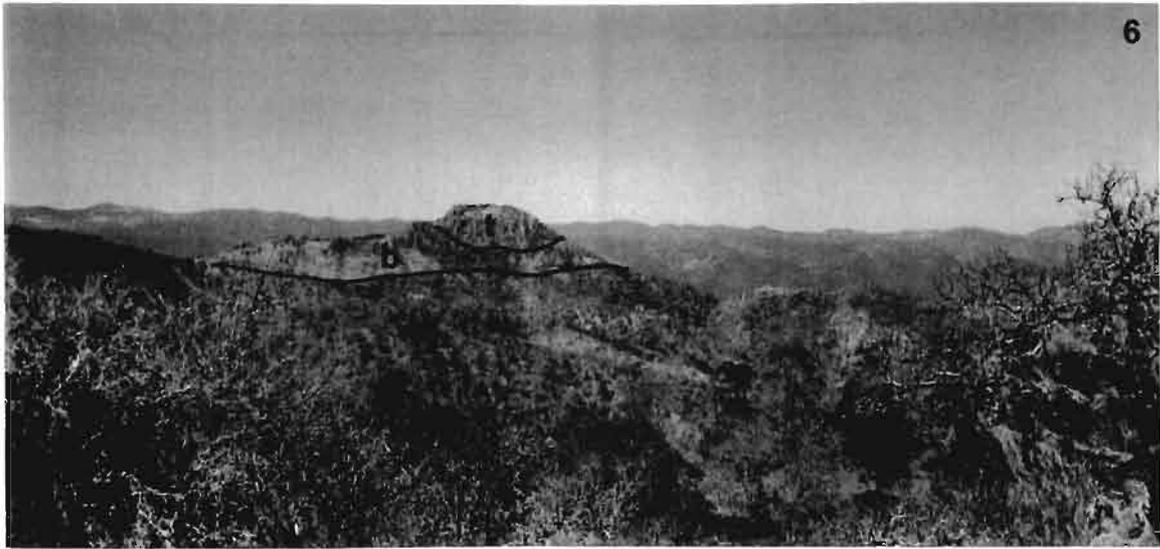
En parte está cubierto por los flujos piroclásticos de la Ignimbrita El Organo de 29.1 Ma. El estrato-volcán aún conserva un remanente de dacita correspondiente a su cuello, bordeado por una zona de brecha explosiva resultado de un flujo de bloques y cenizas. (Figura 6,7 y 8). (Labarthe-Hernández, *et. al.* 1984).



Figura 6 Vista panorámica del Estrato-Volcán de Atotonilco viendo al norte, donde b es la Brecha Explosiva y t, es el tapón dacítico.

Figura 7 Vista panorámica del Estrato-Volcán de Atotonilco viendo al norte, donde b es la brecha explosiva y t, es el tapón dacítico.

Figura 8 Vista panorámica del Estrato-Volcán de Atotonilco viendo al sur, donde v es el estrato-volcán.



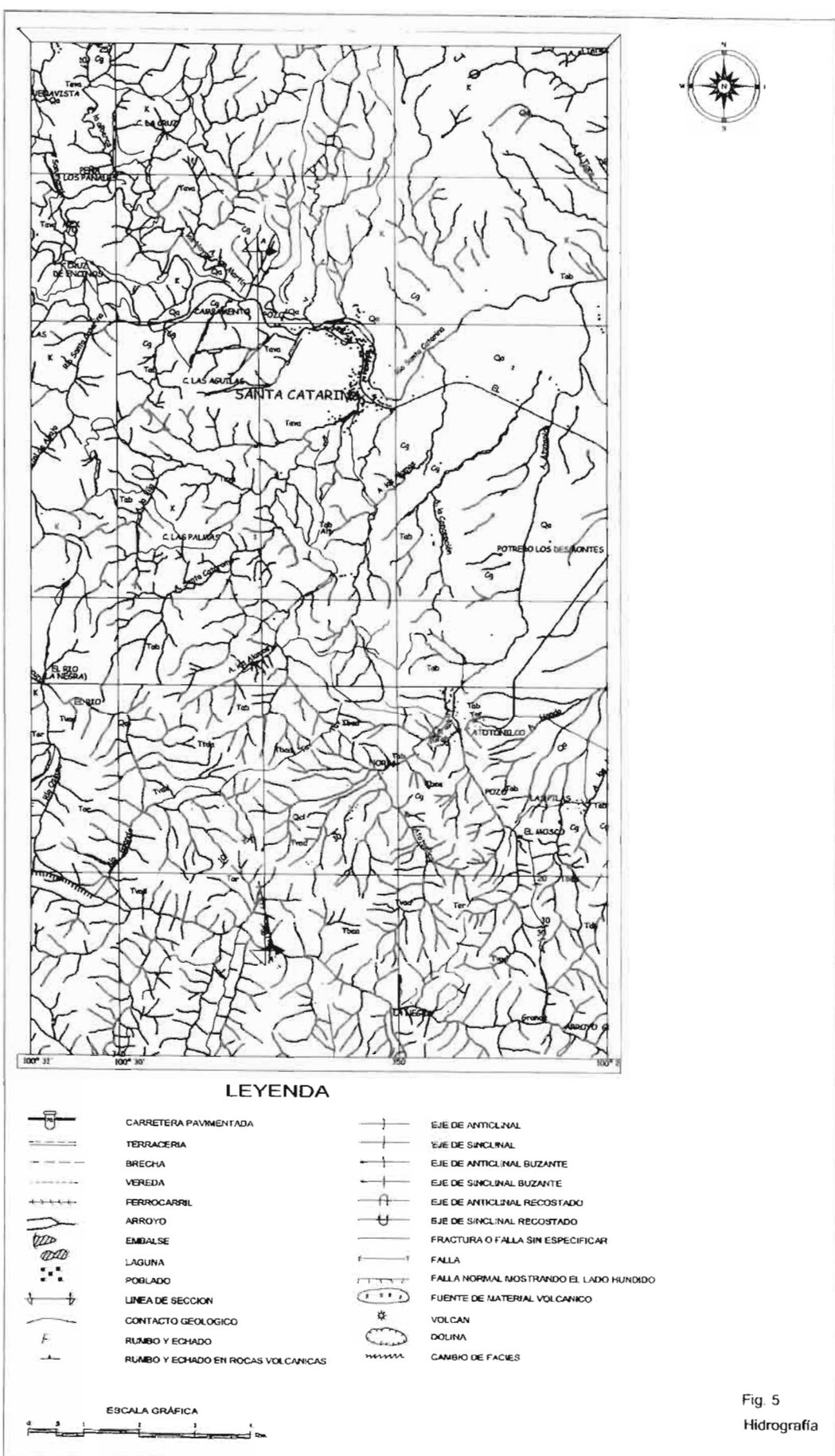


Fig. 5
Hidrografia

II.2 GEOLOGIA LOCAL

II.2.1 Serie Volcánica Atotonilco (Tva)

Terciario (Oligoceno).

Sobre las calizas de la Formación El Abra descansa la Serie Volcánica Atotonilco que Labarthe-Hernández, *et. al.* (1984) separaron en 3 unidades: Andesita inferior (Tva1), Lahares (Tva2), Dacita (Tva3). (Figura 9)

Los mismos autores describen una secuencia típica desde el poblado de Atotonilco hacia el sur como sigue: (Figura 10)

1. Andesita gris oscuro verde, a veces lajosa, con 5% de fenocristales de 1 a 2 mm de plagioclasas en una matriz fina en parte vítrea; espesor 107 m.
2. Andesita gris con 15% de fenocristales de 2 a 5 mm de plagioclasas en una matriz fina; espesor 130 m.
3. Lahar con fragmentos de 2 cm a 2 m de diámetro, angulares a subangulares, sin clasificar, casi sin estratificación. Los fragmentos son andesíticos; espesor 110 m.
4. Andesita gris, espesor 80 m.
5. Roca dacítica gris rosa, con 15 % de fenocristales de sanidino, plagioclasa y biotita; espesor 200 m.
6. Brecha explosiva con fragmentos de andesitas y dacitas, pómez sin colapsar y algunos fenocristales de cuarzo y sanidino; espesor 40 m.
7. Vitrófido negro, espesor 3 m.
8. Dacita gris con 25% de fenocristales de 3 a 8 mm de sanidino.

En general el espesor de toda la Serie Volcánica de Atotonilco es de 500 m en su porción central. (Labarthe-Hernández *et. al.*, 1984)

Por otra parte en el presente trabajo se subdividido de la siguiente forma: (Figura 10.)

Andesitas basales (Tab)
 Derrames dacíticos (Tvad)
 Andesita vítrea (Tav)
 Avalancha (Tava)
 Brecha explosiva (Tbea)
 Tapón dacítico (Ttda)

a) Andesitas basales (Tab)

En la porción basal del volcán afloran dos tipos de andesita. La primera se trata de una andesita, de color gris claro ligeramente azul de textura porfírica, con matriz de grano fino a medio, con 8% de fenocristales: 1% de sanidino 1-3mm, de largo; un 5% de plagioclasas de 1-5mm de largo y 2% de minerales opacos. Se localiza al sur del poblado El Mosco, su espesor es de 70m.

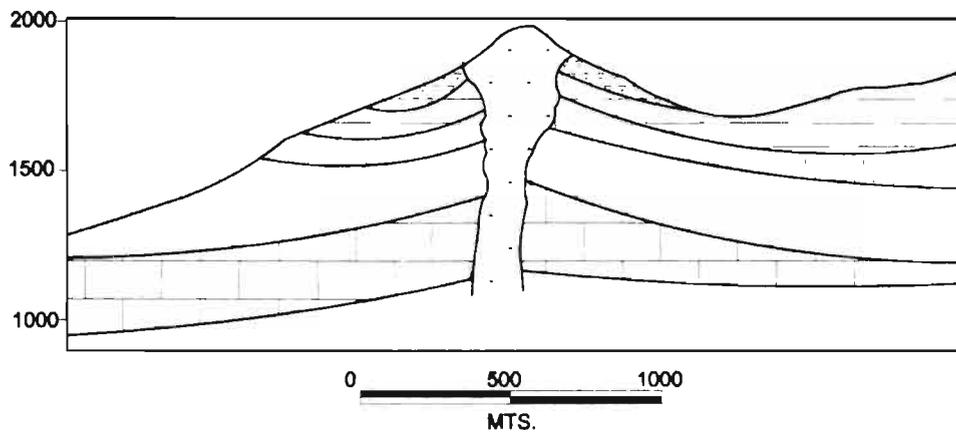
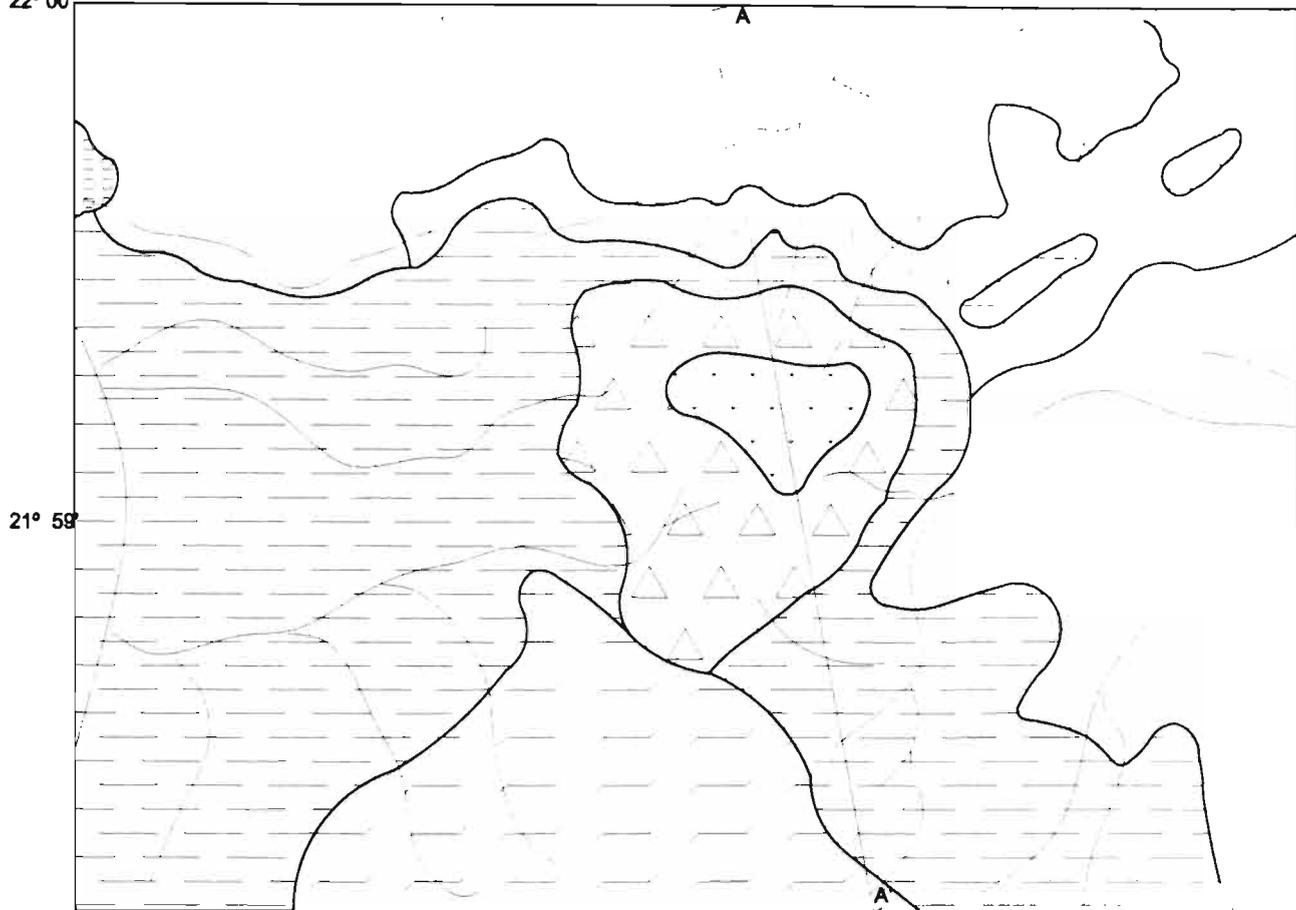
La otra andesita es de color gris verde oscuro de textura porfírica con 5% de fenocristales de plagioclasa en una matriz desvitrificada.

100° 30'
22° 00'

100° 29'

100° 28'

11



-  ALUVION
 -  IGNIMBRITA EL ORGANO
 -  CUELLO EROSIONADO
 -  BRECHA DE EXPLOSION
 -  DACITA 3
 -  LAHARES
 -  DACITA 1
 -  CALIZA EL DOCTOR
- SERIE ATOTONILCO

Figura 9 ESTRATO - VOLCAN DE ATOTONILCO
(Labarthe - Hernández *et. al.*, 1984)

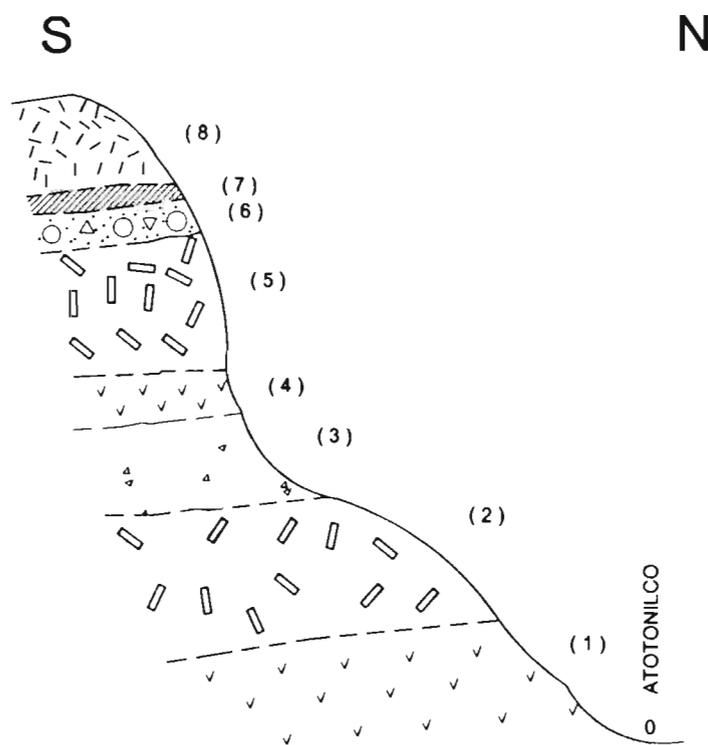
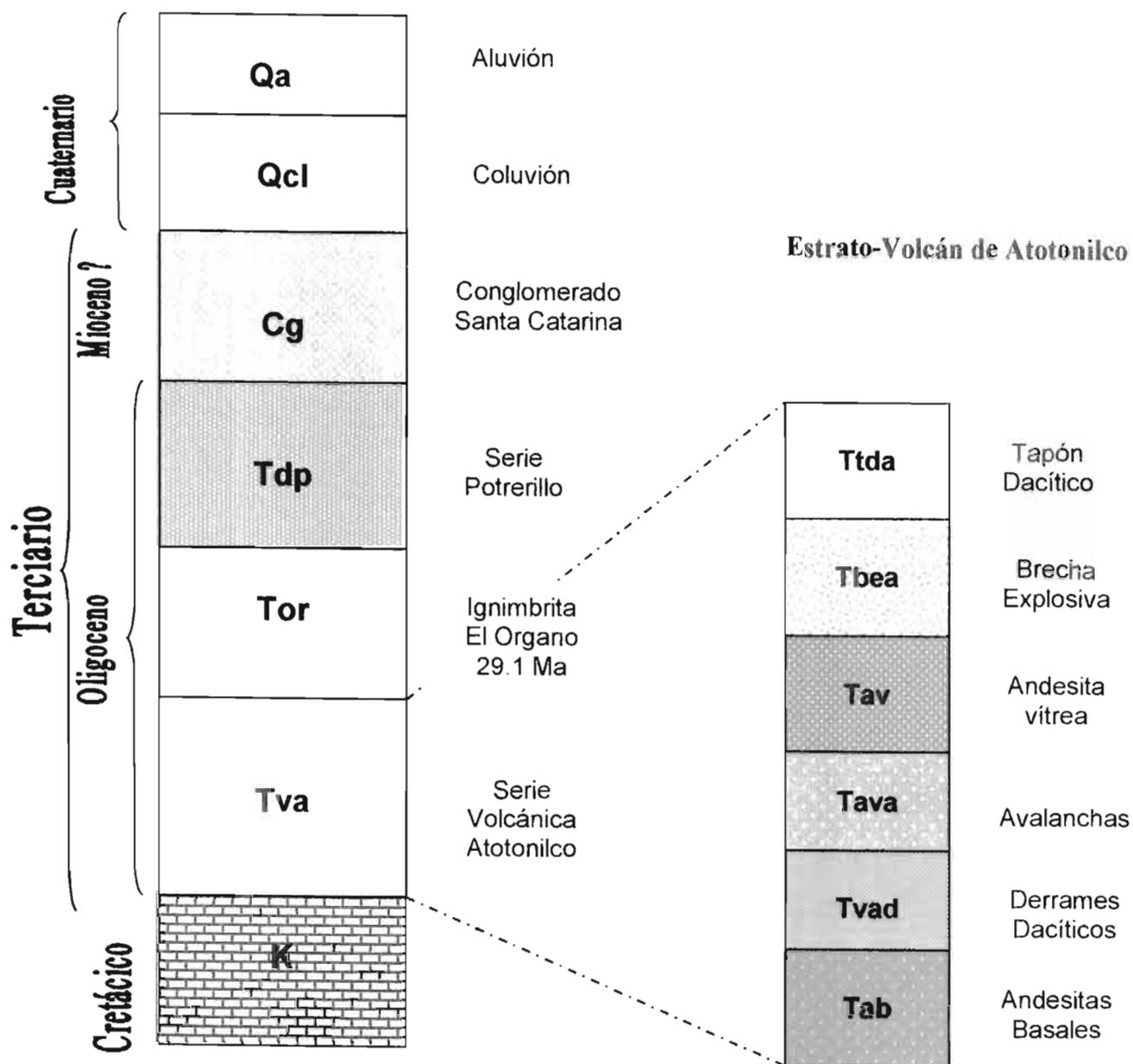


Figura 10 SECCION ESQUEMATICA DE LA SERIE VOLCANICA
ATOTONILCO AL SUR DE ESTE POBLADO
(Labarthe - Hernández *et. al.*, 1984)

DESCRIPCION Y ESPESORES EN EN TEXTO pag. 10

Fig. 10.1 Estratigrafía del Area de Estudio



Por otra parte Garza-Blanc (1978), determinó dos derrames sucesivos de andesitas, correspondientes a los 1 y 2 de la secuencia descrita por Labarthe-Hernández, *et.al.* (1984), uno directamente arriba del otro; el de la base se presenta como una roca ígnea de color gris oscuro y textura porfírica, con fenocristales de 2 a 3 mm de plagioclasas en una matriz vítrea; al microscopio se observó la misma textura, con fenocristales de plagioclasas y algunos de piroxenos en una matriz de microlitos de plagioclasas y algo de vidrio. Sobre ella, se presenta una andesita de color gris claro, de textura porfírica de grano fino con abundantes fenocristales de 2 a 5 mm de plagioclasas y biotita alterada a óxido de hierro; al microscopio se observó un agregado de plagioclasas, biotita y algo de augita, con escasos óxidos de hierro.

b) Derrames de dacita (Tva3)

Es una roca de color gris rosa claro ligeramente violeta, con textura porfírica; tiene 5% de fenocristales: 4% son de plagioclasas; el tamaño es de 1-3mm y 1% de ferromagnesianos oxidados que tienen un tamaño de 1-2mm, en una matriz fina

c) Andesita vítrea (Tav)

Roca de color gris morado claro, con textura porfírica, tiene 10% de fenocristales, 3% es de cuarzo, de 1-3mm, 2% de plagioclasas de 1-4mm y menos del 1% es de opacos, en una matriz desvitrificada. La roca es mas bien una dacita vítrea por su contenido de cuarzo.

d) Avalancha (Tava)

Presenta fragmentos angulares a subangulares desde 2 cm a 3 m de diámetro, en una matriz arenosa. (Figuras 11.0 y 11.1). En algunos lugares se observa estructura de rompecabezas en los fragmentos (Figura 12.0 y 12.1) y porciones con alteración hidrotérmica (Figura 12.2) probablemente correspondientes a la zona cercana al cráter original. En el camino a San Martín de Abajo hay algunos bloques de varios metros con estructura de rompecabezas (Figura 12.3) Otra característica común de las avalanchas de escombros que aquí se tiene, es el cambio rápido, en unas cuantas decenas de metros, de zonas con bloques grandes a zonas de fragmentos más pequeños. (Figuras 13.0, 13.1, 13.2 y 13.3) En un corte de carretera se observa al conglomerado Sta. Catarina sobre la avalancha (Figura 13.4).

Líticos contenidos en la avalancha:

1. Roca ígnea extrusiva, de color gris pardo claro con algunos óxidos, de textura porfírica, con 5% de fenocristales: 3% de plagioclasa de 1-3mm, 1% de óxidos de 1-3mm y menos del 1% de opacos de 1mm de tamaño. Esta roca corresponde con las rocas pre-avalancha de andesitas basales
2. Roca ígnea extrusiva de color gris claro violeta, con textura porfírica, con 8% de fenocristales: 7% de plagioclasa de 1-4mm algunas están en agregados, 1% de augita de 1mm, la roca es una andesita.

Figura 11 Avalancha del Estrato-volcán de Atotonilco, en el corte de la carretera 70, compuesta por bloques de diferente tamaño, desde 2cm hasta 3m, dentro de una matriz arenosa.

Figura 11.1 Avalancha del Estrato-Volcán de Atotonilco, en el camino a San Martín de Arriba compuesta por bloques de estructura de rompecabezas.

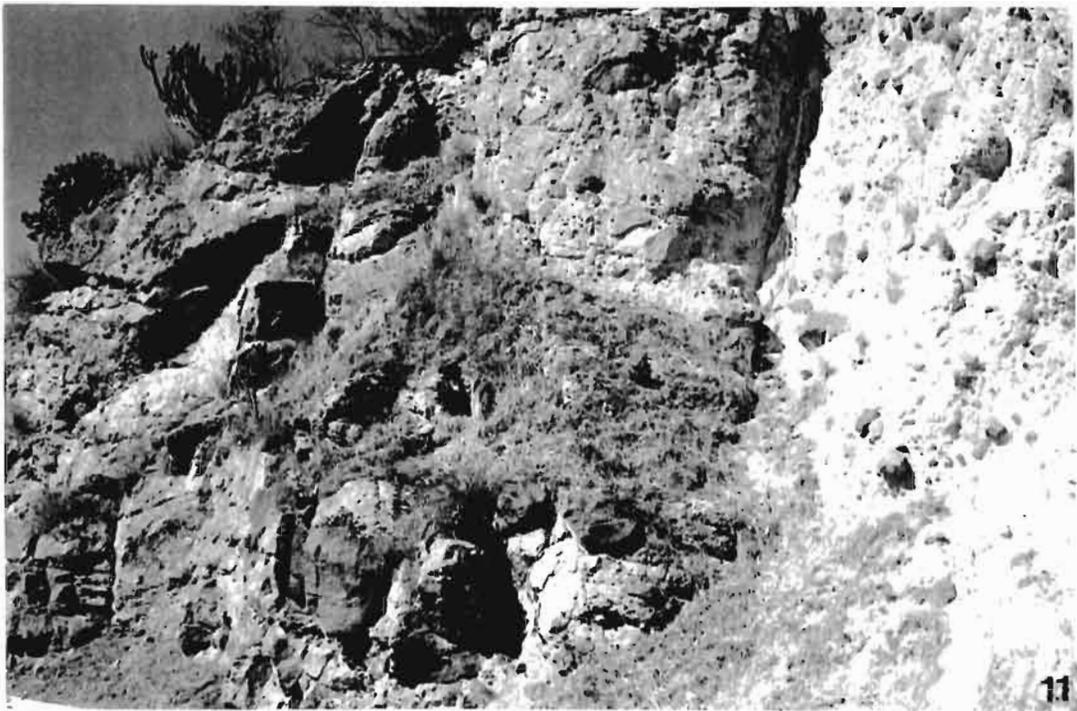


Figura 12 Estructura de rompecabezas dentro de la avalancha, en el corte de la carretera 70.

Figura 12.1 Bloque de rompecabezas en la avalancha, en el corte de la carretera 70.

Figuran 12.2 Avalancha del Estrato-Volcán de Atotonilco en el corte de la carretera 70, donde se observan los diferentes tamaños de los líticos, y presenta una alteración hidrotermal.

Figura 12.3 Estructura de rompecabezas en el camino a San Martín de Abajo.

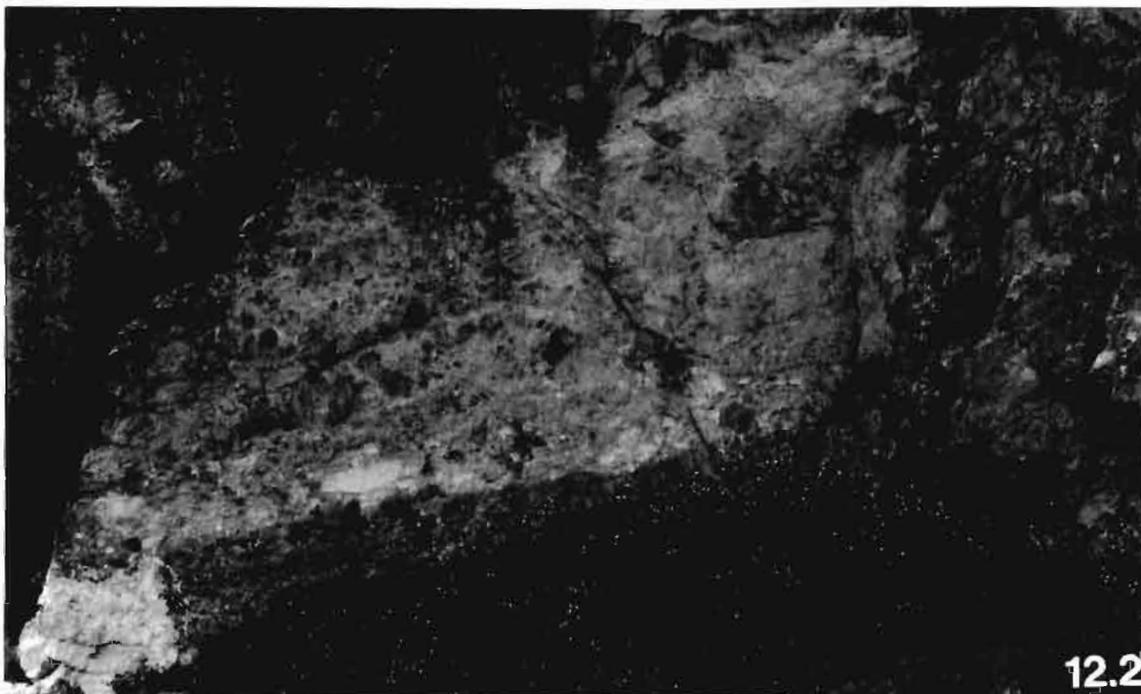
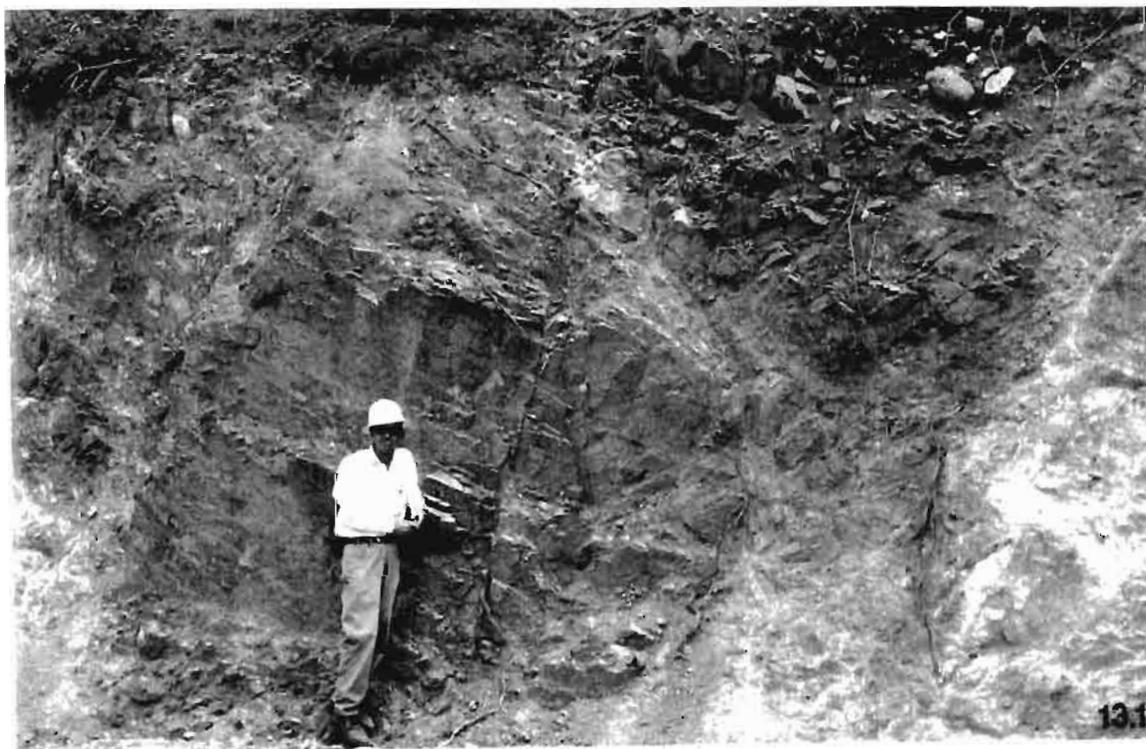


Figura 13 Avalancha en el cerro de la Cruz donde se observan cambios rápidos de zonas de fragmentos grandes y de fragmentos pequeños que ocurren en una avalancha.

Figura 13.1 Bloque de 3 metros de diámetro, en la avalancha en el camino a San Martín de Abajo, se observa también estructura de rompecabezas y el cambio brusco de tamaño de los fragmentos en distancias cortas, dentro de la avalancha.



Figuras 13.2 y 13.3 Avalancha en el camino hacia San Martín de Abajo que presentan alteración hidrotermal.

Figura 13.4 Avalancha del en el corte de la carretera 70, que presenta en la parte superior el conglomerado Santa Catarina.



3. Roca ígnea extrusiva, de color gris blanco verde, porfírica; con 7% de fenocristales: 3% de plagioclasas de 1-2mm, 2% de augita y 2% de micas y opacos; La roca es una andesita.
4. Roca ígnea extrusiva, de color gris, con textura porfírica con 5% de fenocristales: 4% de plagioclasas de 1-4mm de tamaño y 1% de óxidos de 1-3mm de tamaño; La roca es una andesita.
5. Roca ígnea extrusiva de color gris oscuro, casi negro, porfírica; con 4% de fenocristales de plagioclasa, y 3% de vesículas con rellenas con minerales de la arcilla; La roca es una andesita.
6. Roca ígnea extrusiva de color gris azul, criptocrystalina, con algunos cristales de grano fino los que se ven en muestra de mano son óxidos de 1mm; La roca es una andesita.
7. Roca ígnea, extrusiva de color gris claro azulado, porfírica con 5% de fenocristales: 4% de plagioclasa de 1-3mm de tamaño y 1% de augita de 1mm de tamaño; La roca es una andesita.
8. Matriz de la avalancha, es de color claro ligeramente parda, con 10% de líticos de 1mm a 5cm de tamaño, algunos de subangulares a angulares y otros arredondados, con cristales de cuarzo y opacos menores de 1mm.

Garza-Blanc (1978), mencionó que sobre los derrames andesíticos descritos, aparecen las avalanchas que él consideró como un aglomerado brechoso-tobáceo conteniendo fragmentos de 0.20 a 1.00 m, de andesita porfírica, angulosos, acompañados de fragmentos de vidrio volcánico de 10 a 30 cm de diámetro; se encuentra en una matriz brechada conteniendo fragmentos del mismo material, la cual a su vez se encuentra en una matriz de grano muy fino; están poco consolidados y en ocasiones presentan una alteración fuerte de clorita.

Aparentemente los fragmentos más grandes se presentan en la base, haciéndose cada vez más pequeños hacia la cima, hasta llegar a una toba de grano muy fino.

e) Brecha explosiva (Tbea)

Se trata de un material brechado, sin clasificación ni estratificación, con fragmentos de 2cm a 1m de diámetro en una matriz de ceniza con pómez sin colapsar y cristales aislados 5% de cuarzo, 10% de plagioclasas y algunos cristales de biotita.

f) Tapón dacítico (Ttda)

Es una roca de color gris violeta, de textura porfírica, con 15% de fenocristales. 10% es de plagioclasa de 1-5mm y el 5% restante es de micas y piroxenos muy óxidos de 5mm de tamaño.

En su margen NE la foliación de flujo que presenta tiene una inclinación de 55° al noroeste.

II.2.2 Ignimbrita el Organo (Tor)

Terciario (Oligoceno) (29.1 + - 0.3 M.a.).

Informalmente se designó con este nombre a una secuencia de flujos piroclásticos riolíticos, que descansan discordantemente sobre la Andesita Salitrera y sobre la Serie Volcánica Atotonilco, siendo una de sus mejores exposiciones en el Cerro del Organo, a 1.5 km al oriente de la mina la Consentida. (Labarthe-Hendández, *et al.*, 1984). Aflora hacia el sur y noreste del área estudiada.

Se trata de una roca de color gris rosa a rojo, de textura porfiritica y fluidal, con 15 a 20 % de fenocristales de 2 a 4 mm, en ocasiones mayores, hasta de 7 mm, de sanidino euhedral y cuarzo subhedral a anhedral, plagioclasas en menor cantidad las cuales se encuentran fracturadas, tambien hay algo de óxidos de 1mm de tamaño, en una matriz desvitrificada. Es común observar rotos a los fenocristales y con la matriz fluidal rodeándolos. Localmente es frecuente encontrar pómez colapsada. En general se halla bien soldada. En ocasiones tiene 1% de líticos morados.

Sobreyace discordantemente a la Serie Volcánica Atotonilco, siendo su base una toba blanca sin soldar o un vitrófido eutaxítico. Y además, rellenando en ocasionales depresiones topográficas. Aisladamente sobreyace discordantemente a la Formación El Abra.

La denominada Serie Potrerillo (Tdp), sobreyace discordantemente a la Ignimbrita del Organo con un vitrófido que tiene 2 m de espesor.

En ocasiones se le llegaron a observar diques andesíticos que probablemente corresponden al miembro superior (Tdp2) de dicha Serie. (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1984). (Figura 14)

Ruiz (1980), determinó la edad radiométrica de la Ignimbrita El Organo por el método K/Ar utilizando los fenocristales de dos muestras de esta unidad, que es 29.1 +- 0.3 Ma, lo que la coloca en la parte media del Oligoceno.

En la parte superior de la sierra, cerca del estrato-volcán, esta formación tiene un espesor es de 150m.

II.2.3 Serie Potrerillo (Tdp)

Terciario (Oligoceno).

Informalmente Labarthe-Hernández, *et al.* (1984), designaron con este nombre a una secuencia potente de derrames de lava, que estratigráficamente se hayan sobre la Ignimbrita El Organo, siendo su mejor exposición en el camino de Salitrera a San José de Albuquerque, en el área de la ranchería de Potrerillo. (Labarthe-Hernández, *et al.*, 1984). En el área estudiada aflora hacia la porción E y NE. Esta unidad fue subdividida por Labarthe-Hernández, *et al.* (1984) en dos miembros: el inferior (Tdp1), predominantemente dacítico y el superior (Tdp2), francamente andesítico, aunque con algunas intercalaciones de flujos dacíticos.

Miembro Inferior (Tdp1); Consiste de cuando menos 5 flujos de lava, separados por vitrófido y vidrios. En general se trata de una roca de color café rojo, holocristalina, inequigranular, porfiritica, con 10-15% de fenocristales de 2-7

mm de sanidino, cuarzo, plagioclasa y piroxenos. Tanto el sanidino como el cuarzo presentan evidencias de haber sido reabsorbidos y el sanidino muestra sobrecrecimiento e inclusiones; éstas en ocasiones contienen un intercrecimiento gráfico similar al observado en la matriz. Los ferromagnesianos (menos del 5%) están alterados a grunerita + hematita y clorita. Uno de estos minerales puede haber sido originalmente fayalita y el otro un piroxeno. La matriz es de grano fino y muestra una textura de red granofírica, formada por intercrecimientos de cuarzo-feldespato potásico, con formas cuneiformes. Diseminados en la matriz ocurren minerales opacos (magnetita?).

Miembro Superior (Tdp2): Consiste de varios flujos de lava andesítica con intercalaciones aisladas de flujos dacíticos; Su espesor promedio (Labarthe-Hendández, *et al.*, 1984) es de 360m.

Su edad está dada por su posición estratigráfica arriba de la Ignimbrita Santa María colocándola en el Oligoceno Medio.

Sobreyace discordantemente a la Ignimbrita El Organo, a la Serie Atotonilco y a la Andesita Salitrera.

II.2.4 Conglomerado Santa Catarina (Cg)

Terciario

Informalmente con este nombre se está designando a un conglomerado que aflora en la porción norte del Valle de Santa Catarina y al sur del poblado las Pilas. Se le clasificó como ortoconglomerados polimícticos de gravas inmaduras, por tener una composición mixta y presentar materiales de tipo inestables.

Los fragmentos del canto rodado constituyen la moda mayor; la moda menor ésta constituida por fragmentos del tamaño de la arena ($\frac{1}{2}$ mm); los fragmentos se encuentran cementados por carbonato de calcio. (Garza-Blanc, 1978) (Figuras 15 y 16).

Por su posición estratigráfica con respecto a las rocas subyacentes, y por encontrarse en partes elevadas topográficamente, con barrancas profundas a los lados, que indican una erosión prolongada, se ha considerado que, pertenezca al Terciario superior. Faltaría confirmarlo con fósiles o con palinología.

II.2.5 Coluvión (Qcl)

Cuaternario

Estos depósitos se hallan restringidos a delgadas cubiertas de material coluvial en las laderas de los cerros y consisten de bloques de tamaños grandes, guijarros, y arenas, sin clasificación, que provienen de la parte alta de la sierra.

II.2.6 Aluvión (Qa)

Cuaternario (Reciente)

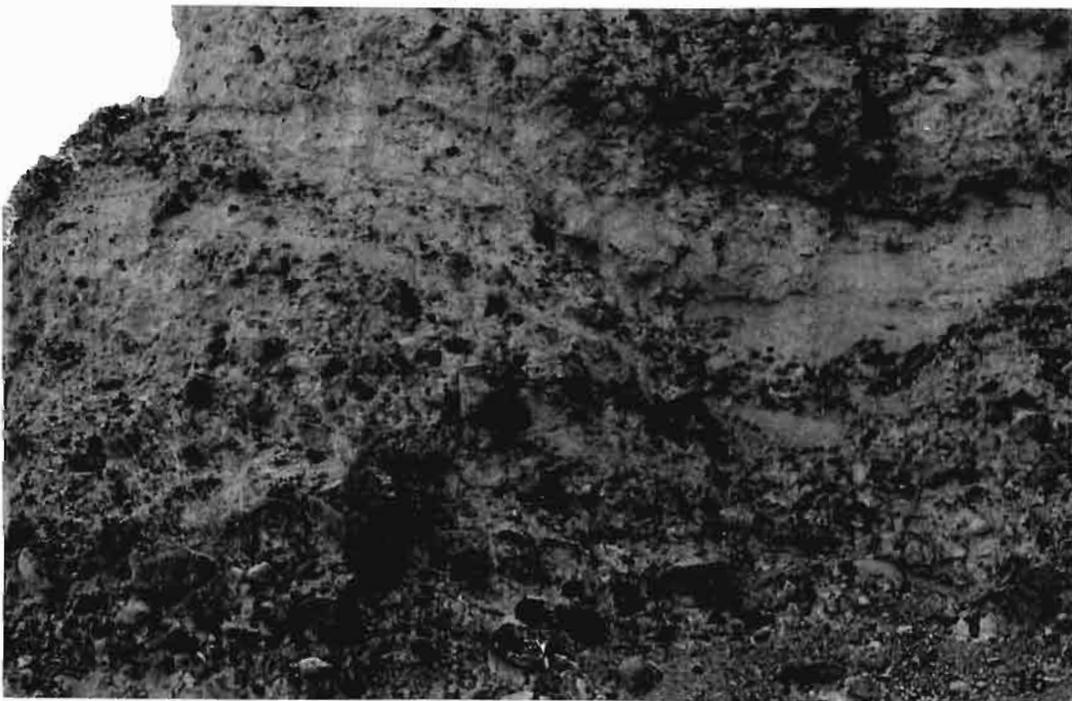
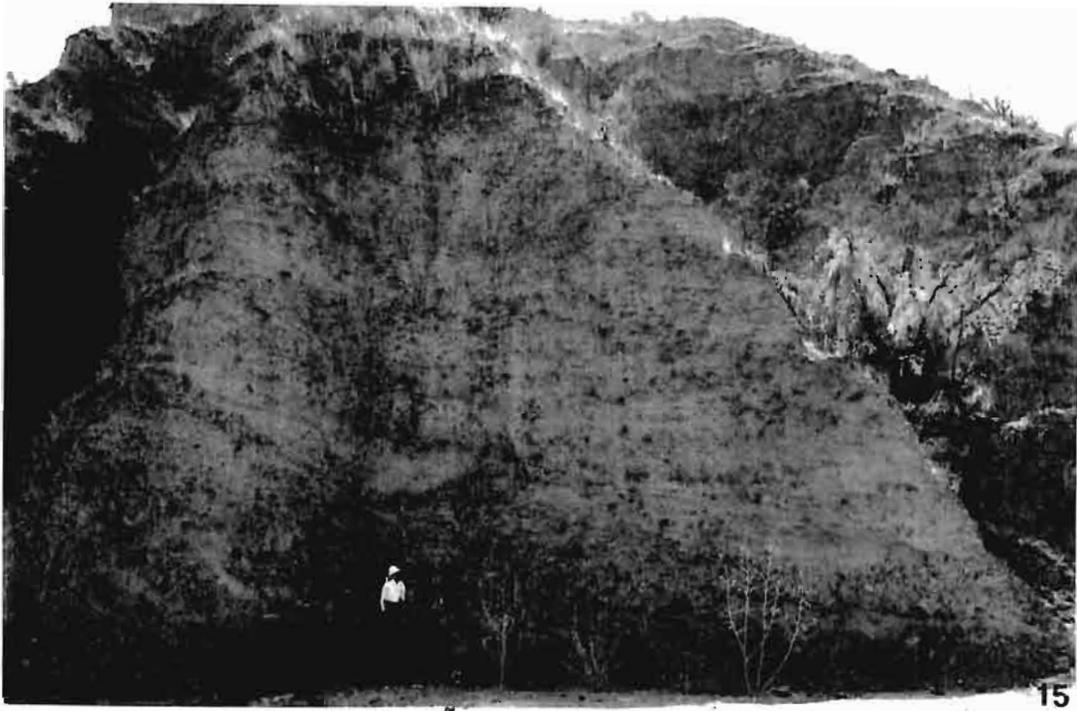
Es un depósito de origen aluvial, formado por terrazas pequeñas en las márgenes de los cauces y pequeños abanicos en las desembocaduras de ellos.

Está constituido por arenas, gravas, limos y arcillas producto de la denudación de los cerros cercanos, acarreados y depositados por las corrientes fluviales.

Figura 14 Dique andesítico en el poblado de Atotonilco S.L.P., que probablemente corresponde a la parte superior de la Serie Potrerillo, el cual intrusiona a la Ignimbrita El Organo.

Figura 15 Afloramiento del conglomerado Santa Catarina en la orilla del Río Santa Catarina.

Figura 16 detalle del conglomerado Santa Catarina, donde se ve la estratificación y el tamaño diferente de los guijarros.



II.3 DEFINICIONES

II.3.1 Estrato-Volcán

Estrato-Volcán : cono constituido parcialmente de lava y parcialmente de fragmentos arrojados; como algunos volcanes escudo y algunos domos, también están "estratificados" es preferible llamarlo "cono compuesto".

La forma de los conos compuestos está influenciada por la composición de sus magmas y por su forma de crecimiento. Durante las primeras etapas, la mayoría de las erupciones son emitidas a partir de conductos centrales; la descarga de lava tiende a llevarse a cabo más y más a partir de fisuras radiales en la base de los flancos, mientras que las erupciones explosivas pueden continuar desde la cima. Las fisuras radiales resultan de la elevación de los conos y del incremento de la presión hidrostática del magma en la prolongación de las elevaciones de las chimeneas centrales. Las erupciones explosivas a partir de los cráteres de la cima, combinadas con las erupciones efusivas desde las fisuras sobre los flancos, son parcialmente responsables de los perfiles típicos cóncavos de los más grandes conos compuestos. Los fragmentos gruesos arrojados desde los orificios de la cima se acumulan cerca de su origen y estos depósitos generalmente tienen un alto ángulo de reposo, mientras los fragmentos finos, que se acumulan principalmente en los niveles bajos, están distribuidos sobre una gran área; por ello tienden a depositarse sobre la parte baja de las pendientes. La erosión indudablemente es un factor importante que acentúa los perfiles cóncavos; removiendo restos desde la parte superior de las laderas y depositándolos alrededor de su base. En general, por lo tanto, entre más viejo sea un cono y entre más tiempo esté haya sido extinguido, más pronunciada será la concavidad de sus laderas.

Las formas de los conos compuestos grandes están también influenciadas por las diferencias de composición de los magmas eruptados, por las diferencias en la relación de lavas a piroclásticos arrojados, por la profundidad del foco de explosión dentro de los conductos y por la localización, tamaño, número, forma e inclinación de los orificios de erupción. Los conos compuestos constituidos casi enteramente de flujos de lava, tienden a desarrollar formas intermedias entre aquellas de los domos y las de los volcanes escudo; otros, compuestos casi enteramente de fragmentos piroclásticos, tienden a tener formas simétricas con laderas uniformes.

Los volcanes compuestos se aproximan a una forma cónica solamente si están principalmente constituidos por erupciones desde un conducto central más o menos cilíndrico. (Traducción Milán Navarro (1987) de "Volcanoes and their activity" A. Rittman, 1960 y Volcanology" H. Williams-A.R. Mc Birney.)

La mayoría de los estrato-volcanes tienen un cráter en la cima el cual contiene una chimenea central o un grupo de diques. Las lavas fluyen ya sea a través de las fracturas en las paredes del cráter o sale por fisuras en los flancos del cono; la lava solidifica dentro de las fisuras, formando diques que actúan como costillas que fortalecen al cono. (Tilling, 1985).

II.3.2 Avalancha

Avalanchas Volcánicas (Mimura y Kawach, 1981; Crandell *et al.*, 1984) son formadas por el colapso de una parte del edificio volcánico (Voight *et al.*- 1983). Las avalanchas anteriormente fueron llamadas lahares (Nell, 1976); Murai (1961) usó el termino de "flujo de lodo seco" (dry mudflow) para discutir el emplazamiento de los flujos de escombros emplazados por "fuerzas gravitacionales sin el agua como agente". Mizuno (1964) distinguió los depósitos fragmentados del "tipo avalancha" (emplazados sin agua). Ando y Yagamishi (1975) concluyeron que las "colinas de flujo de lodo" (mudflow hills) en la base de volcanes japoneses fueron formadas, por avalanchas ya sea calientes o frías. Fueron llamadas avalancha volcánica seca (Nakamura, 1978; Ui 1983) o avalancha volcánica, (Voight *et al.*, 1983).

El tamaño de los depósitos de avalancha de escombros varía desde 0.1 a 26km cúbicos en volumen (Ui, 1983; Cranell *et al.*, 1984) y hasta 45km de distancia de recorrido desde el cráter de origen. La principal estructura interna que caracteriza el depósito de avalancha de escombros es la presencia de bloques y matriz.

CARACTERISTICAS TEXTURALES Y MORFOLOGICAS

Los depósitos de avalancha, consisten en una mezcla pobremente clasificada de escombros brechados. Los constituyentes dominantes son material lítico del volcán, aunque algún material juvenil puede estar presente. A fragmentos grandes del edificio volcánico de más de algunos cientos de metros de tamaño, fueron llamados megabloques (megablocks) (Mimura *et al.* 1982, Ui 1983). Estos pueden ser transportados a grandes distancias de su origen.

Lo más distintivo de los depósitos de avalancha en su fase morfológica, es la topografía de "humocks" con numerosas colinas y depresiones cercanas entre si, con surcos longitudinales y transversales (Glicken, 1982).

Los depósitos de avalancha en general están clasificados más pobremente que los depósitos de flujos piroclásticos, y son típicamente de grano grueso (Murai, 1961). Los depósitos analizados por Murai, muestran una distribución que algunas veces cae fuera del campo de los flujos piroclásticos de Walker (1983); pero casi quedan dentro de este campo; los segmentos grandes y las diferencias texturales pueden ayudar a distinguir los depósitos.

Las avalanchas han sido frecuentemente descritas como lahares; a pesar de ésto, porciones del depósito pueden exhibir algunas caracterisíticas de ambos: lahares y flujos piroclásticos (Voight *et al.*, 1981). Avalanchas que son casi siempre secas durante su formación, pueden asumir propiedades de lahares a lo largo de segregaciones o adquisiciones de agua (Crandell, 1971) y los depósitos de avalanchas de escombros son gradacionales con lahares.

Las unidades marginales en los márgenes del volcán Sta. Helena son avalanchas de escombros que contienen cavidades pequeñas de aire (como tienen muchos lahares) y la superficie de las avalanchas de escombros contiene una

capa exterior delgada de un depósito secundario de lahar formado por eliminación de agua del depósito de avalancha. (Voight *et al.*, 1981). La cresta de estos lahares, los cuales viajaron 120 km hacia el Río Columbia, no dejaron la terminal de la avalancha de escombros hasta 5 horas después del emplazamiento del depósito de avalancha (Janad *et al.*, 1981).

Las avalanchas de escombros también exhiben una gradación característica, distintiva con flujos piroclásticos (Voight *et al.*, 1981). El emplazamiento de este depósito refleja una continua variación desde la caída del edificio volcánico sin una actividad explosiva, a avalanchas con asociación de erupciones freatomagmáticas y magmáticas en las cuales explosiones tienen lugar a través de los bloques de colapso del volcán.

En algunos volcanes el depósitos de avalanchas y del flujo piroclástico (Blast) están mezclados y al extenderse pueden ser difíciles de distinguir.

Por lo tanto, el depósito muestra características que son gradacionales del depósito de deslizamiento sin material juvenil eruptivo a depósito con alto porcentaje de material juvenil similar a flujos líticos piroclásticos y a los flujos piroclásticos de voladura del Santa Helena. (Hoblitt *et al.*, 1981; Fisher, 1982).

Los **lahares** son mezclas de agua, roca, arena y lodo que se precipitan aguas abajo hacia el valle, alejándose del volcán. Algunas veces contienen tantas rocas y escombros (60-90% en peso), que se ven como ríos de concreto mojado moviéndose rápidamente. El tamaño de los escombros tiene un rango que va desde el tamaño de la arcilla a bloques de varias decenas de metros en una dimensión máxima.

Los lahares pueden ser formados en una variedad de formas ya sea durante una erupción o cuando el volcán esta tranquilo, algunos ejemplos son:

1. La rápida descarga de agua del rompimiento del lago en la cima del cráter
2. La generación de agua derritiendo nieve y hielo, especialmente cuando un flujo piroclástico erosiona a un glaciar.
3. Intensa lluvia después del flujo.
4. La transformación de una avalancha a un lahar, a medida que viaja aguas abajo. (Mayers y Brantley, 1995).

Los **flujos hiperconcentrados** se forman por la transformación de lahares por la pérdida de sedimento y la dilución por flujo de corriente (Pierson y Scott 1985, Scott 1985-1986), durante su recorrido aguas abajo.

Una disolución adicional aguas abajo puede resultar en una transformación de flujos hiperconcentrados a un **flujo de corriente** normal o como inundaciones.

Los flujos de escombros son más gruesos y menos cohesivos que los flujos de lodo; a medida que los lahares se diluyen en la corriente aguas abajo, se convierten en flujos hiperconcentrados, quitándole fuerza interna a la mezcla de rocas, escombros y agua; por lo tanto, toma diferentes propiedades de flujo; los fragmentos gruesos en este tipo de flujo ya no son sostenidos en suspensión por la fuerza de la matriz y por eso se asientan en el fondo del flujo. (Brantley y Power, 1985). Sección esquemática de la transición de avalancha de escombros depósito fluvial, (Figura 17).

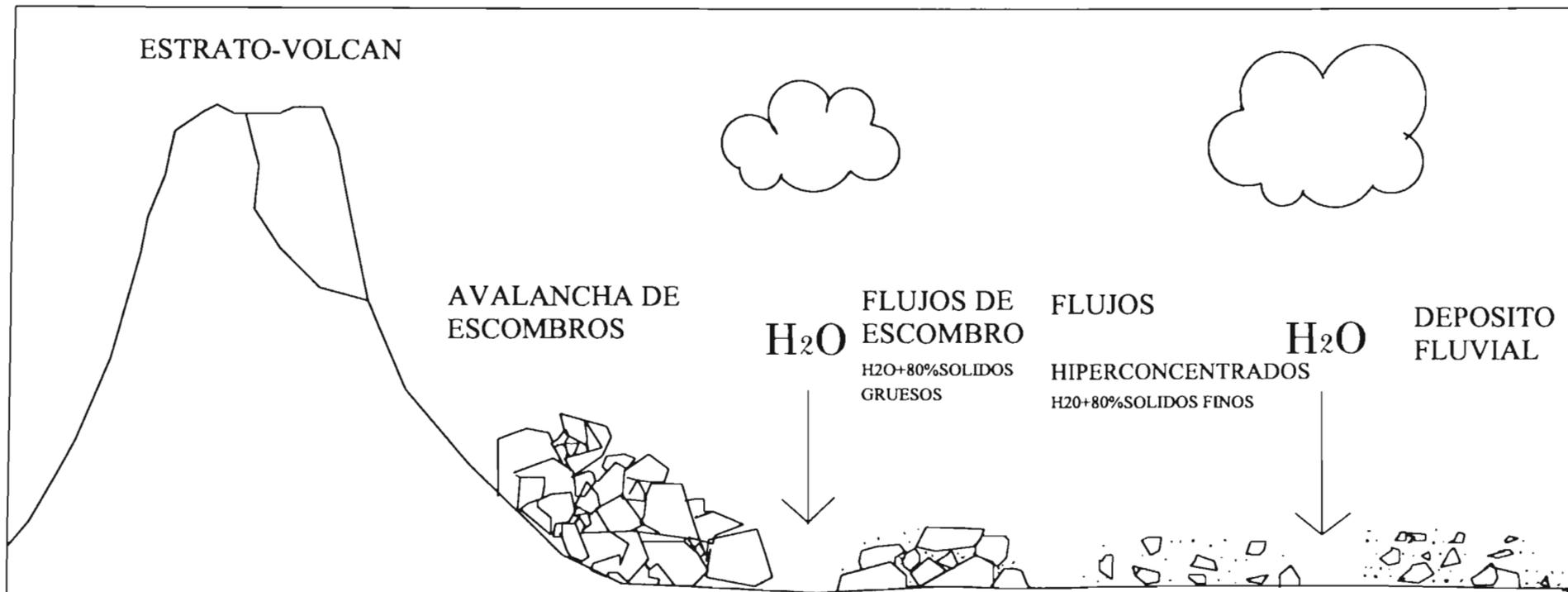


FIGURA No. 17

SECCION ESQUEMATICA DE LA TRANSICION DE AVALANCHA DE ESCOMBROS A DEPOSITO FLUVIAL

FACTORES QUE CONTRIBUYEN LA CAIDA DEL EDIFICIO VOLCANICO

Los volcanes pueden ser pensados como un agregado de materiales inestables en una cama rocosa regional. Los ajustes gravitatorios pueden llevar a asentamientos lentos en el cono volcánico completo, con resultados de deformación hacia la base del cono (Susuki 1968). Al mismo tiempo alternativamente segmentos de los volcanes pueden romperse a lo largo de fallas y deslizarse lentamente en el sentido de la pendiente (Bemmelen, 1949; Duffield *et al.*, 1982). Los movimientos gravitatorios pueden ser rápidos llegando a la formación de avalanchas. La acumulación de masas grandes de material volcánico alrededor del centro del conducto del cono volcánico puede convertirse en caídas de segmentos del cono volcánico cuando son activados por temblores o erupciones explosivas. Sobre la base de 845 volcanes del Holoceno (Sibert, 1984), con los volcanes que han tenido formación de avalanchas, el mecanismo catastrófico de la caída del cono volcánico puede ocurrir con edificios con un rango de altura de 500 a 1000 m. Cargas posteriores a los cráteres aumentan el estrés, aumentando la posibilidad de caídas gravitacionales de mayor escala.

El ángulo de inclinación es también un factor importante; se ha visto una mayor frecuencia de eventos de caídas en lados muy inclinados de estratovolcanes, comparado con volcanes de escudo; ésto sugiere una correlación entre el ángulo de inclinación y la frecuencia de mayores caídas. Los caídos rápidos de una parte del cono aparecen más cuando el ángulo de inclinación excede lo 20° . La mayoría de los movimientos en ángulos bajos de los edificios volcánicos, pueden reflejar rangos más graduales de movimiento. De cualquier forma, el grado de movimiento de los caídos de volcanes de bajo ángulo es pobremente conocido; en el volcán Gassan en Tenerife ocurrió un deslizamiento rápido de caídos con ángulo de 13° , es concebible que algunos movimientos graduales de caídos de bajo ángulo, puedan en un momento dado desestabilizarse e iniciar un movimiento rápido. (Fuster *et al.*, 1968).

En una gran población de volcanes con un ángulo menor de 20° , el deslizamiento de material sugiere que han sido provocados por mecanismos como temblores, erupciones explosivas y grandes intrusiones magmáticas.

Los eventos que provocan este proceso de avalancha en varias erupciones históricas han sido principalmente los temblores.

Factores adicionales que contribuyen a la inestabilidad del edificio volcánico:

1. El efecto de dilatación de la intrusión de un enjambre de diques paralelos.
2. Lavas masivas superpuestas sobre substratos de piroclastos débiles.
3. Alteración hidrotermal ampliamente distribuida, debilitando el cono volcánico (Voight *et al.*, 1981).
4. La migración del conducto en la dirección paralela eje de la avalancha.
5. Reducción de la fuerza del edificio debido a la saturación de agua hidrotermal.

MOBILIDAD DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Una característica de los movimientos de masas grandes es su gran movilidad, en exceso sobre lo esperado de los movimientos sobre la superficie con coeficientes normales de fricción. 4 de 5 de los deslizamientos de avalancha de escombros del Cuaternario, en promedio viajan más de 10km desde su fuente, y varias pueden ser rastreadas a 50km; distancias comparables a las de recorridos de algunos grandes flujos piroclásticos. La rápida aceleración gravitacional de masas grandes de material produce rangos extremadamente altos de movimientos. Velocidades de 160km/hr han sido calculadas en Chao Crags (fragmentos de roca en estado de semidesorden arrojándose en un despeñadero), (Crandell *et al.*, 1974), 124km/hr en Meru (Carrermole, *et al.*, 1984), y a 180-288Km/hr en el monte Sta. Helena (Voight *et al.*, 1981).

El volumen de muchos depósitos exceden el kilómetro cúbico, y algunos depósitos cuaternarios están en el orden de una mayor magnitud. Sudell (1983) calculó 292km cúbicos de volumen para una avalancha de escombros del Terciario en Wyoming y en un deslizamiento masivo de gran escala pudieron haberse desplazado la mitad de varios volcanes escudos hawaianos. (Moore, 1964; Holcomb, 1983).

La distancia recorrida (L) como función vertical del caído (H) de un depósito volcánico de avalancha de escombros, en comparación con el deslizamiento de flujos piroclásticos están intermedios, entre aquellos de deslizamiento no volcánico y grandes volúmenes de flujo piroclástico (Ui, 1983) y de grandes lahares.

Para la altura adicional de la columna de colapso para los flujos piroclásticos, las proporciones para los depósitos de avalancha de escombros pueden mostrar una movilidad comparable a algunos flujos piroclásticos grandes. La correlación de coeficientes para varios tipos de depósitos, indica una alta correlación positiva entre la distancia recorrida, caída vertical y volumen.

Los datos de Ui (1983), muestran un ligero declive en el rango H/L al incrementar el volumen y Hsü (1975), sugiere en base a información experimental, que el volumen es un factor más significativo que el caído vertical en el tamaño de la longitud del recorrido de los deslizamientos no volcánicos.

Las razones para la alta movilidad de las grandes masas permanecen controversiales. La gran movilidad de las avalanchas volcánicas de escombros relativos a la movilidad de las masas no volcánicas, puede ser atribuida a la presencia de materiales piroclásticos y alterados, a manifestaciones de prequebrados por fracturas debido a la intrusión del criptodomo y a la presencia de fluidos hidrotermales o magmáticos-hidrotermales dentro del edificio volcánico (Ui, 1983; Voight *et al.*, 1983). Se examinó la duración de los eventos preventivo y post-paroxísmico de siete avalanchas, para las cuales se tienen detalles cronológicos razonables que son viables a las erupciones del tipo Bezimianny (más de cinco ejemplos). Pueden ser precedidos por actividad sísmica y/o eruptiva precursora, y seguido siempre por erupciones magmáticas construyendo un domo de lava o cono central.

Las erupciones del tipo Bandai se basaron en dos ejemplos, los cuales son de naturaleza enteramente freática; tiende a alcanzar su clímax repentinamente con actividad eruptiva no precursora, y las erupciones terminan con fases

paroxísmicas en las cuales una gran porción del edificio es destruido. El tipo de erupciones Bandai son gradacionales a mayor movimiento masivo sin evidencia superficial de actividad volcánica.

CARACTERÍSTICAS DE ERUPCIONES ASOCIADAS

La caída del escarpe de mayores proporciones del edificio volcánico puede ser disparada por una actividad explosiva, por una liberación de presión repentina de un sistema magmático-hidrotermal.

Las erupciones asociadas con la formación de avalanchas pueden ser de dos tipos; aquellas con un componente magmático tipo Bezymianny y aquellas con solamente actividad freática del tipo Bandai

En el volcán Bezymianny en Kamchatka (URRS 1965), el gatillo que activó la avalancha de escombros fue un flujo piroclásico producto de una erupción violenta. El volcán Bandai está en Japón.

En las explosiones volcánicas dirigidas, la relación cercana entre avalanchas y la voladura dirigida, sugiere que la avalancha por si misma es parcialmente responsable por la proyección lateral de la explosión.



III PETROGRAFIA

III.1 SERIE POTRERILLO (Tdp)

Roca ígnea extrusiva, hipocristalina. Los fenocristales de la matriz forman 30% de la roca: 15% de plagioclasa a veces zonada y/o fracturada su tamaño es de 0.4-0.80mm; 5% es de sanidino, de 0.5-0.50 de tamaño, 5% de piroxenos de 0.3-0.40%; de tamaño muy oxidados y 2% de opacos de 0.1-0.25mm de tamaño.

La matriz es microcristalina con cristales de 0.5-0.1mm de óxidos, plagioclasas, opacos y en menor proporción cuarzo, la matriz presenta desvitrificación a sílice criptocristalina y microcristalina. La roca es una andesita aunque en La Serie Potrerillo tiene flujos de andesita y dacitas. (Figura 18).

III.2 IGNIMBRITA EL ORGANO (Tor)

Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, inequigranular, porfídica autoclástica. Los fenocristales ocupan el 40% de la roca: 25% es cuarzo de 0.9-1.60mm de tamaño algunos fracturados; 7% de sanidino, de 0.10-0.95 mm de tamaño, 5% son plagioclasas fracturadas de 0.12-0.95mm de tamaño, 3% de óxidos; La matriz presenta textura hialopilitica, es vitrea, criptocristalina y fluidal; contiene pómez colapsada y espículas de vidrio. (Figuras 19 y 19.1).

III.3 TAPÓN DACÍTICO (Ttda)

Roca ígnea extrusiva, de textura hipocristalina inequigranular, porfídica seriada. Los fenocristales forman el 40% de la roca: 20% es de plagioclasa, algunas zonadas de 0.3-1.60mm de tamaño; 5% de cuarzo de 0.15-0.30mm de tamaño; 5% de piroxenos de 0.15-.65mm de tamaño los cuales están oxidados; 3% de biotita de 0.2-0.10mm de tamaño, y 2% de anfíboles; 3% de opacos de 0.4-0.12mm de tamaño.

La matriz es hialopilitica; el 57% de ella es vidrio; 20% son plagioclasas de 0.3-0.10 de tamaño; 3% es de óxidos 0.2-0.8mm de tamaño; 3% de opacos de 0.2-0.7mm; 1% es de micas 0.3-0.10mm y 1% de piroxenos de 0.2-0.7mm de tamaño. (Figura 20).

III.4 BRECHA EXPLOSIVA (Tbea)

Flujo piroclástico de bloques y ceniza en el cual la matriz es hipocristalina, porfídica seriada, contiene 30% de fenocristales; 15% de plagioclasas zonadas otras fracturadas, de 0.3-2.15mm de largo; 5% de cuarzo, zonado; 3% de anfíbol de 0.6-1.30mm; 2% de augita de 0.7-1mm de tamaño; 3% de opacos de 0.5-0.35mm y 2% de biotita de 0.7-0.72mm de tamaño. (Figura 21).

III.5 ANDESITA VÍTREA (Tav)

Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, de grano fino en matriz criptocristalina, de textura hialopilitica, en la cual el 23% de la roca son fenocristales; 10% de sanidino de 0.5-1.5mm de tamaño, 5% de cuarzo de 0.5-1mm de tamaño; presenta poca plagioclasa de 0.5-0.40mm de tamaño; 3% de opacos de 0.2-0.40mm de tamaño y 2% de minerales máficos completamente oxidados de 0.3-0.50mm y 3% de cuarzo.

La matriz tiene 75% de vidrio, criptocristalina, con desvitrificación. (Figura 22).

III.6 AVALANCHA (Tava)

La matriz presenta una textura porfídica con arcilla y microcristales, tiene 10% de líticos de 1-5cm de tamaño, los cuales se presentan angulares subangulares y redondeados.

15% son fenocristales: 5% de plagioclasa algunas fracturadas de 0.2-1mm de tamaño; 2% son anfíboles (hornblenda), de 0.10-0.24mm de tamaño, están fracturados; 25% de cuarzo de 0.10-0.40mm de tamaño, algunos están redondeados; 2% de opacos de 0.1-0.5mm de tamaño, 1% de óxidos de 0.1-0.10mm. (Figura 23).

Líticos contenidos en la avalancha:

1. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, porfídica seriada y glomeroporfírica, con 25% de fenocristales: 10% de plagioclasa, de 0.3-1.55mm de tamaño, 4% de piroxenos de 0.5-0.35mm de tamaño; 3% de óxidos de 0.1-0.13mm, 2% de opacos de 0.1-0.20mm, estos están asociados a los piroxenos y 1% de biotita de 0.10-0.20mm. La matriz es criptocristalina con plagioclasas de 0.1-0.3mm de tamaño, tiene una matriz hialopilitica. La roca es una andesita. (Figura C1).
2. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, porfídica seriada, con matriz presenta recristalización, con 31% de fenocristales: 20% de plagioclasa algunas zonadas otras fracturadas; de 0.2-1mm de tamaño; 5% de anfíbol hornblenda de 0.5-0.90mm de tamaño algunas fracturadas; 3% opacos de 0.1-0.40mm de tamaño algunos asociados a plagioclasa y a opacos; 2% de óxidos de 0.2-0.5mm; 1% de tridimita de 0.13-0.80mm y 1% de micas. La matriz presenta textura hialopilitica, es criptocristalina con microcristales y fragmentos de plagioclasas, minerales opacos y óxidos. La roca es una andesita. (Figura C2).
3. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, presenta textura porfídica seriada, con matriz hialopilitica, con 32% de fenocristales: 20% de plagioclasa, algunas zonadas y algunas fracturadas, de 0.3-1.70mm de tamaño; 5% anfíboles hornblenda de 0.1-0.60mm de tamaño; 3% de opacos de 0.1-0.33mm de tamaño, asociados a algunos anfíboles y 2% de piroxenos augita de 0.40-1.45mm de tamaño; tiene 2% de micas de 0.1-1.35mm de tamaño. La matriz

presenta cristales de plagioclasa y opacos. La roca es una andesita (Figura C3).

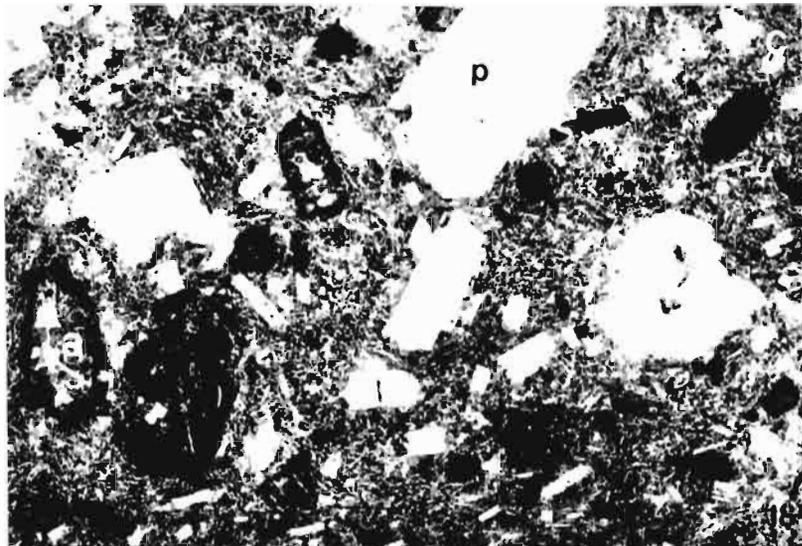
4. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, porfídica seriada, con 33% de fenocristales: 25% de plagioclasa, algunas zonadas y/o fracturadas de 0.1-1mm; 5% de piroxenos 0.15-0.50mm de tamaño; 3% de opacos de 0.1-0.15mm, algunos estén asociados a los anfíboles. La matriz es hialopilitica con microcristales de plagioclasa y opacos. La roca es una andesita(Figura C4).
5. Roca ígnea extrusiva, porfídica seriada y glomeroporfídica, con 33% de fenocristales: 20% de plagioclasa, algunas zonadas o fracturadas, de 0.2-1.65mm de tamaño; 6% de piroxenos de 0.6-0.40mm; 3% de opacos de 0.10.50mm asociados a piroxenos y 4% de vesículas rellenas con minerales de la arcilla. Matriz con textura hialopilitica con desvitrificación con microcristales de plagioclasas. La roca es una andesita. (Figura C5).
6. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, porfídica seriada, con 32% de cristales: 20% de plagioclasa algunas zonadas, de 0.3-1.40mm; 5% de piroxeno de 0.5-0.40mm; 4% de cristales opacos aciculares y hexagonales, de 0.1-0.30mm, asociados con algunos piroxenos; 3% de silice criptocristalina. Matriz hialopilitica con microcristales de anfíboles y opacos. La roca es una andesita (Figura C6).
7. Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, porfídica seriada, de textura sudofítica, con 25% de fenocristales: 15% de plagioclasa, de 0.2-1.60mm de tamaño 2% de hornblenda de 0.10-0.60mm; 3% de piroxenos de 0.8-0.55mm de tamaño; 3% de opacos de 0.2-0.20mm y 1% de augita. La matriz es hialopilitica con microcristales de plagioclasa, opacos y en menor proporción de anfíboles y piroxenos, además contiene líticos. La roca es una andesita. (Figura C8).

III.7 DERRAMES DACÍTICOS (Tvad)

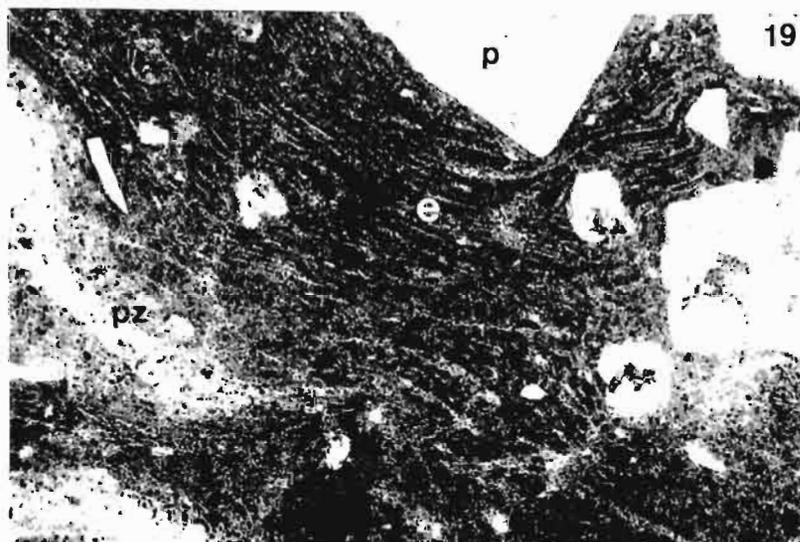
Roca ígnea extrusiva, hipocristalina. Tiene 35% de fenocristales: 20% de plagioclasa de 0.7-1mm de tamaño, algunas se encuentran zonadas; 5% de anfíboles de 0.7-0.57mm de tamaño algunos oxidados; 7% de opacos de 0.2-0.30mm de tamaño. La matriz es hialopilitica. (Figura 24).

III.8 ANDESITAS BASALES (Tab)

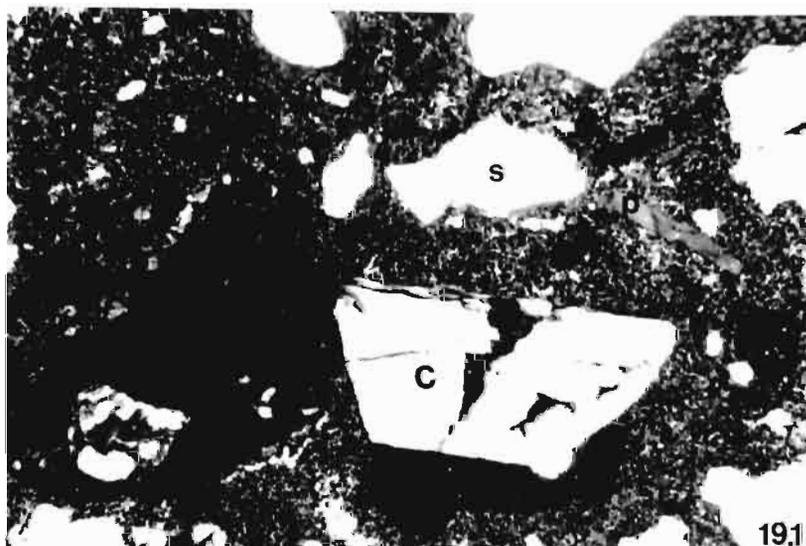
Roca ígnea extrusiva, hipocristalina, con textura porfídica, con 34% de fenocristales: 20% de plagioclasa probablemente oligoclasa o andecina de 0.6mm-1mm de tamaño; 6% de anfíboles de 0.20 -0.46mm de tamaño; 8% de óxidos de 0.3-0.15mm de tamaño. La matriz es hialopilitica con 19% de plagioclasas, 15% vidrio el cual presenta desvitrificación a minerales de la arcilla, 5% de óxidos, 1% opacos. (Figura 25).



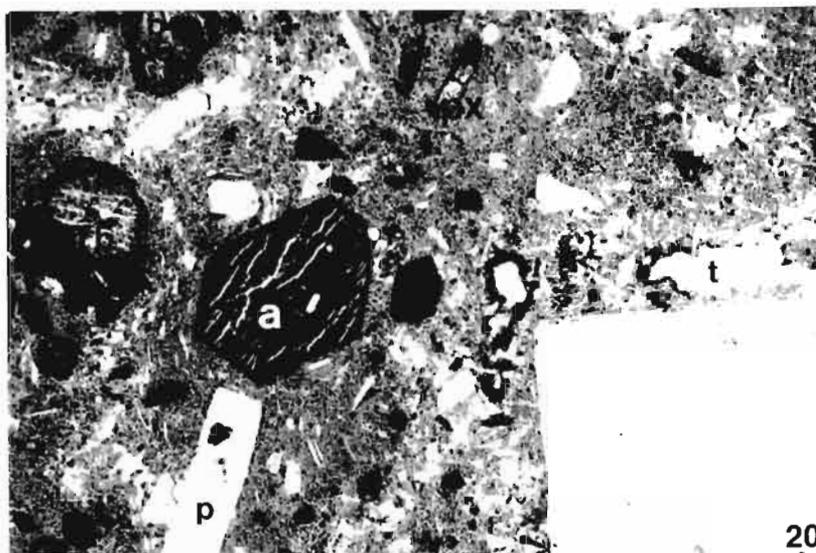
Lamina delgada No. 64, LN y 5X de aumento, de La Serie Potrerillo, donde se observa cristales de cuarzo c, plagioclas p, y anfíbol a



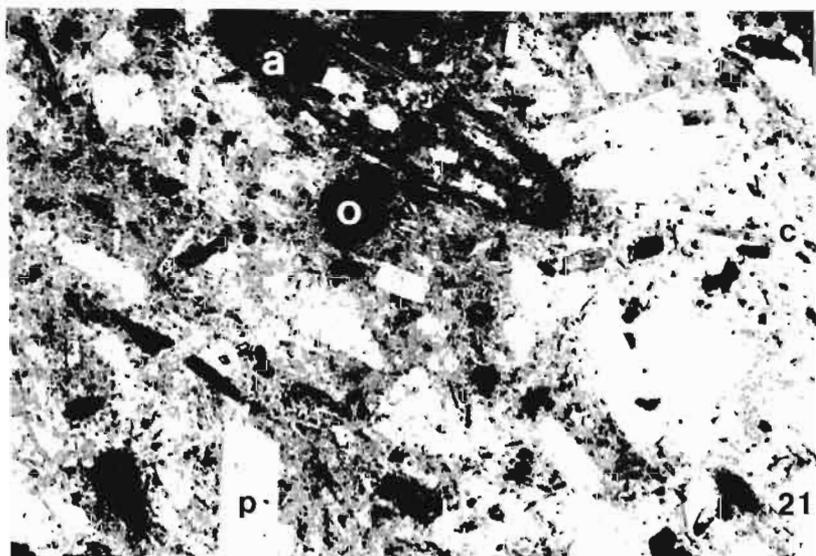
Lamina delgada No. 53, LN y 5X, de la Ignimbrita El Organo, donde se ve la textura fluidal, con espículas e, pómez colapsada pz y plagioclasa p



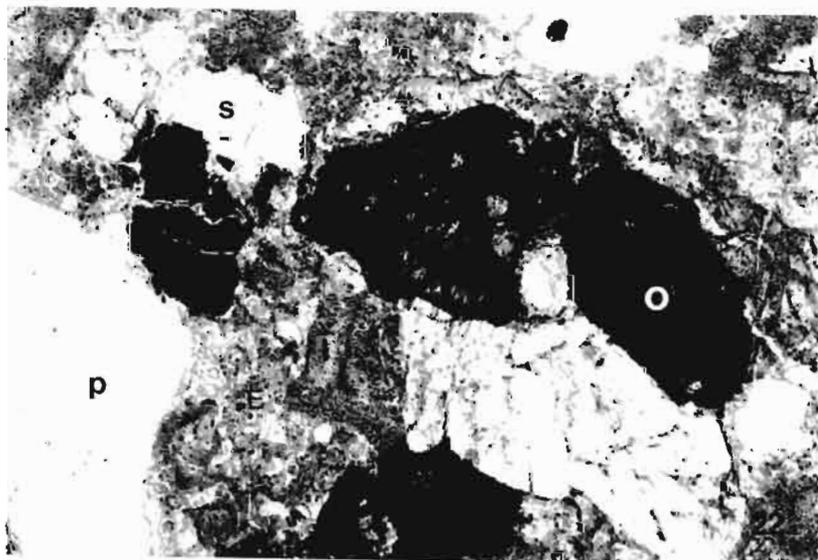
Lamina delgada No. 53, LP y 5X, de la Ignimbrita El Organo contiene cuarzo c, plagioclas p, óxidos ox Y sanidino s.



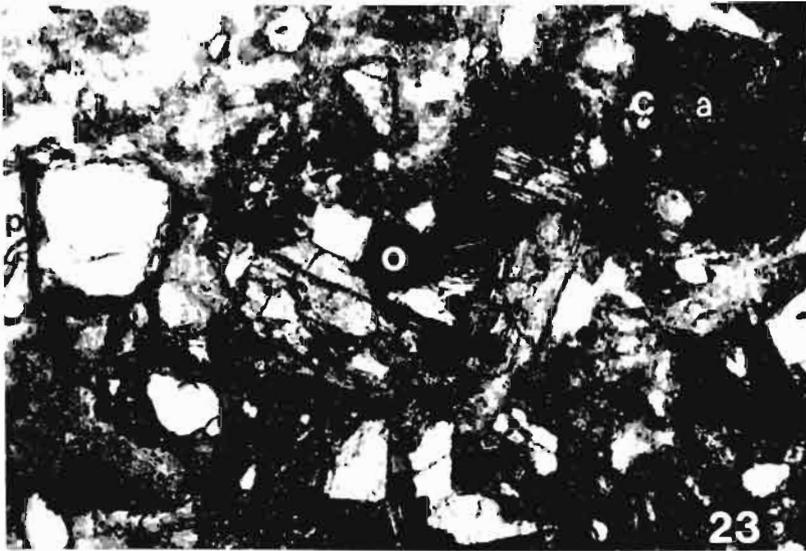
Lamina No. 40 Tapón Dacítico, LN, y 5X, presenta textura hialopilitica y cristales de plagioclasa p, tridimita t, piroxeno px, anfíbol a, biotita b.



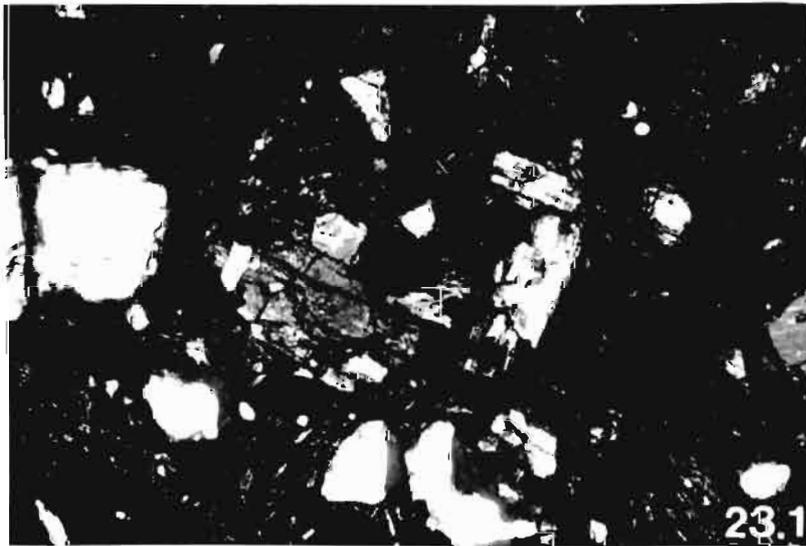
Lamina No 38, Brecha Explosiva, LN y 5X, presenta textura hialopilitica, con cristales de cuarzo c, anfíbol, y opacos o.



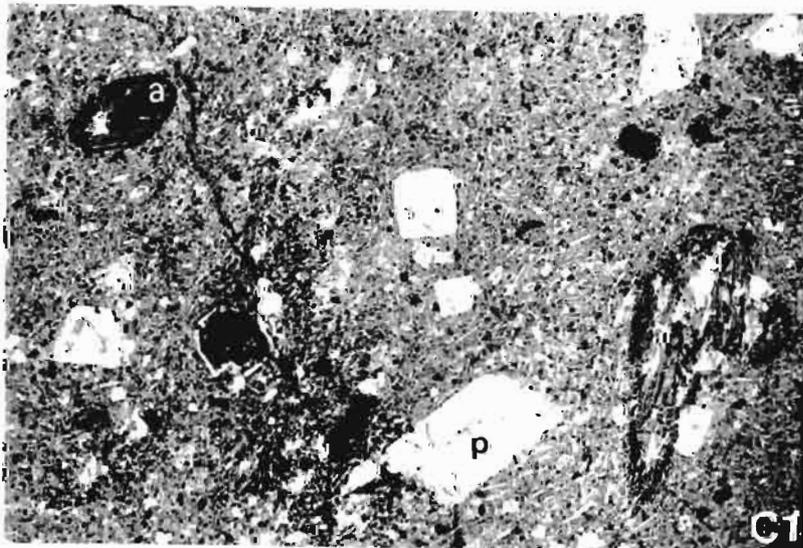
Lamina No. 54, Andesita Vitrea. LN, 5X, presenta cristalización incipiente i, esferulitas E, con cristales de sanidino s, plagioclase p y opacos o.



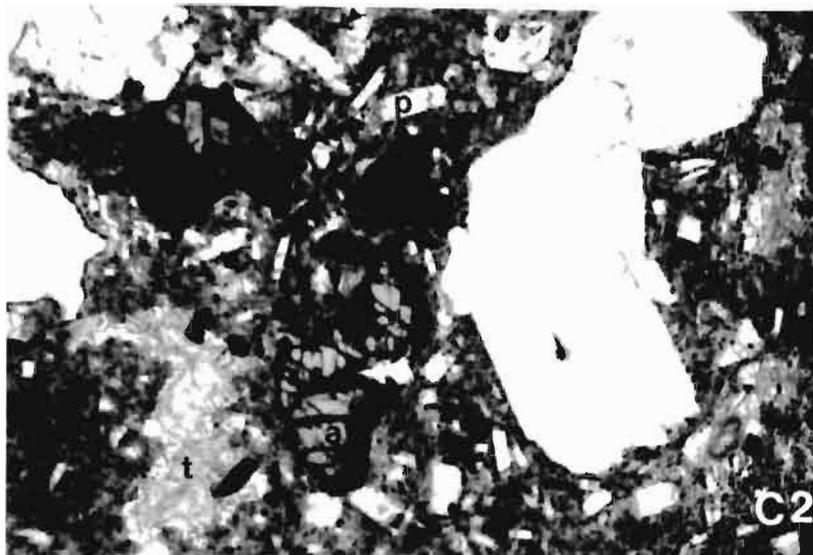
Lamina delgada No C7 de la matriz de la avalancha, L.N, 5X presenta textura autoclástica, con cristales de plagioclasa p, cuarzo c, anfíbol a, y opacos o.



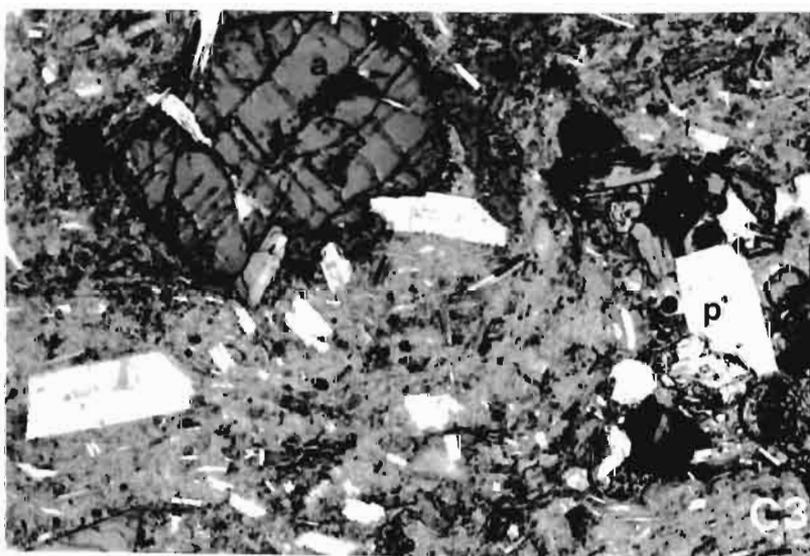
Lamina delgada No. MDA, de la matriz de la avalancha, LP y 5X, se ven los cristales fracturados por el movimiento de la avalancha.



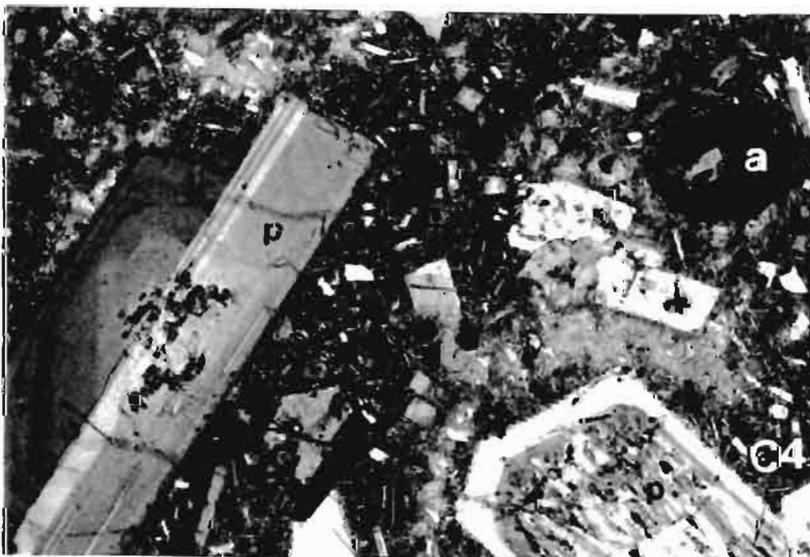
Lamina delgada No. C1 de lítico de la avalancha con LN y 5X, Andesita que presenta textura hialopilitica, cristales de plagioclasa p y piroxeno px.



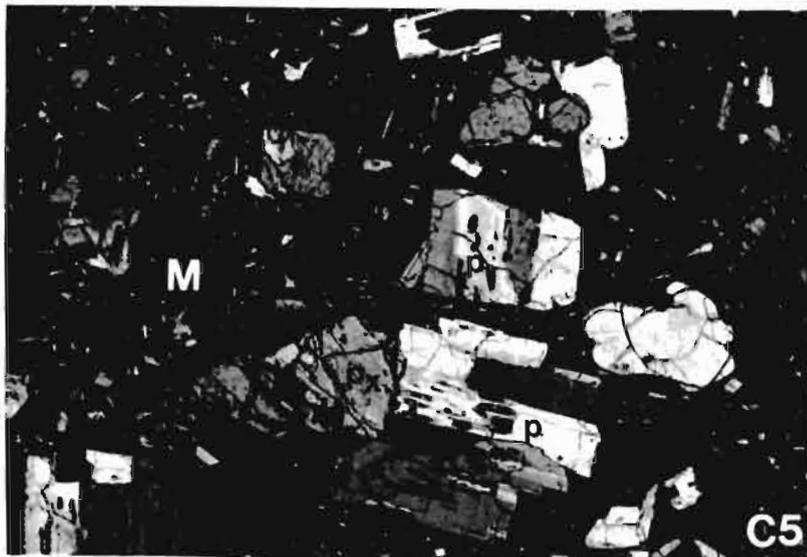
Lamina delgada No. C2 de lítico de la avalancha LN y 5X, Andesita que presenta textura hialopilitica, con cristales de plagioclasa p, anfíbol a, tridimita t.



Lamina delgada No. C3 de lítico de la avalancha LP y 5X, Andesita que presenta textura porfidica seriada, con cristales de plagioclasa p, anfíbol a.



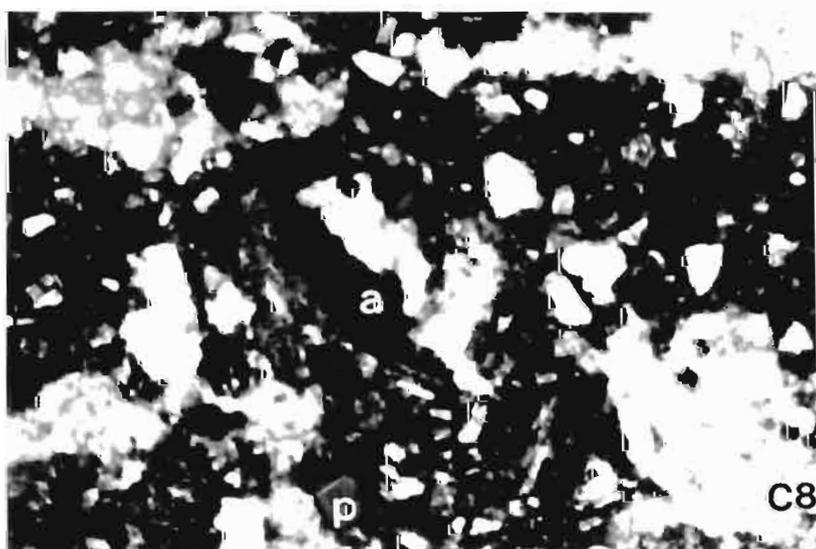
Lamina delgada No. C4 de lítico de la avalancha LP y 5X, Andesita que presenta textura porfidica seriada, con cristales de plagioclasa p y anfíbol a.



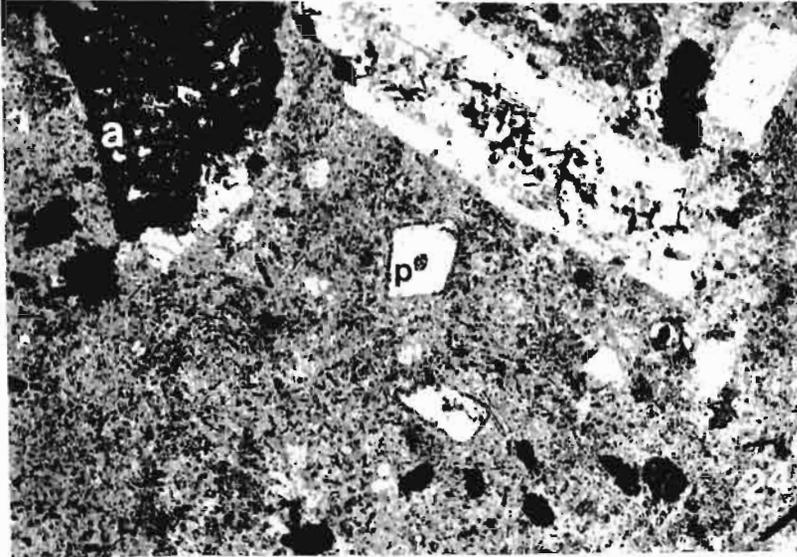
Lamina delgada No. C5 de litico de la avalancha LP y 5X, Andesita que presenta textura porfidica seriada, con cristales de plagioclasa p, piroxeno px y matriz hialopilitica M



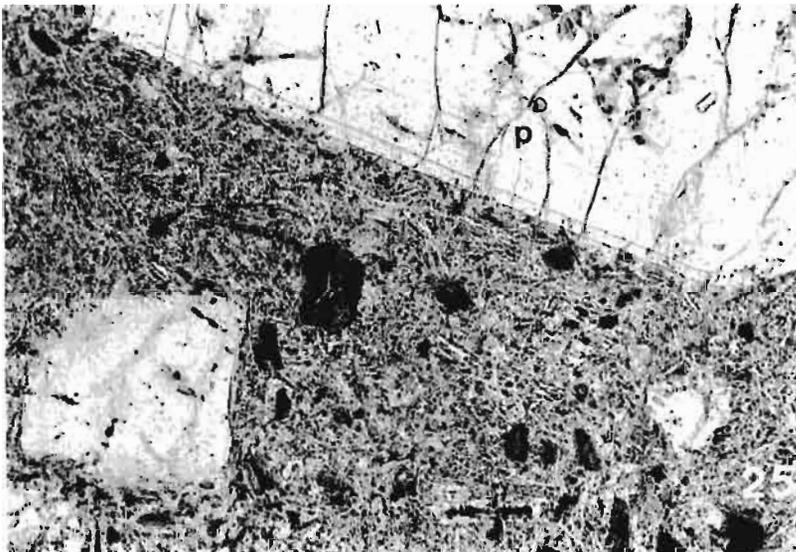
Lamina delgada No. C6 de litico de la avalancha LP y 5X, Andesita con textura porfidica seriada, con cristales de plagioclasa p, anfibol a y silice criptocristalina si.



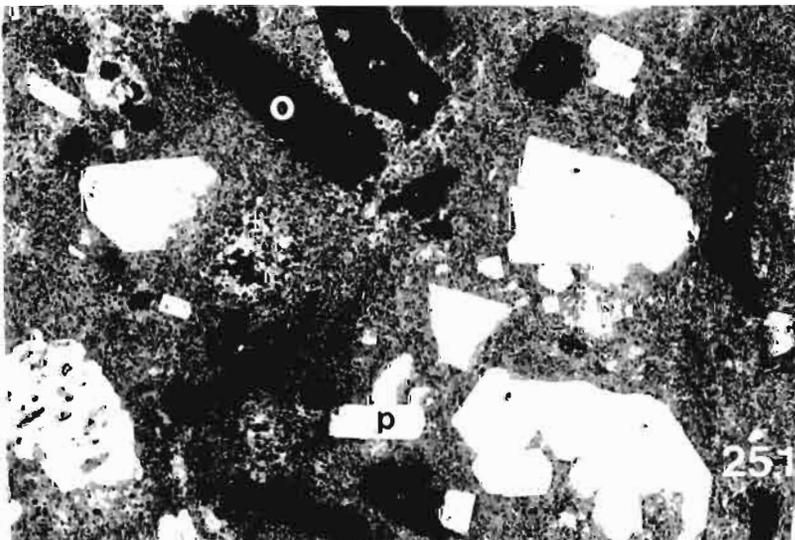
Lamina delgada No Cr4 matriz de la avalancha, LP y 5X presenta textura seriada, con cristales de plagioclasa p, y anfibol a.



Lamina delgada No. 58 Derrame Dacítico, LN y 5X, presenta textura hialopilitica, con cristales de plagioclasa p, y anfíbol a.



Lamina delgada No 56 Andesita Basal, LN y 5X, pesenta textura porfidica, con cristales de plagioclasa p y opacos o. La matriz es hialopilitica



Lamina delgada No. 56 Andesita Basal, LN y 5X, presenta textura hialopilitica, con cristales opacaos tabulares o y plagioclasa p.

IV INTERPRETACION

En las observaciones de campo, se puso énfasis en las estructuras y características de la avalancha, para comprobar si en realidad éste producto volcánico efectivamente no es un lahar si no una avalancha, así como su relación con los otros flujos piroclásticos y derrames del Estrato-Volcán de Atotonilco.

Se le dio el nombre de avalancha por lo siguiente:

- a) Este depósito consiste de una mezcla pobremente clasificada de escombros brechados dentro de una matriz, los bloques son de 2cm a 3m de diámetro, que van de redondeados a subangulares.
- b) Presenta abundantes bloques con estructura de rompecabezas, que indican que el flujo de escombros no tuvo una fase líquida durante el transporte, por lo que los esfuerzos de fricción y el choque entre los bloques provocaron un fracturamiento que dio como resultado la estructura de rompecabezas.
- c) Las avalanchas de escombros también exhiben una gradación característica, distintiva con flujos piroclásticos, así se pudo distinguir de la brecha explosiva, la cual se cree se produjo posteriormente o de manera simultánea a la avalancha; esto se explica de la siguiente manera, debido al deslizamiento de las masas grandes de material volcánico acumuladas alrededor del centro del conducto del cono volcánico al ser activados por temblores o erupciones, se produce una liberación de presión repentina ocasionando explosiones que tienen lugar a través de los bloques de colapso del volcán.
- d) Otra característica común de las avalanchas de escombros que presenta esta avalancha, es el cambio rápido, en unas cuantas decenas de metros, de zonas con bloques grandes a zonas de fragmentos más pequeños en ocasiones en menores distancias.

En la petrografía el objetivo fue clasificar los derrames del Estrato-Volcán, distinguirlos de los derrames ajenos al volcán, así como comparar la composición de los derrames del volcán con la composición de los líticos contenidos en la avalancha, para saber si tiene fragmentos de los derrames que forman al volcán que nos confirmen que la avalancha es resultado de la destrucción de parte del edificio del Estrato-Volcán de Atotonilco; el lítico de la avalancha que tiene una mayor semejanza con un derrame del Estrato-Volcán de Atotonilco fue el C1, tomado del afloramiento de la avalancha en el corte de la carretera 70 rumbo a Rioverde poco antes de llegar al poblado de Santa Catarina, él cual tiene gran

semejanza en el contenido de plagioclas y minerales opacos con la muestra 15, tomada del los derrames de Andesitas Basales del Estrato-Volcán de Atotonilco, por lo que posiblemente la avalancha sí sea producto de la caída de parte del cono del Estrato-Volcan de Atotonilco.

Los productos del Estrato-Volcán de Atotonilco son:

- a) Andesitas basales (Tab), andesita gris claro con fenocristales de plagioclasa y anfíbol.
- b) Derrames dacíticos (Tvad), Dacita gris claro rosa con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos
- c) Andesita vítrea (Tav), andesita gris morada con fenocristales de sanidino, plagioclasa opacos y cuarzo; mas bien seria una dacita vítrea.
- d) Avalancha (Tava), avalancha con fragmentos de 2cm hasta 3 m de diámetro
- e) Brecha explosiva (Tbea), material brechado sin clasificar de hasta 1m de diámetro, en una matriz de ceniza con pómez.
- f) Tapón dacítico (Ttda), dacita gris violeta con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y piroxenos oxidados.

Los líticos de la avalancha son según la clasificación de E.W.M.Heinrich

- C1 Andesita
- C2 Andesita
- C3 Andesita
- C5 Andesita
- C4 Andesita
- C6 Andesita
- C8 Andesita

CONCLUSIONES

Los depósitos de lahar del Estrato-Volcán de Atotonilco mencionados así por Labarthe-Hernández, et al., 1984, son en realidad una avalancha de escombros, ya que contiene fragmentos angulares a subarredondeados desde 2 cm a 3 m de diámetro no clasificados, en una matriz arenosa, los fragmentos presentan en algunos lugares estructura de rompecabezas; En el camino a San Martín de Abajo hay algunos bloques de varios metros con estructura de rompecabezas, en este lugar también se observa otra característica común de las avalanchas de escombros que es, el cambio rápido en unas cuantas decenas de metros, de zonas con bloques grandes a zonas de fragmentos más pequeños.

Consideramos que el depósito de la Avalancha y el Estrato-Volcán de Atotonilco, tienen una edad de 31 millones de años en el Oligoceno, por su posición subyaciendo, a la Ignimbrita El Organo que esta datada en 29.1 Ma.

La composición del Estrato-Volcán de Atotonilco, es de avalancha, flujos piroclásticos, derrames andesíticos y dacíticos; la composición de los líticos de la avalancha en general es Dacítica; uno de los líticos presenta una composición muy similar a la de los derrames de Andesitas Basales de la Serie Volcánica Atotonilco, por lo cual se cree que la avalancha es producto de la caída de parte del cono del estrato-volcán de Atotonilco.

Se observó que existe una diferencia entre el conglomerado Santa Catarina, las avalanchas y la brecha explosiva.

BIBLIOGRAFÍA

Brantley and Power, 1985, Reports from the U.S. Geological Survey's Cascades Volcano Observatory at Vancouver, Washington: Earthquake Information Bulletin, v.17, n.1, p. 20

Carrillo-Bravo, J. 1971, La Plataforma Valles – San Luis Potosí; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, pp. 1-35

Enlers, E.G., 1987, Optical Mineralogy, Theory and Techniques Blackwell. Scientific publications.

Garza-Blanc, Sergio Alejandro, 1978; Cartografía Geológica Hoja "Santa Catarina", Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P., Folleto Técnico No. 61 pp. 26 y 27.

Heinrich, E.W.M., 1960, Microscopic Petrography, Traducción por Pablo Martínez Strong. Editorial Omega.

Hoblitt, C.D. Miller, and W.E. Scott, USGS Open File Report 87-297, Volcanic Hazards with Regard to Siting Nuclear-Power Plants in the Pacific Northwest.

H. Williams y A.R. McBirney, W., 1979. Vulcanology. Editorial Freeman, Cooper y compañía., San Francisco., Traducción al español por Joel, Milán Navarro 1987, UASLP, pp 136.

Kerr, F. Paul, 1977, Optical Mineralogy. Editorial McGraw Hill

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1984; Cartografía Geológica 1:50 000, Hoja "Salitrera", S.L.P., Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P., Folleto Técnico No. 94, pp13,22, 24-30,37,78.

Mackenzie, W.S., 1982, Igneous Rocks and their Textures. Editorial Longman Scientific and Technical.

Mackenzie, W.S., Guilford, C., 1980; Atlas of Rock Forming Minerals in Thin Section. Editorial Longman Scientific and Technical.

MacPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks; Center for Ore Deposits and Exploration Studies, Universidad of Tasmania, Australia. pp. 38,46,49,128, 154,155.

Myers and Brantley, 1995, Volcano Hazards Fact Sheet: Hazardous Phenomena at Volcanoes, USGS Open-File Report. Pp 95-231

Siebert, 1984, Large Volcanic Debris Avalanches: Characteristics of Sources Areas Deposits and Associated Eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, n22, pp 163-197.

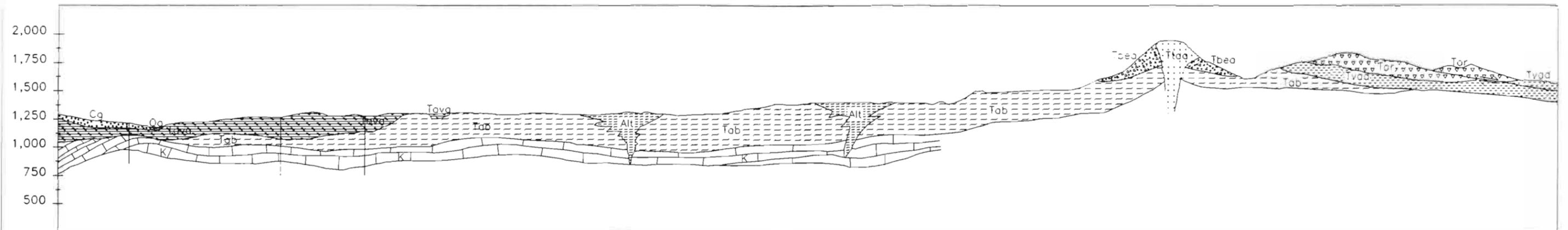
Streckeisen, A.L. 1979, Clasificación and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and militic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematic of igneous rocks. Geology, 7, pp 327-330.

Tilling, 1985, Volcanoes, USGS General International, p 10-12.

Williams, H., Turner F.J., Gilbert, M.C., Petrografía: Introducción al estudio de las rocas en sección delgada, traductor Ing. José Manuel López Rubio. P 30-33.



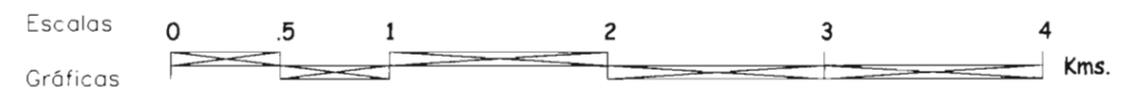
Sección Geológica del Estrato-Volcán de Atotonilco

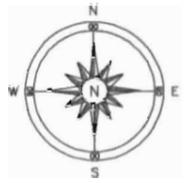
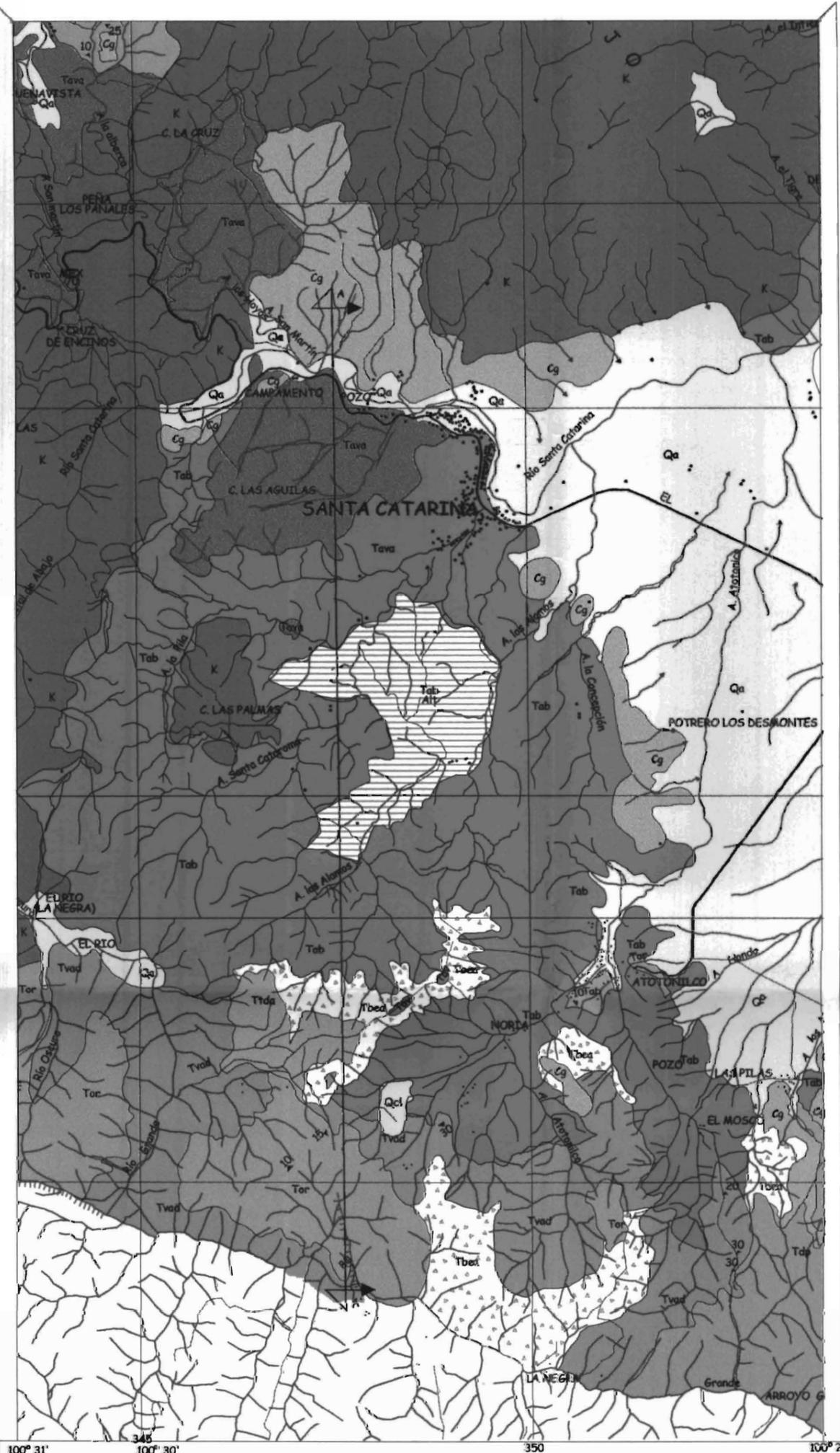


	Qa	Aluvión
	Cg	Conglomerado Santa Catarina
	Tor	Ignimbrita El Organo
	Ttda	Tapón Dacítico
	Tbea	Brecha Explosiva
	Tava	Avalancha
	Tvad	Derrames Dacíticos
	Tab	Andesitas Basales
	Tab Alt	Andesitas Basales con alteración hidrotermal
	K	Calizas del Cretácico

Figura 27 Sección Geológica del Estrato-Volcán de Atotonilco

A A' De rumbo Norte viendo al Este





COLUMNA GEOLÓGICA

- Qa** Aluvión: arenas, gravas, limos y arcillas formando pequeñas terrazas en las márgenes de los cauces.
- Qcl** Coluvión: bloques de gran tamaño, guijarros y arenas en las laderas de los cerros.
- Cg** Conglomerado Santa Catarina: fragmentos de canto rodado hasta del tamaño de la palma.
- Tdp** Serie Potrillo: dacita café rojizo con fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa en una matriz de gran fin.
- Tor** Ignimbrita El Organo 29.1 Ma: Ignimbrita gris rosado con fenocristales de sanidino y cuarzo en una matriz desvirificada.
- Ttda** Tepón Dactilo: dacita gris violácea con fenocristales de plagioclasa y dactilo.
- Tbea** Brecha explosiva: material brechoso sin clasificar de 2cm a 1m de diámetro en una matriz de ceniza con pómez.
- Tav** Andesita vítreo: andesita gris morada con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y opacos.
- Tava** Avalanchas: con fragmentos de 2cm a 3m de diámetro en una matriz arenosa.
- Tvad** Ovarios dacíticos: dacita (poco clara) rosada con fenocristales de plagioclasa y dactilo.
- Tab** Andesitas basales: andesita gris clara con fenocristales de sanidino, plagioclasa. Andesitas basales: con alteración hidrotermal
- K** Caliza de la formación el Águila del Cretácico

LEYENDA

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> CARRETERA PAVIMENTADA TERRACERIA BRECHA VEREDA FERROCARRIL ARROYO EMBALSE LAGUNA POBLADO LINEA DE SECCION CONTACTO GEOLOGICO RUMBO Y ECHADO RUMBO Y ECHADO EN ROCAS VOLCANICAS | <ul style="list-style-type: none"> EJE DE ANTICLINAL EJE DE SINCLINAL EJE DE ANTICLINAL BUZANTE EJE DE SINCLINAL BUZANTE EJE DE ANTICLINAL RECOSTADO EJE DE SINCLINAL RECOSTADO FRACTURA O FALLA SIN ESPECIFICAR FALLA FALLA NORMAL MOSTRANDO EL LADO HUNDIDO FUENTE DE MATERIAL VOLCANICO VOLCAN DOLINA CAMBIO DE FACIES |
|---|---|



Fig.26
Mapa preliminar de la geología del Estrato-Volcán de Atotonilco

