

20  
29.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS**



**ESTUDIO GEOMORFOLOGICO DE LA  
PORCION ORIENTAL DE LA SIERRA  
CHICHINAUTZIN, CUENCA DE MEXICO**

**T E S I S**  
**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE**  
**LICENCIADA EN GEOGRAFIA**  
**P R E S E N T A :**  
**HILDA YADIRA GONZALEZ ESPINOSA**

**ASESOR: DR. JOSE I. LUGO HUBP.**



**MEXICO, D. F.**



**NOVIEMBRE, 1998.**

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFIA**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

267029



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.

*Todo lo hizo hermoso en su tiempo; y ha puesto  
eternidad en el corazón de ellos, sin que alcance el  
hombre a entender la obra que ha hecho DIOS  
desde el principio hasta el fin.*

***Eclesiastés 3:11***

## DEDICATORIAS

*Dios Padre*

Bienaventurado el hombre que tiene en ti sus fuerzas,  
En cuyo corazón están tus caminos. **Salmo 84:5**

*A mis padres* con gratitud eterna y cariño  
como una pequeña recompensa a sus sacrificios.

*A mis hermanos* que el afán de estudio y  
progreso no los abandone.

*A mis tíos Toño, Lili, Licha y Enrique* por su desinteresado apoyo  
sin el cual no hubiese sido posible la elaboración de este trabajo.

*A mis abuelos* por su calidad humana y ejemplo a seguir.

*A Adriana y Vero* con las que hermanablemente  
he compartido penas y alegrías.

## AGRADECIMIENTOS

Mi sincera gratitud al Dr. José Lugo Hubp por su paciencia y valiosa dirección en la presente investigación.

A los miembros del sínodo: Dr. José Juan Zamorano, Dra. María Teresa Ramírez, Mtro. Lorenzo Vázquez por su tiempo y atinados comentarios en la revisión de la tesis y en especial a la Mtra. Oralia Oropeza por la gran amistad que nos une, por su paciente compañía, orientación y enseñanzas para la culminación del trabajo.

Al Dr. Moshé Inbar por su tiempo y crítica constructiva en campo.

A Gloria Alfaro por las facilidades en el auxilio y enseñanza del equipo de cómputo, sin olvidar su gran amistad y comprensión en todo momento.

A mis amigos y compañeros Guadalupe Zomera, Angélica Herrera, Lucía G. Matías, Rosa María Vargas, J. Manuel Figueroa Mah-eng, Juan Luis Cortés y Gonzalo Sampedro por su gran apoyo en diversos momentos del transcurso de la tesis, asimismo agradezco en particular la apreciable y desinteresada ayuda de Carlos Enríquez.

A Patricia Flores por su compañía y comentarios en el trabajo de campo. Gracias a Araceli Salinas y Bertha Vázquez por los estímulos constantes en la elaboración de esta investigación.

A Rubén Miranda por su especial e invaluable confianza y afecto a lo largo de mi desarrollo profesional.

A la Dirección del Instituto de Geografía a cargo del Dr. José Luis Palacio y la Dra. Ma. Teresa Sánchez, secretaria académica, por haber apoyado este trabajo con una beca de tesis de licenciatura. Agradezco a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) que apoyó este estudio a través de un proyecto de investigación sobre el volcán Popocatepetl que coordina la Dra. Ana Lilian Martín del Pozzo. A Juan Carlos Del Olmo por su gran colaboración en la edición cartográfica. A los compañeros de la Biblioteca del Instituto de Geografía quienes contribuyeron a la obtención de la información.

A todas las personas que de alguna u otra manera ayudaron a la realización de esta investigación.

# INDICE

<b>INTRODUCCION</b>	<b>1</b>
---------------------	----------

---

## **CAPITULO I**

<b>CARACTERISITICAS GEOGRAFICAS GENERALES</b>	<b>3</b>
---	----------

---

Medio Físico	6
Conclusión	10

## **CAPITULO II**

<b>GEOLOGIA</b>	<b>12</b>
-----------------	-----------

---

Antecedentes	12
Marco geológico de la Cuenca de México	13
Geología de la zona de Amecameca	18

<b>UNIDADES GEOLOGICAS</b>	<b>20</b>
----------------------------	-----------

---

Planicie Lacustre	20
Sierra Chichinautzin	25
Piedemonte del Popocatepetl	26
Formación Tepoztlán	27

## **CAPITULO III**

<b>GEOMORFOLOGIA</b>	<b>28</b>
----------------------	-----------

---

El mapa geomorfológico	30
------------------------	----

<b>Relieve volcánico del Pleistoceno tardío-Holoceno</b>	<b>31</b>
Volcanes	31
Derrames de lava	31
Lavas del primer tipo (las más recientes)	32
Lavas del segundo tipo (muy jóvenes)	42
Lavas del tercer tipo (las menos jóvenes)	56
Los Volcanes más antiguos	59
Depresiones	65
<b>Altiplanicie con sedimentos holocénicos en la superficie</b>	<b>67</b>
Planicie Lacustre	67
Grietas	71
<b>Borde occidental de la Sierra Nevada (Iztaccíhuatl y Popocatepetl)</b>	<b>72</b>
Piedemonte	72
<b>Relieve Precuaternario</b>	<b>73</b>
<b>Evolución del relieve</b>	<b>73</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>76</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>78</b>
<b>CARTOGRAFIA</b>	<b>84</b>

## INTRODUCCIÓN

La presente investigación forma parte del proyecto del Instituto de Geografía de la UNAM denominado "Geomorfología volcánica". Consiste en un análisis morfogenético de un relieve volcánico, lo que permite una interpretación de la evolución del mismo en el Pleistoceno tardío-Holoceno. Se refiere a la porción oriental de la Sierra Chichinautzin.

La zona objeto de estudio está constituida por lavas intermedias y básicas principalmente, y surgieron en el Pleistoceno tardío- Holceno; sin embargo, en la zona meridional se encuentran lavas del Plioceno correspondientes a la Formación Tepoztlán.

Los procesos que originan las formas del relieve son producto de la actividad monogenética, la cual es mucho más intensa que la erosiva, lo que se refleja en la escasa disección que presentan los conos volcánicos y sus productos.

El objetivo principal del trabajo radica en la realización del mapa geomorfológico, mismo que sintetiza la información sobre el relieve en cuanto a la morfogénesis, incluyendo la secuencia evolutiva de las formas volcánicas (conos y derrames de lava), su relación entre ellas y la modificación actual.

El estudio geomorfológico en una primera etapa se llevó a cabo mediante una fotointerpretación preliminar en la cual se clasificaron las formas del relieve y posteriormente se corroboró en trabajo de campo.

El área en cuestión no ha sido objeto de estudios semejantes, ya que los existentes tienen un enfoque geológico, por esta razón, el análisis geomorfológico permite no solamente un mejor conocimiento de esta zona como conjunto de la Sierra Chichinautzin, sino de la Cuenca de México, ya que complementa estudios del relieve de la misma; y es posible conocer el uso potencial o conveniente del suelo.

El trabajo consta de tres capítulos.

El primero trata sobre las características geográficas de la zona en estudio: localización y una integración de los suelos, la vegetación, las condiciones climáticas.

El segundo capítulo se refiere a la geología, ubicando primero a ésta en un marco regional, Sierra Chichinautzin y Cuenca de México, y posteriormente local.

El tercer capítulo, el principal, trata de la geomorfología de la zona.

# CAPÍTULO I

## CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS GENERALES

El área objeto de estudio queda comprendida en la porción sureste de la cuenca de México, entre los paralelos  $19^{\circ} 00'$  y  $19^{\circ} 15'$  de latitud norte y los meridianos  $98^{\circ} 45'$  y  $99^{\circ}$  de longitud oeste. (Fig. 1).

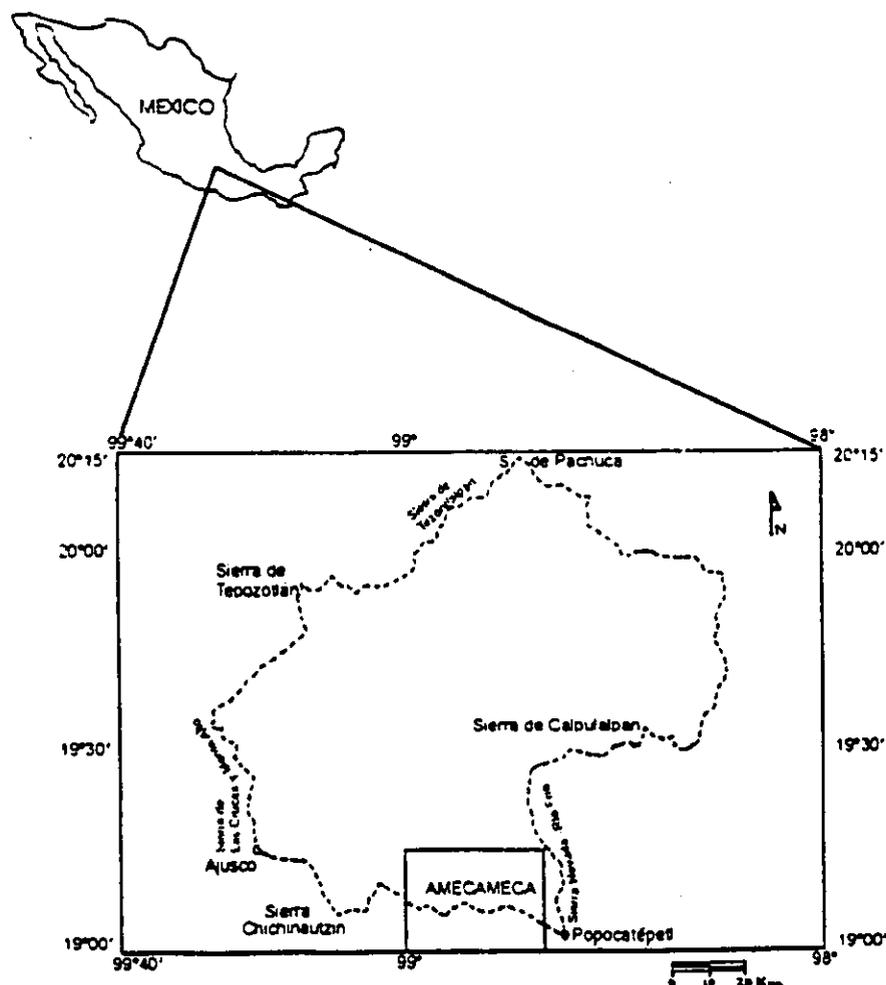


Fig. 1. La cuenca de México y la zona estudiada en el sureste. La línea punteada es la divisoria de aguas que define el límite natural de la cuenca endorreica.

La cuenca de México consiste en el relieve, en una gran altiplanicie rodeada por todos lados de elevaciones volcánicas. En el extremo norte se encuentra la Sierra de Pachuca, en el sur la Sierra Chichinautzin extendida de poniente a oriente entre los grandes estratovolcanes Ajusco y Popocatepetl. Otros conjuntos montañosos que la delimitan son la Sierra de las Cruces-Monte Alto que inicia a un lado del Ajusco hacia el noroccidente, y otra, la Sierra Nevada-Río Frío, constituida por los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc, alineados de sur a norte, constituye la margen oriental de la cuenca. Otras elevaciones que definen el parteaguas de esta unidad fisiográfica son las sierras de Tepozotlán, Tezontlalpan y Calpulalpan (Fig. 1).

El territorio de la cuenca de México queda cubierto por 19 hojas topográficas escala 1: 50 000 (Fig. 2). La zona estudiada comprende casi en su totalidad la hoja Amecameca (E14-B41), una superficie aproximada de 700 km<sup>2</sup>, donde la población más importante es la del mismo nombre, otras son Cocotitlán, Juchitepec, Tenango del Aire y Tepetlixpa. La mayor parte del área de interés comprende el Estado de México y en menor proporción, el Estado de Morelos y el Distrito Federal (Fig. 3).

Las comunicaciones por carretera pavimentada son varias (Fig. 3), puesto que a nivel regional es una zona donde se desarrolla una actividad económica importante, como la agricultura de temporal y la extracción de material de distintos volcanes. La infraestructura carretera une las principales poblaciones con las ciudades cercanas, como México, Cuautla y Cuernavaca, Mor. Atraviesan la zona las carreteras federales 115 y 142 y otras secundarias que facilitan el desplazamiento en vehículo.

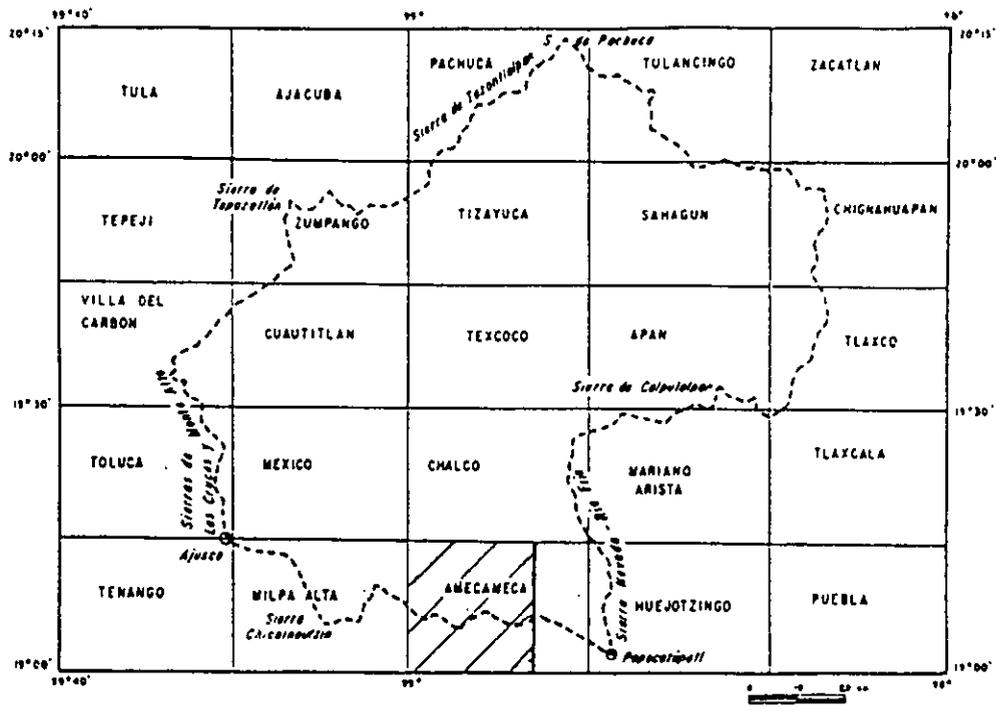


Fig. 2. La cuenca de México. Los rectángulos representan cada uno de los mapas topográficos 1:50 000 editados por el INEGI. En hachure la zona estudiada.

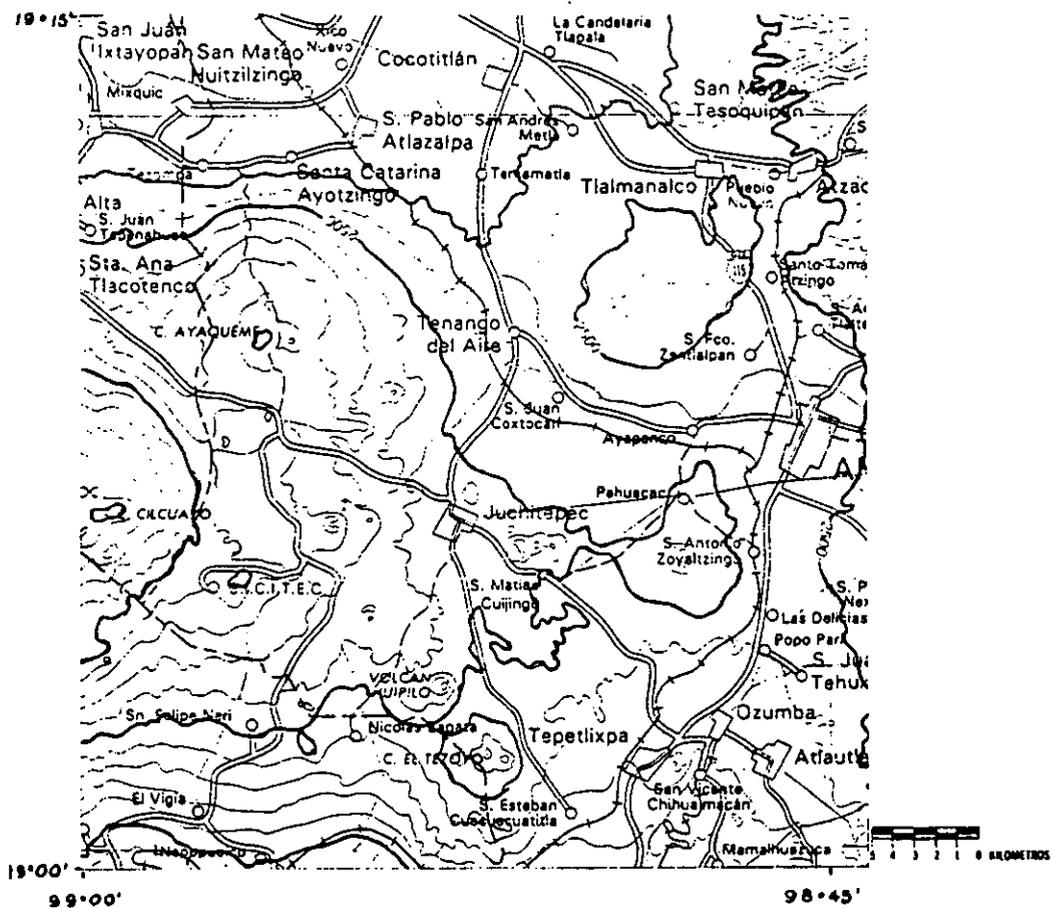


Fig. 3. Poblaciones y comunicaciones de la zona en estudio (INEGI, 1981).

## Medio Físico

El conocimiento de las condiciones físico-geográficas principales, tiene por objeto complementar y apoyar el tema principal, el relieve.

La superficie objeto de estudio queda comprendida en cuatro grandes unidades morfológicas: la planicie lacustre, el piedemonte inferior de la Sierra Nevada, el campo volcánico monogenético y los peñascos de Tepoztlán (Fig. 4). Entre éstas hay notables diferencias, producto de procesos geológicos en el Cuaternario y en especial, en el Pleistoceno tardío- Holoceno.

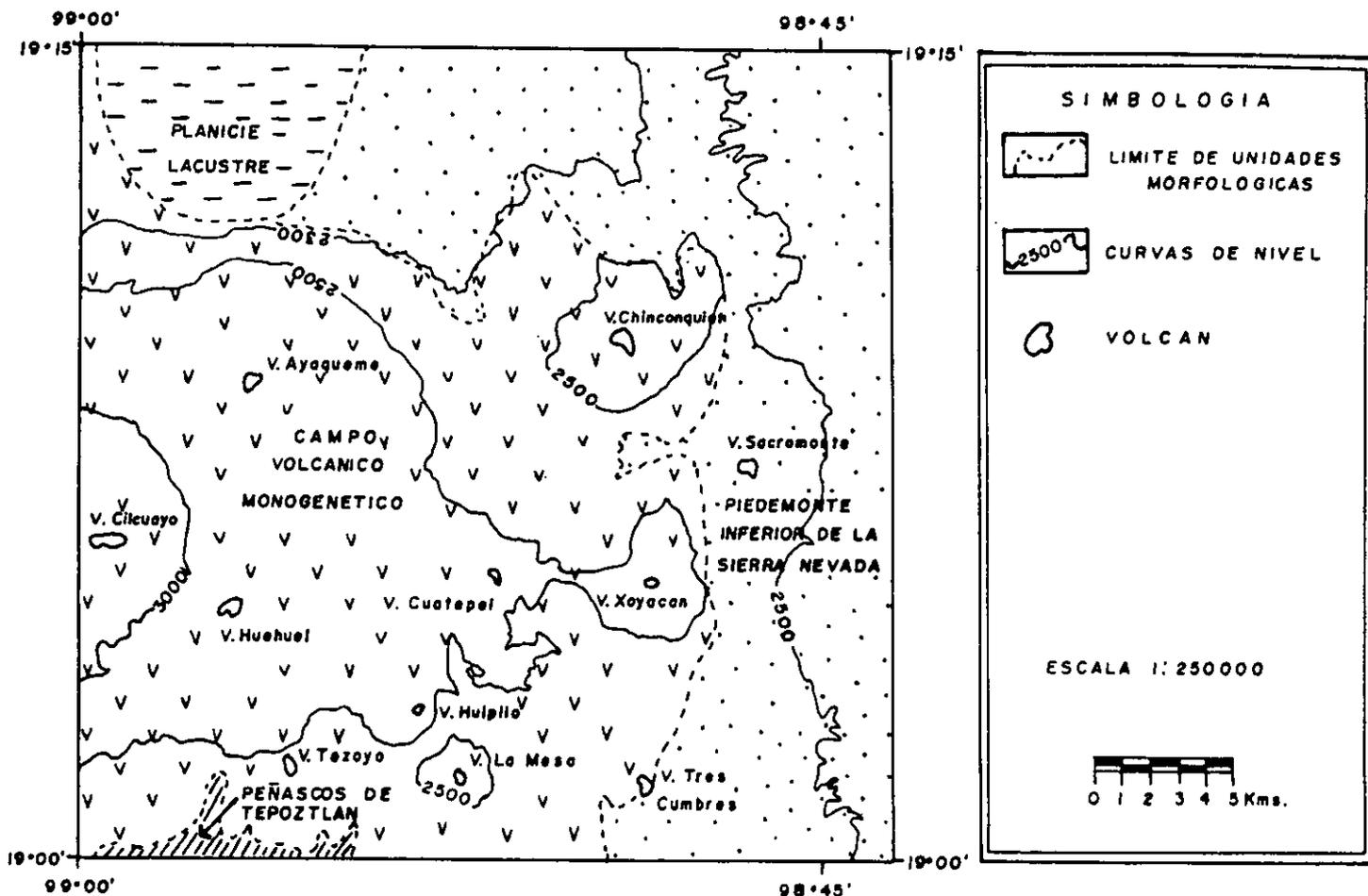


Fig. 4. Unidades morfológicas

1. La **planicie lacustre** se reconoce en la porción septentrional del área en estudio y es parte de la cuenca del lago de Chalco, en el plano regional corresponde al extremo sudoriental de la cuenca de México.

Ocupada permanentemente por agua en la época de la Conquista, hoy día ha sido totalmente desecada y con un creciente proceso de urbanización. En las riberas se asientan poblaciones prehispánicas, como Mixquic, San Juan Ixtayopan, San Lorenzo Chimalpa, entre otras. Representa el nivel de base, con una altitud aproximada de 2240 msnm y recibe las aguas provenientes de las elevaciones limítrofes, la Sierra Nevada por el oriente y la Sierra Chichinautzin por el sur y el occidente, principalmente por infiltración directamente al subsuelo y manantiales en la ribera, aunque ya alterados por la actividad humana.

La temperatura media anual es de 15°C, donde los meses más fríos son de diciembre a febrero, con temperatura promedio de 11-12°C, y los más cálidos abril y mayo con una temperatura media de 17-18°C. El régimen de lluvias es aproximado a 700 mm anuales, donde las mínimas, inferiores a 15 mm se presentan en los meses de noviembre a febrero, y las mayores, de 100 a 138 mm, de junio a septiembre en cada uno (E. García, 1988).

Esta zona, por su topografía favorece que el agua se estanque, por lo que predomina el suelo gleysol (INEGI, 1982), constituido por arenas, limos y arcillas en proporción semejante, cercana al 33%, es decir, mantiene un equilibrio y porosidad favorable para la infiltración. El uso actual del suelo es principalmente de agricultura de temporal, los productos que más se siembran son maíz y amaranto, existen en pequeñas localidades como San Lorenzo Chimalpa que los cultivos son de régimen de riego.

Las poblaciones que originalmente se construyeron en lo que fue la ribera lacustre, han crecido hacia la planicie y hay la tendencia a que se produzca una gran urbanización, como ha ocurrido en la población de Chalco en los últimos 10 años.

2. El **pedemonte de la Sierra Nevada** es la segunda unidad, una extensión de la anterior hacia el oriente; en la porción norte de ésta se asientan las poblaciones de Cocotitlán y Temamatla, y Amecameca en la oriental; consiste en depósitos volcánicos, fluviales y lacustres, de manera que representa una zona favorable para la actividad humana por sus suelos fértiles y relieve con inclinación de 0.5 a 3°. Las condiciones climáticas son semejantes a las de la planicie lacustre, aunque hay un ligero descenso de la temperatura y aumento en la precipitación hacia la base de la Sierra Nevada.

La infiltración predomina sobre el escurrimiento, proceso que favorece la topografía de suave inclinación. Los suelos son esencialmente fluvisoles, resultado del acarreo de los ríos (INEGI, 1982). La única corriente importante es el Río Amecameca, mismo que proviene del piedemonte alto del volcán Popocatepetl, y bordeando elevaciones volcánicas jóvenes desemboca en la planicie de piedemonte, actualmente canalizado en ésta. El uso del suelo es esencialmente agrícola con cultivos que responden favorablemente a suelos de alta permeabilidad y otras características antes mencionadas.

3. El **campo volcánico monogenético** es la unidad de mayor extensión e interés principal en este estudio, el cual corresponde a la Formación geológica Chichinautzin. Algunas de las poblaciones que se encuentran en esta unidad son Juchitepec, Tenango del Aire y Tepetlixpa; es un conjunto de conos menores, derrames de lava y depósitos de piroclastos, que se encuentran de forma ininterrumpida entre los grandes volcanes compuestos Ajusco y Popocatepetl, alineados cerca del paralelo 19.

Representa la mayor superficie de la zona en estudio y en el relieve consiste en numerosos conos volcánicos rodeados por lavas, muchas de ellas sobrepuestas. Las superficies cubiertas por piroclastos con más de 0.5 m de grosor y en pendientes menores a 7° se usan para la agricultura, en algunas localidades tienen uso forestal.

Por la altitud, a más de 2700 msnm en la zona de divisoria de aguas, la temperatura media anual es de 13°C, donde los meses más fríos -diciembre a febrero- registran 11-12°C y los más calurosos -mayo y junio- 16°C. La precipitación media anual es de 900 mm, con menos de 15 mm de diciembre a marzo y con valores de 147-186 mm de junio a septiembre, en cada mes (E. García, 1988).

Las altas precipitaciones se canalizan al subsuelo, fenómeno favorecido por la alta permeabilidad de las rocas (lavas tipo basalto y piroclastos) y la juventud de las mismas. Las corrientes fluviales son escasas, en algunos casos, grietas en la lava, contactos litológicos o barrancos antrópicos, en general son de primer y segundo órdenes, sin integrarse a un sistema fluvial preciso.

Los suelos son litosoles (INEGI, 1982) en las lavas más jóvenes, donde la capa superior de piroclastos no ha favorecido el desarrollo del suelo, aunque crece la vegetación sin dificultad. Donde la capa es más gruesa se presentan suelos feozem, ricos en materia orgánica y nutrientes, andosol, formados a partir de cenizas volcánicas y regosol como resultado de la transformación de piroclastos. El uso del suelo es agrícola, principalmente maíz, frijol y haba, en las superficies de menor pendiente y mejor desarrollo de suelos; forestal de bosque de encinos en las porciones elevadas y en algunos litosoles.

4. Los **peñascos de Tepoztlán** corresponden a la última unidad, una pequeña superficie en el extremo meridional del mapa (se extiende al sur algunos kilómetros), un grupo de rocas volcánicas pliocénicas (Mooser et al., 1996), cubiertas y semicubiertas por las rocas de la unidad anterior mencionada.

Ocupa la ladera inferior externa de la cuenca de México, o sea, pertenece a la cuenca alta del río Amacuzac, afluente del Balsas. Es una superficie de fuerte inclinación de más de 20°, en grandes extensiones escarpada, con su extremo superior cercano a los 2200 msnm, y a la vez por abajo del nivel de base de la cuenca de México.

Su exposición al sur la hace más húmeda y cálida, con una temperatura media anual de 18°C, sin variaciones importantes a lo largo del año y una precipitación media anual mayor a los 900 mm; la temperatura media mínima es inferior a 12°C y se presenta de diciembre a marzo, la más alta, 19°C, entre junio y octubre. Predominan los andosoles y en menor proporción, regosoles (INEGI, 1982), los que sostienen en parte, un bosque de encinos y tierras de cultivo.

### **Conclusión**

La explicación anterior refleja que la zona en estudio presenta una topografía desde el planó horizontal hasta laderas empinadas, suelos favorables para la agricultura y vegetación rica y variada, además de un clima benigno y agua abundante, todo ello, aun cuando las condiciones originales, excepcionales si suponemos la presencia de un lago, y desecado éste hacia la segunda mitad del siglo XX, es favorable hoy día para una población agrícola por cuanto a que se convierte en tierras fértiles, manteniendo el entorno.

El clima que prevalece en toda la zona en estudio, de acuerdo con E. García (1988) es templado subhúmedo con lluvias en verano (Cw). Los valores expuestos reflejan un fuerte contraste en precipitación y temperatura en una pequeña distancia de 20 km aproximadamente, donde la planicie lacustre del ex lago de Chalco representa las condiciones de mayor temperatura y menor precipitación, mientras que en la zona más elevada, centro-oriental, los máximos y mínimos son a la inversa. Esto significa una excelente alimentación hídrica en la mayor parte de la zona, por encima de los 2400 msnm.

El pobre desarrollo de corrientes fluviales refleja una gran infiltración de las aguas que alimentan la zona lacustre, incluyendo el subsuelo en la cuenca de México, y otra parte escurre hacia el Estado de México (Oaxtepec y otros poblados).

En los últimos 25 años la zona metropolitana de la ciudad de México crece hacia esta zona, gradualmente la planicie lacustre se convierte en urbana, siempre amenazada por inundaciones, afectada por hundimiento y agrietamiento, efecto de la extracción de agua del subsuelo, frecuentemente contaminada.

Es conveniente que se mantengan no urbanizadas las laderas meridionales de la cuenca de México, un paliativo al grave problema ecológico que vive la zona metropolitana de la ciudad capital del país.

La margen oriental de la zona estudiada, no incluida en este trabajo, pertenece a la base de los volcanes compuestos Iztaccíhuatl y Popocatépetl; consiste esencialmente en grandes depósitos de flujo piroclástico, de lahares, de caída (piroclastos) y fluviales, ocupados por cultivos de régimen de temporal, en partes con alguna elevación volcánica. Se trata principalmente del piedemonte de la Sierra Nevada. Este representa también una valiosa fuente de alimentación hídrica, sobre todo del subsuelo de la cuenca lacustre.

## CAPÍTULO II

### GEOLOGÍA

#### **Antecedentes**

Entre los estudios geológicos más importantes de la Cuenca de México están los de Felix y Lenck (1890), Ordóñez (1895), Bryan (1948), Fries (1956, 1960), Mooser (1956, 1967, 1975, 1996), Lorenzo y Mirambel (1986), De Cserna, et al. (1988), Vázquez y Jaimes (1989).

Otras publicaciones que tratan especialmente la zona de la Sierra Chichinautzin, las contiguas del volcán Popocatepetl y la planicie lacustre, pertenecen a Schlaepfer (1968), Martin del Pozzo (1980, 1982, 1990), Martin del Pozzo et al. (1997).

Los antecedentes cartográficos más importantes son el mapa geológico de Schlaepfer 1:100 000 (1968), mismo que corresponde a las hojas topográficas 1:50,000, *México, Chalco, Milpa Alta y Amecameca*; el resultado principal de este trabajo radica en la clasificación de las unidades geológicas, su relación con la morfología general y la interpretación de la historia geológica.

Un mapa con mucho mayor detalle es el geológico de INEGI (1979), donde hay una diferenciación de distintos tipos de lavas, y aunque eso no se explique en la leyenda, tiene relación estrecha con la edad relativa de las mismas.

Otro problema interesante es que en el extremo meridional de la zona estudiada, las lavas jóvenes sepultan a los peñascos de la Formación Tepoztlán, lo que adquiere expresión en el relieve en laderas muy empinadas y con alineamiento de occidente a oriente. En 1996 Mooser et al. publicaron un conjunto de mapas geológicos 1:100,000 de la cuenca de México y las vecinas de Toluca y Puebla.

### **Marco geológico de la Cuenca de México**

La Cuenca de México es parte de la gran estructura conocida como Cinturón Volcánico Mexicano, expresión de una gran actividad volcánica, esencialmente en el periodo Cuaternario. Los grandes edificios volcánicos que constituyen dicha estructura abarcan desde las costas del Océano Pacífico entre los Estados de Nayarit y Colima, hasta los grandes volcanes del Estado de Veracruz, y es en su porción centro-oriental, entre los meridianos  $98^{\circ} 15'$  y  $99^{\circ} 30'$  de longitud oeste y los paralelos  $19^{\circ} 00'$  y  $20^{\circ} 15'$  de latitud norte aproximadamente, que se encuentra situada la Cuenca de México.

La constitución geológica de la cuenca es toda de rocas volcánicas y derivadas de éstas, cuyas edades varían del Oligoceno al Holoceno (Mooser et al., 1996). Rocas sedimentarias marinas cretácicas afloran fuera de los límites de la Cuenca de México, al norte, a menos de 30 km de la línea divisoria de aguas de la cuenca, en Apasco, Estado de México, y cerca de las ciudades de Cuautla y Cuernavaca (Fig. 5). Son las formaciones geológicas con extensión regional que constituyen las montañas plegadas de la Sierra Madre Oriental y del Sur.

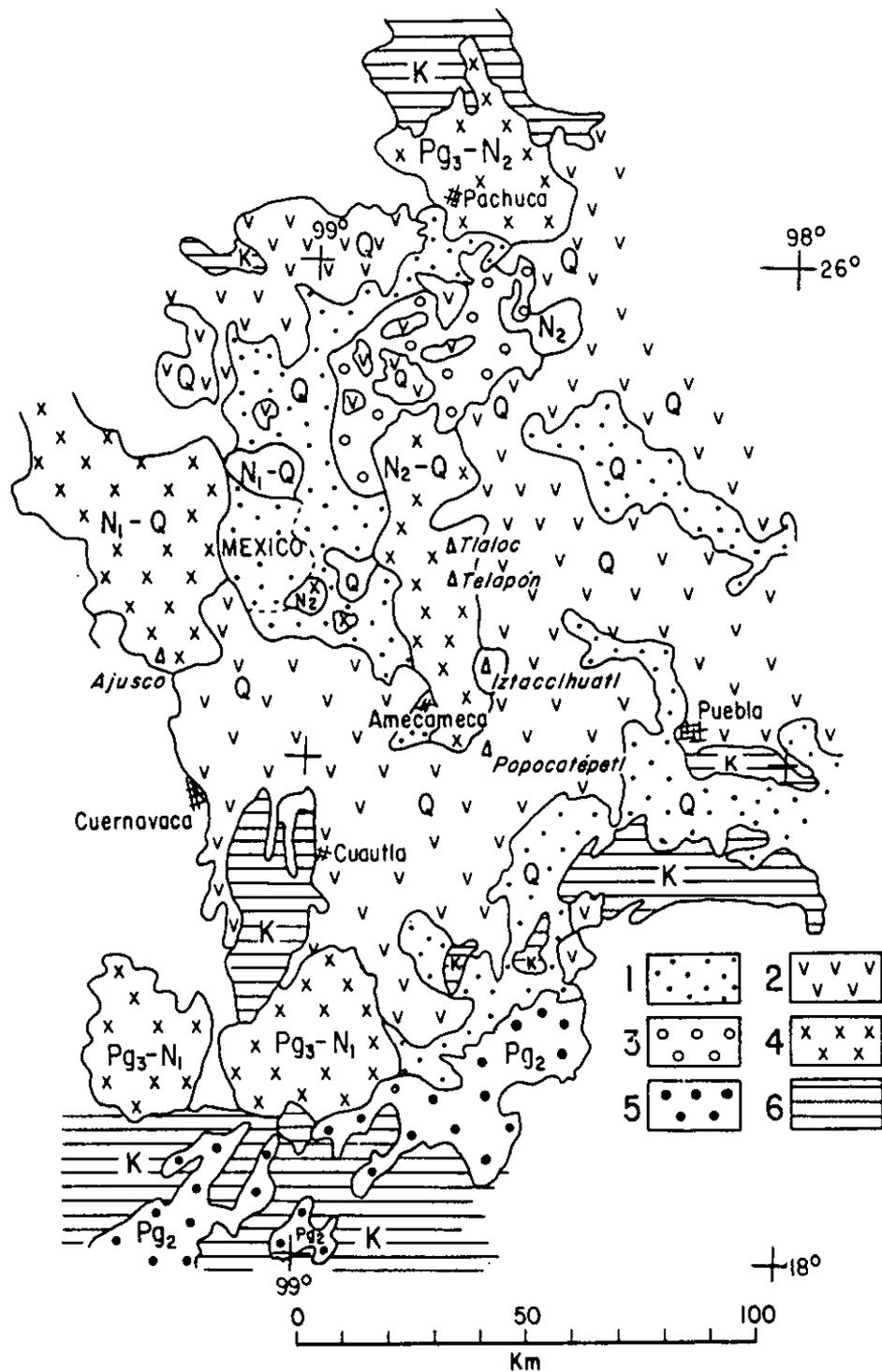


Fig. 5. Esquema geológico regional escala 1:1000 000 (INEGI, 1981).

- 1 Depósitos lacustres y aluviales cuaternarios. 2 Vulcanitas cuaternarias. 3 Depósitos volcánicos (piroclastos) y aluviales cuaternarios. 4 Vulcanitas del Neógeno y Cuaternario. 5 Molassa continental del Eoceno (Formación Balsas). 6 Rocas sedimentaria masivas cretácicas. Q, Cuaternario; N<sub>2</sub>, Plioceno; N<sub>1</sub>, Mioceno; Pg<sub>3</sub>, Oligoceno; Pg<sub>2</sub>, Eoceno; K, Cretácico.

En el subsuelo de la ciudad de México se reconocieron las rocas cretácicas marinas a profundidad del orden de 2000 m. Constituyen pequeñas elevaciones sepultadas, con altura sobre el nivel del mar de menos de 500 m, de acuerdo con los datos obtenidos por los pozos profundos de exploración, el primero en Texcoco (Schlaepfer, 1968) y otros cuatro que se hicieron después del sismo de septiembre de 1985 en la ciudad de México (Vázquez y Jaimes, 1989).

El conjunto sedimentario consiste en dos formaciones geológicas marinas principales: una caliza masiva, potente (Formación Morelos), propia de un ambiente de transgresión; sobre ésta yace la Formación Mexcala, tipo flysch, representativa del Cretácico tardío, característica de regresión marina (Fries, 1960).

En el subsuelo se reconoció también la Formación Balsas, una molassa continental, con amplia disposición en los Estados de Morelos y Guerrero, testigo de la erosión intensa de las montañas a finales del Eoceno (Fries, 1960).

Por encima de las formaciones mencionadas se encuentra un paquete de más de 1000 m de grosor de rocas volcánicas que se han considerado del Oligoceno, Neógeno y Cuaternario. Todas ellas se han correlacionado con rocas que afloran en el relieve de la cuenca de México (Fries, 1960).

Originalmente, la Cuenca de México fue fluvial exorreica, cuyas corrientes escurrían al sur, hacia el Río Amacuzac. Posteriormente, hace menos de 500 000 años se formó la Sierra Chichinautzin por una gran actividad volcánica y con el tiempo se convirtió en algo semejante a la cortina de una presa (Mooser, 1975).

La historia geológica se ha podido construir a partir del periodo Cretácico (Fig.6), cuando la mayor parte del actual territorio mexicano era parte del océano. A fines del Cretácico y durante el Paleoceno, el fondo marino se convirtió en tierra firme y para el Eoceno tardío tuvo lugar la orogenia que hoy reconocemos en las montañas plegadas de la Sierra Madre Oriental y parte de la del Sur.

La formación de montañas tuvo su máxima erosión a fines del Eoceno y principios del Oligoceno, lo que dio lugar a extensos depósitos fluviales, en parte lacustres, lo que reconocemos en los sedimentos de la Formación Balsas, al sur de la cuenca de México y la Formación El Morro al norte de la misma.

El Oligoceno fue una etapa de actividad volcánica, especialmente en el noroccidente del país y aunque se ha definido en la cuenca de México, las unidades geológicas correspondientes son escasas y la edad no ha sido bien establecida.

En el Mioceno continuó la actividad volcánica. Algunos autores (Mooser, 1975; Vázquez y Jaimes, 1989) consideran que en esta época inicia la formación de la Sierra de Las Cruces, margen occidental de la Cuenca de México; de la Sierra de Guadalupe, al norte de la ciudad de México; de la Sierra de Pachuca en el extremo norte de la Cuenca de México, entre las principales.

El Plioceno se caracteriza también por una gran actividad volcánica, cuyos productos están expuestos a lo largo del Cinturón Volcánico y en la Cuenca de México, en las Sierras de Pachuca, Las Cruces-Monte Alto, Nevada-Río Frío, de Guadalupe y otras más (Mooser et al., 1996).

En el Plioceno, sobre la Formación Balsas, al oriente de la ciudad de Cuernavaca, se depositó la Formación Tepoztlán (Mooser et al., 1996). Consiste en cerros quebrados formados por depósitos de flujo piroclástico y lahar, de rocas andesíticas y se considera que provienen de antiguas unidades volcánicas, posiblemente calderas (Fries, 1960) del sur de la Cuenca de México, al norte, sepultadas por las rocas de la Formación Chichinautzin.

Más notable aún es la actividad volcánica cuaternaria de los últimos dos millones de años, cuyos productos fueron cubriendo gradualmente a los depósitos neogénicos. La información geológica actual (Vázquez y Jaimes, 1989; Mooser et al., 1996) muestra que en esta etapa surgió el relieve de las Sierras de Las Cruces-Monte Alto, la Sierra de los Pitos, parte de la Sierra de Pachuca, la Sierra Nevada-Río Frío y en especial, la Sierra Chichinautzin que se considera como tal, al conjunto de elevaciones dispuestas de occidente a oriente entre los volcanes Ajusco y Popocatépetl.

El volcanismo que formó esta unidad mencionada ha sido de especial intensidad en los últimos 60,000 años y continúa hoy día con la actividad del volcán Popocatépetl.

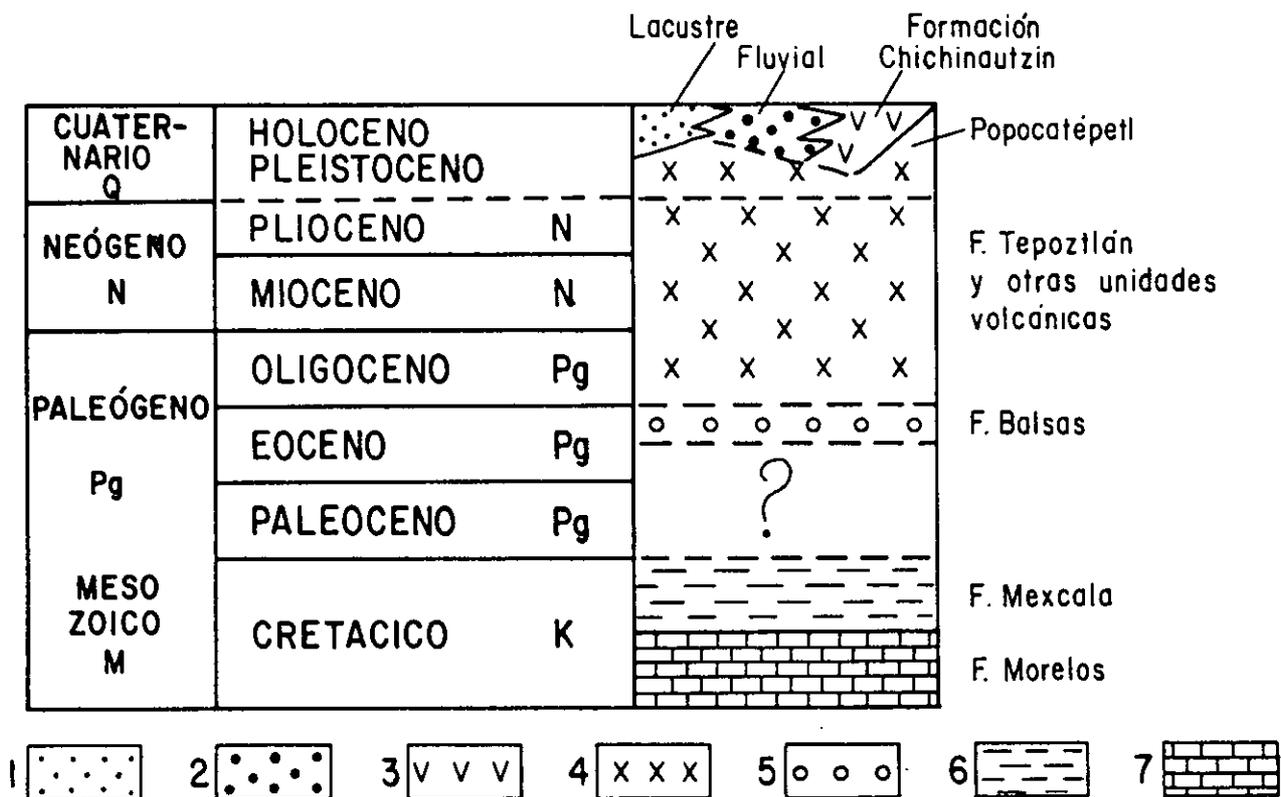


Fig. 6. Columna estratigráfica regional

## Geología de la zona de Amecameca

La zona objeto de estudio representa el extremo sudoriental de la Cuenca de México. Comprende dos grandes unidades geológico-geomorfológicas, la primera es una porción de la planicie lacustre, y la segunda, los conjuntos de rocas correspondientes a la Formación Chichinautzin; una tercera unidad representa el límite oriental de la zona estudiada, el piedemonte del volcán Popocatépetl, mismo que tiene una especial importancia desde el punto de vista geológico porque está constituido de varias capas de material volcánico, y algunas se encuentran en una porción considerable de la zona estudiada. Además de las unidades mencionadas, la Formación Geológica Tepoztlán está representada en el extremo meridional de la zona en estudio, también de origen volcánico y aparentemente de edad Plioceno, ha ido siendo cubierta gradualmente por las erupciones volcánicas que originan la Formación Chichinautzin (Figs. 7 y 8).

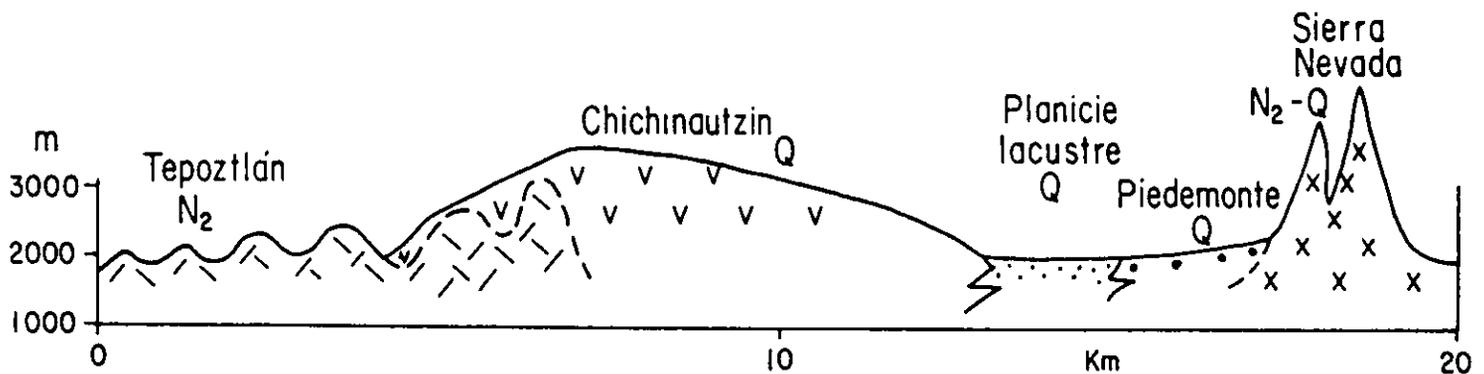


Fig. 7. Perfil esquemático donde se muestran las unidades geológicas de la zona estudiada (Mooser et al., 1996).



## UNIDADES GEOLÓGICAS

### Planicie Lacustre

La planicie lacustre de la cuenca de México se encuentra a una altitud promedio de 2240 msnm y en tiempos de la Conquista estaba ocupada por los lagos de Xochimilco y Chalco en el sur, el de Texcoco al norte de éstos, y los más septentrionales eran los de Xaltocan y Zumpango.

Los estudios de la planicie lacustre son más difíciles de realizar, debido a la necesidad de observar el subsuelo a unas decenas de metros de profundidad. Por esto, las publicaciones principales al respecto, se han apoyado en obras de ingeniería, como el drenaje profundo (Mooser, 1975), el Sistema de Transporte Colectivo (Mooser et al., 1986) y numerosos estudios relacionados con mecánica de suelos (Zeevaert, 1951; Marsal y Mazari, 1969); los pozos profundos (Oviedo de León, 1970; Vázquez y Jaimes 1989). Otros estudios sobre los sedimentos lacustres, sus edades y relación con el clima, son los de Foreman (1955), Bradbury (1971), Lorenzo y Mirambel (1986), Lozano (1989); Lozano et al. (1993, 1994), Ortega Guerrero (1992) y Urrutia et al. (1994, 1995). Otra publicación reciente de orientación geohidrológica sobre la cuenca contigua de Chalco, es de S. Bellia et al. (1992).

La planicie lacustre fue cartografiada por Jaeger en 1926 (Tricart, 1985), con curvas equidistantes 0.20 m, de lo que resultó un gradiente insignificante, de 0.0005. Los mapas modernos comerciales (de INEGI y SIGSA), presentan equidistancia de 10 m, en ocasiones con algunas auxiliares de 5 m.

Schlaepfer (1968) define los sedimentos lacustres como arcilla bentonítica con contenido variable de sales e intercalaciones de horizontes piroclásticos, comprenden facies lacustres de la Formación Tacubaya y la Becerra.

En las márgenes del lago los sedimentos del mismo se encuentran interdigitados con aluvión y material volcánico de la Formación Chichinautzin. Su porción superior y más joven es holocénica y posiblemente en este lapso se depositaron más de 3 m de sedimentos, de acuerdo con las estimaciones de diversos autores (Ortega, 1992; Urrutia, 1994; Lozano, 1994). El desarrollo natural de los lagos fue alterado sustancialmente a partir del siglo XVII con las obras del desagüe de la cuenca de México, mismas que continúan en la actualidad.

Tres pozos profundos (Mixhuca, Tulyehualco y Roma), atravesaron la capa de arcillas y se reconoció la base de éstas a profundidad de 167, 300 y 74 m, respectivamente (Vázquez y Jaimes, 1989); se reconocieron también lentes de arena, limos, tobas e incluso basalto.

Bajo la planicie lacustre de la ciudad de México, Mooser et al. (1986) reconocen dos estratos principales, el primero es la costra superficial subdividida en tres capas: un relleno artificial (restos de construcciones modernas y prehispánicas) de 1 a 7 m de grosor; un suelo blanco consistente en aluvión con lentes de material eólico; una costra seca formada por la exposición del piso somero a los rayos solares. El segundo estrato es el de la serie arcillosa lacustre superior, con un grosor de 25 a 50 m, constituido por arcillas con distinto grado de consolidación que se alternan con lentes de arena y vidrio volcánico, así como con otras de secado solar. El límite inferior lo constituye la *capa dura* de constitución limoarenosa, en ocasiones con gravas y arcilla, el grosor varía de centímetros a 5 metros.

Bajo la capa dura se dispone la serie arcillosa lacustre inferior: una secuencia de estratos de arcilla separados por lentes del tipo de la *capa dura* (Marsal y Mazari, 1969); el grosor general es de unos 15 metros, a lo que siguen los depósitos profundos esencialmente aluviales (Fig. 10), lo que Mooser (1990) considera una red compleja de valles sepultados.

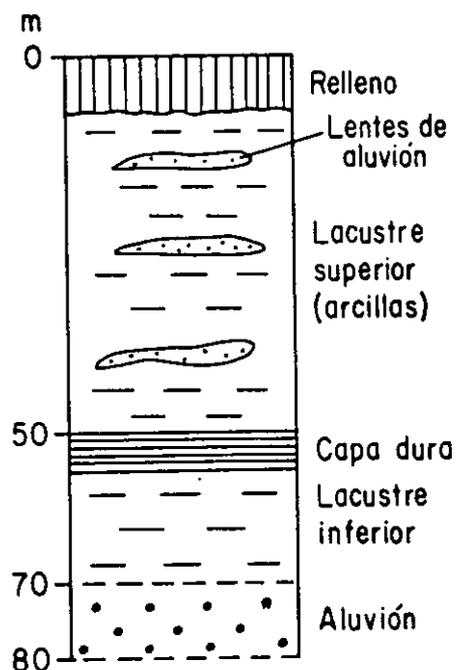


Fig. 10. Estructura del subsuelo de la planicie lacustre (Mooser, 1990).

Se han hecho dataciones por medio de carbono 14 para los sedimentos lacustres, de lo que han resultado edades de hasta 46,000 años (tabla 1). La superficie es naturalmente reciente y sólo se ha interrumpido la acumulación, como se fue transformando el relieve, en especial a partir de la Conquista.

Tabla 1 Principales fechamientos del subsuelo lacustre (Lugo y García Arizaga, 1995).

AUTOR	PROFUNDIDAD	EDAD (antes del presente)	LAGO
Bradbury, 1971	9.0 metros	27 000	Texcoco
Bradbury, 1971	17	46 000	Texcoco
Lozano et al. no. pub.	16.2	27 000	Texcoco
Lozano et al. no. pub.	10.6	24 200	Texcoco
Urrutia et al., 1994	0.84 - 0.92	5 535	Chalco
Urrutia et al., 1994	1.65 - 1.75	5 380	Chalco
Urrutia et al., 1994	2.53 - 2.60	9 395	Chalco
Urrutia et al., 1994	3.46 - 3.56	12 520	Chalco
Urrutia et al., 1994	4.27 - 4.37	14 610	Chalco
Urrutia et al., 1994	7.51 - 7.57	17 450	Chalco
Urrutia et al., 1994	8.08 - 8.18	19 040	Chalco
Urrutia et al., 1994	9.00 - 9.10	21 600	Chalco
Urrutia et al., 1995	12	25 000	Chalco

Lozano (1989) obtuvo un promedio de velocidad de sedimentación de 0.3 mm/año y de estudios detallados en la cuenca de Chalco, Ortega Guerrero (1992) y Urrutia et al. (1994), calcularon una velocidad de sedimentación de 0.28 a 0.80 mm/año; estas diferencias se explican por acumulación volcánica de tefra, lo que coincide con las capas del subsuelo (op. cit.).

De especial interés son las interpretaciones sobre los paleoclimas que se han hecho con base en estudios de sedimentos y polen, así como fechamientos de materia orgánica y paleomagnetismo. Durante la época de máxima glaciación, hace unos 18,000 años, el actual lago de Chalco era somero, tipo pantano (Urrutia et al., 1995), lo mismo el lago de Texcoco (Lozano, 1989). Los análisis de polen en Chalco sugieren que en el Holoceno el clima fue subhúmedo, pero otros rasgos señalan un ambiente seco para el inicio del Holoceno (op. cit.).

Lozano et al. (1993) consideran que hace aproximadamente 19,000 a 15,000 años hubo una intensa actividad volcánica, cuando el lago fue somero en condiciones de un clima seco y frío. De 15,000 a 12,500 años antes del presente, aumentó el nivel del agua y el polen señala condiciones más húmedas. El nivel más alto se registró de 12,500 a 9,000 años atrás y el fin del Pleistoceno se caracteriza por un incremento de la humedad. De 9,000 a 3,000 años antes del presente, el lago de Chalco fue un pantano salino, con un clima más cálido y en los últimos 3,000 años, el nivel aumentó. Otros datos sobre las condiciones paleoclimáticas son proporcionados por Lorenzo y Ortega (1994), quienes infieren que de 20,600 a 19,000 años a.p., la vegetación en Chalco era dominada por pastizales y bosque de pino y robles con un nivel del agua relativamente alto; hace 19,000 a 18,300 inició una etapa de aridez. De 18,300 a 17,500 a.p. prevalecen condiciones más cálidas y secas. Una intensa actividad volcánica se registra entre 17,500 y 10,000 a.p. De 16,500 a 14,500 a.p. hay más humedad. Para el Holoceno el clima cambió a subhúmedo, se expandieron los Quercus y hay un ascenso del nivel del lago en los últimos 4,000 años (op. cit.).

El lago ha sido objeto de modificaciones considerables por la acción humana, lo que inició en el año 1300 cuando se funda el poblado de Xochimilco por un grupo humano, en la ribera del lago (Serra, 1994). Fue el principio de una transformación del medio con la construcción de chinampas, consistentes en depósitos de tierra, a manera de islotes de forma rectangular, apoyados en varas, de lo que resultaba un suelo de gran fertilidad. Se hacían con lodo y plantas acuáticas, con lo que gradualmente se avanzaba sobre el lago, dejando canales anchos por los que circulaban canoas. A partir de 1940 se incrementó el proceso de desecación del lago y a la fecha se reconoce una transformación en la mayor parte del mismo.

## Sierra Chichinautzin

El Grupo Chichinautzin, fue definido por Fries (1960) como "todas las corrientes lávicas, tobas, brechas y materiales clásticos interestratificados, depositados por agua, de composición andesítica o basáltica que descansan encima de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas". Schlaepfer (1968) propuso llamar a esta unidad Formación en vez de Grupo, aunque restringido a la unidad que define el límite meridional de la cuenca de México. Martin del Pozzo (1980), de numerosos análisis petrográficos, reconoció de basaltos a dacitas, aunque la mayor parte, andesitas calcoalcalinas propias de margen continental. Definió también tres tipos de volcanes en la Sierra Chichinautzin: de lava (cónicos y en escudo), conos de escoria y domos (bocas) de lava (op. cit.).

Los estudios de Bloomfield (1975) para la misma unidad en la Cuenca de Tenango (al occidente del volcán Ajusco) y los posteriores de Martin del Pozzo, demuestran que las rocas de la superficie son esencialmente de fines del Pleistoceno y el Holoceno, de los últimos 40 000 años.

El volcanismo de la Formación Chichinautzin inició en el Pleistoceno con erupciones de explosividad intermedia, de tipo estromboliana (Martin del Pozzo, 1990). La misma autora propuso una clasificación cronológica (1980, 1982), diferenciando un grupo holocénico y cuatro pleistocénicos (de menos de 40,000 años), basada esencialmente en análisis estratigráficos y morfométricos (op cit.). En 1990, a raíz de estudios más detallados, redujo la clasificación a tres grupos: holocénico (de menos de 10,000 años) y dos pleistocénicos (el joven de menos de 25,000 años y el antiguo de hasta 42,000 años). Actualmente todo esto se apoya en dataciones absolutas de las lavas del Xictli (Libby, 1953), del Pelado, Malinale y otros (Martin del Pozzo, 1990, 1992; Kirianov et al., 1992) fuera de la zona comprendida en este estudio (op. cit.).

Esta formación está interdigitada con los sedimentos lacustres y aluviales, así como otros depósitos del volcán Popocatepetl; hacia el sur del parteaguas cubre con discordancia erosiva las rocas de la Formación Tepoztlán.

### **Piedemonte del Popocatepetl**

Como tercera unidad están los depósitos del piedemonte del volcán Popocatepetl. Consisten en una secuencia compleja de material volcánico de caída, depósitos de flujo piroclástico, de lahares, aluviales y otros. En el mapa de Schlaepfer (1968) se clasifican como aluvión interdigitado con la Formación Chichinautzin y los sedimentos lacustres. En estudios posteriores, en las dos últimas décadas del siglo XX se han hecho varios estudios geológicos de esta zona, lo que ha permitido ir conociendo gradualmente su constitución.

En el Sacromonte, cono de escoria, al occidente de Amecameca, el material fino, lapilli rojo y bombas del cono están cubiertos por varios depósitos de flujo piroclástico. El inferior es amarillo con horizontes delgados de ceniza, los cubre otro que fue definido originalmente como pómez con (with) andesita (PWA).

Prácticamente todos los volcanes están cubiertos en la parte superior por un depósito más joven de ceniza amarilla, de varios centímetros de grosor. La leyenda dice que Amecameca fue sepultada por una erupción del Popocatepetl en el pasado (Martin del Pozzo et al., 1997).

La toba amarilla que describen Martin del Pozzo et al. (1997) se reconoció en casi todos los conos de escoria de la zona estudiada, con diverso grosor, apoyada en escoria negra o roja, o en lapilli gris oscuro. En los volcanes Sacromonte, Tres Cumbres y Cocotitlán se reconoce también la pómez con andesita y aunque en pequeña cantidad, en el Cuatapel de la Población de Juchitepec.

La pómez con andesita fue descrita originalmente por Mooser (1967) y posteriormente Lambert la reconoció en las excavaciones de Tlapacoya (1986).

Esta parte del estudio de la influencia del volcán Popocatepetl en el pasado, es sólo preliminar, ya que dada la complejidad del tema, se requieren estudios más detallados que incluyen análisis de laboratorio.

### **Formación Tepoztlán**

Como última unidad estratigráfica está la Formación Tepoztlán, definida por Fries (1960) como rocas volcánicas epiclásticas andesíticas depositadas por agua, formando capas de 0.5 m a 10 m de grosor.

La edad de la misma fue considerada por correlación con otras unidades semejantes en la cuenca de México, del Oligoceno tardío-Mioceno temprano o medio. Actualmente, Mooser et al. (1996) la sitúan en el Plioceno.

En la zona cartografiada son escasos los afloramientos de esta unidad, sin embargo, se extiende de la base de la Formación Chichinautzin, al norte, bajo ésta, y es muy probable que la fuente de origen, sea una caldera u otra estructura volcánica sepultada como supuso Fries (1960).

En resumen, la zona objeto de estudio es muy joven y se debe fundamentalmente a dos tipos de procesos volcánicos uno, monogenético, expuesto en una superficie muy amplia, de finales del Pleistoceno y el Holoceno; el otro es el del gran estratovolcán Popocatepetl y ambos se conjugan. El relieve preexistente es probablemente de rocas de la Formación Tepoztlán. Los sedimentos lacustres, fluviales, glaciáricos y otros, son derivados de las rocas volcánicas.

## CAPÍTULO III

### GEOMORFOLOGÍA

El relieve de la zona estudiada es fundamentalmente volcánico, producto de actividad monogenética que se manifiesta en numerosos conos, derrames de lava y depósitos piroclásticos y entra en contacto al oriente con otra zona volcánica diferente, de la Sierra Nevada donde son comunes los grandes depósitos de flujo piroclástico, de lahar y material de caída.

Los conos monogenéticos y sus derrames son muy semejantes entre sí, en cuanto a composición y forma. Las diferencias se deben a las distintas edades de los volcanes y este es el principal criterio que se aplicó para clasificar el relieve volcánico, esto es, la morfología estrechamente relacionada con la edad. La mayoría de los conos del área presentan la forma cónica bien conservada, con alteración mínima. La porción sur del área en estudio es de estructuras más antiguas, pertenecientes a la Formación Tepoztlán, donde hay mayor incisión de corrientes fluviales paralelas, con dirección al sur, controladas por el relieve subyacente.

Los conos volcánicos, aunque numerosos (60), ocupan pequeñas superficies del terreno, los mayores son del orden de un kilómetro de diámetro con altura de 150-250 m, con pendiente de aproximadamente 30°; la mayoría tiene en la cima un cráter cerrado, o abierto en forma de herradura. Cada uno de éstos originó un derrame (o un conjunto) de lava, en ocasiones alargado y estrecho o bien, de gran amplitud; a los conos principales se asocian otros menores, los adventicios, representativos del volcanismo monogenético; son de 500 m de diámetro y menos, con altura de 40-100 m, con un pequeño cráter en la cima.

Los derrames de lava son de tres tipos principales, de acuerdo con su expresión en el relieve: el primero, el más joven, en general forma un malpaís, donde las lavas están bien conservadas y han sido modificadas en grado mínimo por los procesos de la erosión y la acumulación, las corrientes fluviales son escasas, éstas aprovechan las grietas de lava. Gradualmente se produce acumulación en el fondo, de arenas y limos de origen piroclástico, así como materia orgánica vegetal. No realizan una acción erosiva importante, salvo la remoción de rocas poco consolidadas.

En la lava del tercer tipo y algunas del segundo, se han formado algunos barrancos antrópicos, resultado de la deforestación y la traza de veredas. Ellos son formas de erosión activa, con avance de las cabeceras y socavación vertical.

En ambos casos la disección presenta valores de menos de 1.5 km de longitud de cauces por km<sup>2</sup> (Lugo y Martínez, 1984), medidas en un mapa escala 1:50,000. Estos valores son comunes en el campo monogenético, excepto en la ladera meridional, donde se incrementan bruscamente de 1.7 a 2.8 km/km<sup>2</sup> (op. cit.), factor controlado por la estructura geológica que favorece la fractura de la roca y ésta, a su vez, el escurrimiento.

## **El mapa geomorfológico**

La cartografía geomorfológica es un tema tratado por varios autores como Demek (1972), Bashenina et al. (1975), Tricart (1992), Verstapen y Zuidam (1991) y Peña Monné (1997) entre los principales. Tricart (1992) elaboró un mapa geomorfológico de la cuenca lacustre de Zacapu, Mich., donde la cronosecuencia de los eventos volcánicos y sus rasgos morfológicos es lo esencial del trabajo y esto se ha tomado como base para la elaboración del mapa geomorfológico de la zona de Amecameca.

Los criterios aplicados en la elaboración del mapa son la forma del relieve, génesis y edad relativa; de esta manera, las formas dominantes en la superficie son derrames que se delimitan cada uno y se clasifican de acuerdo con su edad relativa y su expresión en la superficie. Los volcanes asociados son la fuente de origen de la lava y de los depósitos piroclásticos; así como hay una diferenciación entre volcanes principales y los adventicios, casi siempre presentes, también se clasifican por su origen en conos de escoria, volcanes de lava y domos volcánicos.

El mapa geomorfológico elaborado representa el resultado principal del trabajo de tesis, en éste se reconocen las formas del relieve posibles de cartografiar en una escala 1:50 000-1:100 000, la secuencia evolutiva y la relación entre ellas, así como los procesos actuales que modifican el relieve.

En la zona estudiada son notables los rasgos producto de dos tipos de procesos volcánicos, el primero se refiere a las erupciones colosales del Popocatépetl cuyos depósitos se reconocen en la margen oriental del mapa. El otro tipo de volcanismo ha sido de erupciones del tipo del volcán Parícutín.

Otros antecedentes de mapas geomorfológicos afines se encuentran en las tesis profesionales elaboradas por Guillen (1996), Toscana (1998) y Gómez (1998).

## **I. Relieve volcánico del Pleistoceno tardío-Holoceno**

### **Volcanes**

En su gran mayoría son conos de escoria, semejantes en su morfometría: diámetro de base de 500-1000 m, altura de 50-200 m y pendiente de 28-32°. A cada volcán principal lo acompaña en casi todos los casos, uno o más secundarios (adventicios), de menor tamaño, que representan una actividad menor o están semisepultados por lavas.

Se reconocieron cuatro tipos principales: de escoria principales y adventicios, de lava y domos volcánicos. La clasificación, en la zona estudiada, tiene otros dos tipos que son una variedad morfológica.

### **Derrames de lava**

El relieve dominante es de derrames de lava emplazados en el Pleistoceno tardío-Holoceno, mismos que se sobreponen unos con otros.

Por medio de la fotointerpretación se definieron los límites de los conjuntos principales, lo que permite reconocer los más jóvenes no sobrepuestos por ningún otro. Una segunda categoría es de aquellos que subyacen a solo un conjunto más joven; otros a dos. Así la superficie total de cada conjunto se reduce gradualmente por los depósitos posteriores.

Los derrames de lava en la medida que son más antiguos van perdiendo la morfología original de malpaís: terreno rocoso accidentado, donde se alternan elevaciones y depresiones con diferencia de altura de 5-20 m, y en especial, numerosas grietas, de uno o más de 10 m de profundidad y longitud de decenas e incluso más de 100 m, como se observa actualmente en el volcán Parícutín.

La nivelación se produce por acumulación de sedimentos en las depresiones, por acarreo fluvial, por el viento y materia orgánica (hojarasca, hierba, etc.).

En principio, los derrames más antiguos son los más nivelados, aunque no puede considerarse como un criterio único. Influye también la distancia de un volcán a otro, donde un joven y sus lavas pueden estar semicubiertos por los depósitos de otro posterior. En cambio, uno aislado, puede tener mejor expresión en el relieve.

Posiblemente ha influido la cercanía con el Popocatepetl, donde se aprecia que los volcanes que limitan con el piedemonte del mismo, tienen una mayor cobertura de sedimentos volcánicos alóctonos.

#### **Lavas del primer tipo (las más recientes)**

En esta categoría se incluyen las más jóvenes, definida así por su posición estratigráfica y morfología. No están cubiertas por otras o sólo parcialmente, sin modificar la configuración general del derrame (Fig. 11). La roca volcánica está expuesta en toda la superficie y se reconocen elevaciones y depresiones de lava, aunque estas últimas con un relleno parcial, de lo que resultan mejor expuestas las crestas de lava alargadas, paralelas al derrame, los escarpes que se forman en el frente, en la margen lateral y en el interior, así como montículos de lava.

Las condiciones de un clima templado y precipitación moderada y la alta permeabilidad de las rocas, se conjugan y favorecen la nivelación por un gran desarrollo de la vegetación, en especial de pino y encino.

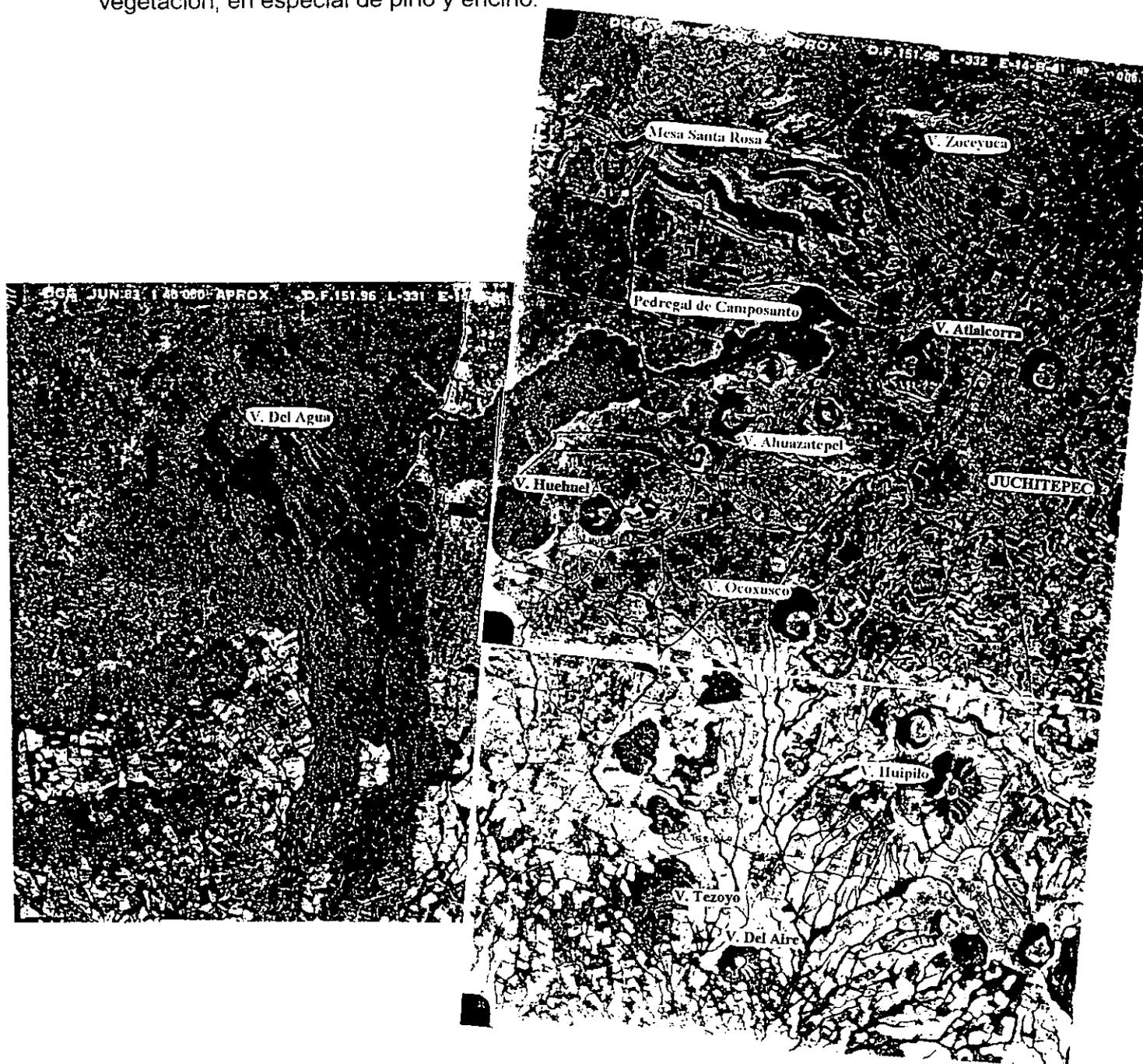


Fig. 11. Lavas del primer tipo. Porción occidental del área en estudio (fotografía aérea escala 1:40,000, INEGI, junio 1983, L-332, E14-B41).

### *Derrame del Tláloc*

El derrame, aparentemente más joven, se encuentra en el extremo occidental de la zona en estudio, al oriente de Santa Ana Tlacotenco. Proviene del volcán Tláloc o de un adventicio de éste, el Xistune, contiguos pero fuera de la zona estudiada, pertenece a la hoja topográfica contigua de Milpa Alta, comprendida en los estudios de Martín del Pozzo (1980, 1982,). El derrame en cuestión es de una anchura uniforme, del orden de un kilómetro, alargado al norte aproximadamente 4.5-5 km, con bordes escarpados de 40-60 m de altura y superficie escalonada, con pendiente de 6 a 12°, compacta, poco accidentada, cortada transversalmente por escarpes que representan aumento de la velocidad del derrame, a la vez, debidos seguramente al relieve preexistente. El derrame se sobrepone a los depósitos del volcán Cilcuayo y a los del grupo Ayaqueme, lo que permite inferirlo como holocénico ya que estos últimos se presentan bien expuestos en la superficie.

### *Conjunto del volcán Ayaqueme*

Una gran superficie de lava bien expuesta es la que pertenece a tres conos volcánicos, uno de ellos el Ayaqueme y otros dos sin nombre (Figs. 12 y 13); estos conos surgieron en el borde septentrional de esta zona volcánica, al sur de los mismos había ya un relieve volcánico anterior bien definido, proveniente de volcanes como El Guarda, Sochol, Zoceyuca, y la extensa Mesa Santa Rosa, de un volcán sin nombre (Fig.14).



Fig. 12. Cono volcánico del conjunto Ayaqueme, rodeado de un gran derrame de lava.

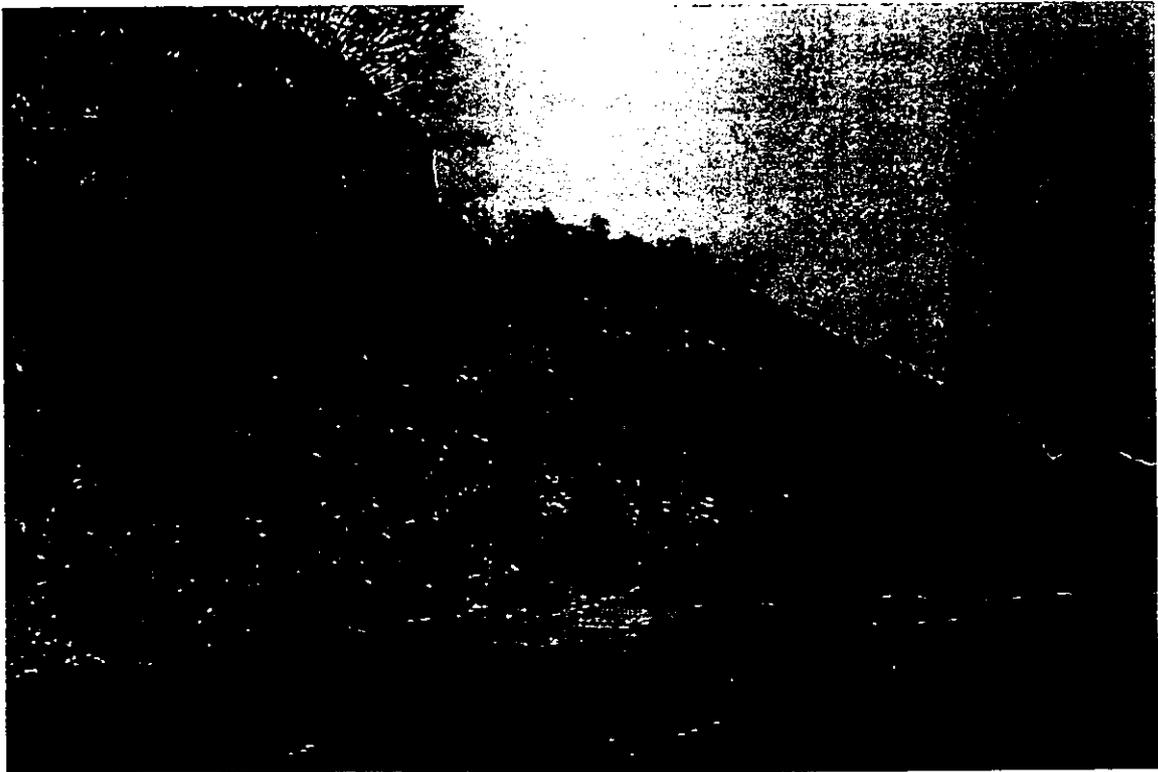


Fig. 13. Cantera del volcán Ayaqueme 1 donde se observa que está constituido de escoria gris oscura cubierta de una toba color crema, con un grosor de 5-7m.

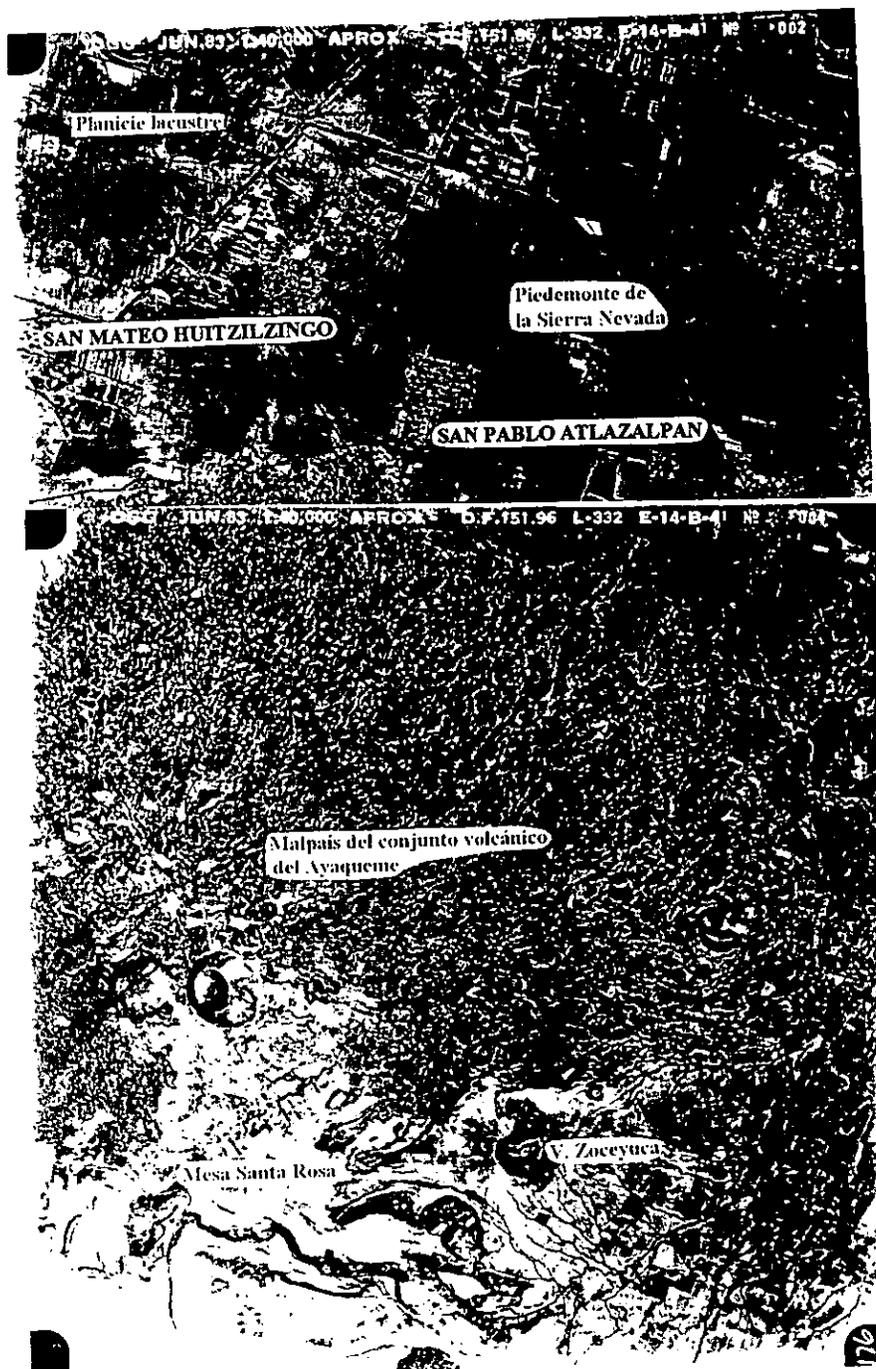


Fig. 14. Campo volcánico monogenético (lava del primer tipo), planicie lacustre del ex-lago de Chalco y piedemonte de la Sierra Nevada. Porción noroccidental de la zona estudiada (fotografía aérea escala 1:40,000, INEGI, junio 1983, L-332, E14-B41).

Al norte limita con poblaciones agrícolas, como San Antonio Tecomitl, San Nicolás Tetelco, San Juan y San Pedro Atzompa y Santa Catarina Ayotzingo. La lava se extendió sobre una depresión, con muchas probabilidades de estar ocupada por el Lago de Chalco, lo que se interpreta por la amplia extensión de las lavas en dirección al norte, donde escurren una distancia aproximada de 6 km y tienen un frente homogéneo de unos 13 km de longitud; se sobrepone a la planicie lacustre con un frente escarpado de 10-20 m de altura (Fig. 15); se trata de varios derrames sobrepuestos, de lava originalmente fluida que por las condiciones del relieve se extendió al norte en forma de un semicírculo, mientras que al sur lo hicieron en una distancia de 2-3 km, cubriendo una superficie considerablemente menor (Fig. 14).

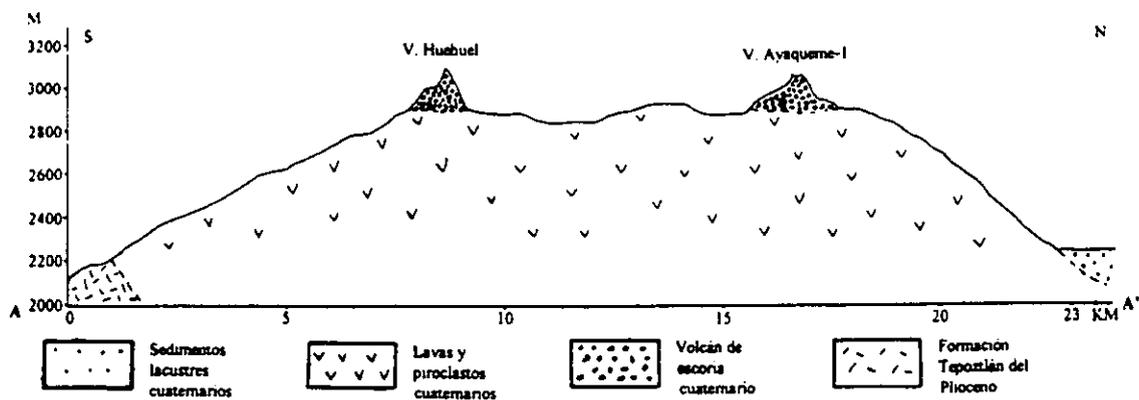
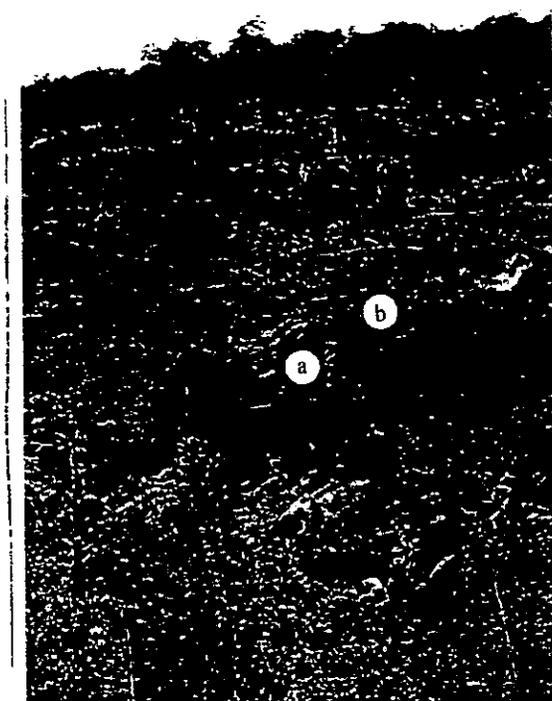


Fig. 15. Perfil A - A'

Se sobreponen en el norte a la planicie lacustre (Fig. 16); su flanco oriental al derrame del grupo Chinconquiat y del Zoceyuca y por lo bien conservada la delimitación y estructura de malpaís, se infieren como de edad holocénica.



**Fig. 16.** Cantera de Monteverde (flanco norte del malpaís del conjunto volcánico del Ayaqueme). Se aprecia lava gris oscuro (a) de 4 m de espesor aprox. que se alterna con escoria roja (b).

La superficie del derrame de lava se encuentra en proceso de transformación por actividad humana, lo que incluye deforestación, remoción de rocas sueltas, trazo de veredas y caminos, cultivos (nopal), bordos y urbanización (Fig. 17).



Fig. 17. Cultivo de nopal en el derrame del volcán Ayaqueme.

### *Volcán Cilcuayo*

Las lavas del volcán Cilcuayo y un cono contiguo se extienden hacia el norte una distancia de 4 km y son anteriores a las del grupo Ayaqueme. Hacia el sur escurrió un derrame alargado desde el volcán El Agua, con 2 km de anchura y se reduce hacia su extremo meridional a unos 600 m, cerca del poblado de Tlalnepantla; la longitud es de 8 km; surgió en una zona de planicies elevadas y en su desplazamiento aprovechó una depresión, posiblemente un valle fluvial que cortaba la ladera empinada de la vertiente meridional de la sierra, hacia donde se extiende la Sierra de Tepoztlán, sepultada al norte por los derrames volcánicos jóvenes.

Las lavas del Cilcuayo quedan parcialmente cubiertas por las del Ayaqueme y la lava de Santa Ana Tlacotenco se sobrepone a ambas. A su vez, la lava del Cilcuayo se sobrepone a las del Atlalcorra, a las del Huehuel y del Chalchuca e incluso en su extremo meridional se apoyan en las rocas de la Formación Tepoztlán. Los conos del Cilcuayo, el contiguo al occidente y El Agua están bien conservados, cubiertos por vegetación arbórea, lo mismo que el derrame de lava en sus 17 km de longitud hacia el sur (Fig. 18), proveniente del volcán El Agua.



Fig. 18. El volcán Cilcuayo (a) con un amplio derrame de lava (b).

### *Malpaís del volcán Pelagatos*

Otro derrame muy joven que forma un malpaís conocido como el Pedregal de Camposanto, surgió de un pequeño cono, El Pelagatos, situado en el borde de la lava del volcán El Agua. La lava se extendió al NE 6.5 km, aparentemente rellenando una antigua depresión que se reconoce por su forma alargada y estrecha de 900 a 400 m (Fig. 19). Se sobrepone a los depósitos de un conjunto de conos, entre ellos, el Huehuel en un extremo y el Cohuazalo en otro, en la Fig. 10 se aprecia en planta dicho derrame de lava. El Pelagatos está semidestruido por una cantera, a éste y al Pedregal de Camposanto los cubre una densa vegetación arbórea.



Fig. 19. Derrame de lava Pedregal de Camposanto. Proviene del volcán Pelagatos y tiene una longitud de 6.5 km NE.

Estos conjuntos de lava que cubren la porción occidental y noroccidental del área en estudio representan la etapa más joven de formación del relieve, la que se considera menor a los 10 000 años por las siguientes razones:

1. La morfología poco transformada por los procesos de la erosión y la acumulación,
2. Por comparación con relieves semejantes estudiados por Bloomfield (1975) en la zona de Tenango y por Martin del Pozzo (1980, 1982) en la zona de Milpa Alta.

### **Lavas del segundo tipo (muy jóvenes)**

En este grupo quedan comprendidas las lavas y volcanes anteriores en el tiempo a las del primer grupo; los conos volcánicos conservan la forma geométrica y han sido poco modificados por la erosión, los derrames de lava han perdido el aspecto de malpaís, ya que las irregularidades (depresiones) han sido rellenadas por material de acarreo, depósitos de piroclastos de volcanes más jóvenes y aparentemente por erupciones del volcán Popocatepetl; otra característica es que los derrames no siempre se reconocen completos por que son cubiertos por otros.

El aspecto general de este grupo de lavas es de una cubierta de material piroclástico, en general, menor a los 3 m de grosor, pero con numerosos afloramientos, especialmente en los frentes de las mismas.



### *Conjunto del volcán Cuatempel*

El volcán Cuatempel (Fig. 20) es el principal, al que se asocian otros tres menores: Aholo, Tlacuayol y otro sin nombre, situados al norte de la población de Juchitepec. Las lavas que surgieron de estos conos se extendieron al norte unos 4 km y más de 10 hacia el sur, constituyendo una franja alargada de este a oeste, con una anchura de 3-4 km, lo cual se puede observar en planta en la Fig. 23 .

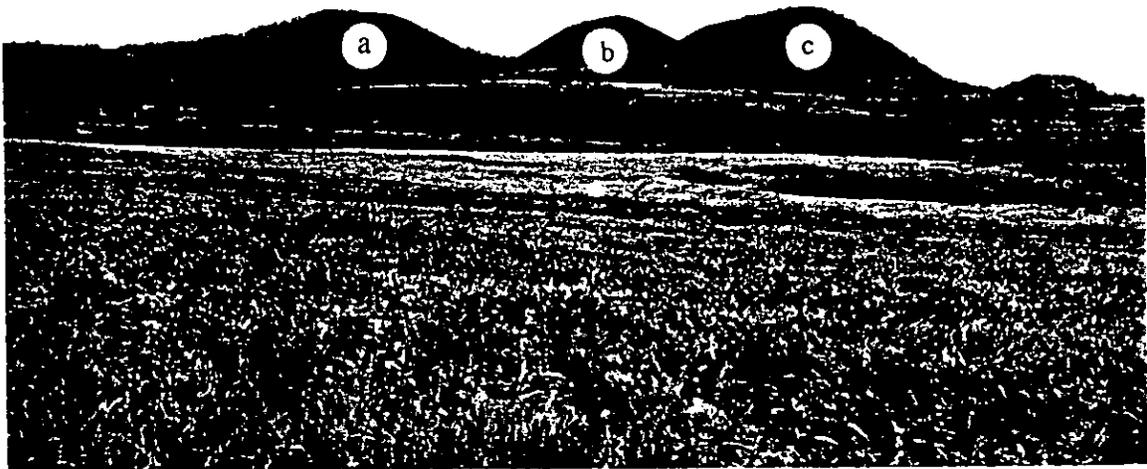
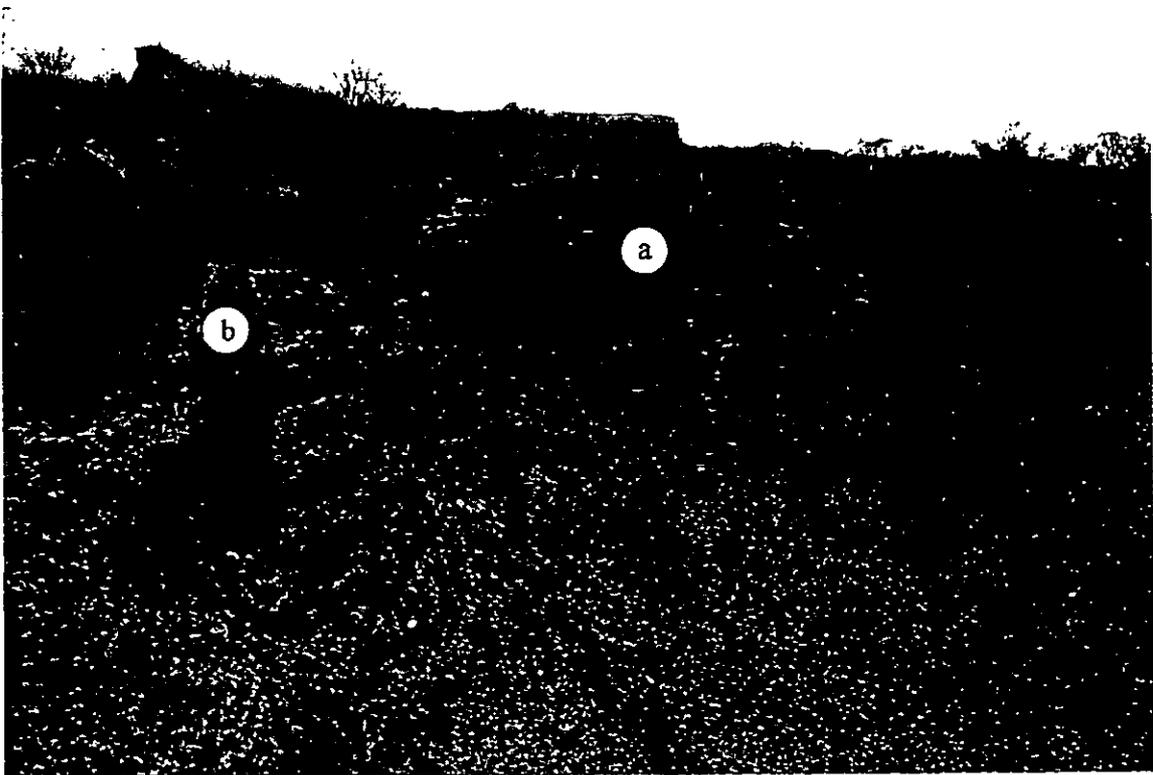


Fig. 20. Flanco norte del conjunto volcánico del Cuatempel. Volcanes Tlacuayol (a), Aholo (b) y Cuatempel (c).

El cono del Cuatempel, el principal, muestra una red radial de barrancos, está en proceso de destrucción por extracción de material (Fig. 21). En el corte se pudo observar que la escoria gris oscura que lo constituye se asocia con clastos de

roca arrancados del basamento (*microdiorita de piroxeno*, fragmento de color gris claro a blanco y tiende a ser blando y desmenuzable, tiene una apariencia definida de "sal y pimienta"; *andesita de piroxeno*, fragmento de color gris a gris claro algunos van de gris muy oscuro a gris oscuro; y *hornfels de piroxena*, fragmento lítico muy notable, especialmente con las superficies húmedas, de color gris verdoso claro) (Lorenzo y Mirambell, 1986); el Aholo, aunque desnudo por deforestación, muestra una forma cónica perfecta y un pequeño banco de material.



**Fig. 21.** Cantera del volcán Cuatempel. Escoria gris-negra (a), se asocia con clastos de roca arrancada del basamento y son de tres tipos: *Sal y Pimienta*, *andesita gris*, *hornfels de piroxena*; piroclastos finos (ceniza, arena, lapilli de color crema) (b).

Al sur de este conjunto volcánico, a un lado de la carretera hacia Tepetlixpa, se encuentra un frente de lava del volcán Tlacuayol, muy bien expuesto, con aproximadamente 10 m de altura, escarpado, con estructura de lava en bloques de 60 cm a 1 m (Fig. 22).



**Fig. 22.** Derrame de lava del volcán Tlacuayol. Se trata de una estructura de lava en bloques y lleva una dirección al sur del volcán de origen.

La lava de este conjunto volcánico tiene una clara expresión en el relieve por su contorno. La superficie está rellena de material fino y sólo las elevaciones originales, a manera de pequeños montículos de 3-5 m, de bloques de lava se aprecian en el relieve; en parte forma pequeñas mesetas y hay un buen desarrollo de vegetación arbórea; las porciones niveladas se aprovechan como campos de cultivo.

El material superficial es de piroclastos finos de color crema, con un grosor de 50 cm a 1 m, estas lavas se sobrepone a las del Xoyacan (casi toda la margen oriental), a las lavas del Amoloc, a las del Huipilo y la Escobeta.

#### *Conjunto volcánico del Chinconquiat*

El conjunto volcánico del Chinconquiat se encuentra delimitado al occidente por las lavas del conjunto Ayaqueme y entre estos dos está el volcán de Tenango del Aire; al oriente y norte por el piedemonte del volcán Iztaccíhuatl; al norte se encuentran las poblaciones de Tlalmanalco de Velázquez, San Juan Atzacualoya, Temamatla, entre otras; y al sur otras como San Juan Coxtocan, Ayapango y los volcanes Tepenacasco y Coxtocal. Consiste en 6 conos, es el más representativo de este tipo de relieve, con la particularidad que el conjunto se aprecia completo, de forma ovalada en planta, con su eje mayor orientado al NW y la dirección en que predominaron o alcanzaron mayor extensión los derrames de lava, es al NE, 12 km aproximadamente (Fig. 23).

Los volcanes que lo constituyen tienen una alineación W-E, entre los principales están el Chinconquiat, el Tapeixte y la Joya, excepto el Tenayo que se encuentra al norte de dicha alineación.

Es semejante al conjunto del Ayaqueme por la posición de los conos volcánicos cerca del paralelo 19° 10' y al igual que en el caso anterior, las lavas escurrieron hacia la porción más deprimida, posiblemente ocupada por el Lago de Chalco. Hacia el sur, un relieve volcánico, posiblemente originado por los volcanes locales Coxtocal, contiguo a San Juan Coxtocan, y Tepenacasco situado a un lado de Ayapango, impidió el avance de las lavas, anteriores a la del grupo Ayaqueme y a la vez más jóvenes que las del volcán Xoyacan y las del conjunto de Juchitepec. Al oriente se sobrepone a las rocas del volcán Iztaccíhuatl y limitan con el piedemonte del volcán Popocatepetl.



Fig. 23. Se aprecian en planta conjuntos volcánicos y sus derrames de lava del segundo tipo, éstos hacen contacto al norte con el piedemonte de la Sierra Nevada. Porción nororiental y centro de la zona estudiada (fotografía aérea escala 1:40,000, INEGI, junio 1983, L-333, E14-B41).

En el resto de la zona estudiada este tipo de lavas representa superficies pequeñas, con diámetro de 3 a 5 km, debido a que en parte se encuentran sepultadas por depósitos más jóvenes de los volcanes Cilcuayo, El Agua y Ayaqueme; además, estos conjuntos son contiguos, de manera que se sobreponen uno a otro. Pertenecen a los volcanes Zoceyuca, Ahuazatépetl, Cuatepel, Amoloc, Huehuel, Huipilo, Tezoyo, Escobeta, Del Aire.

Todo este conjunto de volcanes ocupa la zona de divisoria y parte de la vertiente meridional. En esta última los depósitos volcánicos se sobreponen a las rocas de la Formación Tepoztlán.

### *Volcán Tenayo*

Este volcán se encuentra al norte del Chinconquiat en la lava del mismo, se puede observar en la Fig. 22. El material que lo constituye es una escoria gris oscura y encima una capa de color crema (Fig. 24), posiblemente alóctona.



**Fig. 24** Volcán Tenayo. Se localiza al norte del lineamiento del conjunto volcánico del Chinconquiat, en la lava de éstos donde se favorece la agricultura.

Este conjunto de volcanes definen una forma circular, donde el Tenayo y el Tapeixte son más jóvenes porque los bordes y frentes de lava tienen expresión, el resto está cubierto de piroclastos. El Tenayo es afectado por extracción de material con grandes cortes en la vertiente NE, con escasos árboles.

### *Volcán Tenango del Aire*

Este volcán está situado en el borde occidental de las lavas del Chinconquiat (Fig.23), es pequeño, casi destruido por la extracción de material; puede ser parte del conjunto del Chinconquiat o mucho más antiguo, de manera que ha sido cubierto por los productos de otros volcanes (Fig. 25).



**Fig. 25.** Cantera del volcán Tenango del Aire. Se aprecia la capa de color amarillo sobre la escoria gris oscuro.

### *Volcán Tepenacasco*

El volcán Tepenacasco con su base a 2440 msnm, rodeado por dos derrames de lava, por el norte del volcán Chinconquiat y por el sur del Xoyacan y muy cercano al piedemonte de la Sierra Nevada (Fig. 23), es de escoria negra, que se encuentra coronado por un depósito de toba de pómez de 3 m de grosor, proveniente del volcán Popocatépetl. Este volcán se encuentra en proceso de destrucción por la extracción de material (Fig. 26).



**Fig. 26.** Cantera del Volcán Tepenacasco. Igual que en la figura anterior, una capa de piroclastos finos (amarillo) se sobrepone al cono

### *Volcán Zoceyuca*

Este es un cono volcánico con rasgos notables de juventud (Fig. 27), con unos 200 m de altura, más de 500 m de diámetro, un cráter ancho y seguramente formó grandes derrames de lava, de lo que queda en la superficie una pequeña porción, ya que lo cubren las lavas del Ayaqueme y de la Mesa Santa Rosa. Las lavas están casi completamente cubiertas de material piroclástico, donde sobresale un cono adventicio. En la figura 14 se puede observar en planta.



**Fig. 27.** Volcán Zoceyuca. En primer plano el derrame de lava del volcán Ayaqueme

## Volcán Ahuazatepel

Está asociado con dos conos menores, el Cohuazalo y el Tlapexcua, y con cinco pequeños adventicios de éstos.

El derrame se reconoce en la superficie por la altitud considerable, a partir de los 2600 y 2900 msnm en la base del Ahuazatepel (Fig. 28). Sus lavas quedan cubiertas por las del Huehuel, del Pedregal de Camposanto y del Ocoxusco y por el norte se apoyan en una unidad más antigua, del volcán Atlalcorra. La lava está cubierta por material piroclástico, sin que se hayan observado afloramientos importantes de la misma. En la figura 11 se aprecia en planta.

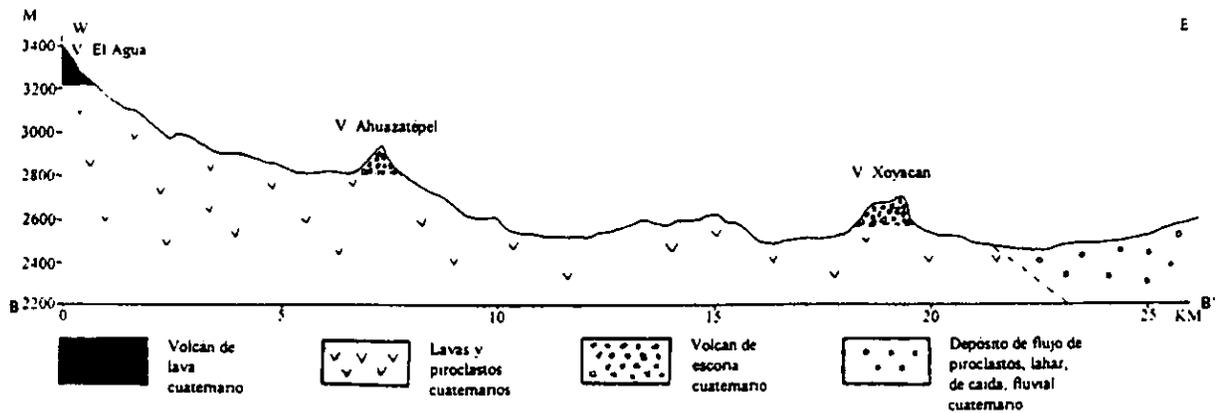


Fig. 28. Perfil B - B'

### *Volcán Atlalcorra*

Este volcán se encuentra al occidente de Juchitepec, rodeado por lavas de los volcanes Zoceyuca y Ahuazatepel (Fig. 11), por lo que la lava que pudo haber expulsado se encuentra cubierta por material piroclástico de dichos volcanes.

### *Volcán Amoloc*

El volcán Amoloc está al norte de Juchitepec, (Fig.23). La lava de este volcán representa una pequeña superficie, debido a que la cubren las de los volcanes Cuatepel, Ocoxusco y Zoceyuca. Al norte se aprecia la configuración e incluso algunos bordes escarpados interiores. La cima plana y extensa de este cono es utilizada para cultivos.

### *Conjunto del Volcán Huehuel*

Este cono con cráter abierto en forma de herradura, abierto al sur, es el principal de un conjunto alineado de este a oeste; son el Huehuelcon, Moyocalco y otros dos menores.

La lava que escurrió al norte está cubierta por la del Ahuazatepel y ambas por la del Pedregal de Camposanto; al sur cubre directamente las rocas de la Formación Tepoztlán. El derrame, con unos 5 km de ancho bordea hacia el sur un grupo de volcanes: Cuatepec, Teziolo, Tezoyo y Del Aire; baja bruscamente de 2800 a 2100 msnm una distancia de 7 km (gradiente 0.10). A partir de los 2500 msnm y hacia abajo, el derrame de lava constituye una ladera de fuerte pendiente en parte con extensos escarpes escalonados que en longitud este-oeste suman unos 15 km y continúan hacia el occidente, fuera de la zona estudiada.

Este relieve y una mayor humedad en la vertiente meridional han favorecido un desarrollo incipiente de la red fluvial con numerosos barrancos paralelos hacia el sur. Parte de ello se observa en la figura 23. Aparentemente, los peñascos de la Formación Tepoztlán fueron cubiertos por las lavas que se acomodaron al relieve de laderas empinadas y escarpadas, por lo que es muy probable que se esté produciendo una serie de deslizamientos que se expresan en escarpes, circos de erosión activos y numerosos barrancos, todos activos.

El derrame del Huehuel y Tezoyo pertenece a dos unidades fisico-geográficas distintas entre el conjunto del Huehuel y del Tezoyo, o sea, de 2800 a 2600 msnm predominan las pendientes de 3-10°, el uso del suelo es de cultivos y en menor proporción de bosque, y en la otra porción, hacia el sur, como se ha explicado es otro el relieve con la vegetación más densa de la zona estudiada.

#### *Volcán Del Aire*

Este volcán se encuentra situado en la porción meridional del área en estudio, a 2300 msnm y sobre una ladera de fuerte inclinación, posiblemente de la Formación Tepoztlán; se aprecia como un cono bien conservado; aun cuando la ladera sur presenta formación de barrancos, lo rodea el derrame de lava del Huehuel por lo que su derrame dirigido hacia el sur no está bien expuesto; se aprecia en planta en la figura 11.

### *Volcán Huipilo*

El Huipilo es un cono amplio de 1 km de diámetro y 300 m de altura, disecado por barrancos en la ladera oriental, con cráter abierto al suroeste, asociado al volcán Zoyazal y al Talapaxco (Fig. 11).

El derrame de lava es pequeño y se sobrepone a otros, cuyo origen no está definido, a su vez, lo cubren las lavas del volcán Ocoxusco y las del grupo del Huehuel.

### *Volcán Ocoxusco*

Este volcán, con su base a 2700 msnm y dos pequeños conos adventicios, presenta un pequeño derrame muy claro en el relieve, alargado 2 km al norte, otros 3 km al sur y 3 km al oriente, con límites claros, en parte escarpados y bordes interiores. Se sobrepone a las lavas del Huehuel, a las del Huipilo y a las del Ahuazatepel (Fig. 11).

Las observaciones en campo permitieron reconocer que sobre estos volcanes se encuentra una capa con diverso grosor, de 60 cm a 3 m de una toba de pómez amarilla, fina, homogénea, que por trabajos publicados, se correlaciona con una erupción del volcán Popocatépetl de hace aproximadamente 10 000 años.

Este conjunto de volcanes ha jugado un papel importante en la formación del relieve y es en la porción central de la mitad occidental del mapa, donde la actividad volcánica ha sido intensa en el tiempo, esto es, entre los volcanes Cilcuayo y los contiguos a la población de Juchitepec.

## Lavas del tercer tipo (las menos jóvenes)

El último grupo o tipo de relieve es el de las lavas totalmente cubiertas por material piroclástico, pero sin ocultar la forma general del derrame. La morfología permite delimitar con buena precisión los derrames de lava.

### Volcán Xoyacan

El volcán Xoyacan (Figs. 29 y 30) posee un derrame de forma ovalada en planta, de 11 km de norte a sur y 5.5 km de este a oeste.

El relieve es una superficie convexa, con su parte más alta alrededor del cono volcánico y descende con suave inclinación, de menos de 6° hacia todos lados, como resultado, primero, de un relleno de las depresiones, de lo que debió ser un malpaís y una cubierta provocada por erupciones volcánicas posteriores.

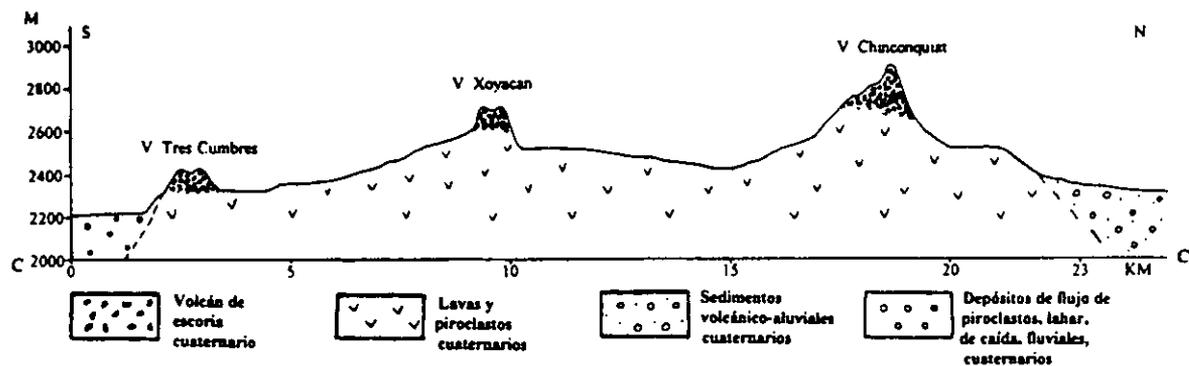


Fig. 29. Perfil C -C'



Fig. 30. Volcán Xoyacan rodeado de un extenso derrame de lava del tercer tipo; se ocupa para la actividad agrícola.

Por la proximidad que tiene con el volcán Popocatepetl, unos 20-25 km, debe haber sufrido un relleno considerable, lo que se observa en campo: una toba de material piroclástico fino color crema con 1-3 m de grosor, o sea, la transformación pudo ocurrir en una etapa de gran actividad y en un tiempo breve.

En cuanto a la morfología, las lavas del Xoyacan están en un claro contacto con el piedemonte del volcán Popocatepetl, las primeras se inclinan al oriente y las segundas al occidente. La depresión resultante está ocupada por la vía del ferrocarril y la carretera Amecameca-Cuautla.

## *Volcán Escobeta*

El volcán Escobeta está asociado con el Loreto y La Mesa, rodeados por un derrame aproximadamente elipsoidal con sus límites precisos y sobrepuestos a otra unidad volcánica anterior, la que posiblemente se apoya directamente sobre la Formación Tepoztlán, ya que es un relieve semejante al que se describió antes, el del volcán Huehuel.

Esta lava se apoya en una ladera de fuerte inclinación, se extiende de los 2200 a los 2400-2500 msnm, una de las porciones más antiguas del campo monogenético y subyace a las lavas del Huipilo, Del Aire y Huehuel, por eso, su relieve es diferente del contiguo al occidente del Huehuel, lo que se reconoce en una densidad mayor de escarpes y de barrancos, incluso éstos de mayor anchura y profundidad. En esta vertiente hay dos conos, La Mesa y el Huiztomayo, los más meridionales en el mapa y en la base de los mismos inicia un amplio circo de erosión.

El resto de la hoja es un relieve de superficie irregular, donde las lavas no se reconocen en toda su extensión por que están sobrepuestas por derrames de volcanes más jóvenes, lo que se aprecia especialmente en la vertiente meridional, donde quedaron cubiertos los peñascos de la Formación Tepoztlán.

## Los Volcanes más antiguos

### *Volcán Tres Cumbres*

El volcán Tres Cumbres (Fig. 31) se sitúa hacia el extremo sur y oriental de la zona en estudio, a un lado del poblado de Tepetlixpa; al norte lo cubren los depósitos del volcán Xoyacán y por el oriente, depósitos de pómez y toba de pómez provenientes del volcán Popocatepetl. Es un caso representativo de la zona de contacto entre los volcanes monogenéticos de la Formación Chichinautzin y el piedemonte del Popocatepetl.

Las lavas que surgieron de este volcán tienen una pobre expresión hacia el sur, con una extensión de 1 km, donde quedan cubiertas por otras más jóvenes provenientes del volcán Cuatempel.



Fig. 31. Volcán Tres Cumbres (a) y la cañada Nexapa (b), uno de los cortes erosivos principales.

## *Volcán Sacromonte*

El volcán Sacromonte se encuentra en el extremo oriental de la zona en estudio, tiene una cubierta de material fino que constituye una toba amarilla con capas de pómez en alternancia, que se consideran provenientes del Popocatepetl (Fig.32), la lava que debió surgir del Sacromonte está totalmente sepultada; un afloramiento de éstas con un espesor de 3 a 5 m se encuentra en la parte occidental del volcán, la cual se aprecia de color gris y compacta. El relieve que lo circunda corresponde al piedemonte inferior de la Sierra Nevada, donde se ubica la población de Amecameca (Figs. 33 y 23).



**Fig. 32.** Volcán Sacromonte en la población de Amecameca. Fue cubierto por depósitos del volcán Popocatepetl.

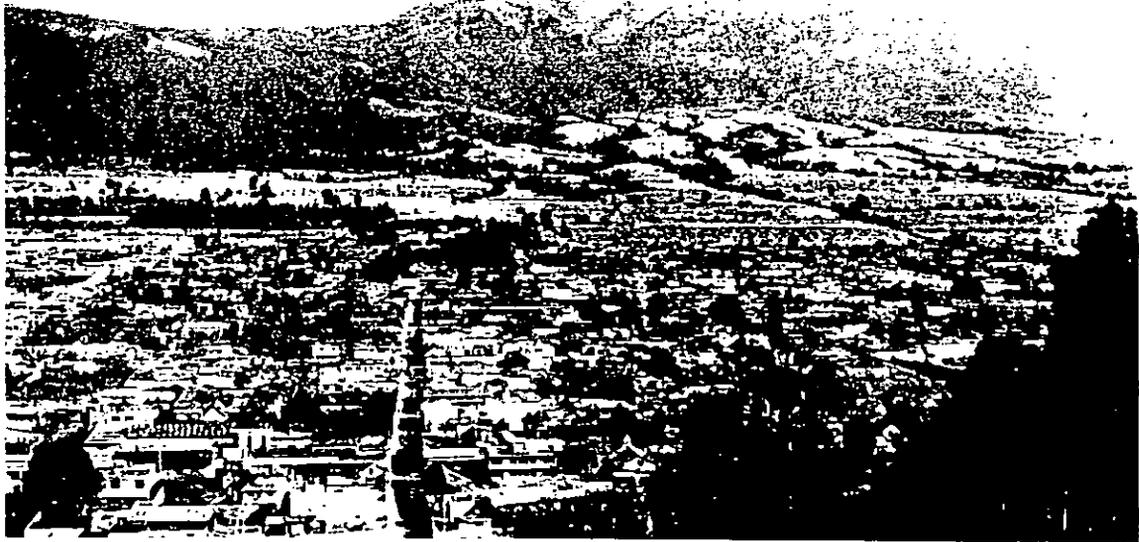


Fig. 33. Amecameca se asienta en el piedemonte de la Sierra Nevada.

### *Volcán Cocotitlán*

Este volcán situado en la planicie de piedemonte, separado del resto del conjunto volcánico, queda a manera de isla (Fig. 23); tiene una doble y sustancial modificación, primero por la extracción de material en grandes canteras en la base y laderas, y otra, por la urbanización que lo rodea completamente y avanza hacia otras partes altas (Fig. 34). Es un edificio de escoria roja, aun cuando la cima presenta un afloramiento de escoria gris oscuro.



**Fig. 34.** El volcán Cocotitlán es uno de los más afectados por asentamientos humanos.

Al sur del Cocotitlán hay un pequeño volcán de lava que debe haber sido posterior, constituido de roca dura, compacta, color gris y ocre, con estructura vesicular; tiene unos 35 m de diámetro y las lavas se elevan 4 m sobre la cima (Fig. 35).

El Cocotitlán tiene una gran cobertura de la toba de color amarillo y pómez que se correlaciona con el volcán Popocatépetl (Fig. 36), semejante al volcán Tres Cumbres.



**Fig. 35.** Volcán de lava al sur del Cocotitlán. Al fondo, la planicie de piedemonte.



**Fig. 36.** Volcán Cocotitlán. Se aprecia la capa de toba color amarillo que se considera originada por el volcán Popocatépetl.

### *Volcán Coxtocal*

Entre los volcanes más antiguos está el Coxtocal (Fig. 37) hacia el extremo meridional de las lavas del Chinconquiá (Fig. 23). En la porción superior se reconoce una capa de unos 3 m de grosor de material piroclástico fino de color crema, siguen 30 cm de arena-lapilli de color gris y una toba de color café claro, areno-arcillosa homogénea (Fig. 38).



**Fig. 37.** Volcán Coxtocal. Está rodeado por un derrame de lava del segundo tipo.



Fig. 38. Corte en la ladera norte del Coxtocal

### Depresiones

Hay dos tipos de depresiones que se originan por volcanes y derrames de lava que delimitan estas superficies; las primeras están rellenas de material piroclástico formando planicies horizontales o ligeramente inclinadas, tienen una buena alimentación hídrica por pequeños barrancos que desembocan en éstas, incluso forman abanicos aluviales incipientes, que por sus dimensiones no son cartografiables a la escala manejada. La captación del agua de lluvia y el escurrimiento subterráneo, favorecido por una permeabilidad muy alta, originan condiciones favorables para los cultivos. Una depresión se encuentra en los límites de los volcanes Cuatempel, Xoyacan y Chinconquiat y otra entre las lavas del Cuatempel, Escobeta, Huipilo y Ocoxusco.

Otra depresión del mismo origen, pero con la diferencia que el material piroclástico ha sido mejor transportado por agua, permite considerarla como aluvial; se encuentra al sur del Cilcuayo delimitada por sus lavas, por las del Pedregal de Camposanto y la Mesa Santa Rosa; por su forma plana, limitada por lavas casi paralelas, se asemeja a un graben (Fig. 39); la planicie, por su inclinación al oriente favorece el escurrimiento y transporte del material piroclástico, aunque no en gran magnitud por la alta permeabilidad. La altura sobre el nivel del mar, entre los 2900 y 2700 msnm condiciona altas precipitaciones pluviales, más de 1000 mm anuales y humedad, lo que favorece un suelo fértil que se usa para cultivos.



Fig. 39. La Mesa Santa Rosa es un derrame de lava, entre éste y el del conjunto volcánico Ayaqueme se forma una depresión alargada.

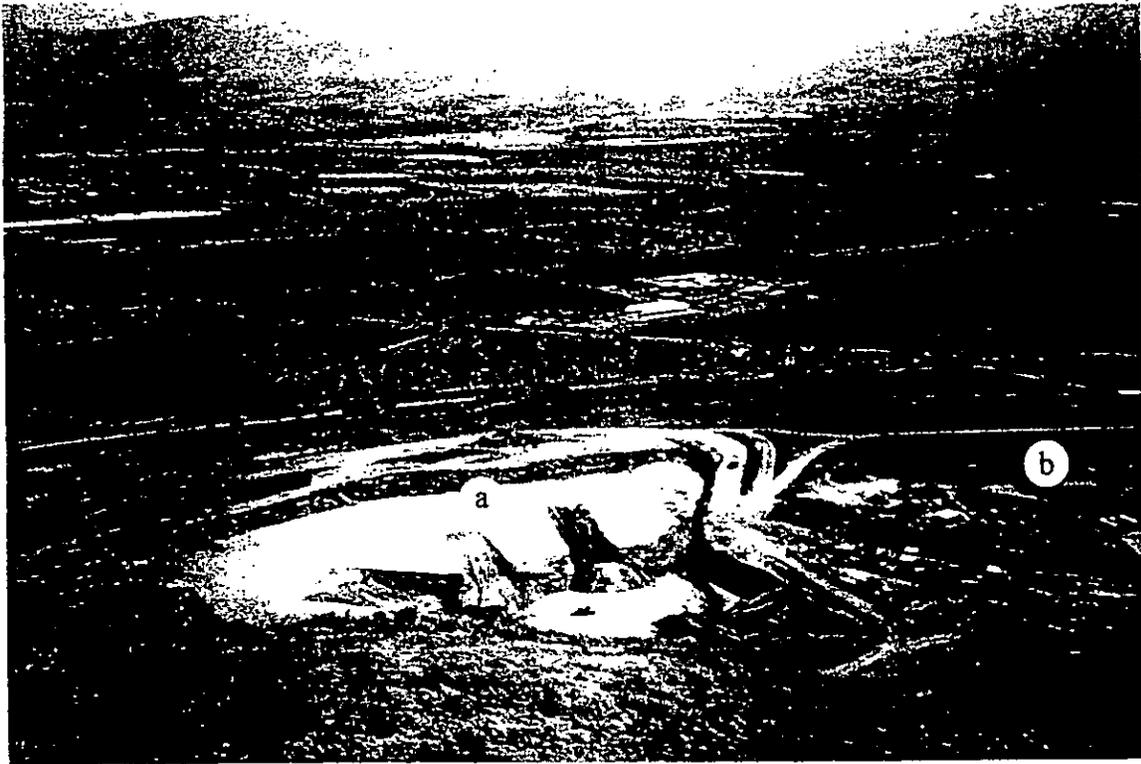
Por lo que se ha explicado, la mayor parte del relieve de la zona estudiada es de derrames de lava con diversa morfología, además de los volcanes que les dieron origen.

También se reconocen otras formas menores que por la escala no han sido cartografiadas, como las depresiones (pequeñas cuencas endorreicas) con superficie plana de materiales no consolidados en el estrato superior, debido a un mayor depósito de piroclastos y acarreo superficial que se produce en zonas que quedan rodeadas por frentes de lava.

## **II. Altiplanicie con sedimentos holocénicos en la superficie**

### **Planicie Lacustre**

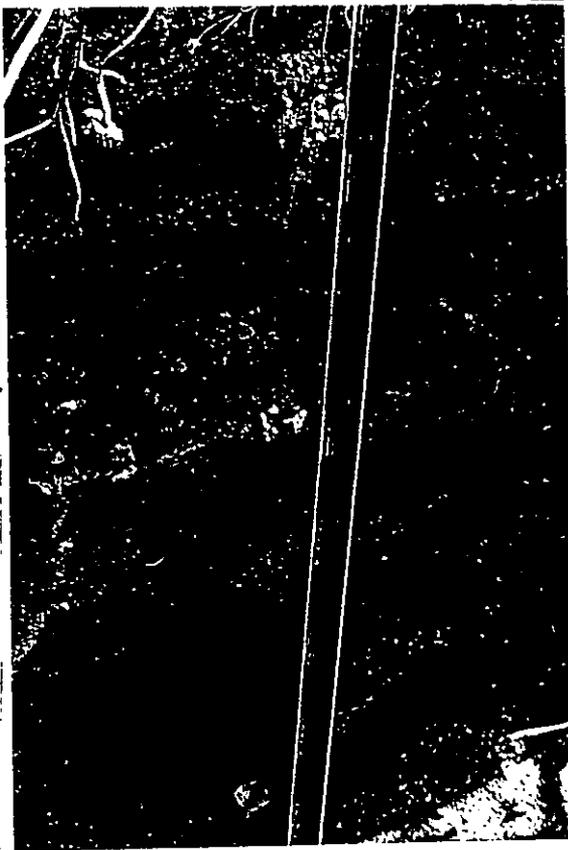
En la zona en estudio la gran planicie lacustre de la Cuenca de México ocupa una pequeña superficie de 10 km de anchura, en el extremo noroccidental del mapa. Limita al occidente con las lavas del volcán Teuhtli, al sur con las del grupo del Ayaqueme, al oriente se fusiona con el piedemonte que asciende gradualmente hacia el poblado de Cocotitlán. El relieve permite identificar que la planicie lacustre era considerablemente más amplia, de tal manera que las lavas del Ayaqueme la cubrieron y redujeron. Hacia el oriente es seguramente la misma que queda cubierta por los poderosos depósitos del volcán Popocatepetl, los que se identifican en el volcán Cocotitlán, que a manera de una isla se levanta en esta zona. Por la extracción de material en las partes planas, principalmente al noreste de este volcán, se pudo apreciar que la escoria gris oscuro de este aparato volcánico está cubierta por una toba pumítica del volcán Popocatepetl, con espesor de más de 3 m (Fig. 40).



**Fig. 40:** La planicie lacustre y cantera del volcán Cocotitlán. Se aprecia la toba amarilla (a) por arriba de la escoria gris obscuro (b) que constituye al volcán.

Otro sitio donde se pudieron identificar estos depósitos es en el corte que produjo el río Amecameca (Fig. 41), proveniente de la Sierra Nevada y posteriormente rodea al conjunto volcánico del Chinconquiá por su flanco sur, y finalmente desemboca al sur de Temamatla en dirección al norte; cruza la carretera de Mixquic-Chalco, al norte de San Lorenzo Chimalpa; un primer punto que testifica la posible configuración de la planicie lacustre cubierta por depósitos de tefra del volcán Popocatepetl y de material de acarreo de la Sierra Chichinautzin, es un corte del antiguo cauce del Río Amecameca, ya canalizado, donde se aprecia que la capa inferior es un depósito volcánico con poca remoción, principalmente lapilli y pómez, al que sigue una arena volcánica transportada y depositada por agua, la cual está debajo de una capa de auténtico régimen fluvial, con aluvión de cauce testigo de un mayor transporte.

Un segundo corte que se observó fue al sur de Temamatla donde desemboca el río Apozonalco (Amecameca) (Fig. 42), forma un abanico que muestra el estrato superior de material volcánico redepositado por corrientes superficiales, con poco transporte.



Arenas finas de color café (20 cm)

Capa de cantos de 1 a 5 cm con buena clasificación, subredondeados, de colores claros, oscuros y rojizos

Arena bien clasificada de color café, con granos blancos, con estratificación horizontal, con lentes de gravas y cantos pequeños, predominan los de 3 a 8 mm, hay algunos de 2 a 4 cm.

Costra de arenas bien clasificadas con un color blanco (0.5 cm).

Gravas angulosas subredondeadas, bien clasificadas, de tamaños de 3 a 6 mm, en una matriz de arena, hacia abajo hay muchos fragmentos de pómez del mismo tamaño (espesor observable 30 cm)

Fig. 41. Canal del antiguo cauce del río Amecameca (carretera Mixquic-Chalco).



Matriz limo-arenosa café claro con gran cantidad de gravas y cantos, los mayores subredondeados de 2 mm a 2 cm, los hay de tipo andesítico-basáltico y fragmentos de pómez (1.40 m).

Gravas subangulosas, subredondeadas, bien clasificadas, de 2-5 mm, con aparente estratificación en una matriz limo-arenosa (30 cm).

Material limo-arenoso color café, homogéneo, con algunas gravas subredondeadas de 2 a 5 mm (50 cm).

**Fig. 42.** Planicie de Chalco, sur de Temamatla (carretera Chalco-Cuautla)

Hodge et al. (1996) en un estudio de la planicie lacustre encontraron que antiguos asentamientos prehispánicos están ahora cubiertos por capas de aluvión de más de 3 m de grosor e infieren que la ribera del lago se desplazó al oriente, fenómeno favorecido por las crecidas del Río Amecameca.

El Río Amecameca ha inundado frecuentemente la planicie, dejando en cada ocasión una capa bien definida y son de los últimos 500 años. El mismo ha cambiado de curso en repetidas ocasiones en el pasado (op. cit.).

En los últimos 2000 años el río ha ocupado una zona estrecha que se correlaciona aproximadamente con la planicie de piedemonte, representada en el mapa, ha migrado al norte en un vaivén, lo que refleja una gran actividad de sedimentación (op. cit.).

## **Grietas**

El caso de la formación de grietas en campos de cultivo fue tratado por Lugo et al. (1991) quienes mencionan que el fenómeno se ha producido recientemente en el piedemonte cercano a la ribera lacustre de la cuenca de México, en Chicoloapan, Tlapala, Ayotla e Iztapaluca, Edo de Mex.

De acuerdo con Lugo et al. (1991), las grietas de Tlapala se formaron en 1986 en el piedemonte inferior del volcán Iztaccihuatl. Una alcanzó 400 m de longitud y al estudiarse en 1989 tenía una profundidad máxima de 4.15 m y de ancho 1.80 m. La orientación era 10-20° al NE. La segunda grieta a 500 m de la anterior, de sólo 35 m de longitud y orientación 18° NE.

El origen de las grietas se explica por la extracción de agua del subsuelo. En agosto de 1997 se formó otra grieta de mayor magnitud que la de Tlapala, cerca de la población de Huexoculco, próxima a Tlalmanalco, también en el piedemonte del Iztaccihuatl.

### *Grieta de Tlapala*

Muy cerca al volcán Cocotitlán, hacia el este, sobre la carretera Chalco-San Rafael se reconoce muy bien una grieta en Tlapala (Fig. 43), misma que nace en un campo de fútbol; corresponde a una zona deprimida del terreno, en algunos puntos está bien conservada, sea como zanjas u hondonadas y en otros tiene 3-4 m de profundidad

y 40 cm de ancho; el rumbo es NE 25°, lo que eran las porciones más profundas y anchas se han rellenado de basura. En general, parece que ha permanecido estable desde su formación, modificada levemente por erosión.

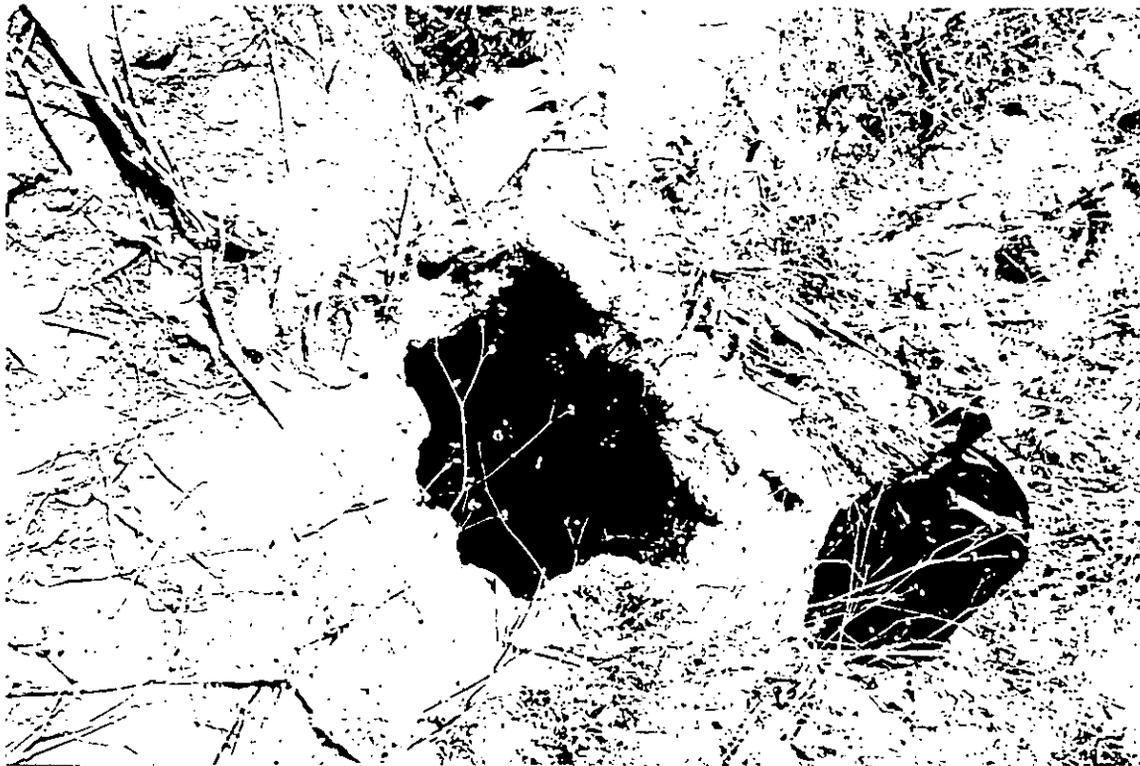


Fig. 43. Grieta de Tlapala, resultado del abatimiento de los mantos freáticos.

### III. Borde occidental de la Sierra Nevada (Iztaccihuatl y Popocatépetl)

#### Piedemonte

Hay dos unidades principales del piedemonte de la Sierra Nevada, la primera en el extremo norte del mapa, limitada al sur por las lavas del grupo del Chinconquiá, donde se sitúan las poblaciones de Tlalmanalco y San Mateo Tezoquipan (Miraflores). La superficie consiste en materiales piroclásticos provenientes principalmente del Popocatépetl.

Al sur del poblado de San Rafael el piedemonte es una superficie alargada en la misma dirección, con su límite occidental bien marcado por las lavas de la Formación Chichinautzin.

#### **IV Relieve Precuaternario**

Las únicas rocas que se pueden considerar anteriores al Cuaternario son las de la Formación Tepoztlán en el extremo meridional del mapa, donde representan una superficie pequeña. El relieve es de peñascos constituidos por depósitos de flujos piroclásticos, lahares y fluviales, principalmente. En la Formación Tepoztlán, un límite discordante con la Chichinautzin, y yace sobre la Formación Balsas (del Eoceno) y calizas cretácicas (Fries, 1960).

La mayor importancia de esta unidad en la zona estudiada, es su expresión en el relieve de rocas volcánicas jóvenes, donde las laderas de fuerte inclinación, incluso escarpadas, los barrancos y circos de erosión, controlados por una erosión acelerada, reflejan la influencia del relieve precuaternario en el actual.

#### **Evolución del relieve**

Las rocas más antiguas de la zona estudiada, de acuerdo con la información geológica actual, son las de la Formación Tepoztlán, en el extremo sudoccidental del mapa, del Plioceno (Mooser, 1996). Es difícil interpretar el relieve de esa época pero se puede suponer que esta unidad se extendía hacia el norte en una superficie considerablemente más amplia.

Otra unidad antigua, posiblemente del Pleistoceno temprano, son los depósitos del volcán Iztaccíhuatl en el extremo nororiental del mapa. La gran actividad que manifestó este volcán dio origen a un extenso relieve; además de los volcanes individuales que constituyen esta gran elevación, está el extenso piedemonte hacia occidente, norte y oriente.

El límite de la zona estudiada en el nororiente, son precisamente los depósitos del Iztaccíhuatl cortados por barrancos profundos.

Durante el Pleistoceno tardío, hace más de 20 000 años, surgieron volcanes monogenéticos como el Cocotitlán, el Sacromonte y el Tres Cumbres, a lo que siguió una extraordinaria actividad volcánica de conos monogenéticos del tipo del Xitle, Jorullo y Parícutín; aparentemente, uno de estos volcanes es el Xoyacan el cual se infiere como monogenético, por la gran cubierta de material piroclástico que tiene, muy superior a la de estos conjuntos volcánicos.

El volcanismo más intenso tiene lugar aparentemente en los últimos 20 000 años, cuando surgen en una primera etapa los conos y lavas del volcán Cuatapel, los del Chinconquiá, del Huehuel, del Ahuazatepel, del Huipilo y en una última etapa, posiblemente holocénica, se formaron las lavas mejor expuestas en el relieve, como las del volcán El Agua, el Ayaqueme y de los volcanes vecinos, del Teuhtli y Tláloc.

El mapa geomorfológico sintetiza la evolución del relieve, la morfogénesis y morfología de las formas de éste y muestra las principales modificaciones actuales.

Las grandes acumulaciones volcánicas producidas en un lapso reducido y conjugadas con las del volcán Popocatépetl dieron origen a un nuevo relieve, donde no alcanza a manifestarse la disección fluvial, los efectos principales son los siguientes:

1. La formación de la cuenca endorreica de México al obstruirse el desagüe hacia el sur. En este sentido, algunos autores han señalado la posibilidad de un antiguo valle paralelo al extremo oriental de las lavas del Xoyacán y del Chinconquiá, el que pudo haber sido sepultado por los colosales depósitos del volcán Popocatépetl, que actualmente constituyen el piedemonte.

2. La formación de un nuevo relieve es importante de resaltar porque se trata de una amplia superficie (al occidente se extiende unos 35 km hasta el volcán Ajusco) con máxima altura del orden de 1000 m, donde la sobreposición de los productos de los conos volcánicos dan origen a laderas, mesas, depresiones intermontanas, etc.

3. El relieve preexistente ha quedado sepultado en gran parte, en especial el de la Formación Tepoztlán, esto va acompañado de la creación de un ecosistema notablemente distinto del que existió hace 20 000-40 000 años. El crecimiento altitudinal dio origen a nuevas condiciones climáticas y consecuentemente a otro régimen hidrológico, vegetación y fauna.

## CONCLUSIONES

En la zona estudiada hay 25 volcanes monogenéticos principales a los que se agregan 35 adventicios. Dieron origen a 12 conjuntos de derrames de lava, todos ellos se conjugan para constituir el relieve actual.

El campo monogenético en la hoja topográfica Amecameca representa una superficie de 700 km<sup>2</sup>, donde la frecuencia media de volcanes es de 0.04/km<sup>2</sup> (los principales) y 0.09/km<sup>2</sup> el total. Estas cifras revelan que ciertamente son los volcanes adventicios los formadores de campos monogenéticos, ya que en "cifras" la densidad de volcanes principales es baja, sin embargo, con los conos asociados a éstos la densidad es considerable.

Por la morfología y el material que presentan los conos volcánicos, de mayores dimensiones principalmente, es posible que la trayectoria de formación del relieve sea de sureste a noroeste aproximadamente, y es en el centro de ésta donde hay un mayor número de volcanes.

El relieve de conos volcánicos y lavas sobrepuestas es el de un conjunto montañoso o una meseta en proceso de formación. La actividad volcánica, por su intensidad supera a la velocidad de la erosión, lo que se refleja en una disección ausente en la vertiente de la cuenca de México y en la superficie de divisoria de aguas.

En la vertiente meridional hay un proceso de disección muy joven, condicionado por la posición de la lava sobre la estructura del Tepozteco, ya que éste consiste en cerros quebrados de rocas volcánicas pliocénicas que hacen de esta superficie grandes extensiones de fuerte inclinación ( $> 20^\circ$ ) y asimismo, una transformación acelerada que se manifiesta en la formación de barrancos, escarpes estructurales y circos de erosión.

Todo indica que la futura evolución del relieve, en milenios, seguirá siendo el desarrollo del volcanismo. Si bien es poco probable que alguno de los numerosos conos volcánicos vuelva a tener actividad, la zona del paralelo  $19^\circ$ , entre el Popocatepetl y el Xinantecatl (Nevado de Toluca) es una de las de volcanismo más activo desde fines del Pleistoceno (últimos 30 000 años).

El tipo de relieve y las características geográficas de la zona estudiada son favorables para las actividades económicas, por lo que éstas son variadas: bosque, agricultura de temporal, extracción de material (canteras), pero esta actividad humana, al extenderse e intensificarse, en especial en los últimos 15 años, ha dado origen a un proceso de deterioro del paisaje, que se expresa en cambios de uso del suelo de forestal a agricultura, a urbano, extracción de material en uno o varios conos de cada conjunto volcánico.

Es importante prevenir el proceso de urbanización de esta porción de la Cuenca de México porque en caso contrario se altera el régimen hidrológico y disminuye la recarga de los mantos acuíferos fundamentales para la ciudad de México.

## BIBLIOGRAFÍA

Araña S. V., 1974, **Volcanismo**. Colección Colegio Universitario, 4, Ed. Istmo, Madrid.

Arellano, A.R. V., 1948, **La composición de las rocas volcánicas en la parte sur de la Cuenca de México**. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 13, p. 81-82, México.

Bashenina, N.V., J.F. Gellert, F. Joly, M. Klimaszewski, E. Scholz, 1975, *Leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle* En: *Cartografía geomorfológica en escalas grandes*, p. 18-68. De. Universidad de Moscú, (en ruso).

Bellia S., G. Cusimano, T. González M., R. Rodríguez, G. Giunta, 1992, **El valle de México: Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la cuenca de Chalco**. Quaderni IILA, Serie Scienza 3. Instituto Italo-Latinoamericano, Roma.

Belousov, V. V., 1971, **Problemas básicos de geotectónica**. Ed. Omega, Barcelona.

Bradbury, J. P., 1971, **Paleolimnology of lake Texcoco, Mexico: Evidence from diatoms**. *Limnology & Oceanography*, 16: 180-200.

Bryan, K., 1948, **Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos**, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 12, p. 1-20, México.

Cabrera, G., F., y Legorreta P., G., 1989, **Estudio de relieves volcánicos mediante el análisis de parámetros geomorfológicos**. Tesis de Licenciatura Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.

Coque, R. 1984, **Geomorfología**. Ed. Alianza Editorial, Madrid.

Córdova, C. 1992, **Geomorfología**. Ed. E.N.A.H., México.

Csema, Z. de, De la Fuente, M., Palacios, M., Triay, L., Mitre, L., Mota, R., 1987, **Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México.** Boletín núm. 104, Instituto de Geología, UNAM, 71p.

Demant, Alain, 1982, **Interpretación geodinámica del vulcanismo del eje neovolcánico transmexicano.** Revista del Instituto de Geología, vol. 5, num 2, p.217-222, UNAM., México.

Demant, A., 1978, **Características del eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación.** Revista del Instituto de Geología, vol.2, p.172-187, UNAM, México.

Demant, A., 1976, **Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del eje neovolcánico mexicano.** Acapulco, México, Congreso Latinoamericano de Geología, 3, p.41

Demant, A. y Robin, C. 1975, **Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico.** Revista del Instituto de Geología, num.1, p.70-83, UNAM, México.

Derrau, M., 1983, **Geomorfología.** Ariel, Barcelona.

Demek, J. (Ed.), 1972, **Manual of detailed geomorphological mapping.** Academia, Praga.

Felix, J. y Lenck, H., 1890, **Beitrage zur geologie und paleontologie der Republik Mexiko.** Leipzig.

Foreman, F., 1955 **Palinology in southern North America, part II. Study of two cores from lake sediments of the Mexico City basin.** Bull. Geol. Soc. Am. 66 (5): 475-510.

Fries, C., 1956, **Bosquejo geológico de la región entre México, D.F. y Taxco, Gro. XX** Congreso Geológico Internacional, excursiones A-4 y C-2, México.

Fries, C., 1960, **Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México.**, Boletín núm. 60, Instituto de Geología, UNAM, México.

García Amaro, E., 1988, **Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koeppen.** Edición privada, México.

Gómez, A.A., 1998, **Análisis geomorfológico del volcán Popocatepetl escala 1:20,000.** Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.

González, A., 1978, **Cuenca de México.** En: Enciclopedia de México, 8: 1063-1083, México.

Gribbin, J., 1986, **La Tierra en movimiento.** Biblioteca Científica Salvat, num.50, Barcelona.

Guillen, G. M., 1996, **Geomorfología de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl.** Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.

Gunn, B.M., Mooser, F., 1970, **Geochemistry of the volcanoes of central Mexico.** Bull. Volcanol., 34: 577- 617.

Hodge, M.G., C. Córdova, Ch. D. Frederick, 1996, **Los asentamientos prehispánicos y el medio cambiante del sureste de la Cuenca de México.** En: A. Tortolero V. (coord.), **Tierra, agua y bosques: historia y medio ambiente en el México central.** Universidad de Guadalajara, p. 49-68.

Kirianov, V. A., Koloskov, A., De la Cruz, S., Martín del Pozzo, A. L., 1992, **The major stager of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone.** Geol. Ser., Acad. Sci. SSSR, 311 (2): 430-434

Libby, W., 1953, **Radiocarbon dating.** University of Chicago.

Lorenzo, J.L., L. Mirambell (Coords.), 1986, Tlapacoya: 35,000 años de historia del lago del lago de Chalco. Colección Científica, Instituto Nacional de Antropología e Historia,

Lozano García S., 1989, **Palinología y paleoambientes pleistocénicos en la cuenca de México.** Geofísica Internacional, 28: 335-362, México.

Lozano García, S., B. Ortega G., Caballero M., J. Urrutia F., 1993, **Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, central Mexico.** Quaternary Research, 40: 332-342.

Lozano García S., B. Ortega G., 1994, "Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico." Palaeo, 109:177-191.

Lugo Hubp, J., V. Martínez Luna, 1980, **La disección del relieve en el sur de la cuenca de México y porciones adyacentes.** Boletín del Instituto de Geografía, 10: 55-64, UNAM, México.

Lugo H. J., 1984, **Geomorfología de la cuenca de México.** Serie Varia, núm.8, Instituto de Geografía, UNAM, México.

Lugo H. J., 1989, **Diccionario geomorfológico.** UNAM, México.

Lugo H. J., 1988, **Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos).** Instituto de Geografía, UNAM, México.

Lugo H. J., 1986, **El sistema neovolcánico mexicano.** Revista Información Científica y Tecnológica, vol.8, num. 112, México.

Lugo. H. J., 1992, **La superficie de la tierra. II procesos catastróficos, mapas, el relieve mexicano.** La Ciencia desde México, 101. Fondo de Cultura Económica/ SEP, México.

Lugo H. J., 1986, **Los métodos geomorfológicos**. Revista de Geografía, vol. 1, num. 1, /INEGI, México.

Lugo H. J. y García Arizaga, M. T., **Geomorfología del sur del Distrito Federal**. Instituto de Geografía, UNAM, México (informe inédito).

Marsal, R. L. y Mazari, M., 1969, **El subsuelo de la ciudad de México**. Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

Marsal, R.J., 1992, **El hundimiento de la ciudad de México**. El Colegio Nacional, México, 71 págs.

Martin del Pozzo, A.L., 1980, **Vulcanología de la Sierra Chichinautzin**. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, México, 131p.

Martin del Pozzo, A.L., 1990, **Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin**. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, UNAM, México.

Martin del Pozzo, A. L., 1991, **Actividad volcánica en México**. Información Científica y Tecnológica, vol.13, num. 174, CONACyT, México.

Martin del Pozzo , A. L., et al., 1997, **Volcanic impact in central Mexico**. Excursion Guide, IAVCEI Assembly, Puerto Vallarta, Jal., January, 31 pags.

Milanosky, E.E., *Condiciones de yacimiento de rocas volcánicas*. En: V.V. Belousov, **Geología estructural**. Ed. MIR, MOSCU.

Mooser, F. 1957, **Los ciclos del vulcanismo que formaron la cuenca de México**. 20 Congreso Geológico Internacional, Vulcanología del Cenozoico, t.2, p. 337-348. México.

Mooser, F., 1975, *Historia geológica de la cuenca de México*. En: **Memoria Obra del Sistema de Drenaje Profundo**, p.9-30, Departamento del Distrito Federal, México.

Mooser, F., Tamez, E., Santoyo, E., Holgín, E., Gutierrez, C.E., 1986, **Características geológicas y geotécnicas del valle de México**. Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, Departamento del Distrito Federal, México.

Mooser, F., 1956, **Bosquejo geológico del extremo sur de la cuenca de México**. XX Congreso Geológico Internacional, excursión C-9, México.

Mooser, F., 1967, **Tefracronología de la cuenca de México para los últimos 30 000 años**. Boletín 30, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

Mooser, F., 1961, **Informe sobre la geología de la cuenca del valle de México**. Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, México.

Mooser, F., 1990, "*Estratigrafía y estructuras del Valle de México*." En: Ovando Shelley y F. González Valencia (editores): **El subsuelo de la cuenca de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo**. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 29-36.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1992, *Nuevo mapa geológico del surponiente del valle de México*. En: I. Sánchez Mora (Coord.): **Simposio Experiencias geotécnicas en la zona poniente del Valle de México**, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 5-16, México.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996, **Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla**. CFE, México, 27 págs., 35 mapas 1:100,000.

Ollier, C., 1988, **Volcanoes**. Basil Blackwell, Oxford.

Ordoñez, E., 1895, **Las rocas eruptivas del suroeste de la cuenca de México**, Boletín 2, p. 5-46, Instituto de Geología, México.

Ortega Guerrero, B., 1992, **Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, cuenca de México**. Tesis de doctorado, Colegio de Ciencias y Humanidades, Instituto de Geofísica, México.

Oviedo de León, A., 1970, **El conglomerado Texcoco y el posible origen de la cuenca de México**. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, num.2, México.

Parsons, J. R., 1989, **Arqueología regional en la cuenca de México: Una estrategia para la investigación futura**. Anales de Antropología 26:157-257.

Peña Monné J. L. (Ed.), 1997, **Cartografía geomorfológica básica y aplicada**. Geoforma Ediciones, Logroño.

Schlaepfer, C., 1968, **Carta geológica de México. hoja México 14-Q-H (5), 1:100 000, texto y resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos**. Instituto de Geología, UNAM, México.

Serra, M., 1994 (coord.), **Xochimilco arqueológico**. Patronato del Parque Ecológico de Xochimilco, México.

Strahler, A. N., 1982, **Geografía Física**. Ed. Omega, Barcelona.

Toscana, A., 1998, **Análisis geomorfológico detallado del volcán Ajusco y zonas adyacentes**. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.

Tricart, J., 1985, **Pro-lagos; los lagos del Eje Neovolcánico Mexicano**. Instituto de Geografía UNAM.

Tricart, J., 1992, *La cuenca lacustre de Zacapu: Un Acercamiento Geomorfológico*, En: D. Michelet (Coord.): *El Proyecto Michoacán 1983-1987*, págs.115-197, CEMCA, México.

Urrutia, F., J., S. Lozano García, B. Ortega G., M. Caballero M., R. Hansen, H. Böhnel, J., F., Negendank. 1994, "Paleomagnetic and paleoenvironmental studies in the southern basin of Mexico, I. Volcano-sedimentary sequence and basin structure of Chalco lake." Geofísica Internacional, 33 (3):421-430, México.

Urrutia, F., J., S. Lozano García, B. Ortega G., M. Caballero, 1995, "Paleomagnetic and paleoenvironmental studies in the southern basin of Mexico, II. Late Pleistocene-Chalco lacustrine record." Geofísica Internacional, 34 (1): 33- 54, México.

Vázquez, S., E., Jaimes, P. L., 1989, *Geología de la cuenca de México*. Geofísica Internacional, 28 (2): 133-190, México.

Verstappen, H. y Zuidam A., 1991, *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos*. ITC publication 10, Fanschede.

Yarza de De la Torre, E., 1992, *Volcanes de México*. Instituto de Geografía, UNAM, México.

Zeevaert, L., 1951. *Estrategia y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la ciudad de México*. Congreso Científico Mexicano, Memorias, v.5, p. 58-70. UNAM, México.

