

125
213



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

EL ORIGEN Y EVOLUCION DEL RELIEVE EN LA
DELEGACION ALVARO OBREGON



T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

Maricarmen Fidelia Cordero Estrada

MEXICO, D. F.

1992

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

INDICE

| | |
|--------------------|--------|
| Introducción | Pag. 1 |
|--------------------|--------|

CAPITULO I Características Geográficas

| | |
|-------------------|---------|
| Localización..... | Pag. 3 |
| Hidrología..... | Pag. 6 |
| Clima..... | Pag. 13 |
| Suelos..... | Pag. 16 |
| Vegetación..... | Pag. 19 |

CAPITULO II Geología

| | |
|---------------------------|---------|
| Marco Regional..... | Pag. 22 |
| Estratigrafía..... | Pag. 24 |
| Geología Estructural..... | Pag. 58 |

CAPITULO III Geomorfología

| | |
|---------------------------------|---------|
| Planicie Lacustre..... | Pag. 63 |
| Piedemonte Inferior..... | Pag. 64 |
| Piedemonte Superior..... | Pag. 68 |
| Zonas Minadas..... | Pag. 71 |
| Derrames o Coladas de Lava..... | Pag. 75 |
| Laderas Montañosas..... | Pag. 77 |

CAPITULO IV

| | |
|----------------------------|---------|
| Evolución del Relieve..... | Pag. 78 |
|----------------------------|---------|

CAPITULO V Aplicaciones

| | |
|-----------------------|---------|
| Expansión Urbana..... | Pag. 85 |
| Riesgos..... | Pag. 80 |

CAPITULO VI

| | |
|-------------------|----------|
| Conclusiones..... | Pag. 100 |
| Bibliografía..... | Pag. 103 |

Introducción

El interés por la realización de este trabajo sobre la delegación Alvaro Obregón lo fundamentamos en lo siguiente.

Por la escasez de trabajos geográficos y en particular geomorfológicos de dicha localidad, porque las áreas verdes y el relieve de la delegación están siendo afectados por el desarrollo de colonias populares en zonas poco propicias para ello, por la topografía y constitución litológica de la misma. Además, se puede observar una gran influencia del relieve en el tipo de construcciones para casa habitación y en el trazo de las principales arterias de comunicación.

Es posible reconocer en el terreno áreas de alto riesgo por derrumbes, colapsamiento de antiguas minas y cabeceras erosivas, fenómenos que se repiten en forma cíclica y acelerada, sobre todo en época de lluvias.

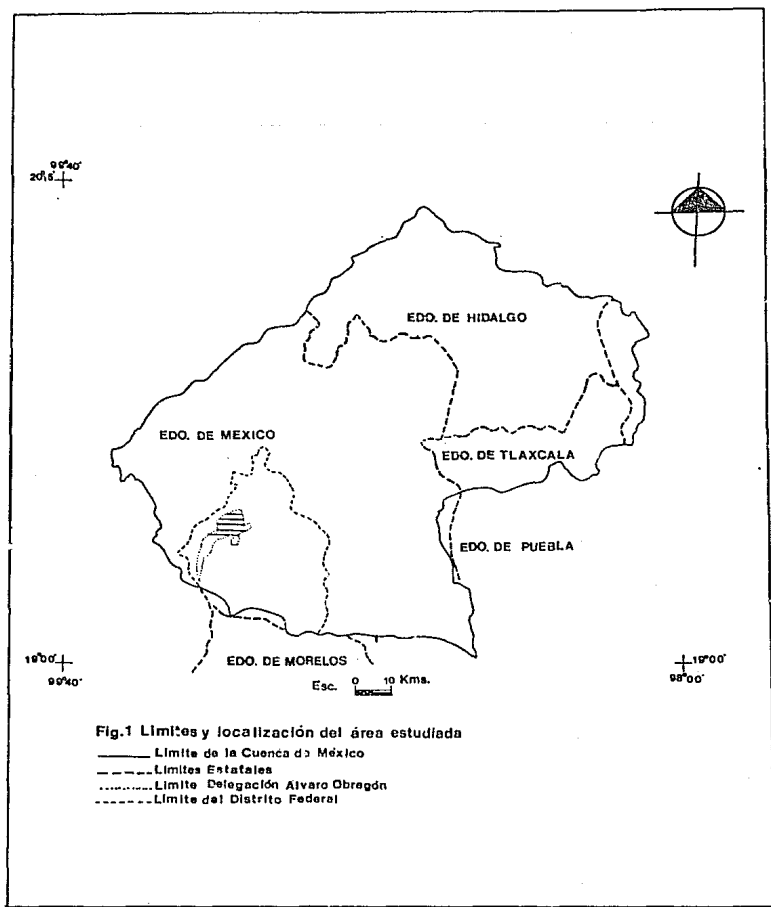
Llama nuestra atención la modificación del relieve delegacional en los últimos cuarenta años, debido a las diversas obras urbanas y por la extracción de materiales para la construcción, ya sea en minas a cielo abierto o subterráneas; por el relleno de barrancos con basura y desechos de demolición, lo que ha causado la transformación de este relieve en un corto lapso.

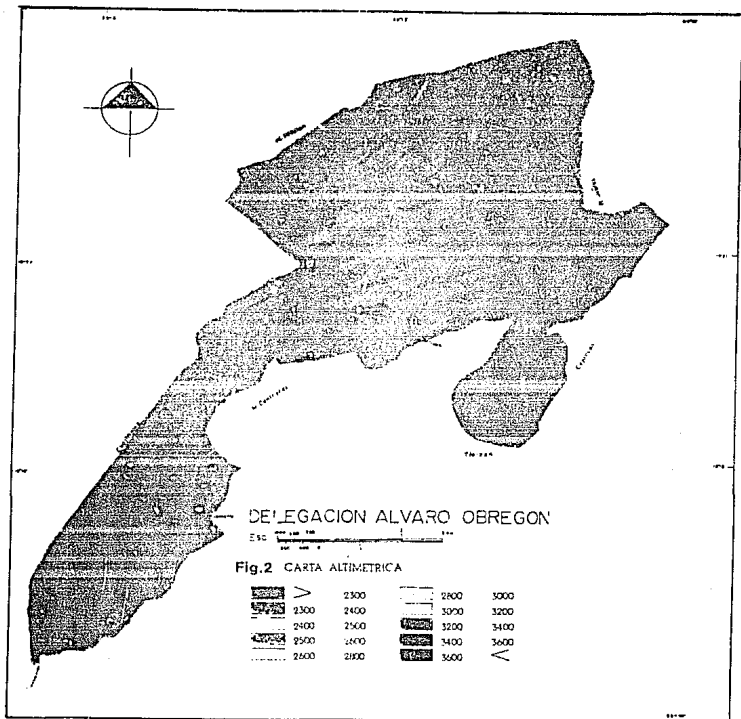
Con lo anteriormente expuesto consideramos de una gran importancia éste trabajo, que tiene el objetivo de fomentar los conocimientos acerca de la zona estudiada y dar a conocer la utilidad que tiene este estudio sobre el medio físico de un segmento de la cuenca de México.

CAPITULO I

CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

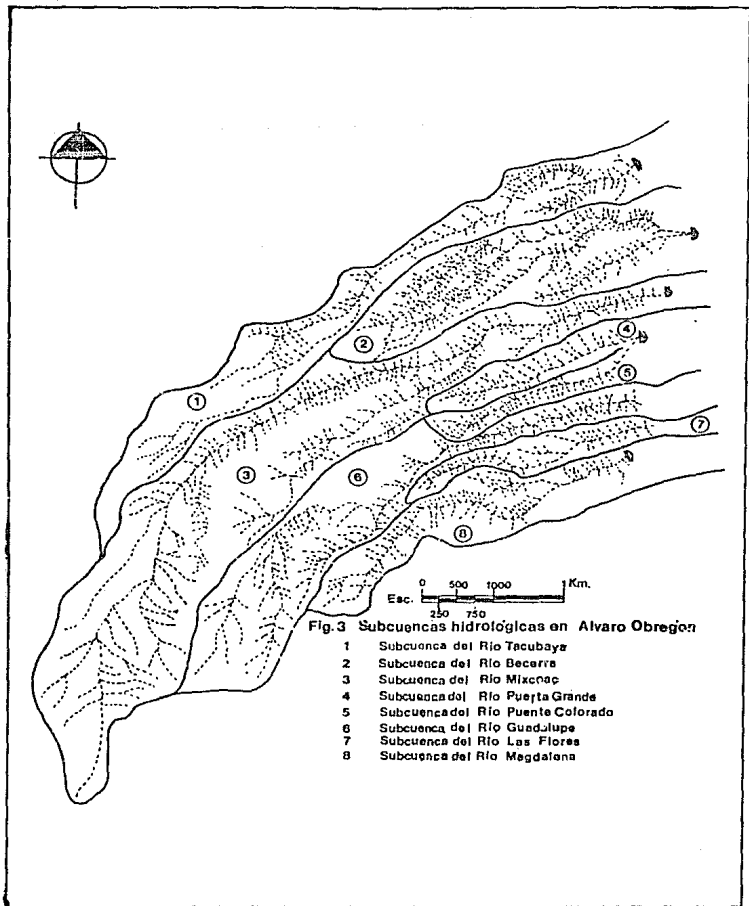
Localización. La delegación Alvaro Obregón se localiza en el poniente del Distrito Federal (Fig. 1). Limita con las delegaciones Miguel Hidalgo al norte, Benito Juárez y Coyoacán al oriente, al poniente con Cuajimalpa y al sur con Magdalena Contreras y Tlalpan. Tiene una forma alargada de NE a SE y cuenta con una extensión aproximada de 96.17 km², de los cuales, el 64.41% corresponden al área urbana, lugar en donde se realizó nuestro trabajo y el 31.76% al área rural (INEGI, DDF "Alvaro Obregón cuaderno de información Básica Delegacional", 1989). Por su extensión ocupa el 6.5% del área y quinto lugar en el Distrito Federal. Físicamente, la delegación está ubicada en el surponiente de la cuenca de México (Fig. 1), en la margen inferior de la Sierra de las Cruces, formada por un conjunto de estructuras volcánicas que alcanzan una altitud máxima de 3800 metros en el Cerro del Triángulo. La mínima se localiza a los 2260 metros. En la delegación existen otras elevaciones importantes por su altitud como son: el Cerro de San Miguel con 3790 metros, el Cerro de la Coconetla y Cruz de Calica o Alcalica, con 3600 y 3360 metros respectivamente. En general, el relieve de la delegación es de fuertes contrastes (Fig. 2), constituido por superficies de piedemonte, producto de la erosión de la sierra.





Hidrología

En la delegación Alvaro Obregón se reconoce una densa red fluvial, favorecida por las abundantes precipitaciones que se producen en la parte alta de las montañas y por la constitución del piedemonte que es fácilmente cortado por ríos. La delegación presenta un gran número de escurrimientos provenientes de la Sierra de las Cruces y una erosión remontante que se inicia en la ribera lacustre; ambos han originado el sistema hidrológico actual, mismo que consta en ocho subcuencas fluviales (Fig. 3). El crecimiento acelerado de la población ha provocado la urbanización en las laderas de los valles de los ríos que antaño constituían la reserva más abundante de agua potable para la ciudad de México. Se ha reducido el volumen de captación de aguas por escurrimiento, a consecuencia de la pavimentación y urbanización de las cuencas (DGOH DDF, 1988 a). También se ha incrementado la descarga de aguas residuales, tanto industriales como de origen doméstico y a la carga de sedimentos se suma un gran volumen de desechos sólidos, debido a que los ríos de la zona poniente son utilizados como basureros a cielo abierto (Fig. 4), lo que da como resultado que en la actualidad, las subcuencas de la delegación Alvaro Obregón, presentan un alto grado de alteración y provocan un grave problema para el funcionamiento del drenaje de la Ciudad de México, por el



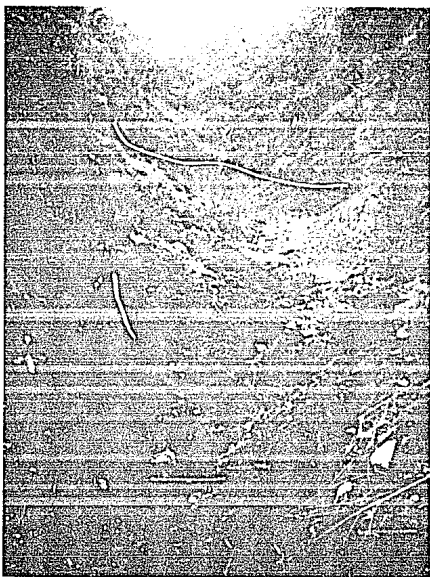


Fig. 4. Se observa como se utilizan los barrancos como basureros a cielo abierto.

enorme volumen de desechos sólidos que aportan al colector poniente (DGOH DDF, 1988 a), constituido por un sistema de túneles que permite controlar el volumen de almacenamiento de cada una de las presas y así evitar las fuertes inundaciones que sufría la ciudad de México hasta la década de los años cincuenta, en la que fueron construidas estas presas.

Los ríos de la delegación Alvaro Obregón presentan como característica común un régimen torrencial y fuertes gradientes en sus cauce en promedio de 1:24 de gradiente en su pendiente, lo que ocasiona avenidas con fuertes velocidades y con un enorme volumen de acarreo y acumulación de sedimentos.

A continuación mencionaremos las principales características de cada una de las subcuencas que se localizan en el área de estudio.

Subcuenca del Río Tacubaya. se localiza al norte del área estudiada. Nace en la colonia Carlos A. Madrazo, en los límites de las delegaciones Alvaro Obregón y Miguel Hidalgo; capta los escurrimientos de las colonias Bejero, Lomas de Santa Fe , Pueblo de Santa Fe y Margarita Maza de Juárez, entre otras. Presenta una topografía accidentada con un gradiente de la pendiente de su cauce de 1:27, lo que origina altas velocidades de escurrimientos y grandes volúmenes de material de acarreo y depósito.

Subcuenca del Río Becerra. De menor extensión es la inmediata al sur y se forma de la unión de los ríos Jalalpa y La Cañada, que descargan a la presa Becerra 2 o San Francisco (DGOH DDF, 1988b) aguas abajo de ésta, toma el nombre de río Becerra. Su cauce principal, Jalalpa, se aloja en la parte sur, mismo que nace en la colonia Piloto Adolfo López Mateos. Continúa por la ampliación Presidentes de México hasta la presa Becerra 1, en donde une sus aguas al río de la Piedad para desembocar en el colector poniente. El área está en gran parte urbanizada, lo que genera grandes gastos para su desazolve y mantenimiento, sobre todo en época de fuertes avenidas. El gradiente en la pendiente de su cauce es en promedio de 1:20.

Subcuenca de el Río Mixcoac. Se ubica en la porción central de la delegación, tiene una longitud de 7 Km y una superficie de 37 Km², con una densidad aproximada de 2.5 Km de cauces por Km². Nace en los límites con el Estado de México, en el camino al Desierto de los Leones; presenta bajos factores de escurrimiento por carecer de urbanización (DGOH DDF, 1988a), su cauce principal presenta en la pendiente de su cauce un gradiente de 1:28, lo que favorece, fuertes velocidades y grandes volúmenes de agua captados.

Subcuenca del Río Puerta Grande. Nace aproximadamente a los 2560 msnm, corre paralelo al río Puente Colorado, capta los escurrimientos de las colonias Heron Proal, Tlapechico La Hilagrosa, Puerta Grande y Tarango, tiene una topografía accidentada y escasa urbanización lo que propicia que la velocidades del escurrimiento sean fuertes, su cuenca tiene una longitud aproximada de 2 km.

Subcuenca del Río Puente Colorado. Nace a los 2670 msnm, a la altura del pueblo de San Jerónmimo Lidice y corre paralelo al río Puerta Grande; tiene una extensión aproximada de 3 Km, capta los escurrimientos de las colonias Oliver de Los Padres, Las Aguilas y Ampliación las Aguilas, entre otras; su cauce tiene un gradiente en la pendiente 1:30 y presenta amplia urbanización. Las velocidades del escurrimiento son fuertes.

Subcuenca del Río Guadalupe. Es una cuenca muy extensa, con muchos afluentes en desarrollo (DGOH DDF, 1988a). El cauce principal del río nace a los 3300 msnm en las inmediaciones del Cerro Atesquillo; capta los escurrimientos del pueblo de San Bartolo Ameyalco, Villa Verdun, del pueblo de Tetelpan, las colonias El Mirador y la Joyita, entre otras; presenta bajos factores de escurrimiento. El gradiente de la pendiente de su cauce es en promedio de 1:24, de lo que resultan fuertes velocidades y grandes volúmenes de agua que se desplazan hasta la presa Tequilasco y aguas abajo hasta unirse con el colector poniente.

Subcuenca del Río Las Flores. Nace en la unión de las calzadas al Desierto de los Leones y Olivar de los Padres. Su cuenca capta los escurrimientos de las colonias Tizampano, Tetelpan y Olivar de los Padres. Los azolves son mínimos dado que el área que drena es muy pequeña.

Subcuenca del Río Magdalena. Nace en la base del Cerro de La Palma, en el parque nacional de Los Dinámos; su cuenca presenta elevados factores de escurrimiento, dado que gran parte del área se encuentra pavimentada; aunado a esto, las fuertes precipitaciones originan avenidas; el río Magdalena recibe aportaciones a su cauce del río la Eslava una vez que fuera rectificada su dirección (DGOH DDF, 1988b). En su recorrido capta los escurrimientos del poblado de los Dinamos, del pueblo de Magdalena Contreras, San Nicolás Totolapa, La Concepción Guadalupe, Pedregal 2 y Santa Teresa. Finalmente descarga sus aguas en la presa de Anzaldo para culminar en el colector poniente; su cauce tiene un gradiente promedio de 1:23.

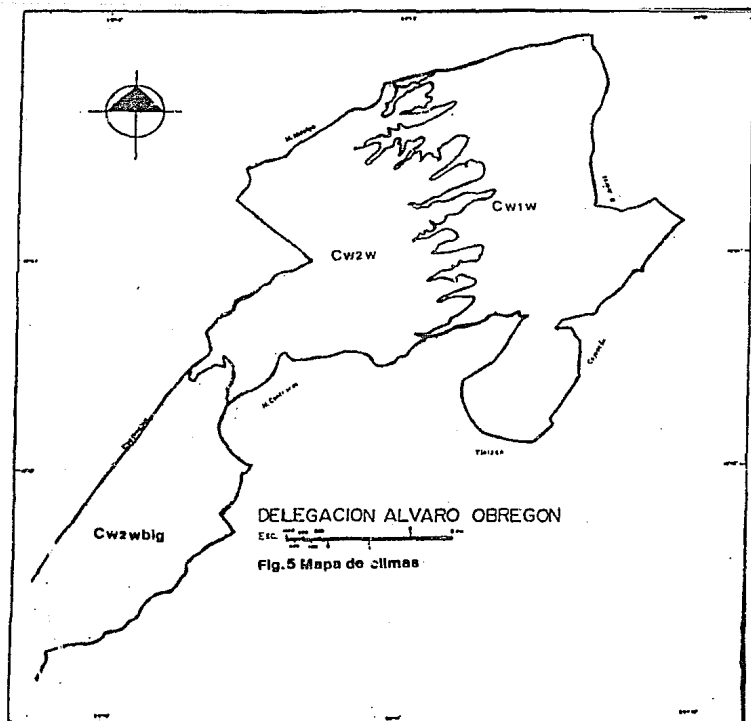
El clima.

En la zona objeto de estudio el clima es templado, de acuerdo con E. García (1989), Pero con variaciones notables debido a los bruscos cambios altitudinales que en ella se presentan (Fig. 5). En la parte baja de la delegación, hasta los 2400 msnm, se localiza el Clima (Cw1 w) que presenta las siguientes características, la temperatura media anual es de 14.9°C, la máxima media es de 17.1°C y se presentan en los meses de abril a junio; la temperatura mínima media corresponde a los meses de diciembre a febrero y alcanzan los 10.1°C. La precipitación media anual en esta área es de 816.0 mm, con precipitaciones máximas medias de 128.0 mm de junio a septiembre; las precipitaciones medias mínimas se presentan en los meses de noviembre a febrero, con aproximadamente 7.1 mm.

En el área media delegacional hasta los 3100 msnm, se localiza el Clima (Cw2 w) con las siguientes características. Temperatura media anual es de 15.5°C y la media máxima es de 17.0°C, para los meses de abril a junio; las temperaturas mínimas medias se presentan en los meses de diciembre a febrero y alcanzan los 13.2°C. Las precipitaciones medias anuales son de 914.0 mm, las medias mínimas ocurren en los meses de noviembre a febrero y son de

8.2 mm, y las precipitaciones medias máximas de 177.1 mm, se presentan de junio a septiembre.

En la parte sur del área de trabajo, el clima deja de ser templado para convertirse en un clima semifrío (Cw2 w big) con las siguientes características. La temperaturamedia anual es de 10.7°C, la media máxima se presenta en los meses de abril a junio y alcanza lca 12.0°C; la temperatura media mínima es de 8.1°C. Las precipitaciones medias anuales son de 1302.0 mm, las pricipitaciones mínimas medias se presentan en los meses de noviembre a febrero y son en promedio de 1.62 mm, las precipitaciones medias máximas ocurren en los meses de junio a septiembre con valores de 246.5 mm.

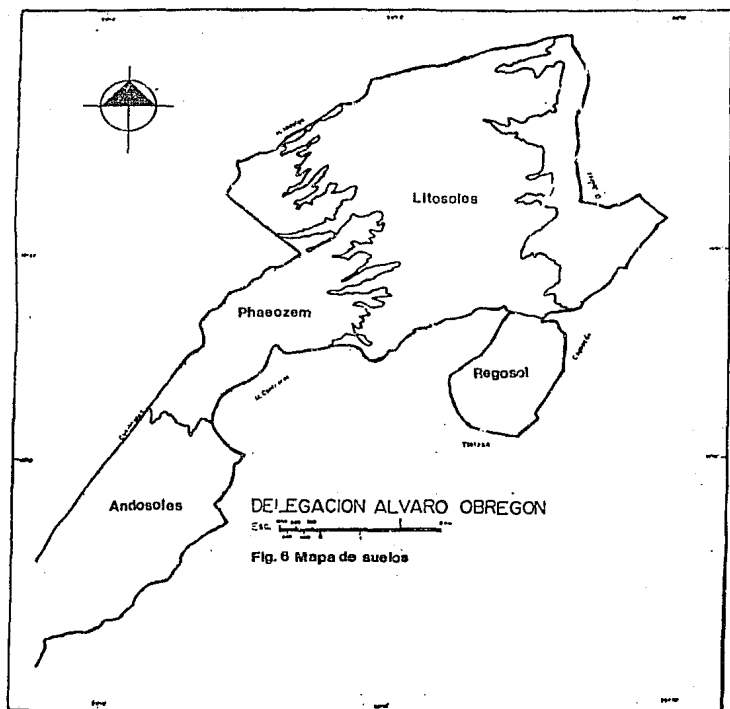


Suelos.

Los suelos de la delegación son el producto de la alteración de la roca madre y de los depósitos volcánicos y volcanoclasticos; en el área de trabajo predominan cuatro tipos de suelos (Fig. 6).

1. Phaeozem háplico y lúvico, que cubre aproximadamente el 53.8% del territorio delegacional (A. Grenee, 1980). Es un suelo que presenta una secuencia normal en sus horizontes, tiene un espesor máximo de 100 cm, muestra una textura media, y se localiza entre los 2500 y 3000 metros de altitud; está en su fase frágica.
2. Litosoles háplicos. Estos suelos cubren el 28.8% de la delegación, son de origen volcánico, rocosos, con espesor máximo de 30 cm; tienen una textura media, se encuentran en su fase frágica y se pueden localizar entre los 2300 y los 2500 metros.
3. Andosoles. Estos ocupan aproximadamente el 21.5% de la zona estudiada, son ricos en materiales volcánicos, con horizontes superficiales oscuros; tienen un espesor máximo de 50 cm, se encuentran en su fase lítica, su textura es media y se localizan entre los 3000 y 3800 metros, la máxima altitud de la delegación.
4. Regosol eútrico. Ocupa el 1.9% de la extensión delegacional, son suelos de origen volcánico o de procesos

de acumulación eólica, poco compactos, tienen un espesor máximo de 30 cm de profundidad; presentan textura gruesa y color café.



Vegetación

La vegetación se encuentra en relación estrecha con otros factores, como el suelo, el agua y el clima; la vegetación que encontramos actualmente en la delegación, está alterada y casi desaparece en las zonas más bajas de la misma. Consiste en arbustos y árboles que han sido sembrados en las áreas verdes o recreativas que rodean a las zonas urbanizadas. En la zona media, entre los 2500 y 3000 metros, se puede encontrar un bosque mesófilo de montaña que cubre buena parte de las laderas y cañadas de la Sierra de Las Cruces (E. Ezcurra, 1990). En ésta área es característica la vegetación de abundantes epifitas, como los musgos, los helechos y trepadoras leñosas. Las especies arbóreas sobresalientes son el encino, el limoncillo y los pinares bajos, que en general crecen asociados; los pinos más comunes son los ocotes (*Pinus molloyana*) y los (*Pinus hartwegii*). Estos últimos son los más resistentes a las condiciones ambientales del área y debido a la contaminación se presentan con poca densidad. En las elevaciones mayores a los 3000 metros, se reconocen los bosques de coníferas, en los que predominan encinos y pinares que alcanzan alturas entre los 5 y 12 metros. En el sur de la delegación se presentan pequeñas comunidades de bosques de oyamel y no llegan a tener gran desarrollo. En la zona del Pedregal de San Ángel, la vegetación es muy diferente, aquí encontramos

algunas comunidades vegetativas endémicas como el palo loco, el palo dulce; otras especies como el tabaquillo, los tapozanes y el copal, especies que se han conservado en la reserva ecológica de la UNAM.

El falso Atardecer

(fragmento)

En el pueblo de Mogador una secta se pone a romper piedras cuando llega la bruma rojiza, con la certeza de que en una de esas rocas hay un dibujo que representa la bruma desvaneciéndose. Son piedras peculiares que guardan en su interior pasajes o escenas atrevidas, alguna que otra batalla y muchas estrellas. En esa religión se tiene la seguridad de que las ideas de los seres humanos pueden ser apresadas por ciertas piedras y que los pensamientos más intensos de los hombres -los deseos- se plasman en el interior de las rocas sagradas. Algunos interpretes de las escrituras igneas aseguran que en el seno de las rocas se lee el pasado y el futuro de los hombres.

Otros adoran un tipo de roca que crece -si es bien alimentada por las ideas de los hombres- y dicen que la historia entera de la humanidad no es sino un capricho imaginado, paso a paso por una de esas piedras vivas, la más antigua de ellas.

Alberto Ruy Sánchez.

CAPITULO II

GEOLOGIA

Marco Regional.

Desde el punto de vista geomorfológico, la cuenca de México consiste en una altiplanicie volcánica, fluvial y lacustre rodeada por todos lados de montañas de origen volcánico, cuya divisoria de aguas en conjunto, define sus límites. Clasificada con criterios geológicos, se trata de una depresión de alrededor de 2000 metros de profundidad, rellena de material volcánico y de acumulación exógena, que descansan sobre rocas sedimentarias cretácicas. El estudio de la geología superficial de la cuenca de México y regiones vecinas, así como la estratigrafía del subsuelo, permitió a Federico Mooser (1975) interpretar la historia geológica de la cuenca de México. La primera etapa de su formación, según F. Mooser, (op. cit.), se remonta a finales del Eoceno, debido a una intensa actividad tectónico-volcánica, que en su primera fase pliega sedimentos marinos, que emergen para formar la base de la actual cuenca, constituida por depósitos de cantos rodados intercalados con yesos y tobas ácidas, producto del vulcanismo del Terciario temprano. Por encima de estos materiales se encuentran rocas volcánicas posteriores.

La segunda fase de formación de la cuenca data del Oligoceno medio, y está representada por acumulaciones volcánicas consistentes en lavas ácidas e intermedias, ignimbritas y tobas, además de depósitos fluviales.

La tercera fase se desarrolló durante el Oligoceno tardío y producto de ésta son las rocas dacíticas que constituyen la base de las sierras mayores del oriente y poniente de la cuenca. En ésta etapa se forman algunas estructuras de importancia, como los cerros del Peñón de los Baños, Zacatepec y Chapultepec.

La cuarta fase inicia en el Mioceno y es cuando se originan las sierras de Guadalupe y otras menores, compuestas de lavas intermedias y ácidas.

La quinta fase se presenta a finales del Mioceno. Se forman las sierras de Las Cruces, Río Frío y Nevada (las sierras mayores), constituidas por efusiones de lavas porfiríticas, andesíticas y dacíticas; en esta fase se forman también los grandes abanicos volcánicos que rodean a las estructuras mayores, que son característicos de la Sierra de las Cruces.

Las últimas fases se prolongan hasta el Plioceno y Cuaternario. Son producto de esta intensa actividad volcánica los conos superpuestos a la Sierra Nevada, los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl; la cuenca pierde su desagüe natural al formarse la Sierra Chichináutzin y se convierte en una cuenca de tipo endorréico.

El área de estudio ocupa una pequeña porción de la planicie lacustre de la cuenca; otra porción pertenece al piedemonte volcánico o (los abanicos volcánicos) de la sierra de las Cruces y por último, las partes más altas corresponden a la misma sierra.

Estratigrafía

La estructura profunda de la cuenca de México ha sido tratada por diversos autores, principalmente por C. Schlaepler (1968), F. Mooser (1975) y Vázquez y Jaimes (1989), la última publicación enriquecida con datos proporcionados por cuatro pozos profundos de exploración hechos en la ciudad de México en 1986, en los que se basa la siguiente información sobre la constitución de litológica del subsuelo, misma que se resume en lo siguiente.

1. Las rocas más profundas conocidas, son calizas de la formación Morelos (de finales del Cretácico temprano y principios del tardío), a más de 2000 metros de profundidad. Sobre esta se identificaron las formaciones Cautla y Mexcala, la primera está constituida por calizas y la segunda por un flysch, ambas del Cretácico tardío. En el subsuelo se reconocen a más de 1300 metros de profundidad.

2. Los sedimentos continentales del grupo Balsas (Eoceno superior), una molasa, reconocida en el pozo Roma 1 a partir de los 2680 metros de profundidad.

3. Un conjunto de rocas volcánicas y derivadas de éstas (fluviales, lacustres), de edades desde el Oligoceno tardío a la actualidad, mismos que constituyen el relleno principal de la cuenca. La estructura profunda de la zona en estudio, pertenece a la planicie lacustre y está constituida (Manual de Exploración Geotécnica, 1988) en su

nivel superior por arcillas de origen lacustre, en alternancia con clastos depositados por ríos, arroyos y posiblemente por glaciares y erupciones volcánicas, además, cenizas y estratos de pómez. Se han encontrado también algunos paleosuelos, producto de la meteorización de los depósitos volcánicos, fluviales y glaciáricos. Los suelos demuestran claramente las condiciones climáticas en que se desarrollaron: los de color amarillo son producto de los climas fríos, los cafés y hasta rojizos, de ambientes cálidos subtropicales. Los horizontes de cenizas volcánicas, de textura variable, producidas por violentas erupciones, originaron tobas bien consolidadas, depositadas a varios kilómetros de distancia del foco de emisión. Los depósitos de lahares son material volcánico, transportados por fuertes escurrimientos, provocados por lluvias o deshielos, posteriores o simultáneos con las erupciones. Además de este tipo de lahares existen otros, los incandescentes, con alto contenido de gases. Los representativos en la zona estudiada son las llamadas arenas azules (F. Mooser 1988), también se encuentran posibles acumulaciones glaciales (*op. cit.*) y grandes bloques andesíticos angulosos cementados en matriz de tobas finas de color claro rosado, en una secuencia de 200-300 metros de "tobas, aglomerados, gravas volcánicas de origen fluvial y capas delgadas de pómez depositadas en la base de las montañas que limitan la cuenca de México hacia el Occidente". (Fig. 7).

Los suelos de la Sierra de las Cruces son de origen volcánico, producto de la alteración de depósitos de lahares y cenizas; son de color rojo y gris, típicos de ambientes húmedos y áridos. Para hacer una descripción estratigráfica de nuestra área de trabajo, mencionaremos las publicaciones más importantes sobre el tema, que ha sido tratado por varios autores, entre ellos, A.R.V. Arellano (1948), Kirk Bryan (1948), C. Schalaepfer (1964) y F. Mooser (1968, 1985).

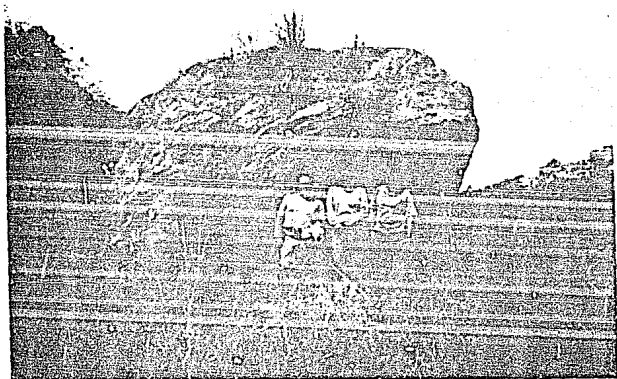


Fig. 7. Un gran bloque andesítico en la ladera norte del barranco del Río Puente Colorado.

En un primer trabajo sobre la estratigrafía de la cuenca de México, Kirk Bryan (op. cit.) da el nombre de Formación Tarango a una secuencia de unidades litológicas mismas que son estudiadas por A.R.V. Arellano, quien reafirma su existencia y le otorga el mismo nombre. Los dos autores coinciden en nombrar y subdividir a la formación en tres unidades bien definidas: Tacubaya, Becerra y Noche Buena. En estudios posteriores, F. Mooser (1988) divide en dos, a la misma formación en Tarango superior e inferior; para este autor, la Tarango inferior está constituida por lo que Bryan y Arellano llamaron formaciones Tacubaya, Becerra y Noche Buena y la Tarango superior está constituida por los depósitos de flujo piroclástico, de pómez, de lahares y las arenas azules. Es importante mencionar que la unidad de pómez estudiada por los autores ya citados, coincide en la descripción, pero no en la explicación del origen de la misma. Arellano y Bryan sugieren que la pómez es una de las facies de la llamada Formación Tacubaya, producto de la explosión violenta del San Miguel, mientras que F. Mooser (1988), la define como la unidad que marca el límite entre la Tarango superior y la inferior. A continuación describiremos como está constituida estratigráficamente la zona correspondiente a la delegación, con base en las observaciones hechas en trabajo de campo. En el área estudiada se pueden identificar seis unidades litológicas que se describen a continuación.

1. La unidad de ceniza-arena volcánica (Fig. 8). Posee las siguientes características físicas: el espesor máximo

observado fue de 50 metros, aunque en promedio tiene unos 5 metros; el espesor mínimo es de aproximadamente 50 centímetros. Es de color amarillo claro a café y en algunas ocasiones tiene un tono rosado; en general, su textura es media, areno-arcillosa y en localidades como las presas Tarango y San Francisco, presenta erosión diferencial; la mayoría de las ocasiones, la unidad antes descrita se encuentra en la base de los barrancos estudiados, y corresponde a lo que Bryan y Arellano nombran Formación Tarango.

Una variedad de la unidad anterior es la toba con clastos. Presenta gran cantidad de clastos angulosos, mal clasificados, con tamaños máximos de aproximadamente 70 cm; el tamaño promedio es de 15 cm y el mínimo es de 0.5 cm; son andesíticos de color rojo y gris, están poco cementados con la toba que tiene una textura media y es areno-arcillosa. El espesor máximo de esta unidad es de 2 metros, el mínimo es de 50 cm; el grado de redondeamiento de los clastos es de 0.3 según la tabla de Krumbeln citado en (Dackombe R. V., Gardiner V. Geomorphological Field Manual 1983); la unidad descrita anteriormente corresponde a la fase que Arellano y Bryan describen como formación Becerra inferior y superior, refiriéndose a la primera como la toba con clastos muy angulosos y mal clasificados y la segunda como una toba en la que predomina el material fino sobre los clastos.

Otra variedad de la unidad es la toba con pómez, ampliamente distribuida en la superficie delegacional.

Generalmente se encuentra como una capa de transición entre la unidad de tobas y la de pómez; el espesor máximo de la unidad es de 1.50 metros y el mínimo de 50 cm. Las pómez son de color blanco, sobre todo en las localidades cercanas a los ríos Mixcoac y Becerra, donde están mezcladas con tobas arcillosas y areno-arcillosas. Los fragmentos de pómez son de 0.5 cm y hasta 5 cm, bien redondeados; la unidad es la que Bryan nombró Formación Tacubaya.

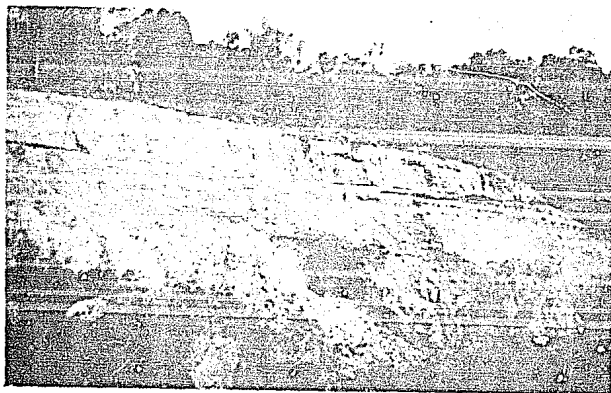


Fig. 6. La unidad de arena-ceniza volcánica (tobas) de la Formación Tarango en el barranco del Río Becerra.

2. La pómez. Es una unidad frecuente en la delegación (Figura. 9), se presenta en tres formas, la primera y la más común, se encuentra en estratos casi horizontales, con espesor máximo de 5 metros, el mínimo es 50 cm y el promedio es de 1.50 metros; el color de esta unidad es blanco, algunas veces con un tono amarillento. En las laderas del río Mixcoac es muy notorio cómo ha sido explotada siguiendo la disposición de la capa. Presenta poca resistencia a la erosión por su débil compactación y a la humedad. En este caso, también es un agente que la fomenta; el grado de redondeamiento de los fragmentos de pómez es de 0.4 según la tabla de Krumblein; dicha unidad es nombrada como Tacubaya superior, pero, F. Mooser (op. cit.) le da el nombre de Tarango superior.

La pómez fina es poco común, pero se puede distinguir la diferencia entre ésta y la anteriormente citada, por su constitución de pequeños granos menores de 3 mm, el tamaño máximo es de 0.5 cm. Se presenta en forma de lentes en las laderas de los ríos Becerra, Mixcoac y La Piedad, y puede apreciarse en forma de estrato en las laderas de las barrancas de Tarango y Las Flores; tiene un espesor máximo de un metro y un mínimo de 10 cm, el promedio es de 50 cm, el color de la unidad es blanca.

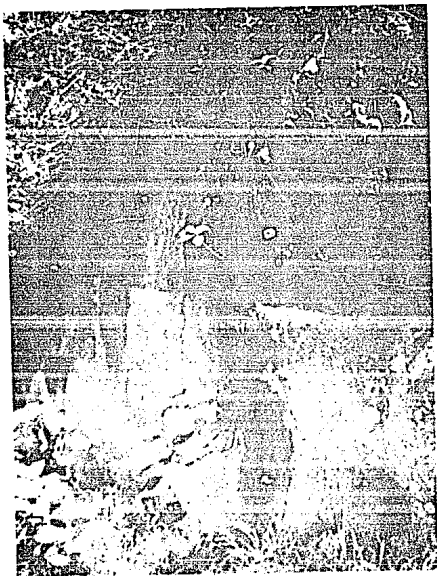


Fig. 9. La pómez poco resistente a la erosión, se encuentra encima de una capa de flujos piroclásticos en el barranco del Río La Piedad.

La pómez rosada (Fig. 10) es otra unidad que puede distinguirse en la zona estudiada. Se presenta en estratos con un espesor máximo de tres metros, el mínimo es de un metro y el promedio es de dos metros; los tamaños máximos de las pómez son de 15 cm de diámetro, los mínimos son de un centímetro y el tamaño promedio es de 10 cm; esta pómez presenta un grado de redondeamiento 0.4 según la tabla de Krumblein. Se observaron los estratos de mayor espesor en la ladera norte del río La Piedad, en donde existió una mina que se explotó siguiendo la posición de la capa; actualmente está taponada y aparentemente rellena. Esta pómez a diferencia de las anteriores, presenta bajo contenido de minerales ferromagnesianos (Pantoja Alor, 1990), es poco compacta y la humedad es un agente erosivo muy activo para la misma.

3. Los depósitos de flujos piroclásticos (Fig. 11). Es una unidad distribuida generalmente en la parte media y norte de la delegación. En el primer caso, los clastos presentan mala clasificación, tienen un grado de redondeamiento de 0.5 según la tabla de clasificación de Krumblein; el tamaño promedio de éstos es de 2 a 5 cm de diámetro, los máximos son de 15 cm, los más pequeños de 1 cm; presentan un color gris-azul, pero contienen algunos clastos de color rosa o café rojizo. En el norte, en las zonas cercanas a Santa Fe, estos depósitos piroclásticos tienen un espesor aproximado de 30 metros, los clastos son más uniformes, bien clasificados, aunque existen algunos

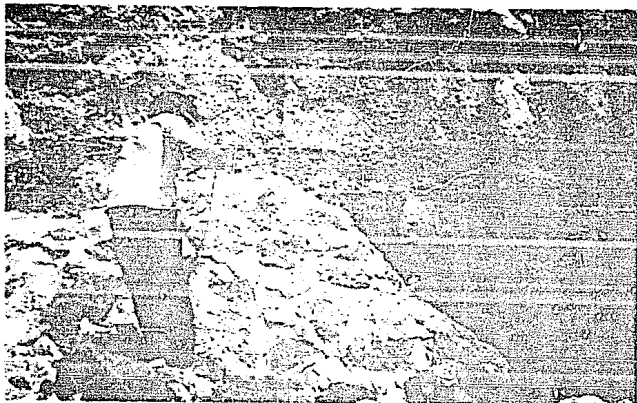


Fig. 10. Se observa el gran depósito de pómez rosada que fue explotado y que actualmente se encuentra taponado.

bloques andesíticos que alcanzan hasta 1 metro de diámetro; los tamaños mínimos son de 10 cm y predominan los de 15 cm. Están bien cementados y son comunes en el parteaguas, entre los ríos Tacubaya, Becerra, La Piedad y Mixcoac, y más específicamente, en localidades como la Colonia Mixcoac y Santa Fe. Durante el recorrido en trabajo de campo, fue posible identificar otra unidad de este mismo material poco

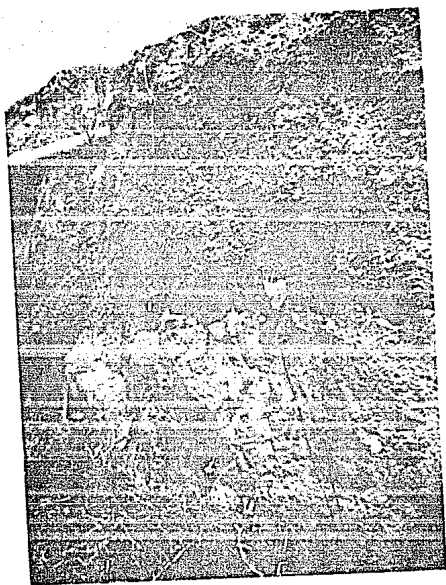


Fig. 11. La capa superior de un depósito de flujo piroclásticos, mismo que descansa sobre un contacto de tobas, se trata de un escarpe en retroceso en la ladera norte del Río Puerta Grande.

común, y que se diferencia en forma sobresaliente de la ya descrita. Es un depósito de clastos pequeños y de constitución uniforme, angulosos, tienen un grado de redondeamiento de 0.3 según la tabla de Krumblein; los tamaños máximos son de 3 cm, el tamaño promedio es de 1 cm y los pequeños son de 0.5 cm de diámetro, son de color azul oscuro, casi grises; están bien consolidados, el espesor máximo observable de ésta unidad es de 20 metros y su afloramiento se puede apreciar en la ladera sur del río La Piedad, específicamente en la Colonia Presidentes y en la ladera norte del Río Guadalupe, en donde se observa su espesor promedio de 2.5 metros; el espesor mínimo es de 1.5 metros, son bastante duros y muy resistentes a la erosión como lo muestra la Fig. 10.

4. Los depósitos de lahares (Fig. 13). Es una unidad bien representada en la zona estudiada, con un espesor considerable, de hasta 35 metros, se encuentran distribuidos en la parte media y sur de la delegación, en Las Águilas se pueden observar sus máximos espesores. Presenta grandes bloques angulosos, con un redondeamiento de 0.2 y 0.3 según la tabla de Krumblein. Los clastos tienen tamaños máximos de hasta 1.50 metros, los mínimos son de 1 cm y los más comunes son de entre 10 y 20 cm de diámetro. Presentan una compactación media, están generalmente cementados con tobas y en la mayoría de los casos, los clastos son de andesitas de colores muy claros y contienen también una cantidad considerable de pómez.

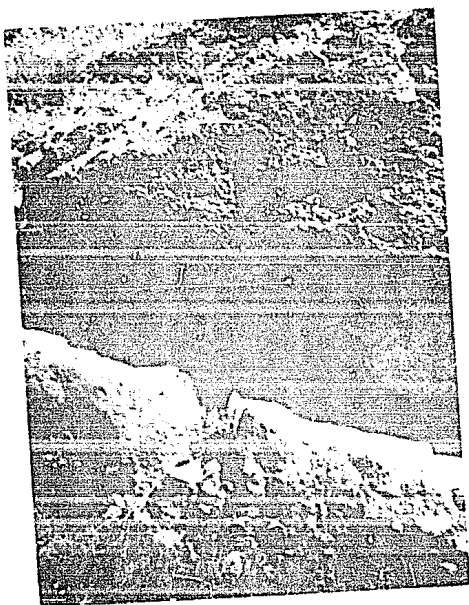


Fig. 12. Depósitos de Flujos Piroclásticos
de color gris-azul de las llamadas por
F. Nooser Arenas Azules, en el barranco
del Río La Piedad.

en general, la unidad presenta un color café claro o amarillo, cuando está húmedo es café. En la localidad del

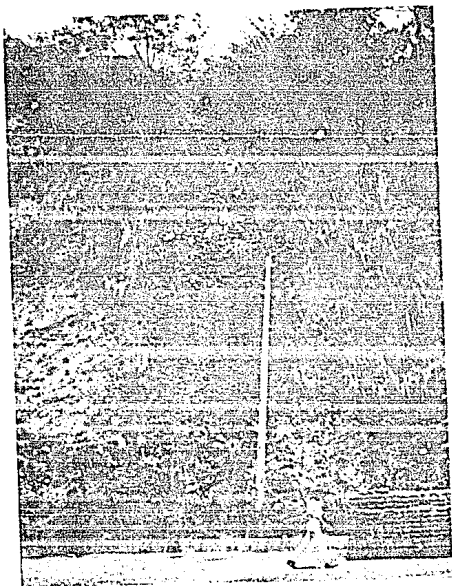


Fig. 13. Se observan los máximos espesores de los depósitos de Lahares, en el barranco del Río Puente Colorado en el fraccionamiento las Aguilas.

arroyo Puente Colorado, la zona de los depósitos de lahares, encontramos grandes bloques andesíticos, de más de 5 metros de diámetro. La unidad se encuentra generalmente en contacto horizontal y vertical con tobas masivas.

5. Los depósitos de flujo lodoso. Presentan clastos mal clasificados, de colores rosa, café y blanco muy claro, son subangulosos, con redondeamiento de 0.3 según la tabla de Krumblein. Son muy comunes en la parte superior del piedemonte y afloran en la entrada a la localidad de San Bartolo Ameyalco. El espesor máximo observable fue de aproximadamente 3 metros, los clastos que lo forman tienen tamaños máximos de 20 cm, los mínimos de 2 cm y la mayoría son de 3 a 5 cm de diámetro. Están cementados con tobas masivas, el grado de compactación es considerable; en estado húmedo su color es café oscuro y café muy claro, casi rosado en seco.

6. Conglomerados (Fig. 14). Por lo general, esta unidad se localiza en la base de los barrancos estudiados, o bien en las laderas de los mismos; son testigos de antiguos cauces. Se compone de cantos rodados con espesores máximos de 4 metros, predominan los tamaños de 10 a 15 cm, los tamaños máximos son de 2 a 5 metros y los mínimos son de 2 cm de diámetro, tienen un grado de redondeamiento de 0.5 y son muy compactos.

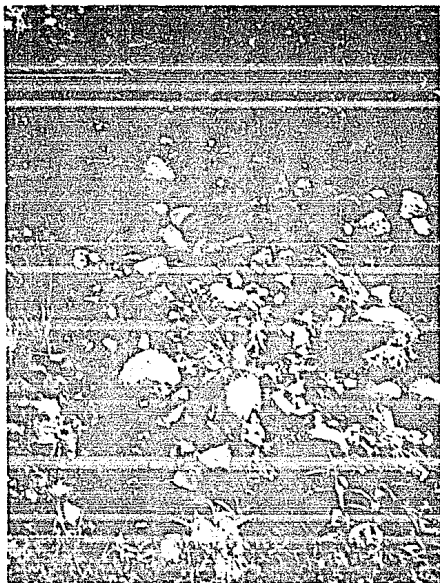
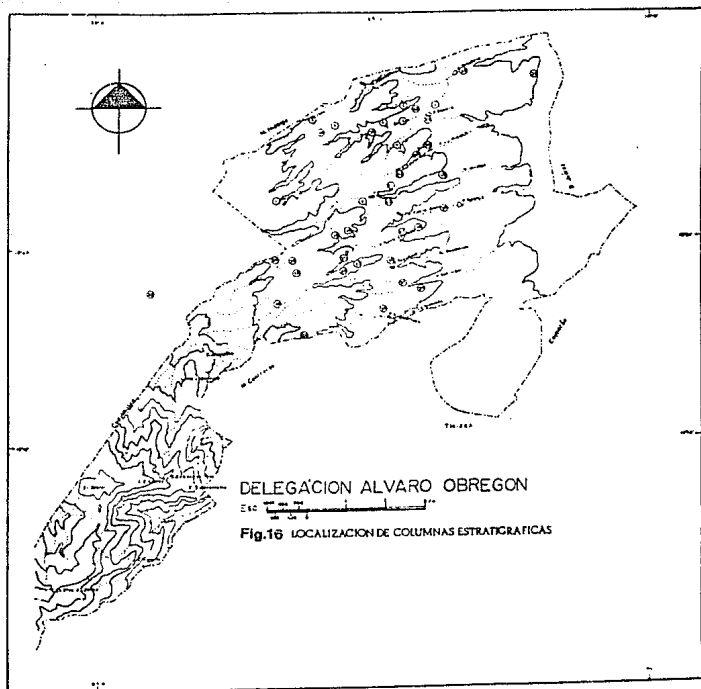


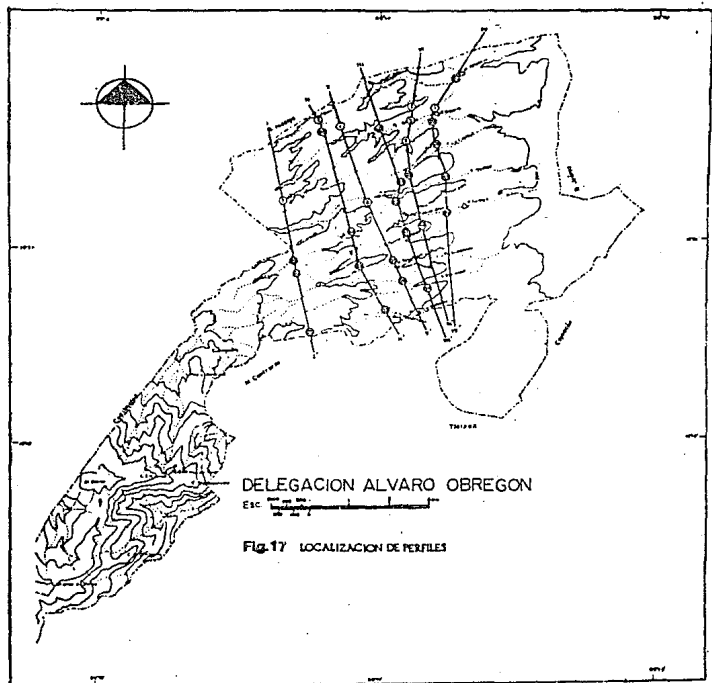
Fig. 14. Conglomerados con fuerte compactación, en una capa de más de 2 metros de espesor que se puede observar en la ladera norte del Río Guadalupe.

Después de esta descripción que nos muestra los elementos litológicos que constituyen la zona estudiada, y con el fin de establecer en forma aproximada cómo evolucionó

la misma, fue necesaria una minuciosa revisión bibliográfica, en la cual encontramos que los trabajos más recientes acerca de ésta fueron realizados por F. Mooser (1988), quien modifica algunas teorías existentes sobre el tema, que fueron propuestas por A.R.V. Arellano y Kirk Bryan (1948) y por él mismo (1975).

Según F. Mooser (1988), el origen de la Formación Tarango, la cual ocupa la superficie delegacional, se puede situar en el Pleistoceno tardío, cuando se forman las bases de las sierras mayores que rodean a la cuenca de México, hace alrededor de unos quinientos mil años aproximadamente. Según Arellano y Bryan, las bases de la parte inferior de dicha formación, se originan en el Plioceno tardío, hace unos diez millones de años (la fecha no corresponde al Mioceno tardío). Para las formaciones Tacubaya y Becerra, los autores antes citados datan el inicio de su depósito en el Pleistoceno temprano, aproximadamente unos dos millones de años, mientras que F. Mooser et al. (1988), les otorgan a éstas unidades una edad de trescientos treinta mil años (finales del Pleistoceno) y les llama Formación Tarango inferior. La Tarango superior, según (op. cit.) tiene una edad de ciento setenta mil años aproximadamente. Arellano, le atribuye un millón de años, (Pleistoceno medio) y la llama Formación Noche Buena. Ambos autores coinciden en la descripción, pero no en la datación, y es a partir de la misma que F. Mooser (op. cit.) separa la Formación





Tarango inferior de la superior, y finalmente, la parte superior es datada por Bryan en aproximadamente unos ciento setenta y cinco mil años.

Como se puede observar en lo antes escrito, existe confusión en las edades y fechas de emplazamiento de la Formación Tarango, pero es muy claro que las unidades están perfectamente descritas por los autores citados y coinciden con las observaciones hechas en el campo para la realización de esta tesis. Las unidades descritas se observan en la mayoría de las columnas estratigráficas levantadas en campo (Fig. 15), las que se encuentran localizadas en la Fig. 16.

Para complementar el trabajo elaborado en campo es necesario establecer una relación entre las unidades litológicas observadas y para esto se trazaron seis perfiles transversales a los barrancos más importantes (Fig. 17).

Perfil Núm. 1 (Fig. 18). Se pudo observar una secuencia de tobas masivas en contacto diagonal con flujos piroclásticos. Frente a esta unidad, un gran corte en el parteaguas por donde se construyó la carretera México Toluca y que presenta fallas en su parte frontal, descritas por Z. de Cserna *et al.* (1988), como la falla Santa Fe. Aparentemente, las unidades observadas corresponden a la llamada Formación Tarango superior o Arenas azules, según F. Mooser (*op. cit.*), mismas que pertenecen a la última emisión del San Miguel, hace 170,000 años.

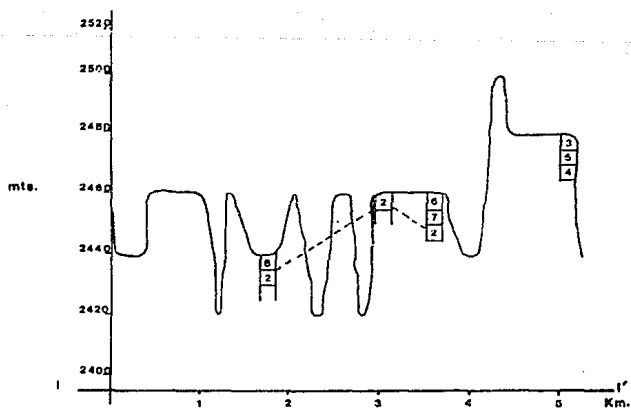


Fig.18 Perfil No.1

1 Depósito de flujo piroclástico
 2 Depósito de tobas
 3 Depósito de pómez
 4 Depósito de tobas con pómez

5 Conglomerados
 6 Depósito de flujo de lodo
 7 Depósito de tobas con clastos
 8 Depósito de lahar

Es posible expresar esto, debido a que es el punto que toma de referencia el autor mencionado y la descripción de los materiales coincide con lo observado en campo. Por otra parte, es preciso mencionar que no se puede observar el paisaje natural de dicho sitio, ya que en la actualidad se explotan las arenas en minas a cielo abierto (Fig. 17) y en este sitio se construyeron la Universidad Iberoamericana y la alameda del Poniente, sobre un relleno sanitario que en años pasados funcionaba como basurero de la ciudad.

Perfil Núm. 2 (Fig. 20). Este permite establecer una relación más completa de la posición de los estratos y de norte a sur encontramos que los parteaguas se encuentran totalmente erosionados por la explotación a cielo abierto, pero en Las Águilas, Olivar de Los Padres y Tetelpan, la relación de los estratos se puede observar en forma más clara; la unidad litológica que tiene mayor cobertura en este perfil es la pómez (estratos marcados en el perfil con el número 2), que por su posición sería la correspondiente a la primera fase violenta del San Miguel y tiene una edad aproximada de 300 000 años según F. Mooser (*op. cit.*). Los estratos marcados con el número 3 en el perfil, corresponden a los depósitos de cenizas producidas durante periodos más tranquilos de la actividad del San Miguel, son tobas cineríticas o masivas.

En la barranca de La Malinche o Contreras, ladera norte, puede observarse una lente o contacto de depósitos de flujos

piroclásticos (marcados en el perfil con el número 1), que aparentemente son indicio de una posterior actividad volcánica explosiva.

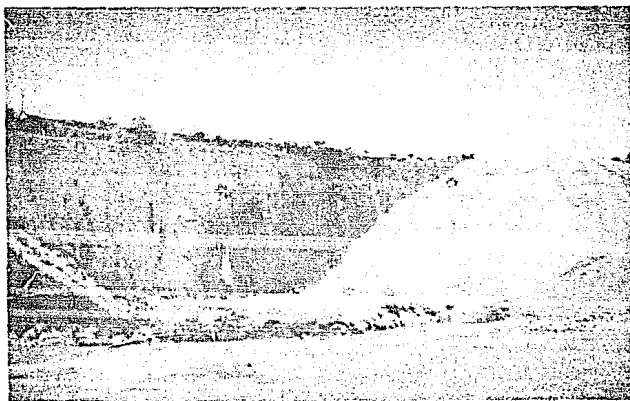


Fig. 19. Modificación del relieve por minas a cielo abierto para la extracción de material para la construcción.

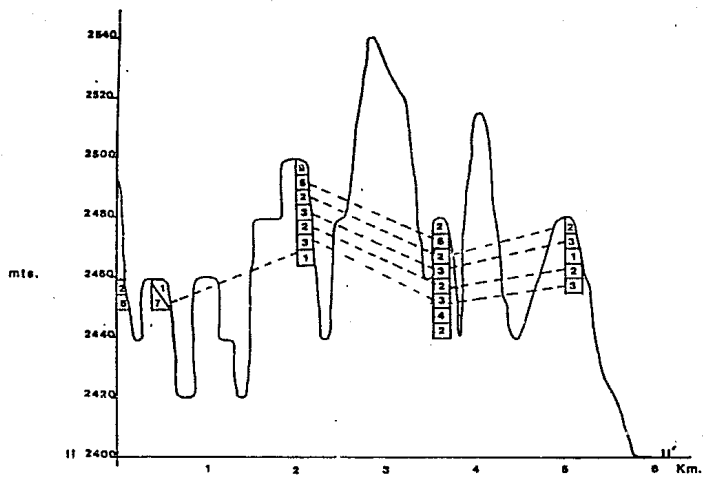


Fig. 20 PERFIL No. 2

Por encima de los anteriores, se dispone la capa de pómez, tomada como referencia del inicio de la Formación Tarango superior (op. cit.). Después de esta actividad violenta se depositan los flujos de lodo

(marcados en el perfil con el número 6), intercalados con bandeamientos de conglomerados (marcados en el perfil con el número 5); dichos flujos se depositaron aparentemente, siguiendo la disposición de una topografía preexistente y las bandas de conglomerados son relictos de los pequeños cauces tributarios de los arroyos Puente Colorado y Puerta Grande. En la cima de los parteaguas es difícil describir con precisión las unidades litológicas, pues son localidades parcial o totalmente habitadas, como a un lado del Río Mixcoac en la colonia Colinas del Sur, donde se han cubierto laderas y parteaguas por construcciones de buena calidad.

Perfil Núm. 3 (Fig. 21). Este corta transversalmente a la mayoría de los barrancos estudiados y podemos apreciar lo siguiente: en la ladera meridional de los ríos Becerra y Puerta Grande hay una relación con los estratos de flujos piroclásticos emitidos al final de la primera explosión violenta del San Miguel y que según F. Mooser (1988), tienen aproximadamente unos 300,000 años. Por encima de los mismos se encuentra la unidad de toba con pómez (marcada en el perfil con el número 4), que representa una capa de transición entre la unidad ya mencionada y la de tobas

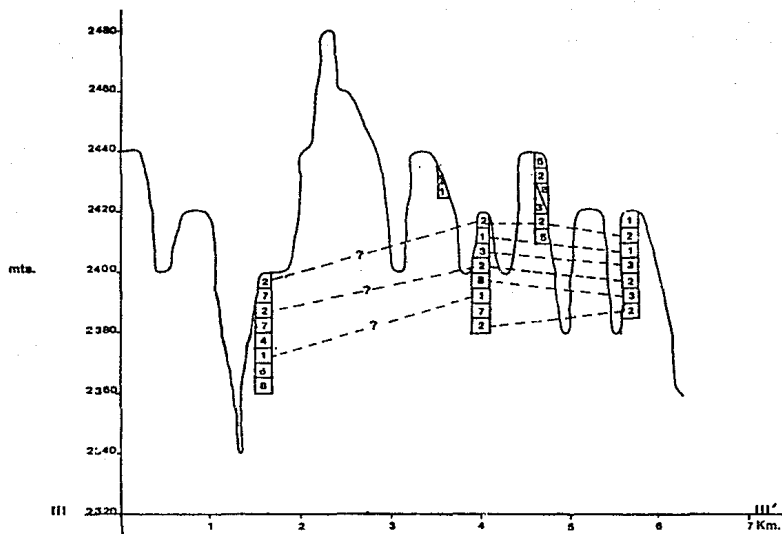


Fig. 21 PERFIL No. 3

masivas y parece indicarnos que la actividad violenta disminuye. Las tobas se depositaron un tiempo prolongado que favoreció la intemperización en el periodo interglacial Yarmount intermedio (SGO DDF, 1988). Estos depósitos corresponden a la Formación Becerra, tomando el nombre del sitio donde afloran con mayor espesor. La diferencia de altitud entre las unidades mencionadas, es de aproximadamente 10 metros. En este caso se puede atribuir a que en el área norte de la delegación, aparentemente hay un menor número de fallas y en el sur son más frecuentes. En este caso, según Z. de Cserna (op. cit.), el bloque elevado para la falla Puerta Grande es la ladera norte y el bloque hundido es la sur.

Existen notables diferencias altitudinales en los barrancos cortados por esta línea de perfil, y tomando como base el barranco Becerra, encontramos que entre Becerra y Puerta Grande la diferencia es de 10 metros aproximadamente, entre Puerta Grande y San Angel Inn o Guadalupe, la diferencia es de unos 5 metros. Este mismo perfil presenta relaciones muy importantes en el área sur de la delegación, entre los barrancos de Puerta Grande, Puente Colorado y San Angel Inn o Guadalupe. Primero, las unidades de tobas observadas en el perfil tienen un desnivel de aproximadamente 3 metros y pertenecen probablemente a la Formación Becerra. Sobreyacen a ésta, capas de flujos piroclásticos, de lahares (marcados en el perfil con el número 8), tobas con clastos (marcadas

en el perfil con el número 7) y pómez. Posteriormente se presenta la capa de tobas masivas, perteneciente a la Formación Tacubaya que se formó en el periodo interglacial Illinois (F. Mooser, 1988). Los estratos ya mencionados tienen un desnivel de 5 metros, lo cual aparentemente indica que en estos puntos la actividad tectónica no ha sido muy intensa; encima de la unidad mencionada se depositaron los lahares y flujos piroclásticos llamados por F. Mooser Arenas azules, que iniciaron en el interglacial Illinois superior y posiblemente terminaron a principios del Sangamón. Los lahares, corrientes de lodo y pómez que no tienen relación en éste perfil, se presume que fueron cubiertos por los asentamientos humanos o han sido erosionados; pero se infiere que en las divisorias y laderas cubiertas por colonias populares se podría establecer la relación de lo que pudo haber sido la Formación Noche Buena.

Perfil Núm. 4 (Fig. 22). Este muestra una relación muy estrecha entre la ladera sur del río Tacubaya y el de La Piedad. Es necesario mencionar que a esta altitud, la ladera del río Becerra está totalmente poblada por asentamientos humanos irregulares, que en algunas porciones del mismo existen construcciones prácticamente sobre la llanura de inundación y debido a esto no es posible observar en forma exacta las unidades litológicas que la conforman. Sólo en áreas muy específicas sobre el parteaguas, se pueden identificar algunas unidades y la explicación previa fue

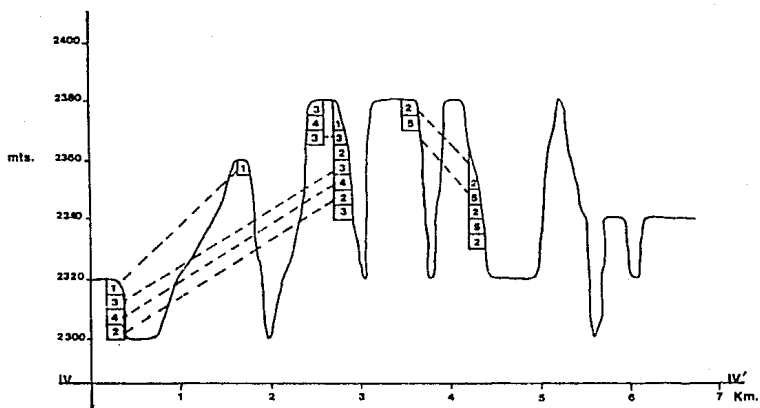


Fig. 22 PERFIL No. 4

necesaria a fin de que no se piense que omitimos la descripción de ésta porción del área estudiada.

En la ladera norte del río Tacubaya encontramos entre las construcciones que están asentadas sobre fuertes pendientes, una capa de tobas masivas y por encima de las mismas, una capa de tobas con pómez que parecen ser una capa transitoria entre las tobas pertenecientes a la Formación Tacubaya y una capa de pómez fuertemente erosionada que aparentemente muestra la última actividad volcánica violenta en el área. La ladera norte del río Tacubaya se encuentra modificada antrópicamente ya que sobre ésta se construyeron las instalaciones de la estación del Metro Observatorio y la Central de Autobuses del Poniente que prácticamente se localiza en el lecho del río mencionado y es por eso que no es posible establecer una relación continua entre las capas que afloran en la ladera sur; pero, encontramos capas similares a las descritas con anterioridad en la ladera sur de el río La Piedad, que encima presentan depósitos de flujos piroclásticos y pómez. Esto nos podría indicar la fuerte influencia antrópica que ha sufrido el lugar y a su vez, lo anterior podría confirmar la teoría de Z. de Cserna (op. cit.), que expresa la discordancia altitudinal como una muestra irrefutable de la existencia de fracturas tectónicas, pues la discordancia entre los estratos descritos es de 50 metros aproximadamente.

Perfil Núm. 5 (Fig. 23). De norte a sur corta las Lomas de Bejero, Lomas de Tlapechico y el río Becerra. En este lugar sólo se puede establecer una relación muy escasa con las unidades litológicas de lahares en las laderas meridionales del río Tacubaya y sur del río La Piedad, afluente del río Becerra. La unidad mencionada está aparentemente en la misma altitud y posiblemente sea la perteneciente a las arenas azules. Sobreyace a la unidad una capa de conglomerados que es común encontrar pues son relictos de pequeños tributarios. En el río Mixcoac, ladera sur a la misma altura, y a pesar de los amplios asentamientos, se pueden observar muy bien las unidades en el arroyo Puente Colorado con una correspondencia entre las de pómez y tobas con pómez, mismas que tienen una discordancia altitudinal de aproximadamente 25 metros, lo que confirmaría la teoría sobre la existencia de la falla Atzoyapan que controla el río Mixcoac, y la falla Texcalatlaco mismas que fueron mapeadas y estudiadas por Z. de Cserna (*op. cit.*). La primera tiene su bloque hundido al noroccidente y la segunda al norte. En este corte es posible establecer una relación escueta entre las unidades de tobas masivas ubicadas en las laderas norte del río Guadalupe y el río Magdalena, que no presenta una variación altitudinal importante y posiblemente éstas tobas masivas correspondan a la Formación Tacubaya o Tarango inferior para F. Mooser (*op. cit.*).

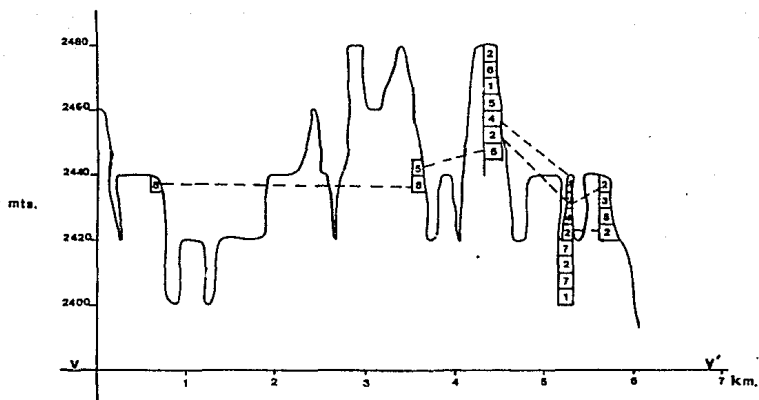


Fig.23 PERFIL No. 5

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS
INSTITUTO DE GEOMÁTICA

Perfil Núm. 6 (Fig. 24). Corta al río Tacubaya y tres pequeños afluentes, en los que no fue posible observar las unidades litológicas. El río Becerra presenta relaciones bien definidas en sus laderas norte y sur, en las unidades de flujo piroclástico y tobas masivas, entre la corriente principal y sus afluentes son notorias las diferencias altitudinales de unos cinco metros y por la profundidad a la que se encuentran podrían ser parte de la formación Becerra. En las laderas meridionales del afluente del Becerra y norte del Mixcoac, la relación de los estratos guarda un orden descendente, pero presenta un desnivel muy notorio; la unidad que aflora en las divisorias es la del flujo piroclástico. Subyacen a esta unidad la de las tobas masivas que corresponderían a la Formación Noche Buena o Tarango superior según F. Mooser (op. cit.) y aparentemente, por la diferencia altitudinal de estos estratos con los que se presentan en la ladera sur del río Mixcoac, que es aproximadamente de sesenta metros, se podría confirmar la existencia de la Falla de Atzoyapan que según Z. de Cserna (op. cit.) tiene su bloque hundido al noroccidente.

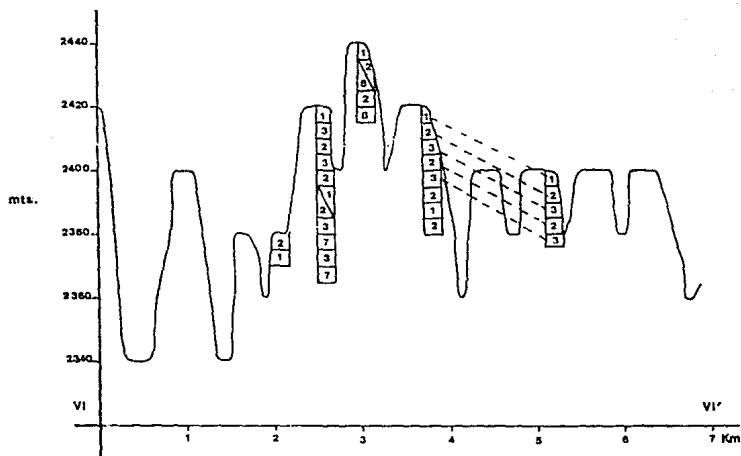


Fig.24 PERFIL No. 6

Geología Estructural.

Sobre la estructura profunda de la cuenca de México se sabe actualmente que hay fosas (graben) sepultadas entre los 1000 y 2500 metros bajo el piso de la misma. F. Mooser, (1975). Una actividad tectónica joven dio origen a una serie de fracturas orientadas al NW (sistema Tlaloc-Apan) y otras al ENE (sistema Santa Catarina). Estas fracturas características de la cuenca de México se pueden dividir en tres grupos. El primero, con dirección NW, del Mioceno tardío; el segundo, con dirección NE del Plioceno temprano y el tercero, con dirección ENE del Cuaternario F. Mooser, (1985).

En éste trabajo haremos referencia al segundo grupo, ya que en él se ubica nuestra área de estudio. El grupo está formado por estructuras que datan del Mioceno tardío, tienen un rumbo general NW y son las siguientes fallas: Nevado-Pachuca, Huiquilucan, Contreras, Ajusco, Tlaloc-Apan, Chinameca y Xochimilco; a su vez, estas fallas forman un conjunto de fosas: la gran fosa del Terciario medio que se ubica entre las fallas del Nevado-Pachuca y Chinameca entre las fallas de Contreras y Ajusco se encuentra la fosa Peñones, La falla de Xochimilco y Tlaloc-Apan, forman la fosa Central de la Cuenca de México. Estas fosas constituyen bloques correspondientes a las sierras más importantes: Tezontlaipan, al NW de la falla Nevado-Pachuca; Las Cruces-

Zempoala entre el flanco NW de la fosa central y el flanco SE de la falla Nevado-Pachuca; el bloque de las Sierras Nevada y Río Frio, localizado entre el flanco SE de la fosa central y la falla de Chinameca. Para el área de trabajo es importante el estudio del bloque de la Sierra de las Cruces, ya que en él se ubica la mayor parte de la superficie delegacional. El bloque Las Cruces está cortado por un enjambre de fallas que Z. de Cserna *et al.* (*op.cit.*) detectaron en la superficie (Fig. 25) y lo limita al norte por la falla de Río Hondo y al sur la de Contreras. Este enjambre está formado por ocho estructuras, de las cuales sólo mencionaremos seis que se localizan en la zona estudiada.

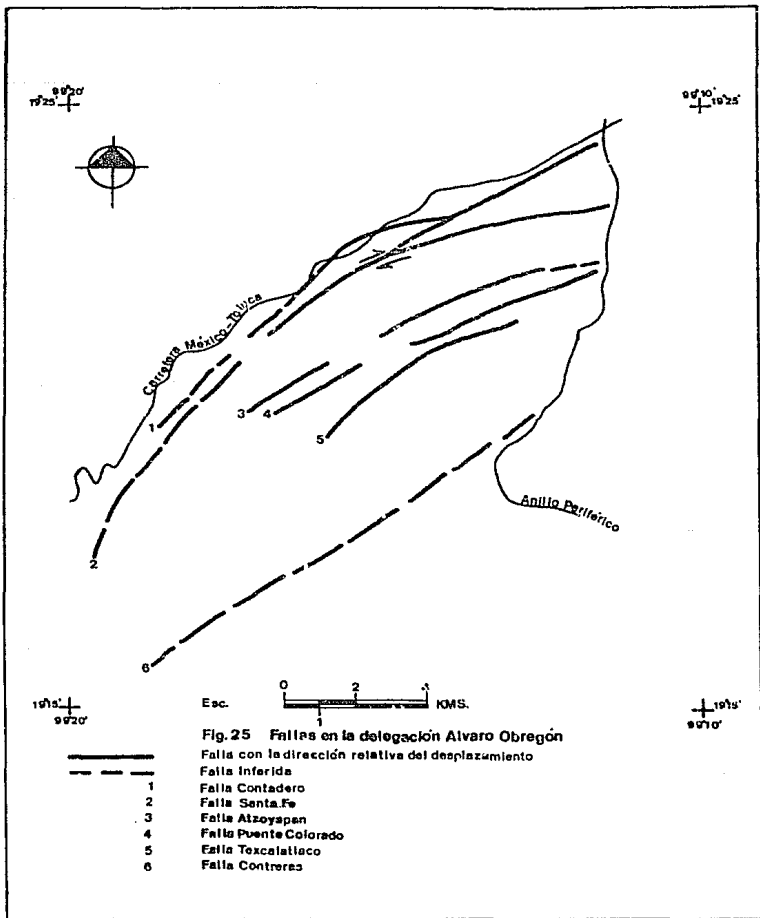
1. La falla Santa Fe, dividida en dos estructuras en estrecha relación; el primer tramo, noroccidental, tiene un rumbo de 45° NE, hasta el fraccionamiento Lomas de Vista Hermosa, y de este tramo suroriental hasta su terminación, donde choca con la falla Contadero, su rumbo es de 80° NE. Su longitud es de 10 Km, el desplazamiento vertical de la misma es de aproximadamente 20 metros y el bloque hundido se localiza al norponiente, tanto para el tramo noroccidental como para el suroriental.
2. La falla Contadero es la más extensa de todo el enjambre. Mide aproximadamente unos 17 Km, es ligeramente convexa hacia el norponiente; desde Santa Rosa Xochiac al surponiente, tiene un rumbo de 40° NE. Al nororiente, el

rumbo cambia a 60° NE, al parecer el bloque hundido se encuentra al suroriente, el desplazamiento de la misma inicialmente fue vertical, aunque no se tiene el valor numérico y posteriormente sufrió un desplazamiento horizontal en la zona en donde choca con la falla Santa Fe, calculado en aproximadamente 1500 metros.

3. La falla Atzoyapan se ubica al suroriente del enjambre; su longitud superficial es de 11 Km aproximadamente, con una trayectoria casi recta. El rumbo de la misma es de 60° NE, el desplazamiento vertical de 20 metros aproximadamente y el bloque hundido es el noroccidental.

4. La falla Puente Colorado se extiende desde Santa Rosa Xochiac, al nororiente, hasta la Barranca del Muerto, tiene unos 10 Km de longitud. A 4 Km al nororiente de Santa Rosa Xochiac es cortada por una pequeña falla oblicua que se extiende 500 metros al suroriente, con una longitud superficial de 5 Km al nororiente. El tramo suroccidental de esta falla tiene un rumbo de 60° NE y el nororiental de 65° NE. El bloque hundido de la falla principal está al norponiente. La falla oblicua que corta a la estructura principal tiene dirección E-W y el bloque hundido se localiza en el sur.

5. La falla Texcalatlaco se extiende desde las cercanías de san Bernabé Ocotepec hasta la presa Tarango, tiene una longitud de 7 Km y trayectoria convexa hacia el norponiente; su mitad suroccidental tiene un rumbo de 40° NE y el nororiental 60° NE. Se considera que ésta falla es de



deslizamiento vertical y horizontal con el bloque hundido en el suroriente.

6. La falla Contreras es la que se encuentra en el extremo suroriental del enjambre, se localiza a lo largo de la barranca del río Magdalena, tiene una longitud superficial de unos 13 Km, se extiende desde las cercanías del Cerro la Palma hacia el nororiente, hasta Contreras, donde se pierde en la zona urbana; su rumbo es de 55° NE. No se tiene la certeza del tipo de desplazamiento de ésta estructura, pero según F. Mooser, (1975), es una falla de desplazamiento vertical.

Lo anterior es una breve descripción del tipo estructuras tectónicas que controlan el área de los abanicos volcánicos o piedemonte de la Sierra de Las Cruces. Es muy importante señalar que estas fallas controlan la red fluvial de la zona, sobre todo los ríos más importantes.

CAPITULO III

GEOMORFOLOGIA

El análisis del relieve del área estudiada, se basa en la morfología y la dinámica de los procesos exógeno actuales. Partiendo de lo general, se procedió a identificar las principales unidades del relieve en la zona estudiada y se reconocieron las siguientes: la planicie lacustre, el piedemonte inferior y superior, los derrames de lava del Xitle y las laderas montañosas de la Sierra de las Cruces (Fig. 26).

Planicie lacustre

Esta unidad se localiza en el oriente de la delegación, en los límites con las delegaciones Benito Juárez y Coyoacán. Es prácticamente horizontal, con una altitud máxima de 2240 msnm y se originó en el Pleistoceno tardío cuando al cerrarse el valle de México se formó la actual cuenca. Fue entonces cuando se empezaron a acumular los materiales producto de la erosión de las sierras que la circundan y de diversas erupciones volcánicas intensas; los materiales que la constituyen son capas de cenizas volcánicas y de pómez, depositados aproximadamente hace unos 500,000 años (SGO DDF, 1988). Los procesos que modelan el relieve han sido interrumpidos por la urbanización.

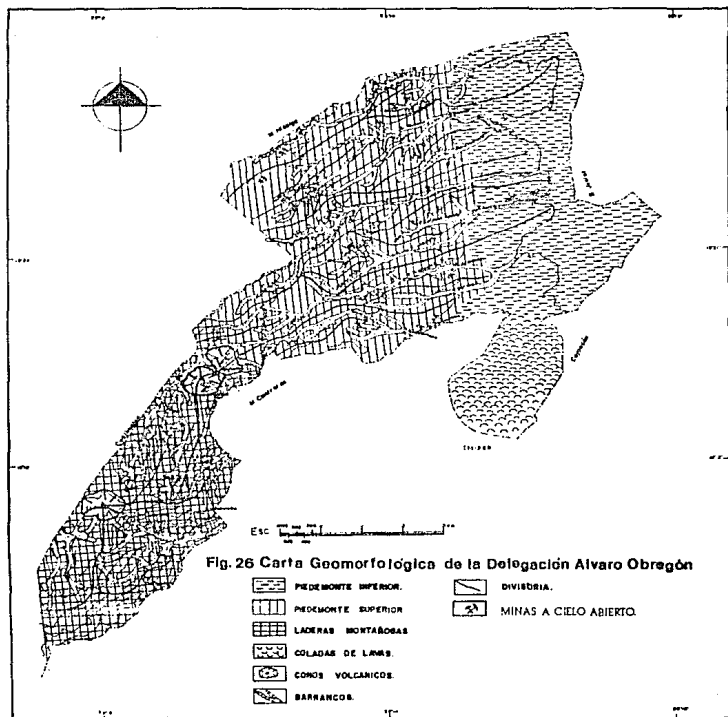
Piedemonte inferior

Esta unidad se localiza en toda la delegación, aproximadamente entre los 2250 y los 2400 msnm. Corresponde a la base de la Sierra de las Cruces, ubicada en el poniente de la cuenca de México; las pendientes son de 1.5° . Está constituida por una red de barrancos que alternan con divisorias de anchuras máximas de 100 metros.

La base de la Sierra de Las Cruces se formó en el Oligoceno tardío, hace 23.7 millones de años por una intensa actividad volcánica que originó acumulaciones de rocas dacíticas. Posteriormente, no pueden describirse en esta área debido a que se encuentra totalmente urbanizada. La Sierra de Las Cruces tuvo su última fase de formación en el Mioceno tardío, hace aproximadamente 5 millones de años, y aparentemente culmina su actividad en el Pleistoceno, aproximadamente hace unos 170 000 años. Los materiales que constituyen al piedemonte inferior son tobas masivas con espesores que alcanzan hasta 50 metros, depósitos de lahares de 5 a 12 metros de espesor y de flujos piroclásticos que se encuentran separados del paquete cuaternario por una unidad de piroclastos finos. El paquete cuaternario está representado en el piedemonte inferior por estratos de pómez, lahares y flujos piroclásticos que afloran en la delegación y que tienen una edad aproximada de 170 000 años (F. Mooser, 1988). Existen también en el área una serie de fracturas, producto de la actividad tectónica regional, las más antiguas que

datan aproximadamente del Mioceno tardío, hace unos 5.3 millones de años (Manual de exploraciones geotécnicas, 1988) y las más recientes, producto de tectónica local, que datan de los periodos Pleistoceno y Holoceno, con una edad aproximada de 170 000 a 100 000 años Z. de Cserna, (op. cit.). Estas fracturas imprimen una característica muy especial al área estudiada, ya que controlan las principales corrientes.

El piedemonte inferior presenta una serie de procesos que modifican el relieve en forma lenta. Las principales corrientes que se presentan en la zona, generalmente se encuentran entubadas y evitan el modelado del relieve; aunque en los barrancos principales la erosión sea mínima, en los secundarios la actividad es muy intensa. La disección remontante se produce con una velocidad aproximada de un metro por año. En general, el piedemonte inferior presenta poca actividad erosiva, porque la gran mayoría de las laderas y paredes de barrancos tienen poca pendiente y han sido urbanizadas totalmente. En esta misma unidad se presentan procesos de colapso y agrietamiento de calles (Fig. 27), provocados los primeros por el clima húmedo y por la resistencia diferencial de los materiales y las minas, que en épocas de fuertes precipitaciones pluviales se reblandecen y colapsan los estratos rocosos que sostienen las construcciones. Los agrietamientos se presentan generalmente en las cabeceras de algunos barrancos urbanizados, donde las corrientes buscan su cauce



natural en forma subterránea, provocando con ésto el agrietamiento y hundimiento de calles.

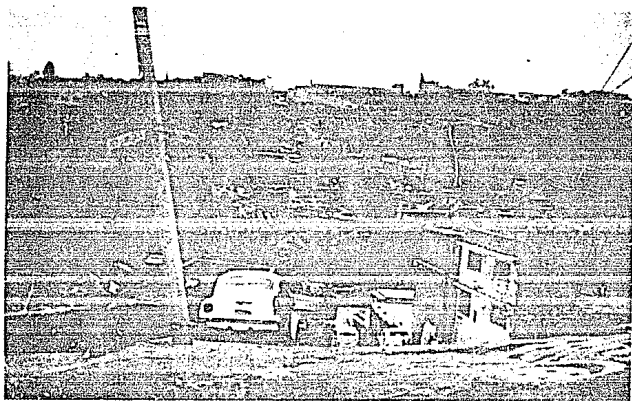


Fig. 27. Se observa el agrietamiento de las calles que se encuentran en los cabeceras de los barrancos secundarios.

Piedemonte superior

Se ubica entre los 2400 y los 2750 msnm, presenta un relieve de planicie inclinada al E, con una inclinación de 4-8° y cortado por barrancos de hasta 100 metros de profundidad (J. Lugo, 1984). Son las laderas superiores de los abanicos volcánicos de la Sierra de Las Cruces. Las formas comunes en esta área son las divisorias con anchuras de 40 a 60 metros, planas-convexas y están ocupadas por vías de comunicación y zonas habitacionales. Los barrancos principales tienen perfil en "V", sus paredes tienen una inclinación de 45° y más; los barrancos secundarios muy activos son más frecuentes en esta unidad y tienen una profundidad máxima de 50 metros. El piedemonte superior inicia su formación en el Oligoceno tardío hace 170 000 años (F. Mooser, 1988). Los materiales que lo constituyen son: los estratos de tobas, tobas con clastos y depósitos de lahares y de flujos piroclásticos que representan al paquete terciario.

El paquete cuaternario está constituido por unidades de flujos piroclásticos con espesores de hasta 30 metros, lahares, pómez y tobas con clastos, además, esta área en algunos puntos presenta importantes depósitos de flujos lodosos y escasos afloramientos de lavas ácidas que se distinguen de los materiales terciarios por un paquete de tobas con un espesor aproximado de 5 metros. La dinámica del relieve en esta área es muy compleja, existen procesos que modelan el relieve en forma intensa y constante; en

los barrancos con corrientes principales presentan poca actividad erosiva, pero los barrancos secundarios poseen cabeceras muy activas que provocan en la zona agrietamiento de calles y avenidas, destruyendo y socavando casas y todo tipo de construcciones; dichas cabeceras tienen un avance aproximado de un metro por año y éste se acelera en los sitios en que encontramos los estratos de flujos piroclásticos, de lahares y tobas con pómez (Fig. 28). Este fenómeno fue observado en campo y se origina por la poca consolidación de estos materiales.

Los escarpes en retroceso son otro de los procesos comunes en la unidad, generalmente se localizan en las laderas y paredes de los barrancos cerca de los 2400 msnm (Fig. 29), el proceso se realiza en forma cíclica cada temporada de precipitaciones; es provocado por la erosión diferencial en los estratos de tobas con clastos, pómez y flujos piroclásticos mal clasificados que son muy susceptibles de erosionarse y disgregarse por el alto grado de humedad y los abundantes escurrimientos característicos del poniente de la cuenca de México.

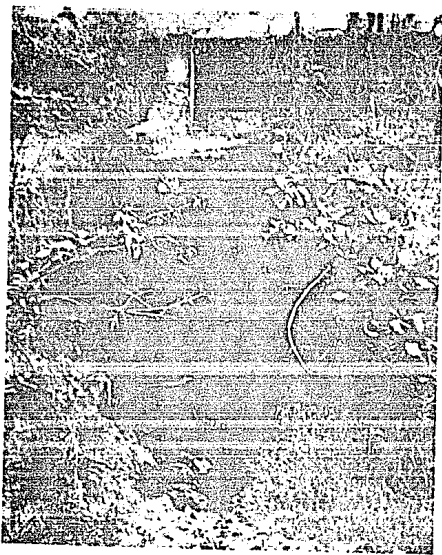


Fig. 28 Una intensa erosión remontante de un barranco secundario que avanza sobre la avenida 5 de Mayo, Ladera norte de la presa Tarango.

Zonas Minadas

Representan otro proceso importante en el área. Aunque son de origen antrópico, presentan gran actividad y modificaciones al relieve. Existen dos tipos de áreas minadas, la primera a cielo abierto, construidas desde principios de éste siglo para explotar arena y otros materiales para la construcción (J. Pantoja, 1970), y las segundas subterráneas, para la explotación de materiales volcánicos con valor comercial (J. Pantoja, 1991). Las primeras tienen impacto en el relieve pues han creado notorias modificaciones, construyendo depresiones que alcanzan hasta 20 metros de profundidad y dejando al descubierto grandes volúmenes de materiales que se erosionan fácilmente. Las segundas son las más comunes y se encuentran formando una serie de túneles. La existencia de las minas provoca el colapso de áreas habitacionales (Fig. 30) y vías de comunicación, proceso que se presenta frecuentemente en el piedemonte superior en temporadas de lluvias abundantes, con repercusiones sociales graves. Este tema se tratará con mayor profundidad en el capítulo de aplicaciones.

Para explicar la evolución del relieve del piedemonte superior e inferior, es necesario aclarar algunos aspectos que llaman la atención y que nos ayudarían a comprender cómo fue evolucionando. Primero, el piedemonte superior e inferior están constituidos por la misma secuencia de

materiales, todos del mismo origen. La edad de los materiales es distinta; segundo, se trata de un relieve

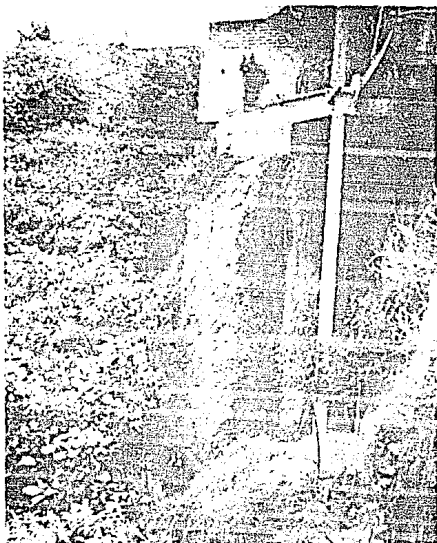


Fig. 29 Un escarpe con movimiento rápido, en depósitos de flujo piroclástico que está por derrumbar una casa, en la calle de Mixes y Mixteca Col. Puerta Grande.

producido por la acumulación de materiales volcánicos eruptados en tres fases distintas que rellenaron un relieve preexistente y que actualmente se encuentran dispuestos en las laderas de la Sierra de Las Cruces y los fondos de los barrancos; tercero, la tectónica local es un factor importante, ya que las dos uridades mencionadas anteriormente están controladas por una serie de fracturas del Mioceno tardío, sobre las cuales fluyen los principales ríos de la zona estudiada.

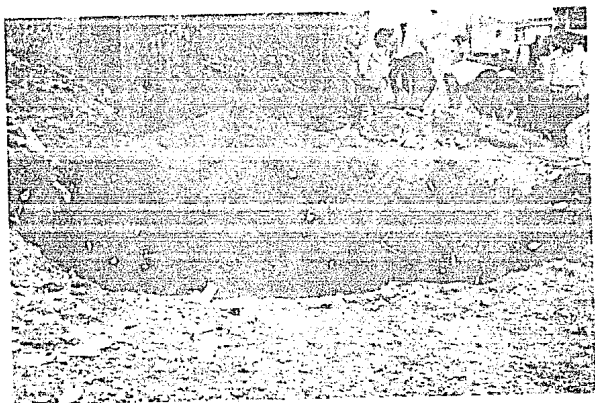


Fig. 30. Una antigua mina subterránea provocó un colapso en la calle Antigua Vía a la Venta en la Col. Lomas de Becerra.

La secuencia evolutiva puede describirse de la siguiente manera: En la base de éstas unidades se encuentran las tobas volcánicas que se depositaron e intemperizaron durante la época interglacial Yarmount F. Mooser (op. cit.) hace aproximadamente 500 000 años. Por encima de éstas cenizas intemperizadas se encuentran depositos de tobas con pómez, de flujos piroclásticos, pómez y lahares, a la que sobreyace otra unidad de tobas y morrenas intemperizadas en la época interglacial Illinois temprana, de hace aproximadamente unos 300 000 años. definidas por F. Mooser (1975). La última fase de emisión sobreyace a la anterior y está constituida por tobas, tobas con pómez, flujos piroclásticos y arenas azules con un espesor significativo en el piedemonte superior. Por encima de éstos materiales, yace una capa de tobas intemperizadas en el periodo interglacial Sangamon hace aproximadamente 170 000 años F. Mooser (1986). Existen algunas diferencias en el piedemonte superior ya que encontramos que en él se pueden observar pequeños derrames de lavas ácidas en sus límites con las laderas montañosas. Esto se puede explicar por la cercanía al foco de emisión de estos materiales, que supuestamente es el volcán San Miguel. (F. Mooser, 1988).

Derrames o coladas del Xitle.

Esta unidad del relieve se localiza en el sur de la delegación, en el Pedregal de San Angel.

Los derrames de lava originaron diversas formas que no es fácil observar, debido a la urbanización que ha sufrido el área. En general, está constituida por un malpais, con variedad de formas como lavas acordonadas, lavas vesiculares, formas dómicas de lava, cavernas y depresiones de colapso asociadas a las cavernas de lavas S. Enciso de la Vega, (1979). Los derrames de lava del Xitle según A.L. Martín del Pozzo, (1980), se iniciaron en el Pleistoceno tardío, hace unos 720 000 años; las lavas más recientes las dató Libby (1959) en 2400 años y corresponden a las últimas emisiones de éste volcán. Las lavas están compuestas de plagioclasa minerales de olivino, auguita y apatito. La dinámica del relieve en el Pedregal de San Angel se puede decir que es débil, debido a la corta edad de los materiales, pero es necesario afirmar que el modelado antrópico ha destruido gran cantidad de las formas ya mencionadas por la construcción de fraccionamientos habitacionales. La evolución del relieve es difícil de describir por las siguientes razones: las formas del relieve han sido destruidas por el hombre y las pocas que se pueden observar han sufrido ya algunas modificaciones, aunque existen algunos elementos que muestran cómo las lavas fueron

desplazándose del foco emisor lentamente sobre la superficie lacustre en emisiones diferentes y según Martí del Pozzo (op. cit.), el Padregal de San Angel corresponde a la última emisión del Xitle. En cuanto al relieve, existen formas que se produjeron después del depósito de las lavas y son fracturas y crestas de compresión que presentan una apertura superficial y con una profundidad 2 metros y 40 de longitud aproximadamente; se presenta también depresiones causadas por el colapso de túneles de lava, mismos que alcanzan hasta 1.5 Km de longitud; se encuentran en tres niveles y la profundidad reconocida de estos es de 20 metros aproximadamente, el diámetro de los mismos es variable y va desde menos un metro hasta 20. (R. Espinasa-Pereña, 1992).

Laderas Montañosas

Se localizan en el área sur a los 2650 msnm. Tienen una pendiente original de 12° , se encuentran disecadas por una serie de barrancos secundarios profundos (J. Lugo, 1980). Las laderas datan del Terciario tardío y están constituidas por derrames sobrepuestos de lavas andesíticas. En esta área se presentan algunos conos volcánicos pequeños como los cerros del Ocotál, Atesquillo y La Bandera, que están formados por enormes volúmenes de lavas ácidas.

La dinámica que presenta ésta zona es la siguiente: una fuerte actividad erosiva que ha formado profundos barrancos de hasta 200 metros, se encuentran separados por superficies de parteaguas muy estrechas, de apenas 20 metros; las laderas montañosas presentan una disección muy activa y sólo se ve frenada por la presencia de una espesa carpeta vegetal. Pueden apreciarse grandes circos de erosión bien desarrollados, fomentados por la antigüedad de los materiales y el crecimiento de los barrancos secundarios. Después de esta breve descripción de la geomorfología de la delegación, podemos concluir que el área que presenta una mayor dinámica en la transformación del relieve es el piedemonte superior, debido a su constitución de materiales poco consolidados, a las pendientes fuertes, a las condiciones climáticas, a los barrancos y a una fuerte actividad antrópica que ha favorecido una serie de procesos que se aceleran con la acción de los fenómenos naturales presentes en el área, como son las abundantes precipitaciones anuales.

CAPITULO IV

EVOLUCION DEL RELIEVE

En el periodo Cretácico la actual cuenca de México fue parte del mar que ocupaba el territorio de lo que es la república Mexicana. Esto se definió con precisión para la cuenca de México por los pozos profundos de exploración que se hicieron en 1986, cuyos resultados fueron publicados por Vázquez y Jaimes (1989). Las rocas sedimentarias que subyacen bajo materiales volcánicos de más 1500 metros de espesor, son las mismas formaciones cretácicas de las sierras Madre del Sur y Oriental. A diferencia de estas regiones, el levantamiento de magnitud continental que se produjo a fines del Cretácico y a fines del Eoceno se convirtió en la orogenia que creó los principales conjuntos montañosos plegados del país. En la cuenca de México las formaciones cretácicas deben haber formado un relieve de poca energía, lo que se infiere por la altitud actual de aquellas, a menos de 700 msnm. La orogenia del Eoceno se ha reconstruido en el país por la presencia del conglomerado de las formaciones Balsas (al sur de la cuenca de México) y El Morro al (norte), rocas que también se reconocieron en los pozos profundos de exploración. como el Texcoco 1 (C. Schlaepfer, 1960) y en el Roma 1 Vázquez y Jaimes, (1989). A partir del Oligoceno el desarrollo de la cuenca de México se produjo esencialmente por actividad volcánica.

Se trata de una zona de debilidad, parte de otra mayor el Eje Neovolcánico. Las erupciones volcánicas se produjeron con mayor intensidad en etapas determinadas y se alternaron con otras de erosión y acumulación. La Sierra de las Cruces debe haber tendido su desarrollo inicial más poderoso apartir del Plioceno, ya que sus rocas descansan discordantemente sobre otras vulcanitas del Mioceno medio y tardío Vázquez y Jaimes, (1989). Esta formación Las Cruces se identificó en el pozo Copilco 1, a partir de los 25 metros de profundidad y hasta los 510 metros (op. cit.). De acuerdo con esta información, la zona sur del lago de la cuenca de México en el Plioceno se encontraba a unos 1700-1800 msnm, esto debe considerar movimientos tectónicos verticales que pudieron alterar la posición original altitudinal.

Los volcanes más altos de la Sierra de Las Cruces deben haber presentado una intensa actividad durante un tiempo prolongado, lo que se puede demostrar con el fuerte espesor de depósitos mencionados, además de la secuencia expuesta en el tema de Estratigrafía.

El hecho de que la formación las Cruces se encuentre a muy poca profundidad (25 metros) en el pozo Copilco 1, permite suponer que en su posición superior es muy joven, del Cuaternario, ya que este periodo y principalmente el Pleistoceno tardío, se caracterizó en el sur de la cuenca de México por fuertes erupciones volcánicas con potentes

depósitos de cenizas hacia lo que hoy es la ciudad de México.

La consideración de F. Mooser (1988) sobre la actividad del volcán San Miguel es muy convincente y sostiene que inició hace 700 000 años con erupciones plinianas y flujos piroclásticos. Una segunda etapa se habría producido hace unos 430,000 años con flujos piroclásticos y una última, hace 170 000 años con los flujos piroclásticos que dieron origen a las arenas azules y duró hasta hace unos 100 000 años.

El volcán San Miguel, situado en los límites de las delegaciones Contreras, Alvaro Obregón y Cuajimalpa, representa la porción más elevada de la Sierra de Las Cruces y posiblemente uno de los últimos volcanes activos de la misma unidad montañosa, concepto que se apoya en las dataciones (op. cit.) y en la morfología.

Actualmente, entre la cima del San Miguel y la planicie lacustre de la ciudad de México hay un desnivel de unos 1600 metros. Como volcán activo es posible compararlo con otros grandes volcanes actuales, como el Popocatepetl y el Volcán de Colima, cada uno con más de 3000 metros de diferencia altitudinal respecto a las planicies de nivel de base vecinas. Lo anterior permite considerar que las erupciones del San Miguel se produjeron cuando la actual planicie lacustre de la cuenca de México era una cuenca fluvial que desaguaba al sur, de acuerdo con interpretaciones sobre el

paleorrelieve de F. Mooser (1990). De esta manera, el desnivel del antiguo volcán San Miguel con respecto a la planicie de nivel de base, debió ser por lo menos de unos 2200.

El volcanismo monogenético de la Sierra Chichinútzin, con más de 100 volcanes, representa la continuación de la actividad poligenética del San Miguel.

El piedemonte de la delegación Alvaro Obregón, se formó así en el Cuaternario, aproximadamente hace menos de 500 000 años, de acuerdo con F. Mooser (1988). Poderosas erupciones arrojaron pómez y dieron lugar a flujos piroclásticos que se desplazaron varios kilómetros al oriente. La regularidad de la posición de la capa y los espesores de la misma, con pocas variaciones, demuestran que se produjeron en una superficie poco accidentada; asimismo, pómez y flujos piroclásticos provienen de una misma etapa de actividad, ya que los contactos son normales. La disección del piedemonte por los arroyos que han formado las barrancas de Tacubaya, Becerra, Mixcoac, Tarango, Guadalupe y Magdalena, en un principio, fué posterior a las erupciones, pero es posible suponer que son valles erosivos heredados, los cuales pueden ser rellenados en forma parcial o total por erupciones volcánicas y posteriormente son expuestos por la erosión. La consideración de que la erosión está controlada por fallas (Z. de Cserna et al., 1988), apoya la idea de que los valles son anteriores a las últimas

erupciones más poderosas. Aun cuando el piedemonte se debe esencialmente a erupciones explosivas, influyen también los lahares, aunque en menor grado, y procesos exógenos que formaron abanicos aluviales en la desembocadura de las corrientes principales.

Los barrancos secundarios, afluentes de los principales y activos actualmente en sus cabeceras, se deben en su gran mayoría a la actividad humana, por la modificación del relieve que produce la tala, el trazo de caminos, construcción de viviendas, introducción de ganado, extracción de materiales en la superficie y el subsuelo, etcétera. Esto modifica el relieve desde que el hombre se establece en la región, se acelera a partir de la Conquista y ya en forma excepcional, en los últimos 30 años.

Las erupciones frecuentes en la Sierra Chichináyutzin, depositaron gradualmente cenizas, por lo que en muchas localidades ocupan la posición superior del conjunto, estratigráfico.

La última erupción, en tiempos históricos, del volcán Xictli, quedó registrada en la zona estudiada por el depósito de lavas en lo que es el pedregal de San Angel, el piedemonte cubierto por las lavas y cenizas de hace 2200 años. Antes de ser modificado por el hombre fue un malpaís, pero la tecnología de la década de los años cincuenta, permitió construir en este relieve en la entonces colonia más rica de la ciudad.

Por todo lo anterior, el piedemonte de la delegación Alvaro Obregón se formó por depósitos de erupciones volcánicas del tipo que actualmente se consideran las más peligrosas para el hombre, provocadas por un antiguo volcán, el San Miguel, que jugó un papel similar al que en tiempos más recientes lo han hecho el de Colima, Popocatépetl y Citlaltépetl (Pico de Orizaba), que al mismo tiempo que representan un riesgo muy grande, crean en el entorno condiciones naturales muy favorables para la vida: suelos, agua, clima y relieve.

CAPITULO V

APLICACIONES

En la realización de este capítulo es necesario hacer una breve historia del antiguo pueblo de San Angel, que hasta hace unos cinco años alojó al edificio administrativo delegacional y es el punto de referencia para establecer el avance que ha tenido la población sobre la porción del piedemonte, ya estudiado y descrito en el capítulo de Geomorfología.

La historia refiere que en la época precortesiana, San Angel era un poblado sin importancia, administrado por Coyoacán y recibía el nombre de Tenantitla, que en la lengua madre significa "Lugar cerca de las piedras o Lugar cerca del Pedregal".

Fue hasta 1792 cuando se realizó el primer censo en San Angel y el resultado obtenido fue de 573 habitantes. Con el transcurso del tiempo, el lugar creció y para 1854, la Ciudad de México es nombrada por decreto constitucional, Distrito Federal, dividido en 20 municipalidades que se agrupan en cuatro prefecturas: Tacubaya, Tlalpan (a la cual pertenecía San Angel), Xochimilco y Guadalupe Hidalgo. Para el año de 1899, los límites del Distrito Federal se establecen y las prefecturas anteriores se convierten en distritos o municipalidades; ya para el año de 1900, las cuatro prefecturas mencionadas pasan a ser distritos y el número de éstos aumenta a seis, creándose el distrito de

Azcapotzalco, y el de Coyoacán y San Angel como uno solo. En 1929 se constituye el Departamento Central y las delegaciones políticas del Distrito Federal; desaparecen entonces los distritos y apartir de 1931, San Angel recibe el nombre de Villa Alvaro Obregón y es hasta 1977 que se le asigna el nombre actual.

Expansión urbana. Con datos de numerosas fuentes, podemos establecer a continuación, la forma en que realizó la expansión urbana en el área estudiada. Este análisis se llevó a cabo con información obtenida en los censos de población de los años 1950, 1970 y 1990, con cartografía de la Secretaría de la Defensa Nacional (1950), de la Secretaría de Programación y Presupuesto (1972) y de Sistemas de Información Geográfica, S.A. (1991), con base en esto se obtuvo la síntesis siguiente.

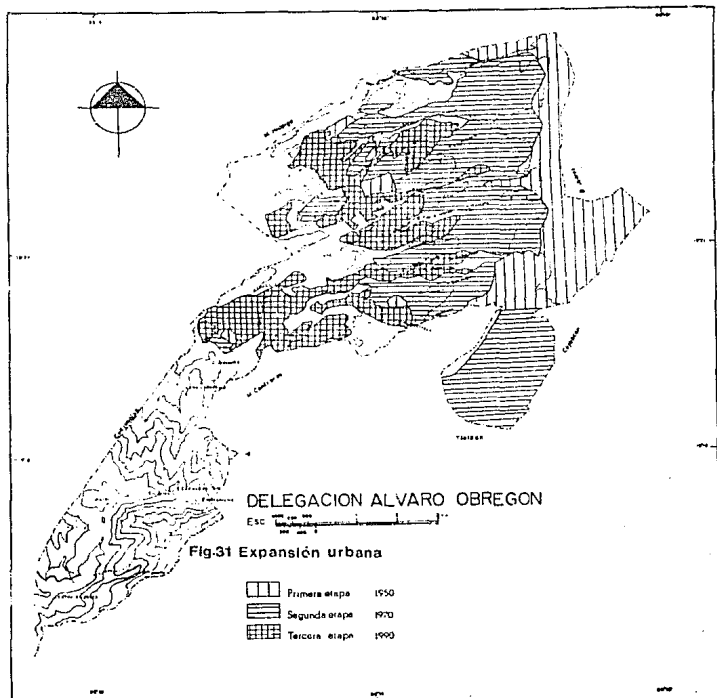
Primera Etapa. Hasta 1950, la delegación contaba con 44,193 habitantes, los que se encontraban distribuidos en las áreas más bajas del piedemonte, hasta los 2300 msnm, como máximo. Pequeños poblados rurales se localizaban en el piedemonte superior, como son: Santa Fe de Vasco de Quiroga, San Bartolo Ameyalco, Santa Rosa Xochiac y El Olivar de los Padres, que en la actualidad están integrados como colonias de la delegación.

Segunda Etapa. (1950 - 1970). Se puede apreciar que la mancha urbana rebasa los 2500 msnm, hacia las laderas con pendientes muy fuertes que corresponden a las paredes de los

barrancos. Para esta época, las zonas planas ya estaban completamente habitadas; ésto sucede específicamente en los barrancos de Becerra, Tacubaya, Mixcoac, Puente Colorado y el Arroyo San Angel Inn. Los dos últimos presentan un menor grado de poblamiento. En ésta etapa el piedemonte inferior se urbanizó totalmente y el superior fue ocupado en su porción más baja. Es importante hacer resaltar que para éstos años la delegación contaba con aproximadamente 456,709 habitantes, una población diez veces mayor a la de 20 años atrás.

Tercera etapa. (1970 - 1990). El piedemonte se encuentra poblado hasta la altura de los 2600 msnm, no en toda su extensión, como se puede apreciar en el mapa de expansión urbana (Fig. 31). Los asentamientos se produjeron en forma importante en superficies con pendientes mayores de 8°. El número de colonias, fraccionamientos y unidades habitacionales, es de 265, asentados en áreas poco propicias, de fuertes pendientes del piedemonte y en las laderas de los barrancos.

Según datos del censo de población de 1990, la delegación cuenta con 642,753 habitantes, cifra que se duplica según el censo elaborado por la propia delegación y que arroja 1'200,000 habitantes (Programa Alvaro Obregón Comunidad Solidaria, 1991). Es necesario aclarar que de los 265 asentamientos ya mencionados, el 80% son colonias



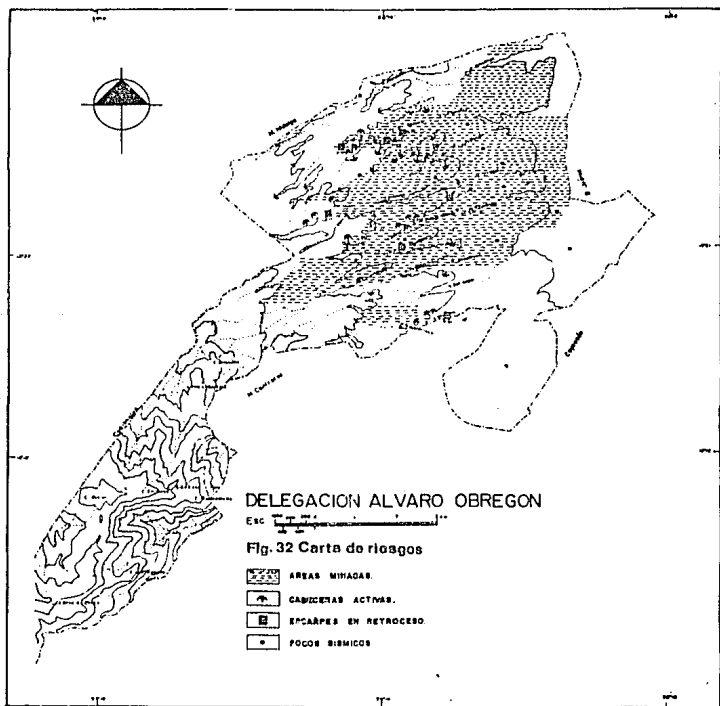
populares, que en ocasiones sufren la falta de algunos servicios públicos, o bien, carecen de los más elementales. Después de una breve revisión histórica del área estudiada y con base en el análisis geomorfológico de la misma, fue posible elaborar una carta de riesgos, en donde se observa cuál es la interacción de los procesos naturales y antrópicos en una área determinada de la Cuenca de México, los riesgos con los que se asocian los procesos ya mencionados y la constitución litológica de la zona trabajada.

Para elaborar la carta de riesgos se tomaron como base las cartas: geomorfológica, de expansión urbana y la de isopacas; en el campo se realizó un estudio de los procesos naturales y antrópicos. De lo anterior resultó que los riesgos más comunes para la población de la delegación Alvaro Obregón se asocian con lo siguiente:

- a) Los procesos modeladores del relieve, que en este caso son la erosión fluvial y los procesos gravitacionales.
- b) La constitución litológica.
- c) Los procesos antrópicos, (minas subterráneas y otros).
- d) Las fuertes pendientes de las paredes de barrancos y del piedemonte.

Los riesgos que se presentan en el área estudiada son los siguientes.

1. Áreas Minadas. (Fig. 32). Tienen su origen desde principios de siglo, cuando en el piedemonte de las sierras



de Las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, se inicia la explotación de pómez de importante utilidad industrial, de la llamada Formación Tarango. Es a partir de los años sesenta cuando las necesidades habitacionales se recrudecen en el Distrito Federal, lo que provoca que un gran núcleo de población se asiente en el piedemonte inferior, que presenta una inmensa red de túneles construidos para la explotación de los materiales volcánicos ya mencionados. Dichos túneles provocan con frecuencia colapsos, especialmente en época de precipitaciones abundantes, cuando los estratos se reblandecen por la humedad y se colapsan los antiguos techos de las minas que sostienen el peso de las construcciones (Fig. 33). Este fenómeno se presenta en el piedemonte inferior, actualmente urbanizado en casi su totalidad; también se puede observar en el piedemonte superior, pero no alcanza la misma magnitud y frecuencia que en el piedemonte inferior.

En general, las minas subterráneas se localizan en todo el piedemonte hasta los 2600 metros. Son túneles que no tienen una longitud bien establecida; la altitud de los mismos varía, pero en promedio tienen de 2 a 5 metros. (Fig. 34). Es entonces necesario mencionar la estrecha relación existente entre los procesos naturales y antrópicos en la zona en estudio, ya que la presencia de la unidad de pómez, distribuida en el piedemonte, provocó que los procesos

antrópicos actuaran para que el área fuera "tunelada" y posteriormente se instalaren ahí mas del 80% de las colonias populares de la delegación Alvaro Obregón.

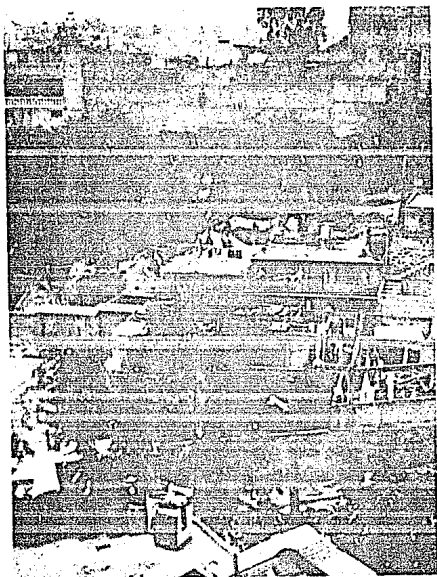


Fig. 33. Se observan las minas subterráneas y por encima de estas los asentamientos populares que constituyen el 80% de la delegación.

Se puede considerar como zona de alto riesgo por minas, una franja que tiene un desnivel de 100 metros, constituida de pómez, bien distribuida desde los 2350 hasta los 2450 mmnm (Fig. 35). El fenómeno de colapsos se ha presentado con frecuencia en el área mencionada en las divisorias de los barrancos de Tacubaya, Becerra y Mixcoac.

Cabeceras Activas. La mayoría de las cabeceras activas se pueden localizar en el piedemonte superior y representan un serio peligro para la población que se asienta en las laderas de los barrancos, con cabeceras activas por erosión remontante, común durante las épocas de lluvias abundantes. Esta actividad se ve favorecida por la composición litológica de los depósitos de flujo piroclástico dispuesto en una franja de 150 metros de desnivel en el área norte de la delegación, como lo muestra el mapa de isopacas (Fig. 36); entonces consideramos que el área con alto riesgo está delimitada por la isopaca de los 5 metros, de flujos piroclásticos que afloran o que se encuentran en el subsuelo. Esta actividad es muy intensa, presenta un avance de cabeceras de un metro por año en promedio, lo que se reconoció por mediciones en el campo repetidas cada seis meses en dos años.

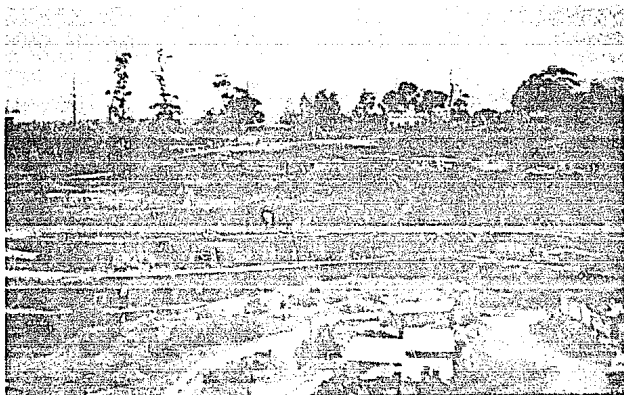
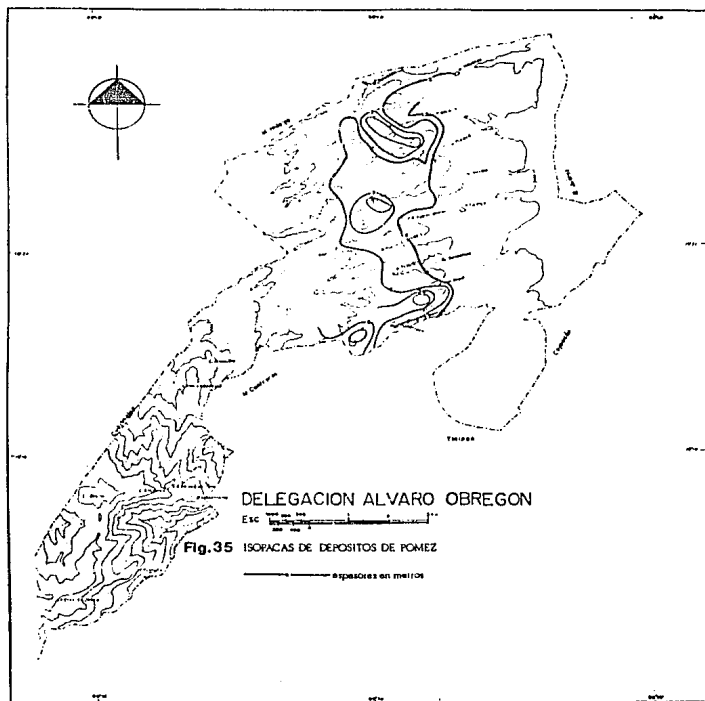
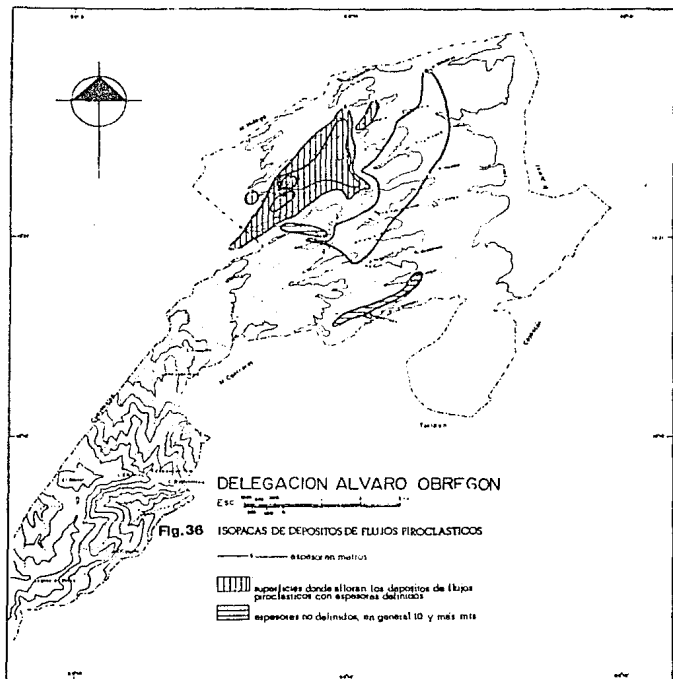


Fig. 34. Las antiguas minas en las copas de pómez se convirtieron en casas habitación, en el norte el área estudiada.

Las localidades afectadas por el fenómeno son las paredes de los barrancos del Río Becerra y uno de sus afluentes el Río La Piedad; del barranco del Río Puerta Grande y el Río Puente Colorado, en los cuales, las cabeceras en retroceso causan estragos en casas habitación que se localizan en las





laderas. El fenómeno es aún más notorio en las avenidas y prácticamente se puede decir que las cabeceras en retroceso se las están comiendo (Fig. 37).

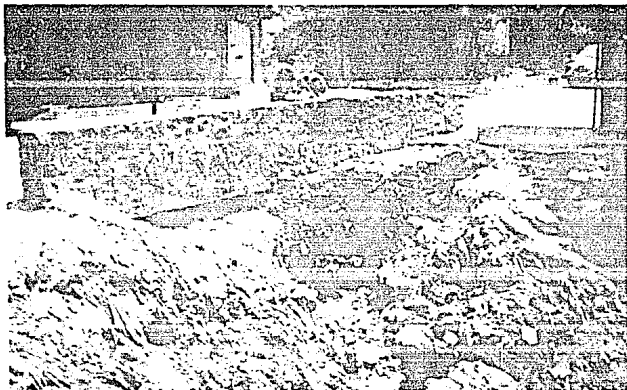


Fig. 37. Una cabecera en retroceso amenaza en destruir transversalmente la calle de Glover Cliveland en la Colonia Presid. ites.

Escarpes en Retroceso (Fig. 36). Al igual que las cabeceras erosivas, los escarpes se observan en el piedemonte superior, y la mayoría se localizan a los 2400 metros de altitud. Este fenómeno se origina por dos factores: primero, por la resistencia diferencial de los estratos rocosos a la erosión y la humedad del ambiente; segundo, por el peso de las construcciones o carga de las vías de comunicación y las fuertes pendientes sobre las que se han construido. El proceso se presenta generalmente en época de fuertes lluvias, debido a que los mantos freáticos aumentan su nivel y en su circulación subterránea erosionan los estratos de pómez y de flujos piroclásticos; es entonces cuando las laderas de los barrancos sobre las que se encuentran los asentamientos, se desplazan formando grandes escarpes. Las localidades en que se presenta el fenómeno son los barrancos de los ríos Becerra y sus afluentes, Puerta Grande y Puente Colorado.

Sismos. Con lo anteriormente expuesto, se elaboró la carta de riesgos y se incluyó como un posible riesgo asociado a los anteriores, el de los focos sísmicos que presuntamente son provocados por el colapso de las minas, ya que son sismos someros, de poca intensidad y que se presentan en el área minada en una franja de 100 metros de desnivel.

Por las observaciones realizadas para la elaboración de la

carta de riesgos, podemos afirmar que el piedemonte superior presenta los más altos riesgos para la población de

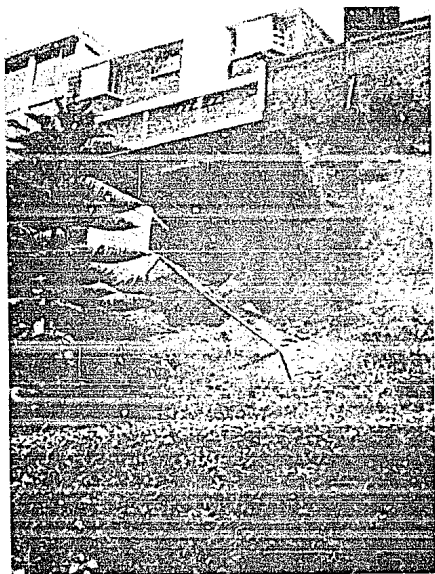


Fig. 38 En la Colonia las Aguilas una casa se encuentra amenazada por un proceso de erosión diferencial en un escarpe donde se se derrumbó una parte de la capa de pómez apoyada en un flujo piroclástico.

la delegación y llama nuestra atención saber que esta es el área en donde se siguen creando asentamientos irregulares, mismos que fomentan los problemas.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

1. En la zona estudiada se reconocieron seis unidades litológicas principales (piroclastos finos, pómez, depósitos de flujo piroclástico, de lahar, de corriente de lodo y de cauce. Por su disposición espacial, los tres primeros son los más importantes, mientras que los restantes ocupan localidades menores.
2. Los depósitos de pómez y de flujo piroclástico muestran espesores homogéneos, de 0.5 a 5 m, generalmente se encuentran asociados y en contacto normal. Esto refleja que las erupciones volcánicas se produjeron -con mayor probabilidad del San Miguel- y fueron de gran magnitud.
3. Cada uno de los tipos de depósito muestra un grado distinto de resistencia a los procesos erosivos. Los piroclastos finos bien clasificados son los más resistentes, mientras que las pómez y los depósitos de lahar, de corriente de lodo y de cauce son más fáciles de remover cuando están constituidos por detritos grandes y mal clasificados, pero cuando los fragmentos son menores y bien clasificados, presentan mayor resistencia a la erosión.
4. El relieve de la zona estudiada está constituido por una planicie de nivel de base (lacustre) un piedemonte subdividido en (en inferior y superior) y las laderas

montañosas. Los procesos formadores han sido principalmente los volcánicos que culminan con la aparición del Xitle que depósita las lavas del actual Pedregal de San Angel. La erosión y acumulación están subordinados y han originado, una densa red de barrancos y depósitos de cauce y de desembocadura (conos de eyecciones). Los barrancos son las formas más importantes del relieve exógeno y son de dos tipos, uno, antiguos, consecuentes, con una evolución interrumpida por erupciones volcánicas, actualmente con laderas en general estables y con procesos de erosión-acumulación en su cauce y régimen alterado por la construcción de presas; los segundos son menores, de primer y segundo orden, originados en la mayoría de los casos por la actividad humana, y con mayor fuerza erosiva, especialmente en sus cabeceras.

5. El proceso de urbanización ha estado condicionado por las formas del relieve. Originalmente -antes de la Conquista- los asentamientos se realizaron en el piedemonte inferior, posteriormente avanzaron sobre las divisorias de los barrancos mayores del piedemonte superior. En los últimos 25 años han crecido hacia las laderas y fondos de barrancos, lugares de riesgo. Este lo determina además de la morfología, el tipo de litología.

6. La delegación Alvaro Obregón es una zona de alto riesgo

por fenómenos como derrumbes, (en cabeceras de barrancos y en escarpes), por inundaciones y por colapsos de las minas subterráneas. Todos éstos serían evitables ya que es posible señalar con precisión las zonas peligrosas para la construcción, pero el crecimiento urbano de los últimos 20 años se produjo hacia las superficies desfavorables y peligrosas, principalmente de casas modestas de familias de escasos recursos. Es evidente que las construcciones actuales rebasan con mucho la capacidad de seguridad ante riesgos naturales y servicios.

7. Los problemas actuales de la delegación Alvaro Obregón sólo pueden comprenderse a partir de las condiciones físicas, principalmente de su relieve y geología, elementos en estrecha relación con el medio social.

BIBLIOGRAFIA

Aguayo Camargo J E., Marín Córdova S., "Evolución Geológica de la Cuenca de México". En: Tópicos Geológicos de la cuenca de México. p. 25-44. SMMS, México, 1989.

Arellano A.R.V., "Estratigrafía de la cuenca de México". Mem. Congr. Cient. Mex., T. III, p. 172-186. México, 1953.

Bryan K., "Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos". Bol. Soc. Geol. Mex., T XIII, p. 1-20. México, 1948.

Cserna, Zoltan de., Fuente-Duch, Mauricio de La., Palacios Nieto, Miguel., Triay, Leonardo., Mitre Salazar, Luis Miguel., Mota-Palomino, Reynaldo., "Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México". Boletín Núm. 104 Instituto de Geología, UNAM. 1988.

Dackombe R. V., Gardiner V. Geomorphological Field Manual. George Allen and Unwin Publishers London, UK. 1983.

Delegación Alvaro Obregón, Datos Históricos de la delegación Alvaro Obregón. Oficina de relaciones Públicas, México, 1989.

Delegación Alvaro Obregón, Programa Alvaro Obregón Comunidad Solidaria. México, 1990.

DGOH del DDF., Diseño de pantallas flexibles en 15 presas del poniente de la Ciudad de México. México, 1988 a.

DGOH del DDF., Proyecto de entubamiento del río Becerra tramo de unión presas Becerra 1 y 2 delegación Alvaro Obregón, México, 1988. inédito b.

Enciso de la Vega S., "Las lavas del Pedregal". Revista Ciencia y Desarrollo, Núm. 25., p. 89-93. CONACYT, México, 1979.

Espinasa-Pereña, R. "Tubos de lava y formas asociadas en el pedregal del Xitle". En: Memorias del XIII Congreso Nacional de Geografía. Aguascalientes, México, 1992.

Espinoza Perdígón C., Hernandez Adame S., Olvera Carrasco R., Análisis Geomorfológico y Socioeconómico de la Delegación Alvaro Obregón. Trabajo inédito 1986.

Ezcurra E., De las Chinampas a la Megalópolis (el medio ambiente de la cuenca del valle de México). Colec. La Ciencia desde México, Núm. 91. SEP, CONACYT y FCE. México, 1990.

Fernández del Castillo F., Apuntes sobre la historia de San Angel. Museo Nacional de Arqueología, Historia y Etnología. México. 1913.

García Miranda E., Apuntes de Climatología. México, 1978.

Greene Castillo M A., Análisis Geográfico de la delegación Alvaro Obregón. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 1980.

INEGI, DDF, Alvaro Obregón Cuaderno de información Básica Delegacional. Aguascalientes, México. 1989.

Jiménez Román A., "Estudio Hidroedafológico de la cuenca del río Mixcoac". Boletín Núm. 10, p.105-142. Instituto de Geografía, UNAM, 1980.

Libby W., Radiocarbon Date. University of Chicago, 1953.

Lugo Hubp J., Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM, 1989.

Lugo Hubp J., "Mapa geomorfológico del Occidente de la cuenca de México". Boletín Núm. 21, Instituto de Geografía, UNAM. México, 1990.

Lugo Hubp J., "Geomorfología del sur de la cuenca de México". Serie Varia, T. I, No. 8. Instituto de Geografía, UNAM, 1984.

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

Martin del Pozzo A.L., "Vulcanología de la Sierra del Chichinautzin". Tesis de maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México, 1980.

Mooser F., "Los ciclos del vulcanismo que formaron la cuenca de México". XX Congr. Geol. Int. Vulcanología del Cenozoico, T. II, p. 337-348. México, 1957.

Mooser F., "Informe sobre la Geología de la Cuenca del Valle de México". Comisión hidrológica de la cuenca del valle de México. Secretaría de Recursos Hidráulicos. México, 1961.

Mooser F., "Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México" XX Congr. Geol. Int. Excursión C-2. 1962.

Mooser F., "Historia geológica de la cuenca de México". En: Memoria. Obra del Sistema de Drenaje Profundo. p. 9-30. DDF, México, 1975.

Mooser F., Características Geológicas y Geoténicas del Valle de México. COVITUR y SGO del DDF. México, 1986.

Mooser F., "Historia volcánica del Cerro San Miguel". IX Convención Geológica Nacional. Resumen, p. 57 México, 1988.

Mooser F., "Geología de la cuenca de México". En: Atlas de la Ciudad de México. p. 23-26. DDF y Colegio. de México, 1988.

Mooser F., Montiel A., "El relleno Post-Chichinautzin del Valle de México y su relación con la Intensidad Sísmica". En: Tópicos Geológicos de la Cuenca de México. p.55-60. SMMS. 1989.

Hora Álvarez G., Caballero Miranda C., Urrutia Fucugachi J., "Southward migration of volcanic Activity in the Sierra de las Cruces, basin of México". Geofísica Internacional. Núm. 2 Vol. 30, Abril 1991.

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

Pantoja Alor J., Los recursos pétreos del municipio de Naucalpan, Estado de México, Instituto de Geología, UNAM, archivo técnico inédito, 1970.

Pantoja Alor J., "Degradación geomorfológica e impacto ecológico de las explotaciones de pumicita y pómez, en la Cuenca de México", Instituto de Geografía. UNAM. II Reunión Nacional de Geomorfología, Resúmenes, p. 13-14 1990.

Pantoja Alor J., "Explotación de Pómez y Pumicita". Información Científica y Tecnológica, Núm. 183, Vol. 13, p. 41-47. CONACYT, México, 1991.

Schlaepfer C., "Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y los estados de México y Morelos". Hoja México 14 Qh (5), Esc.1:100 000. Instituto de Geología, UNAM. México, 1968.

Segerstrom K., "Estratigrafía entre México, D.F. y Zimapan Hgo". XX Congr. Geol. Int. Excursión A-14 y C-6. p. 317-318. México, 1956.

SGO del DDF., Manual de Exploración Geotécnica. México, 1988.

Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Memorias del Simposio sobre el Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el Área Urbana del Valle de México. SMMS. México, 1976.

Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Simposio sobre Cimentaciones en zonas Minadas de la Ciudad de México, p. 1-48. SMMS. México, 1978.

SPP., Censos de Población 1950, 1970 y 1990.

SRH., Comisión Hidrológica del Valle de México. Hidrología de la Cuenca del Valle de México. T I. México, 1964.

Vázquez Sánchez E., "Geología de la Cuenca de México". En: Tópicos geológicos de la cuenca de México. p. 1-24. SMMS, México, 1989.

CARTOGRAFIA

Secretaría de la Defensa Nacional, Hoja México Q-h(71),
escala 1:25 000, 1952.

Secretaría de la Defensa Nacional, Hoja Tlalpan Q-h(87), escala
1:25 000, 1952.

Secretaría de Programación y Presupuesto, DETENAL, Hoja México E-14-A-39, escala 1:50 000, 1978.

Secretaría de Programación y Presupuesto, DETENAL, Hoja México E-14-2, escala 1:25 000, 1980.

Sistemas de Información Geográfica, S.A. SIGSA, Carta urbana Ciudad de México Centro, escala 1:40 000, 1990.

Sistemas de Información Geográfica, S.A. SIGSA, Carta urbana Ciudad de México Sur, escala 1:40 000, 1990.

Tesorería del Departamento del Distrito Federal, Sistema de información Cartográfico Catastral. Hojas:

| | |
|---------------------------------|------------------------------|
| <u>Desierto de los Leones,</u> | E 14 A39-41, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Cuarto Dinámo,</u> | E 14 A39-51, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Cerro del Triángulo,</u> | E 14 A49-11, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Pedregal de Chichicásca,</u> | E 14 A39-52, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Bosque de Chapultepec,</u> | E 14 A39-23, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Mixcoac,</u> | E 14 A39-33, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Santa Fe,</u> | E 14 A39-32, Esc. 1: 10 000. |
| <u>San Bernabé Ocoatepec,</u> | E 14 A39-42, Esc. 1: 10 000. |
| <u>Ciudad Universitaria,</u> | E 14 A39-43, Esc. 1: 10 000. |



FACULTAD DE CIENCIAS Y LETRAS
COLECCIÓN DE GEOGRAFÍA

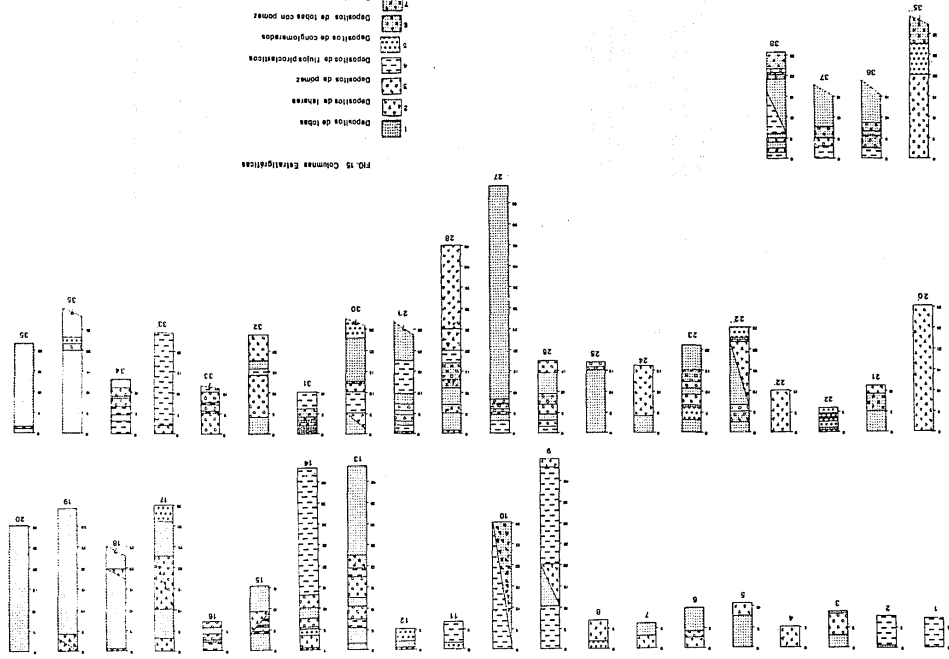


FIG. 15 Columnas Estratigráficas

- 1 Depósitos de lomas
- 2 Depósitos de lomas
- 3 Depósitos de lomas
- 4 Depósitos de lomas
- 5 Depósitos de conglomerados
- 6 Depósitos de lomas con casetas
- 7 Depósitos de lomas con casetas
- 8 Depósitos de lomas con casetas
- 9 Depósitos de lomas con casetas
- 10 Depósitos de lomas con casetas
- 11 Depósitos de lomas con casetas
- 12 Depósitos de lomas con casetas
- 13 Depósitos de lomas con casetas
- 14 Depósitos de lomas con casetas
- 15 Depósitos de lomas con casetas
- 16 Depósitos de lomas con casetas
- 17 Depósitos de lomas con casetas
- 18 Depósitos de lomas con casetas
- 19 Depósitos de lomas con casetas
- 20 Depósitos de lomas con casetas
- 21 Depósitos de lomas con casetas
- 22 Depósitos de lomas con casetas
- 23 Depósitos de lomas con casetas
- 24 Depósitos de lomas con casetas
- 25 Depósitos de lomas con casetas
- 26 Depósitos de lomas con casetas
- 27 Depósitos de lomas con casetas
- 28 Depósitos de lomas con casetas
- 29 Depósitos de lomas con casetas
- 30 Depósitos de lomas con casetas
- 31 Depósitos de lomas con casetas
- 32 Depósitos de lomas con casetas
- 33 Depósitos de lomas con casetas
- 34 Depósitos de lomas con casetas
- 35 Depósitos de lomas con casetas