



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFIA



GEOMORFOLOGIA DE LA VERTIENTE  
OCCIDENTAL DEL VOLCAN  
IZTACCIHUATL

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A:

MIGUEL ANGEL GUILLEN GUERRERO



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFIA

CIUDAD UNIVERSITARIA, D.F. AGOSTO DE 1996

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

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.

## AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. José Juan Zamorano, maestro y amigo, por su invaluable ayuda en la realización de esta tesis.

Al Dr. José Lugo Hubp, por su interes y apoyo incondicional durante mi estancia en el Instituto.

A los sinodales de la presente, Dr, Jorge López Blanco, Ing. Hugo Newton Quiroz e Ing. Jorge González Cabrera, por sus valiosos comentarios.

A los compañeros y amigos, que estuvieron conmigo durante todo el trabajo: Ramón Hernandez R., Alberto Gómez Arizmendi, Victor Manuel López Guevara (Wolf), Oscar Frausto Martínez, Oscar Salas García, Luisa González Cesar (asesora en la elaboración del mapa de pendientes), Arturo García Romero, Gabriel Origel (Gabrielilwis) y Jesús Díaz (Chuchoinfo).

El mapa sigue siendo al mismo tiempo el acceso  
a lo real y la puerta a lo imaginario.

Francoise Mineile.

Somo unos pocos los privilegiados entre  
millones de seres que jamás contemplarán  
la maravilla de las montañas.

Walter Schiller.

**DEDICATORIA.**

**A mis Padres:**

**Ruth y Tomas, gracias por la paciencia y el apoyo.**

**A mi hermana:**

**Tu pusiste el ejemplo, aquí esta el resultado.**

**A la familia Jacinto Guillén:**

**Juan Carlos, Magda y Flavio, por compartir el gusto hacia la naturaleza**

## ÍNDICE.

<b>INTRODUCCIÓN.</b>	<b>1</b>
<b>CAPITULO I CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.</b>	
1.1. Desarrollo y tendencias de la cartografía geomorfológica.	2
1.2. Marco bibliográfico general sobre el volcán Iztaccíhuatl.	3
<b>CAPITULO II ASPECTOS GEOGRÁFICOS.</b>	
2.1. Generalidades.	16
2.2. Clima.	18
2.3. Suelos - vegetación.	20
<b>CAPITULO III GEOLOGÍA.</b>	
3.1. Marco geológico regional.	25
3.2. Estratigrafía.	30
3.3. Tectónica (cuenca de México).	45
3.4. Marco geológico local (volcán Iztaccíhuatl).	49
3.4.1. Series volcánicas antiguas: morfología y estructura.	51
3.4.2. Series volcánicas recientes: morfología y estructura.	57
3.5 Depósitos glaciales.	63
3.6. Depósitos piroclásticos.	74
<b>CAPITULO IV MORFOMETRÍA.</b>	
4.1. Mapa altimétrico.	81
4.2. Mapa de pendientes.	85
4.3. Mapa de densidad de la disección.	86

4.4. mapa de la profundidad de la disección.	89
4.5. Mapa de la energía del relieve.	92

**CAPITULO V GEOMORFOLOGÍA.** 95

**I RELIEVE ENDÓGENO.**

**1.- ACUMULATIVO.**

**1.1. Volcánico acumulativo.** 99

1.1.1. Volcanes cóniticos.

1.1.2. Labio de cráter.

1.1.3. Borde de cráter.

1.1.4. Atrio.

1.1.5. Fondo de cráter.

**1.2. Volcánico acumulativo con modelado glaciar.** 103

1.2.1. Colada de lava.

1.2.2. Domos volcánicos.

1.2.3. Edificios volcánicos fuertemente eroslonados.

1.2.4. Laderas superiores.

1.2.5. Laderas medias.

1.2.6. Laderas inferiores.

1.2.7. Crestas rocosas.

**II RELIEVE EXÓGENO.**

**1.- EROSIVO.**

**1.1. Fluvial.** 115

1.1.1. Talwegs principales (cauces).

1.1.2. Salto de cabecera.

1.1.3. Circo fluvial activo.

1.1.4. Circo fluvial inactivo.

1.1.5. Circo de desprendimiento.

**1.2. Procesos de ladera.**

130

1.2.1. Escarpe andesítico con pendientes superiores a 60° y menores a 20 m de altura

1.2.2. Escarpe andesítico con pendientes inferiores a 60° y menores a 20 m de altura.

1.2.3. Escarpe de lava inferido.

1.2.4. Ladera de frente de lava, modelada por procesos gravitacionales.

**1.3. Glaciar.**

135

1.3.1. Circo glaciar.

1.3.2. Circo glaciar inferido.

1.3.3. Circo glaciar inferido ( debajo del hielo).

1.3.4. Interfluvios entre circos.

1.3.5. Laderas superiores de valles fluviales, con 45° de inclinación (en promedio).

1.3.6. Laderas escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a 70°.

1.3.7. Superficies con morfología de cúpula.

1.3.8. Superficies con morfología aguda.

**2.- ACUMULATIVO.**

**2.1. Fluvial.**

142

2.1.1. Llanuras aluviales.

2.1.2. Llano volcánico.

2.1.3. Fondo de antiguo valle glaciar.

2.1.4. Flujo lodoso.

2.1.5. Abanico proluvial.

2.1.6. Planicie aluvial.

## **2.2. Gravitacional.**

2.2.1. Mantos coluviales.

## **2.3. Glaciar.**

155

2.3.1. Morrenas con cresta.

2.3.2. Morrenas sin cresta.

2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.

2.3.4. Protalus rampart.

2.3.5. Paredes de hielo.

2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.

2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.

2.3.8. Cuerpos de agua.

## **CONCLUSIONES.**

167



## INTRODUCCIÓN.

El objetivo principal de esta tesis es el levantamiento geomorfológico de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl, ya que a pesar de los numerosos estudios realizados en diversos campos científicos referentes al volcán, no existe un levantamiento geomorfológico a detalle del Iztaccíhuatl. Debido a lo anterior, se considera importante realizar un análisis geomorfológico de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl, ya que es uno de los elementos orográficos más representativos de México, el cual forma parte de la divisoria regional que separa las cuencas de México y Puebla. El valor escénico de la zona en estudio la ha convertido en una de las reservas naturales más importantes del país. En este sentido, se hace necesario un estudio geomorfológico que sirva como base para posibles investigaciones aplicadas, como serían el uso y manejo de recursos naturales, así como medidas de conservación, sin olvidar que su ubicación cercana a un volcán activo, como lo es el Popocatepetl, hacen de la cartografía geomorfológica a detalle, una posible herramienta de la cual puedan derivarse estudios que evalúen la factibilidad a que se presenten riesgos en esta vertiente del Iztaccíhuatl.

A la fecha, no se cuenta con un mapa geomorfológico a detalle, en donde se manifieste la relación forma-proceso. El mapa geomorfológico que se presenta en esta tesis es un aporte al conocimiento del territorio, se apoya en criterios geomorfológicos, en donde se identifican y se clasifican las formas del relieve, de acuerdo con su génesis, evolución en el tiempo y dinámica actual, a una escala 1:20 000. La metodología utilizada para la elaboración de este mapa consiste principalmente en la interpretación y análisis de fotografías aéreas en dos escalas (1:35 000 y 1:75 000), en dos fechas de vuelo, abril de 1973 y marzo de 1985, respectivamente. El resultado de una primera interpretación, se plasmó en un mapa preliminar a color, en el cual se utilizó una simbología primaria, esta sirve como

base para la elección de la leyenda final. La corrección del mapa preliminar se realiza a través de recorridos en campo, los cuales consisten en levantamientos de perfiles y toma de fotografías. Por último, se elaboró la leyenda definitiva, clasificándola de acuerdo con los procesos de formación del relieve, incluyendo a cada forma en relación con su génesis primaria, sin tomar en cuenta , su erosión o degradación actual. Se anexa una descripción explicativa de cada elemento que compone los complejos geomórficos, utilizando 39 fotografías, 69 esquemas y perfiles. De esta manera se cumple el objetivo.

## **CAPITULO I CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA Y ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS**

### **1.1. Desarrollo y tendencias de la cartografía geomorfológica.**

El conocimiento del ambiente geográfico y de los diferentes elementos que lo constituyen donde se desarrollan las distintas sociedades, se hace necesario para su utilización óptima. El relieve terrestre, como parte del ambiente geográfico, es objeto de estudio de la geomorfología (Martínez de Pisón, 1982). Esta es una disciplina de la naturaleza, por lo cual su objetivo es el comprender cómo se han originado las formas de la superficie terrestre, resultado directo de las fuerzas internas (endógenas) que comprenden las manifestaciones volcánicas y los movimientos tectónicos, y las fuerzas de origen externo (exógenos), en donde la gravedad controla el escurrimiento de las aguas, del hielo y los movimientos de remoción en masa, siendo entonces la génesis de las formas del relieve terrestre el resultado directo de las variaciones de energía entre fuerzas internas y externas (Tricart, 1966). El equilibrio o desequilibrio entre este tipo de fuerzas sobre la superficie terrestre, dan lugar a formas de erosión y acumulación características, marcando pautas de evolución del relieve denominadas sistemas morfogenéticos, y son en gran parte, resultado de la acción climática, quedando definidos por la morfología que originan y los depósitos a los que dan lugar (Del Val, 1974).

La capacidad de localizar e identificar en el espacio las formas y depósitos característicos de un determinado sistema morfogenético, hacen posible su representación en un documento cartográfico, dando como resultado una expresión visual que permite explicarlos. El valor científico de este tipo de representación cartográfica, es la de presentar una imagen precisa del relieve, en cuanto a sus procesos dinámicos, ayudando a entender y apreciar la participación de las fuerzas endógenas y exógenas, así como la distribución y origen de las formas, auxiliando

a su posible conexión con otras regiones morfogenéticas, facilitando el desarrollo de estudios comparativos.

Se define entonces al mapa geomorfológico como una representación reducida y simbólica de la superficie terrestre o de una parte de ella. Esta reducción del mapa, se expresa como una relación numérica entre las distancias medidas en el mapa y las que corresponden sobre el relieve. (Corberó, 1993). Es la escala, y se define en función a los objetivos y problemas que se van a tratar. En la Figura 1 se representan las diferentes escalas, en una clasificación principalmente morfológica ( extensión de la superficie y diferencia de alturas).

Otra forma de clasificación de los mapas geomorfológicos, de acuerdo con Córdova (1988), es en generales y especiales, en donde los primeros cubren la mayor parte de las características básicas (morfología, génesis y edad del relieve). Los segundos, muestran esencialmente un punto básico (pendientes, densidad de la disección, profundidad de la disección, etc.). Para Joly (1979) y Spiridinov (1981), los mapas geomorfológicos pueden ser analíticos y sintéticos. Los mapas analíticos representan un determinado fenómeno en cuanto a sus relaciones dentro del espacio geográfico, como son su posición, altitud y orientación, teniendo como principal ejemplo a los mapas topográficos. Los mapas sintéticos son más complicados, ya que se trata de mapas explicativos que integran la información de varios mapas analíticos, resultando así, los mapas de correlación, los cuales reúnen en un mismo fondo las diferentes variables, cuyas relaciones se quieren explicar, cualidades que reúnen los mapas geomorfológicos detallados.

MAGNITUD (Orden)	SUPERFICIE (Km <sup>2</sup> )	DIFERENCIA DE ALTURAS (metros)	EJEMPLOS	ESCALAS DE REPRESENTACIÓN
I	Millones de Km	hasta 20 000, 2500-6500 prom.	Continentes, cuencas oceánicas	1 : 50 000 000
II	Decenas y miles de Km.	max. 11 000 500-4000 prom.	Altiplanos, países montañosos continentales y oceánicos, depresiones cratónicas y oceánicas.	1 : 10 000 000 1 : 1 000 000*
III	Cientos y miles de Km.	200-2000	Montañas, grandes cuencas, algunas trincheras.	1 : 1 000 000 1 : 100 000*
IV	Cientos y miles de m.	200-300	Colinas, terrazas, poljes, barrancos.	1 : 50 000 1 : 10 000*
V	m y cientos de m	m. y decenas de m.	Bancos de cauce, barrancos, dolinas.	1 : 25 000 1 : 5 000*
VI	dm y m	0.1 a 0.2	Montículos, cárcavas.	1 : 5 000
VII	cm y dm	cm y dm a m	Cúmulos, estrías.	-----

\* cartografía a detalle

Fig. 1. Representación de las formas terrestres de acuerdo a su escala ( Piotrovsky, 1977, en Lugo, 1988)

Por otro lado, los mapas de correlación se enriquecen cuando se utilizan fotografías aéreas, imágenes de satélite e información producto de observaciones directas sobre el terreno. De acuerdo con Lugo (1989), otra forma de facilitar el estudio del relieve terrestre es la cuantitativa, que consiste en mediciones realizadas principalmente sobre mapas topográficos o directamente en el campo.

El análisis contempla al relieve terrestre por su semejanza con modelos geométricos (morfología) y por la valoración de ciertos elementos del relieve (morfometría). El mismo autor menciona que los elementos cuantificables del relieve son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia y otros parámetros numéricos, los cuales tienen variantes más complejas que se combinan entre sí, permitiendo la elaboración de mapas como el altimétrico o hipsométrico, densidad de la disección, órdenes de corrientes, profundidad de la disección, disección general del relieve, pendientes del terreno, energía del relieve, etc.

El análisis cualitativo representa en el mapa al principal elemento contenido en los mapas geomorfológicos detallados, que es la génesis de las formas superficiales. Estas son clasificadas de acuerdo con las fuerzas que las generaron, así como los procesos geomorfológicos (Gellert, en Demek, 1972). Por lo tanto, las formas son clasificadas de acuerdo con su génesis y cada grupo formado incluye las formas de los procesos geomorfológicos nombrados. La decisión para incluir una determinada forma en un grupo genético, depende de las características que controlan su formación primaria y carácter geomorfológico general, independientemente de su posterior degradación o modelado. El presente trabajo se centra en este último tipo de mapas morfogenéticos, los cuales según Palacio Prieto (1982), son una de las principales herramientas de análisis de la geomorfología, haciendo énfasis en aquellos estudios que requieren el conocimiento exacto de las formas del relieve y los procesos geomorfológicos relacionados con ellas.

Si bien el desarrollo de la cartografía geomorfológica no ha ido a la par con el avance teórico de la geomorfología, como en el caso de la geología, el primer mapa detallado fue presentado por S. Passarge (en Klimaszewki, 1982), en el Atlas morfológico Alemán, escala 1:100 000, el cual contenía la siguiente información: mapa topográfico-orográfico con cubierta vegetal, mapa de pendientes, mapa de formas de los valles, mapa geológico-estratigráfico, mapa de resistencia física, mapa de resistencia química, mapa petrográfico y por último el de desarrollo del relieve. Solo después de la Segunda Guerra Mundial la preparación de mapas geomorfológicos detallados significó la base del mapeo sistemático del relieve. Durante el XVIII Congreso de la Unión Geográfica Internacional (IGU) en Río de Janeiro, se desarrollaron trabajos en donde el mapeo geomorfológico es considerado como uno de los temas más importantes dentro de la Comisión de Geomorfología Aplicada. Durante el siguiente Congreso (Estocolmo, 1960), se presentan diversos mapas geomorfológicos desarrollados en Suiza, Francia, la ex

U.R.S.S., Polonia, ex Checoslovaquia, Japón, Bélgica y Hungría, con grandes diferencias en cuanto a su contenido y presentación. Se crea así, la Subcomisión de Mapeo Geomorfológico Detallado, dirigida por M. Klimaszewki, teniendo como principal prioridad el proponer un sistema cartográfico uniforme para su mejor entendimiento. Durante la sesión de la subcomisión en Krakow (1962), se definen los principios para la preparación de mapas geomorfológicos.

- El mapa geomorfológico debe ser el resultado de trabajo de campo, en combinación con la interpretación de fotografías aéreas.

- Su elaboración se ajusta a escalas entre 1:10,000 y 1:100,000, porque a tales escalas, las principales características del terreno pueden ser adecuadamente representadas.

- Debe simbolizar fielmente al relieve, permitiendo al usuario una fácil lectura en cuanto al carácter presente del relieve, reconstruir el pasado e inferir algunas tendencias en su desarrollo futuro.

En el transcurso de los años 1962 a 1968, se presentan varias propuestas de mapas geomorfológicos; Francia, Checoslovaquia y Hungría apoyan la construcción de éstos, considerando a la unidad litológico-estructural como el elemento base de sus levantamientos cartográficos; los geomorfólogos polacos, rusos, rumanos y alemanes, consideran a la forma del relieve como el elemento base, definiendo sus dimensiones, origen y edad dentro de su cartografía. Los resultados de estas propuestas se engloban en una leyenda titulada, " La leyenda unificada de los mapas geomorfológicos del mundo, escala 1:25 000 - 1:50 000." (Bashenina *et. al.*, 1968), la cual se presentó en cinco idiomas (inglés, ruso, francés, alemán y polaco). Contiene 570 símbolos diferentes, sin embargo, fue una idea ambiciosa y

difícil de poner en práctica, debido a que los diversos autores contribuyeron con simbologías propias, especialmente en referencia a pequeñas regiones, por lo cual la aplicabilidad a nivel mundial queda en duda.

A principios de 1971 se intenta una nueva versión de leyenda con aplicación mundial en el "Manual de mapeo geomorfológico detallado" (Demek, 1972), basado principalmente en experiencias de varios países europeos, reuniendo artículos de 20 geomorfolólogos, los cuales tratan sobre la confección de mapas geomorfológicos, morfográficos, morfométricos, geológicos y otros concernientes a los diferentes elementos del ambiente geográfico.

Si bien se han hecho diversos intentos de homologar la simbología geomorfológica, realmente no se ha llegado a cumplir fielmente este objetivo. En nuestro país son de aceptación general la escuela rusa, representada principalmente por Bashenina (1977) y Simonov (1989), y se refleja en trabajos de Lugo *et. al.* (1993; 1994, 1995), aplicados en el estudio geomorfológico de sierras volcánicas de la cuenca de México y deslizamientos activos de tierras en el Estado de Hidalgo. Zamorano (1990), presenta un estudio enfocado a la geomorfología de la cuenca de México, realizando una zonificación morfológica de la misma. Otra influencia importante, es el Instituto de Investigación Aeroespacial y Ciencias de la Tierra (ITC), con sede en la ciudad de Enschede, Países Bajos, a través de autores como Palacio Prieto, y López Blanco (1994); López Blanco (1994); Vázquez Selem, y Zinck (1994), donde utilizan sistemas de información geográfica y sensores remotos, en trabajos enfocados a la evaluación del relieve, erosión y avance de cárcavas. Los estudios geomorfológicos detallados en las altas montañas de México son escasos, pudiéndose citar como trabajos pioneros los de Vázquez Selem (1989, 1990, 1991), en el volcán Téyotl, en donde se cartografiaron los principales depósitos glaciales asignándoles una cronología informal y correlacionándolos con otras montañas del país. Si bien son importantes los trabajos de Lorenzo en las décadas de los años



50 y 60, Sidney White en los 60 y Klaus Heine en los 70, referentes a los depósitos glaciales, en ninguno de ellos se presenta una cartografía geomorfológica detallada, refiriéndose únicamente a esquemas, perfiles y mapas de localización de estas formas en las laderas de las montañas. Sin embargo constituyen un importante apoyo metodológico para la elaboración de esta tesis, en conjunto con otros temas que a continuación se analizan:

## **1.2. Marco bibliográfico general sobre el volcán Iztaccíhuatl.**

Alvarez B. (1990) realiza una breve descripción del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), destacando su importancia dentro del relieve de la República Mexicana, menciona su génesis y evolución a través del tiempo. Como parte del CVM la cuenca de México ha sido tema de muy diversos estudios. Geológicamente ha sido interpretada por Mooser (1956; 1957), dividiéndola en tres unidades principales, delimitadas por ciclos de erosión bien marcados. Posteriormente, y con el apoyo de estudios paleomagnéticos, Mooser (1974, 1975, 1981) asigna nuevas edades en las unidades geológicas de la cuenca, dividiendo los procesos geológicos en siete fases de vulcanismo, siendo la quinta fase, donde se desarrollan las Sierras Mayores, que forman el límite poniente (Sierra de las Cruces) y oriente ( Sierra de Río Frío y Nevada) de la cuenca de México. Las sierras mencionadas están constituidas por rocas andesíticas y dacíticas, emanadas a través de estratovolcanes, que debido a su intensa actividad, crearon amplios depósitos volcánicos durante el Terciario Superior, perdurando esta actividad hasta el Cuaternario. Durante la séptima fase (Mooser *op. cit.*), se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y Popocatepetl, este último aún activo. Las anteriores afirmaciones, ya han sido superadas a la luz de nuevas investigaciones geológicas. Así, De Cserna *et, al.* (1988), agregaron nueva información a la historia geológica de la cuenca, en especial sobre fallas, cartografiando ocho unidades separadas en

cinco categorías, que comprenden los depósitos mesozoicos; depósitos clásticos continentales del Terciario; rocas volcánicas Terciarias; depósitos Pliocénico-cuaternarios y depósitos Cuaternarios. Vázquez Sánchez y Jaimes Palomera (1989) proponen una geología de la cuenca de México, con base en análisis estratigráficos, estructurales y petroquímicos, desde el Cretácico, tomando como apoyo la petrología estratigrafía, tipo de vulcanismo, datos geocronológicos y paleomagnéticos.

Una propuesta para una nueva nomenclatura estratigráfica de la cuenca, es realizada por Enciso de la Vega (1992) quien considera que la gran variedad de rocas de origen volcánico, vulcanoclástico y clástico, así como complicaciones tectónicas y diacrónicas, no han permitido establecer una columna estratigráfica apropiada y que actualmente se utilizan más de treinta unidades formales e informales, locales o regionales, y en ocasiones, las mismas rocas reciben diferentes denominaciones, de acuerdo con el autor que las describe.

Aunque el basamento de la Sierra Nevada no se encuentra expuesto en la cuenca de México, subyace a las rocas de la formación Chichinautzin e intercalaciones de detritos sedimentarios. Pozos profundos de exploración en la Ciudad de México y Texcoco, encontraron relleno lacustre del Cuaternario y rocas volcánicas del Terciario, antes de penetrar en los sedimentos Cretácicos a 2 060 m. (Mooser *et. al.* 1974).

Los estudios que tratan sobre el edificio volcánico del Iztaccíhuatl, datan desde principios de este siglo, si bien los primeros trabajos son puramente descriptivos son el inicio de trabajos más específicos, como el de Paredes (1921) el cual presenta un bosquejo geológico, encaminado a estudiar la circulación de las aguas subterráneas en el flanco occidental del volcán.

Schlaepfer (1968) denomina como formación Iztaccíhuatl a la andesita del mismo nombre citada por Federico Mooser (1956), comprendiendo derrames lávicos

sobrepuestos, con una composición que varía de dacítica a riodacítica, observándose principalmente en la barranca del río Tlalmanalco y en la estación Nexcoalango. La misma autora considera que esta formación se encuentra cubierta por lavas más recientes que forman el Pecho y el cono actual del Popocatepetl, comprendiendo varias unidades volcánicas originadas en distintas épocas, durante el Mioceno tardío y todo el Plioceno.

Los estudios paleomagnéticos en las lavas del Iztaccíhuatl, fueron realizados principalmente por Steele (1971) por arriba de la línea de vegetación (4 000 msnm) y ninguno presentó polaridad magnética inversa, concluyendo que la región somital del Iztaccíhuatl se formó durante el período Brunhes de polaridad normal. También reportó tres dataciones por medio del K-Ar, mostrando un rango de 14 a 4 ma. lo cual concuerda con la cronología propuesta por Mooser *et al.* (1974). Sin embargo, las edades de estas rocas, no corresponden a su posición estratigráfica. Steele (1985) concluye que las lavas del Iztaccíhuatl, sí fueron extruidas durante el periodo Brunhes, pero las edades de estas fueron modificadas por Nixon (comunicación personal a Steele, 1984) en los cuales se obtienen rangos de  $580,000 \pm 110\ 000$  A.P. a  $76,000 \pm 20,000$  A. P.. Estas edades son estratigráficamente razonables, por lo cual la datación del trabajo de Steele (1971) es descartada.

La geología del Iztaccíhuatl y áreas adyacentes fue realizada por Nixon (1989), quien reconoció dos fases de desarrollo volcánico, representadas por las rocas de las series volcánicas antiguas ( $> 0.6$  ma) y las series volcánicas recientes ( $< 0.6$  ma). Las series volcánicas antiguas comprenden las andesitas y dacitas antiguas, que constituyen el volcán LLano Grande y el cono de los Pies Ancestrales. La actividad parásita de esta serie se constituye por el flujo riolítico de las lavas La Trampa y el flujo riodacítico Tlacopaso.

Las series volcánicas recientes se constituyen, por las andesitas y dacitas, que forman la región somital del Iztaccíhuatl y las rocas de los Pies, los cuales cubren a los Pies Ancestrales. La actividad parásita reciente esta representada por las lavas basálticas a andesíticas de La Joya y los flujos dacíticos del Táyotl.

De manera casi simultánea, los trabajos geológicos se desarrollaron junto con las primeras investigaciones formales de glaciares en el Iztaccíhuatl. El estudio de las glaciaciones pleistocénicas y la actividad de los glaciares modernos, así como de sus depósitos correspondientes, son curiosamente en el Iztaccíhuatl de los que se tienen referencias más antiguas.

Entre 1781 y 1789, el sacerdote José de Alzate y Ramírez realiza observaciones barométricas en el extremo de uno de los glaciares, obteniendo una lectura de 4 633 msnm. (Álzate 1831, citado por Lorenzo, 1964). Ordóñez (1895) y Farrington (1897), realizan observaciones sobre el Iztaccíhuatl, aunque la toponimia utilizada en sus escritos es algo confusa, sin embargo se reconocen, características de los glaciares Ayoloco y Ayolotepito. Estos últimos fueron observados por primera vez por un viajero alemán, Heilprim en 1890; pero los primeros estudios formales fueron realizados por Ordóñez en 1893 (citado por Blásquez, 1961) refiriéndose principalmente al retroceso de la masa glaciar.

Para 1908, la Compañía Papelera de San Rafael, realiza observaciones a cerca de la actividad del glaciar Ayolotepito, el cual tuvo una ablación extremadamente rápida el 25 de diciembre de 1908, provocando una inundación, que ocasionó daños a la fábrica, repitiéndose el fenómeno el 13 de marzo de 1925 (Blásquez *op. cit.*).

Las características climáticas que condicionan la acción glacial en el Iztaccíhuatl, así como los aspectos morfológicos, son aportes de Robles Ramos (1944) con un estudio enfocado principalmente al aprovechamiento de los recursos hidrológicos del volcán. Lorenzo (1964) presenta un informe sobre los glaciares del Pico de

Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl, en el cual reúne las principales características de los mantos de hielo de estas montañas, tales como ubicación y elevación, nombre, área aproximada, volumen (estimado) y fotografías. Las observaciones acumuladas durante diez años por Blásquez (1961) en las cumbres del Iztaccíhuatl, le permiten concluir que el límite de las nieves no tiene una frontera fija a esas alturas, mientras que los mantos de hielo mantienen un límite inferior relativamente estable. El mismo autor reconoce la existencia de sólo dos glaciares en la parte occidental del volcán: el Ayolotepito, al norte entre la Cabeza y el Pecho, y el Ayoloco, entre las Rodillas y el Pecho.

Un estudio de los fenómenos causados por el congelamiento en nuestras latitudes sobre las altas montañas, fue realizado por Lorenzo (1969) en el cual presenta fotografías de manifestaciones periglaciares y un intento de clasificación de estos procesos.

Los principales aportes realizados sobre las antiguas glaciaciones y sus depósitos resultantes en la vertiente occidental del Iztaccíhuatl, son los de White (1956, 1962a, 1962b, 1981 y 1987), los cuales de manera general concluyen en la presencia de cinco depósitos glaciares adjudicados a la última glaciación cuaternaria, durante el Pleistoceno tardío. La glaciación más antigua, San Rafael (Lorenzo, 1964) está representada por cantos cementados de diamictita, cubiertos por sedimentos volcánicos y aluviales intemperizados, localizados en las bocas de cañadas y partes bajas de las paredes. Los depósitos Nexcoalango (entre 2,750 y 3,050 msnm) y Hueyatlaco (de 3,135 a 3,650 msnm) se presentan como sedimentos alterados y mezclados con piroclastos y suelos; solo presentan algunos rasgos menores en crestas de parteaguas. Los depósitos Milpulco (3,630 a 3,760 msnm) y Ayoloco (4,270 a 4,410 msnm) son más recientes, los cuales aún presentan la morfología característica de las morrenas.

Heine (1973, 1983 y 1988) realiza investigaciones de morfología glacial en el volcán La Malinche y los correlaciona con los propuestos por White (*op. cit.*). Sus

aportes principales son las características climáticas que prevalecieron durante las etapas glaciales; sin embargo, las correlaciones con los depósitos propuestos por White, presentan algunas contradicciones.

Los trabajos realizados sobre la geomorfología glacial y periglacial del volcán Téyotl, es un aporte de Vázquez Selem (1989, 1990) en el cual propone una secuencia informal para los eventos glaciares del Téyotl, los que correlaciona con los realizados por White y Heine en el Iztaccíhuatl.

Los estudios geomorfológicos del área en estudio, se encuentran en trabajos dedicados a la cuenca de México, Lugo (1984) aporta datos fisiográficos y geomorfológicos de la parte sur de la cuenca de México, con una cartografía geomorfológica escala 1:50,000 y reducida a escala 1:200,000 para efectos de su publicación. Zamorano (1990) divide a la cuenca de México en cinco unidades morfológicas bien definidas: estructuras volcánico-tectónicas que forman su límite; el piedemonte el cual se subdivide en superior, con un predominio de procesos erosivos, e inferior en donde son más evidentes los procesos acumulativos de tipo proluvial; planicie proluvial-lacustre, porción ligeramente inclinada; planicie lacustre que ocupa el nivel más bajo de la cuenca y finalmente una distribución irregular de estructuras volcánicas sin arreglo aparente.

Los aspectos teóricos referentes a la cartografía geomorfológica son tratados por autores como Martínez de Pisón (1982), Tricart (1966), Del Val (1974), Corberó (1993), Córdova (1988), Joly (1979), Spiridonov (1981), Lugo (1989), Gellert (en Demek, 1972), Palacio (1982), Klimaszewki (1982), Bashenina *et. al.* (1968), Demek (1972), Bashenina (1977) y Simonov (1989) en los cuales se analizan los diferentes tipos de cartografía geomorfológica, enfocándose principalmente a las escalas grandes, y destacan su importancia como herramienta para la difusión del conocimiento del relieve terrestre.

Los aspectos geográficos son tratados por autores como Robles Ramos (1944), Lauerh (1978), García Amaro (1973, en Fuentes 1975), García Amaro (1987), principalmente en la distribución de los climas en la Sierra Nevada, y su influencia en la distribución de los suelos y vegetación, información obtenida por medio de las cartas temáticas de la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP): edafologica, de uso de suelo y vegetación.

Las tendencias cartográficas analizadas y la revisión de trabajos antecedentes que aparecen en este capítulo, es el punto de partida de este trabajo de tesis.

## CAPITULO II. ASPECTOS GEOGRAFICOS.

### 2.1. GENERALIDADES.

El volcán Iztaccíhuatl se localiza a 60 km. al suroeste de la Ciudad de México. Esta estructura volcánica con 5,286 msnm, es divisoria entre la cuenca de México y la de Puebla. Pertenece junto con el volcán Popocatepetl, al conjunto montañoso denominado Sierra Nevada, con 80 km de longitud y 37 km, en promedio de ancho. Dicha sierra, a escala regional es parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y comprende sectores de los Estados de México, Puebla, Tlaxcala y Morelos (Fig. 2).

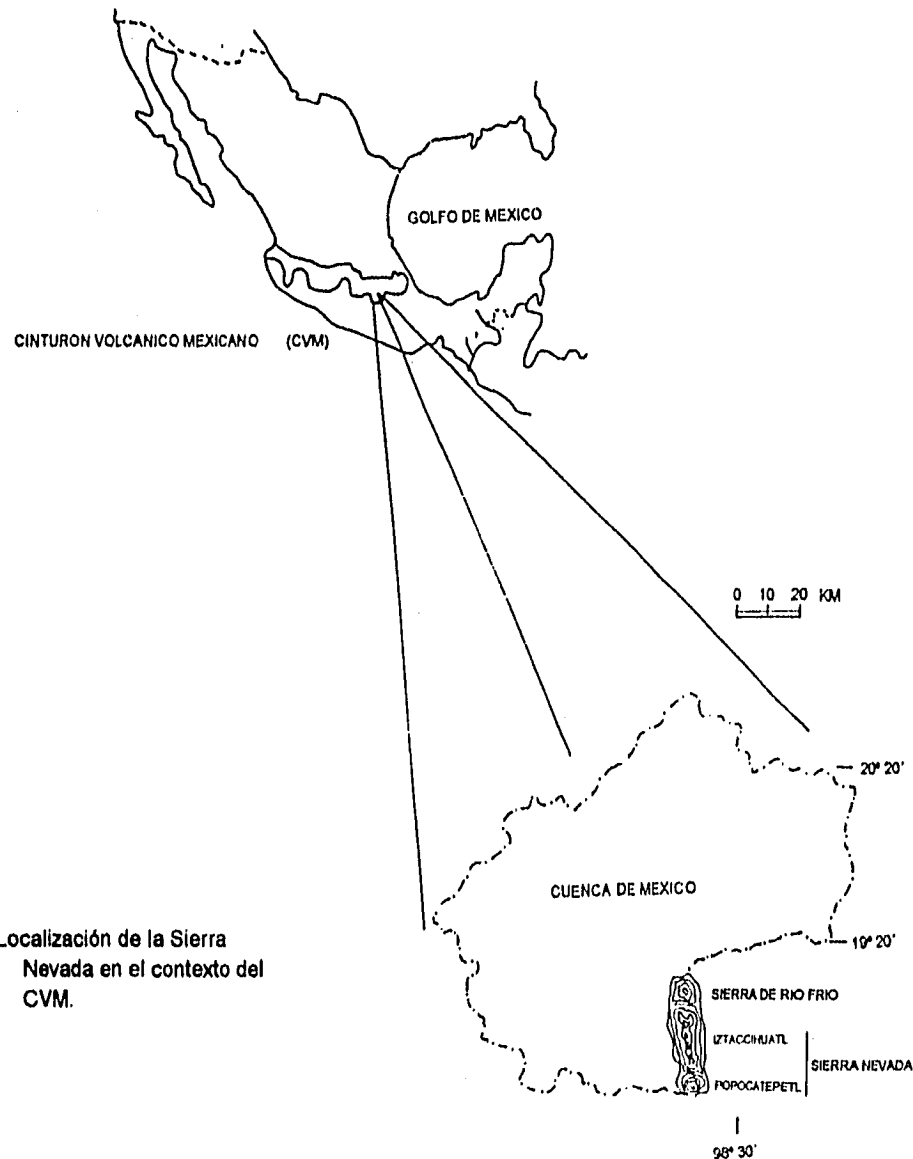


Fig. 2 Localización de la Sierra Nevada en el contexto del CVM.



Geográficamente, el área de estudio se localiza a  $98^{\circ} 37' 00''$  y  $98^{\circ} 46' 06''$  de longitud oeste y a  $19^{\circ} 06' 01''$  y  $19^{\circ} 12' 30''$  de latitud norte (Fig. 3).

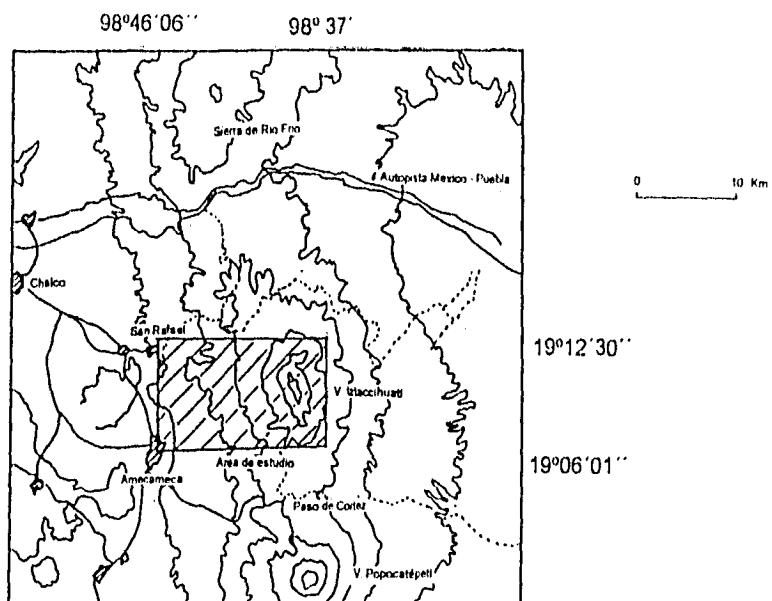


Fig. 3 Localización del área de estudio.

La interposición de este macizo montañoso a los vientos húmedos dominantes del Golfo de México, provoca la existencia de un flanco más húmedo, frontal al viento (ladera oriental), y un flanco con menor humedad, opuesto a la dirección del viento (ladera occidental) (Robles Ramos, 1944). Esta última ladera (occidental), presenta dos zonas; la de montaña, la cual comprende las cimas más importantes del volcán, que por su altitud se halla descubierta de vegetación que de acuerdo con Lauerh (1978), el límite de la vegetación arbórea es definido principalmente por la temperatura, casi coincidiendo con la isoterma de  $5^{\circ}$ , ubicada entre 4 000 a 4 200 metros, con temperaturas cercanas al punto de congelación, en donde la soliflucción no permite la cubierta vegetal. En esta zona, el número de días con temperaturas bajo cero, es de 320 días al año.

De los 4,000 a 2,500 msnm aproximadamente, se extiende una cubierta boscosa, que comprende parte del Parque Nacional Izta-Popo, la cual tiene como principal atractivo las actividades de esculismo, y en las áreas de mayor altura, alpinismo. El Iztaccíhuatl es la tercera montaña más elevada del país y una de las más visitadas por los montañistas.

Finalmente, el área de piedemonte, sobre la cual se asientan poblados como Amecameca, San Rafael y Santiago Cuautenco, en cuyos alrededores se cultiva principalmente el maíz y algunas especies frutales.

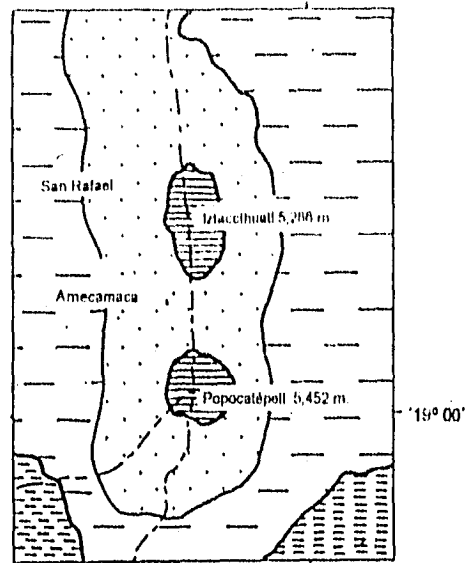
Es evidente que un territorio con una extensión de 192 km<sup>2</sup>, en el cual se encuentran desniveles de casi 3 000 m de altura, las diferencias de altitud juegan un papel preponderante en las variaciones del clima y en consecuencia, en el desarrollo del suelo, su uso y la vegetación que éste sustenta. Estos factores interactúan entre sí, por lo que no puede esperarse que las unidades de suelo sean homogéneas, ya que en realidad presentan un cierto número de asociaciones.

## **2.2. CLIMA**

De acuerdo con García (1973, en Fuentes, 1975), la distribución de los climas en la Sierra Nevada y áreas circunvecinas, es de la siguiente manera (figura 4):

**A) EFHw**, Clima muy frío, localizado solo en las cumbres de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl; tiene como límite inferior la cota de los 4 000 msnm. Presenta temperaturas medias anuales inferiores a los 2° C, en el mes más cálido inferior a 0° C. La letra H indica que este clima solo se presenta a grandes altitudes, y la w, que el máximo de precipitaciones se presenta durante el verano.

**B) C(W<sub>2</sub>)b**. Clima templado subhúmedo, representa la transición entre el clima frío de altura y el clima de las cuencas que se localizan en ambos flancos de la sierra, entre las cotas de 3 250 y 4 000 msnm. Presenta un régimen de lluvias de verano, con un coeficiente de precipitación/temperatura (P/T) mayor a 55.3, esto indica, que es el más húmedo de los subhúmedos (García, 1987). El verano es largo y



10 5 0 10 20 KILOMETROS

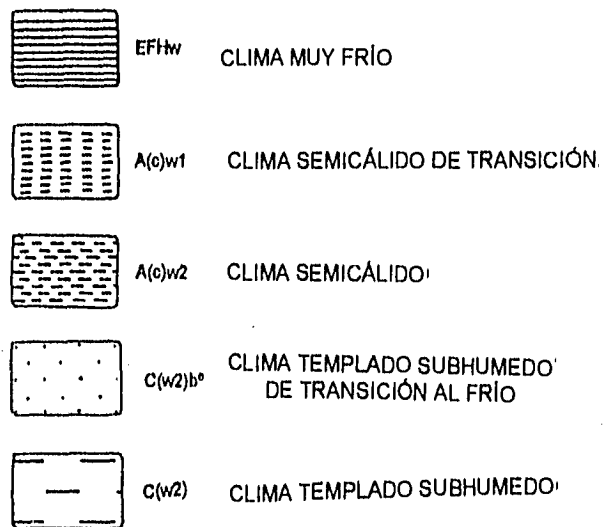


Fig. 4 Distribución de climas en la Sierra Nevada. (García, 1973, en Fuentes, 1975)

fresco, indicado por la letra b, y que el mes más caliente tiene una temperatura entre 6.5 y 22° C. El P/T, es un coeficiente que resulta de dividir la precipitación total anual expresada en mm, entre la temperatura media anual en °C. Este valor representa la relación que existe entre los dos elementos más importantes del clima y es un índice de humedad (García *op. cit.*).

C) **C(W<sub>2</sub>)**. Clima templado, subhúmedo, se localiza a partir de la cota de los 3 250 msnm hacia las partes llanas. Presenta un régimen de lluvias de verano, con un coeficiente de P/T mayor a 55.3. Es el clima de mayor extensión en ambas vertientes.

D) **A(C)w<sub>1</sub>**. Clima semicálido, representa la transición de los climas templados a los semiáridos, y se localizan a partir de la cota de 2 250 msnm. La temperatura media anual es menor a 22° C y la del mes más frío, mayor a 18° C, con un coeficiente de P/T entre 43.2 y 55.3. (Las localidades cuyo P/T esta comprendido entre 43.2 y 55.3, son intermedias en cuanto a su grado de humedad, de acuerdo con García, 1987).

E) **A(C)w<sub>2</sub>**. Clima semicálido, la cota de 2 250 m indica su límite superior. Presenta una temperatura media anual menor a 22° C y la del mes más frío, mayor a 18° C, con un coeficiente de P/T mayor a 55.3.

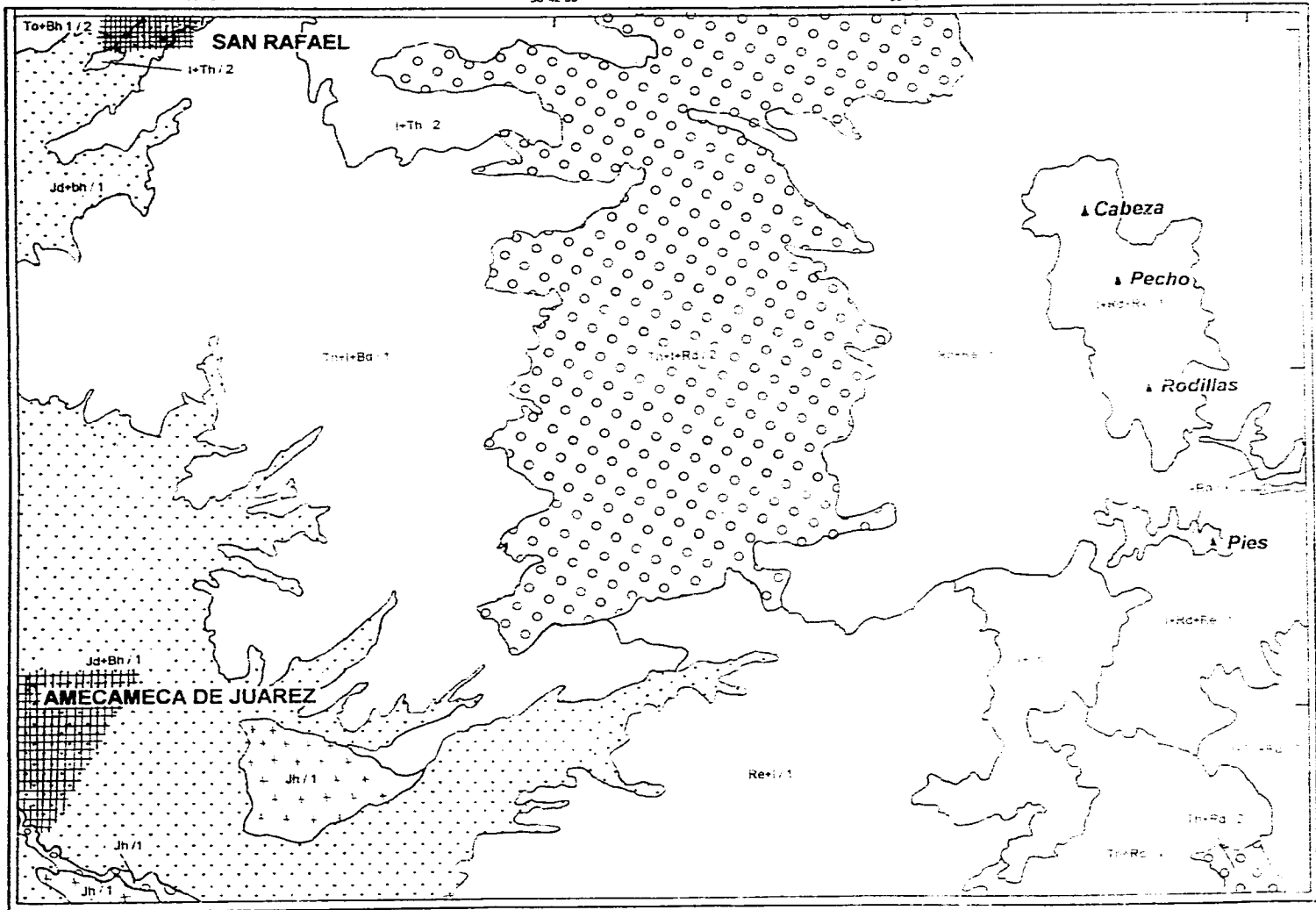
### **2.3. SUELOS-VEGETACIÓN.**

De acuerdo con las cartas de uso de suelo, vegetación y edafológica editada por la Secretaria de Programación y Presupuesto (SPP, 1983), la distribución de los suelos y la vegetación en la zona de estudio (Fig. 5 y 6), es de la siguiente manera:

La asociación de suelos que se presenta en la zona cumbral del Iztaccíhuatl, entre las cotas extremas de 3 800 y 5 286 msnm, se forma principalmente de litosoles (I), suelos poco profundos, menores a 10 cm. de espesor, con una susceptibilidad a erosionarse de moderada a alta, dependiendo de la pendiente en que se encuentren. Los regosoles dísticos (Rd), no muestran capas distintivas y son muy

CARTA EDAFOLÓGICA

98°45' 98°42' 00 98°39' 98°37'



- To+Bh 1/2 Litoso+Regoso (clayey) + (clayey) + (clayey) + (clayey)
- I+Th 2 Litoso+Regoso (clayey) + (clayey) + (clayey)
- Jd+Bh 1 Litoso+Regoso (clayey) + (clayey) + (clayey)
- Txi+Bd 1 Litoso+Andosol húmedo (clayey) + (clayey)
- Txi+Ra 2 Litoso+Andosol húmedo+Regoso (clayey) + (clayey)
- Jh 1 Andosol húmedo+Litoso+Regoso (clayey) + (clayey)
- Re+1/1 Andosol húmedo+Regoso (clayey) + (clayey)
- Tr+Rg 2 Andosol húmedo+Litoso+Regoso (clayey) + (clayey)
- Fluvial (clayey) + (clayey) + (clayey)
- Fluvial (clayey) + (clayey) + (clayey)

Elaboración: Miguel Ángel Guzmán  
 E-14841 AMECAMECA  
 E-14842 HUICUITZINGO  
 IPP (Secretaría de Agricultura y Fomento)  
 En agosto de 1995

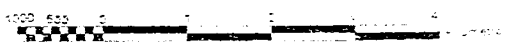
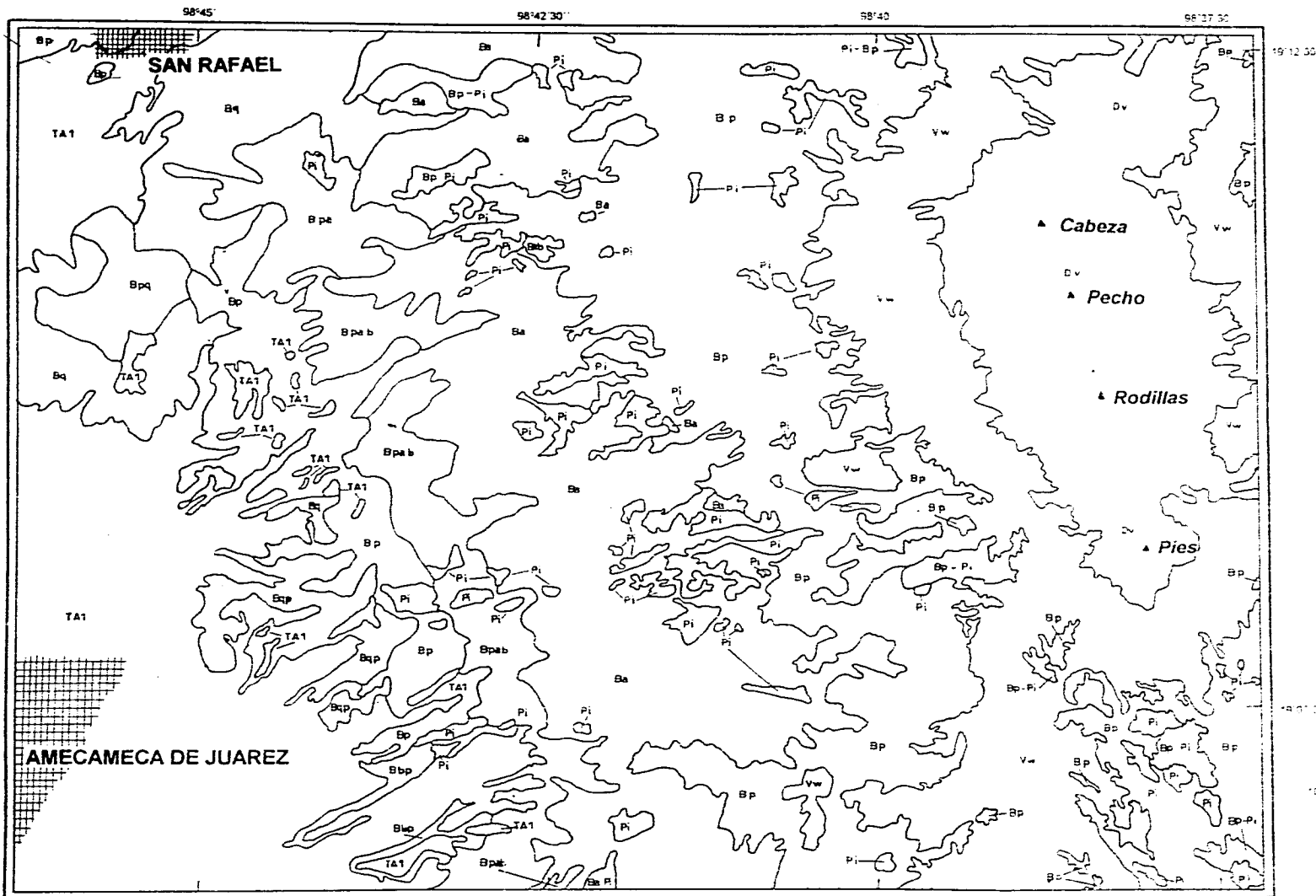


FIG: 5 CARTA EDAFOLÓGICA

TESIS UNAM  
 Miguel Ángel Guzmán G  
 Colegio de Geografía  
 1996



CARTA DE USO DE SUELO Y VEGETACION

- Ba Bosque de oyamel
  - Bab Bosque de oyamel y cedro blanco
  - Ba-Pi Bosque de oyamel y pastizal inducido
  - Bbp Bosque de cedro blanco y pino
  - Bp Bosque de pino
  - Bpa Bosque de pino y oyamel
  - Bpab Bosque de pino, oyamel y cedro blanco
  - Bpb Bosque de pino y cedro
  - Bp-Pi Bosque de pino y pastizal inducido
  - Bq Bosque de encino
  - Bu-r Bosque de encino y pino
  - Pi Pastizal inducido
  - Pi-Bp Pastizal inducido y bosque de pino
  - TA1 Agricultura de temporal con cultivos principales
  - Vw Fradera de alta montaña
  - V Vegetación sumergida
- Fuente: Carta de uso de suelo y vegetación  
 E14B41 AMECAMECA  
 E14B42 HUEJOTZINGO  
 OPP (Secretaría de programación y presupuestos)  
 E1445a en 1993



FIG. 6 CARTA DE USO DE SUELO Y VEGETACION

TESIS UNAM  
 Miguel Angei Guillén G  
 Colegio de Geografía  
 1996.

someros, presentando una susceptibilidad variable a la erosión. Son suelos infértiles y ácidos.

El regosol géllico (Rx, del latín *gellidus*: congelado), presenta congelamiento permanente en alguna parte del subsuelo. La clase textural de estos suelos, es gruesa, indican que en superficie son arenosos y presentan pocos nutrientes. Esta zona no muestra vegetación (Dv) **(I+Rd+Rx/1)**.

Asociación de litosoles (I), regosoles dísticos (Rd), y regosoles eútricos (Re), este último, con una fertilidad de moderada a alta, presenta la asociación en general, una clase textural gruesa. Se presentan a manera de cinturón alrededor de la cumbre del Iztaccíhuatl, de las cotas aproximadas 3 600 a 2 700 msnm. La mayor superficie a 4 900 m. cubren en su totalidad al volcán Táyotl, las partes altas de las cañadas Tehuicocone, Hueytecoxco, Tlatzala, Ocoyo, Agua del Marrano, Nahualac y la ladera denominada como Loma Larga al norte. En la parte oeste cubren las cabeceras de las cañadas Tepetongo y Amilpulco. Hacia el sur cubren las partes bajas de los Pies. En esta área se localizan zonas en donde no se presenta el regosol eútrico **(I+Rd/1)**, en la cabecera de las cañadas Alcalica, la cumbre de los Pies y crestas al Se de las Rodillas. Las dos asociaciones de suelos sustentan vegetación del tipo de pradera de alta montaña (Vw) **(I+Rd+Re/1)**.

Asociación de litosoles (I), andosoles húmicos (Th) y regosoles dísticos (Rd), con clase textural media, es decir, de texturas limosas que presentan menos problemas de drenaje, aereación y fertilidad. El andosol húmico (Th), se caracteriza por una capa superficial de color oscuro o negro, rica en materia orgánica, pero muy ácida y pobre en nutrientes. La asociación se presenta en la parte SE de la zona de estudio, sobre la cota superior de 3 800 msnm. Otra asociación, con ausencia de regosoles **(I+Th/2)**, se presenta al norte, en las cañadas del Negro y Agua Dulce (2 800 msnm) y en un pequeño promontorio en el poblado de San Rafael, mientras

que en la parte sur, en el cerro en donde se localizan las antenas de microondas, cabeceras de las cañadas de Amalacaxco y partes medias de la cañada de Alcalica. En general, las dos asociaciones mantienen una vegetación de bosque de pino (Bp), bosque de oyamel (Ba) y pastizal inducido (Pi) **(I+Th+Rd/1)**.

Andosoles húmicos (Th) y regosoles dístricos (Rd), con clase textural gruesa, esta asociación se localiza en la porción SE de la zona de estudio, semirodeando a una asociación de andosoles húmicos y regosoles dístricos, pero con clase textural media **(Th+Rd/2)**, es decir, presentan abundancia de limos, son menos pedregosos, siendo esta textura, la que presenta menos problemas de aereación, drenaje y fertilidad. Aunque su susceptibilidad a erosionarse es baja, tiende a aumentar debido al pastoreo, que es muy frecuente en la Sierra Nevada, lo que provoca que se quemem periódicamente los pastos **(Th+Rd/1)**.

Andosoles húmicos (Th), litosoles (I) y regosoles dístricos (Rd), con clase textural media; se localizan en la parte central del área de estudio, limitados por las cotas de 3 200 a 3 700 msnm. Comprenden los interfluvios de Tlahuapan y Nexcoalango; la Cañada de Nahualac y el Cerro de Tepinoco. En el extremo sur cubren la parte media de la Cañada Amilpulco. La vegetación característica es de bosque de pino (Bp), pastizal inducido (Pi) y pequeños manchones de bosque de oyamel (Ba) **.(Th+I+Rd/1)**

Regosoles eútricos y litosoles con clase textural gruesa. Se localizan en la parte centro sur del área de estudio, cubriendo la parte media de la cañada Alcalica, el Cerro Venacho, Atlamasha, la Cañada Huehuexotla, la Ciénega y la Cañada Amalacaxco. Sustentan vegetación de bosque de pino (Bp) y pradera de alta montaña (Vw) en la cúspide del Cerro venacho y Atlamasha.**(Re+I/1)**



Asociación de andosoles, litosoles y cambisoles dístricos, con clase textural gruesa. Los cambisoles dístricos son suelos más ácidos y pobres en nutrientes. Esta asociación se encuentra distribuida a partir de la cota de 2 500 a 3 400 msnm, como extremo superior. Comprende las partes altas de la Cañada del Negro y Agua Dulce, el Cerro El Mirador, Púlpito del Diablo, Cañada Chopanac y Cerro Tepopulco. La vegetación es principalmente de bosque de oyamel (Ba), bosque de pino y oyamel (Bpa), bosque de pino (Bp) y pastizal indicido (Pi), así como manchones de agricultura de temporal (TA1). **(Th+I+Bd/1)**.

Andosoles ócricos (To) y cambisoles húmicos (Bh), con clases texturales gruesa y media. El andosol ócrico presenta en la superficie una capa de color claro y pobre en materia orgánica; el cambisol húmico presenta en la superficie una capa de color obscuro o negra; son ricos en materia orgánica pero muy ácida y pobre en nutrientes. Ocupan solo una pequeña porción en el área de estudio, en el extremo NW, manteniendo vegetación de bosque de pino (Bp) **(To+Bh 1/2)**.

Fluvisoles dístricos (Jh) y cambisoles húmicos, con clase textural gruesa. el fluvisol dístrico presenta pocos nutrientes, o por tenerlos escasos en algunas partes. Se utilizan en la agricultura (TA1), sobre todo de maíz, sandía y algunas palmas, con rendimientos moderados. Ocupan partes más bajas de la vertiente del volcán, entre los 2 460 a 2 520 msnm **(Jd+Bh/1)**.

Fluvisoles dístricos con clase textural gruesa y fases físicas pedregosas y líticas superficial, con fragmentos de roca mayores a 7.5 cm de largo en la superficie del terreno o cerca de ella. Ocupa solo pequeñas porciones al SE de Amecameca, en los lechos de cauces provenientes de las grandes cañadas. El fluvisol dístrico con fase lítica o de profundidad, presenta una capa de roca dura y continua, o con un

conjunto de trozos de roca muy abundante. Se localizan al sur del Cerro de Tepepoculco, en forma de abanico (Jd/1).

La relación de los diferentes aspectos geográficos es marcada por los cambios altitudinales, ya que de acuerdo con las dos diferentes zonas morfológicas, corresponden a la zona cumbre los suelos someros y pedregosos (litosoles y regosoles) carentes de una cubierta vegetal arbórea o arbustiva, debido principalmente a las bajas temperaturas registradas la mayor parte del año, y con una alta susceptibilidad a erosionarse debido principalmente a las fuertes pendientes. La parte baja de la ladera montañosa, con un clima templado y lluvias de temporada (verano), se encuentra cubierta por suelos bien desarrollados (principalmente andosoles) cubiertos por vegetación arbustiva y arbórea bien desarrollada, lo cual mantiene una cierta estabilidad de estos suelos es afectada principalmente por la construcción de caminos rurales, así como la tala clandestina del bosque. La zona de piedemonte, con un clima templado y suelos característicos de abanicos aluviales y con escasa pendiente, son propicios para los cultivos de temporal, utilizando las aguas provenientes de la montaña, principalmente durante la estación de verano.

El interés por estudiar la relación clima-suelo y vegetación, se explica con los procesos geomorfológicos y su dinámica. Esto quiere decir que la alteración de uno de ellos representa cambios al relieve en forma directa, por la erosión acelerada, susceptibilidad de las laderas a ser erosionadas, entre las más importantes.

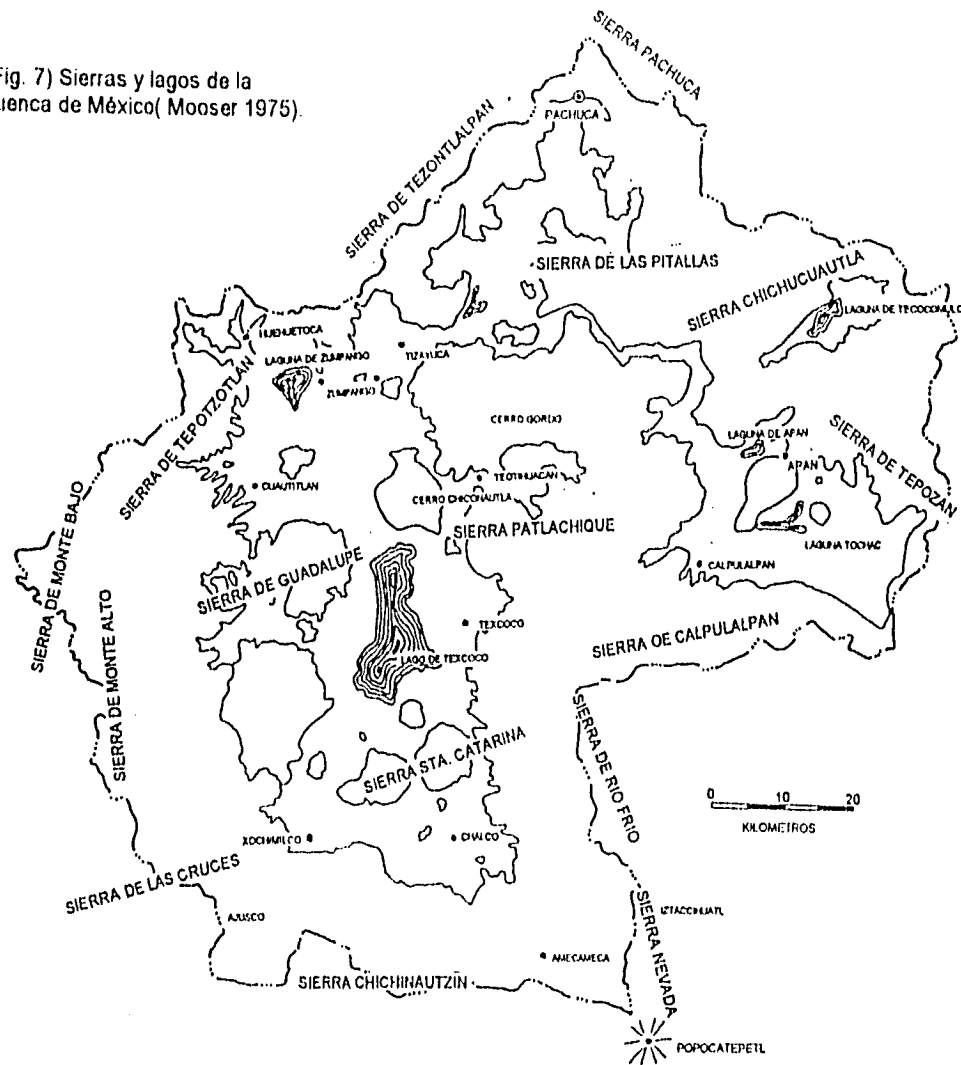
## CAPITULO III GEOLOGÍA.

### 3.1. Marco geológico regional:

De acuerdo con Alvarez B. (1990), la interacción entre la placa de Cocos y la Norteamericana, es responsable del vulcanismo y tectonismo activo en México en los últimos 10 m.a. Durante el Cuaternario tardío la subducción de la placa oceánica a la continental ha producido un gran número de terremotos. El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es una estructura de casi 1,000 km de longitud, que atraviesa al país de este a oeste, aproximadamente a los 19° N de latitud. El CVM fue formado principalmente durante el Cenozoico, con diversas y extensas erupciones, así como numerosas estructuras volcánicas. Una de estas, es la cuenca de México, localizada en la porción este del CVM. La cuenca de México se encuentra situada entre los meridianos 98° 15' y 99° 30' y los paralelos 19° 00' y 20° 15'; sus límites son definidos por grandes sierras de origen volcánico; al norte por la Sierra de Pachuca y Tezontlalpan, y al sur por el vulcanismo Cuaternario de la Sierra Chichinautzin; hacia el oeste por las rocas terciarias de la Sierra de las Cruces y al oeste por las sierras de Río Frio y Nevada (Fig. 7).

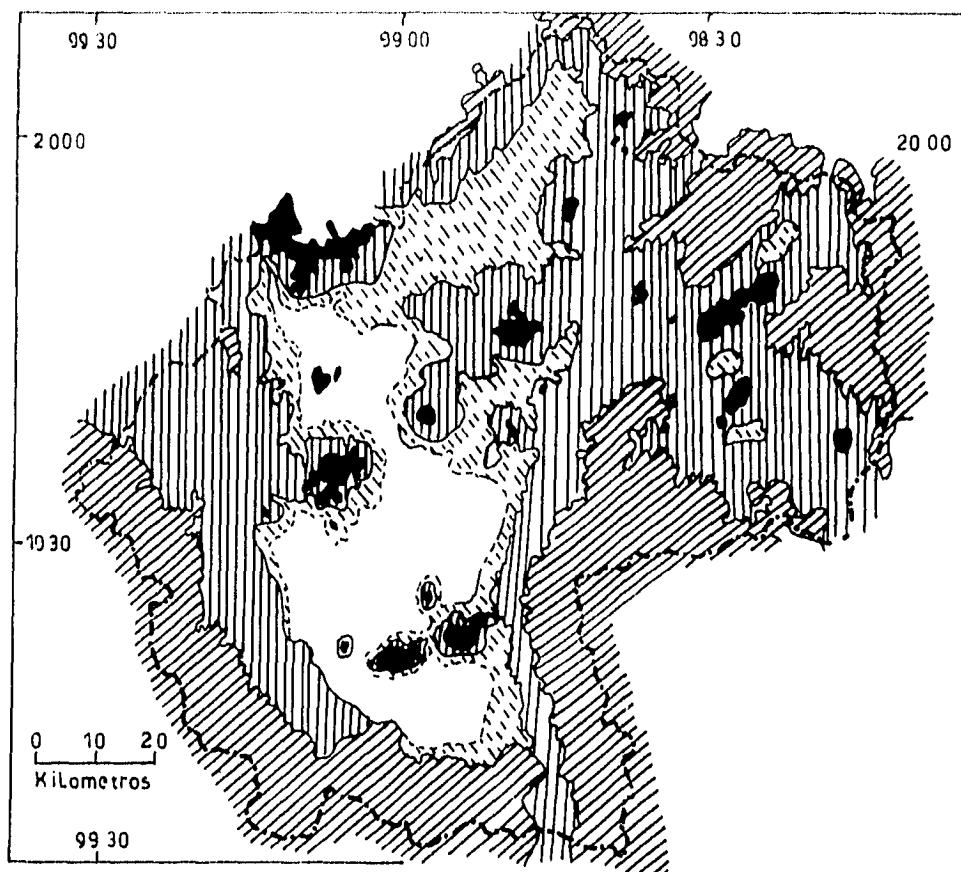
Desde el punto de vista morfológico la cuenca se divide, en cinco unidades bien definidas, la primera (I) son grandes estructuras volcánico-tectónicas que forman su límite y la hacen una cuenca endorreica; (II) el piedemonte, que por representar un grupo complejo de formas del relieve, se divide en dos: el piedemonte superior, con un predominio de procesos erosivos e inferior, en donde predominan los procesos acumulativos de tipo proluvial; (III) planicie proluvial - lacustre, que es una superficie ligeramente inclinada cuyo origen es primordialmente lacustre y cubierta de proluviones de manera irregular; (IV) planicie lacustre, ocupa el nivel altimétrico más bajo de la cuenca y su origen tiene relación con la actividad basalto-andesítica que edificó a la sierra Chichinautzin; (V) una distribución

(Fig. 7) Sierras y lagos de la cuenca de México( Mooser 1975).








irregular de estructuras volcánicas, sin arreglo aparente, tanto en la planicie como en el piedemonte (Fig. 8).

De Cserna *et al.* (1988) reconstruye la historia geológica de la cuenca, en donde las rocas más antiguas se detectaron en el subsuelo a través de sondeos profundos, y sólo afloran en regiones colindantes. Los materiales encontrados se componen



(Fig. B) Unidades morfológicas de la cuenca de México (Zamorano, 1990).

-  Grandes estructuras volcano - tectónicas
-  Pequeñas estructuras volcánicas
-  Piedemonte
-  Planicie pluvial - lacustre
-  Planicie lacustre

principalmente de anhidritas que subyacen a calizas de origen marino del Cretácico inferior, cubiertas a su vez por una sucesión de calizas, lutitas y areniscas del Cretácico superior. Al finalizar el Cretácico, estas rocas fueron plegadas, seguido por un período de erosión, motivo por el cual, no se conoce el espesor real, aunque se calcula una potencia de 1 400 a 2 000 m. Los depósitos terciarios cubren discordantemente a las rocas cretácicas, y se componen de clastos continentales de color rojizo, con presencia local de yeso y rocas volcánicas. Su edad es Paleoceno-Eoceno, acumulados en condiciones de drenaje obstruido por fallamiento en bloques, lo cual influyó en su distribución lateral y variación de espesor. En el subsuelo estos depósitos alcanzan unos 600 m de espesor. Bajo los depósitos anteriores, en forma discordante se localiza un espesor de 600 a 700 m. con rocas volcánicas, predominantemente, andesíticas y dacíticas, habiéndose acumulado durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano y cuyo origen se relaciona con el proceso de subducción a lo largo de la costa occidental de México, que finalizó hace unos 20 m.a. Estas formaciones volcánicas, fueron fuertemente erosionadas antes de que nuevas emisiones aparecieran al final del Mioceno. Este nuevo material volcánico, de composición riolítica, dacítica y basáltica se inicia como consecuencia del nuevo arreglo geodinámico de la región Pacífico oriental. Consisten principalmente en derrames de lava y material vulcanoclástico, que constituyen los límites oriental, septentrional y occidental de la cuenca, así como el basamento de la sierra de Guadalupe.

Asociados a las anteriores manifestaciones se presentan depósitos volcánicos epiclásticos que se acumulan durante el Plioceno a manera de abánicos aluviales coalescentes a los pies de las sierras limítrofes, alcanzando espesores de hasta 650 m. en algunas partes del subsuelo de la cuenca. Las formaciones volcánicas más trascendentes de la cuenca, tienen lugar aproximadamente en los últimos 700 000 años y que se compone de unos 220 conos volcánicos de andesita

basáltica un dos campos volcánicos mayores (Chichinautzin y Tezontepec). así como una veintena de conos en las partes meridionales de la cuenca.

Si bien la bibliografía referente a la cuenca de México es abundante, la relacionada con la geología y la estratigrafía es menos extensa. De la Vega (1992) divide cronológicamente a la literatura relacionada en tres etapas principales: (a) durante la época colonial, a través de códices como el Mendocino, recopilados por Francisco Javier y Clavijero sobre las inundaciones del Valle de México; (b) antes y durante la Colonia. (c) Durante la etapa independiente se conocen las descripciones de diversos viajeros europeos como Humboldt en 1808 y Duport en 1843.

El mismo autor, considera que el primer mapa geológico-petrográfico fue preparado por Del Castillo y Ordoñez en 1893. En la actualidad se pueden citar los trabajos de Mooser (1956, 1957, 1974, 1988), Schlaepfer (1968) y como un estudio bien documentado, el De Cserna y colaboradores (1987). El trabajo de Vázquez y Jaimes (1989) presenta veinticinco unidades litoestratigráficas en un mapa geológico y veintisiete en su tabla de correlación estratigráfica. Se considera a este último trabajo como el idóneo para explicar la estratigrafía de la cuenca de México, ya que separa de manera clara las distintas formaciones que componen el registro petrológico de la cuenca, considerando al basamento cretácico, cosa que no sucede con los trabajos de Mooser (*op. cit.*) y Schlaepfer (*op. cit.*), así como incluir al volcán Iztaccíhuatl como una sola formación, correlacionándola con otras rocas volcánicas del Cuaternario (Fig. 9).

ERA-TEMA	SISTEMA	SERIE	PISO	Ma	VÁZQUEZ-SÁNCHEZ Y JAIMES-PALOMERA (1989)		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		0.1	ALACUS, CHISHI, POPOTRE, HAUTIN, CATIPET, IZTACCIMUATL		
		PLEISTOCENO	CALABRIANO	2.5	ALUVION, FORMACION TLALOC, FORMACION EL PINO, FORMACION LLANO GRANDE		
			PLIOCENO	PIACENZIANO		ROCAS RIOLITA NAVAJAS	
				ZANCLEANIANO		F. LAS CRUCES ZEMPOALA, FORMACION OTOMI	
			Terciario	NEÓGENO	MIOCENO	MESINIANO	7.0
		TORTONIANO					ROCAS EXTRUSIVAS, FORMACION TEPOZTLAN
		SERRAVALLIANO					
		LANGHIANO					
		BURDIGALIANO					
		PALEÓGENO		OLIGOCENO	CHATIANO	26	ROCAS VOLCANICAS, RIOLITA TILZAPOTLA
	RUPELIANO						
	PRIABONIANO				30	GRUPO BALSAS	
	BARTONIANO						
	LUTETIANO						
	PALEOCENO	EOCENO	YPRESIANO	34			
			THANETIANO				
			SIN NOMBRE				
			DANIANO	65	GRANITO COLOTEPEC		
			MAASTRICHTIANO				
	MESOZOICO	CRETÁCICO				FORMACION MEXCALA	
					FORMACION CUAUTLA		
					F. MORELOS, F. EL DOCTOR		
					FORMACION XOCHICALCO		

(Fig. 9) Tabla cronológica para la cuenca de México propuesta por Vázquez y Jaimes (1989).

### 3.2. Estratigrafía.

#### Cretácico.

**Formación Xochicalco**, es la unidad reconocida más antigua, no aflora en la cuenca (Fries, 1960). Está constituida por una secuencia de calizas calcilutíticas y calcilimolíticas en forma de capas delgadas a medianas, con laminación fina; presentan un contenido carbonoso variable. La formación Xochicalco se depositó durante el Aptiano, en ambientes marinos relativamente profundos. Su espesor mínimo excede los 500 m. y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos.



**Formación Morelos** (Fries *op. cit.*), aflora en la parte sur de la Sierra Chichinautzin, con un espesor máximo de 900 m, adelgazándose de oriente a poniente. En la parte suroccidental descansa discordante sobre la Formación Xochicalco, y es cubierta en discordancia erosional por las Formaciones Cuautla y Mexcala, en discordancia angular por las formaciones más jóvenes. Está constituida por una estratificación con alternancia de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes con anhidritas laminares subyacentes. Fue depositada durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano en una extensa plataforma marina.

**Formación Doctor**, definida por Wilson (1956, citado por Vázquez y Jaimes, 1989), para referirse a las facies calcáreas de banco y cuenca, depositadas durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. La facies de cuenca aflora en el estado de Hidalgo, entre Apaxco y Tula, probablemente se interdigita con la Formación Morelos al sur. Presenta un espesor de 200 m, formado por caliza mudstone, en capas delgadas, con intercalaciones de pedernal y localmente lutitas (Fries, 1960).

**Formación Cuautla** propuesta por Fries (*op. cit.*) quien reconoce tres tipos de facies: de cuenca, de banco y litoral, depositadas durante el Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Predominan las facies de banco, aflorando al sur de la Sierra de Tepoztlán. El espesor varía entre 200 y 750 m y está constituida por calizas calcáreas en estratificación gruesa, con abundancia de biostromas de rudistas. Es concordante con la formación Mexcala que la sobreyace y en algunos lugares es cubierta en discordancia por el Grupo Balsas y rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario.

**Formación Mexcala**, denominada por Fries (1960) se distribuye principalmente en zonas de sinclinales, aflorando al sur de la Sierra Chichinautzin y en el Cerro La

Palma. Presenta espesores máximos de 1500 m, con una estratificación gradual rítmica de grauvacas, limolitas y lutitas. Se depositó durante el Coniaciano-Campaniano, representan la secuencia "flysch" que se originó posiblemente por el levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico, en ese entonces en el borde occidental del continente.

Si bien las formaciones anteriores no afloran en la cuenca, se considera importante incluirlas, ya que constituyen el basamento de las rocas volcánicas suprayacentes, y a partir de su estudio, indican el tipo de ambientes anteriores a la actividad volcánica.

### **TERCIARIO.**

**Granito Colotepec**, definido por Fries (1960), se localiza en el extremo suroccidental, intrusionando al anticlinal Colotepec, perteneciente a la Formación Xochicalco. Se le asigna una edad Eoceno Medio, por su probable relación con el tronco granodiorítico de Coxcatlán. El mismo autor lo describe como una monzonita cuarcífera.

**Grupo Balsas**, son considerados como depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1960), que afloran localmente al noroeste de Apaxco, Hidalgo. Se constituye de un conglomerado oligomítico calizo, generalmente compacto con matriz limo-arcillosa, cementada por calcita y óxido de hierro, estratificación masiva y un espesor máximo de 500 m, interdigitándose y suprayaciendo a secuencias de capas deleznales de arcilla, limo y arena, con espesores de 800 a 2000 m. Es cubierta discordantemente por las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

**Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano**, incluyen bajo esta denominación a todas las rocas que por sus características líticas, estratigráficas y de edad, se diferencian de las rocas del Grupo Balsas y las del Mioceno Medio-Tardío, incluyendo dentro de las primeras a la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960). Afloran muy erosionadas y fracturadas en la Sierra de Xochitepec, en los cerros Picacho y Púlpito del Diablo. Constituyen secuencias de tobas líticas, brechas tobáceas y aglomerados. Estos depósitos se hayan cubiertos por derrames lávicos. En la cuenca, cubren en forma discordante a las unidades cretácicas y son cubiertas a su vez en forma discordante por rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío.

**Grupo Pachuca**, descrito por Gayne (1956, citado por Vázquez y Jaimes, 1989), es un grupo volcánico que representa una actividad desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Se localiza en la parte meridional del distrito minero Pachuca-Real del Monte. Consiste en material clástico en la base, brechas volcánicas, piroclastos y derrames lávicos separados por discordancias erosionales. El grupo aglutina a las formaciones inferiores Santiago y Corteza, constituidas de riolitas, dacitas y andesitas. Las formaciones Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaina, constituyen la mayor parte del espesor del Grupo y consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas. Las formaciones superiores Cerezo y Tezuantla, consisten en brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos, con composiciones que varía de dacítica a riolítica.

**Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío**, son rocas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Se localizan en pequeñas porciones en la cuenca, ya que se presentan cubiertas por depósitos más recientes. En la porción

sur, se localizan en los cerros El Elefante, Judío, Los Remedios, Peñón de los Baños, las bases de las sierras de Guadalupe y Las Cruces, el Patlachique y en algunos afloramientos al norte de Texcoco. En el norte se localizan en numerosos cortes, en la base de la sierra Tepetzotlán. Por su posición estratigráfica y edad se incluyen en las formaciones Tepetzotlán (Fries, 1960) y Andesita Jalpan (Seegerstrom 1961, citado por Vázquez y Jaimes, 1989). Consisten principalmente en secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas de composición andesítica y dacítica. Su distribución en el subsuelo de la cuenca es amplia, según lo atestiguan los resultados obtenidos en los pozos Texcoco-1, Roma-1, Mixhuca, Tulyehualco-1 y Copilco-1, con espesores que varían de 570 a 400 m. Cubren con discordancia a las rocas volcánicas del Mioceno Medio al Mioceno Tardío y cuando están ausentes éstas, cubren a rocas del Grupo Balsas y rocas Cretácicas. Son cubiertas con discordancia por las rocas Pliocénicas y en ocasiones por unidades del Cuaternario.

**Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano**, localmente afloran en las vertientes de las sierras Las Cruces, Zempoala y Río Frío, así como los cerros aislados del resto de la cuenca, en un grupo de rocas que representan una segunda fase magmática del arco volcánico Trans-mexicano. Cubren con discordancia erosional a rocas del Oligoceno-Mioceno, y son cubiertas de igual forma por rocas volcánicas del Plioceno-Tardío y Cuaternario. Por datos obtenidos del subsuelo se infiere que se encuentran interdigitados con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno. Presentan composición que varía de andesítica a dacítica; las secuencias piroclásticas generalmente no son consolidadas, y están cubiertas por derrames lávicos.

**Formación Otomí**, consiste principalmente en depósitos piroclásticos, ampliamente expuestos en la cuenca, originados por erupciones volcánicas durante la fase

inicial del Plioceno Tardío. Aunque no se pudo localizar un afloramiento típico de toda la secuencia eruptiva (Sheridan, 1979 citado por Vázquez y Jaimes, 1989), se deduce que existen varias secuencias eruptivas, caracterizadas por alternancias de "surges" de cristales y flujos piroclásticos de cenizas.

Las lavas de esta formación, afloran en las partes altas de la Sierra de Monte Alto, con intercalaciones de brechas volcánicas; su composición varía de andesítica a dacítica, predominando la primera; el posible foco de emisión de estos productos volcánicos es un estratovolcán bastante erosionado. El espesor máximo, se localiza en el cerro Las Palomas, con 3 300 m. La unidad cubre con discordancia a rocas volcánicas del Plioceno Temprano y es cubierta de igual forma por la formación Las Cruces, del Plioceno Tardío.

**Rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío**, originalmente denominadas como Grupo San Juan por Segerstrom (1961, en Vázquez y Jaimes 1989), y posteriormente redefinidas como rocas volcánicas máficas sin nombre por Fries (1962), son rocas máficas con amplia distribución en la parte septentrional, consistiendo principalmente en derrames lávicos interestratificados, que ocasionalmente presentan capas de poco espesor de brechas volcánicas o piroclastos. Su composición varía de basáltica a andesítica, con espesores máximos de 300 m en la región de Pachuca (Geyne *et al.*, en Vázquez y Jaimes, 1989). Cubren discordantemente a unidades Terciarias anteriores, y en algunos sitios cubren rocas mesozoicas con discordancia angular y erosional (Fries, *op. cit.*).

**Formación Las Cruces**, se distribuye en el límite SW de la cuenca, compuesta por una alineación de tres estratovolcanes y sus depósitos piroclásticos, divide las cuencas de México y del Río Lerma. Schlaepfer (1968), la define como el conjunto de rocas que forman las sierras de Las Cruces y Monte Alto. Los depósitos

piroclásticos asociados a la formación Las Cruces fueron definidos como Formación Tarango (Bryan 1948, en Vázquez y Jaimes, 1989). Mooser *et.al.* (1974), extiende la Formación Tarango a las secuencias piroclásticas de las Formaciones Otomí, Tláloc y LLano Grande, por lo cual Vázquez y Jaimes (1989) proponen el abandono de la Formación Tarango, integrando cada secuencia piroclástica a su formación correspondiente.

Los depósitos piroclásticos se componen principalmente de pómez pliniana, secuencias de "surges", cenizas cristalinas, vítreas y de pómez. Estos depósitos se encuentran en ocasiones cubiertos o interestratificados con material aluvial y de paleocanales aluviales. Las lavas se encuentran intercaladas con brechas en las porciones altas de la Sierra de Las Cruces, que en ocasiones son coronadas por domos. Su composición es principalmente andesítica, con brechas líticas andesíticas, originadas por un flujo piroclástico. El espesor máximo de las unidades, se localiza en el cerro San Miguel, de 990 m. Cubre con discordancia erosional a rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío así como a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano; es cubierta por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así como derrames lávicos y piroclásticos de las Formaciones Chichinautzin y El Pino. El vulcanismo de la Formación Las Cruces se considera como representativo del Plioceno Tardío de la cuenca.

**Formación Zempoala**, definida inicialmente como una interestratificación de derrames lávicos, capas vulcanoclásticas y lahares, bajo la denominación de "Andesita Zempoala" por Fries (1960). Schlaepfer (1968) cambió la denominación por Formación Zempoala, principalmente por sus características líticas. Vázquez y Jaimes (1989) la definen como un conjunto de depósitos volcánicos provenientes de dos centros eruptivos con alineación N- S, que por su morfología, características litológicas y posición estratigráfica, se consideran como contemporáneos a la Formación Las Cruces. En su parte norte se constituyen de lavas andesíticas y

depósitos piroclásticos, con flujos de cenizas y brechas volcánicas. Hacia la parte sur las lavas son escasas, y en ocasiones se confunden con bloques de rocas dentro de brechas volcánicas, los depósitos más comunes en la región. Consisten en fragmentos mal clasificados, con tamaños que varían de lapilli a bloques, en una matriz vítrea, cuya composición varía de andesítica a riódacítica. Otros depósitos asociados son los lahares, flujos piroclásticos de cenizas, bloques y "surges", que se extienden en forma radial hacia el sur. Fries (1960), cartografió los elementos de esta unidad junto con depósitos contemporáneos que se interdigitan en algunos lugares, como "Formación Cuernavaca". Las lavas de esta unidad consisten principalmente en andesitas, cuyo espesor máximo aflorante es de aproximadamente 1000 m en el Cerro Zempoala. Por su similitud en cuanto posición estratigráfica y vulcanismo, se considera de edad Plioceno Tardío, junto con la Formación Las Cruces. La Formación Zempoala sobreyace en forma discordante a depósitos volcánicos del Plioceno y rocas extrusivas del Mioceno al Mioceno Tardío, a la que sobreyace en forma discordante a la Formación Chichinautzin y está interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno.

**Riolita Navajas**, de acuerdo con Geyne *et al.* (citado por Vázquez y Jaimes, 1989), es de edad Plioceno Tardío, constituye la parte nororiental de la Sierra Navajas; presenta un espesor aflorante aproximado de 500 m., cubriendo discordantemente al Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y aparentemente se interdigita con rocas máficas, piroclastos y clastos del Plioceno. En el mismo sector se encuentra cubierta discordantemente por la Formación El Pino. El mismo autor describe secuencias de lavas riolíticas con intercalaciones de brechas soldadas y no soldadas de flujos de cenizas vítreas, con fragmentos líticos, pumíticos y de obsidiana.

**Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno**, es el nombre con el que se propone designar a los depósitos no diferenciados, con una relación genética a la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno, cuyos depósitos afloran al poniente de Cuautla. Autores como Segerstrom (1961), Fries (1962) y Geyne *et. al.* (1965, citado por Vázquez y Jaimes, 1989), reconocen a estos depósitos en la parte septentrional, en donde forman extensas llanuras y piedemonte aluviales. Para Fries (1962), el espesor máximo de la unidad es de 400 m., constituido por gravas, arenas, limos y arcillas de origen volcánico que se acumularon por procesos fluviales, en amplios valles labrados en rocas preexistentes, interdigitándose con rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío. En la parte meridional de la cuenca, estos depósitos se encuentran en el subsuelo, conformados principalmente por tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas, encontrándose cubiertos de forma discordante por aluvión del Cuaternario y rellenando fosas tectónicas (Graben de Chalco) y amplios valles labrados en rocas volcánicas del Oligoceno - Mioceno, encontrando en estas partes su espesor máximo (750 m.) adelgazándose hacia las márgenes y zonas de interdigitación con unidades volcánicas del Plioceno.

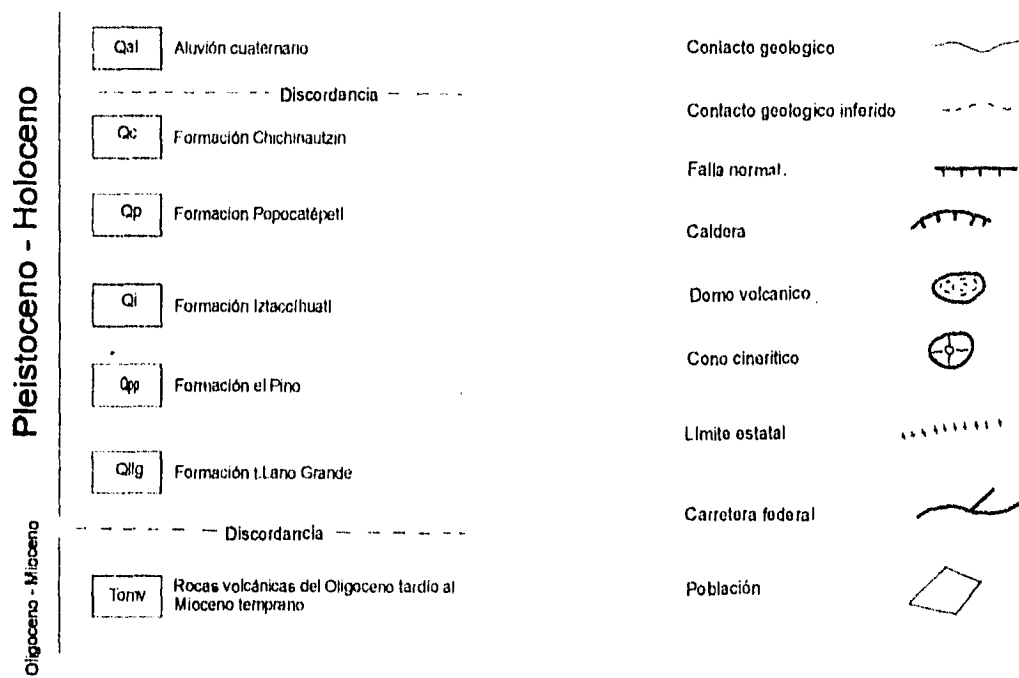
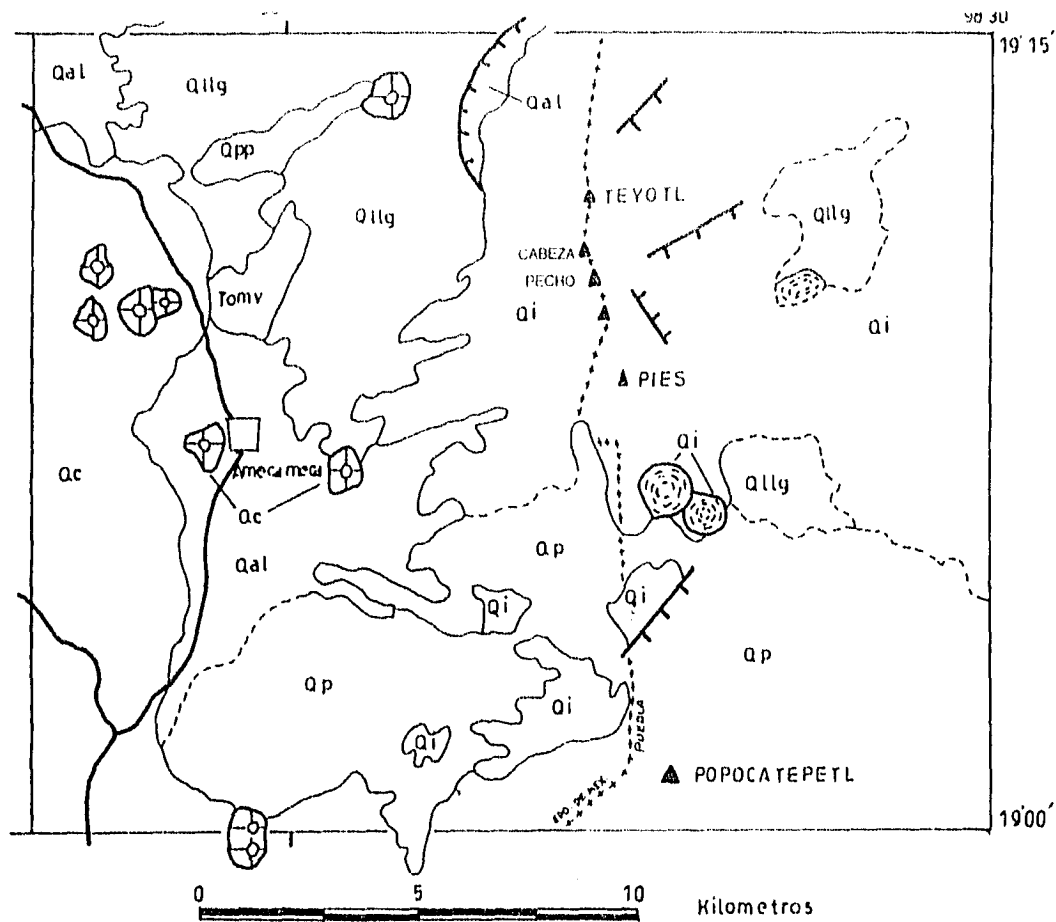
#### **CUATERNARIO.**

Para las formaciones cuaternarias, se incluye un fragmento del mapa geológico de Vázquez y Jaimes (1989, en la Fig. 10), para proporcionar una idea de la geología que rodea a la Formación Iztaccíhuatl, siendo de importancia en esta investigación.

**Formación LLano Grande**, denominación con la que se propone agrupar a las secuencias eruptivas de composición andesítica a riodacítica que conforman el volcán del mismo nombre, el cual es el ancestro del volcán Iztaccíhuatl.

Las secuencias típicas constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, "surges" laminares y de "sand wave", flujos de cenizas vítreas y brechas





(Fig. 10) Geología en los alrededores del volcán Iztacchuatl (Vázquez y Jaimes, 1989)

soldadas de flujo. Estos depósitos piroclásticos están cubiertos por derrames lávicos de composición andesítica. Nixon *et al.* (1987), describe andesitas y dacitas de dos piroxenos con el mismo tamaño de grano. Esta formación infrayace discordantemente a las Formaciones Telapón e Iztaccíhuatl y cubre de igual manera a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno. Mooser (1974) realizó un fechamiento isotópico de 0.9 m.a. en las lavas superiores, concordando con la polaridad magnética inversa del intervalo Matuyama, para así asignarle a esta formación una edad Pleistoceno Temprano.

**Formación El Pino**, bajo esta denominación se propone agrupar a las rocas volcánicas que constituyen a los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros que se encuentran en forma aislada, incluyendo a los campos volcánicos de Tezontepec y Otumba, así como a la Traquita Guajolote (Geyne *et al.*, citado por Vázquez y Jaimes, 1989), del distrito minero de Pachuca, por su semejanza litoestratigráfica. Su expresión en el terreno es de conos cinerfíticos terminales, volcanes de escudo y coladas lávicas de composición principalmente máfica. Su espesor máximo (750 m), se localiza en los focos eruptivos, adelgazándose en forma radial. Se constituyen como derrames lávicos con intercalaciones de tefra de caída no consolidada, formada principalmente por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria de tamaño lapilli. Las lavas son de grano fino a medio, con composición andesítica basáltica. La formación cubre con discordancia a rocas volcánicas del Oligoceno, Mioceno y Plioceno y la Formación LLano Grande del Pleistoceno Temprano. Se encuentra cubierta con discordancia por las formaciones Chichinautzin y Telapón; Mooser *et al.* (1974) le asigna una edad entre 0.9 y 0.7 m.a.

**Formación Tlaloc**, inicialmente se utilizó esta denominación para referirse a las coladas de lava que forman parte de la sierra de Río Frío (Schlaepfer, 1968), sin

embargo, se encuentran relacionadas con las tefras formadas por flujos piroclásticos lobulados, en forma de mesetas inclinadas. Su composición es principalmente andesítica, latítica y dacítica, en sucesiones de pómez y líticos accidentales angulosos. Los depósitos piroclásticos se intercalan con derrames lávicos, que en la parte superior del volcán Telapón presentan bandeamiento fluidal planar, con composición de andesita y dacita.

La Formación Tlaloc cubre discordantemente a rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano, así como a las formaciones El Pino y LLano Grande, y es sobreyacida aparentemente en forma discordante por las formaciones Chichinautzin e Iztaccíhuatl. De acuerdo con Mooser (*et al.*, 1974), a la formación Tlaloc se le propone una edad Pleistocénica de aproximadamente 0.6 y 0.7 M.a.

**Formación Iztaccíhuatl**, inicialmente establecida por Schlaepfer (1968), refiriéndose a las rocas volcánicas que forman los volcanes LLano Grande-Iztaccíhuatl y Nexpayantla; sin embargo, las características líticas y estratigráficas del LLano Grande son diferentes a las del Iztaccíhuatl y Nexpayantla, los cuales son parecidos en litología y relación estratigráfica al volcán Ajusco. Se pueden reconocer algunos afloramientos en las partes superiores de la cañada Cosa Mala, Alcalica y la barranca de Nexpayantla, aunque no se ha reconocido una localidad tipo. Su espesor máximo no se conoce, aunque en afloramientos en el Iztaccíhuatl existen espesores de aproximadamente 2 500 m. Presenta depósitos efusivos de composición que varía de andesita basáltica a dacítica, en forma de derrames lávicos, finalizando con extrusiones dómicas. Nixon *et al.* (1987) identifica lavas de composición andesítica y dacítica de hornblenda; Carrasco (1985, citado por Vázquez y Jaimes, 1989), reconoce una secuencia de derrames lávicos de composición andesítica basáltica y dacítica en el volcán Nexpayantla, con espesor de 1600 m; muestra intercalaciones de tobas líticas y brechas tobáceas. En la parte NE del volcán Iztaccíhuatl se han observado flujos lávicos de cenizas cristalinas y

vítreas no solidificadas, así como "surges". La Formación Iztaccíhuatl sobreyace con ligera discordancia a las formaciones LLano Grande y Tlaloc, mientras que es cubierta de igual forma, por las formaciones Chichinautzin y Popocatépetl. Las edades isotópicas complementadas con las de paleomagnetismo, concuerdan en que las lavas fueron extruídas en variados períodos eruptivos, en un intervalo de 0.6 a 0.8 M.a. en la época de polaridad normal de Brunhes (Mooser *et al.*, 1974; Steele, 1971, 1985).

**Formación Popocatépetl**, definida por Carrasco (1985, en Vázquez y Jaimes, 1989), constituye el edificio volcánico del Popocatépetl. Se originó por cuatro eventos eruptivos, siendo el primero un "blast" piroclástico de 8 m. de espesor, formado por "surges" planares y de "sand wave" con amplio contenido de cristales y líticos de tamaño de ceniza a lapilli, además de bloques lávicos de composición heterogénea. Este depósito procede de una brecha volcánica de avalancha, cuya expresión morfológica es de "hummocks", con espesores de 200 a 450 m. El final de este evento es de erupciones piroclásticas plinianas, que depositaron lapillis de pómez y líticos accidentales, mostrando en algunas partes gradación inversa con espesores de 2 m. de "surges", "sand wave" y flujos de cenizas vítreas y cristalinas. El segundo evento fue efusivo y se manifiesta en andesitas básicas ricas en olivino y andesitas ácidas con olivino y piroxenos (Robin y Boudal, 1979, en Vázquez y Jaimes, 1989).

El tercer evento contruyó al volcán El Fraile, con efusiones andesíticas seguidas por tres períodos explosivos (Robin y Boudal *op. cit.*), iniciando con emisiones de pómez y cenizas plinianas, "surges", flujos no consolidados de cenizas con bloques pumíticos de composición que varía de andesítica a dacítica. Varios lahares fluyeron hacia la parte sur occidental del volcán, asociados a los flujos piroclásticos del primer evento. El cuarto evento, aún activo, construyó el cono actual del Popocatépetl, aproximadamente hace 3800 a 900 años, con depósitos piroclásticos

parecidos a las del Fraile, pero con intercalaciones lávicas más frecuentes. Su espesor máximo se desconoce, pero se infiere en 3500 m. La Formación Popocatepetl cubre en forma discordante a la Formación Iztaccihuatl y probablemente por su contemporaneidad se interdigite con la Formación Chichinautzin. Hacia las llanuras de Cuautla y Ameca, se interdigita con depósitos fluviales. Por su relación estratigráfica y fechamientos isotópicos de C-14, se infiere una edad Pleistoceno Tardío-Holoceno (Mooser *et al.*, 1974).

**Formación Chichinautzin**, se propone designar con este nombre, a todo el vulcanismo monogenético de tipo estromboliano de iguales características y edad, que se localiza en la cuenca de México. Definido inicialmente como Grupo Chichinautzin (Fries, 1960), fue estudiada con más detalle, cambiando el rango de Grupo por el de Formación (Bloomfield, 1975; Martin, 1982, en Vázquez y Jaimes, 1989). Las lavas de esta Formación tienen una amplia distribución, cuya composición es principalmente andesítico-basáltica, de morfología vesicular, masivas o lajadas. El espesor de la Formación varía de un lugar a otro, sin embargo, el espesor máximo que se le ha asignado es de 1800 m. Mooser *et al.* (1974) le asignan una edad menor a 700 000 años, por una polaridad magnética normal (Brunhes); por medio de fechamientos isotópicos con C-14, Bloomfield, le asigna una edad que varía entre  $38\ 590 \pm 3\ 210$  años y  $8\ 440 \pm 70$  años. El fechamiento de la colada lávica más reciente del volcán Xitle, en  $2\ 422 \pm 250$  años (Arnold y Libby, 1951, en Vázquez y Jaimes, 1989) proporciona un rango de edad a la formación que comprende la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno, cubriendo discordantemente a casi todas las formaciones cretácicas y del Terciario; en otras localidades, cubre discordantemente a la Formación el Pino y se interdigita con depósitos lacustres y de aluviales.

**Depósitos aluviales**, conjunto de material clástico aluvial que forma las llanuras en la parte norte y sur de la cuenca. Sus espesores máximos de alrededor de 500 m.

se localizan en las partes más deprimidas, adelgazándose hacia las márgenes. Son material poco consolidado, con tamaños de gravas, arenas, limos y arcillas, localmente incluyen margas, tierra diatomácea, turba, loess y travertino (Fries, 1960, 1962). A través de pozos de exploración, se han podido observar también intercalaciones de derrames lávicos basálticos y andesíticos. Los depósitos aluviales descansan con discordancia sobre depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno; localmente y en forma discordante, sobreyacen a rocas más antiguas, volcánicas y sedimentarias del Cretácico.

Por su edad Cuaternaria, estos depósitos probablemente se interdigitan con formaciones volcánicas de la misma edad, así como depósitos lacustres, siendo su contacto concordante. La acumulación de este aluvión, se puede explicar por un bloqueo en el desagüe, ocasionado por derrames lávicos y dislocaciones tectónicas en el Cuaternario, los cuales favorecieron cambios de velocidad y dirección de las corrientes fluviales

**Depósitos lacustres**, constituyen una gran altiplanicie lacustre, desde Zumpango a Chalco, y desde Texcoco al Cerro de Chapultepec, que agrupa a los sedimentos clásticos y piroclásticos asociados a la actividad volcánica del Popocatepetl y de la sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en ambientes lacustres. El origen de estos depósitos se encuentra relacionado con la obstrucción total de los escurrimientos de la cuenca, debido a la actividad volcánica que construyó la sierra Chichinautzin. La obtención de muestras a través de pozos de exploración, muestran que los espesores de estos sedimentos varían entre 30 y 300 m, en las partes centrales de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco, en los cuales se encontraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas liticas consolidadas

Las edades obtenidas para estos sedimentos varían entre los 4 800 y 46 000 años, por medio del método de C-14, lo que implica que su depositación tuvo lugar durante el Pleistoceno tardío al Holoceno, sustentado por la polaridad magnética normal de los piroclastos contenidos en estos depósitos (Liddicoat y Coe, 1986).

### **3.3. Tectónica (Cuenca De México).**

Las características tectónicas de la cuenca son sugeridas primeramente por Bryan y De Terra (1949, en Mooser 1975), como un gran valle central formado por hundimientos sucesivos, idea apoyada por Mooser (1963), en donde se sugiere un desarrollo tectónico a través de fallas con dirección NNW-SSE, paralelas a las sierras de Las Cruces y Nevada, formando así, pilares; otros esquemas, explican el tectonismo de la cuenca, como resultado de dos fracturamientos volcánicos; en el norte, el más antiguo Chapala - Acambay, y al sur, más moderno el fracturamiento Chichinautzin. Sin embargo, el desarrollo de las investigaciones tectónicas, revelan que estos dos fracturamientos son solo elementos de la estructura compleja del CVM, reconociéndose así, que los mecanismos tectónicos que formaron la cuenca, son afines a los del CVM.

Así, Mooser (1975) presenta un esquema tectónico con la presencia de grandes fallas con orientación SW-NE, que afectan a la cuenca.(Fig.11). Durante el Mioceno se desarrollan fosas con dirección NE, creándose así la estructura básica de la cuenca, como un escalonamiento hacia el centro, entre las fallas profundas Tláloc-Apan y Nevado-Pachuca. Hace 14 m.a. se desarrollan sobre este conjunto de escalonamientos, los conos de las Sierras Menores: Tepotzotlán, Patlachique, Las Pitahayas, Tepozán y la de Pachuca. Durante este proceso se acentuó el escalonamiento profundo de la cuenca. Hacia el Plioceno tardío, inicia el tectonismo que formaría la parte sur de la cuenca, es decir, el fracturamiento de los grandes volcanes con orientación W - E, que generaron desplazamientos





verticales de 100 a 300 m. Sobre estos fracturamientos se desarrolla el estratovolcán erosionado de los Pies del Iztaccíhuatl, el Ventorrillo, y más recientes aún, las lavas del Iztaccíhuatl antiguo. Los hundimientos de este fracturamiento moderno, probablemente dieron origen a una fosa central que se prolonga hacia la fosa Iztaccíhuatl, describiendo un ligero arqueamiento. Al parecer, tal arqueamiento se relaciona con las fallas profundas del Valle de Puebla, con un ancho de 40 km, adelgazándose a 20 km en la sierra de Zempoala; al oeste de esta sierra se localiza el Nevado de Toluca, el cual parece alinearse con el Popocatepetl. Posteriormente se presenta una serie de hundimientos en la parte sur de la cuenca, los cuales dieron lugar a las erupciones de los primeros volcanes en el sur. Debido a esta actividad, se obstruye el drenaje de la cuenca, concluyendo con el desarrollo de la Sierra Chichinautzin.

De Cserna *et al.* (1988), localiza catorce fallas mayores, con dirección NE-SW, con base en datos estratigráficos y estructurales, identificándolas como estructuras modernas posteriores a la depositación de la Formación Tarango (Fig. 12).

La naturaleza local y regional de estas fallas, hacia la región costera del Pacífico, entre Zihuatanejo y Petatlán, en el estado de Guerrero, concluyen que el motor de la acumulación de esfuerzos en la cuenca de México y la zona costera del Pacífico, denominada zona de cizallamiento Tenochtitlán, son los procesos de subducción, resultantes de la colisión entre las Placas oceánicas de Cocos, y la Placa continental de América del Norte, a lo largo de la Fosa Mesoamericana. Vázquez y Jaimes (1989) proponen cuatro eventos tectónicos dentro de la cuenca, iniciando con los pliegues producidos en las rocas cretácicas, como resultado de la orogenia Laramide, cuya expresión principal es en el subsuelo de la cuenca. Un segundo evento produce un fallamiento normal con desplazamiento lateral derecho, lo que origina una gran diferencia de altitud en las

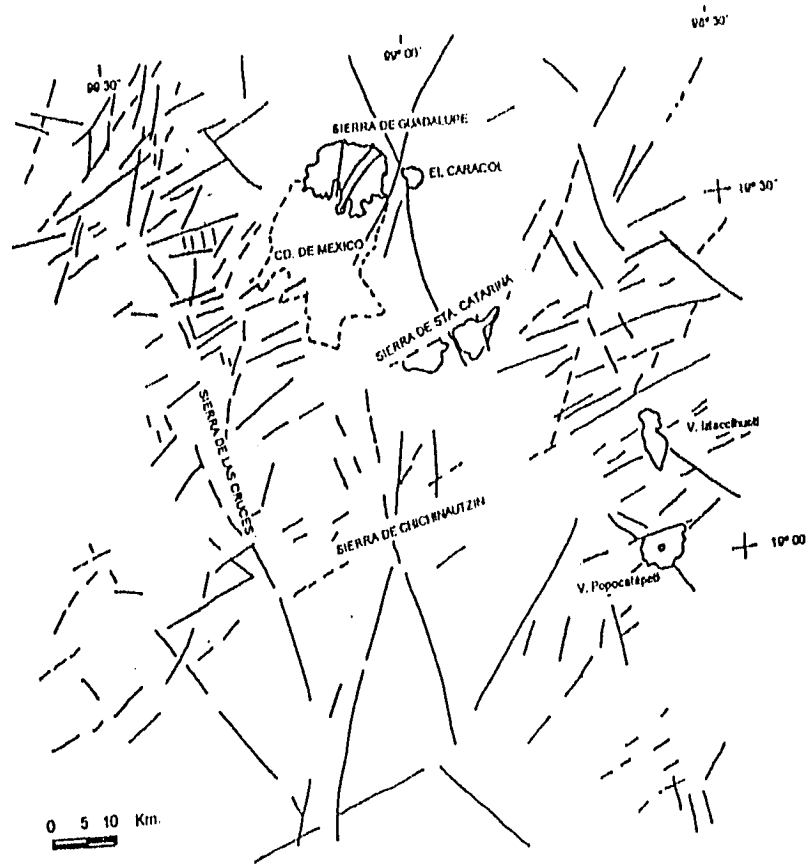


Fig. 12 Localización de los principales lineamientos propuestos para la cuenca de México, (De Cserna *et. al.* 1988).

rocas cretácicas del subsuelo; esta falla ha sido inferida con un rumbo de N15°W, con por lo menos 25 Km de longitud, a partir de líneas sísmicas; por sus características, es probable que muestren alguna relación con el sistema de fallas

Jojutla-Cañón de Lobos. Su edad se considera como Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Una tercera fase considera un sistema de fallas que disloca al grupo Balsas, por lo que se considera en edad menor al Terciario Medio. Una falla perteneciente a este sistema se ha identificado al oriente de Xalostoc, con un rumbo al noroeste y una longitud de dos kilómetros. Este sistema, a pesar de no mostrar muchos rasgos estructurales, es importante, ya que coincide en el tiempo con la orogenia del Terciario Medio.

Las fallas del Plioceno-cuaternario son de tipo normal, en las Sierras de Guadalupe, Tepoztlán y el Cerro de Chimalhuacán, cortando formaciones volcánicas del Mioceno, Plioceno y Cuaternario, con promedios de longitud de 4 kilómetros y desplazamientos decimétricos a métricos. Otras fallas sepultadas del mismo sistema se han observado en bancos de material, cortando rocas del Mioceno Medio-Tardío en Cuajimalpa; la que desplaza los depósitos piroclásticos de la formación Tláloc. Se infieren otras fallas sepultadas, tomando en cuenta los criterios de Nakamura (1977), en que la alineación de conos cineríticos es indicador de zonas tensionales, como es el caso de las formaciones cuaternarias Chichinautzin.

#### **3.4. Marco geológico local (Volcán Iztaccíhuatl).**

El primer trabajo que presenta aspectos relacionados a la geología del volcán, es el de por Paredes (1921), relacionado con la circulación de las aguas subterráneas en la ladera occidental del volcán. Schlapfer (1968) denomina como Formación Iztaccíhuatl, a la Andesita Iztaccíhuatl nombrada por Mooser (1956). Comprende en esta montaña, derrames lávicos sobrepuestos con una composición que varía de dacítica a riodacítica; en los derrames superiores, consisten principalmente en una andesita rosada de hornblenda, aunque su composición química sea probablemente más ácida. La unidad puede observarse en el fondo de la barranca

del río Tlalmanalco y en la estación Nexcoalango, en la ladera occidental del Iztaccíhuatl, suprayaciendo a rocas más antiguas, incluidas en las "Rocas volcánicas del Terciario Medio" (Schlaepfer, *op. cit.*). La Formación Iztaccíhuatl se encuentra cubierta por lavas más recientes que forman el Pecho y el cono actual del Popocatepetl. La misma autora considera que esta formación comprende varias unidades volcánicas originadas en distintas épocas, generadas durante el Mioceno Tardío y todo el Plioceno.

Steele (1971) reporta edades para las rocas situadas por arriba de la línea de nieves, de 13 a 5 M.a. por medio de dataciones por el método de K-Ar, datos utilizados por Mooser *et al.* (1974), establecen una cronología para el vulcanismo de la Sierra Nevada situando las fases constructivas del Iztaccíhuatl en el Cuaternario tardío y a su basamento lo denomina como Grupo de las Sierras Menores, de edad Mioceno.

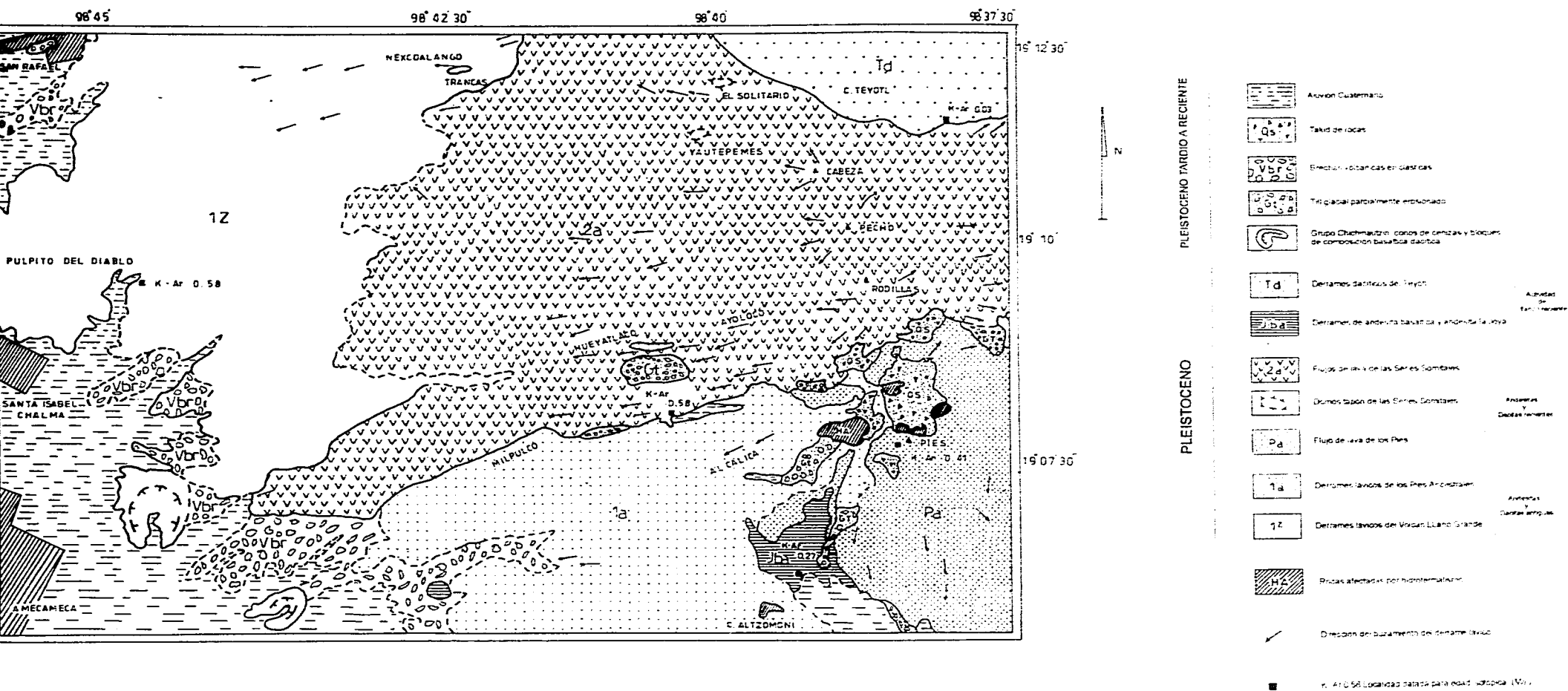
En una publicación posterior, Steele (1985) realiza nuevos fechamientos de 24 flujos de lava y sus direcciones de magnetización remanente, y en las dataciones de K-Ar de Nixon (1984, en comunicación personal a Steele.), realizados en el CVM, reconociendo así que la edad para las series más antiguas del Iztaccíhuatl son de 2.84 a 0.73 M.a.

De esta forma, Nixon *et al.* (1987) propone que las andesitas y dacitas recientes que forman los Pies y las Series Somitales, muestran solamente un intervalo de polaridad normal (0.73 M.a.). Esta inferencia es sustentada por datos de K-Ar, los cuales dan un límite superior a estas lavas de 0.6 M.a. Sin embargo, en localidades datadas por Mooser *et al.* (1974), en las series volcánicas antiguas, como en la caldera del volcán Llano Grande y el Pulpito del Diablo en la ladera noroccidental, presentan un intervalo de polaridad magnética inversa. Estos flujos de lavas se emplazan a través de intervalo Matuyama de polaridad magnética inversa (0.73 -

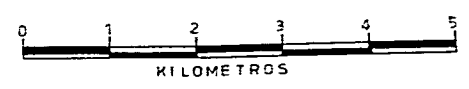
2.48 M.a.), sin embargo, fases de actividad tardía en los flancos del LLano Grande, continúan durante la fase temprana del intervalo Brunhes de polaridad normal. Las partes altas de los Pies Ancestrales en Alzomoni, presentan en sus lavas andesíticas una polaridad normal, lo que revela que la construcción de éste se dio ya bien avanzada la fase temprana del periodo Brunhes. Mas hacia el sur, rocas equivalentes a la edad de las series volcánicas antiguas, se extienden hacia el Popocatepetl y por debajo del remanente glacial que formó el edificio volcánico del Nexpayantla. Estas lavas presentan una polaridad normal (Mooser *et al.*, 1974) con similitudes estructurales y morfológicas a las rocas tardías de los Pies (0.4-0.3 M.a.). Hacia el norte del Iztaccíhuatl, a lo largo del margen sur y oeste de la Sierra de Río Frío, las lavas andesíticas profundamente erosionadas, presentan polaridades normales e inversas (Mooser, *op.cit.*). Con base en las anteriores correlaciones, Nixon (1989) presenta una estratigrafía volcánica del Iztaccíhuatl, dividida en dos secuencias eruptivas principales, tomando como base las diferencias de edad, textura y mineralogía, la cual se presenta a continuación (Figs. 13 y 14).

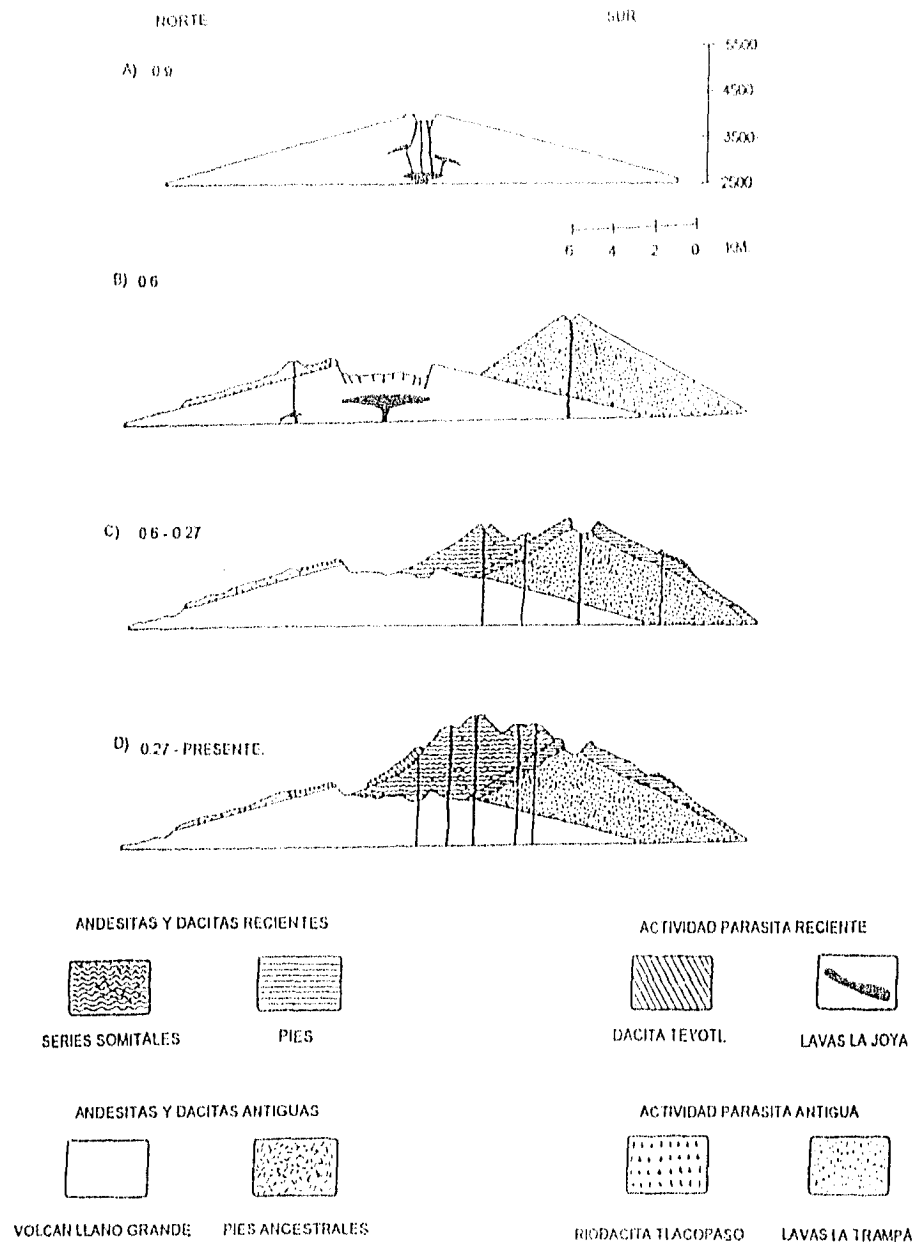
#### **3.4.1. Series volcánicas antiguas: morfología y estructura.**

Las series volcánicas antiguas se encuentran subdivididas en dos grupos, las andesitas y dacitas antiguas, constituidas por los edificios volcánicos más grandes, el volcán LLano Grande y los Pies Ancestrales, y la actividad de Flanco Antigua, formada por los flujos de lava emplazados por focos de emisión parásitos en el flanco norte del LLano Grande, aunque el área de estudio no comprende en su totalidad a todas las series volcánicas, se mencionan para tener una perspectiva completa de la geología local del volcán Iztaccíhuatl, particularizando en las que sí afloran (mapa de la figura 15).

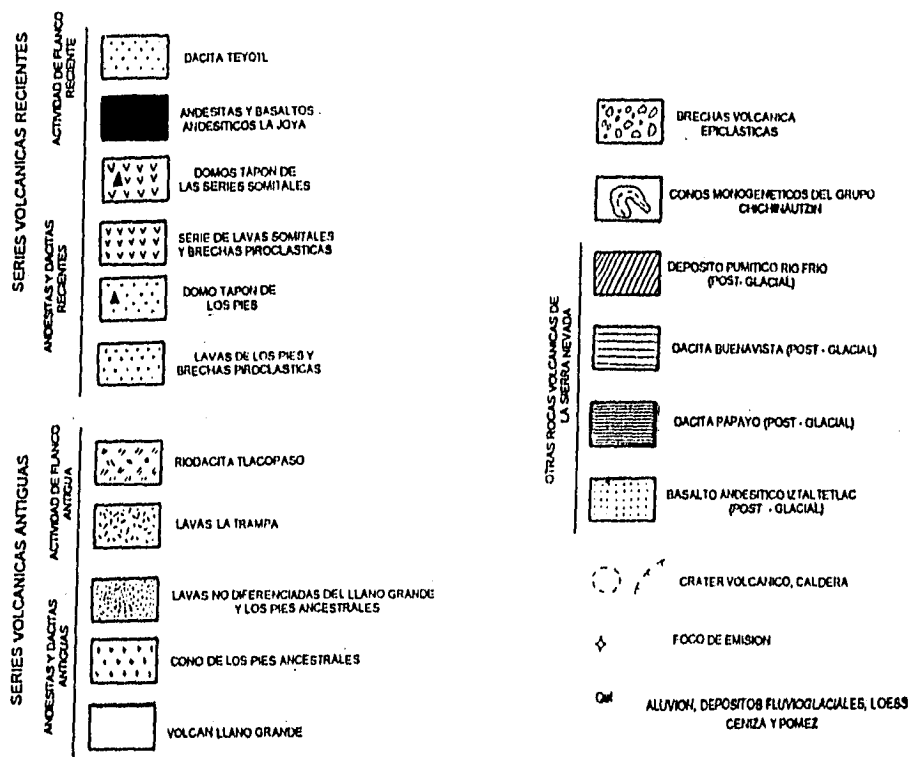
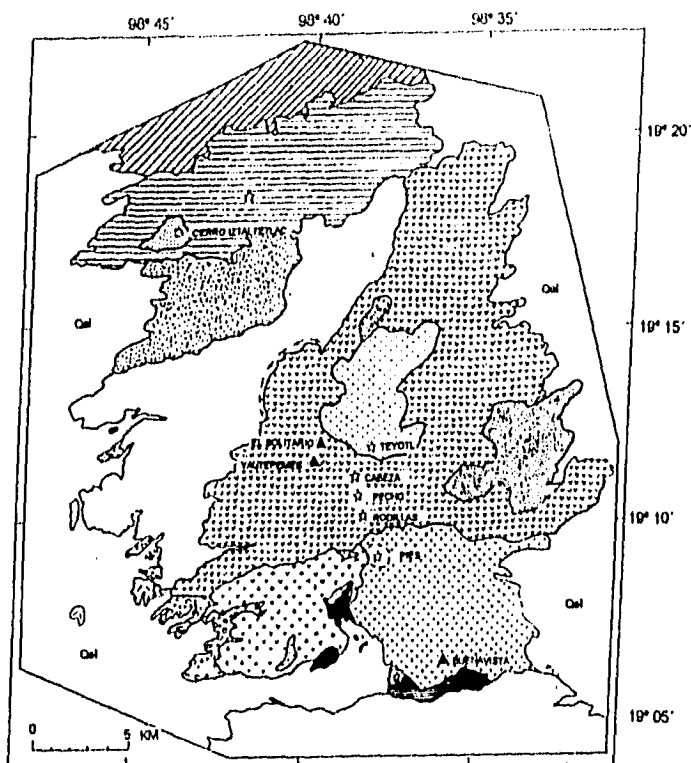


(Fig. 15) Geología de el área de estudio, de acuerdo con Nixon (1989)





(Fig. 13) Evolución volcánica del Iztaccíhuatl (Nixon, 1987)



(Fig. 14) Mapa geológico del Iztaccihuatl y zonas adyacentes (Nixon, 1989)



***Volcán LLano Grande (Andesitas y dacitas antiguas).***

Las lavas del volcán LLano Grande representan la etapa más antigua de construcción del Iztaccihuatl. Es un amplio escudo con 24 kms. en su base y coronado por una estructura de colapso, denominada la Caldera de LLano Grande, de 4.5 kms. de diámetro (Foto 1). Sus bordes occidentales presentan huellas de procesos glaciares, a 130 m. sobre el relleno de la caldera, a una altitud de 3 770 m. En la parte oriental, se encuentra parcialmente sepultada por flujos recientes del volcán Téyotl y lavas de las series somitales del Iztaccihuatl, mezclados con depósitos glaciares. La estructura del volcán se halla disecada por valles en "V", con paredes escarpadas, elevándose con un promedio de 100 a 250 m. sobre el piso de los valles, separados por interfluvios cubiertos de material glacial.



Foto 1 Caldera del volcán LLano Grande (A).

Su morfología es discontinua entre los 3 000 y 3 500 m en sus laderas norte y oeste, que coinciden con las lavas jóvenes del Iztaccíhuatl y la extensión máxima de las morrenas Hueyatenco propuestas por White (1962). Las lavas no diferenciadas del LLano Grande y los Pies Ancestrales se concentran hacia el este con 20 km de extensión. Aunque la erosión ha descubierto la estructura de los flujos individuales, los contactos entre estos rara vez se hallan expuestos.

### ***Pies Ancestrales.***

Se pueden diferenciar dos periodos de construcción, separados por un intervalo de reposo, en las lavas que forman la parte sur del Iztaccíhuatl. Una primera fase construyó el cono de los Pies Ancestrales y erupciones subsecuentes en el mismo sitio, produjeron las lavas de los Pies y depósitos piroclásticos asociados.

Las lavas del cono de los Pies Ancestrales, son asociados con las del volcán LLano Grande, con base en la similitud del tamaño de grano, textura y características morfológicas. Descansando sobre las lavas de los Pies Ancestrales, los flujos lávicos de los Pies presentan texturas y mineralogía transicionales hacia las series somitales, con las cuales son agrupadas (andesitas y dacitas recientes). Estas lavas descienden hasta la cota de 2 800 m., en donde son cubiertas por brechas epiclásticas y sedimentos de toba. Las pendientes de estos flujos decrecen de 20° a 9° conforme se alejan del foco de emisión; los flujos son generalmente escarpados y retorcidos, especialmente en cortes a 3 600 y 3 800 m.

La parte norte y oeste del cono (Foto 2) se halla cubierta por lavas de los flujos somitales, aunque existen pequeñas extensiones de lavas de los Pies Ancestrales a 2.5 km al NE de los Pies, a 4 200 m, y a 3.5 km al SW del Pecho a 3 800 y 3 900 m. Otros afloramientos, existen en las paredes de los valles profundos al este de los Pies, en el lomo de la cresta este del Pecho, en altitudes de 3 200 a 3 800 m.

Los flujos más recientes del cono Ancestral, aparecen a 4 400-4 300 m al oeste del borde de un anfiteatro glacial, formado durante etapas finales de la actividad de los Pies.



Foto 2 Rodillas del Iztacchuatl, con los flujos de lava somitales (A) cubriendo discordantemente las lavas de los Pies ancestrales (B)

### ACTIVIDAD DE FLANCO ANTIGUA

Se presenta como dos emisiones constituidas por las lavas La Trampa y el flujo riodacítico Tlacopaso.

**Lavas La Trampa.** Estas lavas ocupan un volumen aproximado de 9 km<sup>3</sup>, cubriendo una superficie de 30 km<sup>2</sup> en el flanco NW del volcán LLano Grande. El foco eruptivo ha sido destruido por la erosión, pero probablemente se encontraba localizado a 0.7 km al sur del cerro La Trampa (3 730 m). Los flujos lávicos se encuentran ligados por el sur y el este, a las lavas del escudo volcánico LLano Grande, a lo largo de la cañada Tomicoxco y la cañada el Guajito. Se encuentran

cubiertas por lavas del Papayo hacia el norte, loess y depósitos fluviales al oeste. Se pueden apreciar buenos lugares de exposición, en cortes de carretera y paredes en las márgenes sur y este de los flujos La Trampa (no afloran en el área de estudio).

**Flujo riódacítico Tlacopaso** Los flujos lávicos de la riódacita Tlacopaso se encuentran emplazados en una cresta, aproximadamente a 4 km al NE de LLano Chico. La cresta presenta un lóbulo de flujo glacial a 200 m de altura. El origen de este flujo pudo haber sido una fractura en la pre-caldera del volcán LLano Grande (no afloran en el área de estudio).

#### **3.4.2. Series volcánicas recientes: morfología y estructura.**

Estas series se subdividen en dos grupos: andesitas y dacitas recientes que forman las cumbres del Iztaccíhuatl, y la actividad de flanco reciente, que comprende las lavas y escorias emitidas en focos a bajas altitudes en el norte (el cerro Téyotl), y al sur (La Joya). Las andesitas y dacitas recientes son a su vez subdivididas en las series somitales y el grupo de rocas de los Pies.

**Pies:** Posterior a la erosión de los Pies ancestrales, la emisión de lavas porfiríticas de los Pies en forma de flujos y brechas piroclásticas, las cuales se hallan bien expuestas en secciones por debajo de los Pies ( 4 703 m) y crestas al W y SW del cráter de los Pies (Foto 3). De igual manera se presentan en la pared norte de la cabecera del valle de Tlaltipitongo y en el de Milpulco, a 4 150 m.

En esta última localidad las rocas se encuentran parcialmente alteradas y manchadas por herrumbre, provocadas por emisiones de manantial. La mayor parte de las lavas de los Pies cubrieron el antiguo cono de los Pies Ancestrales en su parte este y sur, en un área cercana a los 55 km<sup>2</sup> . El foco emisor de estas lavas está localizado dentro de un cráter asimétrico de casi 1.2 km de diámetro y abierto

· hacia el este, presentando estriaciones de origen glacial (Foto 4). Las paredes de este cráter se elevan 200 a 300 m. sobre el fondo, el cual contiene till glacial y presenta taludes inestables (Foto 5). Los flujos NE del cráter presentan estrias glaciales y pendientes fuertes ( $30^\circ$ ).

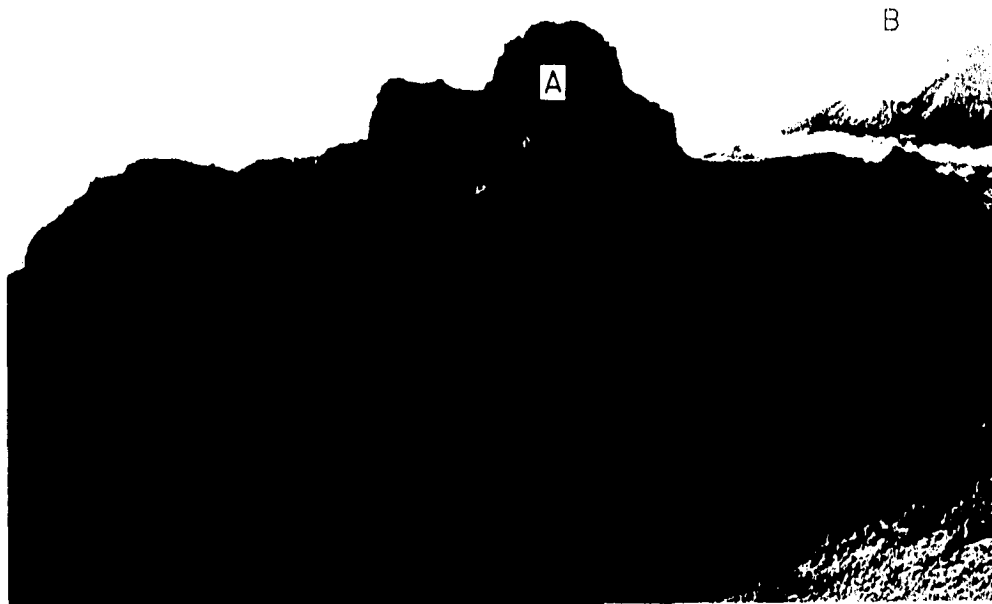


Foto 3 Pies del Iztaccíhuatl (A), al fondo el cono del Popocatepetl (B).



Foto 4 Fondo de cráter de los Pies del Itzacihuatl



Foto 5 Laderas del cráter de los Pies

**Domos dacíticos de los Pies:** La presencia de bloques angulares sueltos al SE de los Pies sugieren que estas rocas son los remanentes de erosión de domos tapón. Son mayores a 2 m de diámetro, de color gris claro y con abundantes xenolitos andesíticos, redondeados y de color gris oscuro. Actualmente estos bloques han sido removidos por la construcción de un camino.

**Series somitales: Cabeza, Pecho y Rodillas.**

Se reconocen varios focos de emisión de la región somital del Iztaccíhuatl: la Cabeza con 5 146 msnm (Foto 6), la cual se encuentra muy erosionada; la capa de hielo del Pecho (5 286 msnm), y dos centros eruptivos separados 0.3 km. en las rodillas (5 100 msnm). Los flujos de estos focos, se interdigitan en sucesión, y las lavas de las Rodillas marcan una discordancia al entrar en contacto con el cono de los Pies en su parte norte. Estas lavas escurrieron al E y NE, a distancias de más de 20 km. a través de las rocas erosionadas de las series volcánicas antiguas. Hacia la parte occidental del Iztaccíhuatl, rellenan parte de caldera de LLano Grande y continuaron fluyendo hacia la cuenca de México.

El conjunto de lavas que fluyeron entre la estructura del LLano Grande y la de los Pies Ancestrales, terminan en abruptas paredes de 40 a 50 m. de altura, cerca de el paraje El Salto (2 600 m.) a 3 km. al oeste de la población de Amecameca. Hacia el norte, en la cañada cosa Mala, los flujos se presentan por abajo de la cota de 2 900 m con espesores de 20 a 30 m y de 8 a 15 m cerca del Pecho. A pesar de la disección de los glaciares durante el Pleistoceno, aún son evidentes algunas crestas de compresión transversales a la dirección de flujo.

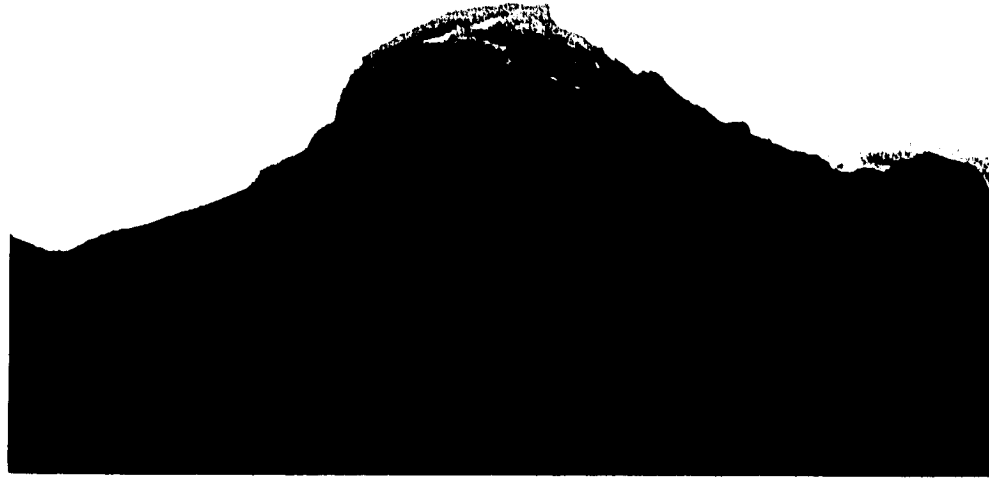


Foto 6 Cabeza del Iztaccíhuatl.

#### ACTIVIDAD DE FLANCO RECIENTE

**Dacita Téyotl.** Localizado en la parte norte del Iztaccíhuatl, tiene aproximadamente 0.08 M.a., dando como resultado 5 km<sup>2</sup> de flujos gruesos de dacita, cuyos focos de emisión se encuentran sepultados bajo el cerro Téyotl (4 660 m). La cima del aparato volcánico se encuentra inclinada de este a oeste, con un borde asimétrico rodeado de escarpes en la parte sur; colinda con la "Cabellera" del Iztaccíhuatl. En la parte norte los flujos se encuentran disecados por abruptos escarpes glaciales, de 100 a 200 m. de altura.

**Lavas La Joya.** Un pequeño, pero característico campo de lavas compuesto principalmente de basalto de olivino porfirítico, basalto andesítico y andesita afanítica, ocupa una área de 3 km<sup>2</sup> en la parte SW de los Pies. Estos flujos tienen una edad aproximada de 0.27 m.a., limitados en su parte sur por escarpes aislados. Estas lavas ocupan una extensión de aproximadamente 8 km<sup>2</sup>, con un volumen probable de 0.4 km<sup>3</sup>.



### **ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN CHICHINAUTZIN.**

En la parte SW de la zona de estudio se localizan dos pequeños volcanes de la formación Chichinautzin (Mooser, 1957), aunque destruidos por la erosión. Sus edades aparentes son de 0.02 a 0.04 M.a. de acuerdo con Bloomfield (1975, en Nixon, 1989). Su explotación como fuente de material en canteras cercanas a Amecameca y Alcalican, revelan la estructura interna de los conos: intercalaciones de capas de lava vidriosa y oscura y lapilli, con echados de 20° a 30° hacia el ápice del cono. Es común la presencia de bombas de lava del tipo "corteza de pan", de 15 a 25 cm de largo. Análisis químicos de las lavas indican una variación de sílice de 56.8% a 65.5% (Nixon, 1989).

### **BRECHAS EPICLASTICAS VOLCÁNICAS, LOESS Y DEPÓSITOS ALUVIALES.**

Las brechas epiclásticas volcánicas que forman la topografía baja al este del Iztaccíhuatl, pertenecen a la secuencia del Pleistoceno Tardío, en forma de depósitos de till, descritos brevemente por White (1962), quien los refiere como "sedimentos aluviales antiguos". Espesores de loess amarillo pardo, sin estratificación interna, tefra riolítica y espesores lenticulares de arenas aluviales y gravas, cubrieron las laderas inferiores de la Sierra Nevada; se localiza también grandes espesores en la cuenca de México y la cuenca de Puebla. Heine y Schonhals (1973, en Nixon, 1989), consideran que esta toba comenzó a acumularse en el Pleistoceno Medio, y ha sido retrabajada por el viento y el agua durante el Wisconsin y los tiempos recientes.

### 3.5. Depósitos glaciales

El estudio de las glaciaciones pleistocénicas y la actividad de los glaciares modernos, así como sus depósitos correspondientes, son curiosamente en el Iztaccíhuatl, de los que se tienen referencias más antiguas.

Entre 1781 y 1789, el sacerdote José de Alzate y Ramírez realiza observaciones barométricas en el extremo de uno de los glaciares, probablemente el de Ayoloco, obteniendo una lectura de 4,633 msnm (Alzate 1831, citado por Lorenzo, 1958). Ordoñez (1894) y Farrington (1879), publican sobre el Iztaccíhuatl, aunque presentan una toponimia algo confusa, se reconocen sin embargo, la descripción de los glaciares Ayoloco y Ayolotepito. Estos últimos fueron observados por primera vez por Heilprim en 1890; pero los primeros estudios formales fueron realizados por Ordoñez en 1893 (citado por Blásquez, 1961) refiriéndose principalmente, al retroceso del hielo.

Para 1908 bajo el auspicio de la Compañía Papelera de San Rafael, se realizan observaciones para estudiar la actividad del glaciar Ayolotepito, el cual tuvo una ablación extremadamente rápida el 25 de diciembre de 1908, lo que provocó una inundación que ocasionó daños a la fábrica, repitiéndose el fenómeno el 13 de marzo de 1925, atribuido a un ascenso en la temperatura (Blásquez, *op cit*).

Robles Ramos (1944) realiza estudios sobre la glaciología y morfología del Iztaccíhuatl, con el fin principal de aprovechar las aguas del deshielo, y concluye que el Iztaccíhuatl alcanzó tal vez su mayor altura, de aproximadamente unos 6 300 msnm, según infiere de manera relativa, por la inclinación de algunas capas de lava que dan idea de su antiguo cuerpo. Lorenzo (1964) presenta un informe de las principales montañas de México, entre ellas el Iztaccíhuatl, reuniendo las principales características de los mantos de hielo de estas montañas, tales como

localización y elevación, nombre, área aproximada, volumen estimado y algunas fotografías (Cuadro 1).

**Cuadro 1. GLACIARES DEL IZTACCIHUATL (Lorenzo J.L., 1964).**

	GLACIAR	Altitud de las cabeceras (m)	Altitud terminal (m)	Longitud (m)	Area (Km. <sup>2</sup> )
1	CABEZA	5 045	4 900	210	0.014
2	CUELLO	4 990	4 760	430	0.050
3	AYOLOTEPITO	5 250	4 760	900	0.23
4	NORTE	5 250*	4 910*	550*	0.048
5	CRATER	5 286	4 910 - 4 750	800	0.180
6	NORNOROESTE	5 286	5 010	320	0.050
7	NOROESTE	5 050	4 830	370	0.025
8	ESTE CENTRAL	5 190	4 715	910	0.245
9	AYOLOCO	5 190	4 715	690	0.247
10	SURESTE	5 130	4 970	290	0.078
11	ATZINTLI	5 080	4 855	460	0.058
12	SAN AGUSTIN	5 030	4 970	125	0.011

\* Inicia a 5 250 m., a poca distancia de un escarpe a 5 050 m; se reinicia a los 4 910 m.

\*\* Termina en dos pequeñas lenguas separadas por masas de hielo.

Las observaciones de tipo hidrológico, calculando espesores medios de nieve y hielo y volúmenes de esos depósitos y su equivalencia en agua, acumuladas en un período de diez años por Blásquez (1961) en las cumbres del Iztaccíhuatl, le permiten concluir que el límite de las nieves, no tienen una frontera fija a esas altitudes, mientras que los mantos de hielo mantienen un límite inferior relativamente estable. El mismo autor reconoce sólo la existencia de dos glaciares en la parte occidental del volcán; el Ayolotepito al norte, entre la Cabeza y el Pecho; y el Ayoloco al sur, entre el Pecho y las Rodillas.

Los principales aportes sobre las antiguas glaciaciones y sus depósitos resultantes en el Iztaccíhuatl, son los de White (1956, 1962a, 1962b, 1981, 1987 y 1990) los

cuales de manera general concluyen en la presencia de cinco depósitos glaciales (White, 1987) debidos a la última glaciación cuaternaria, durante el pleistoceno tardío, que a continuación se describen: (Fig.16)

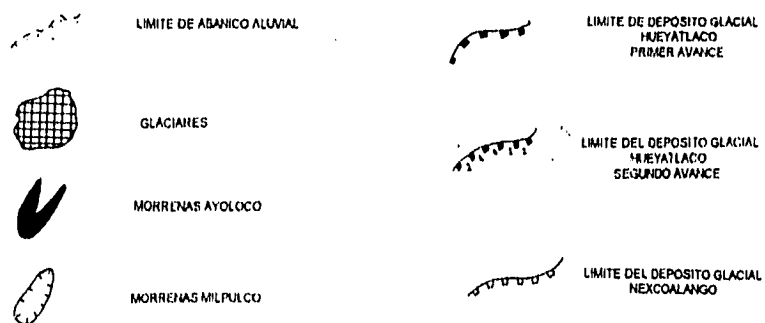
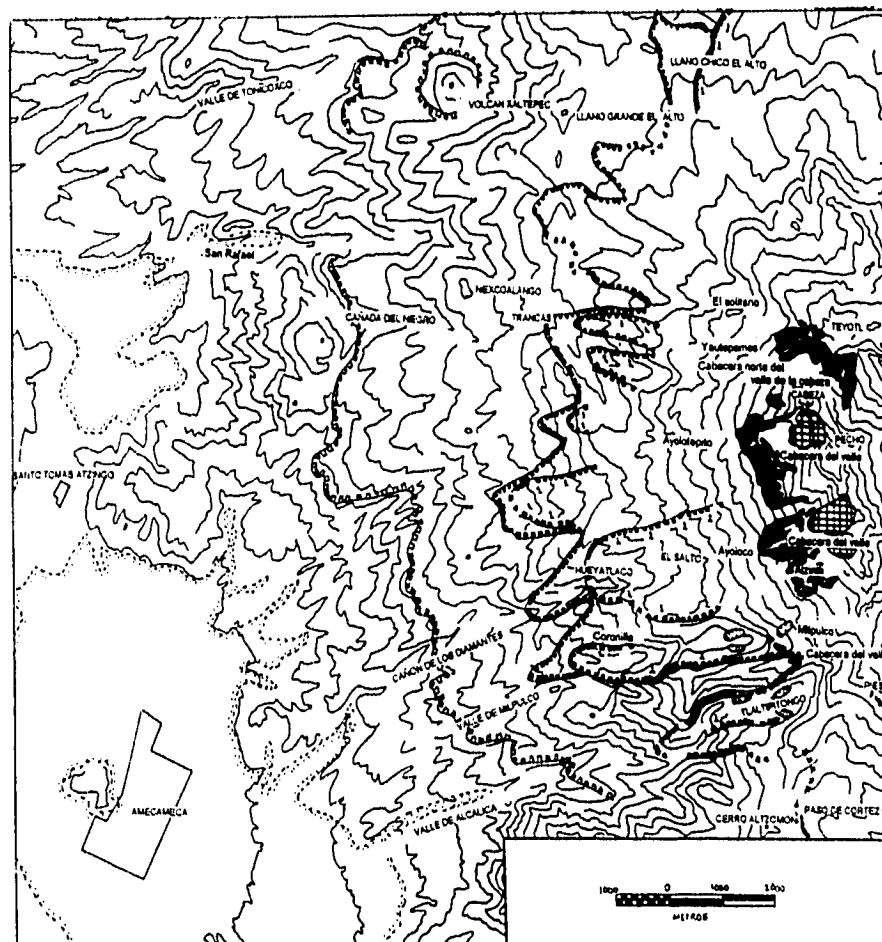


Fig. 16. Límites de los depósitos morrenicos propuestos por White (1962 b).

La glaciación más antigua, La San Rafael (nombrada por Lorenzo, 1964) está representada por cantos cementados de diamictitas (según Harland, W.B. *et al.* 1966, el término general diamictita, incluye cantos, arcillas y arenas de origen glacial), cubiertas por sedimentos volcánicos (depósitos de caída y flujos de cenizas) y aluviales intemperizados, localizados en las cañadas y partes bajas de sus paredes (White 1962a, b). Los depósitos de diamictitas fueron producidos por una capa de hielo de más de 150 km<sup>2</sup>.

La siguiente glaciación es la Tonicoxco (Fig. 17), representada por el depósito glacial Nexcoalango, se encuentra severamente erosionada en los interfluvios que limitan a las profundas cañadas que contienen las diamictitas. El depósito aparece oxidado, de color amarillo pardo, firme y está cubierto además por una secuencia de ceniza gris oscura, cubierta por un lapilli pumítico amarillo pardo y por último por una ceniza fresca negra en la parte superior de la secuencia. Se estima, que aproximadamente 103 km<sup>2</sup> de hielo, cubrieron la parte occidental del Iztaccíhuatl.

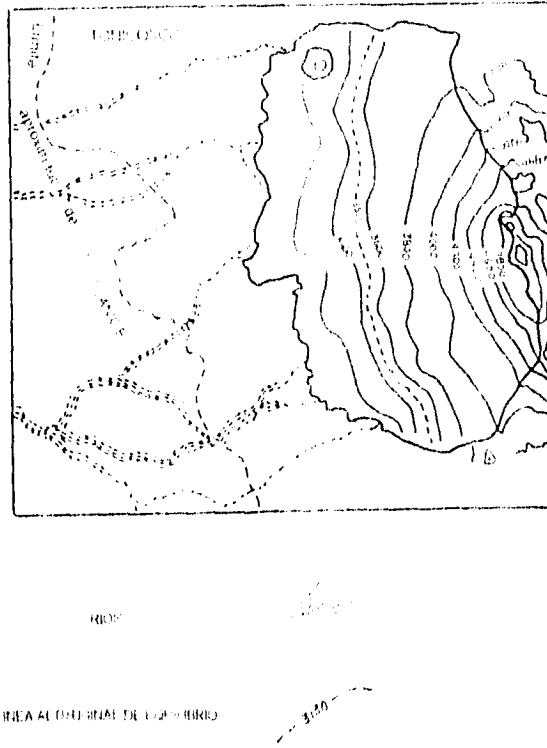


Fig. 17 Alcance de la glaciación Toninco (White, 1957)

La glaciación denominada Diamantes produjo el depósito glacial Hueyatlaco. Forma un amplio cinturón de morrenas, ligeramente erosionadas. Presenta un color amarillo pardo a pardo oscuro, esta cubierto por la secuencia ceniza-lapilli-ceniza. Aquí los glaciares cubrieron un área aproximada de 52 km<sup>2</sup>. La glaciación Diamantes incluye dos avances (Figs. 18 y 19), ambos representados por el depósito Hueyatlaco, pero con desarrollo de diferentes suelos. El suelo del primer avance es un andosol bien desarrollado; el segundo avance, presenta un andosol muy bien desarrollado. Las diferencias entre estos dos suelos, como parámetros de datación de edad relativa, establecen que los dos avances representan glaciaciones separadas.

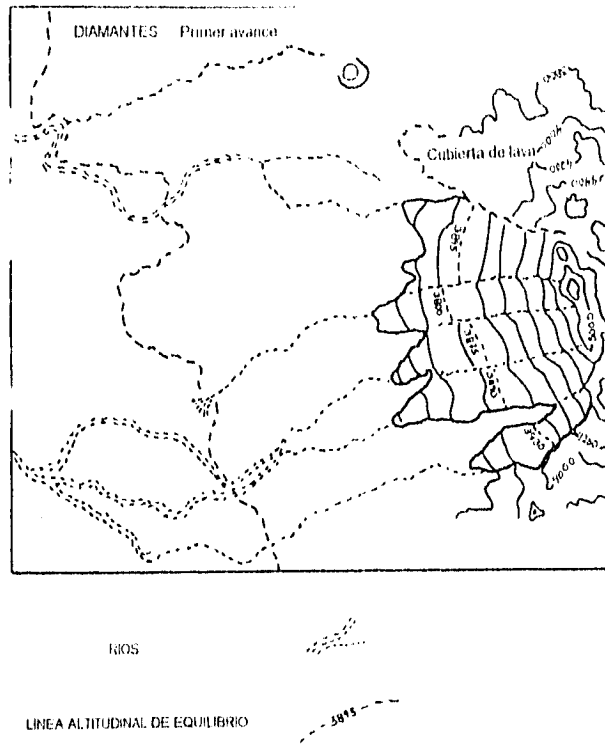


Fig. 18 Alcance de la glaciación Diamantes, Primer avance (White, 1987)

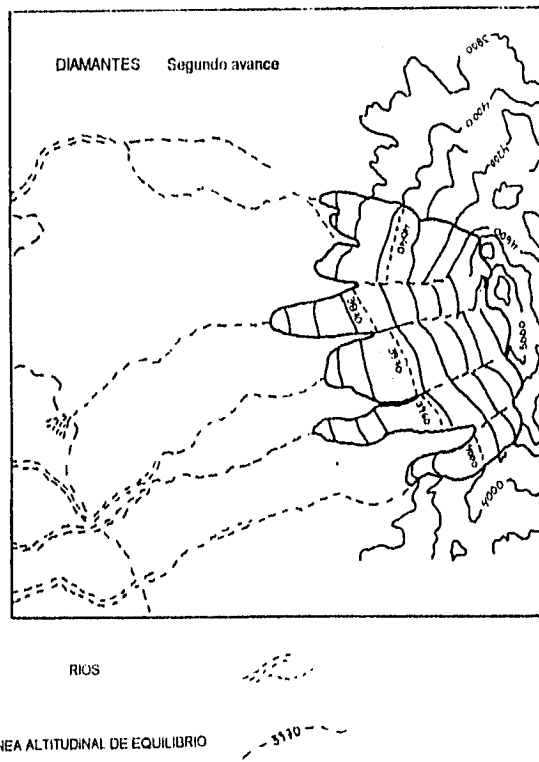


Fig. 19 Alcance de la glaciación Diamantes, Segundo avance, (White, 1987).

La última glaciación Pleistocénica es la Alcalican (Fig. 20) que se reconoce por el depósito Milpulco, el cual muestra dos pequeñas morrenas bien conservadas en los profundos valles de la parte suroeste del volcán. El depósito Milpulco es suelto, arenoso y de color gris brillante. La ceniza negra es la única presente en estas morrenas. Los valles glaciales de este depósito totalizan casi 14 km<sup>2</sup> de hielo. Se presenta un débil desarrollo de suelo inceptisol.

La línea de equilibrio altitudinal mostrada en las anteriores figuras, separa las zonas de acumulación de los glaciares, en la cual se agregan nieve y hielo sólido al glaciar, de la zona de ablación, en donde hay pérdida de hielo y nieve por fusión, evaporación, separación de bloques, erosión eólica y remoción de nieve y hielo por avalanchas (Delgado Granados, 1996). Su importancia radica en que las fluctuaciones de esta línea a través del tiempo, es un importante factor para determinar los cambios de clima durante el Pleistoceno, sobre todo en latitudes bajas. De igual forma, el descenso altitudinal de la línea de equilibrio indica un avance del glaciar, ya que predominan los procesos de acumulación sobre los de ablación; de forma contraria, si se tiene un ascenso altitudinal, el equilibrio entre la acumulación-ablación favorece a este último, indicando un retroceso y adelgazamiento de la capa glacial.

La glaciación holocénica denominada Ayolotepito corresponde al depósito glacial Ayoloco (Fig 21). Básicamente son morrenas masivas de 1000 de altura en las cabeceras de los valles. El depósito es de color gris brillante, de arena gruesa y no está cubierto por ceniza. Los tres pequeños glaciares produjeron aproximadamente 6.6 km<sup>2</sup> de hielo. El suelo desarrollado en estas morrenas es el entisol.



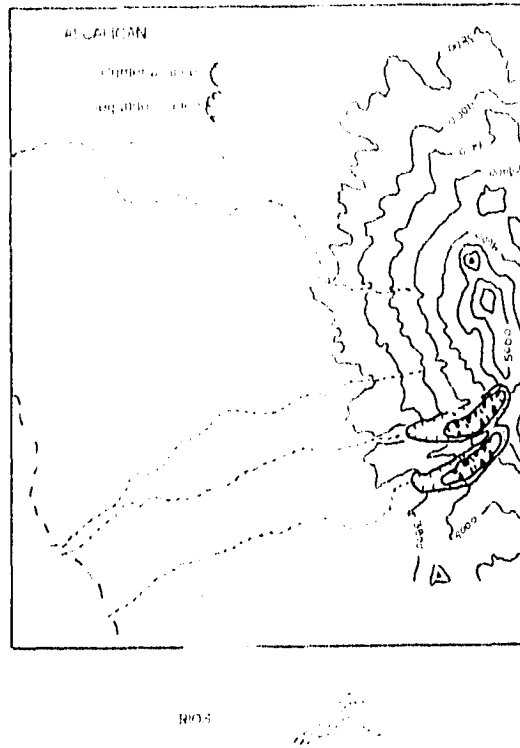


Fig. 20 Alcance de la glaciación Alcalicán (White, 1987)

Heine (1988) realiza la cronología glacial del volcán La Malinche y la correlaciona con otras montañas del centro de México. Además, considera sus datos, con los resultados obtenidos por White. Su cronología comprende los últimos 40 000 años, con cinco periodos de avance glacial, tres de ellos en la parte final del Pleistoceno y dos en la fase temprana del Holoceno. La glaciación denominada M-I, tiene lugar entre los 36 000 a 32 000 AP; la M-II aproximadamente a los 12 000 AP; la M-III entre los 10 000 y 8 500 AP constando de tres avances; la M-IV entre 3 000 y 2 000 AP y la M-V en la segunda mitad del siglo XVIII y primera del XIX, más conocida como pequeña edad glacial.

Aunque las correlaciones de ambos autores muestran una coincidencia entre el número de episodios glaciales, ubicación de los depósitos morrénicos, así como la edad relativa, discrepan notablemente en las edades absolutas, ya que la glaciación más antigua de White inicia hace más de 300 000 años, mientras que los cinco avances propuestos por Heine, comprenden solo los últimos 36 000 años.

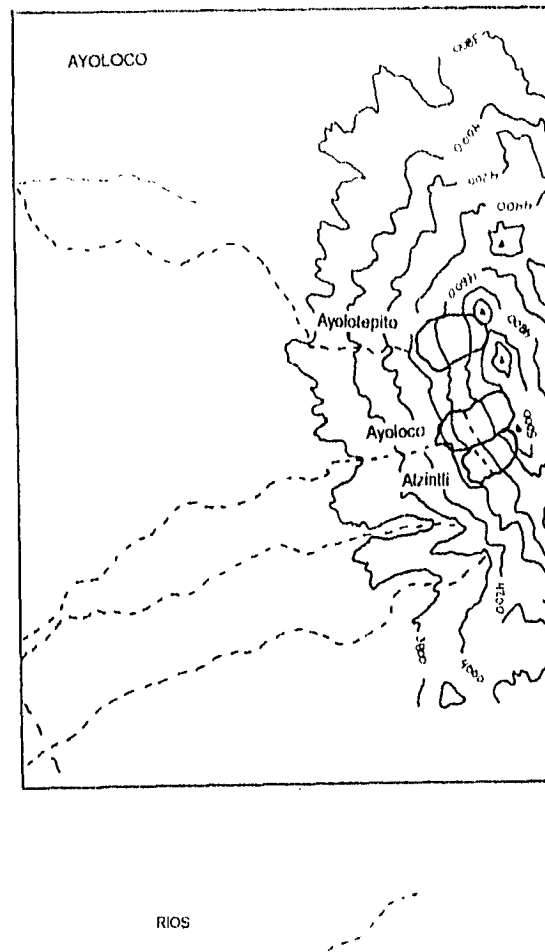


Fig. 21. Alcance de la glaciación Ayolotepito, (White, 1987).

Las discrepancias entre estos dos autores (Fig. 22), referente a las dataciones de los depósitos morrénicos, no representó un problema al desarrollar la cartografía geomorfológica. El mapa muestra depósitos de morrenas independientemente de su edad. La identificación se realizó con fotografía aérea y trabajo de campo. Los resultados fueron favorables, complementando la excelente información, ya que fue posible mapear depósitos no contemplados por los autores mencionados.

Del conjunto volcánico del Iztaccíhuatl, el Téyotl ha sido objeto de estudios glaciales. Vázquez Selem (1989, 1990), presenta evidencias de tres fases de glaciación, las cuales designan informalmente como T1, T2 y T3.

La más antigua y extensa T1, presenta pruebas evidentes de erosión por debajo de los 3 600 m. El casquete glacial probablemente alcanzó los 3 800-3 900 msnm y los glaciares de valle, longitudes promedio entre 3.7 km, con espesores mayores a 140 m, depositando grandes morrenas laterales, cuyas diferencias de conservación sugieren que el evento glacial tuvo por lo menos dos avances con fases recesionales en el más reciente. Las huellas de periglaciario son relativamente escasas, concordando con la hipótesis de que las glaciaciones a finales del Pleistoceno, no generaron franjas periglaciares de gran extensión en las montañas del centro de México (Vázquez Selem, 1989).

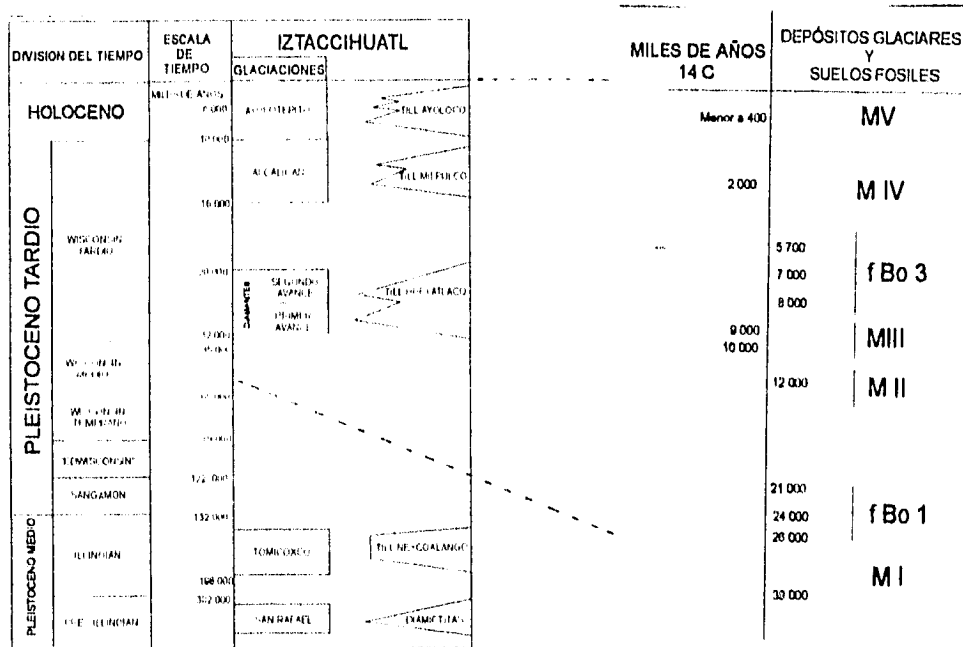


Fig. 22 Tablas cronológicas de White (A, 1987) y Heine (B, 1988).

La segunda glaciación, la T2, con un menor alcance que la anterior, dejó varias huellas, por lo menos cinco cuencas del Táyotl. En las cuencas de Tlacopaso y Texcalco se aprecian dos niveles de morrenas terminales (a 3 800 y 4 000 msnm). En el valle de Texcalco se localizan glaciares rocosos a los 3 750 m.y una forma similar en el valle de Huextexcoco que llegó a los 4 150 msnm.

La glaciación T3, tuvo una menor distribución, y se aprecian evidencias en la cuenca de Tlacopaso, en donde por su orientación y morfología, favorecieron la acumulación y preservación de la nieve. Los depósitos se componen de arcos morrénicos bien definidos, en los cuales se evidencian formas recesionales dentro de los arcos mayores, como protalus rampart y glaciares rocosos (cuadro 2).

El desarrollo de glaciares rocosos, es una evidencia del paso de condiciones glaciares a periglaciares (Vázquez Selem, 1991), lo que supondría que existieron formas activas en montañas más altas, pero el retroceso de los glaciares del Popocatepetl y del Iztaccihuatl (Lorenzo, 1964, Lugo, 1984), no se presentan este tipo de formas. Sin embargo, las fajas periglaciares de las inmediaciones de los glaciares son de considerarse, ya que de acuerdo con Lorenzo (1969), se encuentran formas como bandas de rocas en la parte inferior del glaciar Ayoloco (3 800 msnm), suelos poligonales abajo del glaciar del cráter a 4 650 msnm; polígonos de lodo al SE del Iztaccihuatl a 4 150 msnm, rocas aborregadas a 4 100 msnm, así como agujas de hielo (pipkrakes) que son muy comunes por arriba de los 4 400 msnm.

Heine (1983) localizó formas de origen periglacial, como rocas aborregadas, por debajo de los glaciares actuales, además de lavado y movilización de material bajo condiciones criogénicas (Frostbedingten materialversatz). Las paredes rocosas retrocedieron por denudación de origen criogénico, sin embargo es difícil precisar la

procedencia de los detritos depositados en forma de taludes al pie de las paredes, ya que el origen de esto si pudo haber sido gravitacional (protalus rampart).

	IZTACCIHUATL W (White 1962 a, 1987)	TÉYOTL (Vázquez Selem, 1991)	IZTACCIHUATL (Heine 1975, 1984)
HOLOCENO	Ayoloco	T 3	M V
	Mipulco 1 y 2	T 2	M IV (¿ M III - 3?)
	lap II pumlico	pómez en andesita (14 500 AP)	Pómes P 2
PLEISTOCENO	Hueyallaco 1 y 2	T 1	M III 1 y 2
	lavas del Teyotl	lavas del cuerpo principal del Teyotl	
	Nexcoalango	?	M II
	San Rafael		M I

Cuadro 2 Correlación posible para los depósitos glaciares del volcán Teyotl y los del Iztaccíhuatl (Vázquez Selem, 1991).

### 3.6. Depósitos piroclásticos.

Este genero de depósitos, son de gran importancia ya que su distribución sobre áreas relativamente extensas y su intercalación con depósitos glaciares y periglaciales, permiten realizar dataciones y correlaciones en los distintos valles glaciares del Iztaccíhuatl.

White (1962 a) realiza las primeras investigaciones sobre la relación entre las capas de tefra y los depósitos glaciares del Iztaccíhuatl, en donde identifica tres horizontes de tefra importantes en la parte alta de la montaña, cuya acumulación de la más antigua a la más reciente es de la siguiente manera (Fig. 23).

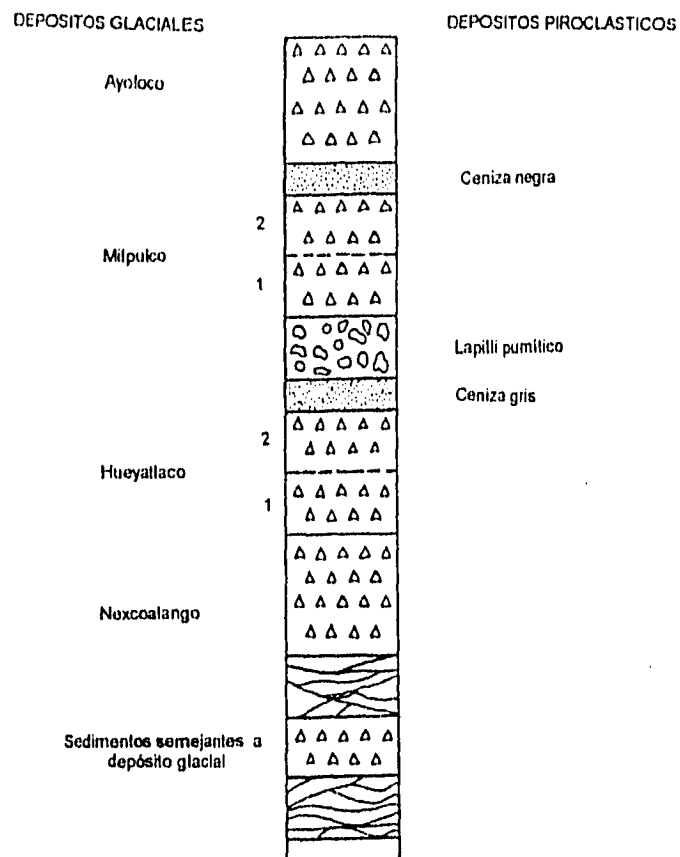


Fig. 23 Columna de depósitos glaciales y piroclásticos propuesto por White (1962 a)

- 1) Ceniza meteorizada gris obscuro (de grano de arena media a guija pequeña) generalmente de más de un metro de espesor.
- 2) Lapilli pumítico (guijarro pequeño) meteorizado que va de un color café muy pálido a un café amarillento, es de espesor variable.
- 3) Ceniza negra relativamente fresca, generalmente de 1 a 2 m. de espesor.

La anterior secuencia de ceniza-lapilli-ceniza, aparece sobre los depósitos glaciales Nexcoalango y Hueyatenco, presentándose también en zonas llanas y depresiones húmedas, en muchas de las cuales exhibe espesores de hasta 7 m. En las laderas con mucha pendiente se han deslavado, integrándose a la composición del suelo.

Los depósitos glaciales Milpulco, presentan únicamente la ceniza negra (3) de la secuencia ceniza-lapilli-ceniza, mientras que los depósitos Ayoloco no presentan ningún depósito piroclástico, ya que estas se produjeron en la montaña durante las erupciones históricas del Popocatepetl.

Los estudios realizados por Heine (1973, 1988) en el volcán la Malinche, con base principalmente en la utilización de horizontes de paleosuelos y tefras, como capas marcadoras, permiten la división de la cuenca Puebla-Tlaxcala en tres regiones, correspondiendo a la Sierra Nevada la de "tobas andesíticas ricas en hiperstena y augita del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl".

Kneib (1973) en colaboración con Heine y Heide-Weise, definieron una secuencia piroclástica para la Sierra Nevada, emitida por los tres últimos períodos eruptivos del Popocatepetl.

En esta secuencia el material piroclástico forma una capa de ceniza (c) suprayaciendo a una capa de pómez, denominadas como C1-P1, C2-P2 y C3-P3, siguiendo un orden cronológico donde C1 es la más reciente y P3 la más antigua.

Un resumen de esta secuencia fue presentado por Heine (1975, tomado de Vázquez Selem, 1989), mostrando una correlación con los distintos depósitos glaciales, que a continuación se muestra (Fig. 24).

C1: 430 - 450 AP (erupciones de 1519 y 1539 de las que informa el conquistador español Bernal Díaz del Castillo). No hay datación C-14 de esta capa.

P1:  $965 \pm 60$  AP (fechamiento C-14 de fragmento de carbón asociado a la pómez). La pómez sobreyace a la morrena M-IV, que se formó hacia 2000 AP.

C2: Entre aproximadamente 2000 AP y 4800 AP.

No hay datación precisa para esta ceniza, pero es anterior a la morrena M-IV (Milpulco de White) y posterior a la datada en 4800 AP.

P2:  $4805 \pm 60$  AP (datación C-14 de un carbón contenido en una capa de pómez). Cubre a la morrena M-III (Hueyatenco de White) que según Heine comenzó a depositarse hacia 10,000 AP y posterior a la P3, cuya edad mínima es de 12,900 AP.

P3: Entre  $12,900 \pm 400$  y  $14,770 \pm 280$  (fechamientos tomados de la pómez con andesita de Tlapacoya (Mooser, 1967) que de acuerdo con Heine equivale a la P3.)

Vázquez Selem (1980) discute acerca de las correlaciones realizadas, tanto por White como por Heine, y concluye al respecto:

- La existencia de pómez citadas por Mooser (1967) y Heine (1973) contienen fragmentos de andesita, por lo que es necesario identificarlos si se intenta utilizar la pómez con fines tefracronológicos.



Surge una discrepancia entre las correlaciones de White y Heine, al encontrar el primero, una pómez sobre la morrena Hueyatlaco, con lo cual refuta la correlación P3-lapilli pumítico propuesto por Heine.

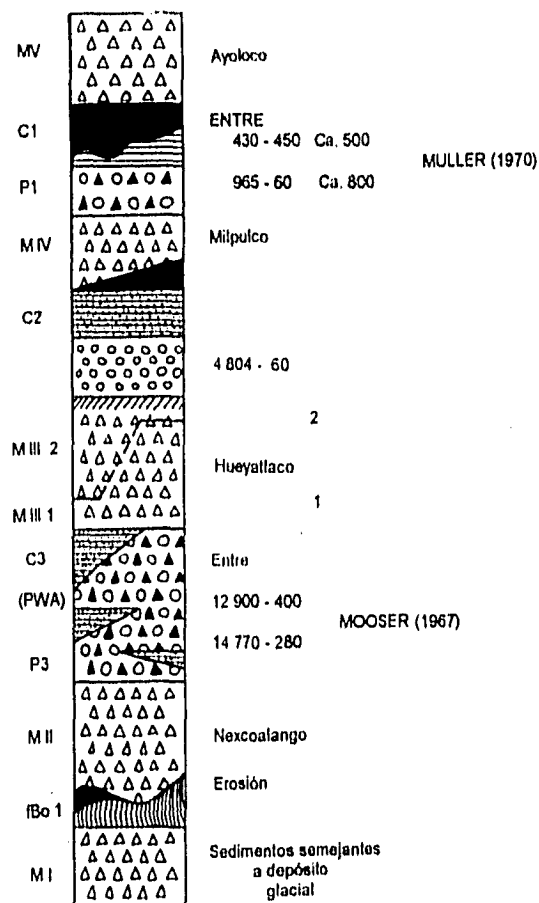


Fig. 24. Columna de depósitos glaciales y piroclásticos propuestos por Heine, y su relación con los depósitos de White (1962 a)

- White refiere la presencia de un solo depósito de pómez sobre las morrenas Nexcoalango, y para la correlación de Heine existen dos sobre el depósito MIII (P3 y P2). El propio Heine reconoce que la ausencia de uno de estos depósitos, probablemente el P3 se deba a la acción erosiva, con lo cual puede lograrse una cierta relación entre la cronología de ambos autores.

- De manera general, las dos cronologías, tanto la de White como Heine, son muy similares, sin embargo, el problema se presenta en la forma en que Heine conjunta ambas cronologías, en el caso de la ceniza superior de White, podría corresponder a la C1 de Heine, ya que ambos autores concuerdan en situarla entre los dos depósitos glaciales finales; para las cenizas C2 y C3, no es posible realizar una correlación con base en los datos aportados.

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

#### **CAPITULO IV. MORFOMETRÍA:**

La morfometría estudia al relieve terrestre por medio de la cuantificación de elementos lineales, puntuales y areales del relieve, que incluyen la longitud, superficie, volúmen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad y frecuencia, cuyas variaciones espaciales se relacionan entre sí (Lugo, 1988). La elaboración de este tipo de cartografía se considera básica en el análisis y clasificación del relieve, ya que considera aunque de manera indirecta, la génesis, estructura y dinámica del mismo (García Romero, 1993).

El aspecto más importante del análisis morfométrico es la selección de los mapas a elaborar y la interpretación de los mismos. Para este trabajo se seleccionaron cinco mapas morfométricos con la finalidad de magnificar la información de la carta topográfica, ayudando a alcanzar el objetivo propuesto, que es el análisis geomorfológico de la zona, enfatizando en su génesis y procesos actuales.

Siguiendo los criterios de Lugo (1986, 1988, 1991) y García Romero (1993), se elaboraron los siguientes mapas:

4.1. Mapa altimétrico.

4.2. Mapa de pendientes.

4.3. Mapa de densidad de la disección.

4.4. Mapa de profundidad de la disección.

4.5. Mapa de energía del relieve.

#### 4.1. Mapa altimétrico.

A pesar de su simplicidad, el mapa altimétrico, es uno de los más importantes, ya que resume de forma rápida y clara la información del mapa topográfico. No existen reglas precisas para la confección de este mapa, por lo cual la aplicación de métodos estadísticos resulta importante para la determinación de los intervalos que han de definirse a partir de la diferencia de la altura máxima y mínima del mapa topográfico original. Se utilizó la metodología propuesta por Lugo (1986) y García Romero (1993), consistente en los siguientes pasos:

- Se realiza un muestreo sistemático de alturas absolutas en los puntos de unión de la malla UTM del mapa topográfico original, escala 1:20 000, con separaciones de 1 Km, obteniendo así, 220 datos de alturas absolutas.
  
- Los valores obtenidos, se manejan con cinco diferentes rangos (5, 7, 9, 10 y 12), tomados al azar, observando de esta manera el comportamiento de los datos. Se seleccionó el rango de doce, ya que la gráfica correspondiente presentaba una distribución más cercana a la normal (campana de Gauss), en donde el valor mínimo es de 2 440 msnm y el máximo de 5286 msnm, obteniendo un valor altitudinal para cada intervalo de 237.1 m, que para fines prácticos, se redondeó a 200 m para obtener una mejor definición (Cuadro 3).
  
- Finalmente se confeccionó un mapa con hachures (Fig.24) que representa cada rango altimétrico. A través de este mapa, se observan unidades morfológicas que presentan una génesis y procesos similares.

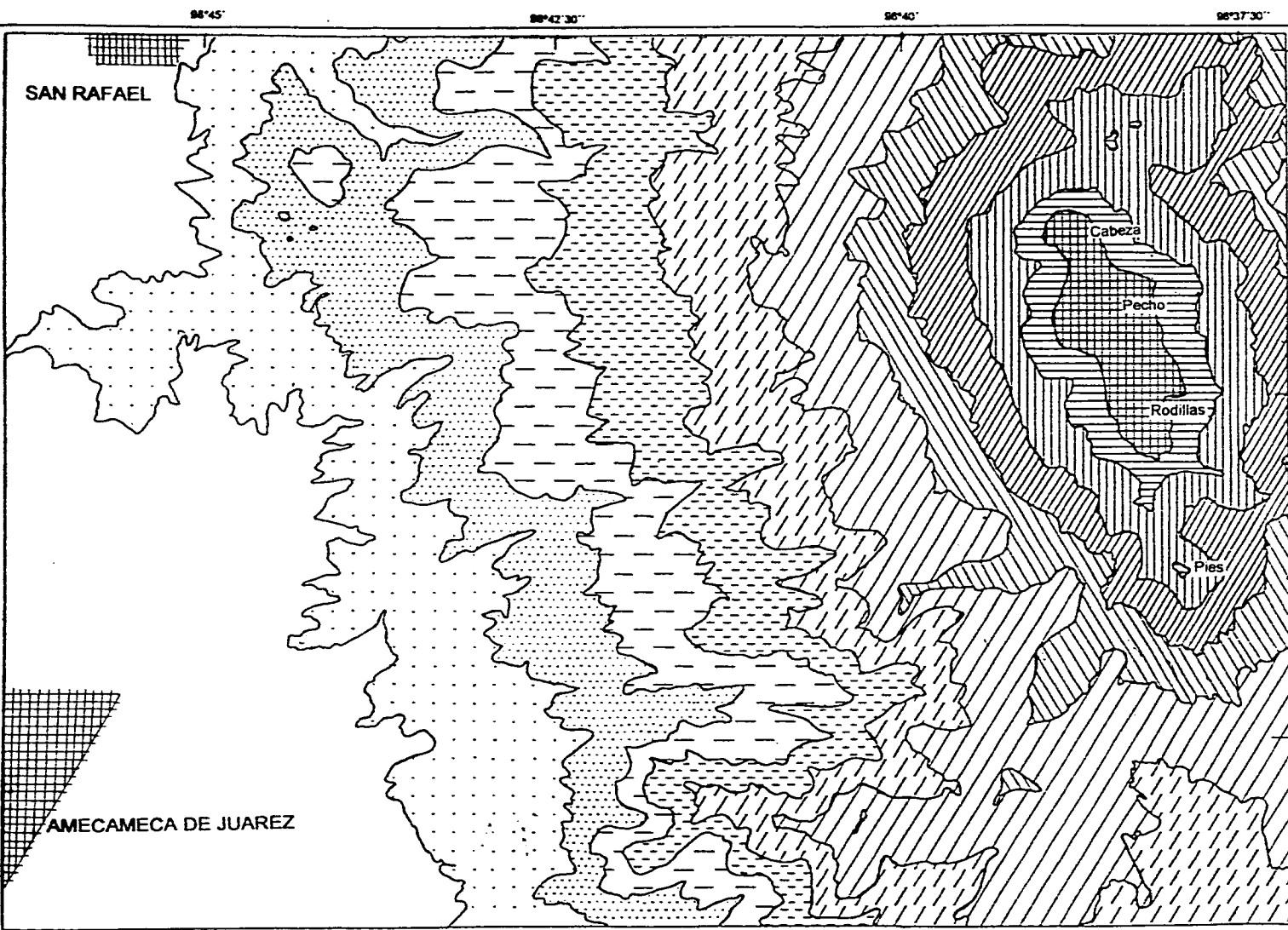
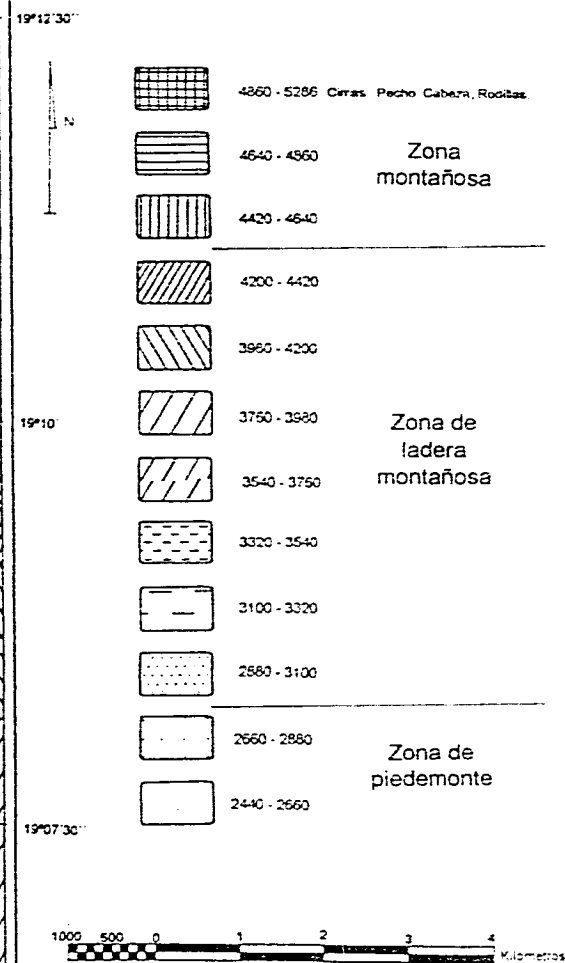


Fig. 24 MAPA ALTIMETRICO  
( en metros snm)



TESIS UNAM  
Miguel Angel Guillén G.  
Colegio de Geografía,  
1996

**Cuadro 3**

RANGO	INTERVALO (en msnm).		Unidades morfológicas
	de	a	
1	4 860	5 286	Zona montañosa
2	4 640	4 860	
3	4 420	4 640	
4	4 200	4 420	
5	3 980	4 200	Zona de ladera montañosa
6	3 760	3 980	
7	3 540	3 760	
8	3 320	3 540	
9	3 100	3 320	
10	2 880	3 100	
11	2 660	2 880	Zona de piedemonte
12	2 440	2 660	

**A) Zona montañosa.**

Se manifiesta como una región desprovista de cobertura vegetal, a partir de los 4 420 a 5 286 msnm, comprendiendo las partes prominentes del volcán. Las pendientes varían de 15° a 30° en las zonas de acumulación glacial (morrenas), incrementándose de 30° a más de 45° en los alrededores de las principales cumbres (Cabeza, Pecho, Rodillas y Pies), comúnmente flanqueadas por escarpes muy pronunciados con fuertes procesos gravitacionales.

**B) Zona de ladera montañosa.**

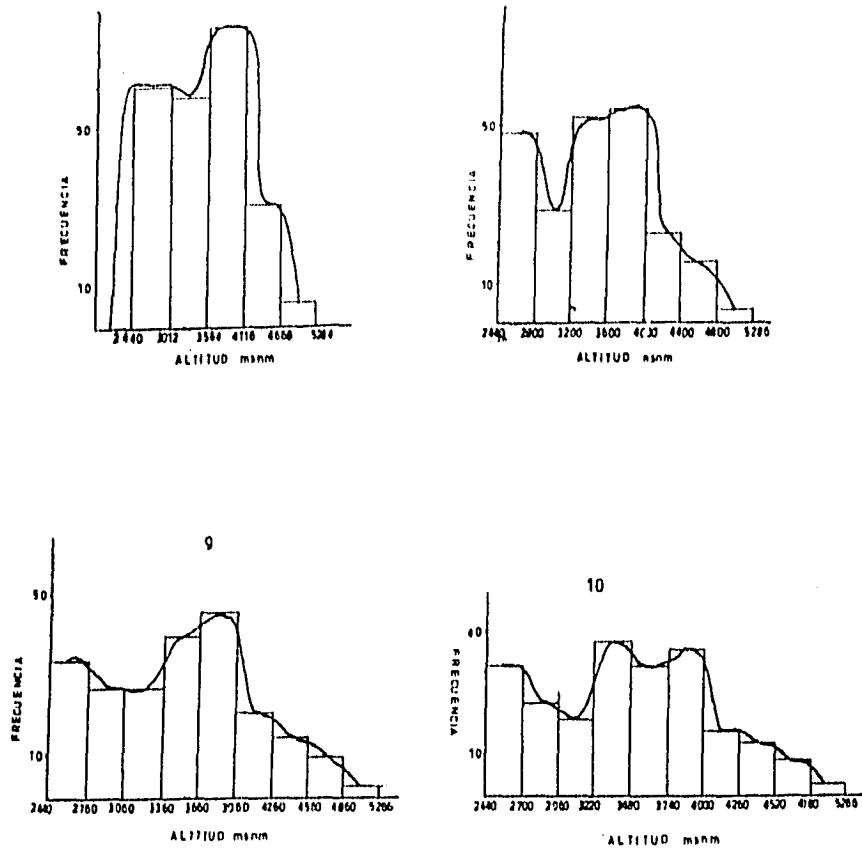
Localizada entre las cotas de 2 880 a 4 200 msnm. A diferencia de la zona montañosa, conserva una cubierta vegetal sobre los flujos lávicos que la constituyen. Estos flujos, se encuentran disecados por valles de origen glacial (relieve heredado), pero en la actualidad prevalecen los procesos fluviales. El drenaje es de tipo pinado, lo que indica que la erosión hacia los flancos es incipiente y de escasa magnitud. Los cursos principales, que ocupan los fondos de

los valles, muestran un paralelismo a través de la ladera. Las pendientes de los flujos lávicos varían de 3° a 6° en las desembocaduras de los valles; de 6° a 15° en las divisorias y mayores a 45° en las paredes superiores de estos y en los frentes.

### **C) Zona de piedemonte.**

Comprende las diferencias altitudinales entre los 2 440 y 2 660 msnm. Se encuentra constituida principalmente por materiales volcánicos y glaciales, transportados por los diferentes cauces y depositados en las bocas de las grandes cañadas (Agua dulce, Chopanac, Amilpulco y Alcalica), formando grandes abanicos que coalescen. Las pendientes oscilan entre los 0° a 3° en las partes distales de los abanicos y de 3° a 6° en las proximales. Su drenaje presenta una configuración dicotómica con escasa disección vertical. En la mayoría de los casos, estas corrientes están controladas por medio de canales.

Es importante considerar que si la finalidad del mapa altimétrico es la de simplificar la información, la elección de doce rangos resultaría inapropiada, sin embargo, la distribución observada en las cinco gráficas, demuestra que los rangos de 5, 7, 9, y 10 simplifican excesivamente la información, no permitiendo la valoración general del relieve, no obstante, la distribución de los datos es más homogénea que en la gráfica de doce rangos (Figs, 26 y 27). El criterio geomorfológico, para este caso, tiene mayor peso que el método, ya que la simplificación no resulta útil para la caracterización del relieve, por tal motivo fue utilizada la gráfica de doce rangos



(Fig. 26) gráfica de 5, 7, 9 y 10 rangos.

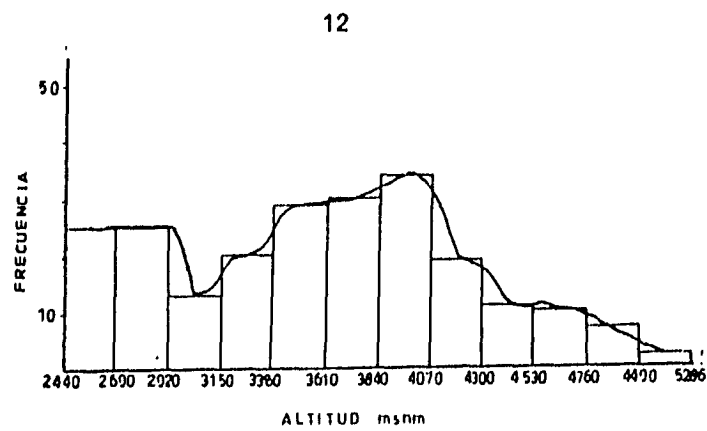


Fig. 27. Grafica de 12 rangos. La línea gruesa, indica heterogeneidad de los datos (campana de Gauss).



#### 4.2. Mapa de pendientes.

Es uno de los mapas morfométricos más laboriosos y consiste en trasladar las distancias entre curvas de nivel a valores de pendientes, ajustándose a los rangos que se quieran presentar, la escala del mapa y la equidistancia entre las curvas de nivel. Los valores de pendiente pueden obtenerse por medio de fórmulas aritméticas elementales, proporcionando ya sea en m/Km, porcentajes o grados, siendo este último el más utilizado (Lugo, 1986). Para el presente trabajo se utilizó un sistema de información geográfica (ILWIS) con el fin de obtener la carta de pendientes, digitizando las curvas de nivel y así generar un modelo digital del terreno con las características que se presentan en el cuadro 4.

**Cuadro 4**

Intervalo de pendientes (en grados)	Características del relieve	Unidades morfológicas
Mayor a 45°	Escarpes.	Zona montañosa
30° - 45°	Relieve accidentado.	
15° - 30°	Pendiente moderada de montaña.	
6° - 15°	Laderas relativamente conservadas y modeladas por procesos de ladera.	Zona de ladera montañosa
3° - 6°	Depósitos de piedemonte (material de acarreo).	Zona de piedemonte
0° - 3°	Planicie ligeramente inclinada (abanicos aluviales).	

- El rango que comprende de los 30° en adelante, delimita las partes superiores de los valles de origen glaciar, actualmente modelados por procesos fluviales y gravitacionales. En la mayor parte de los casos corresponden a escarpes mayores de 45°, en la cañada Agua Dulce, Alcalica, Amalacaxco y parte media de Amilpulco. Hacia las partes superiores forman una rampa coluvial colindante con los abruptos escarpes mayores a 45°, rodeando a las cumbres de la Cabeza, Pecho, Rodillas y Pies.

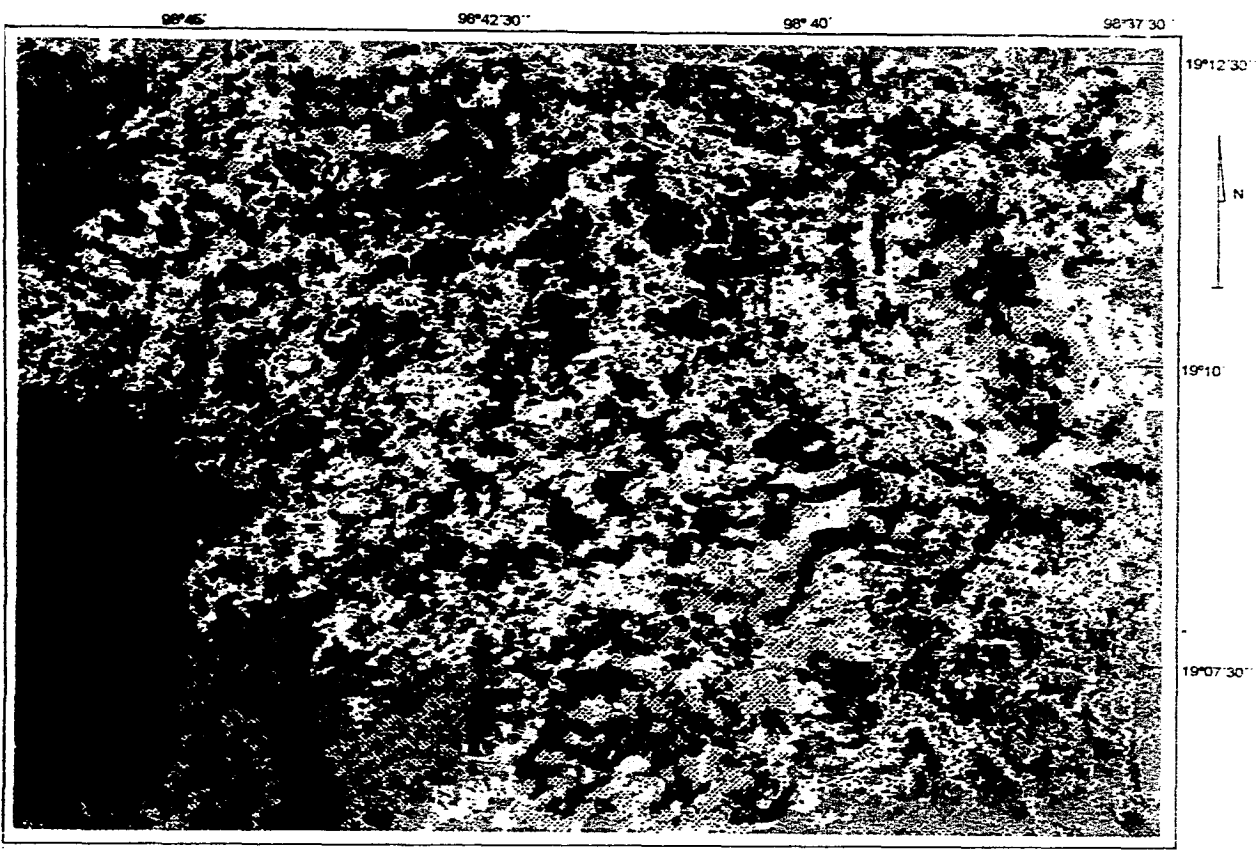






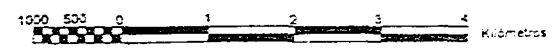


Fig. 28 MAPA DE PENDIENTES  
Valores en grados

-  Mayor a 45°
-  30° - 45°
-  15° - 30°
-  6° - 15°
-  3° - 6°
-  0° - 3°

Intervalo de pendientes (en grados)	Características del relieve	Unidades morfológicas
Mayor a 45°	Escarpes.	Zona montañosa
30° - 45°	Relieve accidentado.	
15° - 30°	Pendiente moderada de montaña	Zona de ladera montañosa
6° - 15°	Laderas relativamente conservadas y modeladas por procesos de ladera.	
3° - 6°	Depósitos de piedemonte (material de acarreo).	Zona de piedemonte
0° - 3°	Planicie ligeramente inclinada (abanicos aluviales).	



TESIS UNAM  
Miguel Angel Guillén G.  
Colegio de Geografía,  
1996

- Las áreas con pendientes entre 15 y 30° están conformadas generalmente por coladas de lavas con escarpes hasta de 120 m. que rodean las partes prominentes de las divisorias. A una mayor altitud en este rango se presentan los depósitos morrénicos que rodean a las principales cumbres del Iztaccíhuatl, así como las partes superiores del volcán Téyotl.

- Pendientes de 6 a 15° corresponden a los ápices de los abanicos proluviales, así como a las laderas relativamente conservadas, compuestas por divisorias como el Pecho y la denominada "Barriga", con pendientes dirigidas hacia el este; fondos de valles, llanos volcánicos y rellenos aluviales. La mayor parte de estas laderas se encuentran cubiertas por materiales de origen glacial, intercalados con suelos, depósitos piroclásticos (pómez y cenizas), así como material de acarreo (proluviación).

- Las pendientes de 0 a 3° corresponden a depósitos de piedemonte, compuestos por abanicos coalescentes. Existen pequeñas variaciones de 3 a 6° en las partes proximales al ápice de estos abanicos. La escasa pendiente permite el emplazamiento de cultivos anuales, así como pequeños poblados como Tlalmanalco, San Rafael y Amecameca.

La información obtenida a través de este mapa permite relacionar los valores de pendiente con los de procesos de ladera, de igual forma ayuda a identificar el relieve glacial, localizando las fuertes pendientes en las paredes de los valles y cabeceras de los circos.

#### **4.3. Mapa de la densidad de la disección.**

Este mapa muestra la longitud total de cauces por unidad de superficie dadas en km/km<sup>2</sup>. Se tiene como objetivo primordial la cuantificación de los procesos erosivo

- fluviales en un área determinada. Como primer paso se marcan las corrientes fluviales que aparecen en el mapa topográfico, se divide el área de estudio en figuras geométricas regulares, en ese caso cuadros de 0.5 Km<sup>2</sup>. Por cada superficie se mide la longitud de cauces (en Km) y se divide entre el valor de superficie (0.5 Km<sup>2</sup>). Se anota el valor en el centro de la figura, para así calcular valores complementarios, los cuales se unen con isolíneas (Fig.29).

La finalidad de este mapa es la de resaltar la predisposición del relieve a presentar procesos erosivos. Cuando estos valores son bajos, indica la escasa acción erosiva del agua de escurrimiento, en tanto que los valores altos indican que la erosión es fuerte (García Romero, 1994). De acuerdo con lo anterior, se obtuvieron los siguientes valores: (Cuadro 5)

En este caso se presenta un claro control litológico y de pendientes. Las zonas que ocupan la parte occidental de la zona de estudio presentan el mayor rango en cuanto a valores de densidad, desde bajos a altos, con alturas absolutas de los 2 440 a 3320 msnm., correspondiendo a áreas ocupadas por sedimentos fluvio glaciales depositados en la periferia de la planicie en forma de abanicos, así como volcanes cuaternarios. El tipo de material y la pendiente (abrupta) permiten que haya un gran número de cauces de primer orden, aumentando así la densidad por km<sup>2</sup>, disminuye conforme se reduce la pendiente (planicie aluvial). De igual manera, los pequeños edificios volcánicos presentan una red de drenaje de tipo radial (con materiales deleznales), con valores de 4.5 a 5.0 km/km<sup>2</sup>.

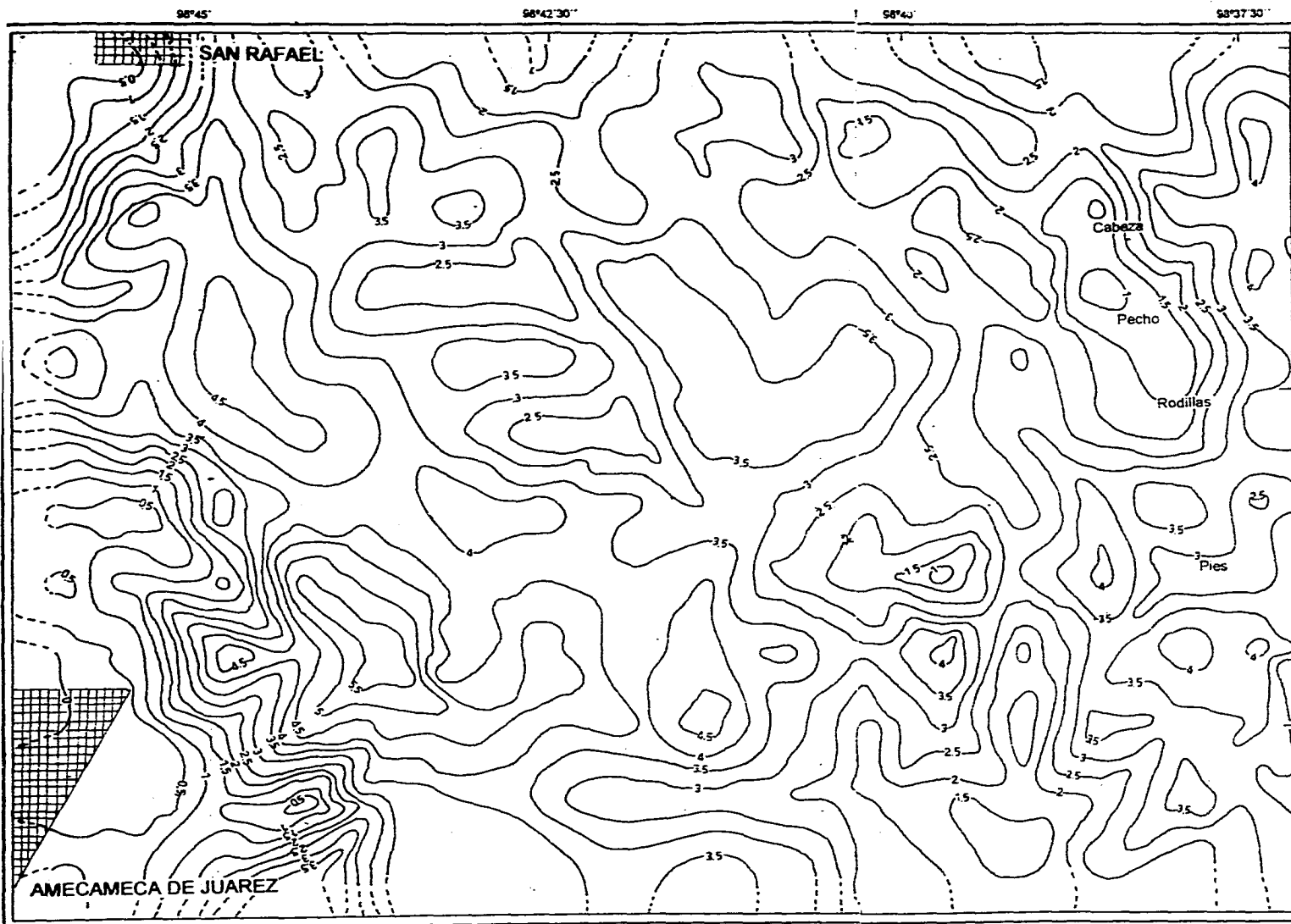
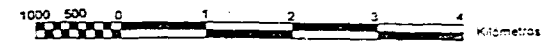


Fig. 29 MAPA DE DENSIDAD DE LA DISECCION.

Valores de longitud de cauces en Km / Km

Kms /Kms2	Zonas morfológicas
0.0 - 0.5	Zona de montaña
0.5 - 1.0	Zona de ladera montañosa
1.0 - 1.5	
1.5 - 2.0	
2.0 - 2.5	
2.5 - 3.0	
3.0 - 3.5	Zona de piedemonte (incluyendo partes frontales de la ladera montañosa)
3.5 - 4.0	
4.0 - 4.5	
4.5 - 5.0	
5.0 - 5.5	



TESIS UNAM  
Miguel Angel Guillén G.  
Colegio de Geografía,  
1996.

Cuadro 5

Kms./Kms2	Zonas morfológicas
0.0 - 0.5	Zona de montaña
0.5 - 1.0	Zona de ladera montañosa
1.0 - 1.5	
1.5 - 2.0	
2.0 - 2.5	
2.5 - 3.0	
3.0 - 3.5	Zona de piedemonte (incluyendo partes frontales de la ladera montañosa)
3.5 - 4.0	
4.0 - 4.5	
4.5 - 5.0	
5.0 - 5.5	

Los valores considerados como bajos: de 0 a 1.5 km/km<sup>2</sup> se presentan en las divisorias de las laderas, es decir, las principales cumbres, en donde por factores litológicos, rocas resistentes a la denudación fluvial, y climáticos, con temperaturas menores a los 0° C la mayor parte del año, propician que la densidad de corrientes sea baja, ya que el agua se congela y no escurre.

Los valores medios, mayores a 1.5 hasta 3.5 km/km<sup>2</sup>, se localizan ladera abajo, principalmente en divisorias que limitan a las grandes cañadas. El material que cubre estas regiones es de origen glaciar y volcánico no consolidado, favoreciendo un incremento en la densidad de la disección, que aumenta en las partes frontales de las laderas montañosas, así como la parte frontal de las coladas de lava facturadas y diaclasadas, en donde se elevan los valores de densidad hasta 5.5 km/km<sup>2</sup>.

En general, la carta permite observar, que los valores bajos se relacionan con zonas de pendiente fuerte, en donde el material es resistente o bien cubierto por masas de hielo que no permiten la formación de corrientes fluviales. Estas características se presentan en la zona de montaña. Los valores medios se

localizan en donde se emplazan materiales poco consolidados y de menor tamaño, y con pendientes relativamente bajas que se incrementan hacia las partes frontales y laterales de coladas de lava, donde la densidad es mayor debido al intenso fracturamiento de la roca.

#### **4.4. Mapa de la profundidad de la disección.**

De acuerdo con García Romero (1994), este mapa tiene la finalidad de mostrar el valor del corte vertical de los ríos y por lo tanto el grado de erodabilidad del relieve (Fig. 30).

Para obtener el valor del corte vertical se realiza la medición de la parte más baja del lecho (talweg), hacia el borde superior del valle, que a diferencia del mapa de la densidad de la disección, considera el trabajo de las corrientes en sentido vertical y no en planta. En general, los valores bajos de profundidad tienden a concentrarse en áreas donde la roca presenta mayor resistencia a la erosión; de forma contraria, los valores altos se concentran en donde el sustrato es susceptible a la erosión, existe una zona de contacto litológico o bien, el río se dispone sobre estructuras disyuntivas. Factores como la pendiente, vegetación, volumen y carga de las corrientes se vinculan directamente con los valores de la profundidad de la disección.

De igual forma que el mapa de la densidad de la disección, se trazan los principales talwegs, se divide la zona en figuras geométricas iguales de 1 km<sup>2</sup>. El trabajo erosivo de los ríos se mide descartando el realizado por la erosión glaciar. Los rangos utilizados fueron cada 20 metros y se definió por la sucesión de curvas de nivel (cuadro 6).

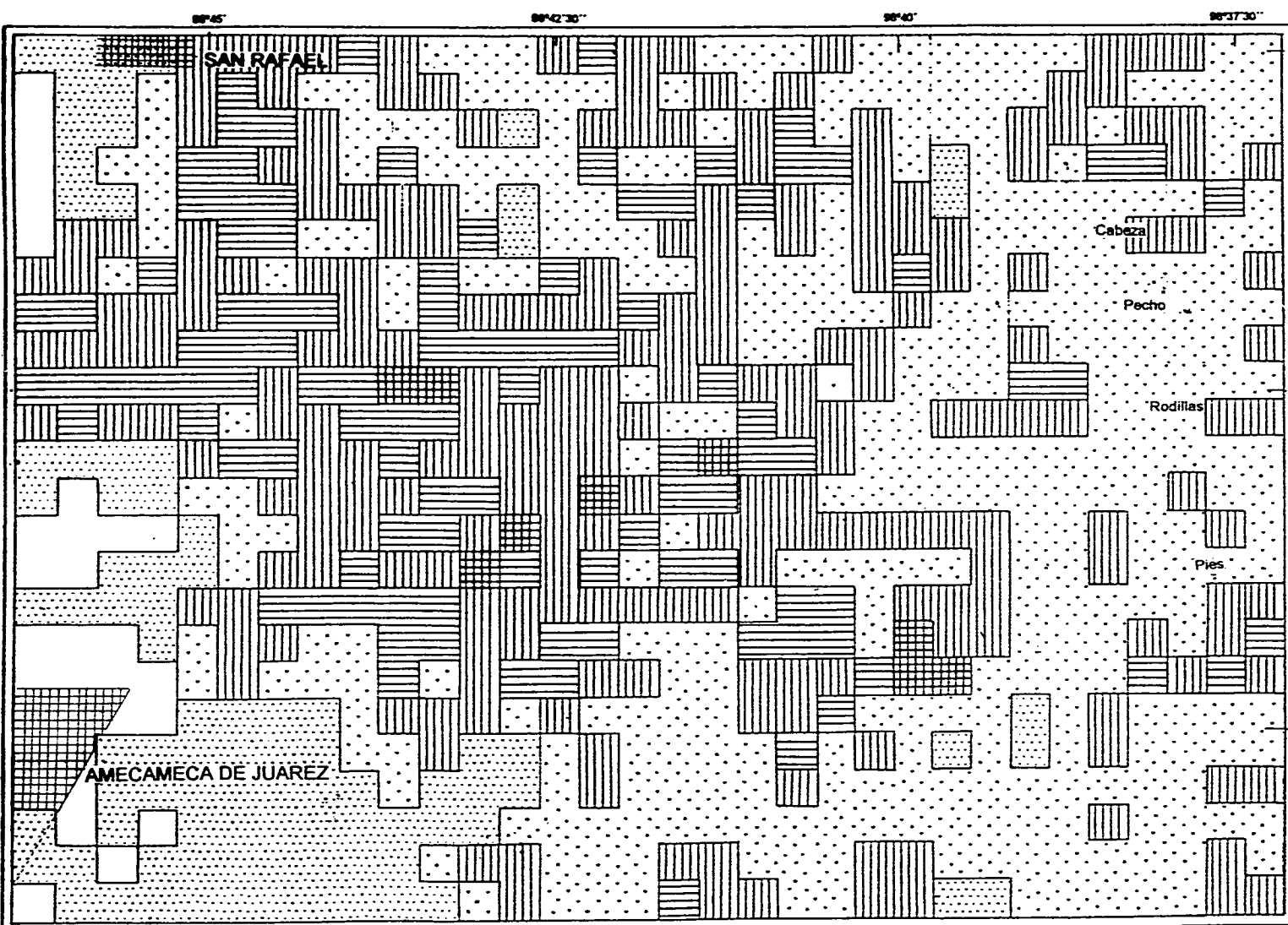
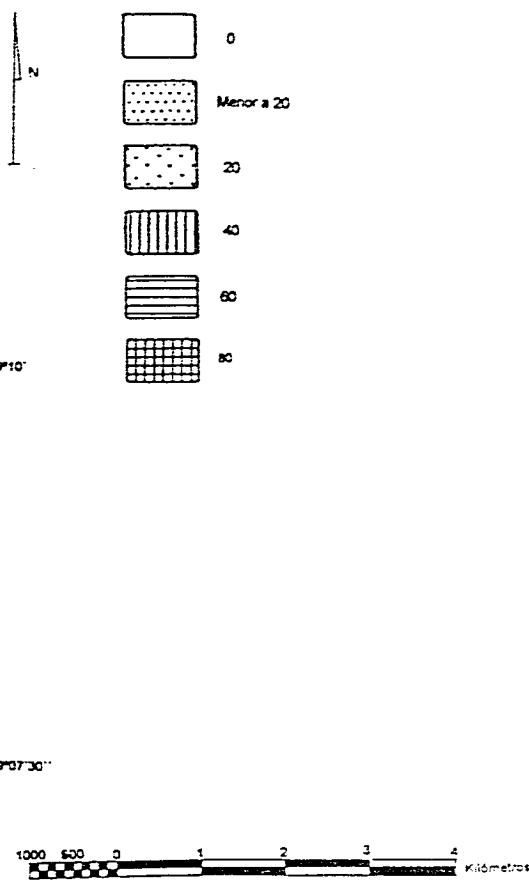


Fig. 30 MAPA DE PROFUNDIDAD DE LA DISECCION (valores en metros).



TESIS UNAM  
 Miguel Angel Guillén G.  
 Colegio de Geografía,  
 1996.



0 metros
menor a 20 metros
20 metros
40 metros
60 metros
80 metros

**Cuadro 5**

Los valores cero corresponden a las partes pobladas, en donde la mayoría de las corrientes se han canalizado (Amecameca, Santa Isabel Chalma y San Rafael). Los valores menores a 20 metros ocupan el área de los abanicos proluviales, en donde la pendiente ( $0^\circ$  a  $3^\circ$ ) disminuye notablemente a causa de la acción erosiva. Otros valores menores a 20 metros, se distribuyen a manera de alveolos sobre la ladera del volcán, correspondiendo principalmente a llanos volcánicos o depresiones morrénicas.

Los valores de 20 metros representan el mayor porcentaje dentro del área de estudio, incluyendo la parte cumbre del volcán, donde predominan los procesos periglaciales y gravitacionales, y es mínima la expresión erosiva fluvial. Hacia la ladera montañosa estos valores si son representativos, ya que aquí la influencia periglacial es nula, dando mayor importancia a la erosión fluvial, sobre todo en los interfluvios de cima ancha recubiertos de materiales deleznable.

Los cortes erosivos en las grandes cañadas varía desde los 40 a 80 m., concentrando los valores de 40 a 60 m en las partes planas de los valles (fondo de valle) aquí, la erosión incide sobre el relleno aluvial y proluvial, lo que favorece un aumento de hasta 80 m, característico en la confluencia de cañadas, donde aumenta el potencial erosivo.

En general se observa que la pendiente juega un papel importante en el aumento o disminución de los valores, ya que en zonas donde el material es potencialmente erosionable, la escasa pendiente disminuye y con esta la energía de las corrientes para efectuar el transporte. De igual forma, el clima determina la baja potencialidad del agua como agente erosivo, ya que en la zona montañosa el agua permanece la mayor parte del año en estado sólido, dando mayor relevancia a procesos periglaciales y gravitacionales. Los valores altos se asocian a materiales poco consolidados en zonas de pendiente fuerte (morrenas y fondos de valle en partes terminales). El valor de esta carta es la de representar sólo el trabajo de la erosión fluvial, se descarta el efectuado por los glaciares (circos, artesas, etc.). El criterio geomorfológico fue determinante para modificar al método, ya que este último considera la medición a partir del parteaguas hacia el talweg en línea vertical, en nuestro caso, esto equivaldría a la suma de la erosión glacial y fluvial, de lo cual resultaría una apreciación exagerada del trabajo erosivo fluvial, con valores de hasta 400 m (Fig. 31). Lo anterior resultó determinante para realizar la siguiente carta, de energía del relieve.

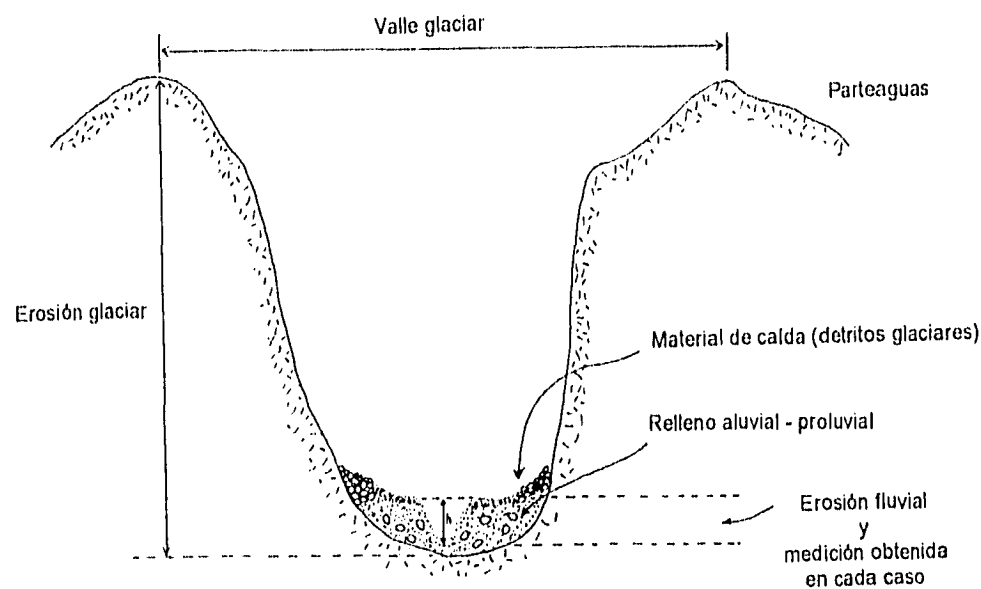


Fig. 31 Esquema representativo de la medición efectuada para determinar la profundidad de la erosión fluvial.

#### 4.5. Mapa de energía del relieve.

De acuerdo con Lugo (1988, 1991) el método de elaboración de esta carta consiste en dividir en figuras geométricas iguales, que para este caso fue de 1 km<sup>2</sup>. En cada una de ellas se midió la diferencia máxima entre la curva de nivel más alta y más baja. Estos valores expresan la relación entre los procesos endógenos y la potencialidad de la ladera a presentar procesos gravitacionales, es la suma total de los procesos erosivos glaciales que tuvieron lugar a finales del Pleistoceno y los procesos erosivos actuales (Fig. 32).

El cuadro 7, muestra los valores obtenidos y su relación morfológica.

**Cuadro 7**

Valores de energía del relieve (en metros)	Unidades morfológicas
menor a 20	Piedemonte
de 20 a 60	
de 61 a 100	Ladera Montañosa
de 101 a 200	
de 201 a 300	
de 301 a 400	Zona de montaña
mayor a 400	

Valores menores a 20 metros tienen su mayor cobertura en la zona de planicie ligeramente inclinada, corresponde a la porción lejana al ápice de los abanicos proluviales en donde la pendiente (de 0 a 3°) hace al gradiente erosivo más bajo.

De 20 a 60 metros, se presenta una distribución irregular que alcanza una concentración de valores en los ápices de los abanicos proluviales, especialmente en el que se forma en la desembocadura de la cañada de Alcalica. Los demás valores se distribuyen en pequeñas concentraciones en zonas de escasa pendiente (6 a 15 °), como divisorias y pequeños llanos volcánicos.

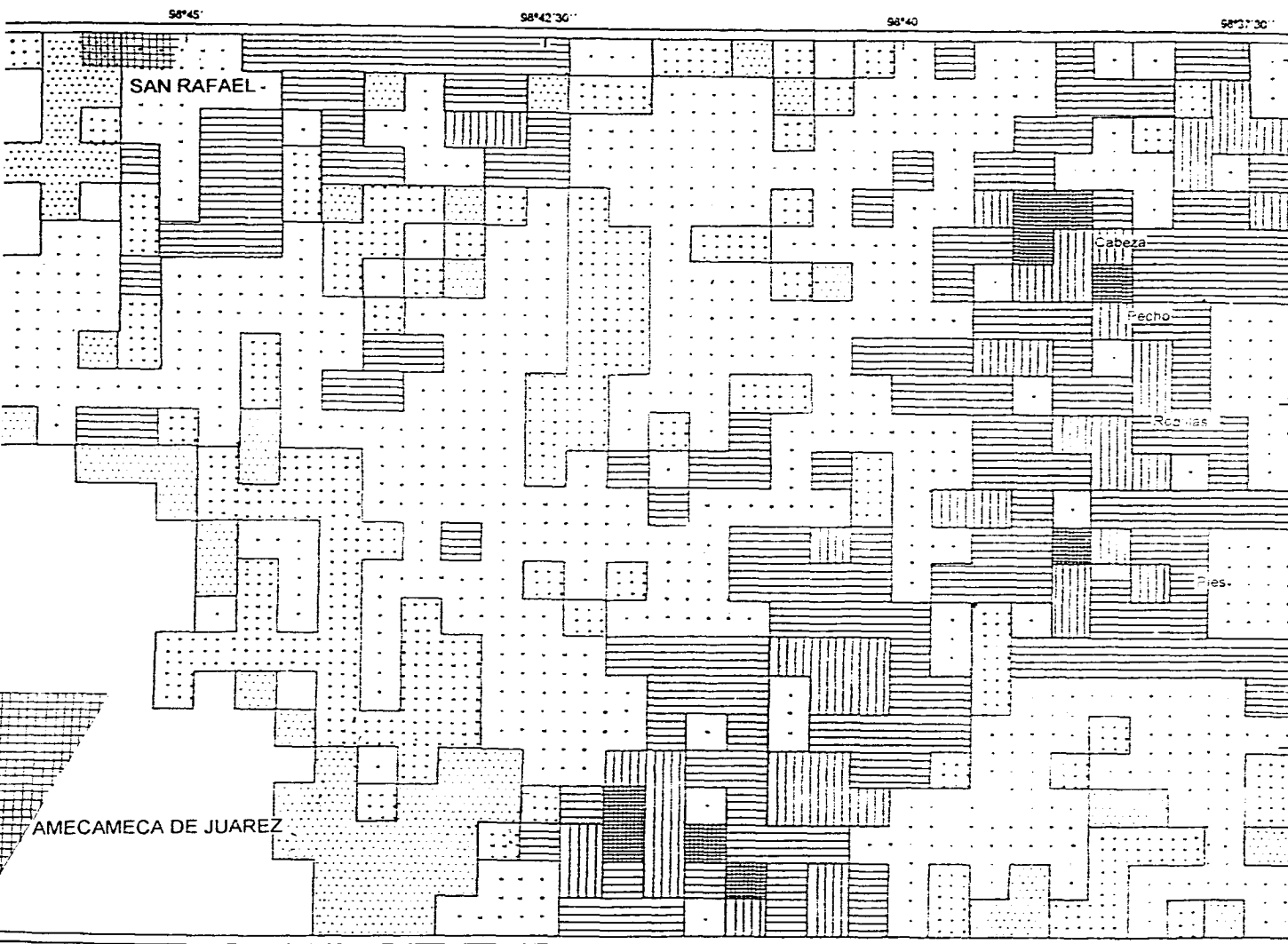
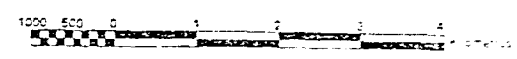
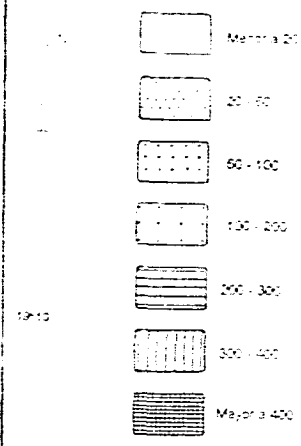


Fig. 10. MAPA DE ENERGIA DEL RELIEVE  
valores en metros, máximos de diferencia altitudinal  
en superficies de 1 Km<sup>2</sup>



TESIS UNAM  
Miguel Angel Guillén G  
Colegio de Geografía,  
1996

Muy relacionados con los valores anteriores, el rango de 61 a 100 metros corresponde a las partes superiores de las divisorias, limitadas por escarpes menores a 20 metros, que a su vez son límites de llanos volcánicos. Así mismo, la acumulación de estos valores está presente en las partes bajas de la ladera montañosa, en forma de escarpes menores a 20 m que corresponden a frentes de colada de lava, o bien escarpas glaciares

Mayor a 100 y hasta 200 metros, los valores representan la ladera que forma principalmente valles glaciares.

Los tres últimos rangos, de 200 a mayores de 400 metros se concentran principalmente en la parte superior de la zona de montaña, a manera de cinturón que bordea la parte cumbral, en donde los grandes desniveles corresponden a las cabeceras de los circos glaciares (Alcalica y Ayoloco) y remanentes rocosos de los centros eruptivos (Cabeza, Pecho y Pies), que debido a la denudación quedaron aislados rodeados por grandes escarpes. El antiguo cráter de explosión que se localiza en las cercanías de los "Pies", se incluye en este rango.

La carta nos muestra una zonificación de la energía del relieve, encontrando los valores bajos en la zona de piedemonte, debido a la escasa pendiente que disminuye el potencial erosivo fluvial, anulado en ocasiones por la canalización de las corrientes, en esta zona no existen morfologías heredadas de la erosión glacial. En la ladera montañosa sí existen relictos glaciares en forma de valles profundos, de hasta 200 m, con procesos de ladera muy localizados. Aunada a la erosión fluvial sobre sedimentos preexistentes, como detritos glaciales, depósitos de avenida y gravitacionales. Los valores más altos, se ubican en la zona montañosa, en donde el relieve glacial heredado tiene su mayor expresión en forma de circos

glaciares, que en la actualidad actúan como circos erosivos, con importantes procesos gravitacionales.

El análisis morfométrico fue de gran ayuda en la elaboración e interpretación del mapa morfogenético. La carta altimétrica además de simplificar los desniveles topográficos del territorio, definió las unidades geomorfológicas a partir de pisos altitudinales, quedando la zona de montaña, laderas montañosas y piedemonte.

Las pendientes mostraron la relación intensidad de proceso por ángulo de inclinación, en algunos casos se pudo identificar la dinámica sin ayuda de ningún otro material de apoyo, como fueron los depósitos coluviales en la zona de la periferia de la región cumbral del Iztaccíhuatl, así como, las zonas de acumulación, proluviones y coluviones, en la región de piedemonte (abanicos).

La densidad de la disección permitió visualizar la relación entre la litología y la pendiente, dicho en otras palabras, se definieron zonas de mayor susceptibilidad a la erosión fluvial y explicar la distribución de los mismos.

El mapa de profundidad de la disección fue una pieza clave para poder discernir el trabajo erosivo fluvial actual, del realizado por la acción glacial representada en la zona de estudio por grandes valles. El análisis de este mapa aportó una mejor explicación del trabajo fluvial en el sentido vertical. Por otro lado, puso en evidencia la relación estructuras disyuntivas y profundización del talweg.

Por último, el mapa de energía del relieve que refleja una zonificación de procesos de ladera, relacionados con la zona de montaña, las laderas montañosas y el piedemonte. El análisis morfométrico hizo de la cartografía geomorfológica un documento más cercano a la realidad.

## CAPITULO V GEOMORFOLOGÍA.

El mapa geomorfológico que se presenta tiene como principales características el proporcionar una imagen reducida y simbólica de las formas del relieve, su génesis y localización en la vertiente occidental del volcán Iztaccihuatl. Por su escala 1:20 000, resulta ser el primer trabajo que se realiza en esta zona, ya que a pesar de los numerosos estudios elaborados en diversos campos científicos referentes al volcán, no existe una cartografía geomorfológica que reúna las anteriores características. Los criterios utilizados para la confección de la leyenda y simbología geomorfológica, se basan en Lugo (1991) y Demek (1972). De el primero, se toma la propuesta de leyenda geomorfológica, la cual considera la génesis de las formas del relieve como aspecto primario para su ordenamiento, y su posterior modelado, como un elemento secundario. Así, una morrena será considerada como una forma de relieve de origen glacial, independientemente del modelado fluvial, gravitacional y periglacial que presente en la actualidad, retomando a estos aspectos como un complemento en la descripción explicativa de la forma. La representación simbólica, basada principalmente en Demek (1972), utiliza los símbolos básicos, modificando y agregando a estos, cuando se considera necesario, para obtener una mejor legibilidad y presentación del mapa. Como un ejemplo claro de este caso, el cambio realizado a la representación de los mantos coluviales, la cual se determinaba inicialmente en forma areal e indicando con flechas, la dirección de emplazamiento del depósito, siendo modificado este último aspecto por una simbología a manera de rocas, dando idea de los cambios en la distribución de los tamaños, de finos a gruesos hacia la parte final del manto, denotando también su origen gravitacional.

La leyenda del mapa se divide en dos tipos de relieves principales: endógeno y exógeno. El primero se compone de relieve volcánico acumulativo, en forma de conos

cineríticos y coladas de lava. Se subdivide en volcánico modelado, que son las mismas expresiones de relieve, pero que han sido modeladas por procesos exógenos, principalmente glaciares, y que han perdido su morfología original, de las que algunas veces, solo quedan relictos.

El relieve exógeno se divide en erosivo y acumulativo. El primero es representado por la acción de la erosión glacial, en forma de circos y valles; la erosión fluvial como cauces y circos generalmente aprovechando morfologías de origen glacial, y los procesos de ladera en forma de escarpes y frentes de lava. El acumulativo, se divide de acuerdo al mecanismo de emplazamiento de los materiales, pudiendo ser acumulativo, glacial, fluvial y gravitacional.

La leyenda, se compone de 45 símbolos diferentes, ordenados de acuerdo a su génesis y acompañados de una descripción explicativa de cada uno de ellos, apoyada con fragmentos del mapa geomorfológico, fotografías, esquemas y perfiles. A continuación se presenta el listado de la leyenda para posteriormente pasar a la descripción:

## **I RELIEVE ENDÓGENO**

### **1.- ACUMULATIVO:**

#### **1.1 Volcánico acumulativo.**

- 1.1.1. Volcanes cineríticos
- 1.1.2. Labio de cráter.
- 1.1.3. Borde de cráter.
- 1.1.4. Atrio.



1.1.5. Fondo de cráter.

## **1.2. Volcánico acumulativo con modelado glacial.**

1.2.1. Colada de lava

1.2.2. Domos volcánicos.

1.2.3. Edificios volcánicos fuertemente erosionados.

1.2.4. Laderas superiores

1.2.5. Laderas medias.

1.2.6. Laderas inferiores.

1.2.7. Crestas rocosas.

## **II RELIEVE EXÓGENO.**

### **1.- EROSIVO:**

#### **1.1 Fluvial**

1.1.1. Talwegs principales ( cauces).

1.1.2. Salto de cabecera.

1.1.3. Circo fluvial activo.

1.1.4. Circo fluvial inactivo

1.1.5. Circo de desprendimiento.

#### **1.2. Procesos de ladera.**

1.2.1. Escarpe andesítico con pendientes superiores a  $60^\circ$  y mayores a 20 m de altura.

1.2.2. Escarpe andesítico con pendientes inferiores a  $60^\circ$  y menores a 20 m de altura.

1.2.3. Escarpe de lava inferido.

1.2.4. Ladera de frente de lava, modelada por procesos gravitacionales.

### **1.3. Glacial.**

1.3.1. Circo glacial.

1.3.2. Circo glacial inferido.

1.3.3. Circo glacial inferido ( debajo del hielo).

1.3.4. Interfluvios entre circos.

1.3.5. Laderas superiores de valles fluviales, con 45° de inclinación (en promedio).

1.3.6. Laderas escarpadas de valles fluviales con pendientes superiores a 70°.

1.3.7. Superficies con morfología de cúpula.

1.3.8. Superficies con morfología aguda.

### **2.- ACUMULATIVO.**

#### **2.1. Fluvial.**

2.1.1. Llanuras aluviales.

2.1.2. Llano volcánico.

2.1.3. Fondo de antiguo valle glaciar.

2.1.4. Flujo lodoso.

2.1.5. Abanico de desplazamiento.

2.1.6. Abanico proluvial.

2.1.7. Planicie aluvial.

#### **2.2 Gravitacional.**

2.2.1. Mantos coluviales.

#### **2.3. Glacial.**

2.3.1. Morrenas con cresta

2.3.2. Morrenas sin cresta.

2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.

2.3.4. Protalus rampart.

2.3.5. Pared de hielo.

2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.

2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.

2.3.8. Cuerpos de agua.

Descripción explicativa:

## **I. RELIEVE ENDÓGENO**

### **1.- ACUMULATIVO.**

#### **1.1. -Volcánico acumulativo.**



##### **1.1.1. Volcán cinerítico.**

Son conos cineríticos los cerros Tepepoculco y Zapotilla (foto 7). El primero, cerro Tepepoculco (Fig. 33) se encuentra al NE del poblado de Amecameca. Tiene una altura relativa de 140 m desde su base, con pendientes de 15° a 30° y un drenaje radial centrífugo que disecciona la parte exterior del edificio, cuya forma de herradura es producto de una explosión dirigida, modelada posteriormente por erosión fluvial.

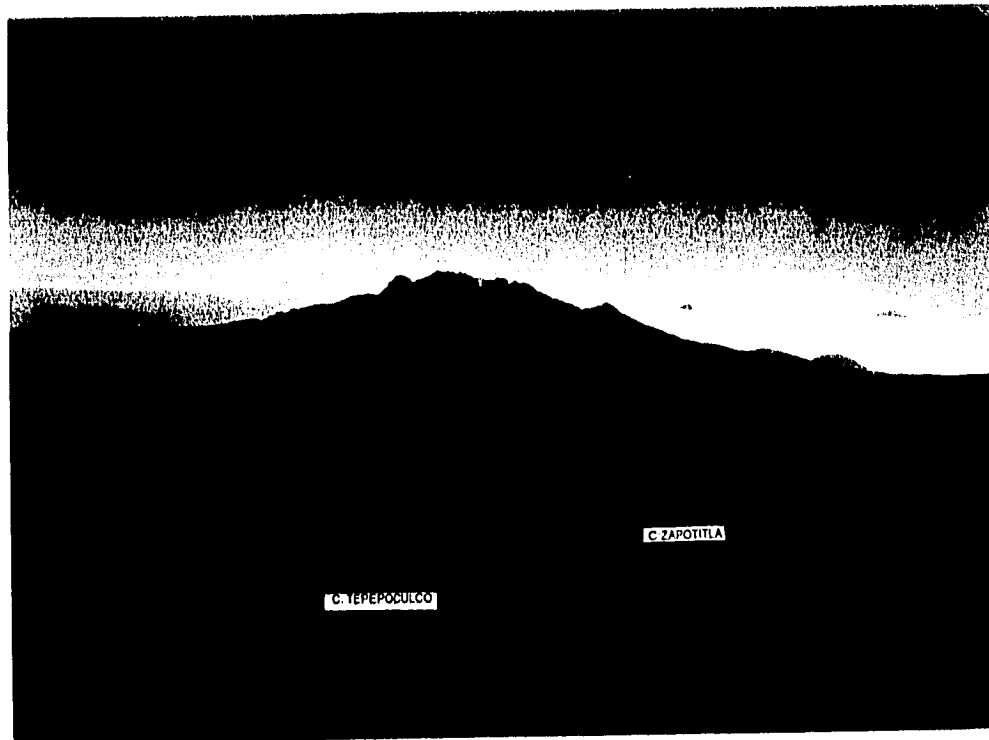


Foto 7 Localización de los volcanes Tepepoculco y Zapotilla en la ladera occidental del Iztacchuatl.

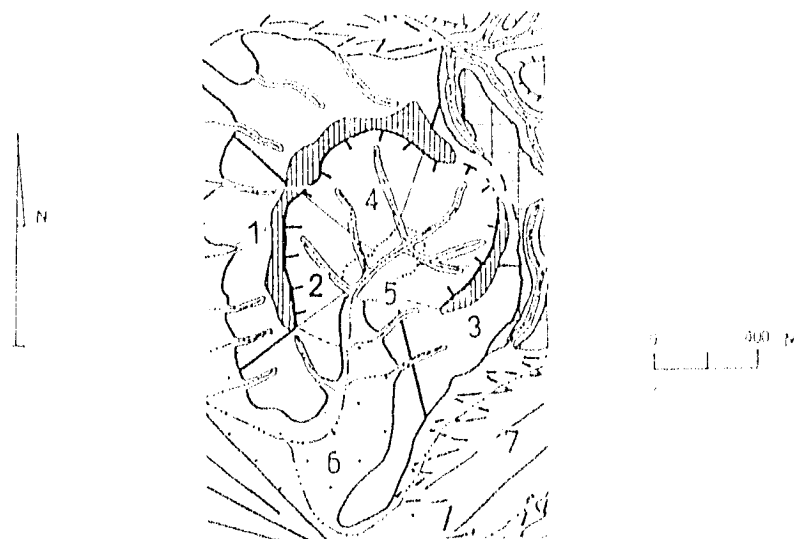


Fig. 33 Esquema geomorfológico del volcán Tepepoculco. 1) Volcán cinerítico; 2) Borde de cráter; 3) Labio de cráter; 4) Atrio; 5) Fondo de cráter; 6) Talweg; 7) Abanico proluvial

El segundo cono, el Zapotitla de menores dimensiones, con 85 a 100 m de altura, se localiza al E de Amecameca, y a diferencia del Tepepoculco, su forma es más cercana a la elipse, destruida de igual forma por una explosión dirigida y modelado parcialmente por erosión en su flanco W. Al igual que el Tepepoculco, son dos volcanes cubiertos por los depósitos de abanico, ocultando sus coladas de lava y la mayor parte del edificio, lo que les da un aspecto de aislamiento (Fig. 34).

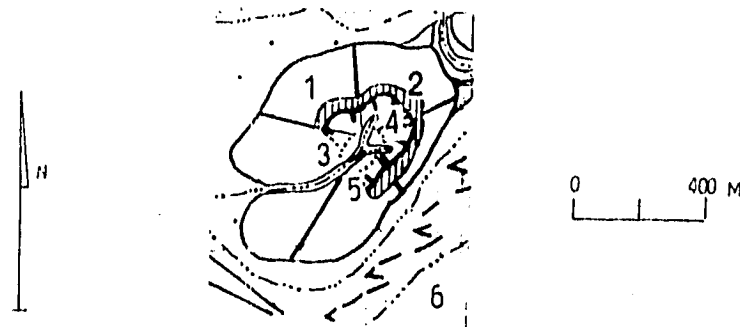


Fig. 34 Esquema geomorfológico del volcán Zapotitla. 1) Volcán cinerítico; 2) Labio de cráter; 3) Borde de cráter; 4) Atrio; 5) Fondo de cráter; 6) Abanico proluvial.



### 1.1.2. Labio de cráter

Parte superior del cono volcánico que sirve como límite entre las laderas exteriores e interiores del volcán. La irregularidad en su anchura sugiere una fuerte erosión fluvial en sus laderas exteriores, así como una destrucción parcial del labio debido a la explosión dirigida de estos volcanes.



#### 1.1.3. Borde de cráter.

Límite interior del labio de cráter, el cual adopta la forma del labio y constituye la parte superior del atrio volcánico.



#### 1.1.4. Atrio.

Parte interior del cráter, con forma de embudo y disecada por numerosas pero efímeras corrientes. Su contorno es semi-circular, y en su parte más baja es definido por el fondo de cráter.



#### 1.1.5. Fondo de cráter.

Parte mas baja del cráter volcánico. De forma casi circular y ocupado generalmente por materiales volcánicos removidos tanto por corrientes fluviales y la gravedad.

## 1.2.- Volcánico acumulativo con modelado glacial.



### 1.2.1. Colada de lava.

Constituída principalmente por rocas de tipo andesítico modeladas por procesos glaciares denudatorios, presenta huellas de flujos de dirección, que por su relativa conservación se infiere que fueron emitidas en las fases terminales del Iztaccíhuatl y el Téyotl. Estas coladas se localizan al E de las Rodillas, flanqueada al sur por la Cañada Asaseca (fig. 35), entre los 4 600 y 4200 msnm.

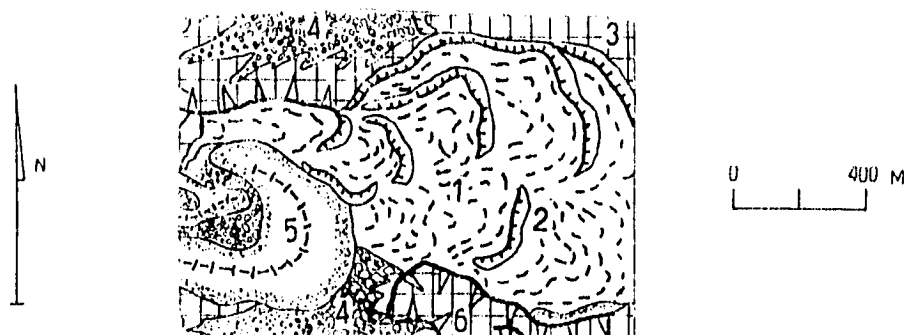
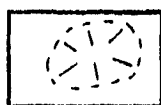


Fig. 35 Esquema geomorfológico de la colada de lava localizada al E de las Rodillas. 1) Colada de lava; 2) escarpe andesítico mayor a 20 m; 3) Ladera media; 4) Manto de coluviones; 5) Morrena con cresta; 6) Circo glaciar "Cañada de Asaseca".

Presenta pendientes de 15 a 45°. En superficie se aprecian escarpes mayores a 20 m. a manera de límites de flujo; en la parte sur se encuentra cortada por un circo glaciar, correspondiente a la Cañada Asaseca. Hacia el NW de la Cabeza del Iztaccíhuatl se

ha emplazado otro manto de coladas de lava con características similares, entre los 4 000 y 4 500 msnm, ampliamente disecadas por corrientes fluviales.

Otra colada de lava, esta de mayores dimensiones, se localiza al NW del volcán Téyotl. Sus partes frontales y laterales oscilan entre 70 y 100 m. Esta colada presenta depósitos morrénicos en superficie.



### 1.2.2. Domos volcánicos.

Son dos remanentes de domos volcánicos, El Yautepemes y El Solitario, localizados en la parte NW de la Cabeza del Iztaccíhuatl (Figs. 36, 37 y 38; Fotos 8, 9 y 10).

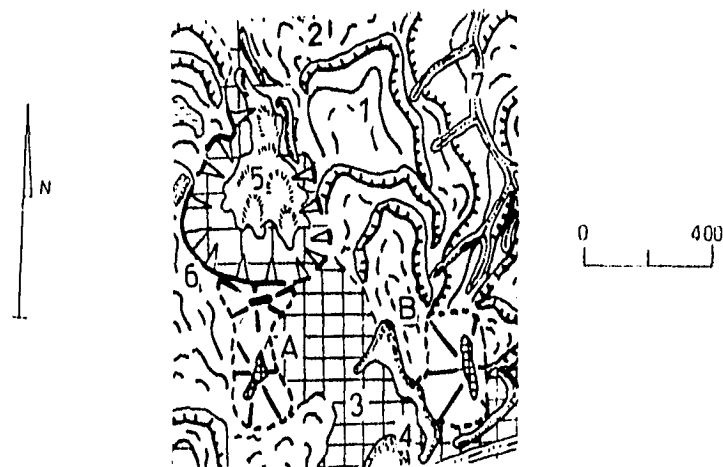


Fig. 36 Esquema geomorfológico de los domos volcánicos: A) Yautepemes y B) El Solitario; 1) Colada de lava; 2) Escarpe andesítico mayor a 20 m. 3) Ladera media; 4) Morrenas sin cresta; 5) Depósitos de morrena de fondo; 6) Circo glacial, 7) Talweg.



Los domos presentan un diaclasamiento intenso, con disposición vertical, con un ligero buzamiento de 60 a 70 ° de las diaclasas. No conservan su morfología original debido principalmente a la acción erosiva glacial. Las figuras 33 y 34, muestran la morfología en las inmediaciones de El Yautepemes. En su parte más baja, presenta una rampa acumulativa a manera de "piedemonte", compuesta por materiales coluviales principalmente rocosos de origen glacial (crioclasticidad). Inmediatamente a la rampa aparecen promontorios de lava modelados (rocas aborregadas), así como corredores de escombros por donde se remueven los depósitos de la rampa. El fondo del valle se encuentra flanqueado por laderas de lava con escarpes bien definidos y escalonados, de hasta 30 m, cuyos "peldaños" se hallan ocupados por material coluvial. También, se aprecian depósitos morrénicos tanto laterales, de fondo y caóticos; en el flanco norte, tienen una disposición topográfica más alta. Estos depósitos (morrena lateral) presentan taludes de escombros hacia el fondo del valle, sin embargo conservan su morfología alargada, mientras que los depósitos del flanco sur (caóticos) se encuentran más destruidos y revueltos con materiales de caída, procedentes de las laderas de lava. El material en el fondo del valle, se compone de arenas y gravas con una gradación distal con respecto a pie del Yautepemes, los más gruesos se localizan en las partes más bajas. En planta presentan un arreglo acordonado e irregular, cortados por pequeños cauces, principalmente en los flancos. Al parecer, este pequeño valle funcionó como una cuenca de neviza o care, sin llegar a las dimensiones de un circo glaciar. Evidencias como los depósitos de fondo del valle a manera de manto y acordonada (Foto 8), así como el poco desarrollo de las morrenas, apoyan la idea anterior.

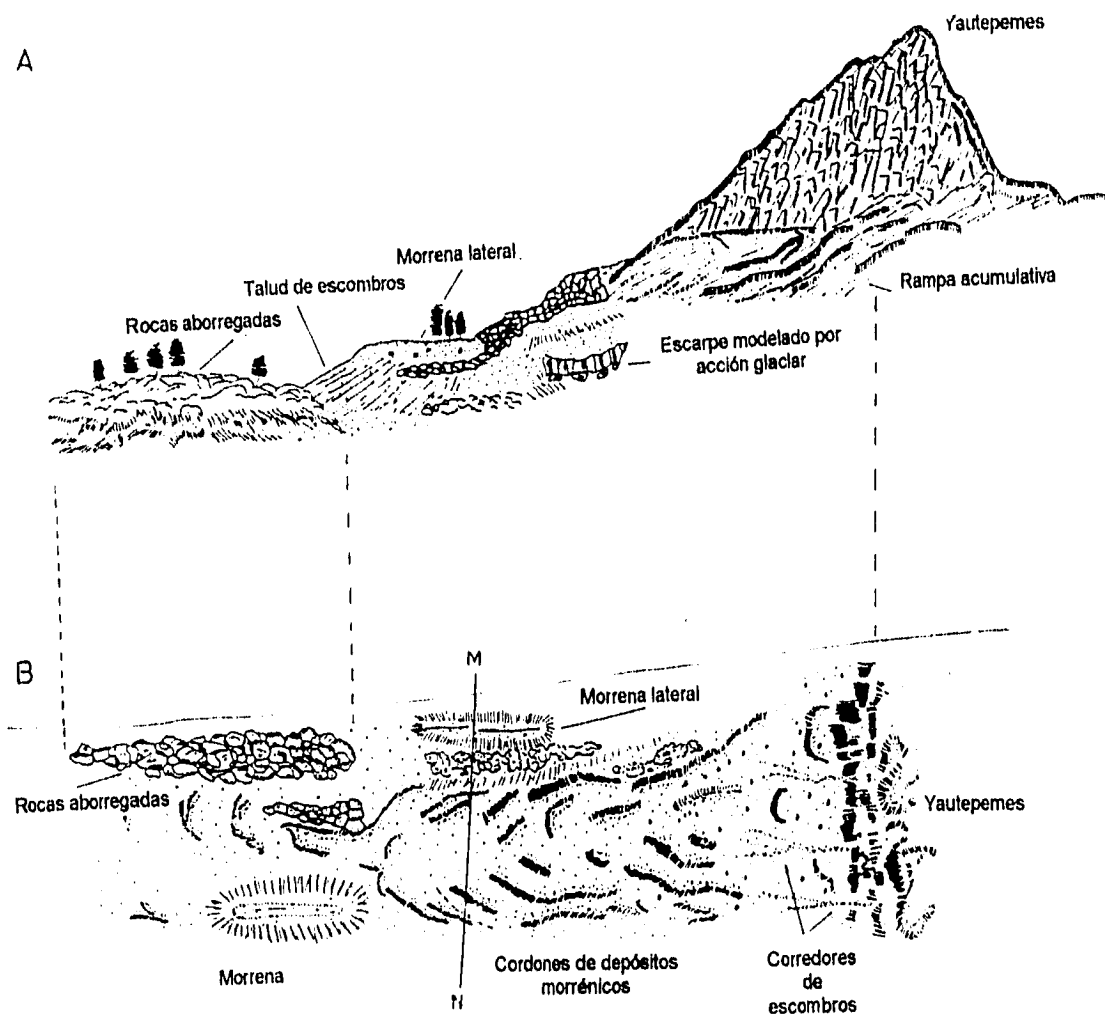


Fig. 37 Diagrama que muestra la morfología existente alrededor del domo Yautepemes, en perfil (A) y en planta (B).

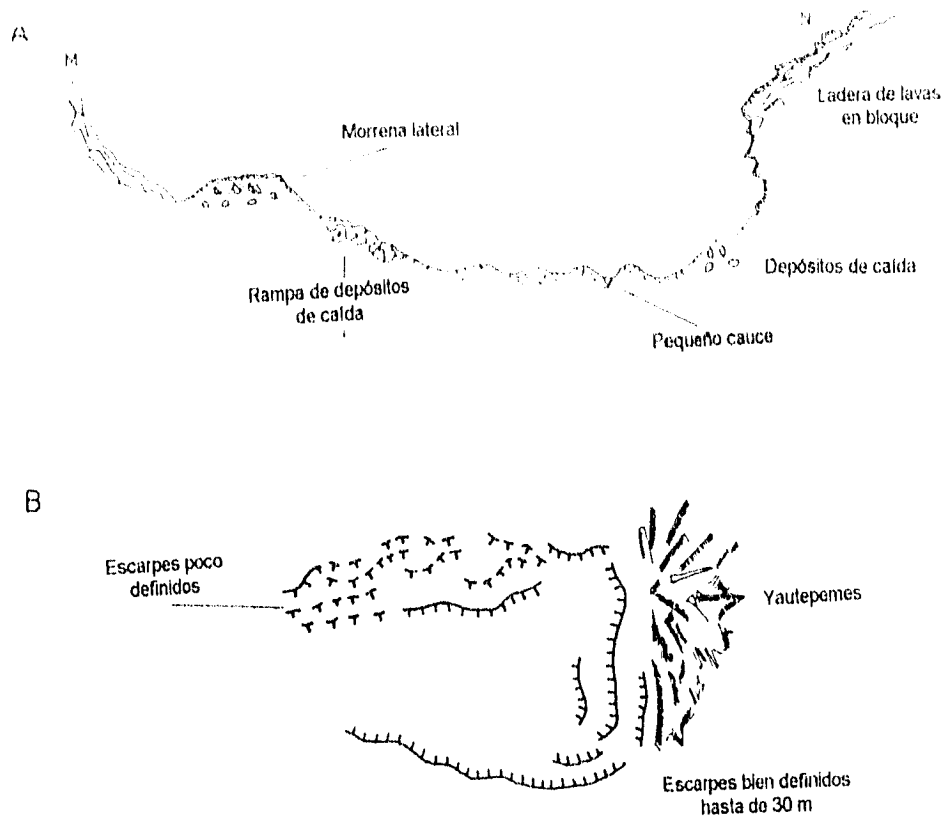


Fig.38 Perfil del valle al pie del domo Yautepemes: (A) transversal y (B) planta.



Foto 8 Depósitos en el fondo del valle al pie del Yutepemes; (A) Parte distal del fondo del valle y (B) parte proximal, al pie del Yautepemes

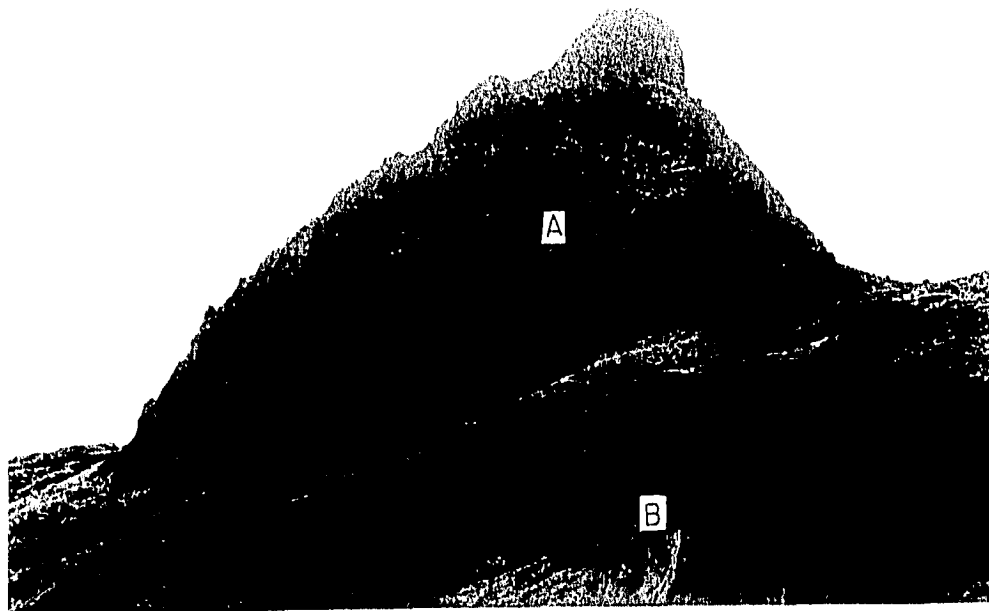
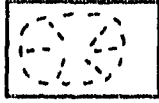


Foto 9 Domo "Yautepemes", (A) cuerpo principal del domo en donde se aprecian las diaclasas y (B) escarpes de lava andesítico al pie del domo



Foto 10 Domo "El Solitario" (A), (B) "Yautepemes", (C) escarpes de lava andesítica y (D) morrenas laterales



### 1.2.3. Edificios volcánicos fuertemente erosionados.

Corresponde al centro de emisión del volcán Táyotl, presenta una cima inclinada de este a oeste, cuya base es asimétrica, flanqueada por escarpes superiores a 100 m. (Fig. 39). Se pueden apreciar los relictos rocosos que probablemente formaron parte del antiguo borde del cráter, que en la actualidad están totalmente destruidos y aislados, pero conservan una altura correspondiente. Sus materiales lávicos fluyeron hacia el NE y NW, y fueron modificados substancialmente por erosión glacial, borrando todo indicio de flujos de dirección y crestas de compresión.

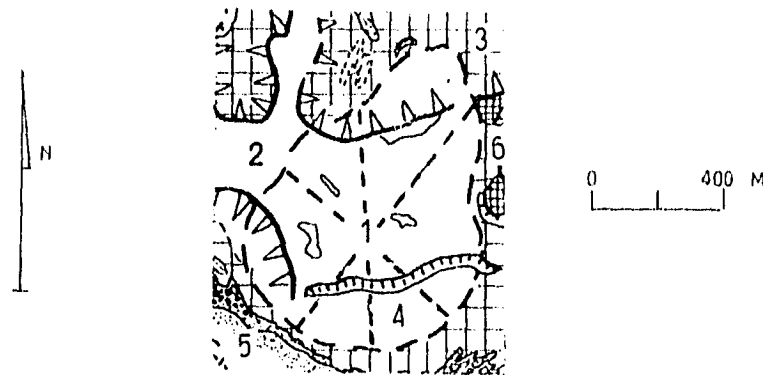
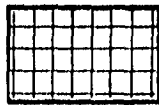


Fig.39 Esquema geomorfológico del centro de emisión (1) del volcán Táyotl. (2) Colada de lava; (3) Ladera media; (4) Escarpe andesítico mayor a 20 m.; (5) Morrena con cresta y (6) Crestas rocosas.



#### 1.2.4. Laderas superiores.

Comprende la zona montañosa del Iztaccíhuatl (foto 11), las pendientes son superiores a los 45°, aunque las partes denominadas como "Pecho" y la "Barriga", solo presentan 15° de inclinación hacia el este. Se encuentran cubiertas de hielo y nieve la mayor parte del año. Su delimitación en el mapa se obtuvo a partir de un promedio, usando dos períodos de fotografías aéreas: abril de 1977 y junio de 1985, por lo que este límite se debe de considerar como fluctuante. En esta zona se localizan las cabeceras de los circos glaciales de mayor altitud dentro de la estructura volcánica, así como los escasos glaciares que aun alberga la cima, que de acuerdo con Lorenzo (1964), alguna vez fueron doce, los cuales ya mostraban un retroceso en ese momento. Otras formas asociadas, son las paredes de hielo compuestas por la acumulación de nieve estacional, crestas rocosas creadas por la acción de dos glaciares mínimo, sobre una ladera o un promontorio rocoso lo que da formas tipo "aristas filosas" y grietas en el hielo que son el reflejo de la topografía rugosa por abajo de los hielos al desplazarse.



#### 1.2.5. Laderas medias.

Porción inclinada que rodea las cumbres del Iztaccíhuatl con pendientes de 15° a 30°, limitada en su parte superior por la línea de nieves perpetuas (4 900 msnm aprox.), y en la inferior por el límite máximo de vegetación (3 900 msnm aprox.). Se caracteriza

por una ausencia total de vegetación arbórea favoreciendo con esto los procesos de denudación. Los gravitacionales son más frecuentes y tienen una disposición radial a través de la vertiente que rodea a las laderas superiores. Esta región sustenta depósitos morrénicos, crestas rocosas y efímeros escurrimientos, provenientes del deshielo. A lo largo de la ladera se presentan relictos de un relieve heredado, que consiste en rocas aborregadas a manera de afloramientos rocosos lávicos siendo testigos de la presión y la abrasión ejercida por el hielo y los materiales que fueron transportados por las masas de hielo (Foto 12 )

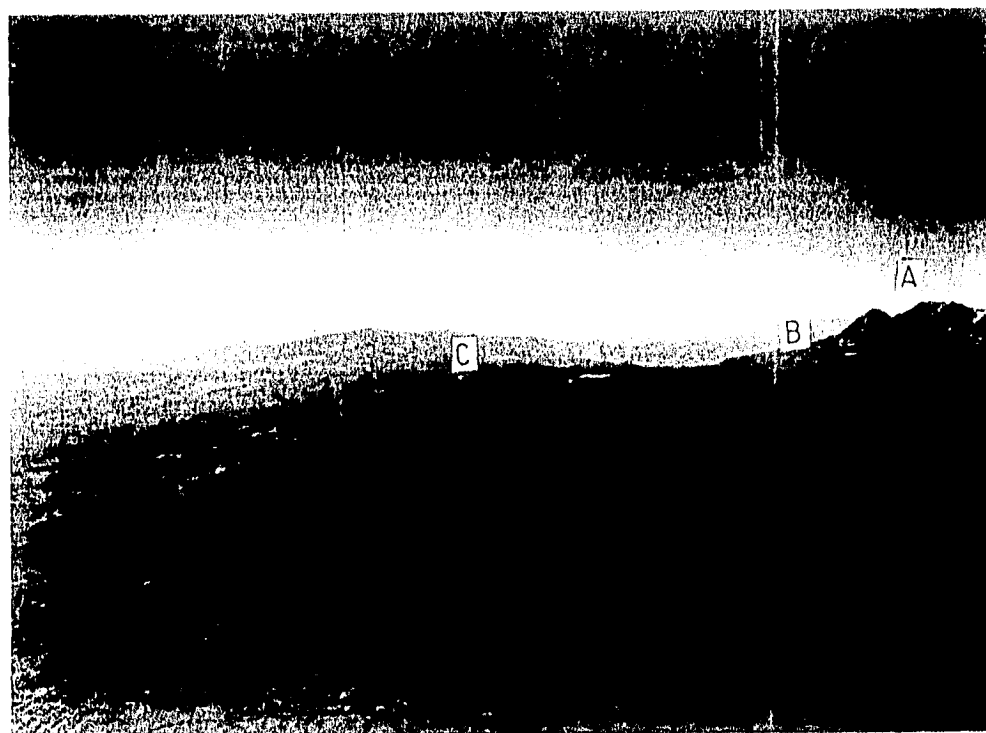


Foto 11 Disposición de las laderas en el flanco occidental del iztacihuatl,

A) Ladera superior, cubiertas de hielo y nieve

B) Ladera media, con modelado por procesos glaciales, nivales y gravitacionales.

C) Ladera inferior, con relieve glacial heredado y con dinámica fluvial y gravitacional actual

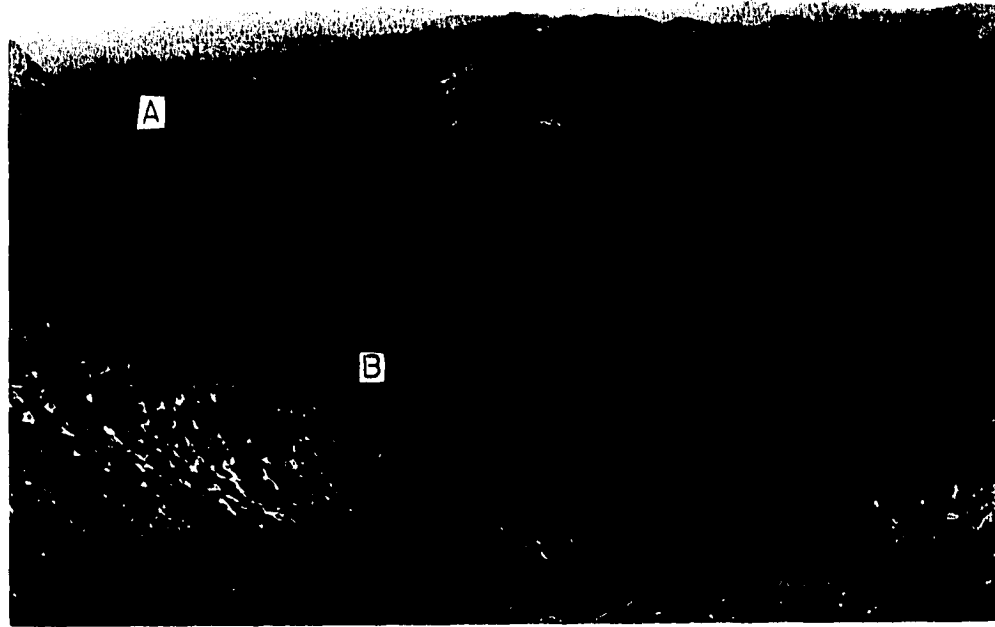


Foto 12 Vista de una porción de la ladera media, por arriba del valle de Milpulco (A), rocas aborregadas (B).

Las acanaladuras y estrías (foto 13), aunque son microformas, es común encontrarlas en afloramientos rocosos y se forman por la fricción producida por las partículas transportadas por el hielo. De acuerdo a su profundidad se denominan como estrías (centimétricas), o acanaladuras (decimétricas).

Las estrías son útiles para determinar la dirección del flujo glaciar, otra microforma asociada son las superficies pulimentadas que evidencian un transporte de tipo subglaciar, es decir, aquel que se efectúa por debajo del hielo, compuesto principalmente por materiales finos, limos y arenas, los cuales pulen las superficies rocosas con las que están en contacto.



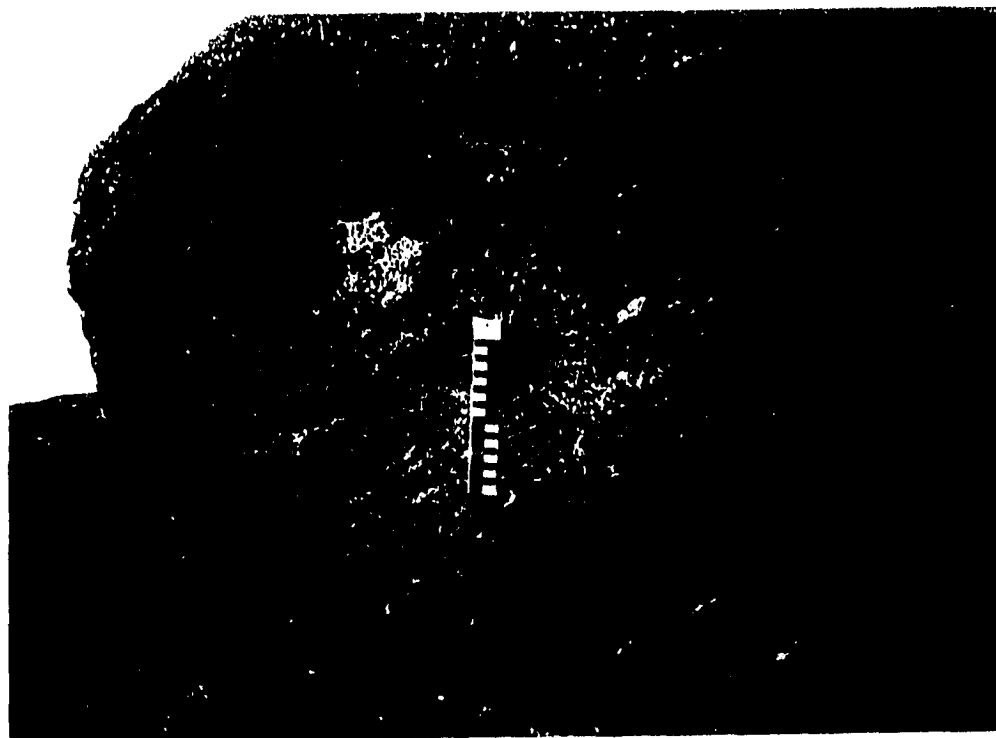


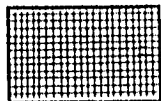
Foto 13 Estrías glaciales al NW del Pecho, a 3 900 msnm.



#### 1.2.6 Laderas inferiores.

Superficie inclinada que cubre casi en su totalidad el área de estudio, y al contrario de las laderas anteriormente descritas, el modelado glacial se encuentra casi totalmente enmascarado por la vegetación, exceptuando las gigantescas morrenas Hueyatenco. Los rangos de pendiente varían de  $6^\circ$  a más de  $45^\circ$ . Esta región se encuentra disecada por profundas cañadas de origen glacial, pero que en la actualidad funcionan como grandes valles fluviales. Sus cabeceras se localizan arriba de los 4 000 msnm, siendo las más importantes, de norte a sur, la Cañada Cosa Mala, El Negro, Nahualac, Tzquitzingo, Amilpulco, Alcalica, Huehuetla y Amalacaxco. En los interfluvios de estas cañadas es posible ver en algunos cortes, intercalaciones de depósitos glaciales

suelos y piroclastos. Así mismo, son característicos los llanos volcánicos que ocupan pequeñas depresiones.



#### 1.2.7. Cresta rocosa.

Promontorios de roca masiva (foto 14 ) modeladas de forma intensa por procesos glaciales. Son remanentes de edificios y coladas de lava, cuya morfología original fue totalmente destruida por más de dos glaciares, dando como resultado formas de aristas filosas. Presentan formas irregulares que siempre coinciden con límites superiores de circos glaciales. Se distribuyen ampliamente sobre laderas superiores en donde actualmente son afectadas por procesos de gelifración y gravitacionales.



Foto 14 Cresta rocosa (A) al SE de las Rodillas y (B) depósitos de calda al pie de la cresta.

## II RELIEVE EXÓGENO.

### 1.- EROSIVO:

#### 1.1. Fluvial.



#### 3.1. Talwegs principales.

De acuerdo con Lugo (1989), es la línea que une las partes más bajas del cauce de un río. En la zona de estudio predomina una red de drenaje de tipo paralelo-plumbiforme, condicionada por el fracturamiento de la roca, el relieve glacial heredado y la pendiente.

La morfología típica de este tipo de cauces, se presenta a continuación en la cañada Nahualac (Fig.40), por medio de perfiles y fotografías representativas.

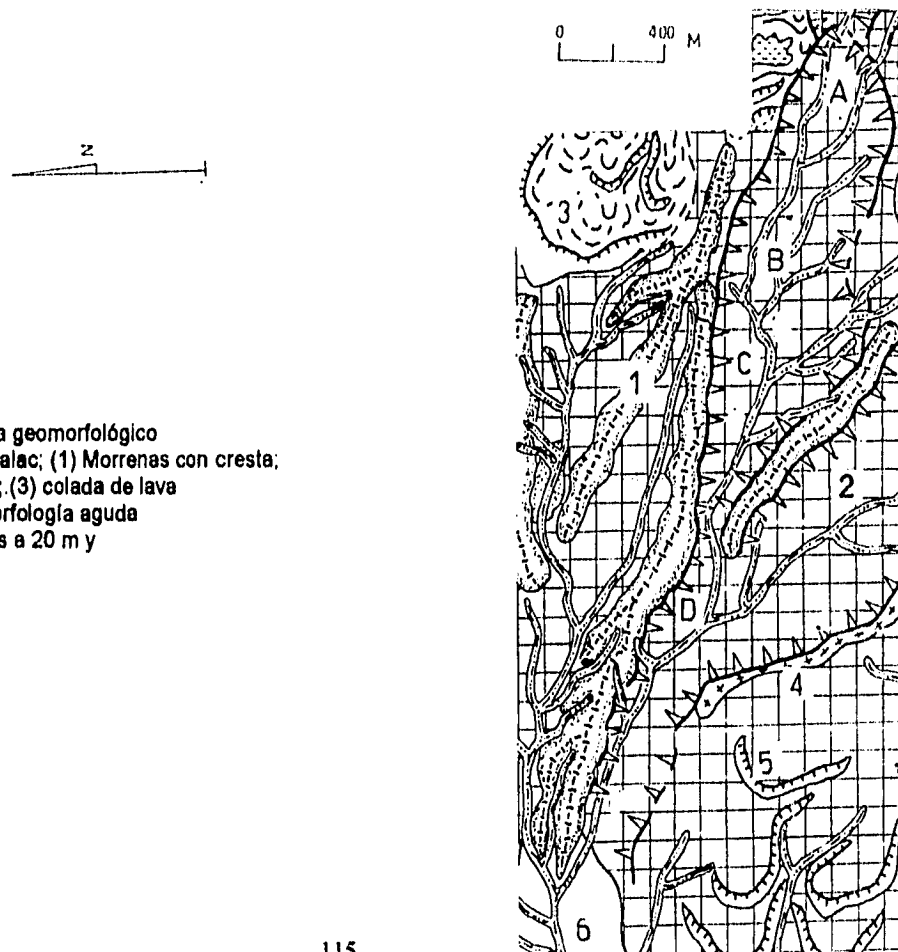


Fig. 40 Esquema geomorfológico de la cañada Nahualac; (1) Morrenas con cresta; (2) laderas inferiores; (3) colada de lava (4) superficie con morfología aguda (5) escarpes mayores a 20 m y (6) valle fluvial.

Inicialmente esta cañada comienza en un circo glacial estrecho como se muestra en la figura 40 (A). Aproximadamente a los 3 900 msnm (punto B, figura 40), el talweg es rocoso, cuyo perfil se describe en la figura 41.

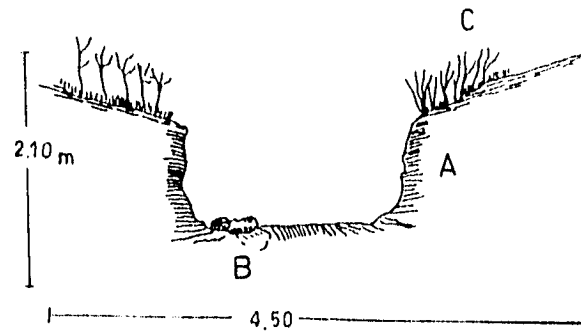


Fig. 41 Perfil del talweg en la cañada Nahualac a 3 900m. aprox.

A) El talweg fluye sobre lavas andesíticas aprovechando la estructura en lajas (horizontales) del valle en formación.

B) No existen depósitos importantes en las márgenes, sin embargo se observan depósitos de acarreo muy aislados y poco frecuentes, con redondez de 0.2-0.4 (Krumbein, 1941), lo que indica una escasa madurez textural, en donde la fuente de aporte es cercana. La escasez de depósitos se explica por la ausencia de material suelto en las laderas adyacentes (C) cubiertas por vegetación y con escasa pendiente lo que favorece en este punto vertientes estables.

Corriente abajo, (3 800-3 600 m. ) en el punto C, figura 42, se encontraron pequeñas depresiones o marmitas (Fig. 42, Foto 15) más profundas cuando el lajamiento de las lavas es horizontal, lo que permite que el valle tenga un desarrollo en profundidad.

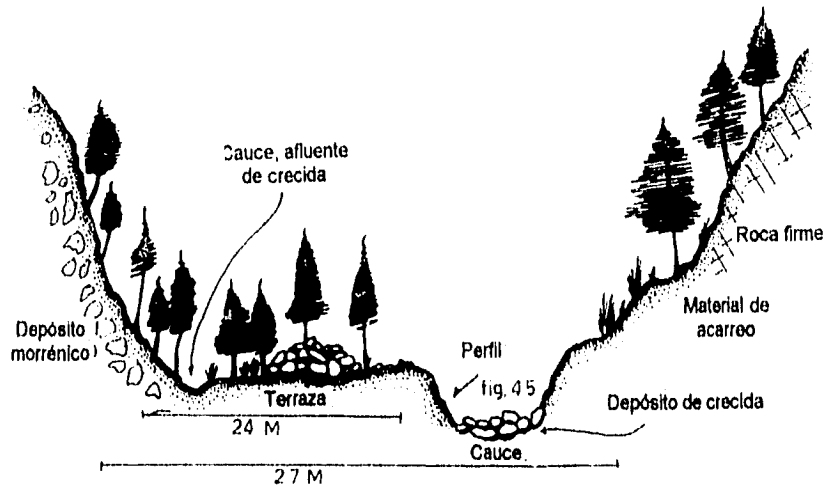


Fig. 42



Foto 15 Marmita en la cañada Nahualac a 3600 msnm aprox.

Aproximadamente a los 3 550 msnm (D, en figura 40) se ensancha el cauce, presentando una morfología más compleja que se muestra en la figura 43.



(Fig. 43 Morfología del cauce en la cañada Nahualac a 3 550 msnm.

El fondo en este sector se ensancha (27 m) flanqueado por laderas abruptas (20 - 30°), de roca firme cubierta por vegetación arbórea. Se pueden apreciar ya depósitos importantes en forma de terraza, con 2 m. de altura en promedio y una geometría en planta de media luna (Fig. 44).

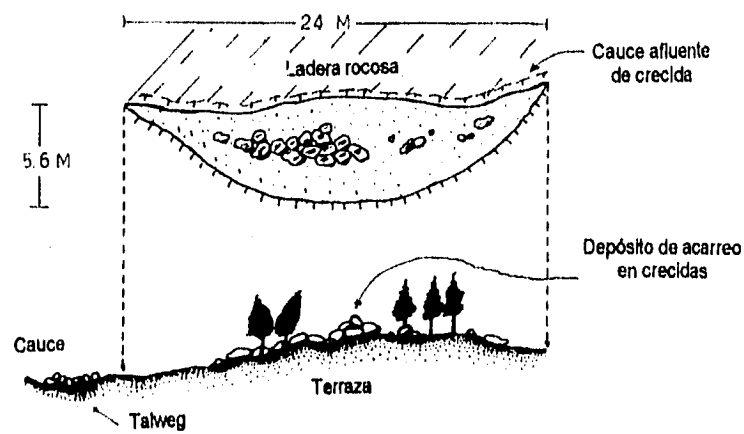


Fig. 44 Perfil esquemático de una terraza característica de la cañada Nahualac a 3550 msnm.

El corte presenta una longitud de 24 m. y 2.60 de altura, su característica más relevante son los depósitos rocosos de hasta 2 m. en su eje mayor y su columna más representativa se describe en la figura 45 y foto16.

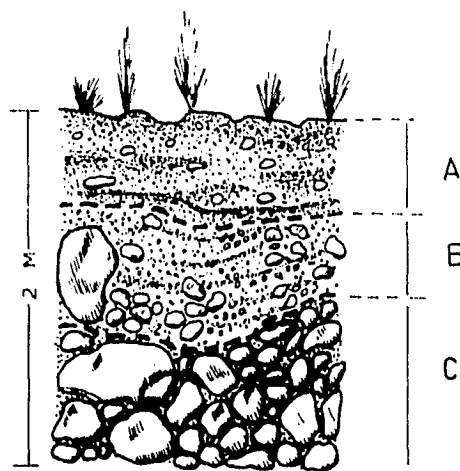


Fig.45 Perfil de una terraza en la cañada Nahualac a 3 550 m.

A) Material bien clasificado compuesto de arenas finas que sirven de matriz a pequeños litos con redondez de 0.4 (Krumbein, 1941) y ejes mayores de 3 a 4 cm; esto demuestra una madurez textural baja, debido a que las fuentes de aporte en algunos tramos son las mismas laderas.

B) Material pobremente clasificado (andesitas), envuelto en una matriz de arenas gruesas. Los líticos mayores, tienen en su eje mayor de 6 a 10 cms. y una redondez de 0.3 a 0.4 (Krumbein, 1941).

C) Cantos rodados de andesita con redondez de 0.4 y 0.5, en una matriz de arena media a gruesa. Se considera un material bien clasificado, con ejes mayores en promedio de 20 cm. El horizonte B como C, representan depósitos característicos de crecida, con una madurez textural baja. Los depósitos de terraza con ejes mayores superiores a 10 cm, son de origen morrénico, que los ríos integran a su carga para

depositarlos aguas abajo en forma de terrazas. Este proceso queda claramente representado de manera gráfica a los 3 500 msnm (río abajo) en la figura 46.



Foto 16 Detalle del perfil de una terraza en la cañada Nahualac a 3 500 msnm. En la foto aparece una escala gráfica que equivale a 20 cm.



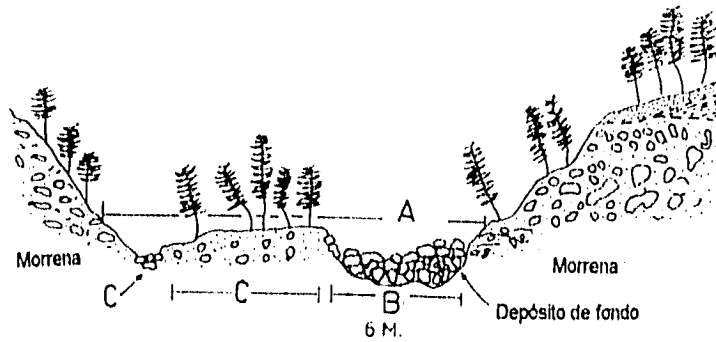


Fig. 46 Perfil característico a los 3 500 m (Cañada Nahualac).

A) lecho de inundación: cauce ocupado solo durante las crecidas, debido al deshielo o época de lluvias .

B) Lecho aparente: cauce que funciona en la actualidad, casi bloqueado por materiales provenientes de la terraza y de las laderas adyacentes constituido de material morrénico.

C) Terraza actualmente cortada removida por el lecho aparente.

D) Cauce abandonado, funciona solo en épocas de crecida.

A la altura de la Estación "Trancas", el cauce en estudio atraviesa una porción de los depósitos morrénicos "Hueyatlaco" y se presenta la morfología representada en la figura 47 y fotografías 17, 18 y 19 las cuales ilustran un corte representativo realizado en una terraza de este sector.

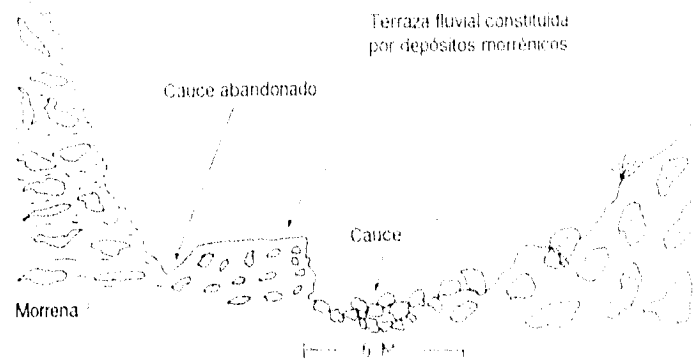


Fig. 47 Perfil representativo, cerca de la estación Trancas.



Foto 17 (A) morrena; (B) cauce abandonado; (C) terraza norte; (D) terraza sur; (E) ladera y (F) levantamiento de perfil.



Foto 18 Sitio del levantamiento del perfil.

El material lítico del perfil (fotos 18 y 19) presenta ejes mayores de hasta 30 cm., con aristas redondeadas, de 0.4-0.5 (Krumbein, 1941), lo que indica que fue integrado a la carga del río, a partir de un depósito morrénico. El material es heterométrico con distribución a manera de lentejones, con un ligero buzamiento río abajo (W). Se encuentra cementado en una matriz arenosa. El perfil se localiza a 20-25 m. por arriba de la estación Trancas. Morfológicamente corresponde a una terraza dentro del lecho de inundación, marcando una frontera entre depósitos de morrena, fluviales y de ladera.



Foto 19 Detalle del perfil.



### 1.1.2. Salto de cabecera.

Pone de manifiesto un proceso remontante ejercido por la acción fluvial, se caracteriza por un cambio brusco de pendiente, debido a cambios de litología o relictos de

escalonamientos de origen glacial, en el caso de el Iztaccihuatl. Un ejemplo de lo anterior es el salto de cabecera que da inicio a la Cañada del Negro, sin embargo existen numerosos saltos de dimensiones menores, que por la escala usada no se pueden representar, se sitúa en uno de los tributarios de la Cañada Nahualac, por arriba de la estación Nexcoalango (Fig. 48 y Fotos 20 y 21 ).

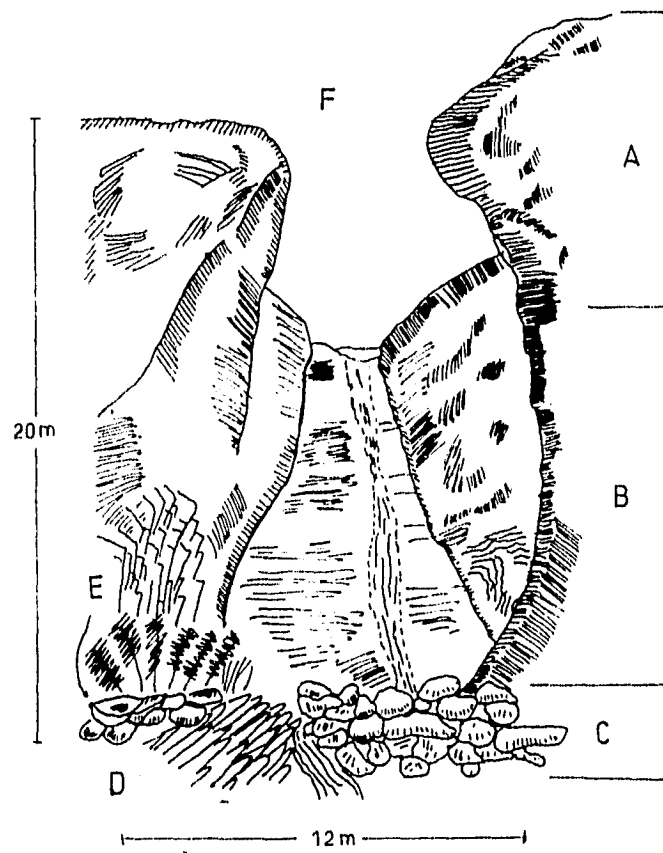


Fig. 48 Esquema explicativo de un salto de cabecera.

A) Salientes rocosas, producto del procesos de socavación de la margen inferior de la ladera, de ahí su perfil cóncavo, su composición es andesítica, sin procesos de caída considerables en la actualidad.

B) Flancos con geometría cóncava, con una mayor influencia de la erosión fluvial. La roca es andesita masiva y muestra los flujos de dirección y lajas.

C) Depósitos de crecida con madurez textural de 0.4-0.6 (Krumbein, 1941). No llegan a ser una verdadera terraza, con ausencia de material fino. Representan material morrénico que ha sido transportado.

D) Lajamientos de enfriamiento de la andesita que muestran la antigua dirección del flujo lávico.

E) Depósitos de terraza, bien desarrollados con amplitud de 1.3 m. Se hace más asimétrico río abajo, esto se explicaron la dirección de las lajas que favorece la erosión.

F) Lajas de enfriamiento que se disponen en la misma dirección de la pendiente, lo que favorece su colapso.

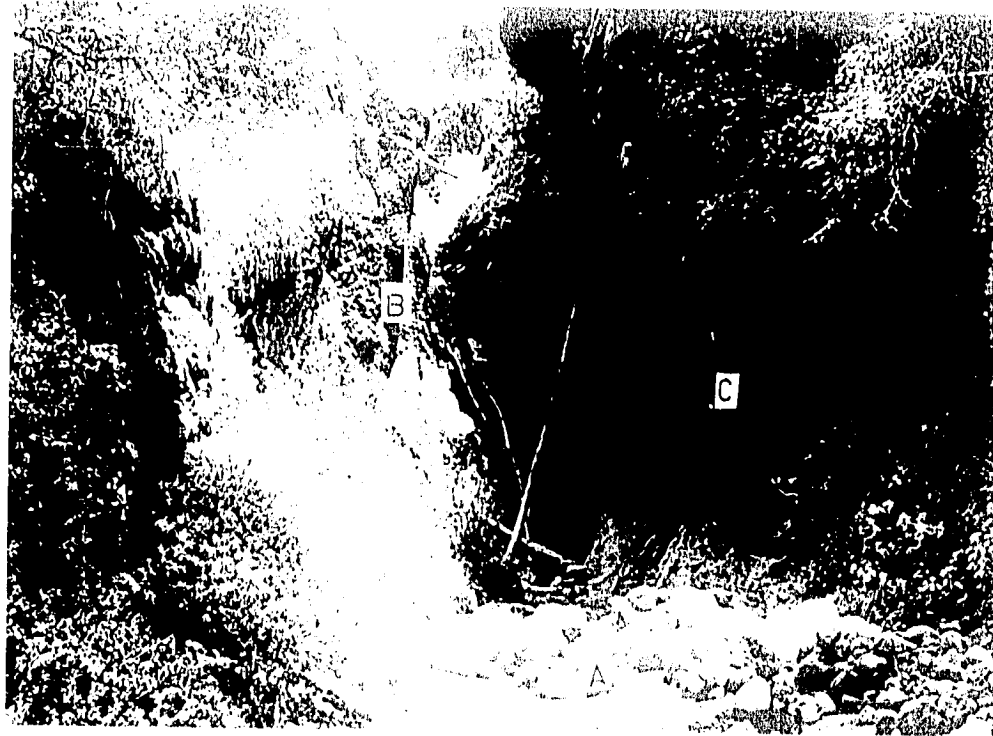


Foto 20 Detalle del salto de cabecera en la parte E. (A) Cauce, (B) Lajas de enfriamiento, (C) Ladera cóncava

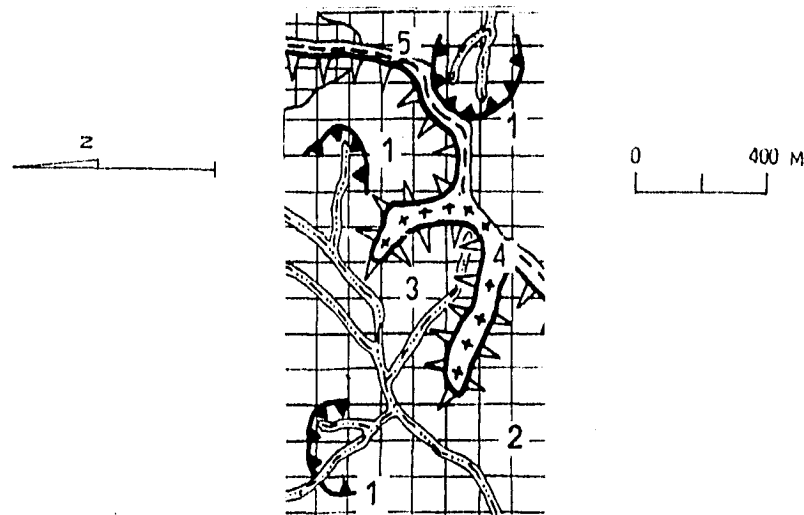


Foto 21 Detalle de la parte W del salto de cabecera. (A) Talweg, (B) lajas de enfriamiento y (C) ladera cóncava



### 1.1.3. Circo fluvial activo.

Forma cóncava de las laderas montañosas (Fig. 49), originada principalmente en las cabeceras de algunas corrientes fluviales; algunos fueron receptáculos glaciales menores "cares" y retrabajados posteriormente por los fluvios, que en la actualidad muestran un retroceso en contra de la pendiente.



(Fig. 49) Esquema de un circo fluvial activo al SW de los "Pies"; 1) Circo fluvial activo; 2) laderas medias; 3) circo glaciar activo; 4) superficies con morfología aguda y 5) superficies con morfología en cúpula.



### 1.1.4 Circo fluvial inactivo.

Similar al anterior, pero en la actualidad no muestra actividad debido principalmente a que los procesos erosivos encontraron material más resistente o la vegetación impide el avance del proceso erosivo. (Fig. 50)



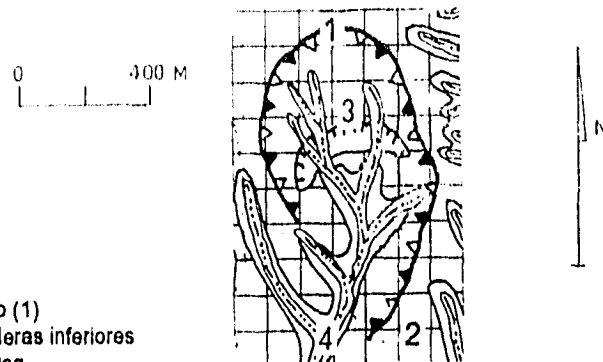


Fig. 50 Esquema de un circo fluvial inactivo (1) al SW de la estación de Microondas; (2) laderas inferiores (3) escarpe de lava mayor a 20 m y (4) talweg.



#### 1.1.5. Circo de desprendimiento.

Formas cóncavas (Fig. 51) en las laderas montañosas, que a diferencia de los circos fluviales, el agente que propicia el proceso es la gravedad, que incide en materiales poco consolidados y sirve como fuente de material de flujos lodosos y abanicos de desplazamiento.



Fig. 51 Esquema geomorfológico de un circo de desprendimiento (1); (2) depósitos morrénicos intensamente erosionados (3) flujo lodoso y (4) laderas inferiores.

## 1.2 Procesos de ladera



1.2.1. Escarpe de lava andesítico, con pendientes superiores a  $60^\circ$  y mayores a 20 m. de altura.

Antiguos frentes y flancos de colada de lava, cuya dinámica actual se encuentra relacionada con el grado de fracturamiento de la roca y un proceso gravitacional de retroceso lento hacia las partes altas, con caída de rocas y corredores de escombros, resultado de procesos de crioclasticidad como el que se ilustra en las fotografías 22 y 23 al E de la "Cabeza" del Iztaccíhuatl y al SW del "Pecho".



1.2.2. Escarpe de lava andesítico con pendientes inferiores a  $60^\circ$  y menores de 20 m. de altura.

Corresponde a relictos de crestas de compresión, que al igual que los escarpes mayores a 20 m. presentan procesos de retroceso lento, aunque de menor magnitud.



1.2.3. Escarpe de lava inferido.

El límite fue suavizado por erosión, o bien se encuentra enmascarado por la vegetación o por depósitos de caída.



Foto.22 Escarpe de lava al SW de la "Cabeza" (A), (B) escarpe de lava y (C) depósitos de caída.

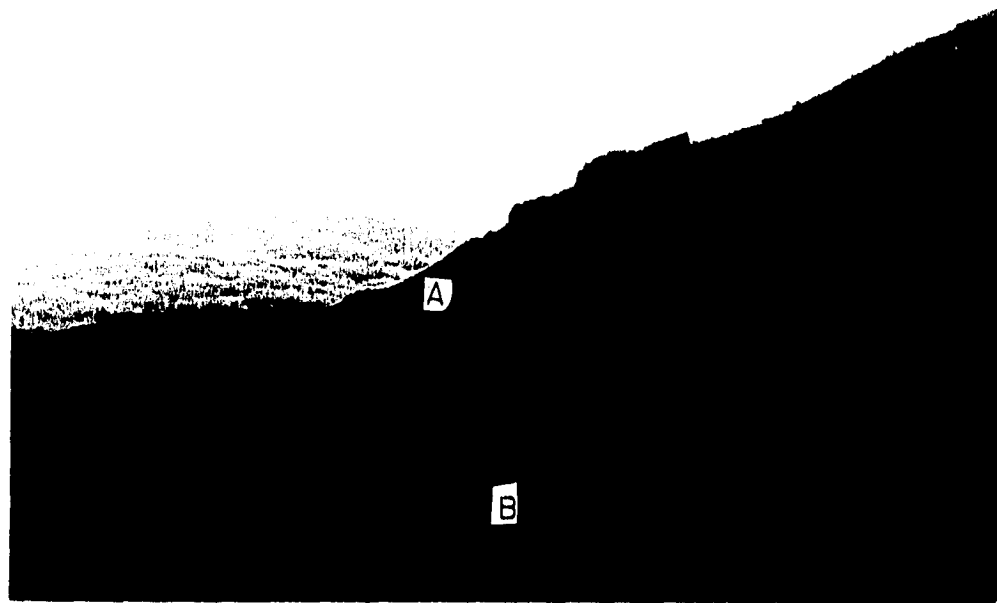


Foto 23 Escarpe de lava (A) al SW del Pecho y (B) rnan to de coluviones.



#### 1.2.4. Ladera de frente de lava, modelada por procesos gravitacionales.

Corresponde a límites frontales de colada de lava, cuya morfología típica son pendientes superiores a  $45^\circ$  (70 a  $80^\circ$  en promedio). Se caracteriza por agrietamientos verticales (Fig. 52 A) cuya posible génesis es el enfriamiento; estas grietas favorecen la aparición de corredores de escombros y caída de material por gravedad (Fig. 52). Al pie de estos frentes, aparecen taludes de detritos (Fig. 52 B) (Foto 24), cuyos clastos presentan una redondez entre 0.1 y 0.2 de Krumbein, y ejes mayores entre 70 cm. y menores de 40 cm. Estos coluviones se mezclan con depósitos de morrena (Foto 25) y protalus rampart (Foto 26) al pie del frente. También es posible apreciar ladera abajo (C) una morfología lobulada, debida principalmente a la coalición de morrenas,

formando numerosas depresiones intermorrénicas, rellenas con material pétreo con matriz arenosa (toba).

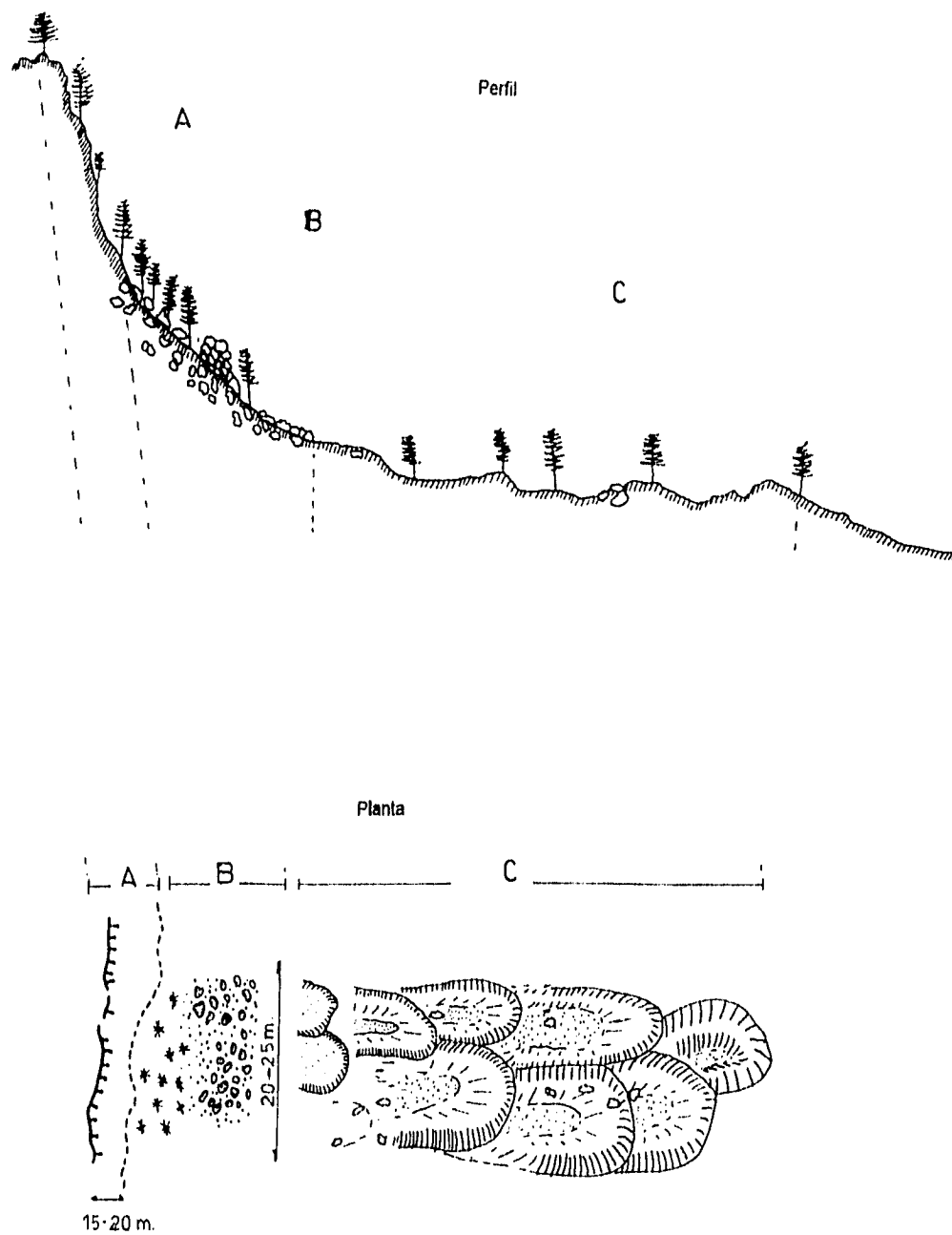


Fig. 52 Perfiles representativos de un frente de lava al NW del volcán Téyotl. (A) perfil y (B) planta

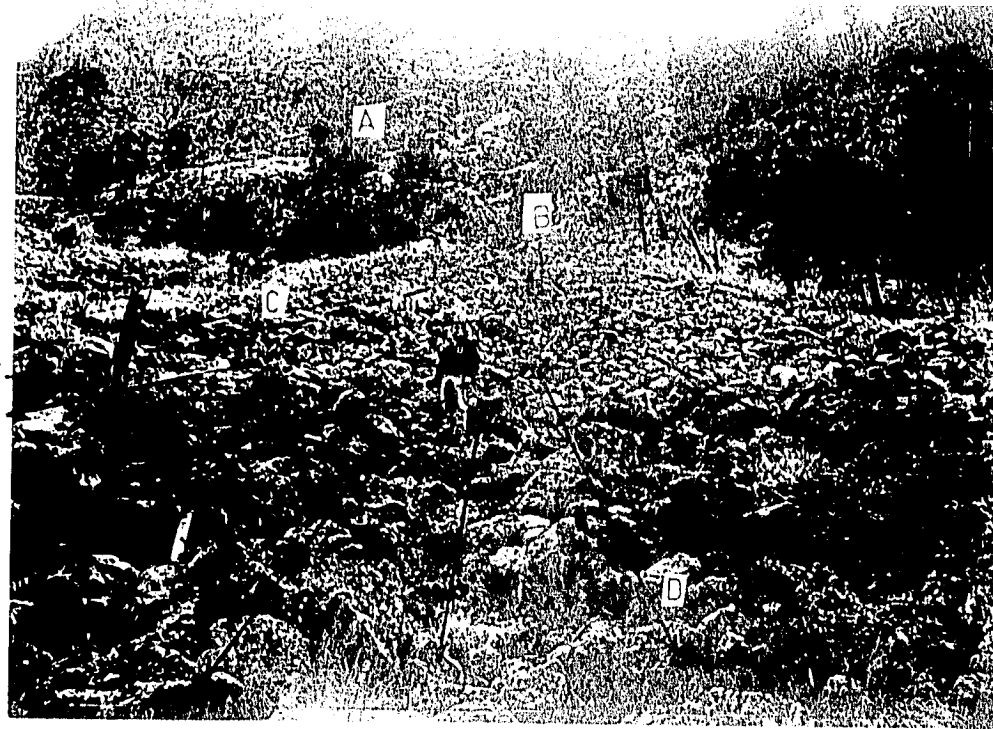


Foto 24 (A) frente de lava (fuente de abastecimiento); (B) ápice de abanico; (C) límite de abanico y (D) dirección de flujo.



Foto 25 (A) escarpes de lava activos sobre el frente de lava; (B) manto de coluviones mostrando dirección preferencial y (C) campo de morrenas (se muestran lavas caídas mesetólicas conservadas).



Foto 26 Depósitos de protalus rampart (A), escarpe de lava (B).

### 1.3. Glacial.



#### 1.3.1. Circo glaciales.

Son áreas con forma de cuencas redondeadas y paredes verticales, con un perfil longitudinal de pendiente abrupta, el circo es alargado y estrecho (fig. 53); si por el contrario, su perfil presenta poca pendiente, se generan varios circos de radio amplio y escalonados de forma descendente (fig. 54 ).

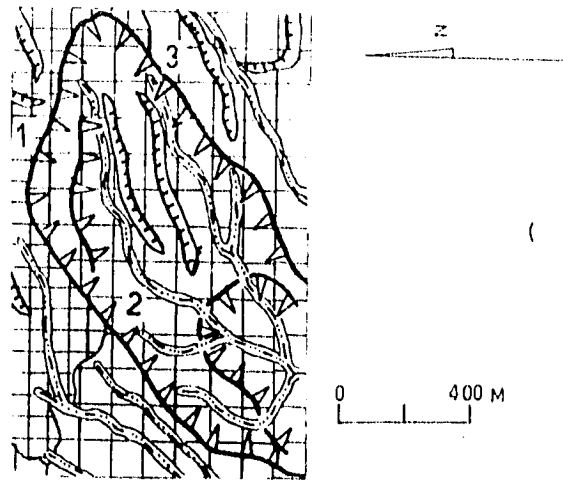


Fig. 53 Circo glacial al SW del Pecho (1) laderas medias; (2) laderas inferiores y (3) circo glacial.

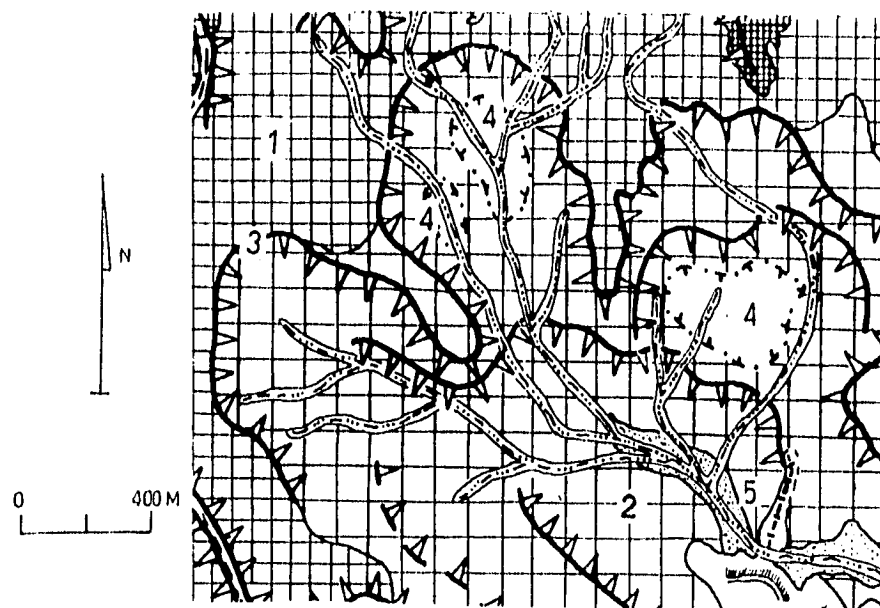


Fig. 54 Circo glacial de Apatlaco al S de los "Pies" (1) ladera media; (2) ladera inferior, (3) circo glacial; (4) fondos de antiguo valle glacial.



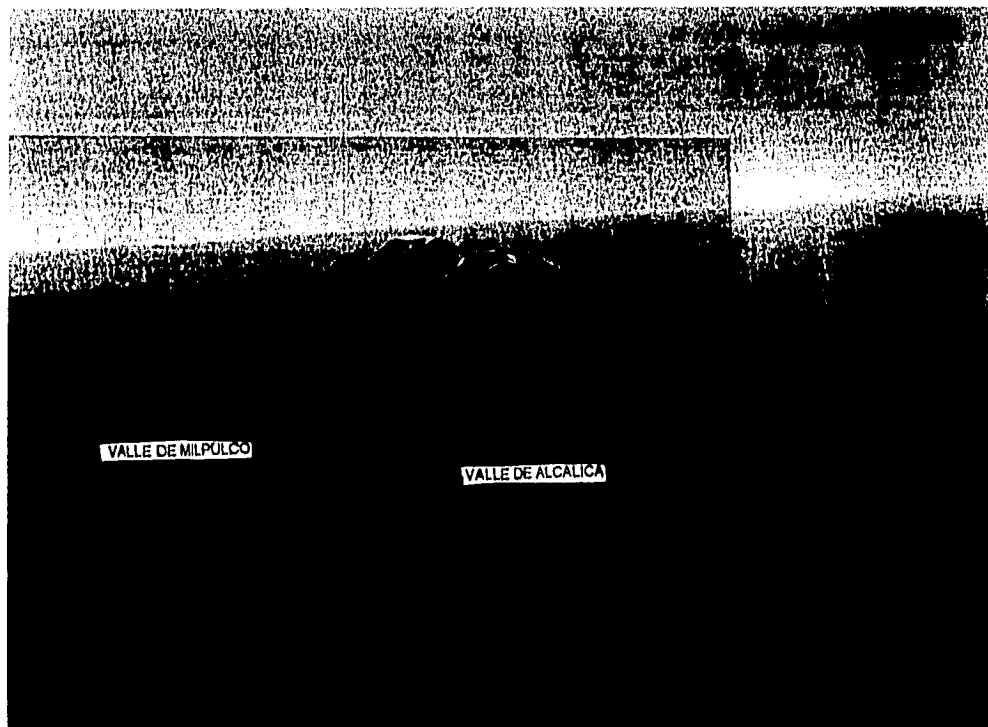


Foto 27 Localización de los principales circos glaciales en el flanco W del Iztacchuatl ( ─ ─ ─ ─ )

Los circos glaciales (Foto 27), se presentan preferentemente hacia el SW y S de la ladera, en donde se aprecia el de Alcalica (Foto 28 ) que se desarrolla en disposición paralela, con crestas rocosas que son límites y separaciones de hasta 1 km. entre interfluvios entre circo y circo. Las partes mas bajas de estos valles alcanzan longitudes de 200 a 400 m. Hacia la parte norte, el desarrollo de los circos glaciares es menor, siendo el de mayor desarrollo el que forma las partes altas de la Cañada Nahualac (Foto 29), con 300 a 400 m. de amplitud entre borde y borde. Sin embargo, la conservación de los depósitos morrénicos es más evidente hacia la parte norte.



Foto 28 Circo glacial de Alcalica al SW de las "Rodillas" ( 30° 45' N 92° 45' W )



Foto 29 Circo glacial de Nahualac, al NW del "Pecho" ( 30° 45' N 92° 45' W )

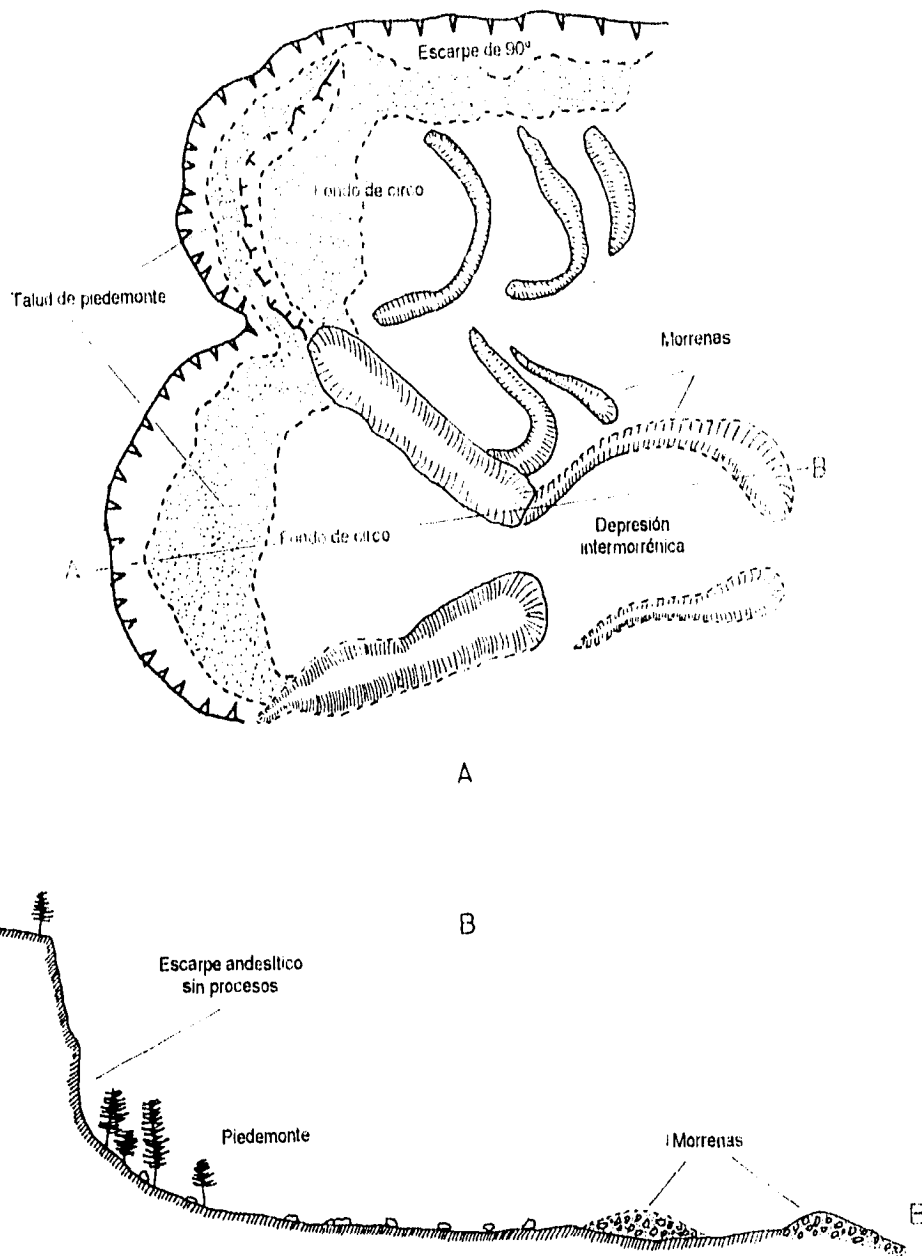


Fig. 55 Esquema en planta (A) y perfil (B) del circo glacial de la cañada Nahualac.



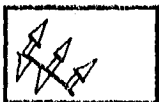
### 1.3.2. Circo glacial inferido.

Simbología utilizada en aquellas localidades en donde el límite del circo ha sido destruido por efectos erosivo o se encuentra enmascarado por la vegetación.



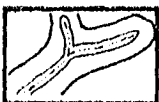
#### 1.3.3. Circo glacial inferido (por abajo del hielo).

Similar al anterior, pero aquí se infiere la existencia de ese límite por las grietas en el hielo, las cuales son evidencia de una ruptura de pendiente importante.



#### 1.3.4. Interfluvio entre circos .

Antiguo circo glacial, que por colmatación es rebasado su límite superior y erosionado, conservando como rastro de su presencia, la morfología de anfiteatro, se convierte así en un escalón inmediatamente por abajo del circo glacial superior actual.



#### 1.3.5. Laderas superiores de valles fluviales, con 45° de inclinación en promedio.

Porciones laterales de los valles fluviales, con fuertes pendientes (Foto 30 ), entre 30-45°. en ocasiones sus flancos son depósitos morrénicos de dimensiones considerables, como lo son las partes finales de la cañada Nahualac. Su génesis es primordialmente glacial, predominando en la actualidad los procesos fluviales, el límite superior de estos valles se encuentra aproximadamente a los 3 500 msnm.



#### 1.3.6. Laderas escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a 70° en promedio.

Parte superior de las laderas de valle fluvial (A) que terminan en escarpes de roca andesítica. Su dureza y la cobertura vegetal existente en el piedemonte, mitigan la presencia de procesos gravitacionales.

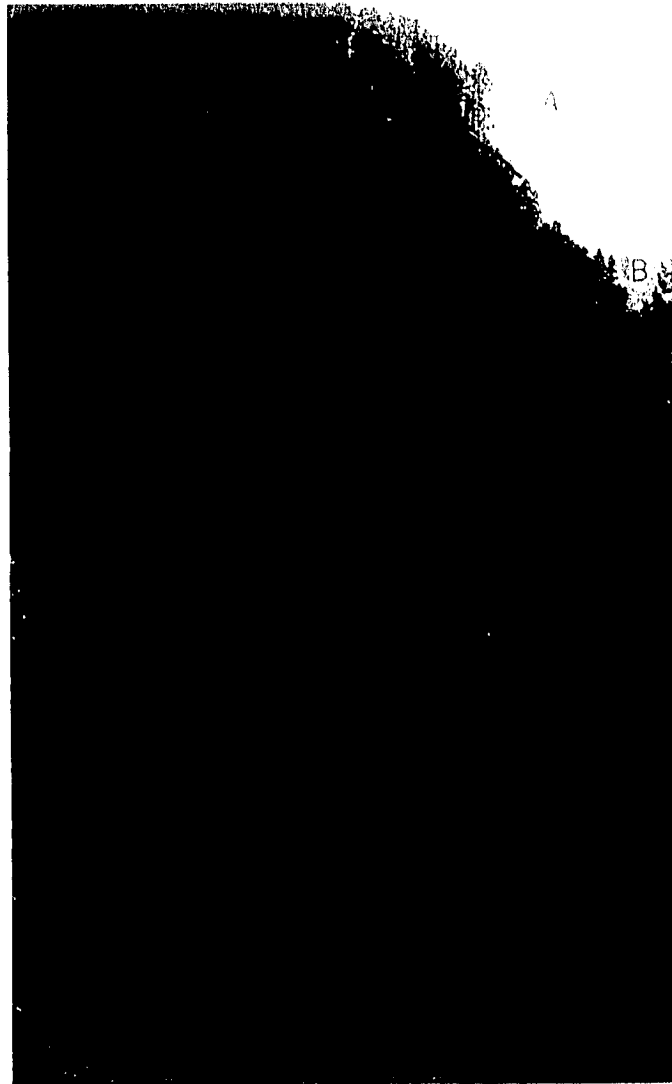
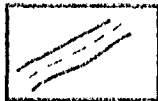
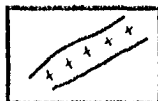


Foto 30 (A) Laderas de valle fluvial con pendientes superiores a  $70^\circ$ , (B) ladera de valle fluvial con pendientes entre  $30$  y  $45^\circ$  en promedio.



### 1.3.7. Superficies con morfología de cúpula.

Corresponden a los límites laterales de los valles glaciales, que a diferencia de las crestas rocosas, presentan una morfología alargada con su parte más alta de escasos metros de anchura y en forma de cúpula. Su génesis se relaciona con la colmatación del valle glacial, en donde el hielo rebasa el límite lateral de los valles, suavizando la cresta; es común encontrar en estas partes, rastros de acanaladuras, estrías y superficies pulimentadas.



### 1.3.6. Superficies con morfología aguda.

Límite lateral del valle glacial, en donde el tirante de hielo no sobrepasó los bordes, puliendo las partes bajas de la divisoria, provocando la activación de procesos gravitacionales, e imprimiendo así, la morfología aguda a las divisorias.

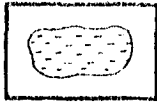
## 2 ACUMULATIVO

### 2.1. Acumulativo Fluvial.



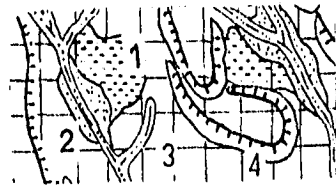
#### 2.1.1. Llanuras aluviales.

Pequeñas depresiones colmatadas por materiales retrabajados de origen aluvial. Se localizan principalmente paralelas a los cauces.



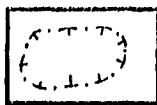
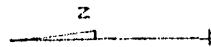
### 2.1.2. Llano volcánico.

Son pequeñas depresiones formadas entre las fronteras de coladas de lava, que a diferencia de los llanos aluviales, el material que compone a los llanos volcánicos es principalmente de ceniza y pómez. En ocasiones funcionan como fuente de material para la formación de llanos aluviales río abajo (Fig. 56 ).



0 400 M

Fig. 56 Esquema geomorfológico . (1) llano volcánico y (2) llanura aluvial; (3) laderas inferiores y (4) escarpes de lava mayores a 20 m



### 2.1.3. Fondo de antiguo valle glacial.

Porción más baja de los valles glaciales, de forma alargada y estrecha (Foto 31), cuyo fondo es de escasa pendiente ( $8-6^\circ$  en promedio), con longitudes entre 200 y 300 m. Se encuentran limitados por laderas de fuerte pendiente y su disposición longitudinal es escalonada, estrechándose ladera abajo (Fig. 57).

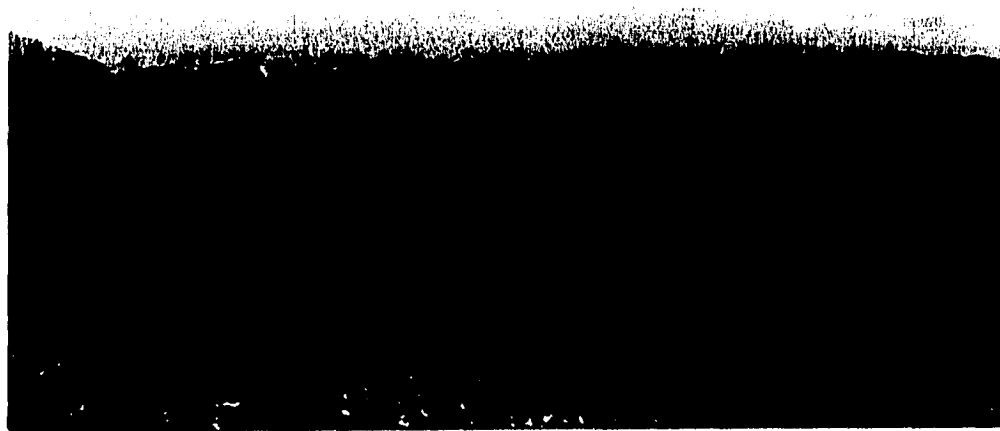


Foto 31 Fondo de valle glacial ( ←————→ ), corresponde al de Milpulco.

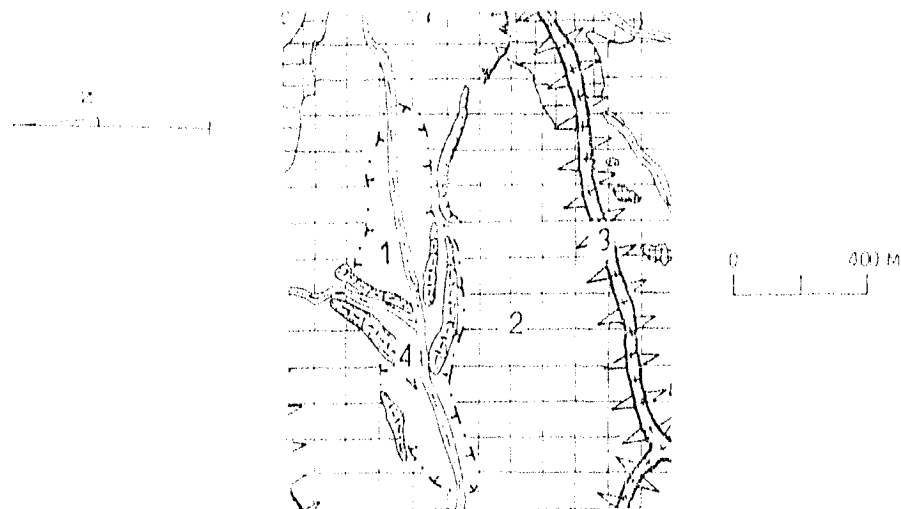


Fig 57 Esquema geomorfológico del fondo de valle glacial Milpulco (1). (2) Laderas medias, (3) Divisorias con morfología aguda y (4) Morrenas.





#### 2.1.4. Flujo lodoso.

Tipo de remoción en masa de gran movilidad, debido al alto porcentaje de agua presente en la mezcla. En superficie se aprecia rugoso y con márgenes bien definidos, adelgazándose en espesor hacia las partes distales del lóbulo. Usualmente están pobremente clasificados, con grandes bloques y cantos en una matriz arcillo-limosa. Cuando existe una avenida de poca magnitud, el flujo lodoso es retrabajado in situ, formando abanicos de desplajamiento (Fig. 58).

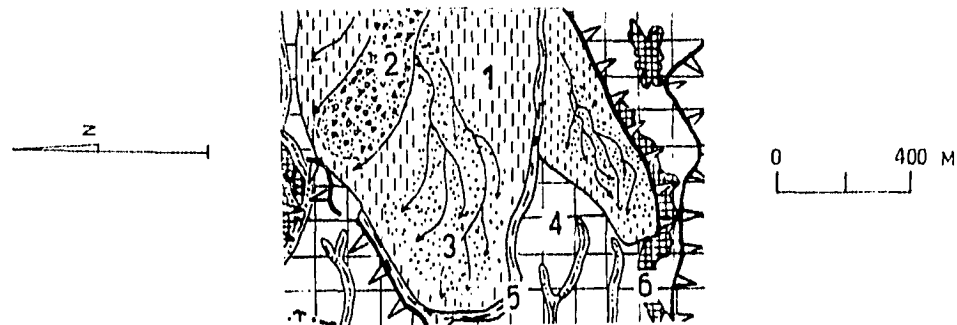


Fig. 58 Depósitos morrénicos intensamente erosionados (1), en asociación con flujos lodosos (2) y abanicos de desplajamiento (3). El número (4), corresponde a laderas medias; (5) superficies con morfología de cúpula y (6) crestas rocosas.



#### 2.1.5. Abanicos de displayamiento.

Pequeños canales que parten de otro principal con un patrón de drenaje dicotómico; funcionan en época de avenidas o deshielo, transportando materiales finos, ya sea del mismo depósito morrénico retrabajado o provenientes de partes más altas.



#### 2.1.6. Abanico proluvial.

De acuerdo con Lugo (1989), el termino proluvi3n, se refiere a todos aquellos sedimentos depositados en las partes terminales de los valles montañosos, originando abanicos o conos de eyecciones, en donde los materiales tienen una distribuci3n distal, siendo m3s finos en las partes proximales o 3pice. El mismo autor relaciona su origen, en las partes occidentales de la Sierra Nevada, con la extensi3n de los glaciares al final del Pleistoceno, sobre todo en sus etapas finales, en donde al encontrarse sus frentes 500 m por abajo del l3mite actual, el aporte de los arroyos era mucho m3s importante en las desembocaduras de estos, propiciando el amplio desarrollo de abanicos proluviales. (Fig. 59 )

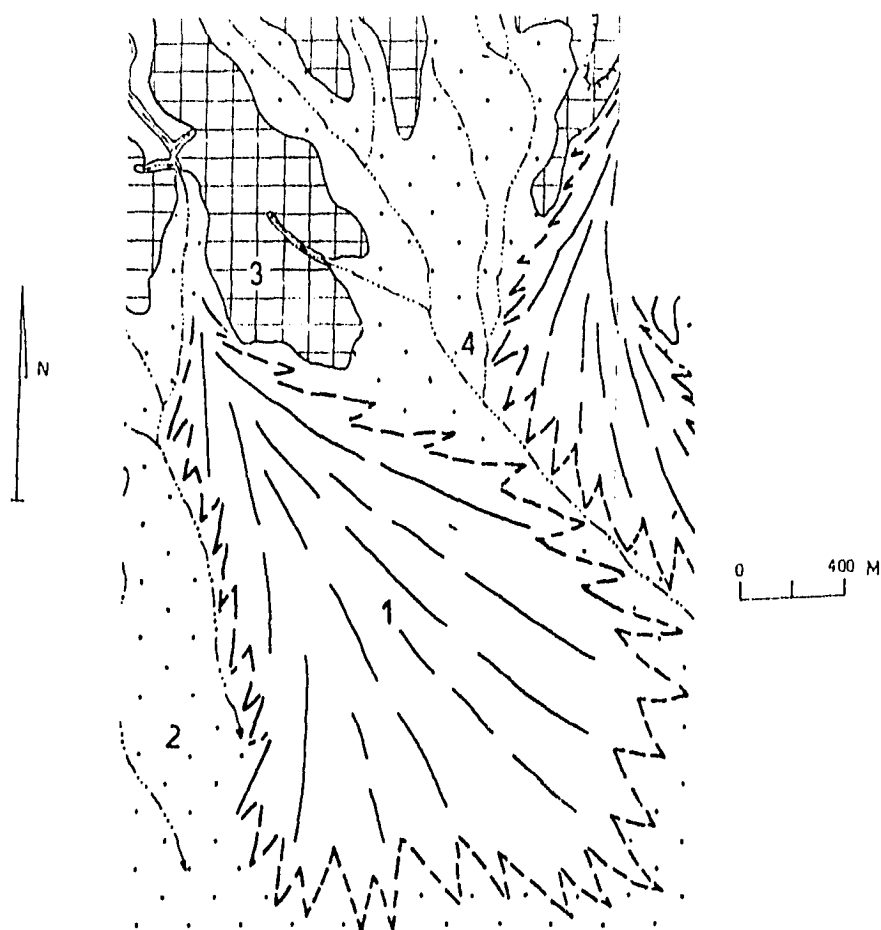


Fig. 59 Abanico proluvial al NE de Amecameca (1), (2) Planicie aluvial, (3) rios.(4) Cauces.

En la actualidad, este proceso de aporte glaciar ha disminuido y tiene más importancia la erosión fluvial, aunque en de la Cañada del Negro se puede apreciar un abanico proluvial activo, el cual a continuación se explica (Fig. 60 y Fotos 32 y 33).

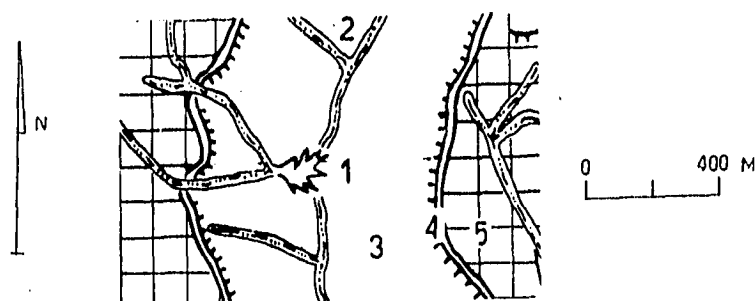


Fig.60 Esquema geomorfológico del abanico proluvial (1) en la cañada del Negro, (2) talweg, (3) valle fluvial, (4) escarpe de valle fluvial y (5) laderas inferiores.

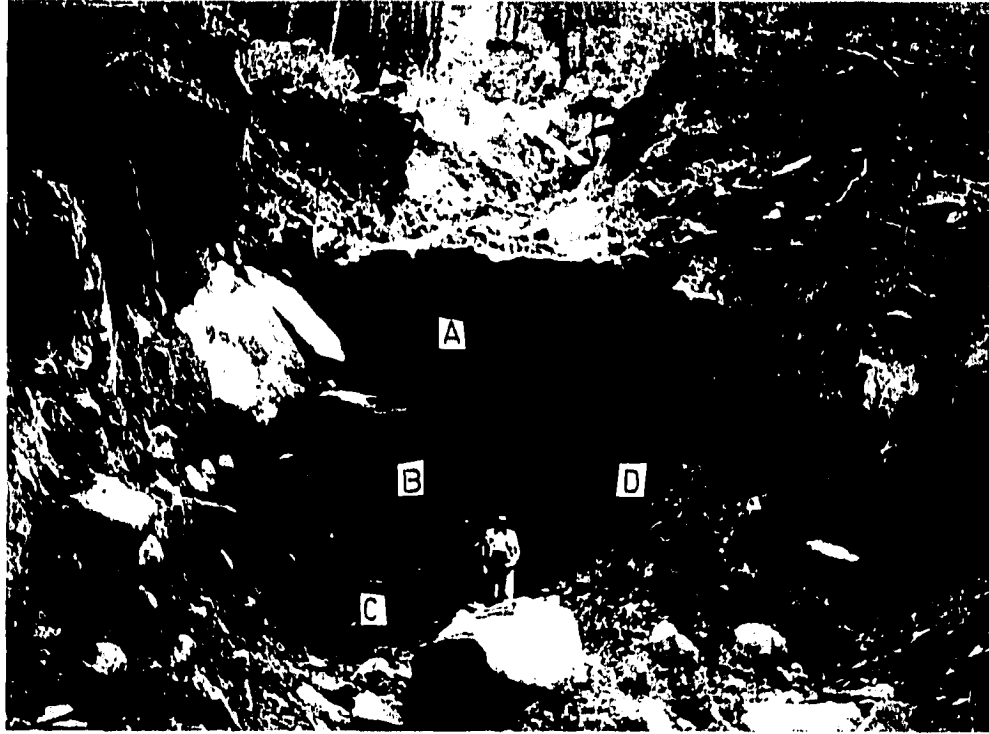


Foto 32. Detalle del ápice del abanico proluvial en la cañada del Negro, en donde se aprécia la intensidad del proceso.

A) Rocas andesíticas de 1 a más de 5 m , posiblemente rodadas y cubiertas.

B) Material piroclástico, compuesto rocas de textura limo-arenosa con bloques andesíticos mayores a 40 cm en su eje mayor.

C) Material proluvial, con cantos que presentan un máximo de 40 cm en sus ejes mayores, en una matriz areno-gravosa.

D) Lentejones de pómez muy intemperizada.

Este tipo de abanico se muestra activo durante la época de lluvias (verano), en donde el aporte del material es muy importante, bloqueando el cauce de la cañada del Negro. Se realizó un perfil representativo en el ápice del abanico, sobre el cual se asienta el

poblado de San Rafael y que es el punto de confluencia entre las cañadas del Negro (Fig. 61) y el Obrador (Fuera de zona), el cual a continuación se muestra (Fig. 62).



Foto 33 Detalle de la parte distal del abanico proluvial, (A) porción distal del abanico y (B) líneas de dirección del flujo.

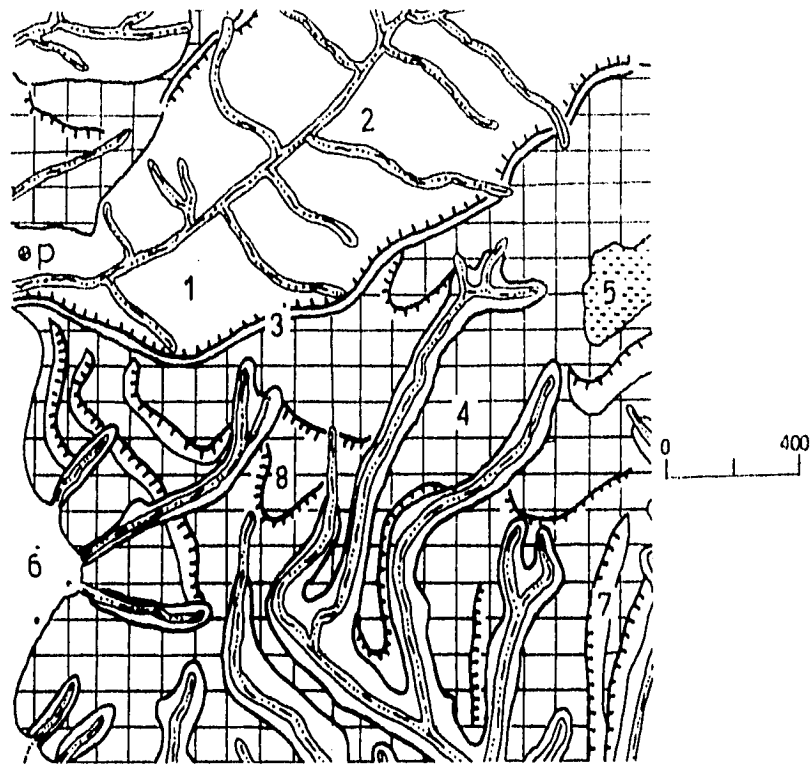


Fig. 61 Localización del perfil (P), (1) valle fluvial, (2) talweg, (3) escarpe de valle fluvial (4) laderas inferiores, (5) llano volcánico, (6) planicie eluvial, (7) escarpes mayores a 20 m y (8) escarpe menor a 20 m.

A) Material de acarreo fluvial compuesto por arenas gruesas, masivo, con lótos de tamaños variables. Sus ejes mayores en promedio de 9.5 y redondez de 0.3-0.4 (Krumbein, 1941)

B) Contacto bien definido.

C) Depósito volcánico de tobas y cenizas.

c1 Arenas gruesas pseudo-estratificadas.

c<sub>2</sub> Ceniza volcánica de textura fina.

c<sub>3</sub> toba masiva con textura media a fina.

c<sub>4</sub> Toba masiva de textura media.

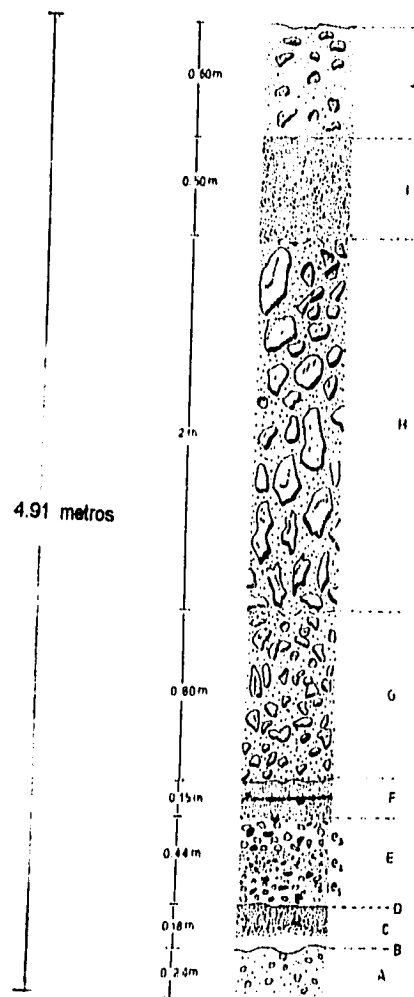


Fig. 62 Perfil realizado en la confluencia de las cañadas del Negro y el Obrador, donde se interpretan procesos volcánicos y períodos húmedos, por los depósitos de crecida.

D) Contacto nítido

E) Etapa volcánica explosiva, los litos empaquetados en la pómez se muestran fragmentados y angulosos.

e<sub>1</sub>. Pómez con cantos de andesita de 4 cm.

e<sub>2</sub>, 8 cm. de pómez fina con proyecciones de andesita.

e<sub>3</sub>. Paquete de pómez con material andesítico incrustado; los ejes mayores son de 3 cm. y la pómez de 2 cm.

F) Toba fina que en su parte media presenta un horizonte negro (carbón vegetal) a manera de motas.

G) Contacto bien definido.

H) Material de acarreo (de abanico), en general mal clasificado, heterométrico y cementado por una matriz arenosa gruesa a media. Los ejes mayores son de 5.5 cm y la redondez entre 0.2-0.3 (Krumbein, 1941).

I) Contacto poco definido.

J) Material de acarreo en matriz de arena gruesa con pómez muy cementada. El material es heterométrico, con ejes mayores que varían entre los 80 cm. y una redondez de 0.5 y 0.8 (Krumbein, 1941).



K) Suelo de textura limo-arenosa, no presenta litos y es más obscuro en su parte superior.

L) Material de acarreo, formado por cantos cuyo eje mayor es en promedio de 30 cm. y una redondez entre 0.4-0.6 (Krumbein, 1941), empaquetados en una matriz de arena fina a media con gravas. En general, el depósito está mal clasificado y es heterométrico.

El perfil presenta alternancias de sedimentos que reflejan actividad volcánica y periodos de crecidas, con volúmenes importantes de material de acarreo, disminuyendo hacia la parte superior del mismo en donde ya se genera un suelo.



#### 2.1.7. Planicie aluvial.

Acumulación de depósitos originados por corrientes fluviales. En la zona de estudio, forman junto con los abanicos proluviales el piedemonte del Iztaccíhuatl, con pendientes de 3 a 5° y cuyo origen se debe principalmente a la barrera orográfica que ofrecen los volcanes jóvenes (fuera de zona), que se alinean paralelamente a la Sierra Nevada, provocando que los sedimentos provenientes de ésta, se acumulen, sepultando a volcanes cuaternarios como el Tepepoculco y Zapotitla.

## 2.2 Gravitacional.



### 2.2.1. Mantos coluviales.

Material rocoso originado por el efecto del intemperismo (crioclásticidad) o a partir de acumulaciones glaciales (morrenas) y transportado ladera abajo por gravedad. Se disponen a manera de mantos de acumulación con distribución radial, bordeando las cumbres del Iztaccíhuatl, en donde la fuente primordial de material son las morrenas. (fig. 63).

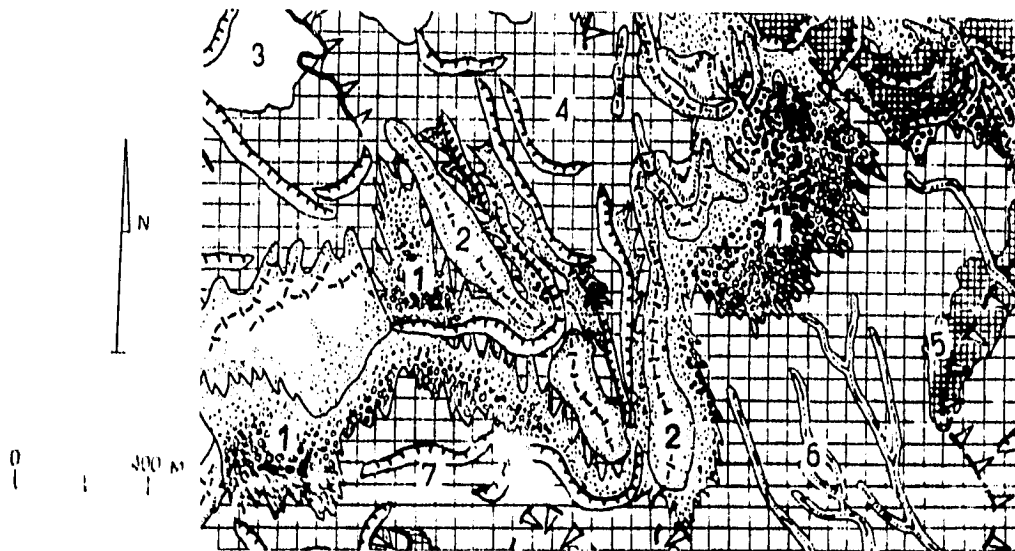


Fig. 63 Esquema geomorfológico de los mantos de coluviones (1) al NE del "Pecho"; (2) morrenas con cresta; (3) laderas superiores; (4) laderas medias; (5) crestas rocosas; (6) talwegs.

## 2.3 Glacial.



### 2.3.1. Morrena con cresta.

Conjunto de materiales rocosos transportados o depositados por un glaciar (Lugo, 1989). Los más conocidos, son aquellos que se depositan en la parte final del glaciar, que a menudo se encuentran cortados por corrientes de agua que provienen de la parte superior del valle. Sus características granulométricas, reflejan una ausencia de clasificación, donde se mezclan bloques de tamaños muy variados, desde decenas de metros, pasando por gravas, arenas y limos sin compactación. La localización de este tipo de depósitos se hace en el capítulo de geología, así como dataciones. La presencia de cresta en la morrena (Fig. 64 y Fotos 34, 35 y 36), evidencian un mejor estado de conservación, observándose esta característica en los depósitos morrenicos más recientes.

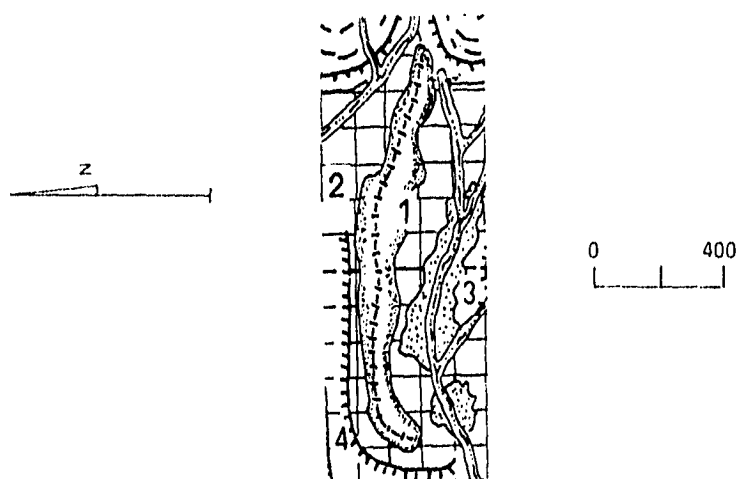


Fig. 64 Esquema geomorfológico de una morrena con cresta (1), que se localiza al NW de la "Cabeza", (2) Laderas medias, (3) Llano aluvial, (4) Escarpe menor a 20 m..



Foto 34 Cresta de morrena ( ) correspondiente al depósito Hueyallaco



Foto 35 Morrena con crestas en el valle Tiquipal, de edad 14.500 años, al sur de la gran zona de depósito de los Andes (N.A.)

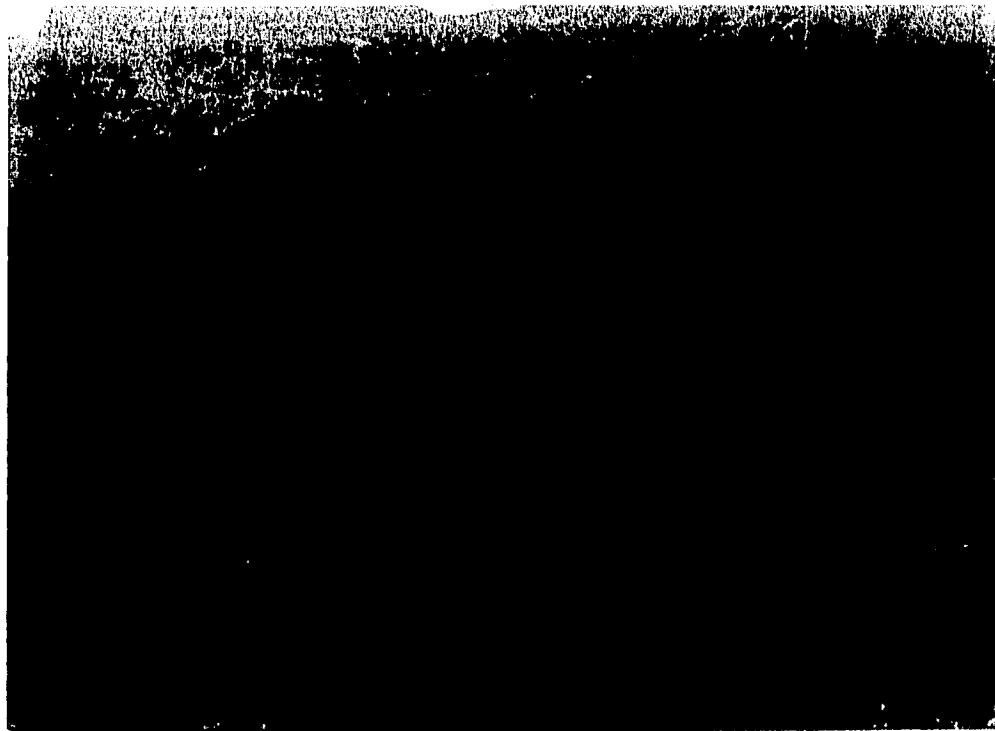


Foto 36 Detalle de las morrenas Milpulco segundo avance + 14 000 años AP (White 1962 a)

Depósitos morrénicos más antiguos, se encuentran intercalados con suelos y otros tipos de materiales.

Otro corte (Fig. 65 y Foto 37 ), que se presume de origen glacial, se localiza a 3 800 m. en la parte media de la ladera norte de la cañada Nahualac; sus características sedimentológicas son las siguientes:

A) Suelo abundante en materia orgánica. Su color en húmedo es negro obscuro y al contacto se presenta como una textura limo-arcillosa. Se dispone de manera de un horizonte continuo pero con diferentes espesores.

B) El contacto no es bien definido en algunas porciones del corte. Se presenta a manera de lentejones de suelo (C) separadas del cuerpo principal e insertado en depósitos de pómez masiva, en forma de lentejones muy intemperizados.

D) Acumulaciones lenticulares de material pétreo (andesita) con ejes mayores que oscilan entre 2 y 3 cm.

E) Depósitos que se presume de origen glacial (Foto 29 ). La disposición del material sugiere que no presentan su posición original, habiendo sufrido un transporte de origen aluvial. La matriz es de arenas gruesas, con litos cuyos ejes mayores son entre 2 y 3 cm.

F) Material volcánico de caída, compuesto de tobas y pómez de textura media y fina (arenas), mezcladas con litos andesíticos con ejes mayores entre 7 y 10 cm.

G) Material de caída y suelos.

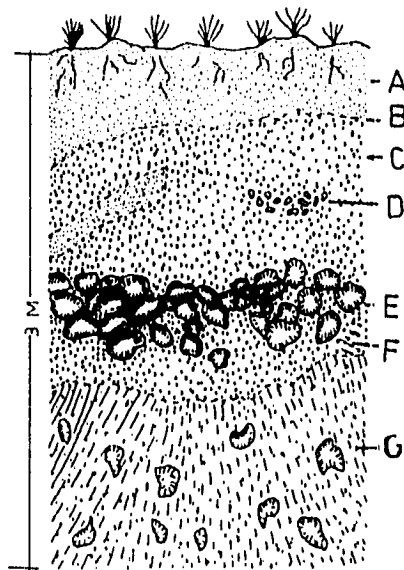


Fig 65 Perfil de depósitos morrénicos a 3 600 msnm.



Foto 37 Fotografia del perfil.

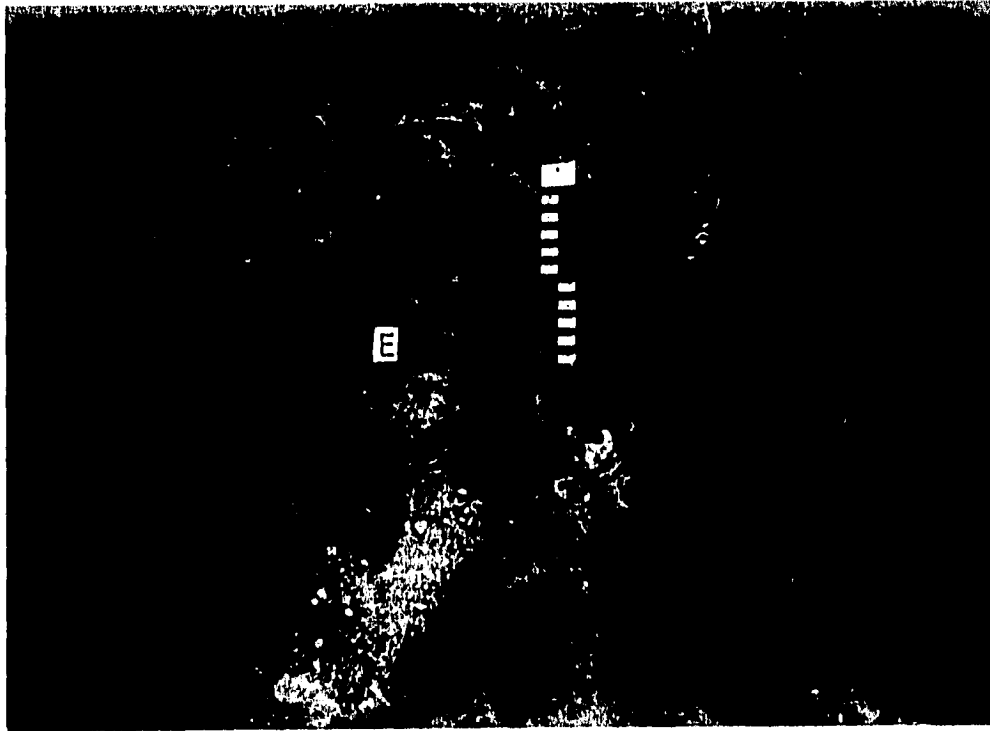


Foto 38 Detalle del perfil, mostrando el horizonte E. La escala mide 20 cm.



### 2.3.2. Morrenas sin cresta.

No conservan una cresta superior, debido a procesos erosivos "in situ", o transportación mecánica posterior a su depositación. En general, son morrenas de modestas dimensiones (centenas de metros) (Fig 66 ).

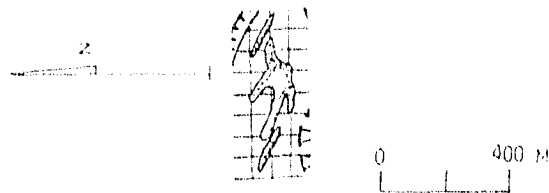


Fig. 66 Esquema geomorfológico de una morrena sin cresta, cercanas al "Pecho" del Iztaccíhuatl





### 2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.

Son materiales detríticos asociados a la superficie inferior del glaciar, producidos por la alteración y destrucción de las rocas, debido a la presión y arrastre del hielo. Las crestas evidencian que este tipo de depósitos están asociados a fases de retroceso de los glaciares, como es el caso de la Fig. 67.



Fig.67 Esquema geomorfológico de una morrena de fondo al NE de la "Cabeza"; (1) Morrena de fondo, (2) Colada de lava, (3) Morrenas con cresta, (4) Laderas medias y (5) Escarpes andesíticos mayores a 20 m.



### 2.3.4. Protalus Rampart.

Definido por Whittow (1984) como una cresta lineal recta o curvilínea formada por la acumulación de detritos, producto de la gelifracción, en el margen inferior de un manchón de nieve. Pérez (1988) postula que el mecanismo primario de formación de protalus rampart, es el deslizamiento de clastos individuales sobre una superficie de nieve hasta su límite inferior, en donde se acumulan como crestas elongadas (Fig. 68)

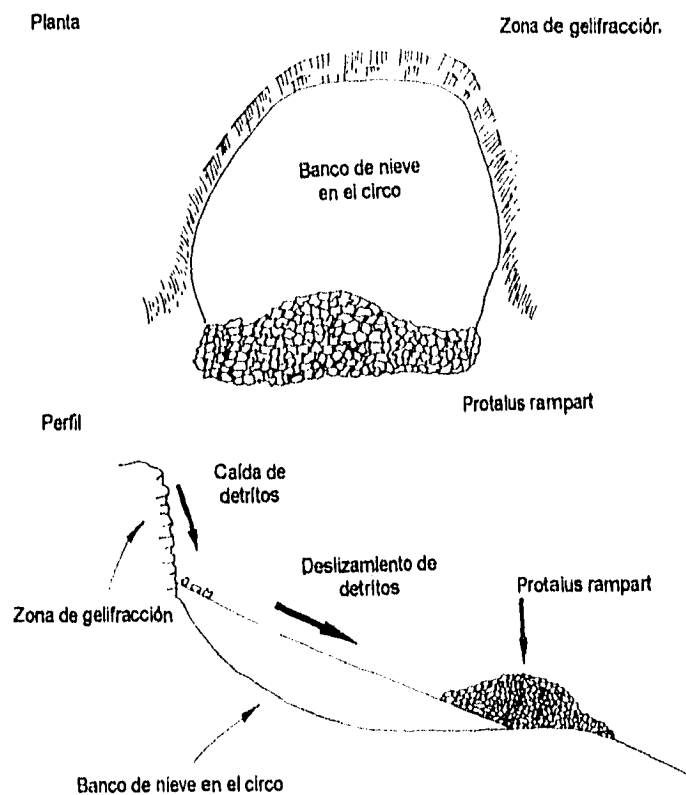


Fig. 68 Esquema explicativo de la formación de los Protalus Rampart (Whittow, 1984)

El material que compone a los protalus rampart, son bloques angulares con escaso material fino o sin él (Foto 39 ), esto debido a la gran energía cinética de los clastos grandes, mientras que las partículas finas quedan atrapadas en la nieve en el momento del transporte (Pérez *op cit.*).



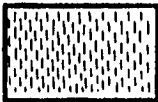
Foto 39 Protalus rampart, al NW del volcan Táyotl.

Son característicos de ambientes nivales (periglacial) con alta probabilidad de gelifracción y pueden servir como guías para trazar la línea orográfica de las nieves, ya que están claramente relacionados con ella (Washburn, 1973, en Vázquez Selem, 1989). Los depósitos de protalus rampart se localizan principalmente en el área del volcán Táyotl, en la cañada Tlacopaso, a 4 100 y 4 300 msnm. Su fuente de alimentación fue un frente de lava andesítico con pendientes superiores a 45°. Los protalus rampart aparecen como manchones separados del frente por una ladera colonizada de bosque y pastizal. La redondez de los clastos oscila entre 0.1-0.2 (Krumbein, 1941), con ejes mayores de 70 cm y menores de 40 cm como promedio.



#### 2.3.5. Paredes de hielo.

Partes frontales de los glaciares, con una estratificación de nieve estacional, la cual por compresión se endurece formando hielo. Las dimensiones de estas paredes cambian según la estación. Durante los periodos de precipitación (verano), son cubiertas por nieve fresca y de escaso espesor. En el periodo invernal la nieve cristaliza más rápido debido a las bajas temperaturas, agregando nuevas capas a la pared.



#### 2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.

El material tiene un origen morrénico, acarreado por las corrientes originadas al fundirse el hielo, depositan en zonas de escasa pendiente (fondos de valle, interfluvios). Posteriormente, este tipo de material es retrabajado por deshielos, lo que origina otro tipo de formas como los flujos lodosos y los abanicos de desplazamiento.



#### 5.7 Depósitos morrénicos caóticos-masivos.

Depósitos morrénicos que muestran un proceso erosivo intenso en el pasado, pero que en la actualidad se encuentran estabilizados por vegetación, conservando

vestigios de su morfología inicial (lóbulo) y presentan relictos de retrabajamiento fluvial intenso al que fue sometido el depósito.

La escasa pendiente en donde se emplazan estos materiales, permite que aumenten de espesor, provocando que las corrientes originadas por el deshielo pierdan energía al llegar a ellos, rodeándolos, permitiendo que en poco tiempo sean colonizados por vegetación (Fig. 69).

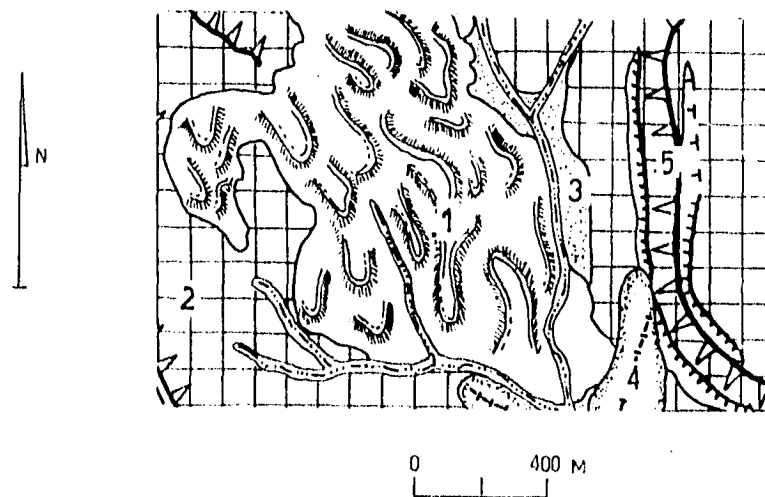


Fig. 69 Esquema geomorfológico de depósitos caóticos (1) al sur de los "Pies", (2) Laderas inferiores, (3) Llanuras aluviales, (4) Morrenas con cresta y (5) Circos glaciares.



### 2.3.8. Cuerpos de agua.

Acumulaciones temporales de agua en las depresiones intermorrénicas y llanos volcánicos, generados principalmente en épocas de lluvias (verano) y deshielo (primavera).

La distribución de las formas del relieve analizadas en este capítulo, así como sus relaciones con los distintos elementos del medio natural, se presentan en el cuadro 8 y en el diagrama de flujo de la figura 70.

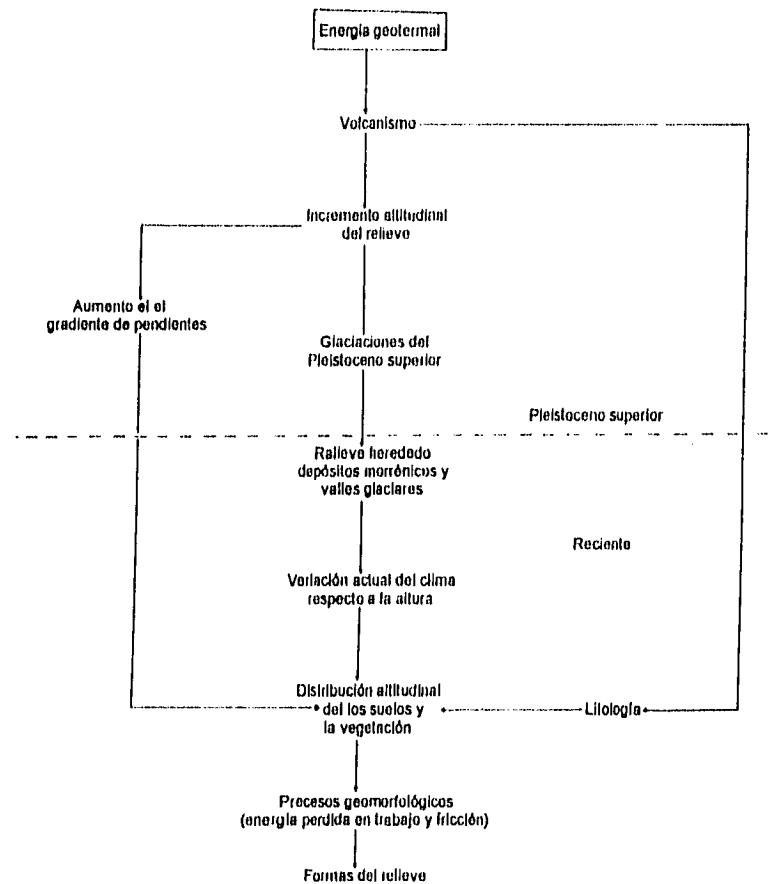


Fig. 70 Diagrama de flujo para la vertiente occidental del volcán Iztaccihuatl, mostrando la relación de las distintas variables que influyen en el modelado del relieve.

UNIDADES MORFOLÓGICAS			
VARIABLES CLIMÁTICAS Y MORFOMÉTRICAS	ZONA MONTAÑOSA	LADERA MONTAÑOSA	PIEDEMONTE
Clima	Clima muy frío, solo en las partes más altas del volcán. EFHw	Clima templado subhúmedo, de transición al clima frío de altura C(W <sub>1</sub> )b'	Clima templado subhúmedo C(W2)
Litología	Andesitas y dacitas recientes, Series Somitalos y actividad de flanco	Andesitas y dacitas antiguas, principalmente del volcán LLano Grande y las dos series volcánicas de los Ples	Aluvión Cuaternario
Suelos	Asociaciones de litosoles y cambisoles.	Asociaciones de andosoles, regosoles y cambisoles.	Asociaciones de fluvisoles y cambisoles
Vegetación	Sin vegetación aparente.	Bosque de pino, pino - encino, pino - oyamel y pastizal inducido	Principalmente cultivos anuales
Pendientes	15 a 30° en laderas superiores; depósitos morrénicos 30 a 45° y más de 45° en escarpes.	6 a 15° en divisorias de valles; 15 a 30° en las paredes de los valles y de 30 a más de 45° en escarpes	3 a 6° en la planicie aluvial y de 6 a 15° en los abanicos proluviales.
Densidad de la disección	Valores (bajos 0.0-0.5 km <sup>2</sup> /km <sup>2</sup> )	Valores altos, sobre todo en áreas de material poco consolidado (0.5-3.0 km <sup>2</sup> /km <sup>2</sup> )	A pesar de la presencia de canales presentan valores altos (3.0 - 5.5 km <sup>2</sup> /km <sup>2</sup> ).
Profundidad de la disección fluvial	Se presentan valores de 20 m (valores bajos) son representativos, ya que predominan los procesos periglaciales sobre la erosión fluvial.	Valores de medios (menores a 20 m y hasta 40 m) e altos, debido principalmente al fracturamiento de la roca y a la presencia de depósitos poco consolidados.	Valores bajos a medios, principalmente por la construcción de canales (menores a 20 m)
Energía del relieve	Los valores mayores dentro de la zona debido a la suma de procesos periglaciales, gravitacionales (300 a 400m).	Valores de 60 a 300 m, predominando la erosión fluvial y procesos gravitacionales.	Valores de 20 a 60 m predominando la erosión fluvial.
Depósitos glaciales	Depósitos Milpulco primer y segundo avance, 3 900 y 4 200 m respectivamente, Depósito Ayoloco, 4 400 m.	Depósitos Nexcoatlango (3 100m aprox.), Depósitos Hueyatlaco primer y segundo avance, a 3 500 y 3 800 m respectivamente	Sedimentos semejantes a till glacial, denominadas como depósito San Rafael
Formas de relieve	Laderas volcánicas con procesos nivales, presencia de relieve de tipo glaciar: morrenas, circos glaciares, glaciares, paredes de hielo y procesos de ladera.	Laderas volcánicas con relieve glacial heredado, valles fluviales, circos fluviales activos e inactivos así como depósitos morrénicos y procesos de ladera.	Planicie aluvial y abanicos proluviales

Cuadro 8

## CONCLUSIONES:

1.- La localización espacial de las formas del relieve en la vertiente occidental de Iztaccíhuatl, involucran una serie de variables complejas que comprenden factores morfogenéticos de tipo endógeno, expresados a través de la acumulación de grandes volúmenes de rocas volcánicas. Los exógenos, con herencias que ponen en evidencia actividad erosiva pasada, representada por circos glaciales, valles y depósitos morrénicos que en la actualidad imprimen su huella sobre el relieve. Mantienen a su vez, una estrecha relación con los componentes del paisaje natural como el clima, los suelos y la vegetación, siendo estos un reflejo directo de la distribución altitudinal, con adaptaciones específicas al medio. Este vínculo se representa en el cuadro 8 y figura 70, donde los factores y componentes, se conjuntan e interactúan de acuerdo a su distribución altitudinal, emitiendo y recibiendo energía, adquirida principalmente de la radiación solar y la gravedad, transformándola en trabajo erosivo-acumulativo, el cual se encarga de modificar al relieve. La interacción de los procesos modeladores generan a su vez materia, en forma de acumulaciones de detritos, se considera más energético a un relieve cuanto mayor sea su diferencia de altura, con respecto al lugar en donde se acumulan los sedimentos producto de la erosión.

2) La zona montañosa se constituye como un conjunto de procesos de tipo glacial y periglacial, cuya energía se dispone sobre materiales de origen volcánico, que en épocas pasadas ya fueron modelados por importantes masas glaciales y que en la actualidad se han reducido en extensión. El emplazamiento de esta energía denudativa sobre la ladera, funciona como un acto preliminar para la movilización del material, fragmentándolo para su posterior transporte, en donde la gravedad juega un papel preponderante. El mapa morfogenético, nos permite visualizar estos flujos de energía y materia, donde el emplazamiento de masas de hielo, nieve y las



bajas temperaturas, aunadas a la ausencia total de cobertura vegetal, un pobre desarrollo de suelos y fuerte pendiente, se conjuntan para reducir al material rocoso a partículas transportables, ya sea por medios mecánicos, como el empuje y abrasión glacial, solifluxión o por gravedad y cuya expresión espacial se refleja en forma de circos glaciares, escarpes, cresta rocosas etc. El conjunto de materiales rocosos movilizados, constituye la materia aportada por el flujo de energía, en forma de morrenas y mantos coluviales, "protalus rampart" dispuestos en forma radial alrededor de las cima del Iztaccíhuatl, formando una fuente de materia para la zona inferior inmediata.

3) La ladera montañosa, a diferencia de la zona montañosa, presenta una mayor estabilidad, ya que la actividad de los agentes erosivos es menor, debido al cambio altitudinal, a una cubierta vegetal y un buen desarrollo de suelos, aunque esta estabilidad es alterada por el relieve glacial heredado, en forma de grandes valles glaciares, que en la actualidad funcionan como valles fluviales y en cuyas abruptas laderas tienen lugar procesos proluviales activos muy localizados. La energía erosiva, se concentra en escarpes y laderas de valles muy abruptos, y el aporte de material es escaso, teniendo mayor importancia el proveniente de la zona montañosa, el cual es transportado por las corrientes fluviales. Esta zona, representa la mayor parte del área de estudio, y sin embargo, su complejidad en cuanto a formas del relieve representadas en el mapa morfogenético es menor, debido a que se encuentra cubierta por vegetación que enmascara a la mayor parte del relieve.

4) El piedemonte presenta una mayor estabilidad, derivada de la influencia antrópica, y la escasa pendiente que esta presenta. Aquí, los procesos dominantes son los acumulativos, en forma de grandes abanicos proluviales disecados por numerosas corrientes fluviales, que en su mayoría se encuentran canalizadas para

el riego de cultivos de temporal, ayuda en cierta forma a la estabilidad de estos abanicos. La planicie aluvial recibe parte del aporte de materia proveniente de la ladera, aunque es predominantemente lacustre.

5) La utilidad de este tipo de levantamiento cartográfico se hace evidente cuando es notoria la falta de estudios en este tipo de relieve, limitado solo a las grandes cumbres del país, y más aún, por su complejidad en cuanto a formas de relieve derivadas, se sitúan en áreas cercanas a vulcanismo activo o son formas actualmente en proceso de cambio. De aquí que este tipo de cartografía permita identificar los procesos dominantes formadores y modeladores del relieve, aportando elementos para la interpretación de la historia pasada y actual en la zona de estudio, ya que el detalle de la cartografía permite: a) la localización de las principales formas del relieve y los procesos que actualmente las afectan; b) un panorama general de la distribución en pisos altitudinales de las formas del paisaje natural; c) evidencias de los procesos glaciales que tuvieron lugar durante el Pleistoceno superior y d) permite observar al relieve en forma sintética y ordenada.

Por su concepción, el mapa morfogenético no se vincula necesariamente con ciencias afines, pero constituye un primer paso para estudios más específicos dotados de objetivos como serían los relacionados con el ordenamiento territorial, hecho importante, considerando que de la zona de estudio forma parte del parque nacional Izta-Popo; la evaluación de amenaza geomorfológica, la cual se entiende como la probabilidad de que un fenómeno de inestabilidad (corrimientos de tierras, flujos lodosos, etc.), tenga lugar en una extensión territorial en un determinado lapso de tiempo, para o cual, la dinámica geomorfológica puede deducirse de un mapa morfogenético a detalle. Sin olvidar, que estos eventos pueden ser desencadenados por manifestaciones volcánicas del Popocatepetl, agregando los efectos secundarios que esta pueda tener en la zona estudiada.

6) El levantamiento geomorfológico es la conclusión de este estudio y motiva a definir metas más específicas, ya que la complejidad existente dentro de la ladera occidental del Iztaccíhuatl, permite no solo la realización de un trabajo de tesis, si no un punto de partida para estudios geomorfológicos más específicos como el retroceso de las masas de hielo, una datación mejor definida de los depósitos glaciales utilizando métodos modernos de fechamiento, así como detallar la geología del Iztaccíhuatl.

## BIBLIOGRAFIA:

ALVAREZ, R. Structure of basin of México City and its relations to destruction in the earthquake of 1985. In: Geotechnical and environmental geophysics, edited by Stanley H. Ward. Society of exploration geophysicists. Vol. III, p. 263 - 280. 1990.

BASHENNA, N., J. GELLERT, F. JOLY, M. KLIMASEWSKI, E. SCHOLZ y S. GILEWSKA. Proyect of the unified to the detalles geomorphological map of the world. *Folia Geographica, Ser. Geogr. Phys.* II, 1 - 40. (1968)

BLASQUEZ; L: LUIS. Bosquejo fisiográfico y vulcanológico del Eje Volcanico de México. *XX Congreso Geologico Internacional, Excusión A* - 15. p. 9 -17. (1956)

BLASQUEZ ; L: LUIS. Los glaciares de México. *Boletín* No. 61, Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. p. 93 -108. (1961).

BRECKER, C.S. Una ascención al Iztaccíhuatl. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*. Quinta Época, T III, p. 222-229. (1908)

CORDOVA, F. DE A., C. Cartografía geomorfológica en escala pequeña del occidente de la Republica Mexicana. Tesis de Licenciatura en geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México. (1988)

CORBERO, M.V; FIGUERAS, P; LLADO, C; MURGADAS, F; PEREDE, M. A; PRIM, C; ROIG, M. Trabajar mapas. Biblioteca de recursos didácticos, Alhambra, Madrid España. 149 p. (1993)

DE CSERNA, ZOLTAN, De LA FUENTE - DUCH, M., PALACIOS NIETO, M., TRIAY, L., MITRE SALAZAR, L.M., MOTA PALOMINO, R. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín 104*, Instituto de Geología, UNAM, 71 p. (1988)

DELGADO GRANADOS, H. Los glaciares del Popocatepetl: ¿huéspedes efímeros de la montaña?. *Revista de difusión*, Facultad de Ciencias, UNAM, No. 41 enero-marzo, p.24-32. 1996.

DEL VAL, J. Factores de erosión. *Revista Ciencia e Investigación*. Editada por American Cientific, Barcelona España, p. 25 - 38. (1974)

De LA VEGA, E. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, Vol.10, No. 1, p. 26 - 36. (1992)

DEMEK, J. (Editor) Manual of detailed geomorphological mapping Czechoslovak academic of sciences, Praga. 334 p. (1972)

- FARRINGTON, O. C. Observations on Popocatépetl and Iztaccíhuatl. *Field Columbian Museum Publication* 18, Geological Series, V. 1, P. 69 - 120. (1897)
- FREUDEMBERG, W. The ascent of Iztaccíhuatl from the south. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*. No.31, p. 71 - 75, México. (1911)
- FRIES, CARL, Jr. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. de Geol. *Bol.* 60, 263 p. (1960)
- FRIES, CARL, Jr. Resumen de la geología de la hoja Pachuca. Estados de Hidalgo y México. Hoja Pachuca 14 Q- c (11) Esc. 1:100 00. Inst. de Geol. UNAM, México. (1962)
- FUENTES, L. El paisaje en el piedemonte poblano de los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl. *Boletín del Instituto de Geografía*. Vol. VI, p. 97 - 116. (1975)
- GARCIA, AMARO E. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köepen. Cuarta Edición, México. (1987)
- GARCIA, R. A. Análisis geomorfológico de la delegación Cuajimalpa. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y letras, UNAM, México. (1993)
- HARLAND, W. B., HEROD, H.N., KRINSLEY, D.H. The definition and identification of tills and tillites. *Earth - Science Reviews*, 2. P. 225 - 256. (1966)
- HEINE, K. Variaciones mas importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. en: *Comunicaciones: proyecto Puebla - Tlaxcala* 7. p. 51 - 58. Fundación Alemana para la investigación científica, Puebla. (1973)
- HEINE, K. Mesoförmern der periglacialstufe der semihumiden rand tropen dargestellt an beispilen der cordillera neovolcanica, Mexiko. *Abh. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch physikalische klasse*, Series III. No. 35, p. 403 - 424. (1983).
- HEINE, K. Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften - 6 . Jahrg.* 1988 - Nr. 7. (1988)
- JOLY, F. La cartografía. Editorial Ariel, Barcelona, 277 p. (1979).
- KLIMASZEWSKI, M. Detailed geomorphological maps. *Revista ITC Journal* 1982 - 3. (1982)
- KNEIB, W., MIEHLICH, G., ZOETTL, W. Clasificación regional de los suelos de la sierra Nevada, México. *Comunicaciones* 7, Fundación para la investigación científica. Proyecto Puebla - Tlaxcala. (1973).
- KRUMBEIN, W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of sedimentary petrology*, 11 pp. 64 - 72. (1941).

**FALTA PAGINA**

**No.**

174 a 176

- LAUER, W, Tipos ecologicos del clima en la vertiente oriental de la meseta Mexicana. *Comunicaciones*. Proyecto Puebla - Tlaxcala, 15 Puebla, p. 235 - 244. (1978)
- LIDDICOAT, J.C., COE, R. S. Paleomagnetismo en sedimentos del cuaternario en la cuenca de México. En: Tlapacoya; 35 000 años de historia del Lago de Chalco; José Luis Lorenzo, Lorena Mirambell, coordinadores. Colección Científica, INAH.
- LOPEZ BLANCO, J. Imágenes de video en evaluaciones del terreno. *Boletín Selper*, México, 24, p. 5 - 27. (1994).
- LORENZO, J.L. Informe que rinde a la sección de glaciología del comite Nacional de México para el año Geofísico Internacional, México. p. 7 - 29. (1964)
- LORENZO, J.L. Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. Departamento de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 45 p. (1969)
- LUGO, H.J. Geomorfología del sur de la Cuenca de México. *Serie Varia*, T.1, numero 8, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. 98 p. (1984)
- Lugo, H. J. Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartograficos). Instituto de Geografía, UNAM, México. 109 p. (1988).
- LUGO, H. J.; J. J. ZAMORANO, G. GALLEGOS. Deslizamientos de tierras activo en Metztitlán, Hgo. *Geofísica Internacional*, 32 (1), p. 153 - 166. (1993).
- LUGO, H. J., A. L. MARTIN del POZO, L. VAZQUEZ SELEM. Estudio geomerfológico del complejo volcánico de Colima. *Geofísica Internacional*, 32 (4), p. 633 - 642, México, (1994)
- MARTINEZ De PISON, E. El relieve de la Tierra. Colección Salvat, temas clave Aula Abierta, Salvat. Baarcelona España. 64 P. (1982)
- MOOSER, F. Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México. *Internat. Geol. Cong. 20th*, México, en guia de la excursión c - 9, 154 p. (1956).
- MOOSER, F. Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México. *Internat. Geol. Cong. 20th*, México, D.F. in: tomo 2 de vulcanología del Cenozoico, secc.1, p.337-348. (1957).
- MOOSER, F. Historia tectónica de la cuenca de México. *Boletín Assoc. Mex. Geol. Petrol.*, No. 15, p.239 - 245. (1963):
- MOOSER, F., NAIRN, A., NEGENDANK, J. Paleomagnetic investigations of the tertiary and Quaternary igneous rock. *Geol.Rundschau*, No.63, p.451 - 48. (1974).

MOOSER, F. Historia geológica de la cuenca de México. En: Memorias de las obras del drenaje profundo. *Depto. del Distrito Federal, México.*, P. 9 - 30. (1975).

MOOSER, F. Geología de la Cuenca de México. en: *Atlas de la Ciudad de México.* Depto. del Distrito Federal, México, p.23 - 26 (1981)

NAKAMURA, K. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res. (Holanda)* 2, P. 1 - 6. (1977).

NIXON, G.T., DEMANT, A., ARMSTRONG, R.L., HARAKAL, J.E. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution on the trans-mexican volcanic belt. *Geof.Int.*, Vol. 26 -1. p.109 -158. (1987).

NIXON, G.T. The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Special Paper No.19*, The Geological Society of America.33. (1989).

ORDOÑEZ, E. Notas acerca de los ventisqueros del Iztaccihuatl. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, No. 8. p. 31 - 42. (1894).

ORDOÑEZ, E. Las rocas eruptivas del suroeste de la cuenca de México. Instituto Geológico de México, *Boletín* 2, 46 P. (1895).

PALACIO PRIETO, J.L. El croquis geomorfológico: una alternativa en geomorfología aplicada. Instituto de Geografía, UNAM, México, 24 p. (1982)

PALACIO PRIETO J.L., J. LOPEZ BLANCO. Using video imagery for gully evaluation. *Zeitschrift für Geomorphology*, 38 (1). p. 33 - 43. (1994).

PAREDES, T. La circulación de las aguas subterráneas en la falda occidental del Iztaccihuatl. *Anales del Instituto Geológico de México*, Tomo II, No.1, 2 y 3, p.18 - 37. (1921).

PEREZ, L. F. Debris Transport over a snows surface: a field experiment. *Revue de Geomorphologie Dynamique*, XXXVIII, No. 1, p. 81 - 101. (1988).

ROBLES RAMOS, R. Algunas ideas sobre glaciología y morfología del Iztaccihuatl. *Revista Geografica*, Tomo 4, No.10 - 12, p. 65 - 98. (1944).

SCHALAEPFER, C. Hoja México 14 Q - h (5), con resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México. (1968).

SPIRIDONOV, A. I. Principios de la metodología de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico. La Habana, Ministerio de educación superior. 3 Tomos. Cuba. (1981).



- STEELE, W. K. Paleomagnetic directions from the Iztaccihuatl volcano, Mexico. *Earth and planetary science letters*, 11. North - Holland Publishing. p. 211 - 218. (1971).
- STEELE, W. K. Paleomagnetic constraints on the volcanic history of Iztaccihuatl. *Geophys. International*. Vol. 24 - 1, p. 159 - 167. (1985).
- TRICART, J. Aplicaciones de la geomorfología en las obras de ingeniería y especialmente en los estudios agrologicos. En: temas fisiográficos de la Unión Geográfica Internacional, Editado por la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, Tomo III, p. 3 - 10. (1966).
- TRICART, J., KILLIAN, J. La ecogeografía y la ordenación del medio natural. Editorial Anagrama, Barcelona, 288 p. (1982).
- VAZQUEZ, S.E., JAIMES, P.R. Geología de la Cuenca de México. *Revista Geofísica Internacional*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Vol. 28, Num. 2, p. 133 - 190. (1989).
- VAZQUEZ SELEM, L. Geomorfología glacial y periglacial del Volcán Teyotl. Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, División de estudios de posgrado, Colegio de Geografía, México. (1989).
- VAZQUEZ SELEM, L. Cambios climáticos recientes en el centro de México: evidencias geomorfológicas en el volcán Teyotl, Sierra Nevada. En: *memoria del XII Congreso Nacional de Geografía*. Tomo I, Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. 19 - 24 de Marzo de 1990, Tepic, Nay. (1990).
- VAZQUEZ SELEM, L. Glaciaciones del cuaternario tardío en el Volcán Teyotl, Sierra Nevada. *Investigaciones Geográficas, Boletín de Instituto de Geografía*, Num. 22, p. 25 - 42. (1991).
- VAZQUEZ SELEM, L. Modelling gully distribution on volcanic terrains in the Huasca area, central México. *ITC Journal*, 3 - 1994, p. 238 - 251.
- WHITE, S. E. Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico. *Journal Geology* 64 (3). p. 289 - 295. Chicago. (1956).
- WHITE, S. E. Late Pleistocene Glacial Sequence For The West Side Of Iztaccihuatl, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 73. P. 935 - 958, Baltimore. (1962 a).
- WHITE, S. E. El Iztaccihuatl: acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. *Serie investigaciones* 6, INAH, México. (1962 b).
- WHITE, S. E. Equilibrium line altitudes of late pleistocene and recent glaciers in central Mexico. *Geografiska Annaler*. 63 a, 3 - 4, P. 241 - 249. (1981).

WHITE, S. E. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. En: Quaternary glaciations in the northern hemisphere. V. Sibrava, D. Q. Bowen y G. M. Richmond (Eds.) Oxford, Pergamond Press. Quaternary Science Reviews, Vol. 5, No. 1 - 4, P. 201 - 205. (1987).

WHITE, S. E.; ORTEGA RAMIREZ, J.; REYES CORTES, M.; VALASTRO SALVATORE Jr. El Ajusco: geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y la de las montañas Rocallosas. *Serie Arqueología*, INAH, 77 p. México. (1990).

WHITTOW, S. The penguin dictionary of physical geography. Penguin Books. Great Britain. 591 p. (1984).

ZAMORANO, J. J. Análisis ingeniero - geomorfológico de la cuenca de México. Tesis doctoral. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS. 1990 (en ruso).

#### Material cartográfico:


Gobierno del Estado de México, Secretaría de Planeación. Hoja 71, topográfica Municipios de Tlalmanalco-Amecameca. escala 1:20 000.

Gobierno del Estado de México, Secretaría de Planeación. Hoja 72, topográfica, Municipios de Amecameca y Tlalmanalco, escala 1:20 000.

Secretaría de Programación y Presupuesto, Edafológica, E14-B41 Amecameca y E14-B42 Huejotzingo, escala 1:50 000, editada en 1983.

Secretaría de Programación y Presupuesto, Uso de suelo y vegetación, E14-B41 Amecameca y E14-B42 Huejotzingo, escala 1:50 000, editada en 1983.

Geological Society of America, Special Paper 219, The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of México, by Graham T. Nixon, 1989.



FACULTAD DE CIENCIAS Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFIA

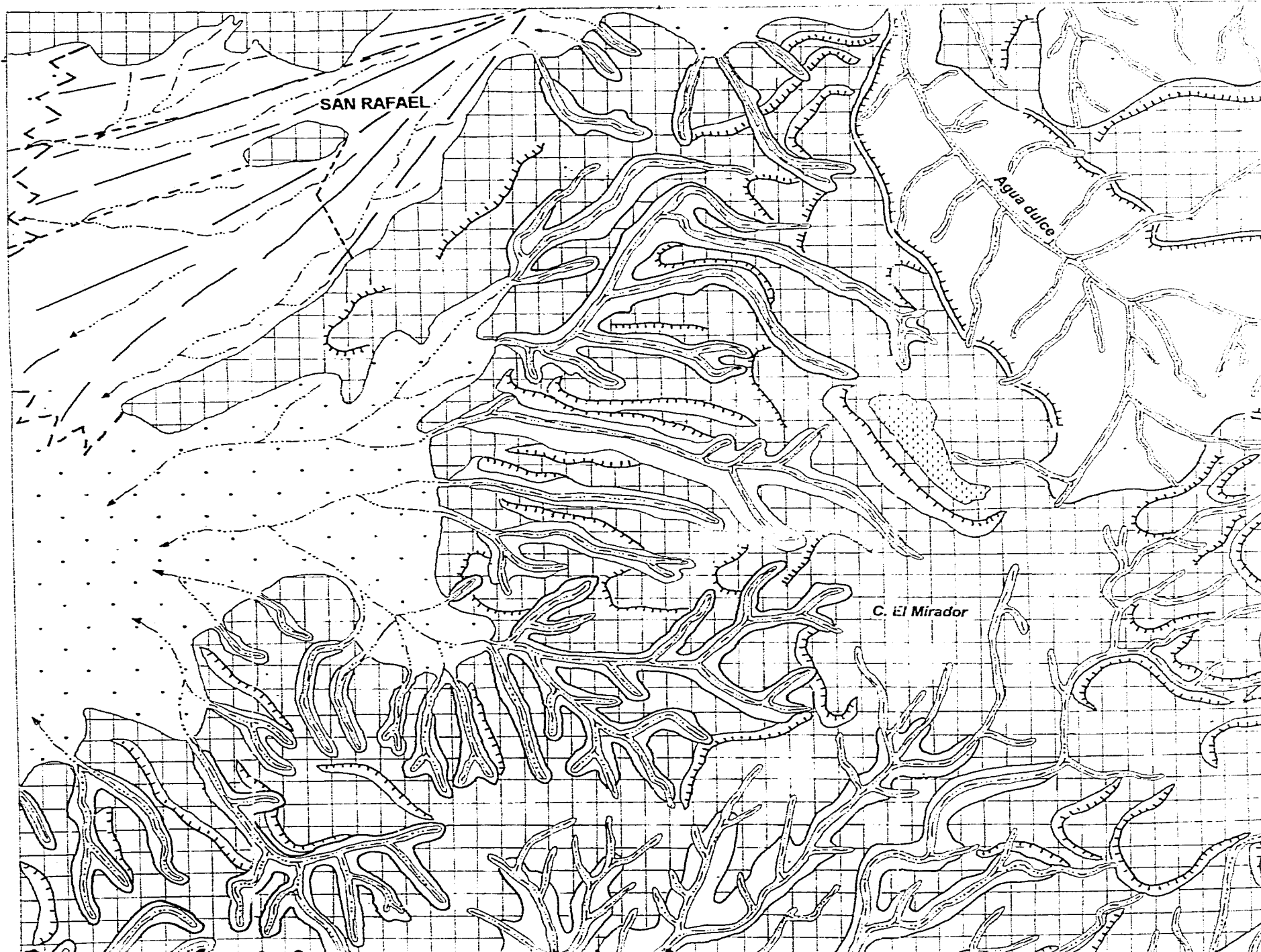
19° 12' 30"

98° 45'

SAN RAFAEL

Agua dulce

C. El Mirador

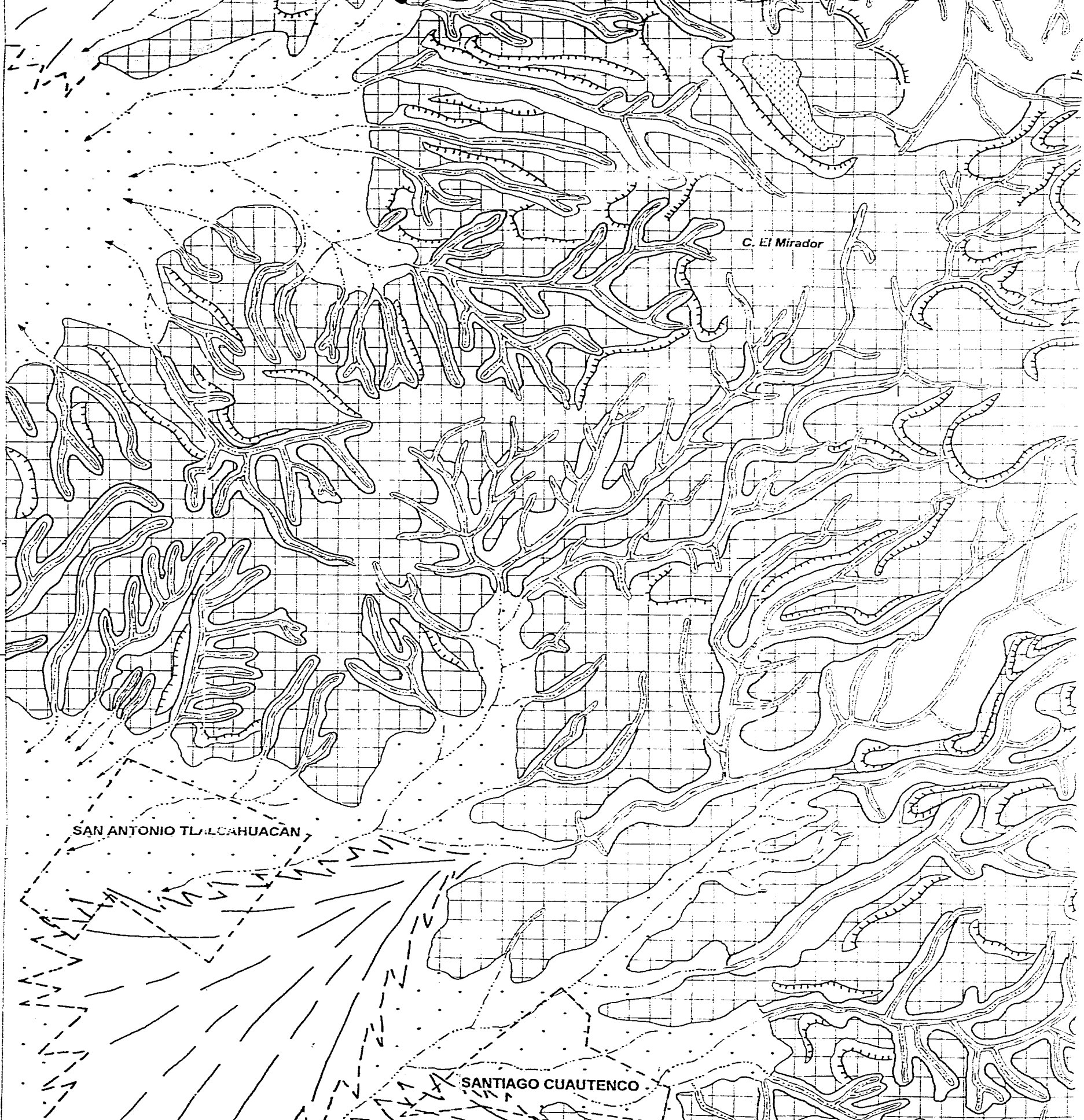


19° 10'

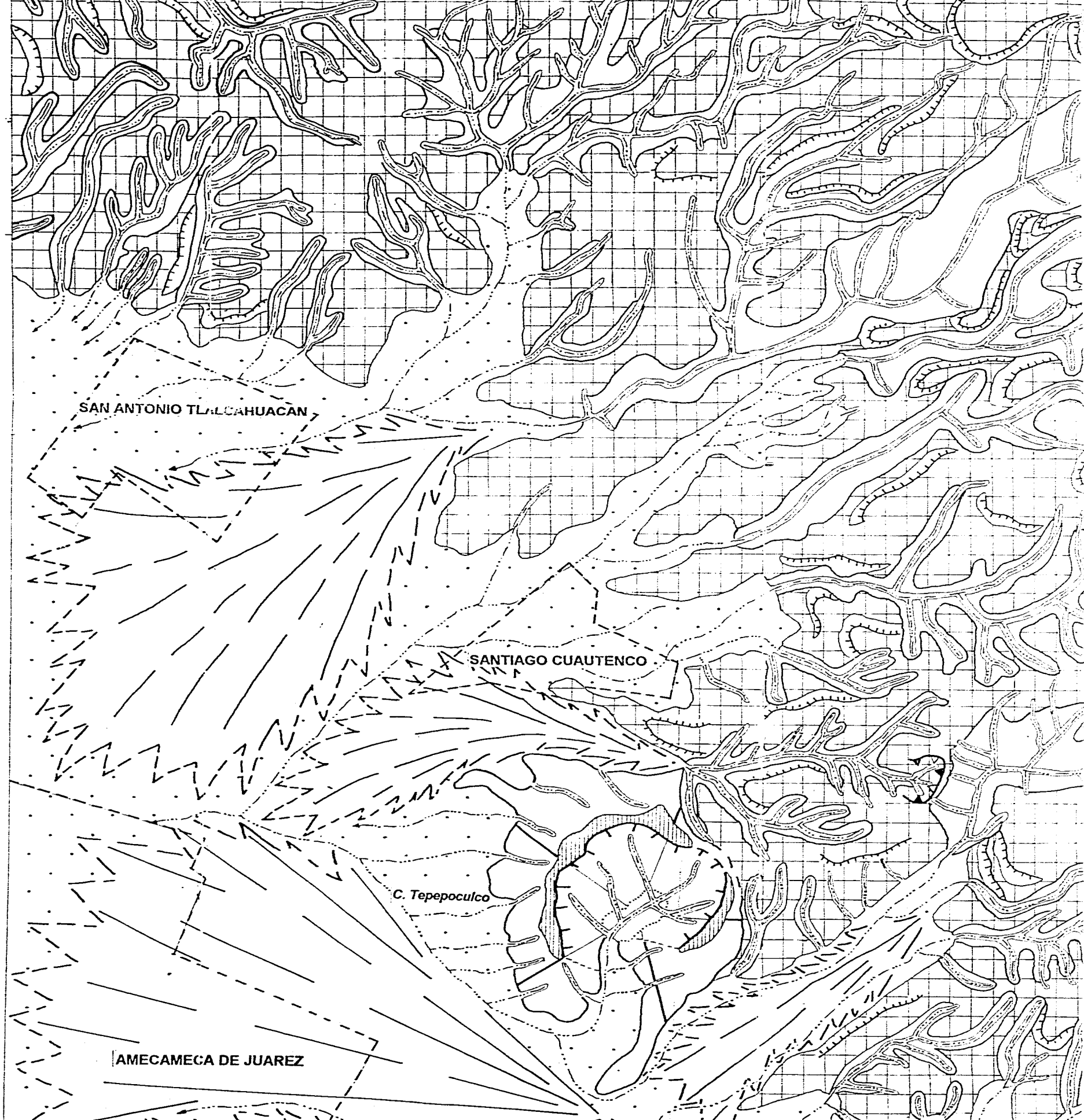
SAN ANTONIO TLALCAHUACAN

SANTIAGO CUAUTENCO

C. El Mirador



19° 10'



SAN ANTONIO TLALCAHUACAN

SANTIAGO CUAUTENCO

C. Tepepoculco

AMECAMECA DE JUAREZ

19° 10'

SAN ANTONIO TLILCAHUACAN

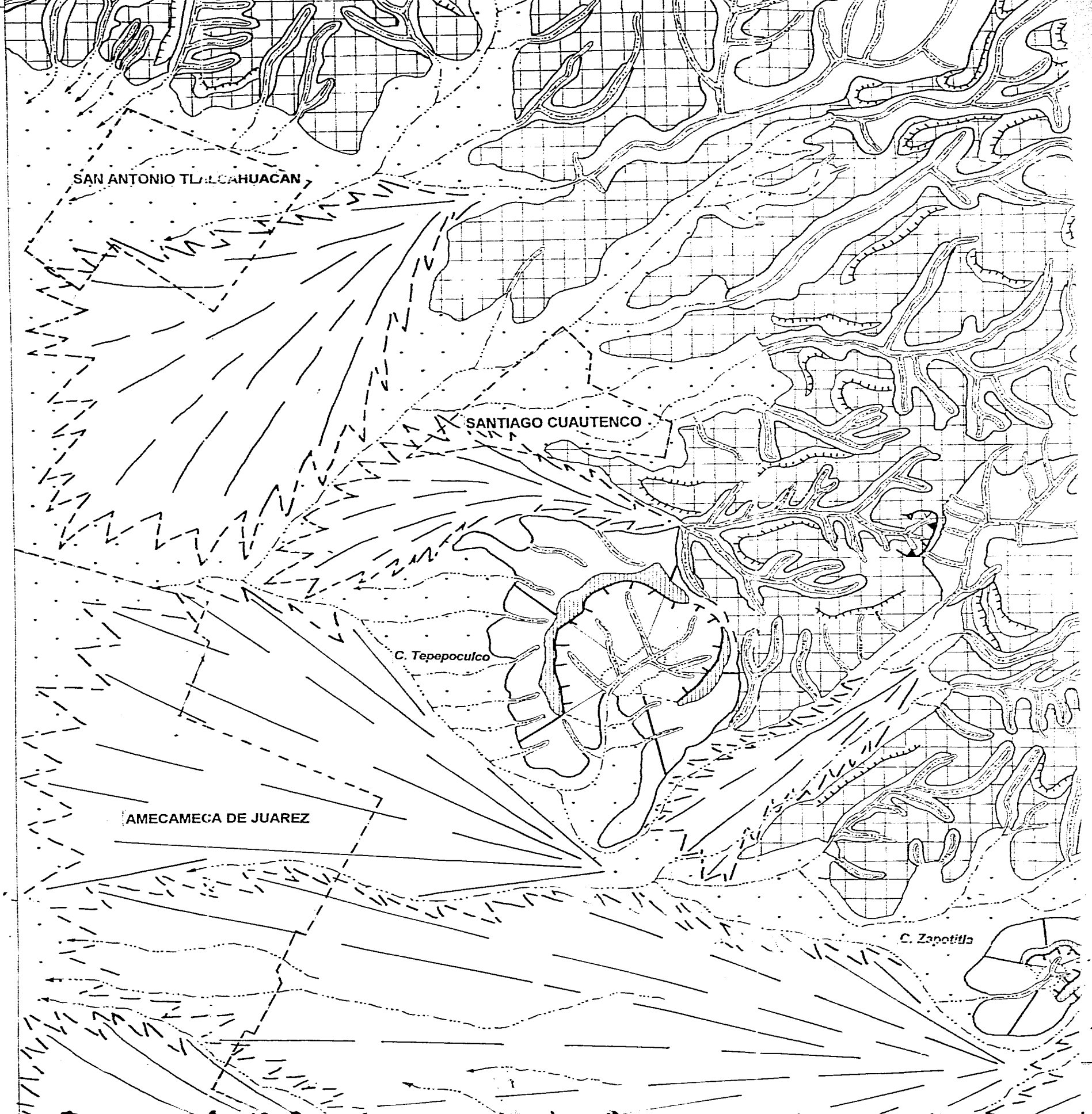
SANTIAGO CUAUTENCO

C. Tepepoculco

AMECAMECA DE JUAREZ

19° 07' 30"

C. Zapotilla



SAN ANTONIO TLALCAHUACAN

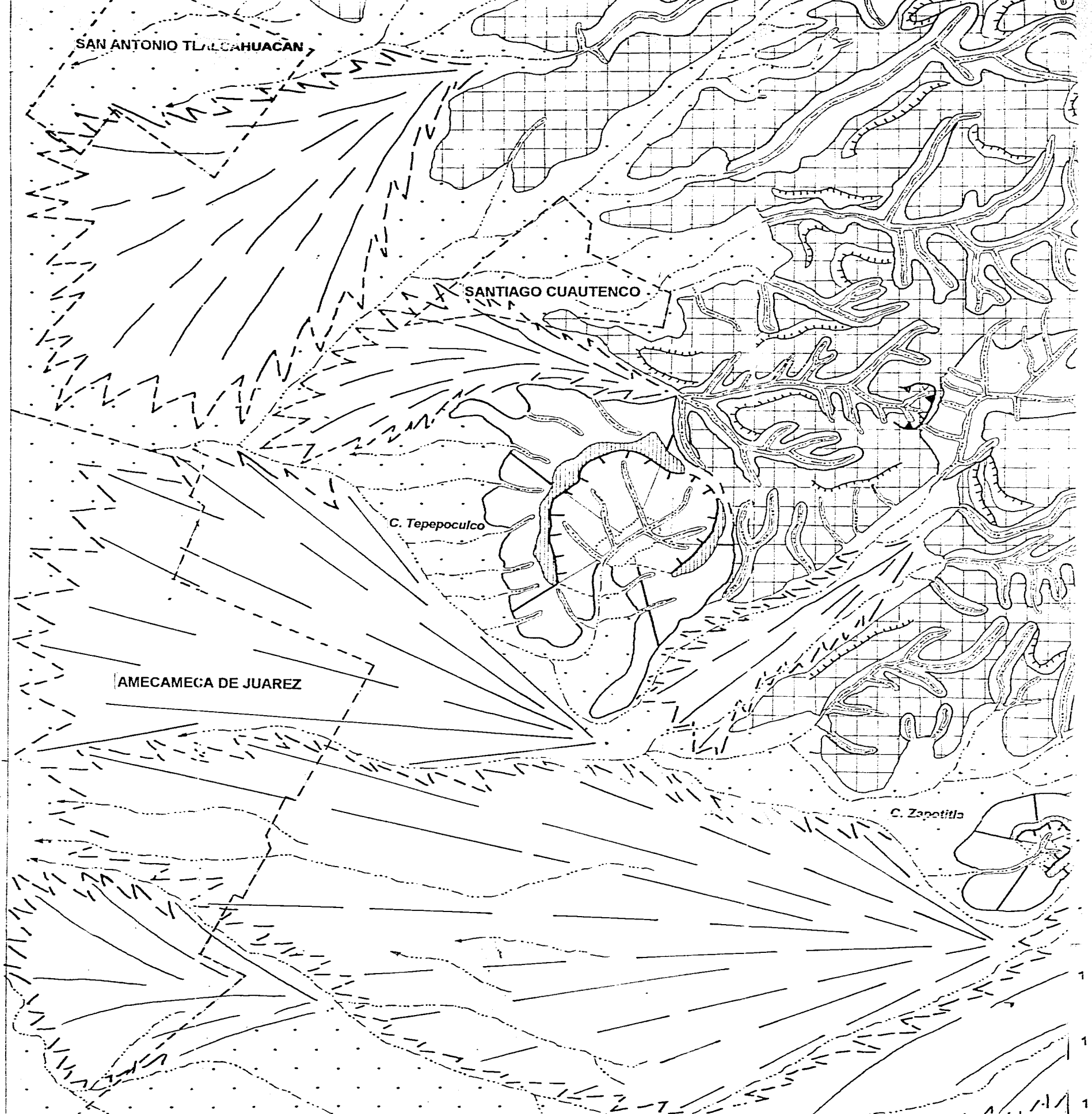
SANTIAGO CUAUTENCO

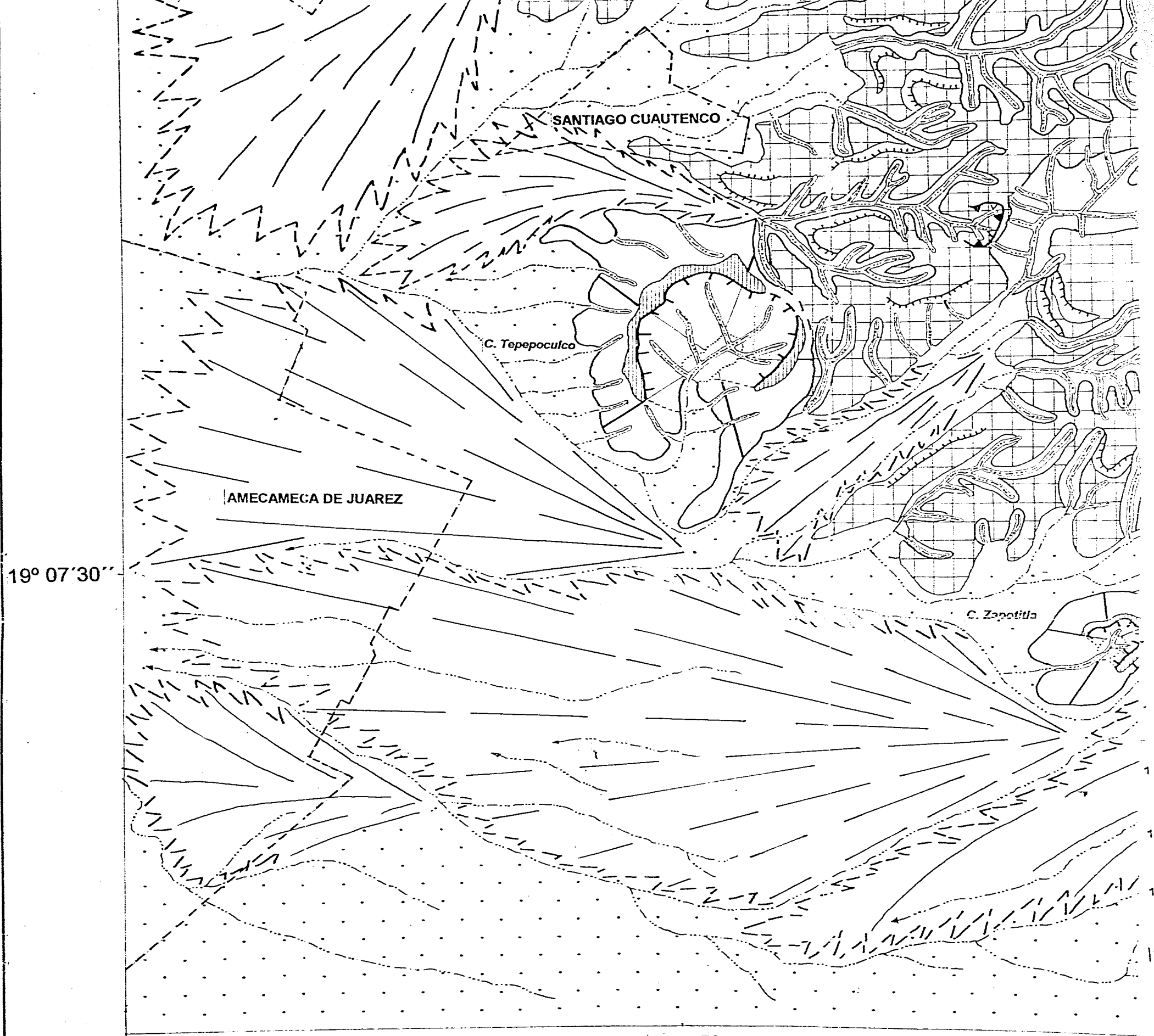
C. Tepepoculco

AMECAMECA DE JUAREZ

C. Zapotilla

19° 07' 30"





SANTIAGO CUAUTENCO

AMECAMECA DE JUAREZ

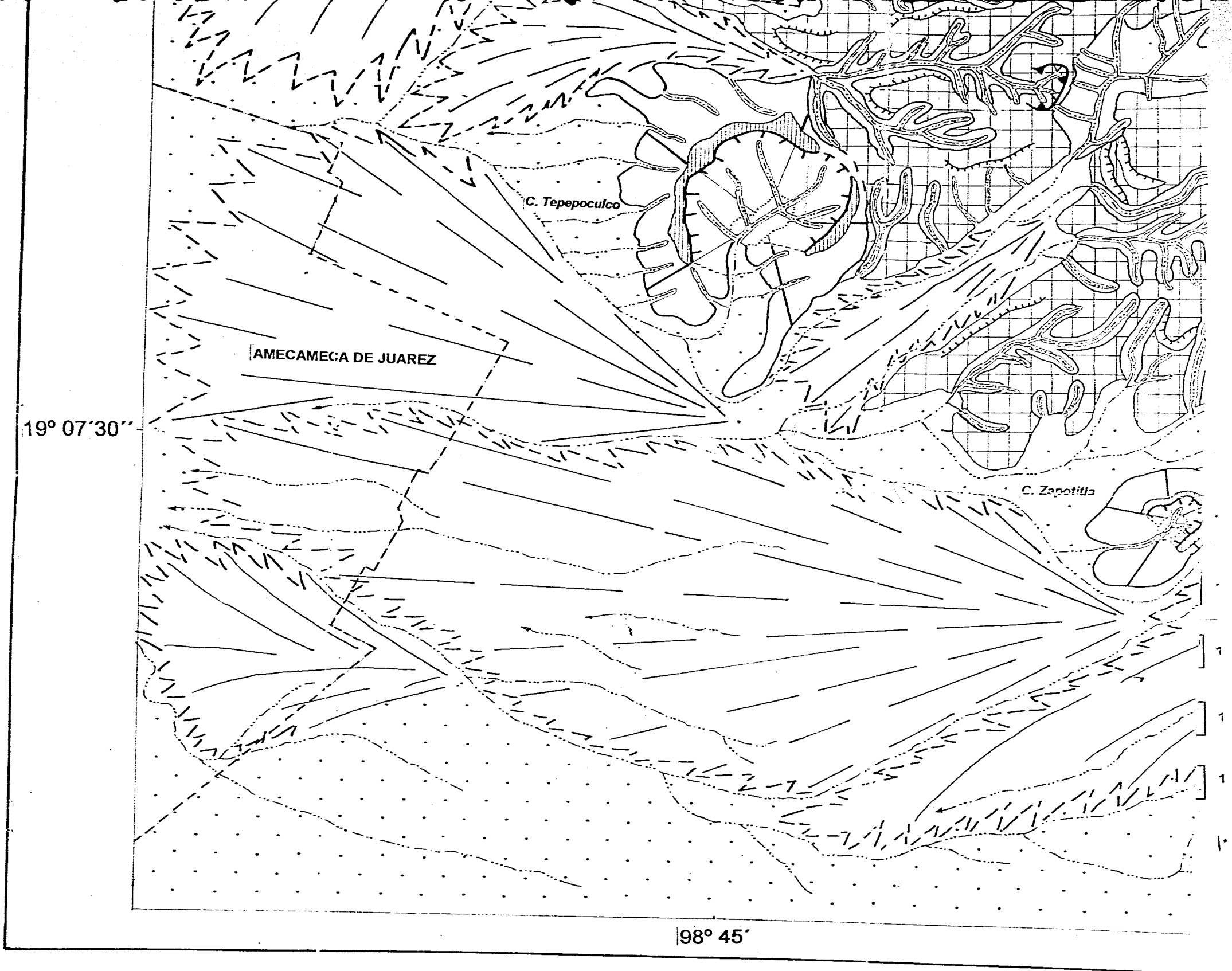
C. Tepepoculco

C. Zapotilla

19° 07' 30''

98° 45'





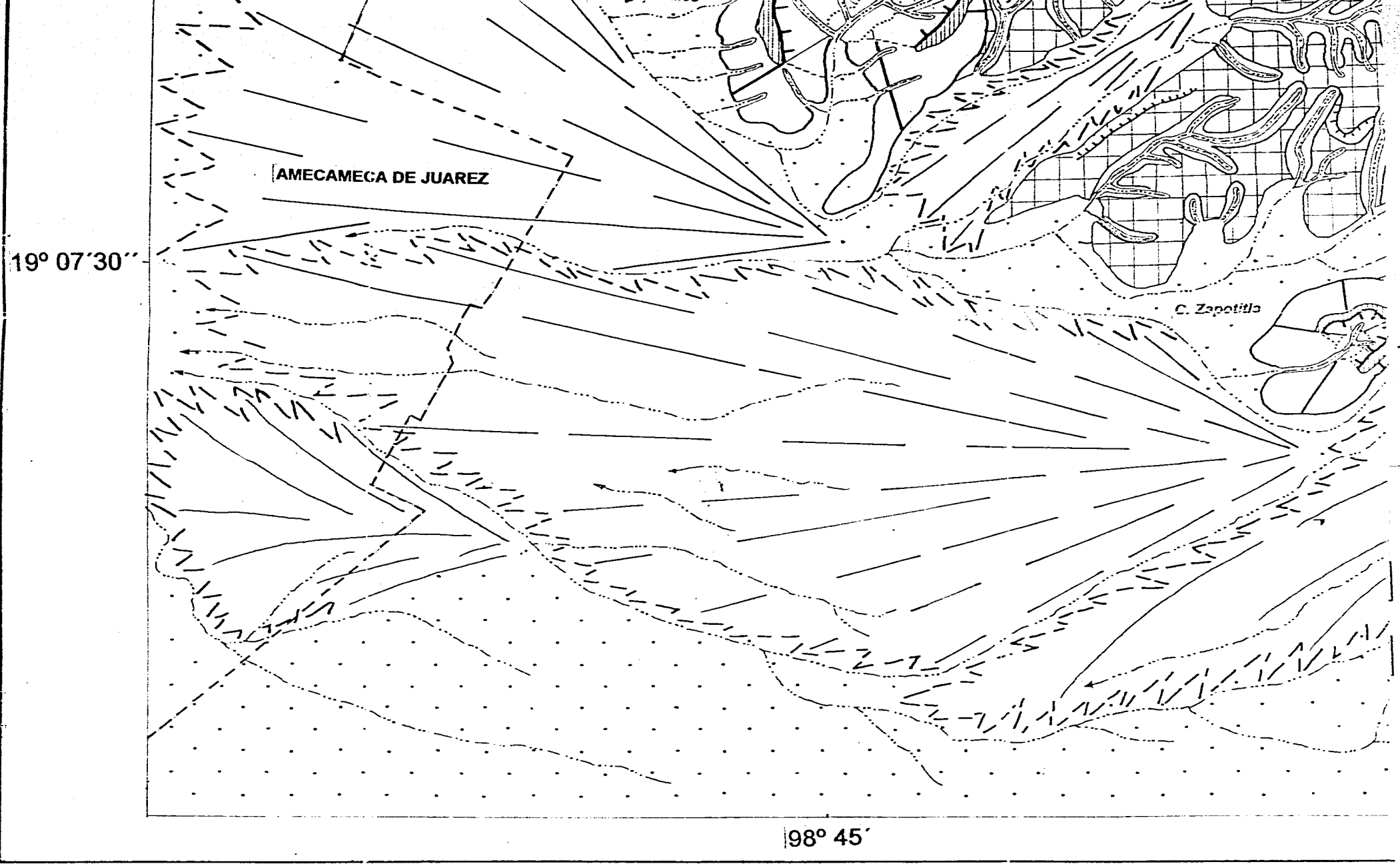
C. Tepepoculco

AMECAMECA DE JUAREZ

19° 07' 30"

C. Zapotitla

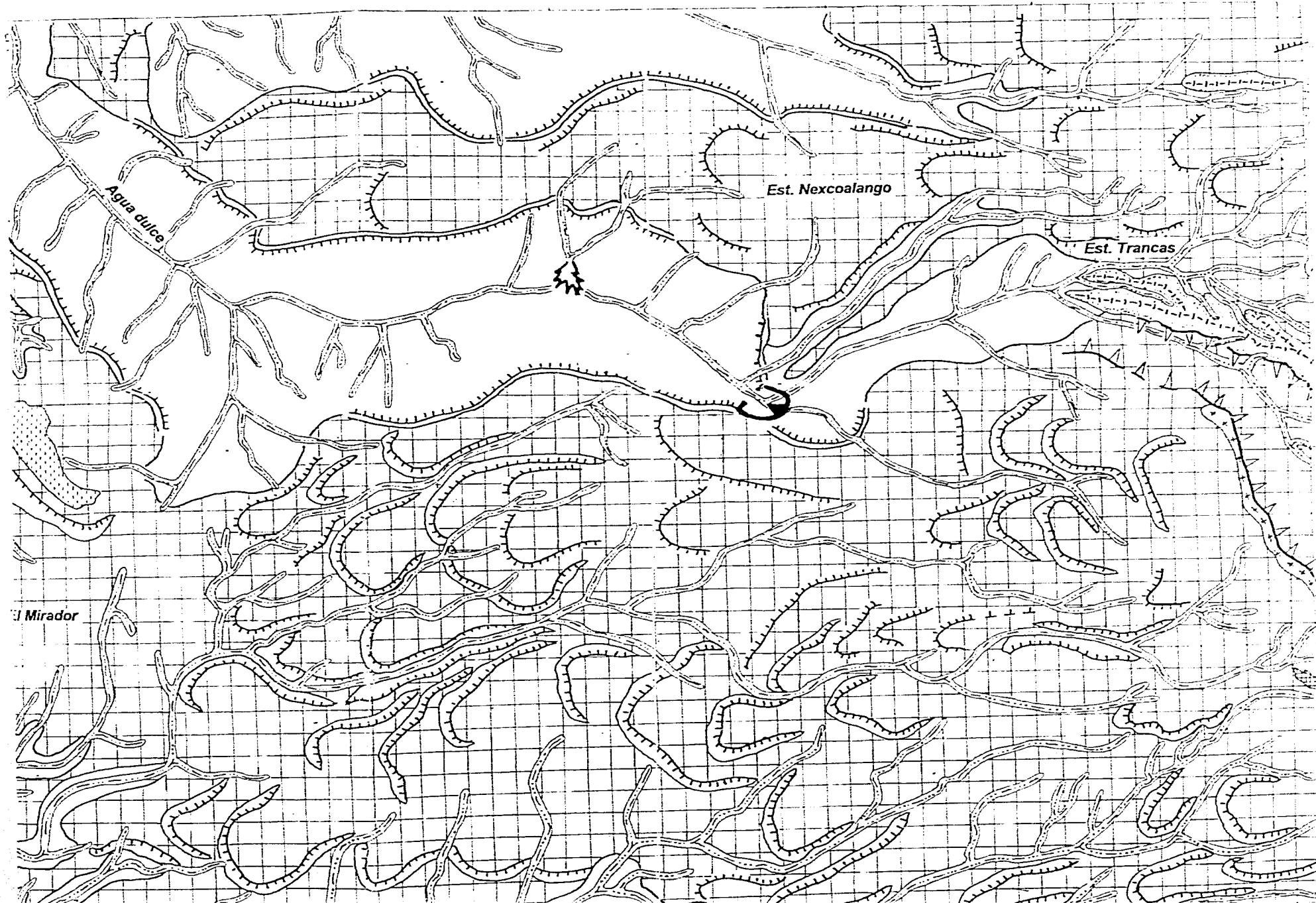
98° 45'



nta  
esc

# MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA VER DEL VOLCÁN IZTACCÍHL

98° 42' 30"

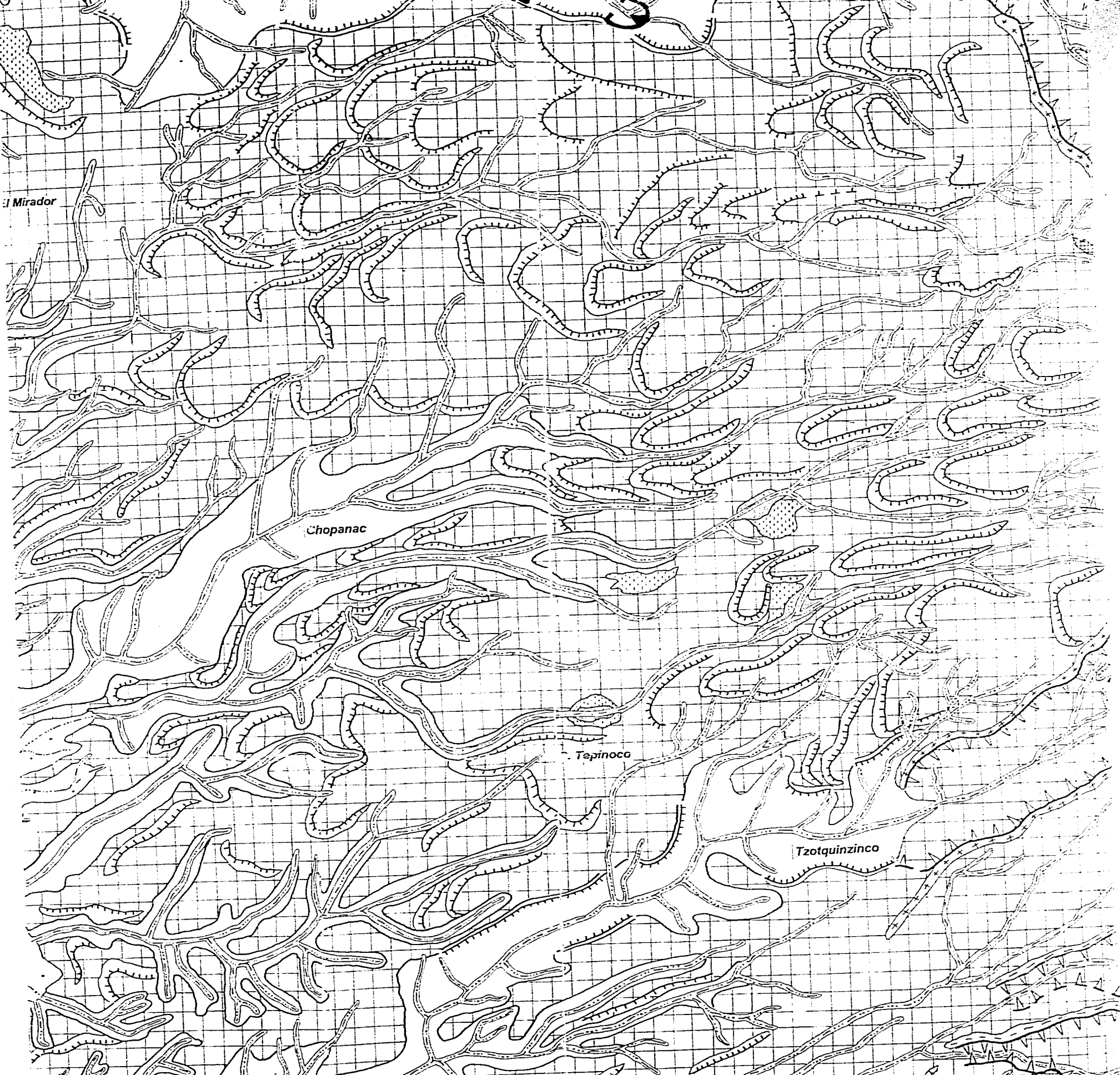


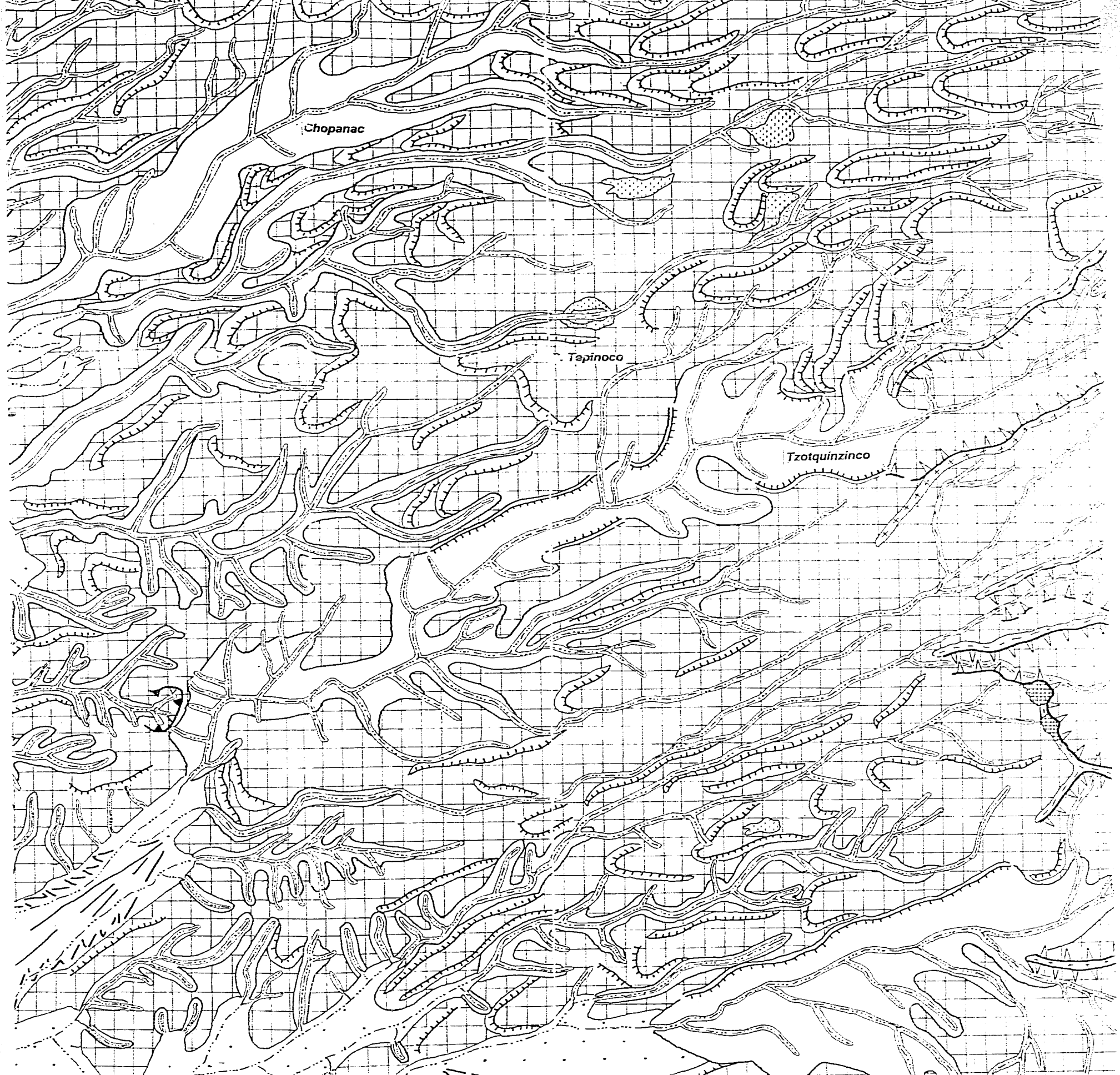
El Mirador

Chopanac

Tepinoco

Tzotquinzinco

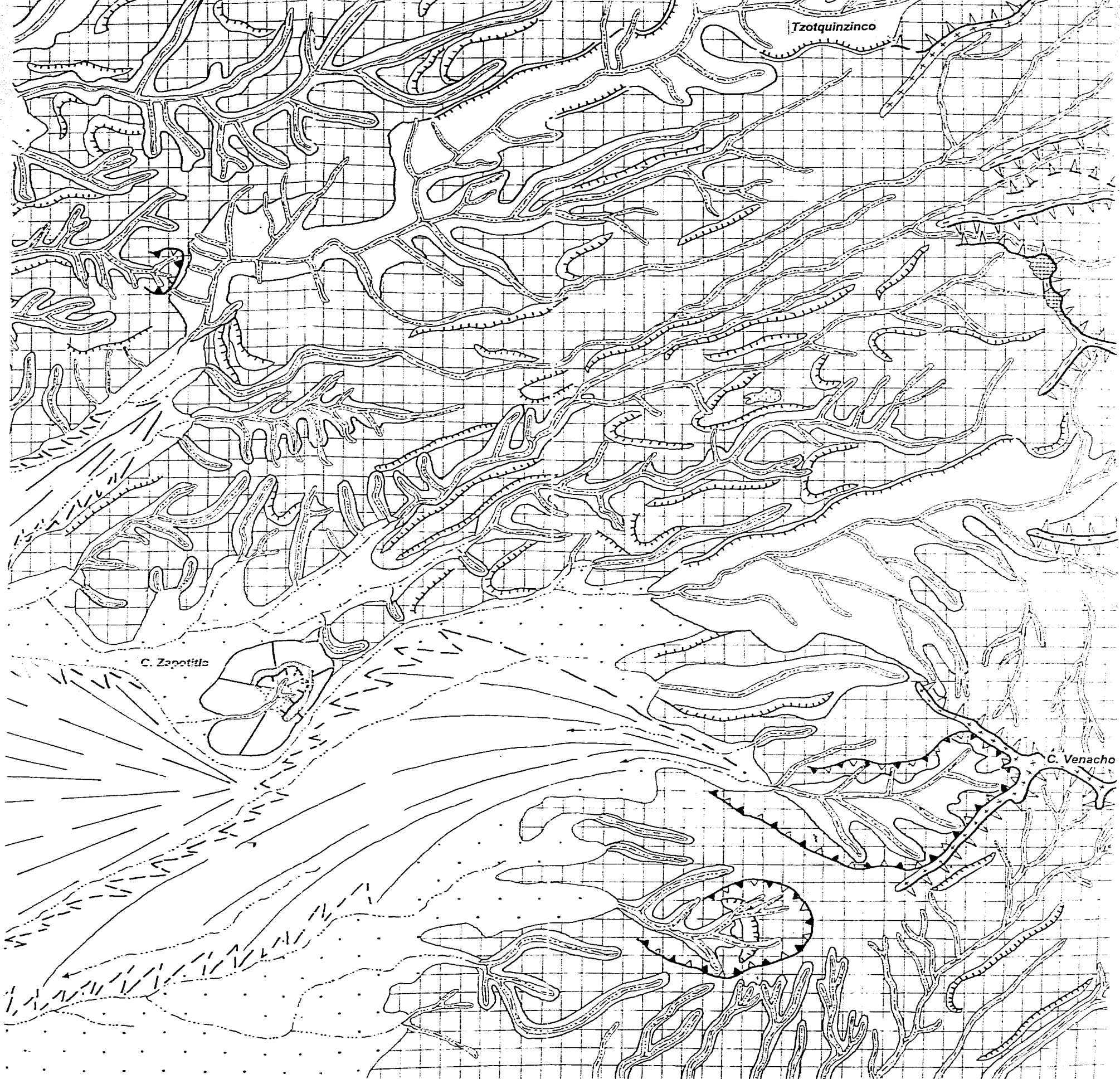




Chopanac

Tapinoco

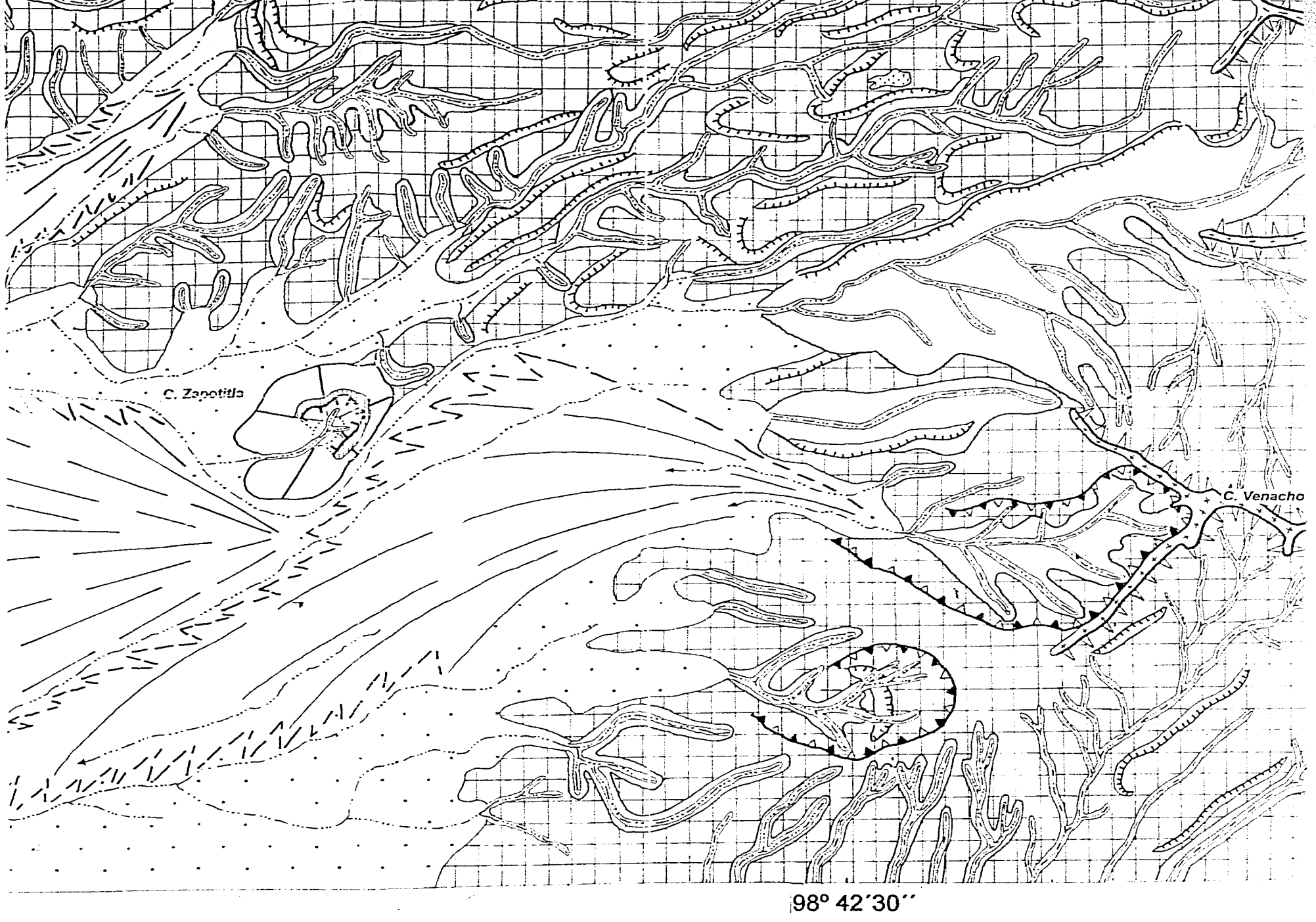
Tzotquinzinco



Tzotquinzinco

C. Zapotilla

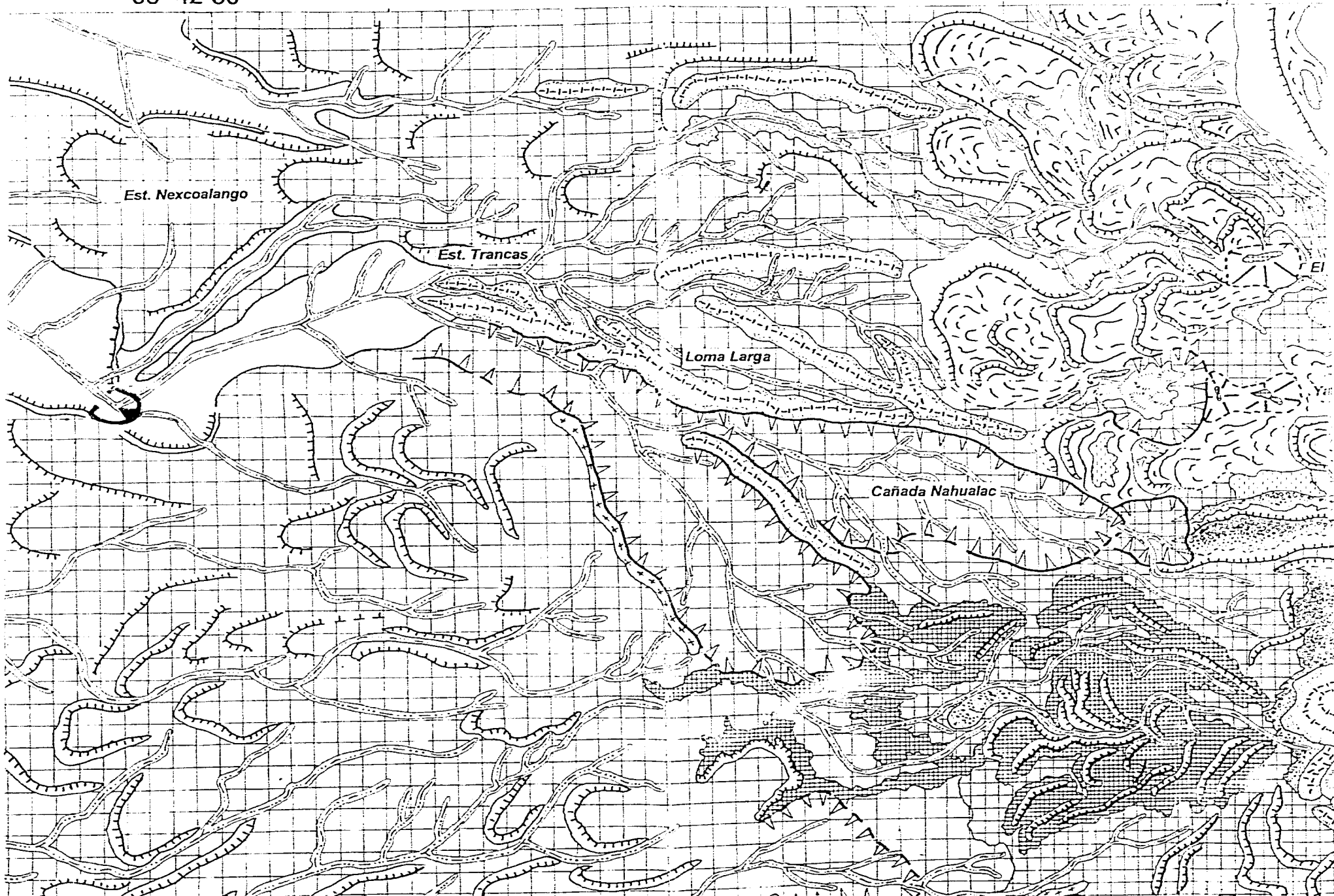
C. Venacho



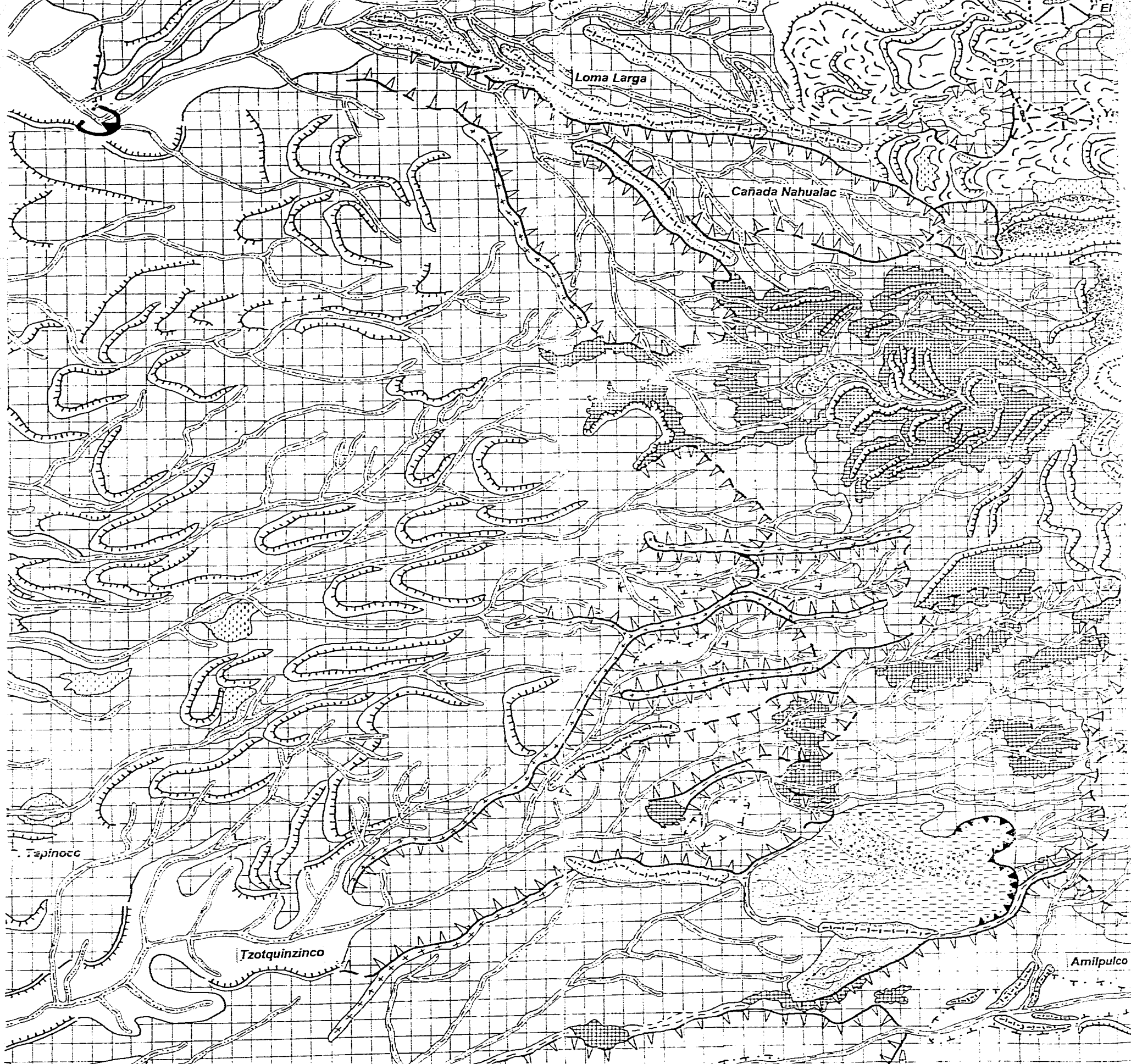
# MORFOLÓGICO DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL DEL VOLCÁN IZTACCÍHUATL

98° 42' 30"

98° 40'







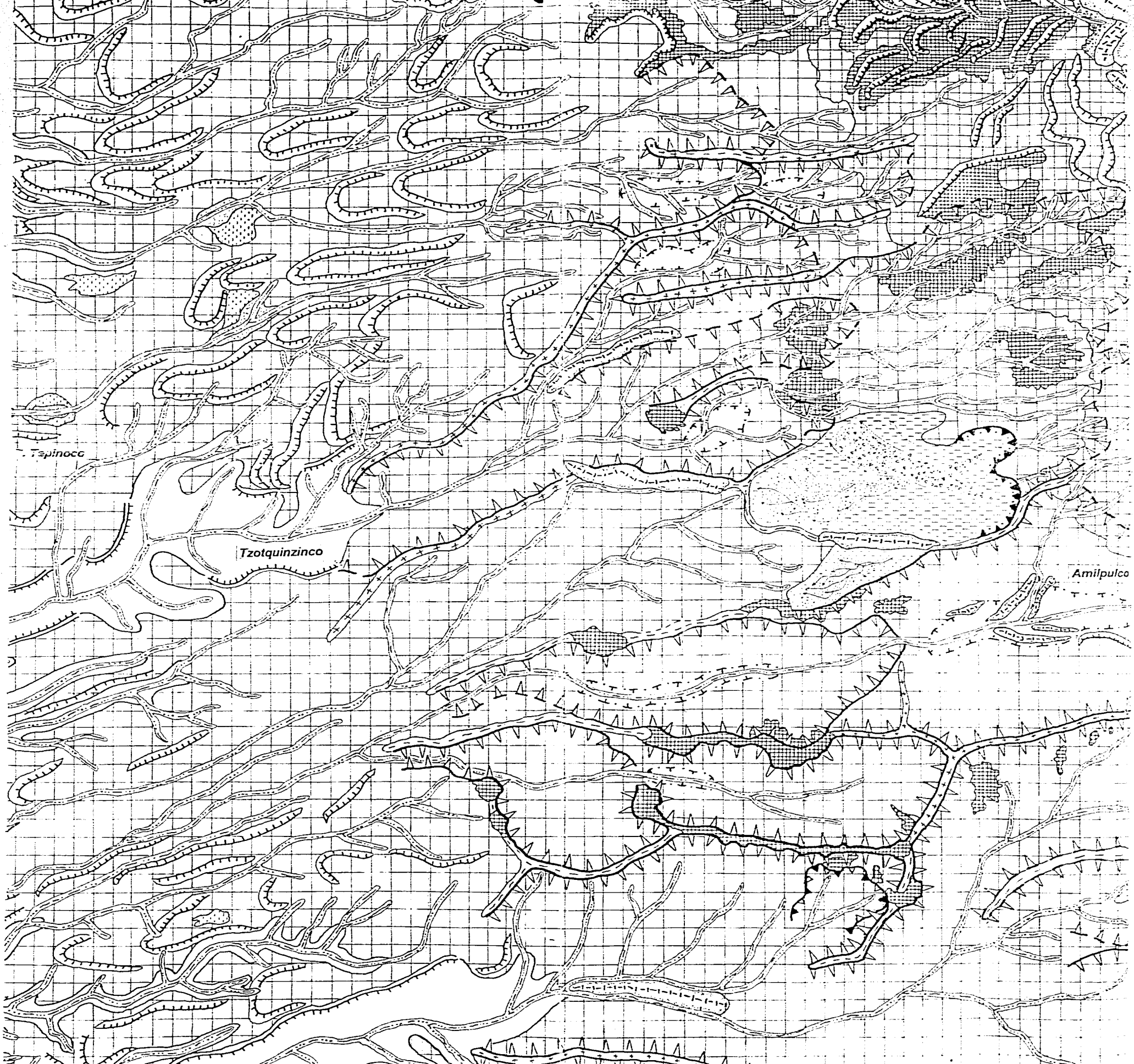
Loma Larga

Cañada Nahualac

Tapinoco

Tzotquinzinco

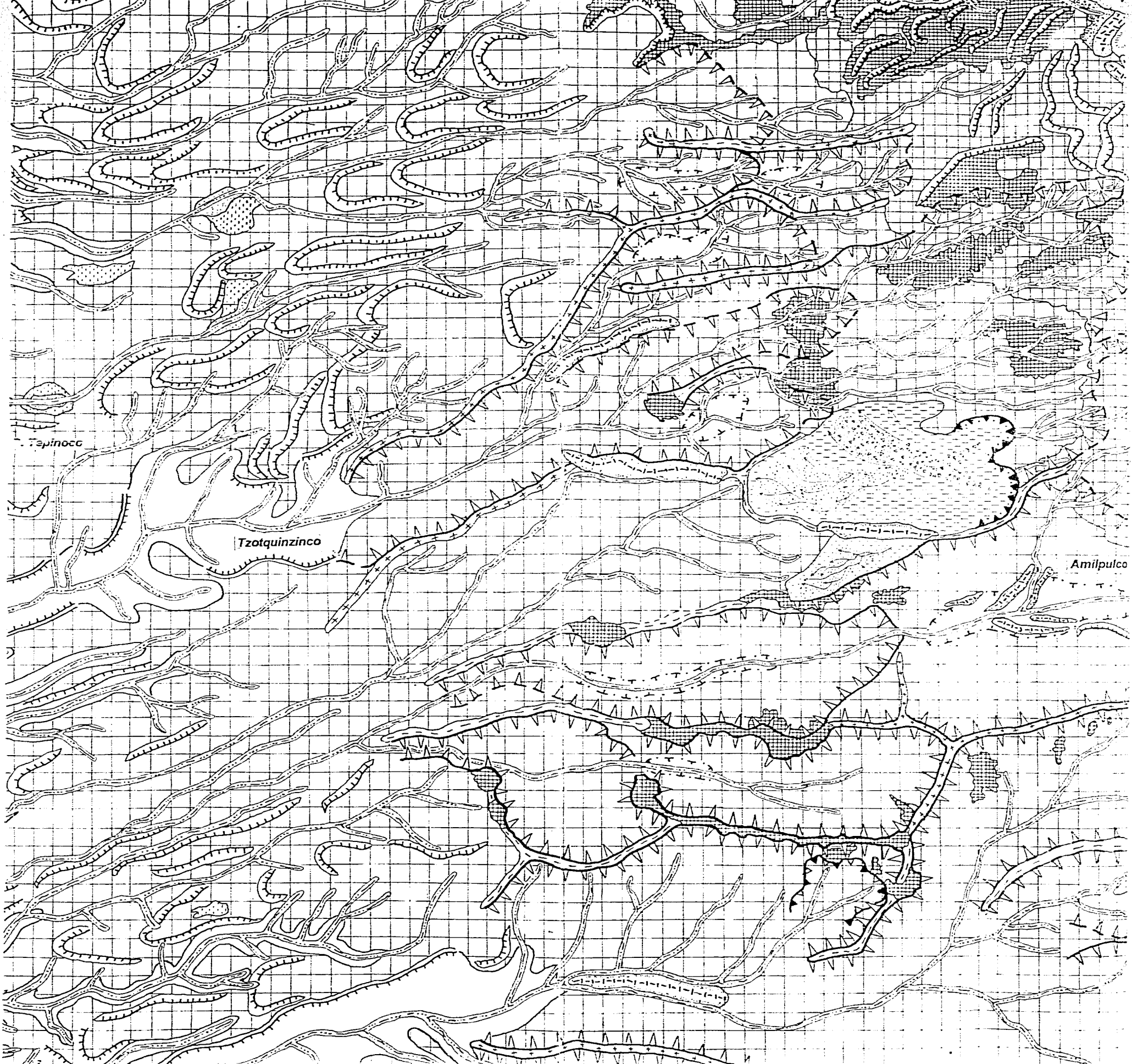
Amilpulco



Tepinoco

Tzotquinzinco

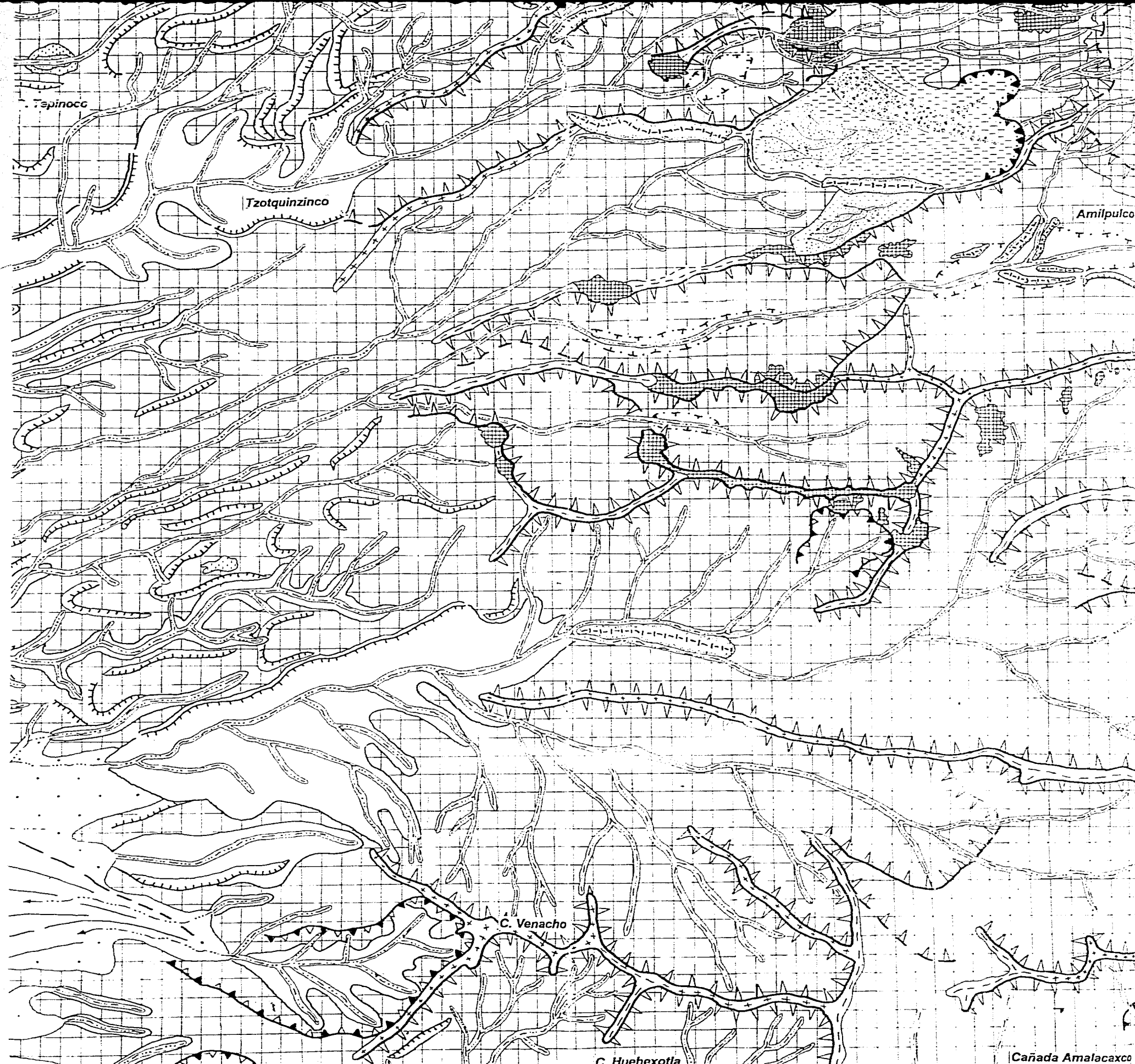
Amilpulco



Tepinoco

Tzotquinzinco

Amilpulco



Spinoco

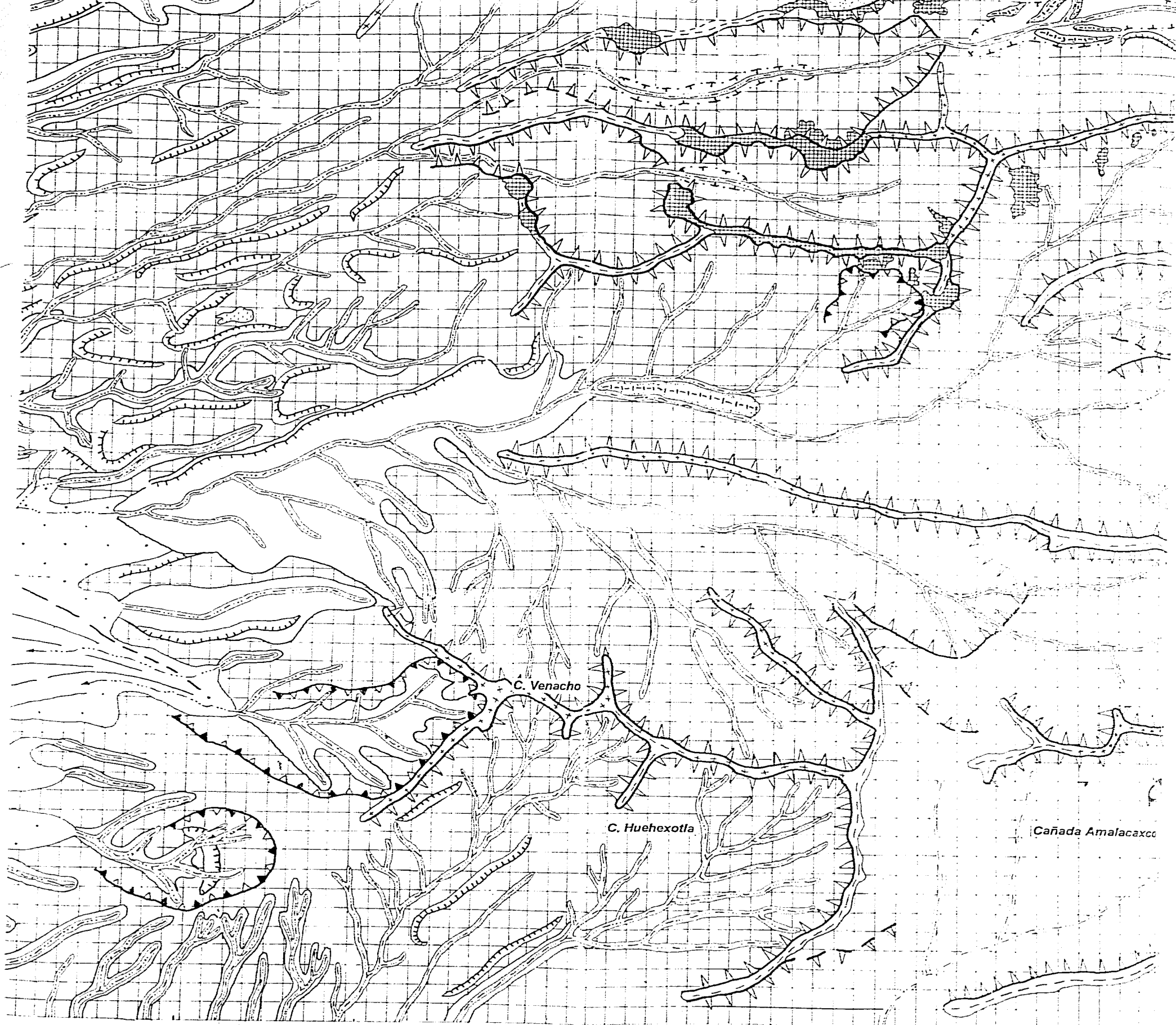
Tzotquinzinco

Amilpulco

C. Venacho

C. Huehexotla

Cañada Amalacaxco



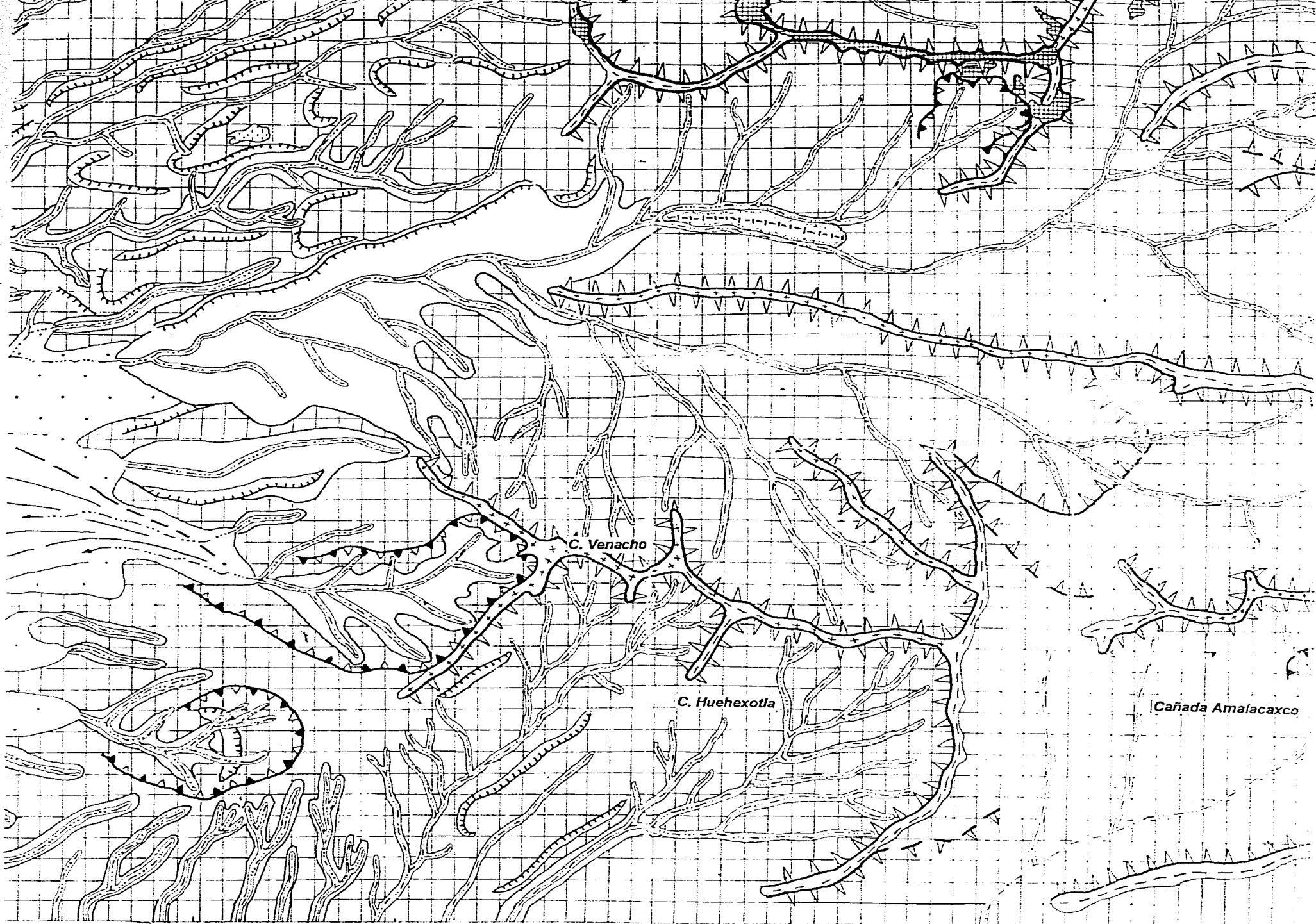
C. Venacho

C. Huehexotla

Cañada Amalacaxco

98° 42' 30"

98° 40'

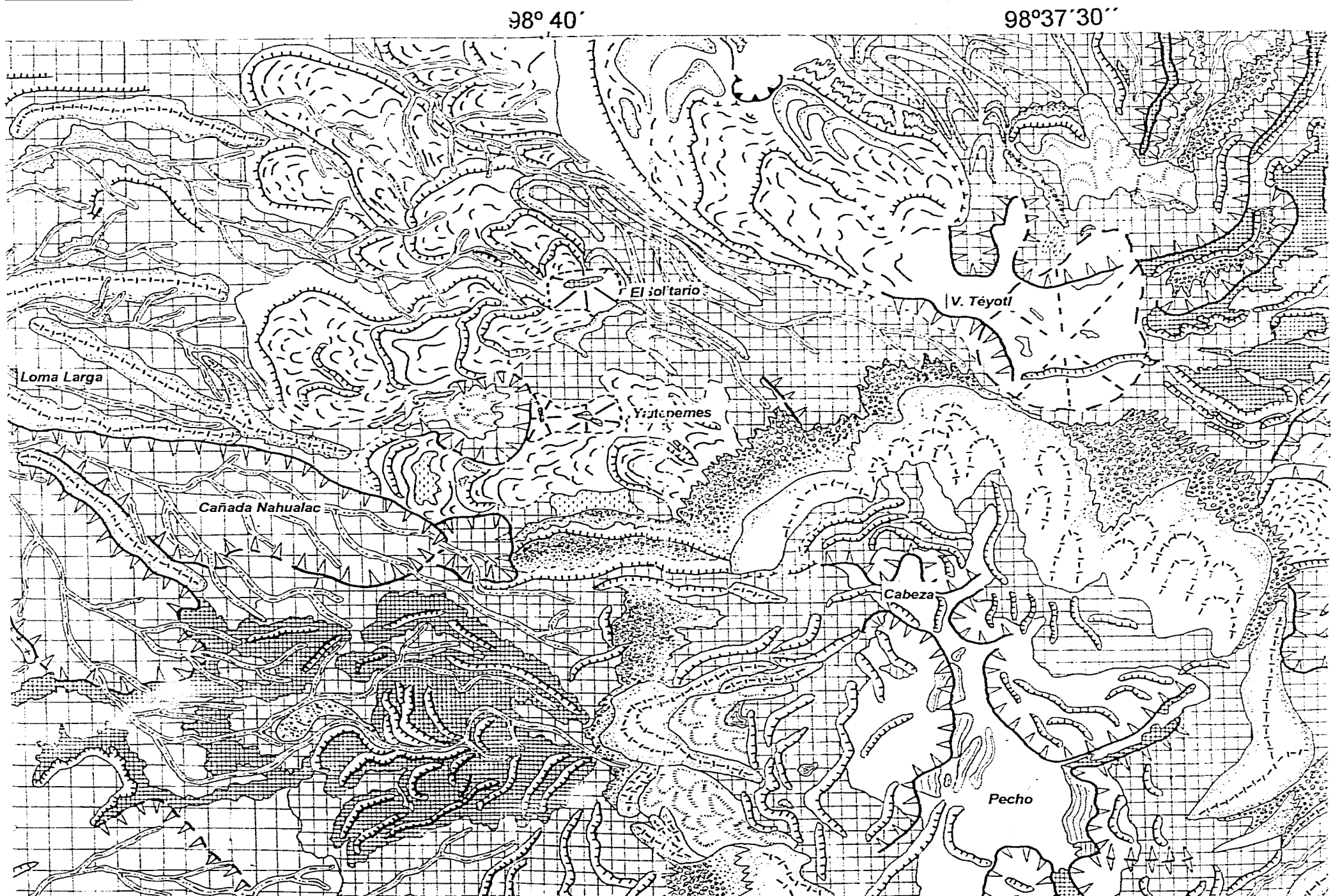


98° 42' 30''

98° 40'

# TIENTE OCCIDENTAL

## ATL





Loma Larga

Cañada Nahualac

Y. Itenemes

V. Téyotl

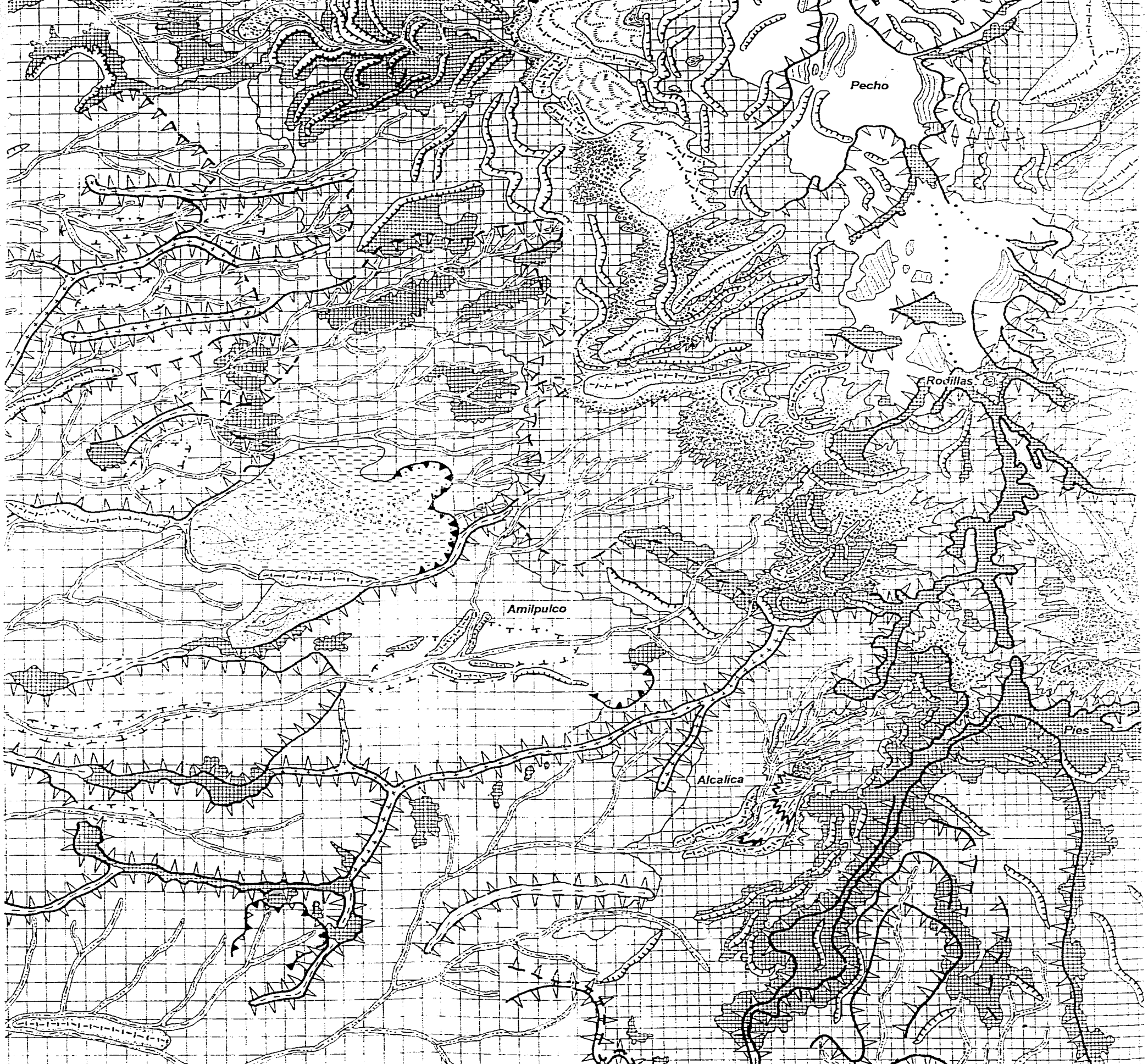
Cabeza

Pecho

Rodillas

Amipulco





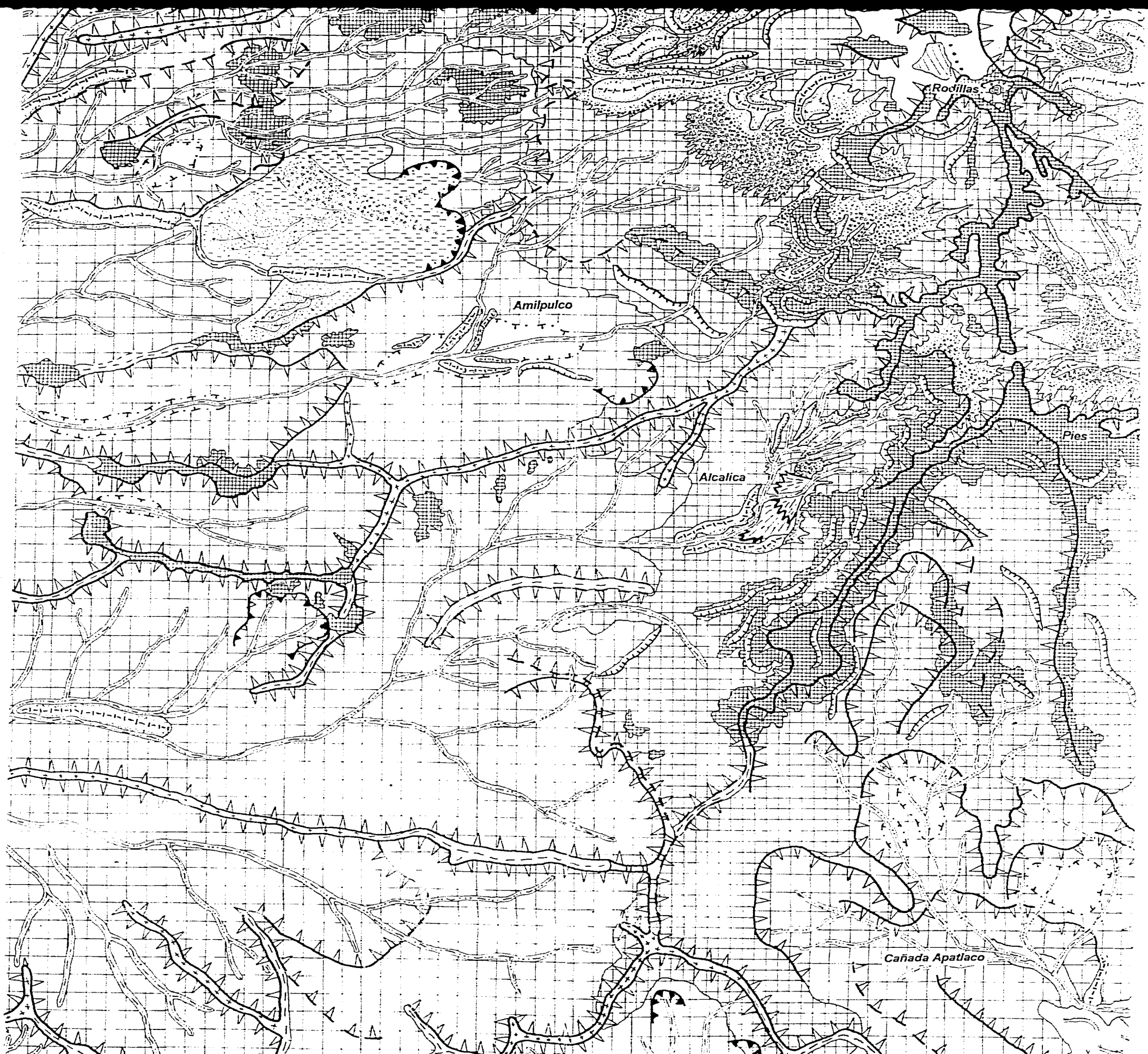
Pecho

Rodillas

Amipulco

Alcalica

Pies



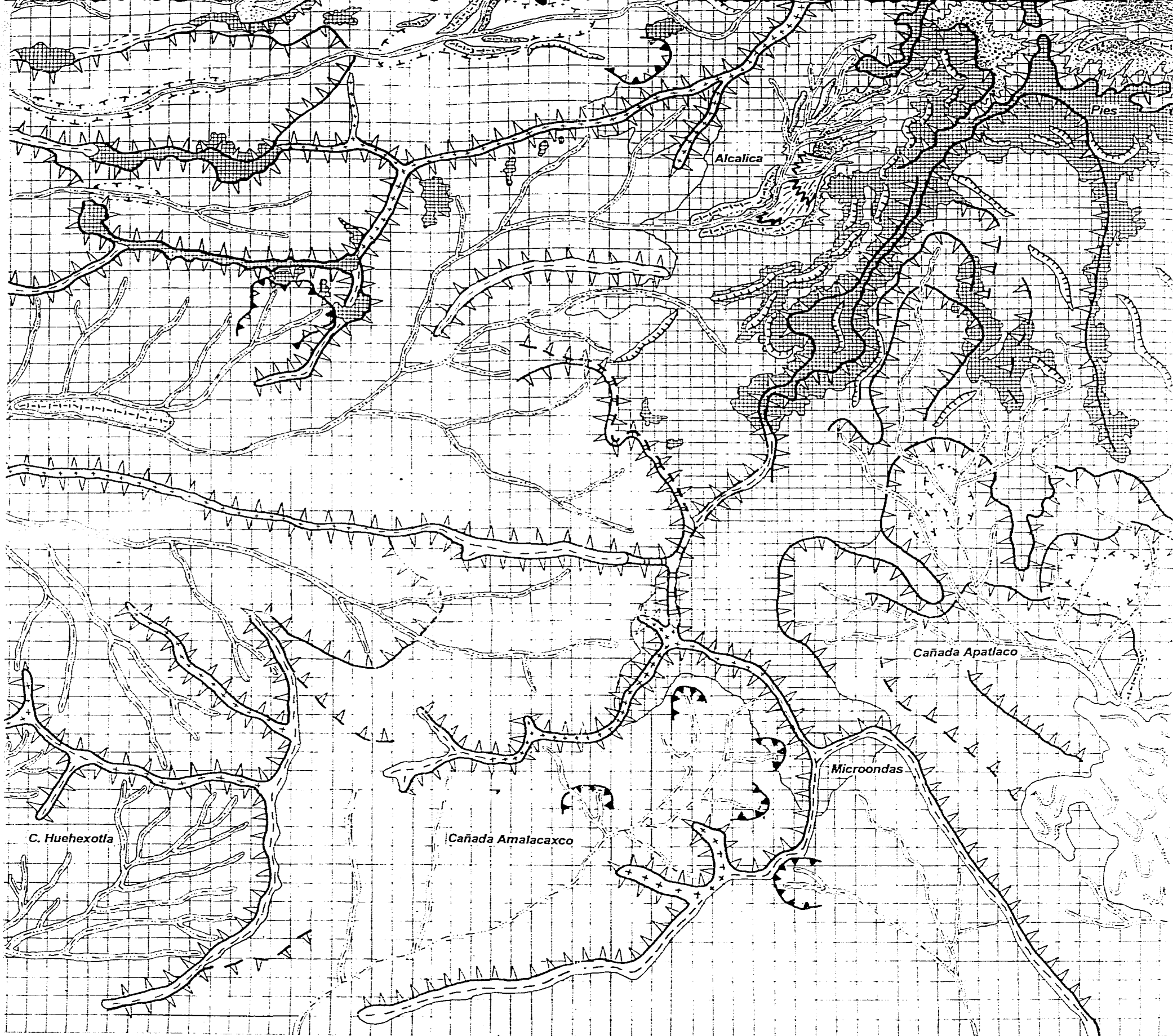
Rodillas

Amilpulco

Alcalica

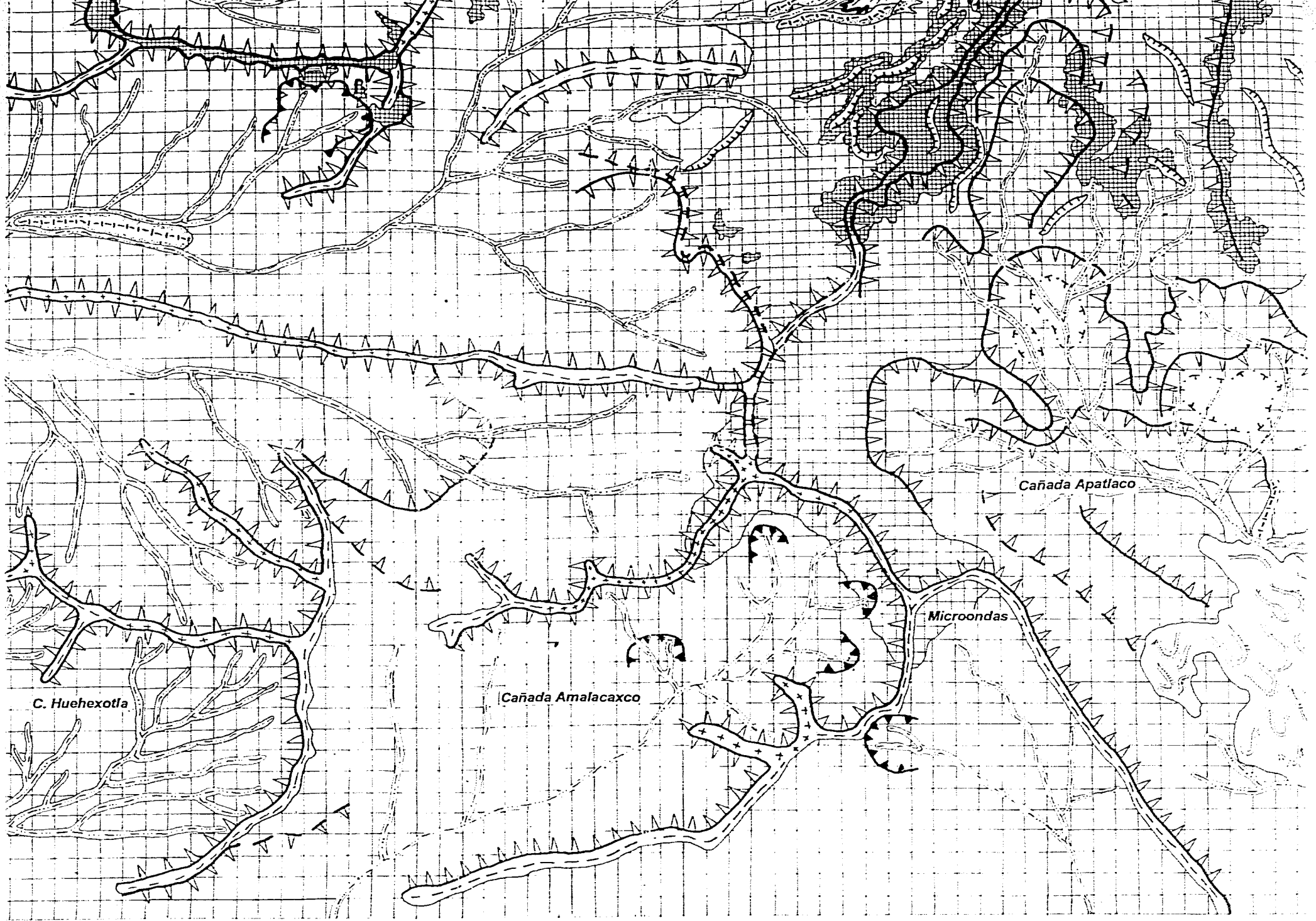
Pies

Cañada Apatlaco



198° 40'

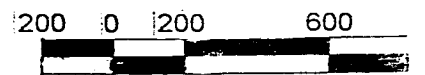
89° 37' 30"



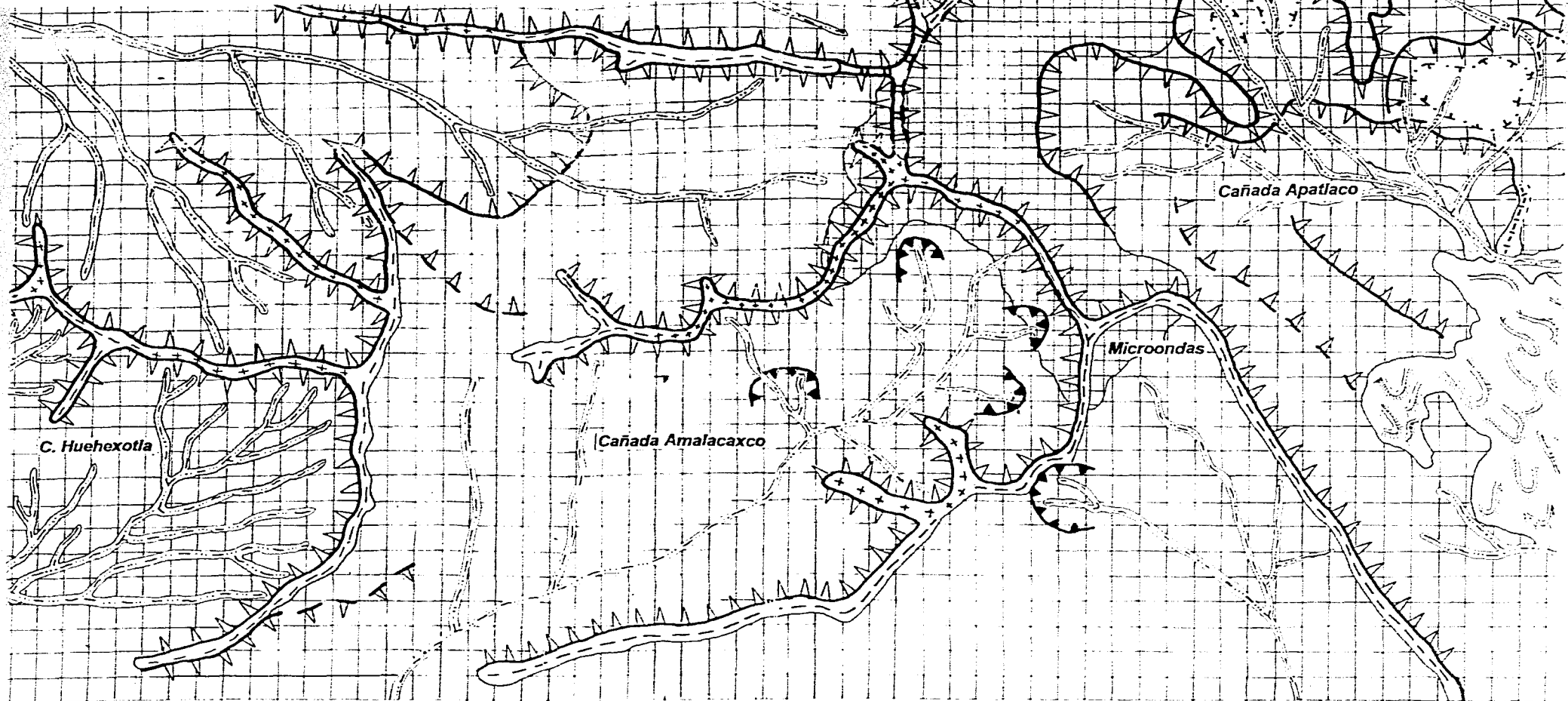
98° 40'

89° 37' 30''

ESCALA 1:



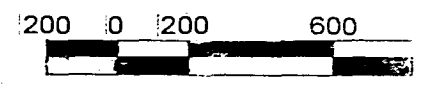
METR



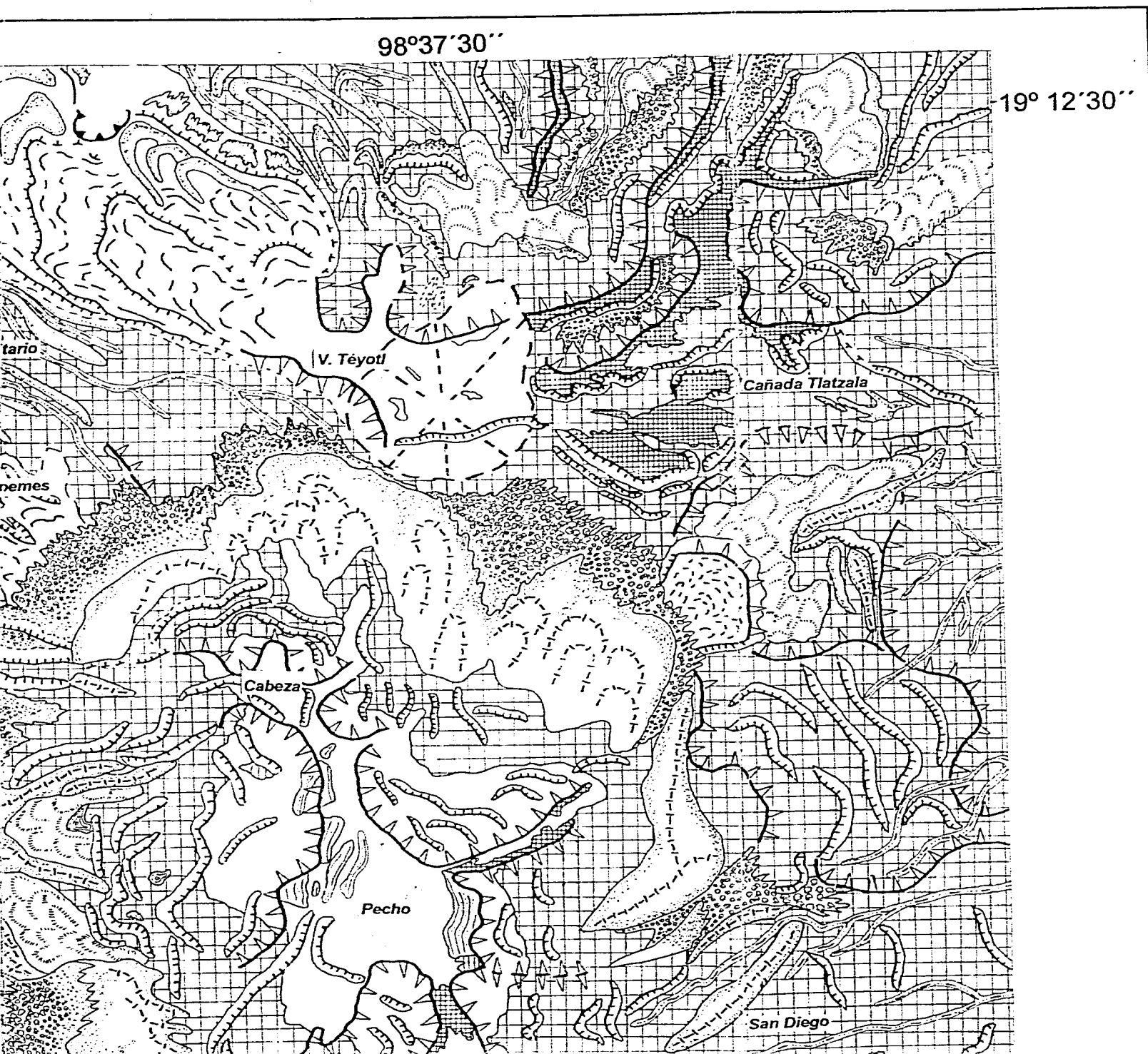
98° 40'

89° 37' 30''

ESCALA 1:



METR



I. RELIEVE ENDÓGENO

1.- ACUMULATIVO

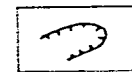
1.1. Volcánico acumulativo.



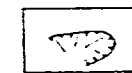
1.1.1. Volcanes



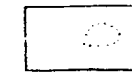
1.1.2. Labio de



1.1.3. Borde de

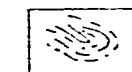


1.1.4. Atrio.

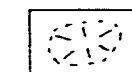


1.1.5. Fondo de

1.2 Volcánico acumulativo c



1.2.1. Colada de



1.2.2. Domos vol



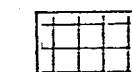
1.2.3. Edificios



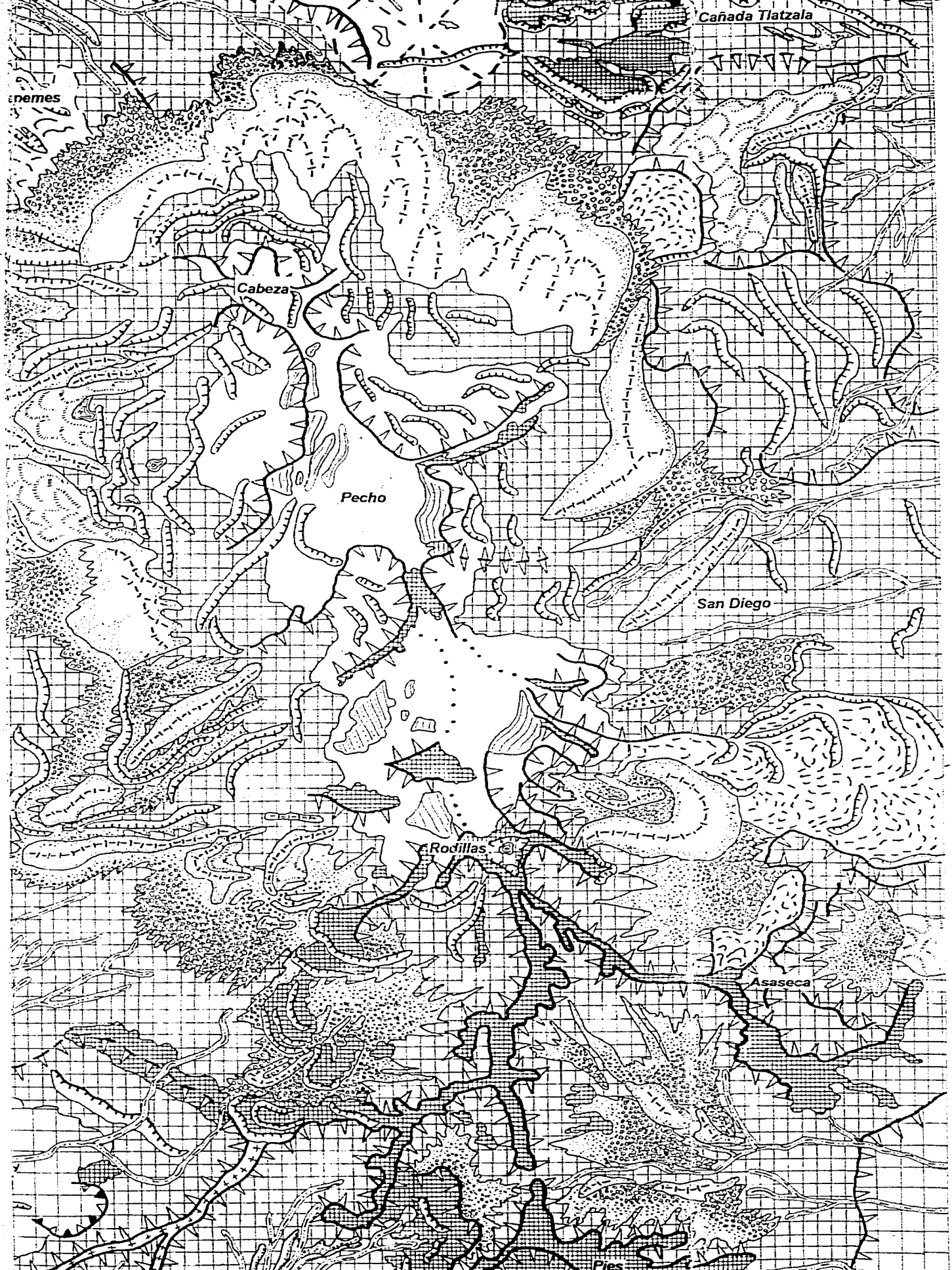
1.2.4. Laderas



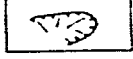
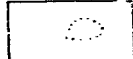

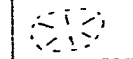
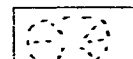
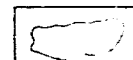
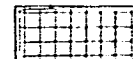
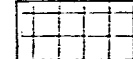

1.2.5. Laderas



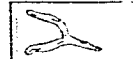
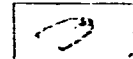
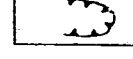
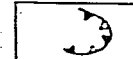
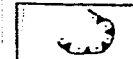
1.2.6. Laderas



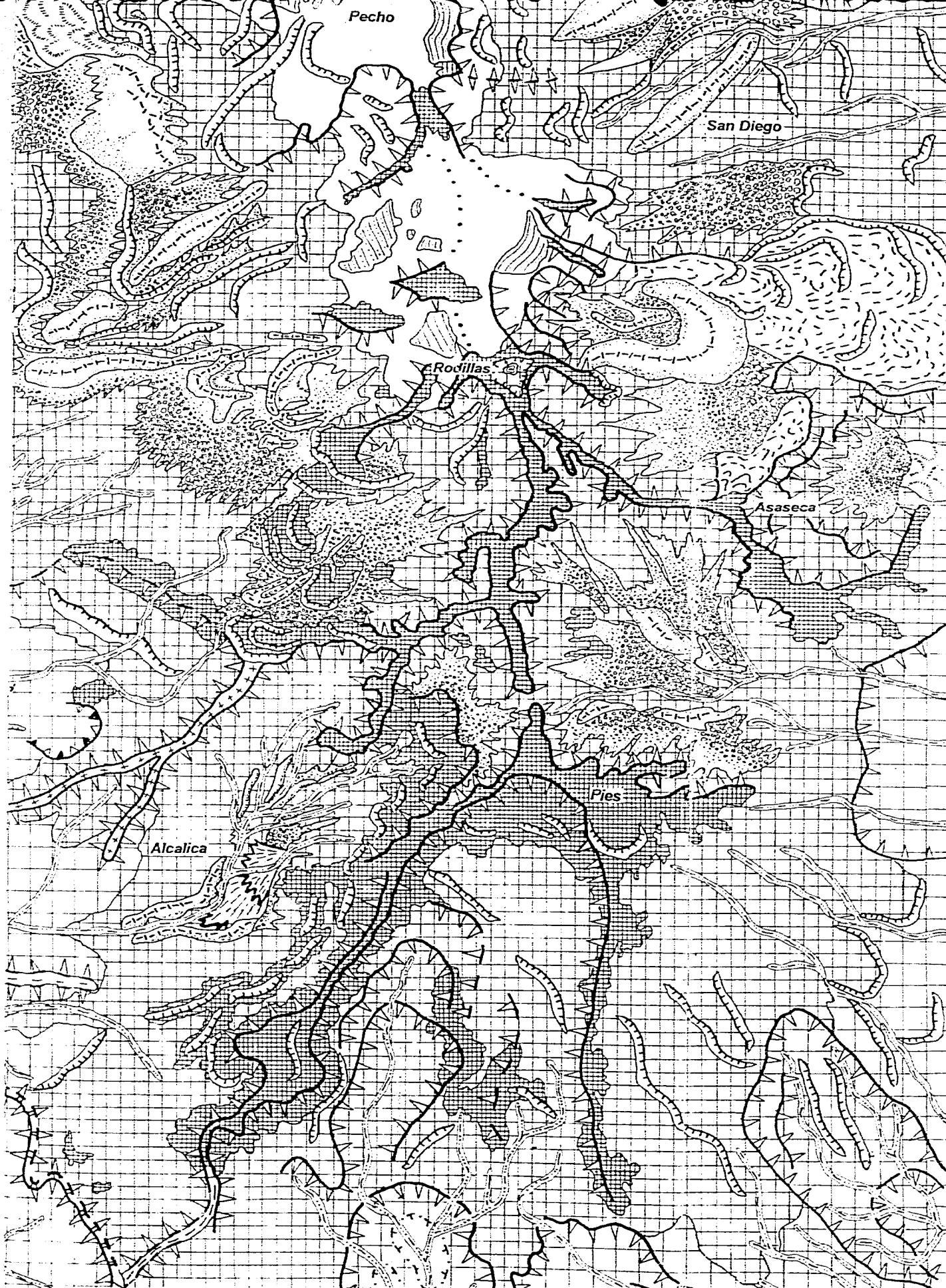
19° 10'

-  1.1.4. Atrio.
-  1.1.5. Fondo de...
- 1.2 Volcánico acumulativo c
-  1.2.1. Colada de...
-  1.2.2. Domos ve...
-  1.2.3. Edificios...
-  1.2.4. Laderas :
-  1.2.5. Laderas
-  1.2.6. Laderas
-  1.2.7. Crestas




II RELIEVE EXÓGENO

- 1.- EROSIVO
- 1.1. Fluvial
-  1.1.1. Talve...
-  1.1.2. Salto
-  1.1.3. Circo
-  1.1.4. Circo
-  1.1.5. Circo

1.2. Procesos de ladera



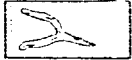
19° 10'

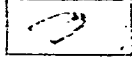
-  1.2.5 Leceras
-  1.2.6 Laderas
-  1.2.7 Crestas

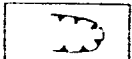
II RELIEVE EXÓGENO


1.- EROSIVO


1.1. Fluvial

-  1.1.1 Talweg


-  1.1.2 Salto

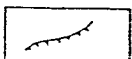
-  1.1.3 Circo

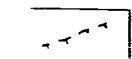
-  1.1.4 Circo

-  1.1.5 Circo

1.2. Procesos de ladera

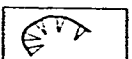
-  1.2.1 Escar y mayor

-  1.2.2 Escar menor

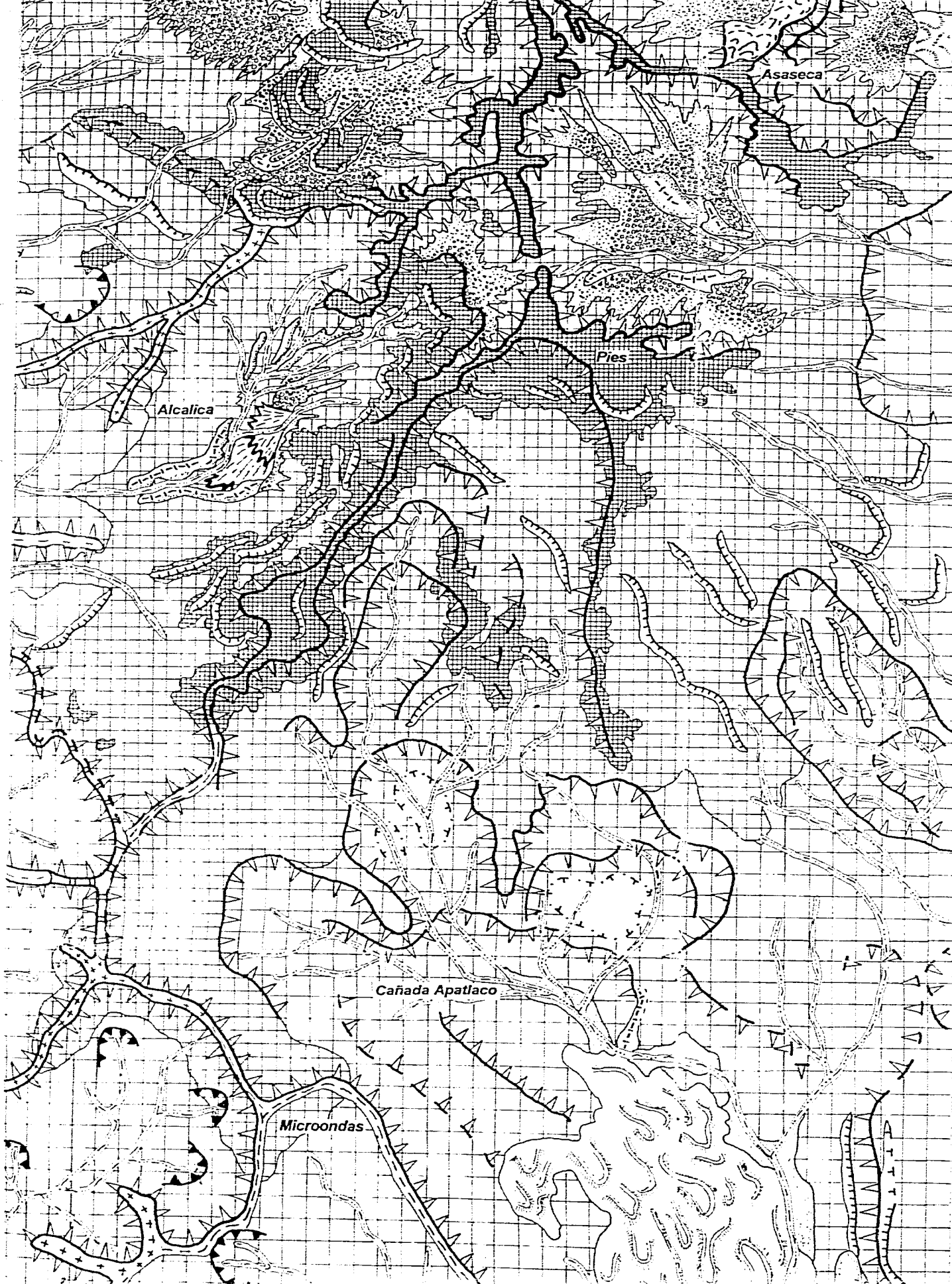
-  1.2.3 Escar




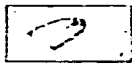
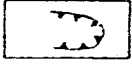


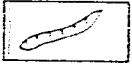
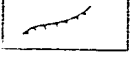
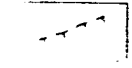

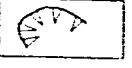
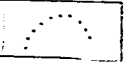
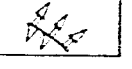



1.3. Glacial

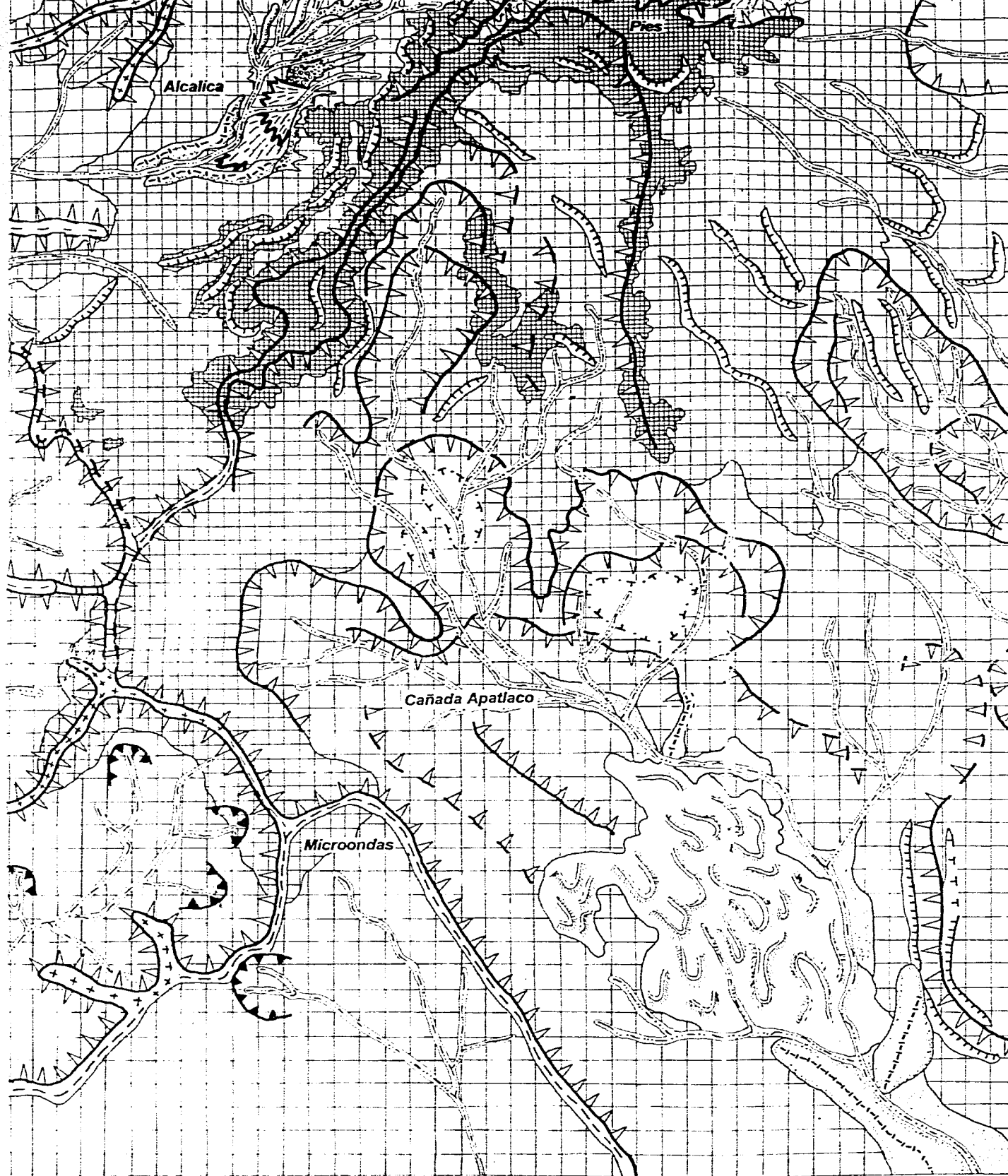
-  1.3.1 Circo





19° 07' 30''

-  1.1.1 Salto
-  1.1.2 Salto
-  1.1.3 Circo
-  1.1.4 Circo
-  1.1.5 Circo
- 1.2. Procesos de ladera
-  1.2.1 Escar y mayor
-  1.2.2 Escar menor
-  1.2.3 Escar
-  1.3.1 Circo
- 1.3. Glacial
-  1.3.2 Circo
-  1.3.3 Circo
-  1.3.4 Interf
-  1.3.5 Lade
-  1.3.6 Lade
-  1.3.7 Supe

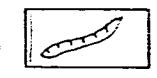


19° 07' 30''

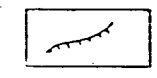
89° 37' 30''

1.2. Procesos de ladera

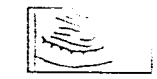
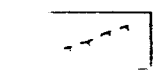
1.2.1. Escar y mayo:



1.2.2. Escar ment



1.2.3. Escar

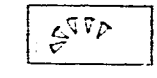


1.3. Glacial

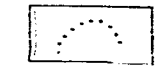
1.3.1. Circo



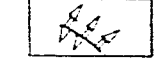
1.3.2. Circo



1.3.3. Circo



1.3.4. Interf



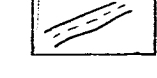
1.3.5. Lade



1.3.6. Lade



1.3.7. Sup

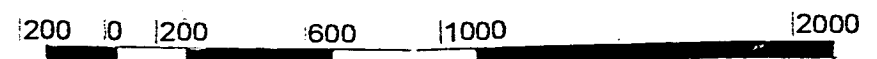


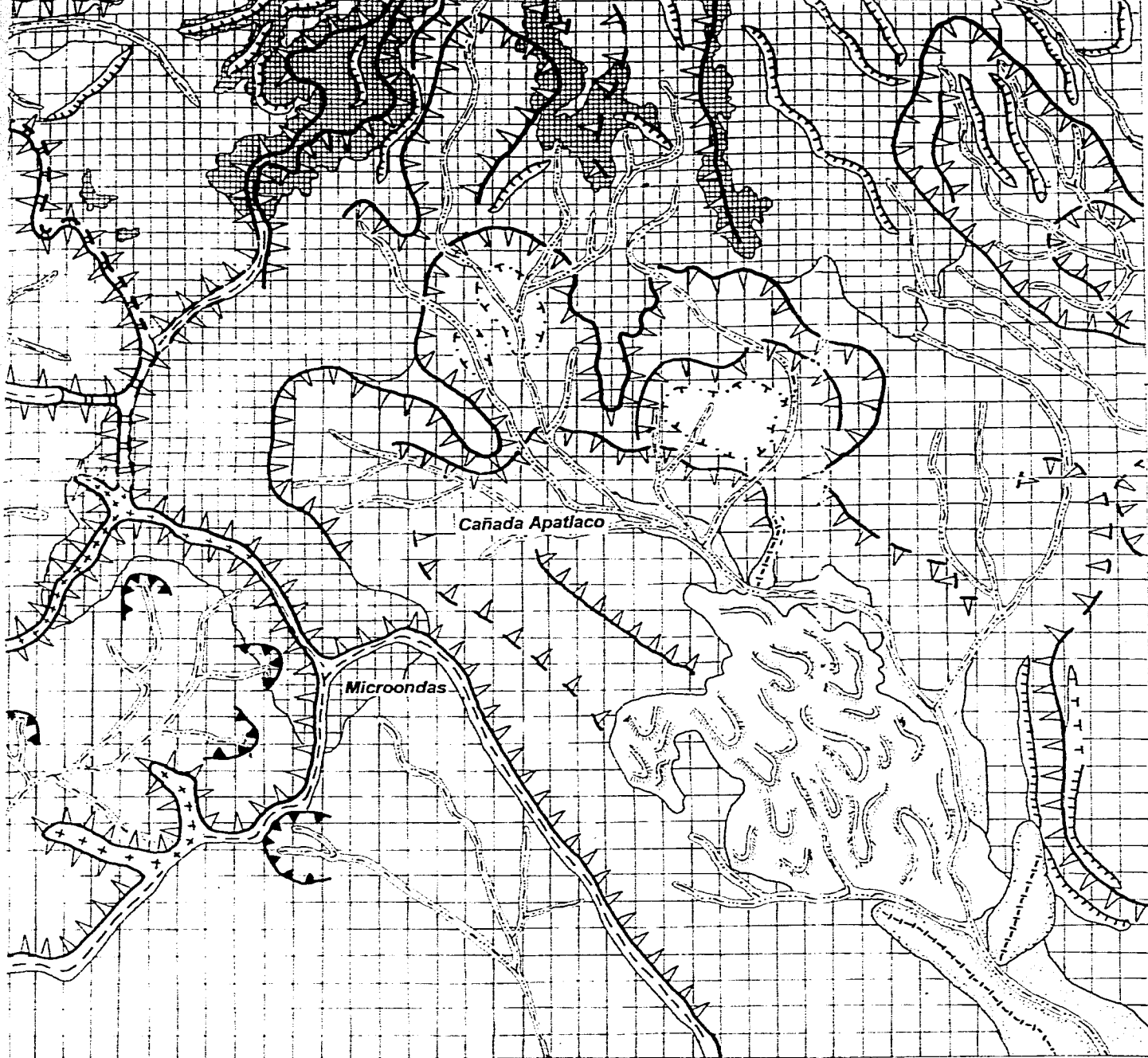
1.3.8. Sup



\*Formas l

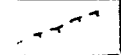


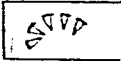

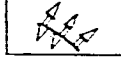




ESCALA 1: 20 000





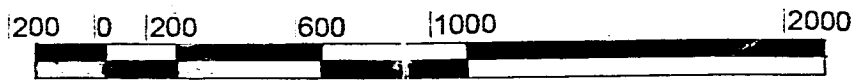
19° 07' 30''

89° 37' 30''

-  1.2.3. Escar
- 
- 1.3. Glacial.
  -  1.3.1. Circo
  -  1.3.2. Circo
  -  1.3.3. Circo
  -  1.3.4. Interf
  -  1.3.5. Lade
  -  1.3.6. Lade
  -  1.3.7. Supe
  -  1.3.8. Supe

\*Formas I

ESCALA 1: 20 000




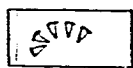

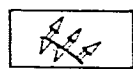



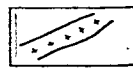
METROS

Co  
Presenta: Mi



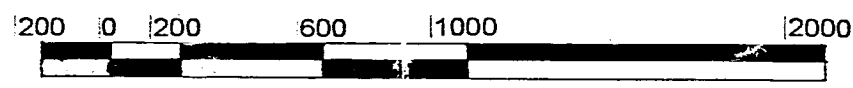
19° 07' 30"

89° 37' 30"

-  1.3.1. Circo
-  1.3.2. Circo
-  1.3.3. Circo
-  1.3.4. Interf
-  1.3.5. Lade
-  1.3.6. Lade
-  1.3.7. Super
-  1.3.8. Super

\*Formas I

ESCALA 1: 20 000



METROS

Co
<b>Presenta: Mi</b>
<b>Asesor: Dr</b>

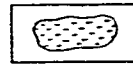
o.  
clínicos.  
cráter.  
cráter.  
cráter.  
modelado glacial.  
lava  
volcánicos  
volcánicos fuertemente erosionados  
superiores  
medias.  
inferiores

2.- ACUMULATIVO.

2.1. Fluvial.



2.1.1. Llanuras aluviales



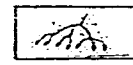
2.1.2. Llano volcánico.



2.1.3. Fondo de antiguo valle glacial.



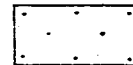
2.1.4. Flujo lodoso.



2.1.5. Abanico de desplazamiento.



2.1.6. Abanico proluvial.



2.1.7. Planicie aluvial.

2.2. Gravitacional.

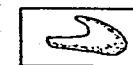


2.2.1. Mantos coluviales .

2.3. Glacial.



2.3.1. Morrenas con cresta.



2.3.2. Morrenas sin cresta.

cráter.

cráter.

cráter.

modelado glacial.

lava

volcánicos

volcánicos fuertemente erosionados

superiores

medias.

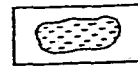
inferiores

rocosas

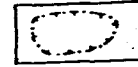
cauces principales (cauces).

cabecera.

aluvial activo.



2.1.2. Llano volcánico.



2.1.3. Fondo de antiguo valle glacial.



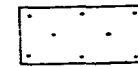
2.1.4. Flujo lodoso.



2.1.5. Abanico de desplazamiento.



2.1.6. Abanico proluvial.



2.1.7. Planicie aluvial.

2.2. Gravitacional.

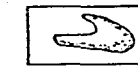


2.2.1. Mantos coluviales .

2.3. Glacial.



2.3.1. Morrenas con cresta.



2.3.2. Morrenas sin cresta.



2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.



2.3.4. Protalus rampart.



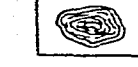
2.3.5. Paredes de hielo.



2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.



2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.



2.3.8. Cuerpos de agua.

lava

icánicos

oicánicos fuertemente erosionados

uperiores

medias.

inferiores

rocosas

is principales (cauces).

vs cabecera.

luvial activo.

luvial inactivo.

de desprendimiento.

de lava andesítico, con pendientes superiores a 60°  
es a 20 metros de altura..

de lava andesítico con pendientes inferiores a 60° y  
res a 20 metros.



2.1.7. Planicie aluvial.

2.2. Gravitacional.

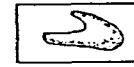


2.2.1. Mantos coluviales .

2.3. Glacial.



2.3.1. Morrenas con cresta.



2.3.2. Morrenas sin cresta.



2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.



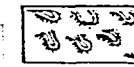
2.3.4. Protalus rampart.



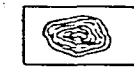
2.3.5. Paredes de hielo.



2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.

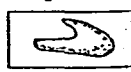


2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.



2.3.8. Cuerpos de agua.

inferiores



2.3.2. Morrenas sin cresta.

rocosas



2.3.3. Depósitos de morrena de fondo.

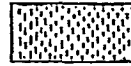


2.3.4. Protalus rampart.



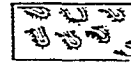
2.3.5. Paredes de hielo.

is principales (cauces).



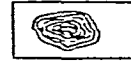
2.3.6. Depósitos morrénicos intensamente erosionados.

ca cabecera.



2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.

fluvial activo.



2.3.8. Cuerpos de agua.

fluvial inactivo.

de desprendimiento.

de lava andesítico, con pendientes superiores a 60° y alturas a 20 metros de altura..

de lava andesítico con pendientes inferiores a 60° y alturas a 20 metros.

pe de lava inferido.

modelada por procesos gravitacionales.

glacial.

glacial inferido.



cabecera.

fluvial activo.

fluvial inactivo.

de desprendimiento.

de lava andesítico, con pendientes superiores a  $60^\circ$  y  
es a 20 metros de altura.

de lava andesítico con pendientes inferiores a  $60^\circ$  y  
res a 20 metros.

pe de lava inferido.

modelada por procesos gravitacionales.

glacial.

glacial inferido.

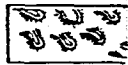
glacial inferido (debajo del hielo).

uvios entre circos.

as superiores de valles fluviales, con  $45^\circ$  de inclinación (en promedio).\*

as escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a  $70^\circ$ .\*

ificies con morfología de cúpula.



2.3.7. Depósitos morrénicos caóticos - masivos.



2.3.8. Cuerpos de agua.

ne de lava andesítico, con pendientes superiores a 60°  
es a 20 metros de altura..

de de lava andesítico con pendientes inferiores a 60° y  
res a 20 metros.

pe de lava inferido.

modelada por procesos gravitacionales.

glacial.

glacial inferido.

glacial inferido (debajo del hielo).

uvios entre circos.

as superiores de valles fluviales, con 45° de inclinación (en promedio).\*

as escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a 70°.\*

ficies con morfología de cúpula.

rficie de divisoria con morfología aguda.

redadas de relieve glacial; actualmente actuan como valles fluviales.



pe de lava inferido.

modelada por procesos gravitacionales.

glacial.

glacial inferido.

glacial inferido (debajo del hielo).

luvios entre circos.

as superiores de valles fluviales, con  $45^\circ$  de inclinación (en promedio).\*

as escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a  $70^\circ$ .\*

ficies con morfología de cúpula.

rficie de divisoria con morfología aguda.

aredadas de relieve glacial; actualmente actuan como valles fluviales.



**TESIS UNAM**

**legio de Geografía**

**guel Angel Guillén Guerrero.**

**. José Juan Zamorano Orozco.**

glacial.

glacial inferido.

glacial inferido (debajo del hielo).

uvios entre circos.

as superiores de valles fluviales, con 45° de inclinación (en promedio).\*

as escarpadas de valles fluviales, con pendientes superiores a 70°.\*

ificies con morfología de cúpula.

rficie de divisoria con morfología aguda.

redadas de relieve glacial; actualmente actuan como valles fluviales.



**TESIS UNAM**

**legio de Geografía**

**guel Angel Guillén Guerrero.**

**. José Juan Zamorano Orozco.**