

28  
2 ej.



# Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Filosofía y Letras

Estudio Geomorfológico del Noroeste de la  
Cuenca de Puebla - Tlaxcala

## Tesis Profesional

Que para obtener el título de

LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P r e s e n t a

LORENZO VAZQUEZ SELEM

SECRETARIA DE  
ASUNTOS ESCOLARES

México, D. F.

DIC. 18 1985

1985



## **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

	Página
INTRODUCCION	1
I. LOCALIZACION Y ASPECTOS FISICO-GEOGRAFICOS GENERALES DEL AREA ESTUDIADA	12
II. MARCO GEOLOGICO	
A. Importancia de la información geológica	19
B. Localización dentro del contexto geológico regional y estratigrafía	20
C. Compilación del mapa geológico	30
D. Tectónica	35
E. Conclusiones	41
III. GEOMORFOLOGIA	44
A. El mapa de zonalidad geomorfológica: una primera aproximación	46
B. El mapa geomorfológico: concepción y contenido	48
C. El mapa geomorfológico: leyenda	54
D. Evolución geomorfológica del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala	70
1. Laderas de lava de grandes conos compuestos	
- Localización	72
- Características geológicas	72
- Caracterización geomorfológica general	74
- Distribución de la cubierta piroclástica y detrítica	78
- Algunas ideas sobre el modelado glacial y periglacial	81
- La cañada de Río Frío	97
2. Coladas de lava recientes del Téyotl, Hielotzochio y Papayo	
- Localización	100
- Características geológicas	101

- Caracterización geomorfológica general	103
- Características superficiales de las coladas	107
- Rasgos de flujo	113
- El volcán Papayo y sus coladas	115
- Periglaciarrismo fósil	125
- Valles erosivos	127
- Los domos Tzihuintitla y su relación con las lavas del Táyotl	128
- Sobre la estratigrafía del área de Río Frio	130
- Correlaciones morfo-cronológicas con la Sierra del Chichinautzin	137
 3. Piedemonte piroclástico	
- Localización	140
- Características geológicas	141
- Caracterización geomorfológica general	142
- Naturaleza de los depósitos del piedemonte	145
 4. Montañas bajas del Bloque Tlaxcala	
- Localización	150
- Características geológicas	152
- Caracterización geomorfológica general	154
- La cubierta piroclástica	159
 5. Planicie de depósitos lacustres, aluviales y piroclásticos.	
- Localización	163
- Características geológicas	164
- Caracterización geomorfológica general	165
 IV. CONCLUSIONES	173
 BIBLIOGRAFIA CITADA	176
 CARTOGRAFIA	182

## I N T R O D U C C I O N

La presente tesis se enfoca a la investigación geomorfológica de una porción del Sistema Neovolcánico Transversal: el sector noroccidental de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala.

El trabajo resultó de interés desde cuatro puntos de vista principales.

En primer lugar es importante señalar que en nuestro país los estudios de geomorfología volcánica se hallan apenas en una fase inicial, no obstante la amplia distribución del relieve volcánico dentro de su territorio y la importancia que ha tenido como marco para el asentamiento y desarrollo de las comunidades humanas. Al respecto, basta recordar que las áreas más densamente pobladas del país corresponden a zonas volcánicas, algunas de las cuales han tenido actividad incluso en tiempos históricos. Puesto que las formas y materiales volcánicos tienen una especificidad dentro del ámbito de la geomorfología y una amplia representación en nuestro territorio, es fundamental emprender levantamientos que den cuenta de sus caracteres propios, de sus relaciones con relieves de otro origen y con otros elementos del medio natural y cultural. La cartografía geomorfológica se presenta como una herramienta muy apropiada para lograr estos propósitos, ya que permite aprehender la complejidad del relieve al situarlo en forma ordenada dentro de un contexto espacial y temporal. Su metodología es eminentemente geográfica, de manera que al practicarla uno no se aísla de las demás ramas de la geografía sino, por el contrario, abre amplias posibilidades de contacto con ellas, desde la hidrogeografía hasta la geografía histórica.

En segundo lugar, y en estrecha relación con lo anterior, debe mencionarse el hecho de que este trabajo forma parte de un programa de investigación más amplio -"Estudios geomorfológicos volcánicos y kársticos en México"- que se desarrolla en el Departamento de Geografía Física del Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, de manera que sus resultados, en especial la cartografía de la zona estudiada, pasarán a integrarse al conocimiento geomorfológico regional del Sistema Neovolcánico Transversal que hasta el momento se ha logrado dentro del mencionado programa. Así pues, se trata de una contribución a un trabajo colectivo -en el que colaboran otros tesisistas e investigadores-, enfocada al estudio de un área que hasta el momento no había sido objeto de un levantamiento geomorfológico-cartográfico general como el que se realizó.

El tercer aspecto que a juicio del autor tiene importancia es de orden metodológico y se desprende de los dos anteriores. En efecto, aunque se pretende aplicar una metodología común al programa de investigación mencionado, ésta no puede ser considerada como algo acabado, ya que, como se señaló, los estudios de geomorfología volcánica aún se encuentran en una fase inicial en nuestro país. Durante la realización de esta tesis se intentó afinar y enriquecer la metodología que se ha venido empleando, sobre todo en lo referente a las clasificaciones de relieve utilizadas, que condicionan necesariamente el tipo de información que se desea obtener, la leyenda y el detalle de las diversas cartas geomorfológicas elaboradas y, como consecuencia lógica, la posibilidad de aprovechar estas últimas como documentos básicos para la investigación pura -dentro y fuera de la geomorfología- y para las tareas de ordenación espacial y planeación.

Por último, es importante señalar que un trabajo como el realizado, centrado en la cartografía geomorfológica general, es altamente formativo para quien lo lleva a cabo, ya que lo confronta con la totalidad del re

lieve del área levantada y lo obliga a llegar a una comprensión global del mismo. Lo anterior proporciona una experiencia de gran valor, sobre todo para aquellos que apenas se inician en la geomorfología, como es el caso del autor de la presente tesis. Por otro lado, si bien en un trabajo de este tipo lo esencial es el levantamiento general, éste permite detectar desde las primeras fases de la investigación diversos problemas específicos que, por su interés, merecen un tratamiento más profundo.

La cartografía geomorfológica es una herramienta de gran utilidad tanto en la investigación teórica como en la aplicada en geomorfología. Por un lado, permite expresar las características del relieve de un área determinada de manera general y sintetizar así gráficamente el conocimiento científico ya acumulado en relación con dicho relieve. Por otro lado, puede ser orientada hacia un propósito específico, hacia un problema particular, y en este caso sólo contiene información relevante para tal propósito. La presente investigación se limita al primer tipo de cartografía mencionado, debido a las limitaciones de tiempo existentes y a la poca experiencia del autor.

La cartografía geomorfológica detallada, tal como hoy se conoce, fue iniciada en Polonia, donde se ha utilizado desde principios de los años cincuenta y comúnmente en el contexto práctico de la planificación económica. En términos generales, se empezó a desarrollar en Europa a partir de 1950, cuando la expansión de las ciudades durante los primeros años de la posguerra llevó a la ocupación de terrenos antes considerados impropios para el desarrollo urbano. Se supo entonces que antes de hacer los planes de desarrollo era necesario contar con información sobre las formas, materiales y procesos del relieve de dichos terrenos. Posteriormente se utilizó en planeación de uso del suelo, conservación de recursos naturales, estudios hidrológicos y de irrigación, estudios de suelos, planeación de carreteras y control

de inundaciones, entre otros temas (Cook y Doornkamp, 1978, p. 354).

Los métodos de cartografía geomorfológica fueron, pues, resultado directo del surgimiento de una geografía aplicada a partir de los años cincuenta. De hecho se han realizado más con fines prácticos que puramente científicos, de tal suerte que las posibilidades de aplicación han influido mucho en su concepción y en las distintas orientaciones que puede adoptar. Fue creada para resolver problemas existentes y sólo después se utilizó en la investigación geomorfológica pura. Actualmente se practica en toda Europa, siendo los sistemas más conocidos los de Polonia (Klimaszewski), Hungría, Francia (Tricart), Holanda (Verstappen y Van Zuidam), y la Unión Soviética. Se ha difundido a Canadá, Venezuela, Chile, Brasil y otros países del Tercer Mundo. En Estados Unidos prácticamente no se ha trabajado en esta línea de investigación, mientras que los europeos han puesto en práctica sus metodologías en países de África, Asia y América Latina. Recientemente, investigadores como Tricart (1978, 1982) y Verstappen (1983) han subrayado la importancia de la cartografía geomorfológica para los estudios integrales del medio natural orientados a la ordenación del espacio.

En México se han realizado trabajos de cartografía geomorfológica en el Instituto de Geografía de la U.N.A.M. dentro del programa "Estudios geomorfológicos volcánicos y kársticos en México" (del cual la presente tesis forma parte), fundamentalmente en el Sistema Neovolcánico Transversal. Se ha trabajado a escala 1:50 000, es decir a una escala semi-detallada, sobre los mapas producidos por la Dirección General de Geografía. A la fecha se ha cubierto el oriente de Michoacán y el occidente del estado de México, el Valle de Toluca (y porciones adyacentes al norte y al sur), la Cuenca de México (y porciones adyacentes al norte y al sur), la vertiente oriental de la Sierra Nevada (no se incluye bajo esta denominación a la Sierra de Río Frío), el volcán La Malinche y su periferia, la cuenca Oriental-Perote y el

Área del Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

El área en estudio de la presente tesis corresponde básicamente a la cuenca alta del Río Atoyac, que comprende la vertiente oriental de la Sierra de Río Frío, la vertiente nororiental del Iztaccihuatl, la porción occidental del Bloque Tlaxcala y el sector noroccidental de la planicie de Puebla; es decir, el noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. De esta manera queda cubierta en su totalidad dicha cuenca dentro del programa de investigación mencionado. Pequeñas porciones de la Cuenca de México también quedan incluidas dentro del área investigada.

Hasta el momento, las principales aportaciones al conocimiento de la zona estudiada desde el punto de vista geomorfológico han sido hechas por el proyecto germano-mexicano de investigación multidisciplinaria denominado Proyecto Puebla-Tlaxcala, que fue patrocinado por la Fundación Alemana para la Investigación Científica y que se llevó a cabo desde fines de los años sesenta hasta fines de los setenta. En los aspectos geográficos y geológicos las principales contribuciones fueron de investigadores alemanes. De especial interés para el presente trabajo fueron el levantamiento geológico regional (Erffa y Hilger, 1975; Erffa et al., 1976), así como los estudios geomorfológicos. Estos últimos se enfocaron sobre todo al establecimiento de una cronología del Cuaternario tardío (Heine, 1973; 1974; Heine y Heide-Weise, 1971; 1972; 1973 a; 1973 b). Si bien en un principio dichos investigadores realizaron levantamientos geomorfológicos, estos fueron muy generales dada la necesidad de cubrir con rapidez la extensa área que abarcaba el proyecto. Por otra parte, los mapas resultantes nunca fueron publicados, por lo cual no son accesibles.

También han sido de importancia las investigaciones de Lugo Hubp (1981) y Lugo Hubp y Martínez Luna (1980) sobre la disección del relieve.

ve, así como las de Lugo Hubp (1982; 1983; 1984) sobre zonificación geomorfológica, ya que todas ellas incluyen total o parcialmente a la zona aquí estudiada. Es el mismo caso de los trabajos de Mooser (1974; 1975) sobre la geología de la Cuenca de México y de Demant (1978; 1981) sobre la geología del Sistema Neovolcánico Transversal. Igualmente útiles fueron las investigaciones de Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1983) y de Ortega Guerrero (1984) sobre las porciones de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala adyacentes al sector abarcado en la presente tesis.

En comparación a la mayor parte del país, la bibliografía sobre la zona estudiada es relativamente abundante, incluso la que se refiere a geomorfología. Sin embargo, los trabajos existentes tratan aspectos muy específicos o bien demasiado generales; ninguno de ellos se ha orientado a obtener un conocimiento general del relieve de la zona ni a realizar una cartografía geomorfológica a escala semi-detallada (1:50 000).

Así, la presente investigación es original; se centra en la elaboración de un mapa geomorfológico y de un texto explicativo sobre el origen y evolución del relieve del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala, integrando los conocimientos ya existentes con los obtenidos por el autor. Sus objetivos son los siguientes:

Objetivo general: obtener un conocimiento del relieve del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala (zona comprendida en la hoja "Mariano Arista" y oriente de la hoja "Chalco", a escala 1:50 000, de la D. G. G.), desde el punto de vista de las formas y materiales que lo caracterizan, así como de su origen y evolución hasta la actualidad.

Objetivos específicos:

- Reconocer la secuencia de eventos geológicos (volcánicos y

tectónicos) que han condicionado el relieve de la zona.

- Elaborar un mapa geológico general a la escala de trabajo (1:50 000) a partir de los existentes, y otro de rasgos tectónicos que influyen en forma significativa en el relieve, a la misma escala.

- Reconocer la secuencia de eventos climáticos del Cuaternario tardío y evaluar su influencia en el relieve actual.

- Elaborar un mapa de zonalidad geomorfológica (grandes unidades de relieve) a escala 1:50 000.

- Elaborar un mapa geomorfológico morfogenético a escala 1:50 000.

Los distintos mapas presentados se elaboraron a una escala 1:50 000, que puede considerarse semi-detallada. Por el modo de realización, el mapa geomorfológico también es semi-detallado según los criterios de Verstappen (1983, p. 267), ya que se verificó en campo en todas las áreas esenciales y se recurrió a la extrapolación para completarlo.

Cabe aclarar que el levantamiento geomorfológico se centró en los aspectos morfogenéticos, es decir los relativos al origen y evolución del relieve, y no en los morfodinámicos, referentes a los procesos actualmente activos. Estos últimos bien podrían ser objeto de una tesis entera, por lo cual en la presente sólo se abordan esporádica y superficialmente.

La metodología empleada corresponde esencialmente a la que se ha utilizado en otros trabajos del mismo programa de investigación, como son los de Palacio Prieto (1982), Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1983) y Lugo Hubp (1984). Además se intentó incorporar algunos de los lineamientos meto-

dológicos propuestos por Tricart (1965), Demek (1972) y Verstappen (1983) sobre cartografía geomorfológica.

Es importante señalar que en un levantamiento geomorfológico general como el efectuado, no se parte de un problema de investigación específico, no existen desde un principio hipótesis para las cuales deba definirse un diseño de comprobación, sino que los problemas e hipótesis aparecen en el curso del levantamiento. Algunos -los más significativos para la comprensión del relieve de la zona en general- son abordados durante la realización del trabajo, mientras que otros -muy locales en espacio o muy específicos- simplemente se plantean ante la imposibilidad de estudiarlos.

Se partió de un reconocimiento de la disposición general del relieve de la zona en los mapas topográficos a escala 1:50 000 (hojas "María no Arista" y "Chalco") y adyacentes a ellas (hojas "Amecameca" "Huejotzingo", "Tlaxcala" y "Apam") elaborados por la Dirección General de Geografía, así como en las fotografías aéreas a escala 1:50 000 en blanco y negro publicadas por la misma dependencia. Se trazó la red hidrográfica y se realizó una descripción del área de estudio. Enseguida se recopiló la información geológica sobre la región y, con base en los mapas geológicos existentes, se compiló uno a la escala de trabajo (1:50 000). Asimismo, se elaboró un mapa tectónico a partir de la información existente, del análisis del mapa topográfico y de la fotointerpretación. Ambos mapas permitieron obtener una visión detallada de las influencias endógenas en el relieve actual.

En base a lo anterior se realizó un mapa de zonabilidad geomorfológica, es decir, de grandes unidades de relieve, que constituye una primera aproximación al morfo-genético. Paralelamente se llevó a cabo la investigación bibliográfica sobre aspectos relacionados con el relieve, misma que prosiguió hasta poco antes de iniciar la redacción.

El trabajo de campo permitió -junto con el análisis de las fotografías aéreas y de la información geológica- definir la leyenda del mapa geomorfológico-morfogenético. Este fue elaborado esencialmente en gabinete y verificado en unos cuantos sitios en campo, recurriéndose para lo demás a la extrapolación, por lo cual debe ser considerado como "semidetallado". Se trazó sobre un fondo topográfico a escala 1:50 000, que paulatinamente fue cubierto a medida que se resolvían las dudas, hasta abarcarlo en su totalidad.

En los sitios donde el trabajo de campo se realizó con mayor detalle (generalmente a pie) fue posible enfocar algunas cuestiones de estratigrafía cuaternaria y de herencias paleoclimáticas. En otros donde apenas consistió en un recorrido rápido, sólo fue posible hacer las observaciones morfológicas más generales.

Finalmente, a partir de los mapas geológico, tectónico y, sobre todo, geomorfológico, se realizó una síntesis escrita de la información preexistente y la generada, tomando como base las grandes unidades de relieve definidas en el mapa de zonalidad geomorfológica.

Las principales limitaciones del presente trabajo provienen -a juicio del autor y haciendo abstracción de las originadas en sus propias deficiencias académicas- de la magnitud y diversidad de la zona estudiada: 1150 km<sup>2</sup> y cinco grandes unidades de relieve, cada una con caracteres y problemas muy distintos que de hecho merecerían un estudio por separado. De ahí que al terminar de leerlo pueda parecer desequilibrado: mientras en algunos sitios se llegó a estudiar hasta los detalles de la estratigrafía cuaternaria, en otros apenas si se pudo ir más allá de la caracterización geomorfológica general. De igual manera, en ciertos casos se aprovechó al máximo la bibliografía existente e incluso puede considerarse que se la rebasó al aportar algo nuevo; pero en otros no se logró más que integrarla sin aportar nuevas ideas.

Como áreas donde no se pudo profundizar en la investigación -sobre todo por un insuficiente trabajo de campo- deben mencionarse la vertiente norte del Tláloc y en general todo el sector norte de la zona estudiada correspondiente a la Cuenca de México; algunos sitios del Bloque Tlaxcala, en especial los extremos centro-oriental y centro-occidental; y la planicie lacustre-aluvial, que sí fue recorrida pero en la que se requirieron técnicas muy especializadas de estudio (perforaciones, análisis sedimentológicos, etc.) que escapan a las posibilidades de esta investigación.

El orden de la exposición sigue en forma bastante aproximada a la secuencia metodológica. En el primer capítulo después de esta introducción se localiza la zona estudiada y se señalan en forma muy breve sus características físico-geográficas más generales. En el segundo capítulo se comenta la importancia de la información geológica para la cartografía geomorfológica, se exponen la estratigrafía y la tectónica de la zona y se explican los procedimientos de realización de los mapas geológico y tectónico, para concluir con una evaluación muy general sobre las influencias geológicas en el relieve actual.

En el tercer capítulo -parte central de la tesis- se anotan algunas ideas fundamentales sobre la geomorfología volcánica. Se explican las características del mapa de zonalidad geomorfológica como aproximación al conocimiento del relieve. Se exponen los principios y contenido de un mapa geomorfológico y se identifican las principales características del mapa realizado, así como sus alcances y limitaciones derivados de la escala, del propósito y del modo de realización. Enseguida se describe detalladamente la leyenda del mapa geomorfológico-morfo-genético del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. En lo que constituye la parte medular del texto, se hace una síntesis de información cartográfica, bibliográfica, de fotointerpretación y de campo para cada una de las cinco unidades de relieve defini-

das en el mapa de zonalidad geomorfológica. En el capítulo final se exponen las conclusiones más generales del trabajo.

Cabe aclarar finalmente que los mapas incluidos fuera de texto (geológico, tectónico, de zonalidad geomorfológica, geomorfológico) fueron elaborados a una escala 1:50 000 pero aquí se presentan reducidos a 1:100 000.

## I. LOCALIZACION Y ASPECTOS FISICO-GEOGRAFICOS GENERALES DEL AREA ESTUDIADA

El área estudiada cubre 1 148 km<sup>2</sup> y se encuentra entre las coordenadas 19° 15' y 19° 30' de latitud norte y 98° 20' y 98° 43' 30" de longitud oeste (ver fig. 1 y, para mayor detalle, el mapa de zonalidad geomorfológica, fig. 4). Comprende la totalidad de la hoja "Mariano Arista" (clave E14-832), es decir 980 km<sup>2</sup>, y el extremo oriental de la hoja "Chalco" (clave E14-831), es decir los 168 km<sup>2</sup> ubicados entre los paralelos ya mencionados y los meridianos 98° 40' y 98° 43' 30". Ambas hojas están a escala 1:50 000 y fueron publicadas por la Dirección General de Geografía (antes DETENAL).

La mayor parte de la zona queda incluida en los estados de Puebla y Tlaxcala, y un sector reducido se localiza dentro del estado de México en su extremo oriental.

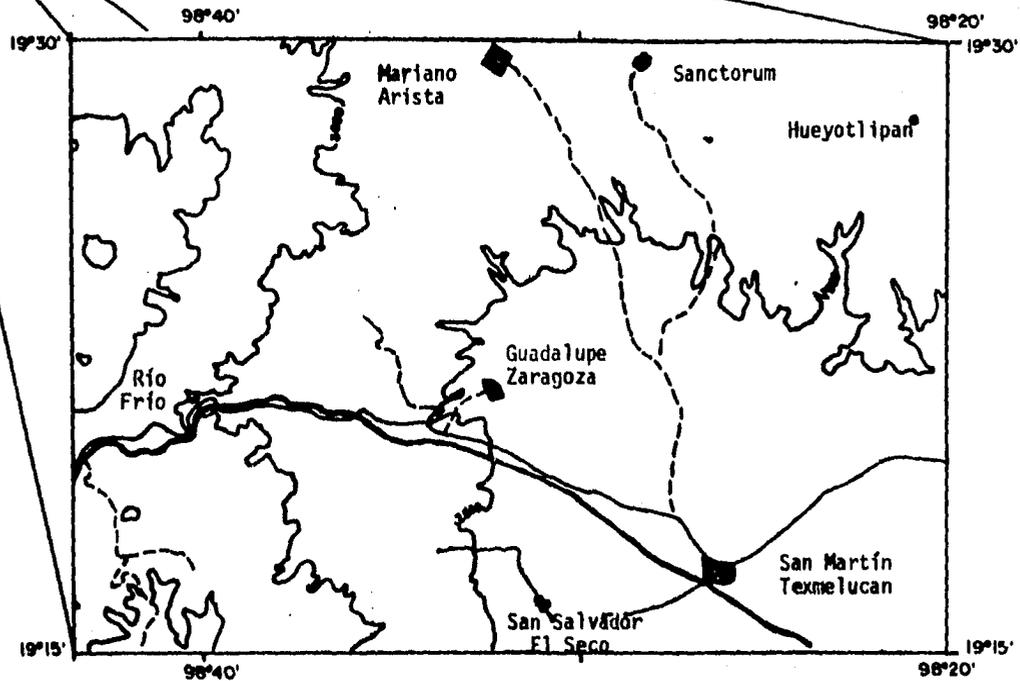
Las principales vías de acceso son la carretera libre y la autopista México-Puebla, que atraviesan la zona desde Llano Grande hasta unos 5 km adelante de San Martín Texmelucan. Asimismo, las carreteras que van de esta última ciudad hacia Tlaxcala. Numerosos caminos de terracería parten de las vías señaladas y cruzan gran parte de la zona, que en términos generales puede considerarse bien comunicada.

Desde el punto de vista de las regiones fisiográficas, se encuentra en la transición entre la Altiplanicie Meridional y el Sistema Neovolcánico Transversal.

A excepción de pequeñas porciones en el oeste, noroeste y



Fig. 1. Localización de la zona estudiada.



norte pertenecientes a la Cuenca de México, el área en estudio forma parte de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, en particular de la subcuenca del río Atzac, localizada en el noroeste de la anterior.

Desde el punto de vista orográfico, los elementos más prominentes son la porción norte de la Sierra Nevada (estribaciones septentrionales del Iztaccíhuatl) y la casi totalidad de la Sierra de Río Frío, cuyos puntos culminantes son los volcanes Tláloc (4 120 msnm) y Telapón (4 060 msnm). Ambas sierras forman un alineamiento de dirección aproximada nortesur, que separa a las cuencas de México y de Puebla-Tlaxcala y limita por el oeste al área estudiada.

Después de este sector netamente montañoso siguen en importancia las montañas bajas del llamado Bloque Tlaxcala, ubicadas en el este, norte y centro de la zona, y cuya altitud oscila alrededor de los 2 500 m, llegando hasta 2 900 m en algunos puntos de su parte norte. Se trata de un bloque tectónico levantado (horst), que desde otro punto de vista puede considerarse una meseta fuertemente disecada.

También constituye un límite entre cuencas: al sur la de Puebla-Tlaxcala y al norte la de Apan-Atocha, que forma parte de la de México.

En la porción centro-sur, un piedemonte de suave pendiente constituye la transición entre las grandes montañas de la Sierra Nevada-Sierra de Río Frío y la planicie de Puebla, de origen lacustre-aluvial, situada en el extremo sureste de la zona (área de San Martín Texmelucan), a una altitud de 2 220-2 280 m y con una ligera inclinación hacia el sureste,

La red hidrográfica de toda el área (a excepción de los sectores pertenecientes a la Cuenca de México y de una porción del extremo noreste) confluye en la planicie del sureste, a manera de un abanico con vértice

en ese punto: las corrientes de la Sierra Nevada descienden hacia el noreste y este, las de la Sierra de Río Frío hacia el este y sureste, y las del Bloque Tlaxcala hacia el sureste, sur y suroeste, uniéndose todas en las inmediaciones de Texmelucan bajo el nombre de Río Atoyac, que continúa aguas abajo en dirección sureste.

El vulcanismo ha sido el proceso endógeno dominante por las formas que ha creado y los materiales que ha originado. Existen rocas volcánicas cuya edad va desde el Plioceno hasta el Holoceno. Esta diferencia de edades aunada a una gran diversidad de materiales (tobas con distinto grado de consolidación, pomez, depósitos de rubes ardientes, cineritas lacustres, coladas de lava de diferentes composiciones, edificios volcánicos de tipos y dimensiones variados), dan al relieve un carácter complejo tan sólo desde el punto de vista de la actividad volcánica. Pero además hay que añadir una intensa actividad tectónica durante el Cuaternario que ha originado el Bloque Tlaxcala, por un lado, y la fosa de Puebla, por el otro. Finalmente hay que considerar el papel de las oscilaciones climáticas del Pleistoceno tardío y Holoceno en el modelado del relieve. Estas han sido particularmente importantes en la zona, ya que la gran altitud de las elevaciones volcánicas (más de 4 000 m en el Telapón y el Tláloc, 3 700 en las laderas norte del Iztaccíhuatl y alrededor de 3 200 en Río Frío) sin duda condicionó fenómenos de periglaciario y glaciario durante los enfriamientos climáticos. Todo ello acentúa la complejidad del área objeto de estudio desde el punto de vista geomorfológico y la hace particularmente interesante.

Como el presente trabajo se enfoca sobre todo a la evolución del relieve y sólo ocasionalmente a su dinámica actual, las cuestiones paleoclimáticas son más significativas que las referentes al clima del presente. Sin embargo, se ha considerado importante exponer las característi

cas del clima y la vegetación actuales con objeto de proporcionar una visión general del paisaje de la zona, a partir de la cual se puede tener una idea aproximada de los procesos geomórficos hoy en día activos. Además, es importante para tener en mente que existen pisos altitudinales de clima-vegetación; éstos, como se verá más adelante (capítulo III), han variado especialmente a lo largo del tiempo y dichas variaciones han influido en la evolución del relieve.

Los tipos climáticos higrotérmicos (Lauer, 1978) y sus correspondientes tipos ecológicos de vegetación (Lauer, 1973) son los siguientes, de menor a mayor altitud:

-- En el sureste de la zona, por debajo de los 2 400 m, el clima es "templado" (piso altitudinal térmico) "semiárido" (tipo climático), con temperatura (media anual) entre 15 y 17°C, precipitación (media anual) entre 800 y 1000 mm y 6 meses húmedos al año.

La vegetación natural en la llanura del Atoyac es de bosque de aluviones (Fraxinus-Salix-Alnus arguta) y de bosque de galería. En el sector de piedemonte por debajo de los 2 400 m es de bosque de pinos y encinos, semiárido (Pinus oaxacana, Pinus rudis, Pinus cembroides y encinos caducifolios). Sin embargo, en ambos sectores la vegetación natural ha sido reducida a pequeños manchones por la actividad agrícola (maíz, frijol, legumbres, frutas).

-- Las porciones del Bloque Tlaxcala y del norte del piedemonte ubicadas entre los 2 400 y los 2 600 m, tienen un clima "fresco semiárido" con temperatura entre 13 y 15°C, precipitación entre 800 y 1000 mm y 6 meses húmedos al año.

Le corresponde, en el Bloque, una vegetación de bosque de pi

nos y encinos semiárido como el ya descrito, y en el piedemonte una vegetación de bosque de pinos y encinos semihúmedo (Pinus montezumae, Pinus teocote, Pinus pseudostrobus (en la parte alta) y encinos perennes). En ambos casos también han sido eliminados casi en su totalidad por la actividad agrícola.

— Las porciones del Bloque Tlaxcala entre 2 600 y 2 700 m y del sur del piedemonte entre 2 400 y 2 700 m, tienen un clima "fresco semihúmedo", con temperatura entre 13 y 15°C, precipitación entre 800 y 1000 mm en el primero y entre 1000 y 1200 mm en el segundo, y 7 meses húmedos al año.

La distribución de la vegetación natural —también muy alterada— es igual que en el caso anterior.

— De la cota 2 700 a la 3 300 el clima es "frío semihúmedo", con temperatura entre 9 y 13°C, precipitación entre 1000 y 1200 mm, y 7 a 8 meses húmedos al año.

La vegetación es de bosque de coníferas de alta montaña, semihúmedo (Pinus montezumae, Pinus teocote, Pinus pseudostrobus, Quercus laurina, Alnus firmifolia); y de bosque de coníferas de alta montaña, subhúmedo (Abies religiosa, Pinus pseudostrobus, Pinus ayacahuite, y Cupressus lindleyi en la parte baja) con Quercus laurina y Alnus firmifolia. La primera domina abajo de los 3 000 m y la segunda arriba de dicha cota.

— De los 3 300 a los 4 000 m el clima es "helado semihúmedo" con temperatura entre 5 y 9°C, precipitación entre 1200 y 1000 mm y de 7 a 8 meses húmedos al año. Es interesante notar que en esta zona la precipitación decrece conforme aumenta la altitud, de tal manera que aproximadamente a partir de los 3 700 m hacia arriba la lluvia media es de 800 a 1000 mm.

Más arriba de los 4 000 m el clima es "subnevado semihúmedo"

con temperatura entre 1 y 5°C, precipitación entre 800 y 1000 mm y 7 meses húmedos al año.

La vegetación entre los 3 300 y los 3 900 m es de bosque de Pinus hartwegii, en las partes bajas con Abies religiosa y en las partes altas con Juníperus monticola forma orizabensis. Por arriba de los 3 900 m y sobre todo a partir de los 4 000 m la vegetación es de zacatonal (sobre todo Festuca tolucensis).

Tanto la distribución de los tipos climáticos como de los tipos de vegetación se encuentran fuertemente condicionados por la altitud.

## II. MARCO GEOLOGICO

### A. IMPORTANCIA DE LA INFORMACION GEOLOGICA

En el estudio del relieve es indispensable la información geológica, ya que permite conocer la naturaleza de los materiales que lo constituyen (litología); la manera en que se disponen dichos materiales en función, por un lado, de la secuencia de formación (estratigrafía) y, por el otro, de las fuerzas endógenas que los han afectado una vez formados (tectónica); y, finalmente, la distribución espacial de los materiales y de los rasgos tectónicos.

No es casual ni arbitraria la consideración de un marco geológico previo al estudio geomorfológico. De hecho una de las etapas iniciales y básicas de cualquier investigación geomorfológica consiste en observar y evaluar las relaciones entre el binomio roca-estructura y las formas de relieve. Sin embargo, la importancia del factor geológico varía de acuerdo con la escala de trabajo. En el mapeo geomorfológico se acepta comúnmente que las condiciones litológico-estructurales adquieren importancia conforme decrece la escala. Para Tricart (1965, pp. 185-187) los mapas a escala pequeña (1:500 000 y menos) deben orientarse esencialmente hacia los fenómenos morfoestructurales (anticlinales, horts, grabens, grandes conjuntos aluviales), pero admite que aún en los mapas a escala grande (1:10 000-1:25 000 o hasta 1:100 000 en zonas de relieve suave) predomina el factor morfodinámico influenciado por la litología. Para Verstappen (1983, p. 266) en mapas a escala pequeña (1:50 000 y menores) los rasgos dominantes son los grandes grupos de formas de relieve y las morfoestructuras. De lo anterior es posible concluir que en un mapa geomorfológico a escala 1:50 000

como el realizado, los aspectos morfo-estructurales y litológicos son de primera importancia.\*

Por esa razón -y por necesidades de carácter formativo del autor- el análisis de la información geológica existente para el área en estudio fue hecho con mucho detalle, sobre todo en el aspecto cartográfico. Resultaron de gran utilidad los datos sobre estratigrafía, tectónica y distribución espacial de las unidades geológicas, mientras que los referentes a petrografía y mineralogía (por ejemplo Heide-Weise y Heine, 1971; Weyl, 1974) lo fueron en mucho menor medida, dados los objetivos y la escala de trabajo.

En los próximos párrafos se expondrán los siguientes aspectos: ubicación general de la zona estudiada desde el punto de vista geológico y estratigrafía de la misma; procedimientos y problemas de compilación del mapa geológico; evolución y características tectónicas de la zona. Al final se anotan las conclusiones del estudio geológico.

## B. LOCALIZACION DENTRO DEL CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL Y ESTRATIGRAFIA

La Cuenca de Puebla-Tlaxcala queda enmarcada dentro del Sistema Neovolcánico Transversal, estructura volcánica que por su edad cuaternaria y su orientación general este-oeste se sobrepone transversalmente a las estructuras más antiguas. Se extiende desde la costa de Nayarit hasta la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote y está limitada al norte por la Altiplanicie Meridional y al sur por la cuenca terciaria del río Balsas y el basamento que constituye la Sierra Madre del Sur (Demant, et al, 1976,

\* Igualmente hay que notar que la escala 1:50 000 se considera de transición entre las escalas grandes y las pequeñas, por lo cual puede contener tanto elementos morfoestructurales como morfodinámicos.

p. 11). Sin embargo, la orientación este-oeste que se observa a gran escala deja de ser válida cuando se considera con más detalle la localización del volcanismo pliocuaternario (idem, p. 11).

Es decir, que el Sistema Neovolcánico Transversal "no se puede definir como una zona volcánica continua, sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas", cinco en total, que se distinguen por sus orientaciones y por sus características volcánicas peculiares; son: (1) La fosa tectónica de Tepic-Chapala; (2) La fosa tectónica de Colima; (3) El norte de Michoacán; (4) Los valles de Toluca, México y Puebla; y (5) El área entre el valle de Puebla y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Demant, 1978, p. 174).

Como parte del Sistema Neovolcánico Transversal, la Cuenca de Puebla-Tlaxcala (denominada "Valle de Puebla" en la cita anterior) ha estado sujeta a intensos procesos volcanotectónicos durante los últimos millones de años. En el área aquí estudiada los materiales más antiguos datan del Mioceno, como se observa en el mapa geológico compilado (fig. 2) y corresponden al volcán Tlaloc. Desde entonces y hasta tiempos prehistóricos la historia geológica de la zona ha estado dominada por el volcanismo, por lo cual se encuentran derrames de lava y acumulaciones piroclásticas muy numerosos y diversos en un espacio relativamente pequeño.

La geología del área de estudio ha sido objeto de buen número de investigaciones. Lo que aquí se expone proviene esencialmente de trabajos de carácter sintético: Mooser (1975), Erffa et al (1976)\*, Demant (1981), además de los mapas geológicos de Mooser (1974) y Erffa y Hilger (1975).

\* El trabajo de Erffa et al (1976) es sólo el resumen de una extensa publicación que recoge los resultados de las investigaciones de la F.A.I.C. en la región Puebla-Tlaxcala. No fue posible conseguir este volumen.

Complementan la información algunos trabajos más especializados.

Cabe mencionar que en la siguiente exposición sobre la estratigrafía, la mayoría de las unidades definidas no son unidades estratigráficas formales, lo que se observa en las discrepancias de edad y denominación de las rocas entre un autor y otro. Esto planteó diversos problemas para la obtención de un mapa geológico definitivo (fig. 2), cuyos procedimientos de compilación se detallan en el próximo párrafo.

Es conveniente consultar el mapa para seguir con mayor facilidad la exposición.

En una publicación sobre la Cuenca de México, Mooser (1975, p. 24) sostiene que las Sierras Mayores (Las Cruces, Nevada, Río Frío) comenzaron a formarse a fines del Mioceno mediante efusiones dacíticas y andesíticas a través de estrato-volcanes; esta actividad domina en el Terciario superior y perdura hasta el Cuaternario y creó extensos abanicos volcánicos (Formación Tarango) al pie de las sierras.

Erffa et al (1976, p. 102) consideran que la Sierra Nevada y La Malinche empezaron a edificarse en el Plioceno y que su actividad se mantuvo hasta el Holoceno.

Sin embargo, en base a recientes investigaciones, Demant (1981, pp. 159-160) afirma que debe ser abandonada la idea según la cual el volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano comenzó en el Mioceno. Dice que "... incluso las rocas más antiguas del Iztaccihuatl, consideradas como terciarias por Mooser (1960) y Von Erffa y Hilger (1975), han sido datadas recientemente en  $0.904 \pm 0.072$  m. a. (Nixon et al, en prensa)", y que por tanto los estratovolcanes, como el conjunto del volcanismo del Eje Transmexicano, tienen una edad cuaternaria. Las determinaciones paleomagnéticas

de Steele (1971, 1984) han apoyado lo anterior.

Como se observa en el mapa (fig. 2, PQi), Mooser asigna a las "lavas del Iztaccíhuatl antiguo" una edad plio-cuaternaria que en lo sucesivo deberá limitarse al Cuaternario.

Esto, sin embargo, no puede hacerse extensivo a la Sierra de Río Frío mientras no se realicen dataciones de sus rocas que lo confirmen. Mooser (1974) distingue ahí lavas del Mioceno (en el mapa compilado, fig. 2, Tmt), Plioceno (L-I, L-II, L-III) y Pleistoceno (L-IV), e incluso afirma (1975, p. 30) que en el Tláloc ocurrieron erupciones explosivas sub-recientes. Erffa y Hilger (1975) mapean lavas del Plioceno y del Cuaternario en dicha Sierra y el propio Demant (1981, p. 177) admite que la edad del Tláloc no está bien establecida y no niega la posibilidad de que sea parcialmente pliocénico.

Tanto las lavas de la Sierra de Río Frío como las de la Sierra Nevada son andesitas y dacitas (Mooser, 1974). Según Demant (1981, p. 175), las coladas del Iztaccíhuatl son en su conjunto relativamente viscosas y su composición más frecuente es dacítica.

En el Bloque Tlaxcala hay ignimbritas (fig. 2, Tpi) que se pueden considerar "continuación de la gran capa de ignimbritas de la Provincia Central (Gunn y Mooser, 1971), y cuya edad puede ser por ello situada en el Plioceno" (Erffa et al., 1976, p. 102). Demant (1981, p. 176-177) afirma que en el noroeste de la cuenca de Puebla son relativamente frecuentes unas ignimbritas de edad pliocénica. Estas rocas, y probablemente también los "sedimentos lacustres de Tlaxcala" de Erffa y Hilger (1975), parecen corresponder a la Formación Tarango, que según Mooser (1975, p. 29) representa los depósitos piroclásticos contemporáneos a las erupciones de los

distintos volcanes de las sierras mayores.

Los "sedimentos lacustres de Tlaxcala" (fig. 2, Tpl) son sedimentos piroclásticos granulosos depositados en lagos. En la zona de estudio afloran principalmente en el norte del Bloque Tlaxcala, tanto en las laderas de los barrancos profundos como en los escarpes tectónicos bajo las tobas y lavas del Cuaternario. Exceptuando algunas capas calcáreas, constan de piroclastos redepositados cuyos cristales se alteraron en arcillas. Por su posición estratigráfica parecen de edad pliocénica, aunque no se han encontrado fósiles que lo confirmen (Erffa et al., 1976, p. 102).

En el extremo noreste de la zona de estudio afloran, según Mooser (1974), unos "suelos tobáceos y pumíticos derivados de lluvias de cenizas" (fig. 2, Tpel), en parte contemporáneos y en parte anteriores a las Sierras Mayores. Su edad es plio-cuaternaria.

Como continuación de la anterior unidad en el Cuaternario tardío, aparecen también en el sector nororiental extremo las que Mooser (1974) ha denominado "lavas y tobas jóvenes del norte de la cuenca de México (balsaltos y obsidianas)" (fig. 2, Qb). Igualmente del Cuaternario pero distribuidas en las laderas septentrionales de la Sierra de Río Frío, se encuentran las "lavas y tobas de la Sierra de Río Frío" (fig. 2, Qf).

El grupo Chichinautzin es la unidad estratigráfica más ampliamente distribuida en el área de estudio. Su definición, sin embargo, no está exenta de problemas\*.

\* Cabe mencionar que para Martín del Pozzo (1980, p. 19) no se trata de un "Grupo" sino de una "Formación", si se tiene en cuenta el Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Fries (1960, p. 126) lo propone para comprender las lavas y piroclastos andesíticos y basálticos que conforman la Sierra de Chichinautzin en el sur de la Cuenca de México, y descansan discordantemente sobre la Formación Cuernavaca y unidades más antiguas. Mooser (1975, p. 31) considera que esta unidad se encuentra en la mitad meridional de la Cuenca de México (no sólo en la Sierra Chichinautzin), así como en los Valles de Toluca y Puebla. Sin embargo, como se observa en su mapa (1974), no incluye dentro de ella a todas las manifestaciones volcánicas cuaternarias, sino solamente a los conos pequeños y sus coladas y mantos piroclásticos derivados. Separa claramente del Grupo Chichinautzin a los materiales del Iztaccihuatl (PQ1, Qi en el mapa, fig. 2) y de la Sierra de Río Frio (L-IV, Qrf), es decir, los que conforman los grandes edificios volcánicos, así como a otros del norte de la Cuenca de México (Qb).

En cambio, Erffa y Hilger (1975) y Erffa et al (1976, pp. 102-103) incluyen dentro del Grupo Chichinautzin a la totalidad de los productos del volcanismo cuaternario de la Región Puebla-Tlaxcala: pequeños y grandes conos volcánicos, cráteres (no hay en la zona aquí estudiada), maeres (no hay en la zona aquí estudiada), domos volcánicos, coladas de lava y grandes conos compuestos como La Malinche o los volcanes de la Sierra Nevada; depósitos piroclásticos (tobas) que generalmente han sido redepositados por el agua o el viento y modificados por los procesos de meteorización y pedogénesis; y, sobre todo al pie de los grandes volcanes, lahares y depósitos de nubes ardientes (1976, pp. 102-103).

Por su parte, Demant (1981, pp. 177-178) afirma que en la cuenca de Puebla no se encuentra el equivalente de la Sierra Chichinautzin y que, de manera general, los volcanes monogénicos cuaternarios están muy dispersos.

En el presente estudio se han adoptado las delimitaciones de Mooser (1974) para el volcanismo cuaternario, restringiendo el Grupo Chichinautzin a los conos menores (en la figura 2, Qc, Qc1, Qc2) y sus coladas (Q1, Q11, Q12), y a los domos volcánicos (Qd2); a la vez que se han incluido en él las unidades de Erffa y Hilger (1975) "depósitos de nubes ardientes" (Qna) y "tobas y cenizas volcánicas" (Qtc). A pesar de que la procedencia de los piroclastos no está bien establecida, se ha optado por mantenerlos dentro del Grupo Chichinautzin al carecerse de bases para incluirlos en alguna otra unidad cuaternaria ya definida.

Es conveniente en este punto hacer algunas consideraciones sobre la edad y la distribución de los piroclastos en el área de estudio, mismas que serán retomadas y profundizadas en el próximo capítulo.

Como se mencionó anteriormente, la construcción de la Sierra Nevada -Sierra de Río Frío ha ido acompañada de grandes emisiones de piroclastos desde el Plioceno. Los depósitos derivados constituyen la Formación Tarango, que en la zona de estudio al parecer aflora como "sedimentos lacustres de Tlaxcala" y como "ignimbritas", de edad pliocénica. Estas emisiones han continuado durante todo el Cuaternario y de hecho en el caso del Iztaccíhuatl han sido exclusivamente cuaternarias. Por ello se puede afirmar que los extensos piedemontes piroclásticos de la Sierra Nevada, tanto en la cuenca de México como en la de Puebla-Tlaxcala, no pueden ser considerados del Terciario, sino exclusivamente Cuaternarios. Y que la llamada Formación Tarango, por tanto, no se limita al Terciario sino que se extiende al Cuaternario, como ya ha señalado Martín del Pozzo (1980, p. 17). White (1962, p. 19), en su estudio sobre el Iztaccíhuatl, ya había probado la edad pleistocena media de la parte superior de los depósitos piroclásticos y aluviales del piedemonte occidental. En el caso de la Sierra de Río Frío, al menos parte de los piroclastos emitidos son cuaternarios: como ya se señaló,

Mooser (1975, p. 30) considera que en el Tláloc ocurrieron incluso erupciones explosivas sub-recientes, originadas inmediatamente al este de la cima, que produjeron lahares en Río Frío e ignimbritas en Calpulalpan. Heine (1975, p. 1) considera que la mayor parte de los sedimentos de toba del Valle de Puebla-Tlaxcala tiene más de 25 000 años y que probablemente se depositaron en el Cuaternario medio e inferior. En conclusión, independientemente de la denominación estratigráfica que se les dé (Tarango, Chichinautzin, u otras), el hecho es que en el área de estudio existen grandes depósitos piroclásticos cuaternarios que forman el piedemonte de la Sierra Nevada-Sierra de Río Frío y que recubren con fuerte espesor el Bloque Tlaxcala, como se indica en el mapa geológico (fig. 2, Qtc). Además, recubren con espesores menores a las lavas y volcanes de la zona, hecho este último que no se señala en el mapa, pero que debe ser tenido en consideración por su gran importancia geomorfológica.

Por otra parte es importante señalar que, por su propia naturaleza, los piroclastos pueden desplazarse a grandes distancias de su punto de emisión. Por ello no sólo se debe considerar como fuentes de materiales piroclásticos a los volcanes ubicados en la zona de estudio, sino también a otros cercanos. Muy particularmente al Iztaccihuatl y al Táyotl, que según White (1962, p. 16) han tenido actividad incluso durante el Pleistoceno tardío; a La Malinche, donde Heine y Heide-Waise (1973; citados por Demant, 1981, pp. 173-174) han identificado dos periodos principales de actividad final, uno hace aproximadamente 28 000 años y otro entre 12 000 y 8 000 años A. P.; y al Popocatepetl, cuyas cenizas y pómez son las más recientes de la zona y cubren, según Kneib et al (1977, fig. 1 y 4), toda la Sierra Nevada, la Sierra de Río Frío y al menos la parte alta de sus piedemontes. Cabe agregar que sobre una morrena ubicada en el suroeste de la zona se encontró la secuencia ceniza-lapilli-ceniza cuyas dos capas superiores White

(1962, pp. 19-20) atribuye a erupciones del Popocatépetl, la última de ellas (ceniza) histórica.

Según los perfiles elaborados por Heine (1973, fig. 2), en la zona de estudio se encuentran materiales de los tres principales centros de emisión de piroclastos que dicho autor distingue en la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Son: (1) Tobas andesíticas ricas en anfíbolita de La Malinche; (2) Tobas dacíticas-riolíticas de la región Tláloc-Telapón; y (3) Tobas andesíticas ricas en hipersteno y augita del Popocatépetl e Iztaccíhuatl (idem, p. 7).

Así pues, si se considera que desde el Terciario y, sobre todo, a lo largo del Cuaternario han ocurrido emisiones de piroclastos, no sólo de los 40 volcanes identificados en la zona de estudio, sino también de grandes conos compuestos ubicados fuera de ella como son La Malinche, el Iztaccíhuatl (incluyendo el Téyotl) y el Popocatépetl -cada uno con sus conos adventicios-, y de conos menores situados en el Bloque Tlaxcala, la planicie de Puebla y la planicie de Apan-Atocha, se explica perfectamente la amplia distribución de estos productos y el gran espesor que alcanzan en algunos puntos. Cabe mencionar que la cifra de 40 volcanes puede ser una subestimación, ya que sólo incluye los edificios identificados, pero pueden existir otros que no hayan sido detectados debido a una intensa erosión o bien a que se encuentran sepultados bajo potentes capas piroclásticas. Este último caso puede presentarse especialmente en el Bloque Tlaxcala, donde algunas lomas suaves podrían ser volcanes sepultados.

De los 40 volcanes, 38 son exclusivamente cuaternarios, de pequeñas dimensiones, probablemente monogénicos en su mayoría, y los restantes 2 (Telapón y Tláloc) comenzaron a formarse en el Terciario pero tienen importante actividad en el Cuaternario (lava L-IV de la fig. 2), incluso

sub-reciente como se anotó anteriormente.

Como ya se ha mencionado, Mooser (1974) distingue la "Serie Táyotl" -fase final de las "andesitas y dacitas del Iztaccíhuatl"- del Grupo Chichinautzin, distinción que se ha conservado en el mapa compilado y que no obedece a un criterio temporal, sino volcanológico, ya que las lavas del Táyotl son de edad comparable incluso a la de las lavas más recientes del Grupo Chichinautzin. En efecto, White (1962, p. 16) ha demostrado que varios mantos de lava de dicho volcán se alternan con avances y retrocesos glaciales correspondientes a sub-etapas de la última glaciación (Wisconsin), lo que da a esas rocas una edad bien adentro del Pleistoceno tardío. Según el mismo White (idem, p. 16), se trata de andesitas porfídicas de piroxeno y labradorita que descendieron hacia el nor-noreste. En la zona de estudio cubrieron parte del piedemonte piroclástico (fig. 2, Q1).

Las lavas más recientes de toda el área estudiada son las del volcán Papayo en la zona de Río Frio y forman parte del Grupo Chichinautzin (fig. 2, es una de las unidades Q12). Según Demant (p. 175-176), son andesitas con más de 60 % de sílice y su mineralogía (plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno), distinta a la de las lavas de la Sierra Nevada, muestra que se trata de la terminación oriental de la Sierra Chichinautzin. Corresponden sin duda al Cuaternario tardío.

Inmediatamente al sur de Río Frio y al pie de las coladas del Papayo, aflora una colada de pomez y cenizas de composición riolítica que subyace a las lavas del Papayo y que, por su composición mineralógica, parece provenir del Táyotl (Demant, 1981, p. 176). Para Weyl (1974, tabla 1) se trata de un depósito de nube ardiente de composición alcaliriolítica (75.6 % de  $\text{SiO}_2$ ). En el próximo capítulo se expondrán algunas ideas sobre la edad y procedencia de este material. (No se cartografía en el mapa, fig.

2).

Las morrenas (Qm en el mapa geológico, fig. 2) que Erffa y Hilger (1975) indican en el suroeste de la zona de tesis datan del Pleistoceno tardío. En el próximo capítulo se hablará de ellas detalladamente. Asimismo, se precisará el origen de los diversos depósitos que aquí se engloban bajo el nombre de "depósitos aluviales" (Qal) y cuyo estudio pertenece más bien al campo de la geomorfología. Son en todos los casos materiales detríticos de edad Pleistoceno tardío y, sobre todo, Holoceno.

### C. COMPILACION DEL MAPA GEOLOGICO

Particularmente importante para la elaboración del mapa geomorfológico fue el trabajo previo de compilación del mapa geológico (fig. 2), que de paso permitió observar las relaciones entre geología y relieve.

A falta de una carta geológica de la zona a escala 1:50 000 publicada por INEGI\*, se recurrió a mapas a otras escalas cuya información fue vaciada sobre la base topográfica 1:50 000. Se trata del "Mapa geológico de la Región Puebla-Tlaxcala" a escala 1:200 000, elaborado por Erffa y Hilger (1975) y que cubre toda el área correspondiente a la hoja "Mariano Arista"; y del "Mapa geológico de la Cuenca de México y zonas colindantes" a escala aproximada 1:220 000, de Mooser (1974), que abarca el sector de la zona de estudio ubicado en la hoja "Chalco", así como las porciones de la hoja "Mariano Arista" situadas al W del meridiano 98° 37' W y al N. del paralelo 19° 24' N\*\*.

\* La carta geológica 1:50 000 no se encontró a la venta aunque aparentemente ya está editada.

\*\* Tampoco fue posible conseguir la carta geológica del área entre la Sierra Nevada y La Malinche a escala 1:100 000, elaborada por Mooser, inédita, y que es citada por Erffa et al (1976, p. 100).

Existen pues, zonas que sólo son cubiertas por uno de los mapas y otras en las cuales ambos se traslapan, lo que hizo necesario una compilación para obtener uno definitivo. En primer lugar, se vació por separado la información de cada mapa sobre una base 1:50 000, utilizando como referencias la red de drenaje, los contornos topográficos y, en los casos de duda, la fotointerpretación. Se consideran satisfactorios los resultados de este procedimiento. En la mayoría de los casos los límites se identifican con irregularidades topográficas, por lo que sólo cuando éstas faltan existen dudas sobre el trazo correcto, aunque se ha marcado uno lo más aproximado posible. En el mapa de Erffa y Hilger los trazos dudosos se limitan fundamentalmente a los "depósitos de nubes ardientes" cuaternarios, mientras que en el de Mooser son más frecuentes dada la mayor precisión cronológica que utiliza este autor, sobre todo para las lavas de la Sierra Nevada y de la Sierra de Río Frío. Ahí los límites entre unidades en ocasiones no coinciden con irregularidades topográficas y a veces incluso las atraviesan.

Después, los dos mapas 1:50 000 se sobrepusieron para efectuar comparaciones en las áreas de traslape y de contacto; se notaron coincidencias y diferencias, en algunos casos muy marcadas estas últimas. En general se optó por la delimitación de Mooser cuando existían diferencias, ya que su cronología es más precisa que la de Erffa y Hilger. En otros casos simplemente se sumó la información, siempre y cuando no se presentaran contradicciones, siguiendo el criterio de incluir la mayor cantidad posible de datos en el mapa definitivo (fig. 2).

Cabe mencionar que en la leyenda se especifica por medio de un símbolo y con la mayor precisión posible, la procedencia de la información sobre los límites y cronología de las unidades geológicas. A continuación se exponen algunas particularidades del mapa y la leyenda.

- Las "rocas volcánicas del terciario medio, no diferenciadas" de Erffa y Hilger, localizadas en las laderas del Telapón y Tláloc, corresponden a las "andesitas porfiríticas del Tláloc" (fig. 2, Tmt) del Mioceno; a las "lavas (andesitas dacitas) porfiríticas I" (L-I) del Plioceno y a parte de las "lavas (andesitas y dacitas) porfiríticas II" (L-II) del Plioceno, las tres incluidas en el mapa compilado y tomadas del de Mooser.
  
- Lo que para Erffa y Hilger son "derrames de lava" del Grupo Chichinautzin, Cuaternario, de la ladera oriental del Tláloc, para Mooser son "lavas (andesitas y dacitas) porfiríticas II" (fig. 2, L-II) del Plioceno. Esta discrepancia es bastante notable ya que puede representar varios millones de años y, por ende, diferencias morfológicas significativas en las lavas.
  
- Mooser mapea el Bloque Tlaxcala como Formación Tarango, del Plioceno, haciendo abstracción, al parecer, de las potentes acumulaciones de piroclastos del Cuaternario que Erffa y Hilger sí consideran y a las que incluyen en el Grupo Chichinautzin como "tobas y cenizas volcánicas". Las "ignimbritas"\* pliocénicas de estos autores pueden corresponder a parte de la Formación Tarango de Mooser; no así los "sedimentos lacustres de Tlaxcala", también pliocénicos, ya que en su descrip-

\* Cabe mencionar que se visitó una localidad donde, según el mapa de Erffa y Hilger, afloran las "ignimbritas", inmediatamente al este de San Miguel Pipillola (centro-este de la zona de estudio), y la roca observada más bien tenía el aspecto de una lava de composición intermedia. No obstante, se mantiene dicha denominación en el mapa definitivo por no haberse efectuado un análisis serio de la muestra.

ción de dicha formación Mooser no menciona capas lacustres.

En este caso se optó por el mapeo de Erffa y Hilger, ya que las observaciones de campo mostraron que los sedimentos lacustres pliocénicos sólo afloran en las laderas inferiores de las barrancas profundas y permanecen cubiertos por los piroclastos cuaternarios en el resto del Bloque Tlaxcala, con espesores observados hasta de varias decenas de metros.

Sin embargo, en la leyenda se alude a la posible equivalencia de las capas lacustres (Tpl) y las ignimbritas (Tpi) con la Formación Tarango de Mooser.

- El "Grupo Chichinautzin" de Erffa y Hilger corresponde en gran medida al de Mooser, quien lo subdivide por antigüedad en materiales con edad mayor de 700 000 años (Qp, Qpc) y menor de 700 000 años (Qcb, Qcbc, Qcd), distinción que se mantiene, aunque con distinta simbología, en el mapa definitivo para las áreas mapeadas por dicho autor. Las unidades del Grupo Chichinautzin localizadas en el área que sólo fue mapeada por Erffa y Hilger, no contienen esta distinción cronológica, pero un análisis de la morfología de los conos volcánicos y de las coladas de lava muestra que son, en su mayoría, similares a los que Mooser data en más de 700 000 años.
- Las lavas de las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl son incluidas por Erffa y Hilger en el Grupo Chichinautzin sin distinción alguna de las del Téyotl o del Papayo. Mooser, en cambio, distingue claramente entre las tres: las primeras son "lavas del Iztaccíhuatl antiguo" (fig. 2, Qp1) de edad plio-

cuaternaria; las del Táyotl (fig. 2, Q1) son la continuación de las anteriores en el Cuaternario tardío; y las terceras, del área del Papayo (fig. 2, Q12), son las únicas que se integran dentro del Grupo Chichinautzin y tienen menos de 700 000 años. Aunque basado exclusivamente en la morfología, el autor coincide con Mooser en establecer tales distinciones, sobre todo entre las lavas antiguas del Iztaccíhuatl -profundamente disecadas- y las del Papayo -prácticamente sin rasgos erosivos-, cuya diferencia de edad es notable.

- En el caso concreto de las lavas del Papayo, se ha logrado precisar y en algunos casos corregir los límites de coladas del mapa de Erffa y Hilger, extendiéndolos a la zona no levantada por dichos autores. Los límites principales se muestran en el mapa geológico y se detallan en el geomorfológico.
  
- Las "tobas y cenizas volcánicas" (fig. 2, Qtc) del Grupo Chichinautzin no sólo se extienden sobre las áreas señaladas en el mapa, sino también, con espesores menores, cubren a la mayoría de las demás unidades. Exceptuando a unos cuantos volcanes y a las rocas que afloran por efecto de la incisión fluvial (sedimentos lacustres de Tlaxcala, ignimbritas, depósitos de nubes ardientes), toda el área de estudio está recubierta en mayor o menor grado por capas de toba y ceniza, tal como indica el mapa de Erffa y Hilger. Con el fin de no complicar la representación cartográfica, en el mapa compilado se hace abstracción de esta capa piroclástica superficial.

#### D. TECTONICA

En una zona tan intensamente marcada por la actividad volcánica como el noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala, es muy importante tener en cuenta el factor tectónico. En efecto, como reconoce Verstappen (1972, p. 206), las fallas y fracturas influyen determinadamente en el desarrollo de las áreas volcánicas y muchas veces tectónica y vulcanismo se encuentran tan entrelazados que resulta difícil saber cuál causó a cuál. Sin embargo, lo más común es que la actividad volcánica sea consecuencia de la tectónica, y en particular de la tectónica disyuntiva.

A nivel subcontinental se han elaborado distintos modelos para explicar la existencia del Sistema Neovolcánico Transversal. Para el objeto de la presente investigación no viene al caso exponerlos. Baste decir que los más recientes (por ejemplo, Demant, 1978) se apoyan en la teoría de la tectónica de placas y en particular hacen intervenir la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana a través de la Fosa Mesoamericana.

A nivel de todo el Sistema Neovolcánico Transversal, Demant (1978, p. 177) sostiene que los grandes volcanes (estrato-volcanes) por lo general se orientan siguiendo direcciones más o menos N-S, mientras que los volcanes pequeños se alinean según direcciones NE-SW. Esta apreciación general tiene plena validez en la zona estudiada, donde por un lado está la Sierra Nevada-Sierra de Río Frío, con orientación NNW-SSE, y por el otro los pequeños volcanes del centro-norte orientados ENE-WSW (se recomienda consultar el mapa de lineamientos tectónicos a lo largo de la siguiente exposición). Esta idea coincide en términos generales con las observaciones de Erffa et al (1976, p. 104 y fig. 5), quienes encuentran que las orientaciones estructurales predominantes en la región Puebla-Tlaxcala son la W-E,

la N-S, y, en menor grado, la NE-SW.

Según Hilger (1972, p. 118), en la región Puebla-Tlaxcala no se observan "directamente" fallas N-S, aunque el alineamiento Popo-Izta indica una gran falla. Pero señala que dicha región parece ser un horst en relación a la Cuenca de México, ya que mientras al pie del Popocatepetl hay calizas cretácicas a 2 200 m.s.n.m. en el lado de Puebla, en el de México estas rocas sólo aparecieron en el pozo Texcoco a 2 000-2 060 m de profundidad.

El mismo autor (*idem*, p. 116) señala que la región central entre la Sierra Nevada y La Malinche está limitada al norte y al sur por fracturas escalonadas de dirección E-W que se pierden bajo ambas masas montañosas (hecho en el que coinciden Seele y Mooser, 1972). Estas fallas definen una fosa de dirección W-E dividida por La Malinche en un sector occidental y otro oriental. El horst que delimita por el norte a este graben es el llamado Bloque de Tlaxcala, alargado de W a E y que también se interrumpe al norte de La Malinche, en el área de Apizaco, para continuar hacia el E.

Según Mooser (1975, p. 30), los afallamientos W-E datan del Plioceno superior y están relacionados con el volcanismo que originó los grandes volcanes, tanto en la cuenca de México como en la de Puebla-Tlaxcala. En esta última, señala, los afallamientos produjeron desplazamientos verticales de 100 a 300 metros y determinaron una zona de bloques escalonados.

En el área de estudio el rasgo tectónico más notable es precisamente el llamado Bloque Tlaxcala, cuyo contacto abrupto con la planicie al sur señala la presencia de una falla (falla "Tlaxcala", ver fig. 3), sobre la cual se alinean además el volcán Totolqueme, ubicado inmediatamente

al norte de Texmelucan, y un pequeño volcán al este. El Bloque se encuentra escalonado hacia el sur siguiendo fallas de dirección W-E, lo que se observa claramente al noreste de Texmelucan (fig. 3). Algunas fallas parecen arqueadas pero de cualquier manera presentan una orientación similar.

Las lomas del extremo sureste de la zona de estudio son parte de un escalón casi totalmente sepultado por sedimentos lacustre-aluviales y materiales piroclásticos. El área entre estas lomas y la falla Tlaxcala posiblemente corresponde a una fosa, que aquí ha sido designada como "fosa de Texmelucan" (fig. 3).

La edad asignada por Mooser al afallamiento (Plioceno superior) no contradice a la que Erffa y Hilger (1975) dieron a los "sedimentos lacustres de Tlaxcala" y a las "ignimbritas" (Plioceno), que fueron los materiales afectados por el movimiento tectónico. Lo anterior concuerda con la idea de Demant (1981, p. 2) según la cual las manifestaciones eruptivas finiterciarias generalmente están cortadas por fallas distensivas plio-cuaternarias. Cabe mencionar que estos importantes ajustes tectónicos ocurridos a principios del Cuaternario son para el mismo Demant (idem, p. 2) justificación suficiente para distinguir entre el vulcanismo anterior y el posterior a dichos movimientos, y propone aplicar la denominación de "Eje Neovolcánico Transmexicano" exclusivamente al vulcanismo cuaternario.

Por otra parte, en base a mediciones del rumbo de fallas y di clases en el campo, sobre ignimbritas terciarias y tobas cuaternarias, Hilger (1972, pp. 117-118) encuentra que a las orientaciones W-E y WNW-ESE, coincidentes con las de la fosa de Puebla-Tlaxcala, se les superponen otras más recientes: NNE-SSW y NE-SW, "sumamente jóvenes, probablemente activas hoy". Además observa que el Bloque Tlaxcala es atravesado por una fractura escalonada con rumbo NW-SE, que pasa cerca del poblado de Hueyotlipan

(noreste de la zona de estudio, fig. 3 ), y continúa hasta desaparecer bajo La Malinche (idem, p. 118). Dice haber observado esa misma orientación de falla al noroeste de Texmelucan y seguramente se refiere a dos valles paralelos de trazado recto que han sido modelados sobre la lava L-I de la Sierra de Río Frío (ver mapa geológico, fig. 2, y mapa tectónico fig. 3), es decir, en el noroeste de la zona estudiada; considera posible que estos lineamientos se prolonguen hacia el SE por la fosa sepultada bajo depósitos aluviales (idem, p. 118).

Cabe mencionar que el escalonamiento del Bloque Tlaxcala hacia el norte, es decir hacia las cuencas de Apan y Atochac, no es tan evidente como en su límite sur (falla Tlaxcala). Aunque sí se observa un descenso altitudinal en dirección norte, es menos pronunciado y de menor cuantía que hacia el sur. Por el oeste el límite del Bloque Tlaxcala no es preciso, ya que está recubierto por las lavas y el piedemonte de la Sierra de Río Frío, así como por las lavas de algunos volcanes menores, y no existe un lineamiento que lo defina con claridad. Por otro lado, es importante señalar que la relativa frecuencia de los volcanes dentro del Bloque debe guardar una relación estrecha con la tectónica de distensión que lo caracteriza.

Según Erffa et al (1976, p. 104), el área de Río Frío, cubierta por lavas del Papayo, corresponde a un graben limitado al sur por el horst de la Sierra Nevada y al norte por el horst de la Sierra de Río Frío. Las observaciones personales realizadas permiten coincidir con Demant (1981, p. 175) en el sentido de que no existen en esa área ningunas fallas que delimiten claramente una fosa tectónica. Sin embargo, hacia el este y sobre el piedemonte piroclástico se detectaron dos pequeñas fallas de orientación W-E que definen una fosa (en el mapa tectónico, fig. 3, se le denomina "fosa de Tlalancaleca" por estar en las inmediaciones del poblado del mismo

nombre).

Según Mooser (1975, fig. 23 de la p. 28, y p. 37), existe una falla profunda (a la que denomina "falla profunda Tláloc-Apan") de dirección NE-SW, que ha estado activa desde el Mioceno. Pasa aproximadamente un kilómetro al NW de la cima del Tláloc y continúa hasta la Sierra de Apan (se indica con trazo grueso y discontinuo en la fig. 3). Su actividad desde el Mioceno explica la antigüedad de las lavas del Tlaloc lo mismo que el vulcanismo cuaternario. Actualmente tiene una expresión topográfica muy clara que permite considerarla sin duda alguna como un rasgo neotectónico: su edad es inferior a la de los derrames cuaternarios de la cima del Tlaloc, ya que los corta, y dichos derrames parecen también muy recientes por el grado de conservación que muestran.

Considerando que la actividad tectónica ha sido sumamente intensa durante el Cuaternario y suponiendo que permitiría explicar no sólo la distribución de los volcanes sino también otro tipo de rasgos geomórficos (rupturas de pendiente, escarpes, trazado de la red fluvial), se juzgó conveniente realizar un mapa donde se mostraran los principales lineamientos tectónicos (fig. 3). Este mapa es resultado sobre todo de interpretaciones personales de la carta topográfica 1:50 000 y de fotografías aéreas a la misma escala, aunque se tomaron como base los mapas tectónicos de la región Puebla-Tlaxcala de Hilger (1972, ilustración 1), a escala aproximada 1:570 000, y de Erffa et al (1976, fig. 5) a escala aproximada 1:645 000; así como el mapa tectónico de la Sierra Nevada-Sierra de Río Frio de Erffa et al (*idem*, fig. 6) a escala aproximada 1:555 000. Se consideraron algunos lineamientos de estos mapas, pero se observó que en ciertos casos presentaban errores y en otros omisiones considerables; algunos simplemente no pudieron ser localizados en el mapa ni en las fotografías aéreas 1:50 000.

El mapa elaborado resultó, pues, más completo que los existentes. Además, distingue diversos tipos de lineamientos y precisa su expresión actual en el relieve, por lo cual aporta información valiosa a la interpretación geomorfológica y no sólo a la tectónica, que en este trabajo es un medio y no una finalidad. Sintetiza gráficamente las ideas expresadas sobre la tectónica del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala y permite identificar áreas de mayor y menor actividad y su relación con el vulcanismo.

Destacan por su alta concentración de lineamientos la zona del Tláloc con predominio de orientaciones NE-SW, y prácticamente todo el Bloque Tlaxcala, donde los lineamientos con orientación entre NE-SW y W-E controlan tanto el vulcanismo como el escalonamiento de bloques hacia el sur y hacia el norte (aunque en esta última dirección el escalonamiento es menos importante que hacia el sur). Los escalones quedan definidos topográficamente como rupturas de pendientes cóncavas sobre los interfluvios en la mayoría de los casos, y como escarpes en unos pocos. Donde no es muy clara su expresión, se indican con línea punteada como "probables".

Por otro lado, las fracturas de orientación entre N-S y NW-SE que afectan al Bloque son de gran importancia morfológica, ya que han condicionado fuertemente el trazado de la red fluvial. Asimismo, en algunos casos parecen determinar la distribución de los volcanes.

Como sectores de poca concentración de lineamientos destacan las laderas medias de las vertientes septentrional y oriental de la Sierra de Río Frío, compuestas de lavas de edades diversas; las superficies cubiertas por coladas de lava del Pleistoceno superior del Papayo, Hielotzochio y Táyotl; la porción meridional del piedemonte piroclástico y la planicie lacustre-aluvial de San Martín Texmelucan.

## E. CONCLUSIONES

La historia geológica del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala se caracteriza, en síntesis, por una intensa actividad volcano-tectónica al menos desde el Mioceno y en particular desde fines del Plioceno hasta la actualidad. La mayor parte del área está cubierta por lavas y piroclastos emitidos durante el Pleistoceno. El vulcanismo ha originado estructuras de dos tipos: (1) grandes volcanes compuestos (de más de 4 000 m de altitud) que siguen aproximadamente una orientación meridiana, ubicados en el occidente de la zona (Iztaccíhuatl, Telapón, Tláloc); y (2) volcanes pequeños, posiblemente monogenéticos casi todos, que se disponen en la mayoría de los casos con orientaciones entre NE-SW y W-E.

La actividad volcánica de la zona se relaciona estrechamente con la tectónica de distensión manifiesta desde fines del Plioceno. Esta ha dado lugar a afallamientos de dirección W-E principalmente y ENE-WSW secundariamente, que han provocado el hundimiento de bloques. De esta manera se han formado un horst (Bloque Tlaxcala), alargado de W a E y escalonado hacia el sur (en menor grado hacia el norte), y una fosa o graben ubicada al sur de la "falla Tlaxcala". Probablemente también un pequeño horst en el sector meridional extremo de la zona. A lo largo de las fallas y fracturas que afectaron a las ignimbritas y a los piroclastos lacustres del plioceno rompiéndolos en bloques, se produjeron las emisiones volcánicas del Cuaternario (en su mayoría antiguas). El vulcanismo de las Sierras parece, en cambio, relacionado con debilidades estructurales orientadas de NE a SW; si bien la disposición de las Sierras es meridiana, son raros los lineamientos identificados de este tipo.

Las erupciones explosivas de los volcanes de la zona estudiada y de otros ubicados en sus cercanías (sobre todo el Iztaccíhuatl, la Ma-

linche y el Popocatepetl), han cubierto una y otra vez de materiales piroclásticos a las rocas previamente emplazadas, a la vez que han originado extensos y potentes depósitos de piedemonte en la base de las sierras.

No obstante, en comparación a otras regiones del Sistema Neovolcánico Transversal, el vulcanismo es poco intenso si se hace una evaluación basada en el número de aparatos volcánicos por área. En la zona estudiada hay 40 volcanes en 1 150 km<sup>2</sup>, es decir, aproximadamente 3.5 volcanes/100 km<sup>2</sup>, resultado que concuerda en términos generales con el obtenido por Lugo Hubp et al (1985, p. 86) y que estos autores consideran como "bajo" dentro del sector Michoacán-Tlaxcala. Sin embargo, aclaran que en las zonas con grandes estratovolcanes hay fuerte actividad volcánica a pesar de la relativa escasez de conos menores (*idem*, p. 87), y ese parece ser el caso del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. En efecto, Demant et al (1976, p. 12) definen a los "valles de México, Toluca y Puebla" como una de las cinco porciones del Sistema Neovolcánico, en base al criterio de que el vulcanismo se presenta ahí principalmente en forma de grandes estratovolcanes que se levantan en medio de extensas planicies lacustres.

Con respecto a las ideas de Demant (1982) sobre la edad del Sistema Neovolcánico Transversal, el autor considera un tanto extrema la propuesta de limitarlo al vulcanismo cuaternario, por lo menos mientras no se hayan obtenido suficientes dataciones que lo comprueben. El hecho de que un par de estratovolcanes (Iztaccíhuatl y Malinche) hasta hace poco considerados plio-cuaternarios, hayan sido datados recientemente en menos de 1 m. a., no es argumento suficiente para afirmar que todos los demás se encuentran en ese caso. El Tlapón y el Tlaloc (por ejemplo), hasta el momento son considerados plio-cuaternarios pero aún no hay dataciones de sus rocas; si resultaran en parte pliocénicos ¿se les excluiría del Sistema Neovolcánico?; ¿se incluirían en él sólo sus derrames cuaternarios?. Ambas

soluciones resultan poco convenientes. Por ello, al menos desde un punto de vista geomorfológico, la delimitación de Demant parece un tanto artificial.

Es importante hacer énfasis en las dificultades del estudio estratigráfico de las zonas volcánicas. El autor coincide con Ortega Guerrero (1984, p. 29), quien menciona las siguientes dificultades:

- (1) Las rocas volcánicas se han originado en diversas etapas de actividad, en distintos centros eruptivos, por lo que no se correlacionan aunque sean de la misma composición.
- (2) La disposición de las rocas de distintas erupciones es totalmente irregular en sentido horizontal y vertical.
- (3) Faltan dataciones absolutas.

A las anteriores puede añadirse otra dificultad, al menos para la zona estudiada: las potentes capas piroclásticas que sepultan a rocas anteriores e impiden identificarlas.

Así pues, la complejidad que se aprecia en el párrafo dedicado a la estratigrafía no es más que el reflejo de una historia geológica compleja que aún debe ser estudiada.

### III. GEOMORFOLOGIA

Como se vio en el capítulo precedente, el noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala ha estado sujeto desde fines del Terciario y durante todo el Cuaternario a intensos procesos endógenos. La intensidad, la extensión y lo reciente de esta actividad explican el predominio del relieve de origen volcánico (y en menor medida tectónico) en la zona. Incluso aquellos sectores carentes de aparatos volcánicos o coladas de lava han sido profundamente afectados por el volcanismo a través de las acumulaciones piroclásticas. El análisis del mapa geológico proporciona ya una idea general de lo anterior. El estudio geomorfológico permitirá establecer con precisión las influencias geológicas en el relieve actual y la forma como los procesos exógenos han actuado sobre los volúmenes rocosos producto de la actividad volcánica y tectónica. El propósito de este capítulo -parte central del trabajo- será, pues, explicar el origen y evolución del relieve del noroeste de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, en base a un levantamiento geomorfológico general. El resultado del levantamiento fue, en una etapa inicial, de aproximación, la elaboración de un mapa de zonalidad geomorfológica; a partir de éste se trabajó con mayor precisión para llegar a un mapa geomorfológico de tipo morfo-genético que, complementado por un texto explicativo, cumple con el propósito antes mencionado.

Es conveniente señalar que el relieve volcánico presenta ciertas particularidades que lo distinguen muy claramente de los demás tipos de relieve, de manera que se puede hablar de una geomorfología volcánica. Por lo mismo, la cartografía geomorfológica de áreas volcánicas plantea problemas de concepción y realización muy característicos y que hasta el momento han sido poco estudiados. En efecto, los sistemas de mapeo geomorfológico

han sido desarrollados principalmente en países europeos, donde el relieve volcánico es por lo general escaso y antiguo, cuando existe\*. Esto explica las insuficiencias de dichos sistemas (en particular de las leyendas) cuando se intenta aplicarlos a zonas como la aquí estudiada, es decir, donde domina la morfología volcánica cuaternaria, y a la vez muestra la necesidad de generar un sistema propio que incorpore lo que resulta útil de los ya existentes. En el Instituto de Geografía de la UNAM ya se ha avanzado en este sentido desde hace varios años; los trabajos de Lugo Hubp (diversas publicaciones), Palacio Prieto (1982; 1985), y Moya y Zamorano (1983), entre otros, constituyen la base metodológica de la presente investigación.

A continuación se exponen brevemente algunas ideas generales sobre el relieve volcánico que, a juicio del autor, merecen ser presentadas como marco de referencia para comprender la geomorfología del área estudiada.

\* Además de constituir formas originales, los volcanes se carecterizan desde el punto de vista geomorfológico por su rápida formación, casi instantánea a escala de tiempo geomorfológico.

Esto, sin embargo, no significa que el relieve volcánico sea simple. Por el contrario, muy a menudo es complejo: algunos volcanes tardan mucho en edificarse y entre sus erupciones hay periodos de erosión; las formas de construcción muchas veces se amoldan a las superficies erosivas así como a las formas de destrucción generadas por el propio volcanismo.

\* Fueron consultados los trabajos de Demek (1972), Verstappen y Zuidam (1975) y C. N. R. S. (1970), que exponen respectivamente las leyendas de la U. G. I., del I. T. C. (Holanda) y de Francia. Además se consultó un trabajo de Salomé, Dorsser y Rieff (1982) donde se comparan las leyendas de Bélgica, Holanda, Francia, Suiza y Polonia.

El grado de interferencia entre éste y la exogénesis depende, pues, del ritmo de las manifestaciones volcánicas.

Otra característica fundamental de los volcanes es que originan influencias litológicas muy marcadas. Las vulcanitas presentan fuertes diferencias no sólo en cuanto a composición mineralógica, sino también —y mucho más significativo para el geomorfólogo— en lo referente a su estado físico, lo que hace que manifiesten toda la gama de comportamientos ante la morfogénesis: desde coladas, muy resistentes, hasta acumulaciones piroclásticas altamente deleznales. Además, se intercalan con otros materiales y fosilizan superficies. Por ello, cuando comienzan a actuar los procesos exógenos, el factor litológico es esencial para explicar los relieves de origen volcánico (Tricart, 1968, pp. 261-262).

Lo anterior tiene plena validez en la zona investigada, como se mostrará a lo largo de este capítulo. En primer lugar se expondrán las características del mapa de zonalidad geomorfológica y enseguida las del geomorfológico-morfo-genético. Después se tratará la historia y características geomorfológicas de la zona estudiada en base a la subdivisión establecida en el primero de estos mapas, confrontando la información obtenida por el autor con la ya existente.

#### A. EL MAPA DE ZONALIDAD GEOMORFOLOGICA: UNA PRIMERA APROXIMACION.

El mapa de zonalidad geomorfológica (fig. 4), muestra las grandes unidades de relieve de la zona estudiada y es el resultado de una primera subdivisión que en las etapas sucesivas del trabajo es afinada. La secuencia metodológica aquí seguida difiere, pues, de la de Palacio Prieto (1982, p. 84), para quien este tipo de mapa constituye un resultado de diversos mapas geomorfológicos de carácter analítico.

La subdivisión del relieve en grandes unidades se realizó fundamentalmente en base al mapa topográfico (que aparece como fondo en el de zonalidad geomorfológica) y al mapa geológico, ambos a escala 1:50 000; y se recurrió a la fotointerpretación para trazar algunos límites. No fue necesario trabajo de campo sino que, por el contrario, proporcionó un marco general adecuado para planear los recorridos de campo y elegir los sitios de verificación. Por consiguiente, dentro de la secuencia metodológica este mapa puede ser ubicado en la misma etapa que la fotointerpretación preliminar.

Se han podido distinguir cinco grandes unidades de relieve y otra más que engloba varias áreas pequeñas. Las unidades no son necesariamente continuas en el espacio y una de ellas ha sido subdividida. Su definición se basó en un criterio genético y morfológico, es decir, cada unidad se diferencia por tener un origen y morfología característicos. En el caso de las lavas, la distinción morfológica refleja al mismo tiempo una distinción cronológica. La caracterización de cada unidad se hará más adelante, pues se consideró que la subdivisión establecida en el mapa de zonalidad geomorfológica era adecuada para organizar la exposición final sobre la evolución del relieve del área estudiada.

El mapa originalmente fue trazado a escala 1:50 000, pero aquí se presenta reducido a 1:100 000. Por su extensión, las unidades definidas podrían ser cartografiadas sin problema a escala 1:250 000. De hecho son equivalente a las que Palacio Prieto (1985, fig. 6) representa en un mapa geomorfológico a esa escala. Al respecto, es interesante notar que las grandes unidades genéticas de relieve como las que se definen en el mapa de zonalidad geomorfológica, tienden a coincidir con las obtenidas en los levantamientos sintéticos del tipo del "land system mapping" del C.S.I.A.O., en Australia, con lo cual pueden considerarse un puente entre el mapeo ana-

lítico y el sintético, siendo ambos sistemas complementarios (Verstappen, 1983, p. 269).

#### B. EL MAPA GEOMORFOLÓGICO: CONCEPCIÓN Y CONTENIDO

Un mapa geomorfológico ofrece una descripción explicativa de los aspectos geomorfológicos del terreno y los sitúa en un contexto genético que permite entenderlos. Contiene información de cuatro tipos (Tricart, 1965, pp. 187-189):

1. Morfográfica.
2. Morfogenética.
3. Morfométrica.
4. Morfacronológica.

Debe mostrar las relaciones en el espacio y en el tiempo de las unidades que representa, de manera que resalta las relaciones genéticas entre formas vecinas; pone en evidencia las distintas generaciones de formas que se han sucedido en una región y que han dejado, cada una de ellas, huellas más o menos evidentes; distingue entre formas vivas y formas heredadas, estabilizadas o sometidas a un proceso de degradación; y establece una cronología de eventos morfogenéticos (idem, p. 187).

Dentro de esta definición general existen varios tipos de mapas que se distinguen principalmente en función del propósito con el que se realizan y de su escala. Como se menciona anteriormente, el propósito de esta investigación fue obtener un conocimiento general del relieve, por lo cual el mapa geomorfológico elaborado es de carácter general y enfocado fundamentalmente a los aspectos morfogenéticos.

Por otro lado, la escala a la que se trabajó (1:50 000) corresponde a la transición entre las grandes y las medias. Como se anotó en el capítulo anterior, en el mapeo geomorfológico una escala de este orden corresponde a la transición entre el predominio del factor morfodinámico influenciado por la litología (escalas grandes) y el predominio de los grandes grupos de formas de relieve y las morfoestructuras (escalas pequeñas). El mapa realizado (fig. 5) contiene, por consiguiente, elementos de los dos órdenes, aunque a juicio del autor prevalecen los del segundo.

De acuerdo a los criterios de Verstappen (1983, p. 266) dicho mapa es "detallado" considerando su escala 1:50 000. Pero es "semi-detallado" si se atiende al modo de realización; esto es, se verificó en campo en todas las áreas esenciales y en su compilación hubo cierta extrapolación (idem, p. 267).

De los cuatro tipos de información mencionados en un principio, en el mapa elaborado predomina ampliamente la morfográfica y la morfogenética; la morfométrica está totalmente ausente, mientras que la morfocronológica es muy general. Esta selección no ha sido arbitraria ni carente de fundamentos, ya que como afirma Verstappen (1983, pp. 257-258), la mayoría de los geomorfólogos reconocen hoy que la información morfográfica-morfogenética corresponde al más alto nivel jerárquico en los mapas, por ser el aspecto esencial de la geomorfología.

Un análisis de la leyenda utilizada muestra que la información sobre litología (tercera en importancia en la jerarquización de Verstappen\*) se halla combinada con la anterior, y a ambas se integran ciertas

\* La jerarquización que hace Verstappen (1983, p. 257) de la información de los mapas geomorfológicos es la siguiente, en orden decreciente de jerarquía:

referencias cronológicas. Este hecho es común a los diversos mapas hasta ahora elaborados en el Instituto de Geografía (por ejemplo: Palacio Prieto, 1982; Moya y Zamorano, 1983) y en opinión del autor refleja tanto las dificultades de edición de los mapas (limitados al blanco y negro), como los caracteres geomórficos de las zonas que han cubierto: relieves volcánicos (o muy relacionados con éstos) muy recientes, la mayoría de las veces del Cuaternario, que por lo tanto presentan una expresión morfológica muy directa. También refleja, aunque éste no sea el factor determinante, la escala de trabajo, 1:50 000 que, como se mencionó antes, da al aspecto litológico un peso importante.

La información cronológica es la que mayores dificultades ofrece, ya que es insuficientemente conocida en muchas áreas y no es fácil obtenerla. Para establecer una cronología geomorfológica fina se requieren, por un lado, estudios estratigráficos detallados apoyados en dataciones y, por otro lado, confrontaciones entre dichos estudios y las formas del relieve con objeto de deducir la edad de estas últimas. En comparación con la mayor parte del territorio nacional, puede afirmarse que en la Cuenca de Puebla-Tlaxcala las investigaciones sobre estratigrafía del Cuaternario tardío -las de mayor interés en geomorfología- se encuentran en un estado avanzado, sobre todo debido a los aportes de Heine (1971; 1973; 1974; además de numerosos artículos publicados en revistas alemanas que no ha sido posible consultar) y Heine y Heide-Weise (1972; 1973 a; 1973 b). Sin

- 1.- Morfográfica-morfofenética.
- 2.- Morfocronológica.
- 3.- Litología del lecho rocoso y de los materiales no consolidados.
- 4.- Datos morfoestructurales.
- 5.- Categorías de pendiente (inclinación, longitud).
- 6.- Otros datos morfométricos (amplitud de relieve, situación altimétrica).

embargo, falta hacer las confrontaciones antes mencionadas y durante el curso de esta investigación poco fue lo que se avanzó en este sentido. De ahí que la cronología de la carta geomorfológica sea más bien vaga. No obstante, en el texto se anotan algunas observaciones e ideas sobre cronología que pueden constituir un aporte. No se han incluido en el mapa por ser de carácter local, en algunos casos puntual, y porque son necesarios trabajos más detallados para hacerlas extensivas a áreas mayores.

Los datos morfoestructurales (que en la jerarquización de Verstappen antes citada aparecen en el cuarto lugar) son de gran importancia como elementos de explicación del relieve de la zona, máxime que la escala 1:50 000 favorece su representación. Sin embargo, si se excluye a los volcanes, han sido poco representados en el mapa geomorfológico. Esto se debe a que aparecen detalladamente en el mapa de lineamientos tectónicos (fig. 3) que se describió en el capítulo anterior. Dicho mapa no sólo muestra los lineamientos, sino que los distingue de acuerdo a su origen (fallas o fracturas) y su expresión actual en el relieve. Por ello resulta un complemento esencial del mapa geomorfológico y si no se ha incluido dentro de este último, ha sido solamente para no sobrecargarlo y volverlo de difícil lectura\*. Tan sólo aparecen los escarpes más notorios y mejor conservados, pero su trazado ha sido corregido en algunos casos para mostrar su posición actual, resultado de la acción erosiva sobre el rasgo tectónico original.

La metodología utilizada para realizar el mapa geomorfológico corresponde básicamente a la que se ha empleado con anterioridad en el Instituto de Geografía de la UNAM para el Sistema Neovolcánico Transversal

\* El uso de colores lo permitiría, pero como la versión definitiva del mapa geomorfológico es en blanco y negro, los límites de las unidades de relieve tenderían a confundirse con los trazos de los lineamientos.

(por ejemplo, Palacio Prieto, 1982; Moya Sánchez y Zamorano Orozco, 1983; Lugo Hubp, 1984). De gran utilidad fueron, además, las ideas de Tricart (1965, pp. 185-224) sobre las características y las fases de levantamiento de los mapas geomorfológicos, lo mismo que las de Verstappen (1983, pp. 257-267) sobre el contenido, la organización de la información y la influencia de las escalas en el mapa.

Aunque no fue posible llevar a la práctica todas las recomendaciones de estos dos autores, la revisión de la literatura existente sobre cartografía geomorfológica permitió situar a los trabajos hasta ahora hechos en México dentro de un contexto científico más amplio, así como comparar sus características con las de otros sistemas de mapeo. De esta manera fue posible evaluar en forma general los mapas (y en particular las leyendas) realizados en México, en función de sus alcances y limitaciones, ventajas y desventajas. Si bien semejante evaluación no es objeto de la presente tesis, puede anotarse una breve conclusión en el sentido de que la escala de trabajo 1:50 000 permitiría mayor detalle que el hasta ahora logrado en la representación de formas y procesos del relieve, siempre y cuando mejorasen las posibilidades de impresión de los mapas, es decir, si se contara con colores. Esto evitaría el uso generalizado de hachuras, que entonces podrían servir para fenómenos localizados a la vez que sería posible dar mayor detalle al mapa por medio de símbolos lineales y puntuales y de letras.

También se puede anotar que la clasificación del relieve volcánico en explosivo, efusivo y extrusivo corresponde aproximadamente a la que propone Verstappen (en Demek, 1972, pp. 203-207). Aunque todavía es posible precisar la leyenda para formas volcánicas, ésta puede considerarse de buen detalle, máxime que se ha introducido la categoría de relieve endógeno-modelado para englobar a las formas volcánicas fuertemente erosionadas.

La leyenda aplicable al relieve exógeno, en cambio, presenta aún poco detalle en relación a las diversas leyendas existentes. El autor considera que el mejoramiento de las posibilidades de impresión de los mapas contribuiría significativamente a ampliar y precisar la leyenda y, por consiguiente, a mejorar su contenido.

La cartografía geomorfológica es una herramienta científica que, como todas, tiene alcances y limitaciones. Proporciona una visión espacial y temporalmente ordenada del relieve y es un documento básico capaz de articular los conocimientos geomorfológicos sobre un área determinada. Por ello su función no es simplemente la de resumir gráficamente los resultados de una investigación, sino también la de guiar y dar un marco de referencia a investigaciones subsecuentes. Es, por ende, un documento perfectible. Sin embargo, no deben exagerarse sus alcances: gran parte de la información no es susceptible de cartografiarse, pero aún cuando lo sea no debe ser incluida indiscriminadamente porque el mapa se sobrecargaría de datos y se volvería incomprensible. Debe ser un documento selectivo y la información excesiva incluirse en el texto complementario de mapas anexos. Fue en base a las consideraciones anteriores como se elaboró el mapa geomorfológico y el texto explicativo.

Por otro lado, para ser entendible y útil, el mapa geomorfológico debe basarse en una leyenda clara y precisa. Por ello es conveniente exponer a continuación las definiciones de los distintos elementos contenidos en el mapa aquí realizado.

## C. EL MAPA GEOMORFOLOGICO: LEYENDA

Las formas de relieve de la zona quedan comprendidas en tres grandes grupos genéticos, cada uno de los cuales presenta subdivisiones. En las siguientes páginas se exponen las características de cada uno de los tipos de relieve mapeados. Antes de la explicación de la leyenda, se recomienda leer detenidamente la que aparece en el mapa geomorfológico (fig. 5) con objeto de tener una visión global de la misma. Igualmente se recomienda consultar dicho mapa a lo largo de la siguiente explicación.

1. Relieve endógeno: este grupo genético reúne a aquellas formas debidas al tectonismo o al vulcanismo y en las que los agentes exógenos de modelado no han borrado su expresión original.
  - 1.1 Relieve volcánico-acumulativo: formas de origen volcánico derivadas de la acumulación de lava y piroclastos. Dependiendo de las características de la emisión y de los materiales emitidos se subdivide en los siguientes tipos:
    - 1.1.1. Efusivo: formas debidas al flujo y acumulación de lava poco viscosa.
      - Conos de lava: formados por acumulación de lava en torno a un centro de erupción. No presentan cráter. Por sus dimensiones pequeñas y su morfología, parecen monogénicos en la mayoría de los casos. Cubiertos por capas de piroclastos que se adelgazan hacia la cima, donde incluso llegan a faltar. Edad cuaternaria.
      - Coladas de lava en bloques: flujos de lava que se mueven desde su centro de emisión (cono volcánico) por influencia de la gravedad y en parte empujados por nueva lava emitida. En general son consi-

derablemente más largas que anchas. Por las características de la lava, se desarrolla durante el movimiento una estructura en bloques. Por medio de una flecha se indica la dirección de flujo cuando ésta aún es reconocible. Las lavas están cubiertas por capas de piroclastos finos de espesor variable según su antigüedad (comúnmente menos de 5 m); mientras más antiguas son, mayor cantidad de piroclastos se ha depositado sobre ellas. Presentan huellas de modelado erosivo muy ligeras o nulas. En el sector occidental del mapa se distinguen las coladas del Hielot-zochio (más antiguo), Téyotl (intermedio; el punto de emisión queda al sur de la zona mapeada) y Papayo (el más reciente), volcanes del Pleistoceno tardío. La composición de las lavas es andesítica (fenobasalto).

- Depresiones cerradas dentro de y entre coladas de lava: son formas subordinadas a las coladas y de dimensiones pequeñas. Las depresiones dentro de una colada son resultado de colapsos sobre la superficie de la misma durante el flujo. Las depresiones entre coladas se forman cuando dos frentes o bordes de colada se encuentran, sin llegar a llenar todo el espacio que las separaba; dicho espacio constituye entonces una depresión cerrada. Ambos tipos presentan laderas escarpadas donde afloran bloques de lava, y un fondo plano producto de la acumulación deluvial de cenizas. Como son rasgos pequeños la morfogénesis los borra con rapidez, por lo cual sólo son observables en las coladas más recientes (Papayo).
  
- Escarpe mayor de colada de lava: como en el caso anterior se trata de una forma subordinada. Corresponde a los bordes de una colada reciente de gran espesor, no verticales pero sí muy pronunciados, de los cuales parten además coladas menores. En la zona sólo se

observa el caso en las lavas del Papayo.

- Laderas de lava con escaso modelado erosivo: son flujos de lava (no diferenciables) que constituyen las laderas de los grandes aparatos volcánicos. Aunque no es posible individualizar flujos, el bajo grado de disección de estas rocas es indicativo de una edad relativamente corta (Pleistoceno medio y superior), pero en general mayor que la de la unidad de las coladas. Posiblemente estas lavas no fluyeron en forma de coladas largas y estrechas, sino de amplios derrames emitidos en las cercanías de la cima del volcán y esparcidos sobre las laderas preexistentes, sepultando la topografía anterior.

Esto explicaría la regularidad de estas laderas, que además se encuentran cubiertas por capas de piroclastos finos de unos cuantos metros de espesor (desaparecen hacia la cima, se engrosan considerablemente hacia las partes bajas). Los valles erosivos son de unos cuantos metros de profundidad, no mayor de 20 m. Esta unidad se presenta en parte de los flancos de los volcanes Telapón y Tláloc, cuyas lavas son dacíticas.

1.1.2. Explosivo: formas originadas por la acumulación de material detrítico (piroclastos o tefra) resultante de erupciones explosivas.

- Conos piroclásticos: formados por fragmentos de lava producidos en forma explosiva y acumulados alrededor de un orificio volcánico. Fueron identificados en fotografías aéreas por la ausencia de roca lávica en sus laderas y cima, y en la carta topográfica por una forma aproximadamente circular con curvas de nivel concéntricas. Sin embargo, no se comprobó en el campo que se tratara de conos

cineríticos, por lo cual deben considerarse hipotéticos. En la zona son más bien escasos y de pequeñas dimensiones (1-2 km<sup>2</sup>, menos de 60 m de altura). No presentan cráter, aunque esto puede ser resultado de la acción erosiva o bien del sepultamiento por piroclastos de otros volcanes.

- Piedemonte de piroclastos: superficie de acumulación de piroclastos, tanto caídos directamente del aire como retrabajados, intercalados con mantos de depósitos fluviales. Esta unidad se incluye dentro del relieve volcánico-acumulativo porque, si bien presenta abarrancamientos, éstos son de poca profundidad (por lo común menor de 20 m) y, sobre todo, de poca amplitud (rara vez mayor de 50 m), de manera que la inmensa mayoría de la superficie permanece inafectada por la incisión fluvial. Y dentro del relieve volcánico-explosivo porque los piroclastos (predominantemente cenizas) que conforman el piedemonte son resultado de erupciones explosivas de los numerosos volcanes de la región. La edad de los depósitos es Pleistoceno tardío y Holoceno y su composición es andesítica. Su contacto con la planicie es transicional.

1.1.3. Extrusivo: formas originadas por la acumulación de lava viscosa alrededor del punto de emisión.

- Domos de lava: formas originadas por la extrusión de un magma muy viscoso que se extiende muy poco en torno al punto de emisión. Los que existen en la zona parecen ser del tipo "cumulo-domo" (Ollier 1972; p. 24), tienen menos de 1 km<sup>2</sup> de superficie y entre 60 y 200 m de altura. Son de edad cuaternaria. No presentan huellas de disección.

1.1.4. Efusivo-explosivo: formas originadas por la ocurrencia de ambos tipos de actividad volcánica en un mismo punto, ya sea en forma alternada o simultánea.

- Cima de grandes conos compuestos: con este símbolo se indica la cima de los grandes conos compuestos, cuyos productos son incluidos dentro de alguno de los tipos de relieve volcánico-acumulativo o volcánico-erosivo, según su grado de conservación. Se utiliza el término "cono compuesto" (Williams y Mc Birney, 1979, p. 179) para designar a los conos formados en parte por actividad efusiva y en parte por capas piroclásticas, y se evita el de "estratovolcán" ya que la estratificación de materiales es común a la mayoría de los volcanes compuestos o no- y entonces puede resultar confuso. En los dos volcanes de este tipo que hay en la zona (Telapón y Tláloc), predominan las lavas dacíticas sobre los piroclastos. Su formación es prolongada: comenzó en el Plioceno y continuó hasta el Pleistoceno superior.

1.1.5. No diferenciado.

- Conos no diferenciados: son aparatos volcánicos que no han podido ser incluidos en ninguno de los tipos anteriores debido a una modificación de la forma por la erosión, a un sepultamiento bajo materiales piroclásticos de caída, o bien a ambas cosas. En varios de ellos se reconocen huellas de actividad efusiva por la presencia de coladas, pero no han podido establecerse las características del cono (¿de lava, de piroclastos?). Aparentemente corresponden a lo que Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1983, mapa geomorfológico) denominan "volcanes cubiertos de piroclastos".

1.2. Relieve tectónico: formas resultantes de la acción de las fuerzas endógenas que deforman o fragmentan, levantan o hunden los volúmenes rocosos.

- Escarpe de falla original: rasgo neotectónico en el cual el desnivel topográfico abrupto corresponde al escarpe de una falla que aún ha sido poco atacado por los procesos denudatorios. En la zona se han interpretado como formas muy recientes (Pleistoceno superior) debido a que, a pesar de afectar sobre todo a materiales piroclásticos (poco coherentes), se encuentran bien conservados. Se distinguen de los escarpes tectónico-denudatorios en que no han sido afectados por incisión fluvial de importancia que los haya desmembrado.

2. Relieve endógeno-modelado: formas originadas por procesos endógenos-tectónicos y volcánicos- que no conservan su aspecto original por haber sido transformadas sustancialmente por la actividad exógena.

2.1. Tectónico-denudatorio\*: formas tectónicas fuertemente transformadas por los procesos exógenos.

- Escarpe tectónico-denudatorio: escarpe de falla modelado por los procesos denudatorios. Su pendiente ha disminuido y el escarpe ha retrocedido a la vez que ha sido cortado por la erosión remon- tante en forma de barrancos. Aunque la forma tectónica original

\* Dentro del relieve tectónico-denudatorio también podrían incluirse las "fallas detectadas a partir de rupturas de pendiente cóncavas en los interfluvios", del mapa de lineamientos tectónicos. Por otro lado, en el mapa geomorfológico sólo se han representado los escarpes más importantes con objeto de no sobrecargarlo.

ha sido alterada, aún se observa un desnivel pronunciado y de fuerte pendiente. Este tipo de fallas es más antiguo que el de 1.2, probablemente del Cuaternario temprano y medio.

2.2. Volcánico-denudatorio: formas resultantes del volcanismo cuyas características originales han sido borradas como resultado de la acción de los procesos exógenos.

- Volcanes con fuerte disección: aparatos volcánicos de cualquier tipo (efusivo, explosivo, extrusivo) cuya forma original ha sido alterada por la erosión fluvial. Las curvas de nivel tienen una configuración irregular que muestra la penetración de barrancos en la masa del volcán por efecto de la erosión remontante, y en algunos casos la formación de circos erosivos en las cabeceras. Los procesos denudatorios han barrido la cubierta piroclástica de las partes altas de varios volcanes, por lo cual en las fotografías aéreas se observa que la incisión fluvial afecta actualmente a las lavas. Estas presentan pendientes mayores que los flancos aún cubiertos por piroclastos; las cimas rocosas son relativamente más agudas que las de los volcanes no erosionados. La edad de estos aparatos volcánicos es Cuaternario temprano, como se puede observar en el mapa geológico compilado (fig. 2).

- Laderas de lava con fuerte modelado erosivo: lavas del Plioceno, Cuaternario inferior y Cuaternario medio que han sido profundamente entalladas por la acción fluvial, en algunos casos favorecida por fallas y fracturas. La configuración sinuosa de las curvas de nivel contrasta fuertemente con el trazo regular que presentan en el caso de lavas más recientes ("laderas de lava con escaso modelado erosivo"). Al igual que éstas, forman las laderas de

los grandes conos compuestos Telapón y Tláloc, además de las del Iztaccíhuatl. En las partes más altas se encuentran valles de hasta 200 m de profundidad y más de 0.5 km de amplitud y entre ellos los interfluvios son estrechos y alargados. En las partes bajas las profundidades disminuyen hasta 60 metros y menos. Esta unidad también presenta una cubierta de piroclastos, de espesor variable dada la irregularidad topográfica que la caracteriza.

- laderas de piroclastos (los piroclastos recubren un relieve de disección modelado en capas lacustres tabulares): cubierta de piroclastos (cenizas) con espesor desde unos pocos metros, hasta más de 40. Al parecer fue depositada directamente desde al aire y recubrió, sin llegar a sepultarlo, un relieve de disección modelado en sedimentos lacustres horizontales y subhorizontales (que conforman el llamado Bloque Tlaxcala). Por lo tanto las cenizas descansan en discordancia erosiva sobre las capas lacustres. Al menos parte de los piroclastos data del Pleistoceno medio, pero también se emplazaron durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Esta unidad se incluye dentro del relieve volcánico-erosivo porque tanto la cubierta piroclástica como los estratos lacustres subyacentes presentan un modelado erosivo muy marcado, con numerosos barrancos. A los amplios y antiguos barrancos excavados en las capas lacustres, se unen otros laterales cuyas ramificaciones se prolongan hasta la parte alta de los interfluvios. Estos últimos son de forma alargada, entre dos valles paralelos, y constan de lomas (o montañas bajas) de perfil convexo: cima suave, ligeramente convexa o plana, y laderas progresivamente más inclinadas hacia abajo. Además, presentan suaves escalonamientos debidos a fallas de desplazamiento vertical antiguas y, por

lo tanto, poco evidentes en la actualidad.

- Piedemonte de piroclastos con modelado erosivo: tiene el mismo origen que el "piedemonte de piroclastos", pero a diferencia de éste ha sido modelado fuertemente por la erosión fluvial. Por ello los interfluvios no se conservan planos (con pendiente en una sola dirección), sino que han sido afectados por la ampliación lateral de las laderas de los barrancos, adoptando entonces una forma ligeramente convexa en corte transversal. No obstante, las superficies interfluviales se mantienen con pendientes suaves, sobre todo en dirección de la planicie.
  
- 3. Relieve exógeno: formas derivadas de la acción de los procesos exógenos, tanto erosivos como acumulativos.
  - 3.1. Relieve denudatorio: formas resultantes de la acción de los agentes erosivos; se subdivide en función del agente de que se trate.
    - 3.1.1. Fluvio-denudatorio: el agente erosivo predominante es el agua, que se presenta como escorrentía difusa o como escorrentía concentrada. La primera modela en forma generalizada los interfluvios. La segunda actúa en los cauces y es responsable de la disección fluvial.
  
- Laderas de barrancos y de valles fluviales: formas debidas a la incisión fluvial y a los procesos subsecuentes de ensanchamiento de las laderas. El término "barranco" se usa aquí para designar a una forma erosiva excavada en sedimentos blandos, con paredes laterales verticales o con fuerte pendiente; su ubicación coincide, por consiguiente, con la de los depósitos piroclásticos. "Valle

fluvial" designa una forma de excavación fluvial sobre un lecho rocoso (lavas en el caso de la zona estudiada), independientemente de su magnitud; por lo general las pendientes de sus laderas son menores a las de los barrancos. Como se excavan en materiales poco resistentes, los barrancos se forman con mucha mayor rapidez que los valles; en su mayoría son de edad holocénica y subholocénica. Los valles, en cambio, se han formado a expensas de una roca muy resistente y, por lo tanto, lentamente; los amplios y profundos valles de las vertientes oriental del Tláloc y septentrional del Iztaccíhuatl comenzaron a formarse sin duda durante el Pleistoceno temprano. Las dimensiones reducidas de los valles de las laderas sur del Telapón y norte del Tláloc, obedecen a una edad de las lavas mucho más reciente (Pleistoceno medio y tardío). Cabe mencionar que un valle puede pasar a ser barranco cuando cambia la litología de lavas a piroclastos; de hecho la mayoría de los grandes barrancos de piedemonte son continuación de valles montañosos. Un caso especial que no ha podido ser diferenciado en el mapa por cuestiones de escala, es el de los barrancos que al excavar a cierta profundidad topan con lava; entonces tienden a ensancharse y a reducir fuertemente la pendiente de sus paredes, adoptando gradualmente la forma de valles.

- Barrancos incipientes: son formas de excavación fluvial sobre materiales poco resistentes (piroclastos) que a escala 1:50 000 sólo tienen una expresión lineal. Son los barrancos más recientes y sin duda datan exclusivamente del Holoceno, ya que su aparición está estrechamente relacionada con la actividad antrópica. Por lo común son ramificaciones de los "barrancos" antes descritos. Tienen paredes verticales, profundidades rara vez mayores de 20 m,

amplitudes del orden de los 10 m (máximo 20), y longitud generalmente del orden de 1 km, aunque a veces se extienden hasta más de 3 km. Como son muy estrechos, rara vez pueden ser detectados a partir de las curvas de nivel. Fueron identificados en las fotografías aéreas. Su trazado rectilíneo y anguloso indica que han seguido límites de parcelas, bordes de poblados y antiguos caminos. Son privativos de áreas cultivadas.

- Vallas erosivas incipientes entre coladas de lava: son formas de excavación fluvial poco desarrolladas, establecidas entre coladas de lava del Pleistoceno superior. Se consideran incipientes porque la forma del valle se debe más a la forma original del contacto entre coladas que a una excavación fluvial propiamente dicha. Estos cursos de agua aprovechan, pues, las depresiones alargadas preexistentes de origen no fluvial sino volcánico, que al mismo tiempo constituyen líneas de debilidad por ser contactos litológicos. Debido a que son muy recientes, su perfil longitudinal es muy irregular: alternan tramos de excavación con otros de relleno.
- Circos de erosión: cabecera de una o varias corrientes fluviales con forma de anfiteatro o semicircular, resultado de una intensa actividad erosiva, en particular de una fuerte incisión regresiva acompañada de procesos gravitacionales y solifluidales. Generalmente aparecen cuando tres o más corrientes de primer orden (detectables en la carta 1:50 000) atacan por erosión remontante a una masa rocosa y, dado que se unen un poco más abajo en una sola corriente, dan al conjunto de la forma erosiva el aspecto de un anfiteatro; es decir, la configuración de las curvas de nivel en planta es cóncava cerrada. Otra característica esencial es la

fuerte pendiente, a veces vertical, de las laderas del anfiteatro, lo que favorece los procesos gravitacionales. Se presentan tanto en vertientes de lava como de piroclastos. Como corresponden a cabeceras, su edad no debe ir más allá del Pleistoceno tardío y, cuando afectan a depósitos piroclásticos, muy probablemente son holocénicos. En el mapa no se ha hecho una distinción entre los circos activos y los inactivos, pero se puede señalar que los desarrollados en piroclastos muestran en general una acelerada dinámica actual, más intensa que los de las lavas (algunos de estos últimos parecen inactivos).

3.1.2. Glacial y periglacial: formas debidas a la acción erosiva de los glaciares (relieve glacial) y a la ocurrencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento del agua contenida en el suelo, la regolita y las rocas (relieve periglacial).

- Valles glaciales con modelado fluvial actual: valles amplios, de laderas escarpadas y fondo suave, aparentemente resultado de la erosión glacial, y posteriormente excavados por la erosión fluvial. Sus cabeceras son amplias y probablemente corresponden a circos glaciales; algunos de ellos se han transformado en circos erosivos. Su edad probable es Pleistoceno medio y tardío.
- Circo glacial inactivo: anfiteatro de paredes escarpadas formado aparentemente por la erosión glacial. Su fondo es plano, relleno por materiales finos. Constituye una pequeña cuenca cerrada ya que un umbral rocoso en su porción inferior impide un drenaje hacia afuera. Es una forma relicto de periodos glaciales, de edad Pleistoceno tardío y posiblemente Holoceno, más reciente que los probables circos mencionados para la unidad anterior. El úni-

co identificado de dimensiones cartografiables se encuentra al norte de la cima del volcán Telapón, a poco menos de 4 000 m.s.n.m.

- Laderas con modelado periglacial y gravitacional: laderas de fuerte pendiente con depósitos de origen periglacial (gelifracción) y gravitacional al pie de escarpes rocosos. Aunque en la actualidad funciona el periglaciarismo, la mayoría de los depósitos existentes parecen formados bajo condiciones más frías. Son de edad holocénica. Las laderas con estas características se ubican en general por encima de los 4 000 m, por lo cual sólo se observan en el Telapón y el Tláloc.

3.2. Relieve acumulativo: formas resultantes de la depositación de materiales por los diversos agentes de transporte.

- Llanuras de inundación fluvial: planicies a ambos lados de una corriente fluvial, formadas por depósitos de materiales finos de la misma. Tienen una pendiente muy baja ( 1 o 2°). Edad holocénica. La acumulación no está confinada como ocurre en los siguientes tres casos.
- Planicies de depósitos fluviales y piroclásticos en valles bloqueados por coladas de lava: planicies acumulativas debidas al bloqueo de los valles fluviales por coladas de lava del Pleistoceno tardío. Los materiales transportados por las corrientes bloqueadas se acumularon al pie de las coladas y fueron conformando planicies ("llanos" en el lenguaje local), en las que además se depositaron piroclastos de caída intercalados con los materiales fluviales. La edad de estas planicies es necesariamente posterior a la de las lavas; por lo tanto es de fines del Pleistoceno

y del Holoceno.

- Planicies de depósitos fluviales y piroclásticos en valles entre coladas de lava: planicies acumulativas originadas inmediatamente aguas arriba de un estrechamiento entre dos coladas de lava del Pleistoceno tardío. Un curso de agua se estableció en el contacto entre coladas recientes y depositó materiales en los sitios donde las coladas formaban un represamiento; cuando el depósito alcanzó un nivel suficientemente alto, el curso de agua pudo continuar aguas abajo. Intercalados con los depósitos fluviales se encuentran depósitos piroclásticos de caída, además de materiales coluviales llegados de las laderas adyacentes a la planicie. Las planicies de este tipo son posteriores a las coladas de lava que las confinan (y en particular posteriores a la colada más joven) por lo cual datan de finales del Pleistoceno y del Holoceno.
  
- Planicies de depósitos fluviales y piroclásticos en el fondo de grandes barrancos (disecadas y sin disección): planicies acumulativas originadas en el fondo de los grandes barrancos y, por lo mismo, de forma alargada. Constan de depósitos fluviales alternados con mantos de piroclastos localmente retrabajados (por la acción fluvial y deluvial) y probablemente piroclastos de caída in situ. Estos materiales rellenaron los fondos en "v" de los barrancos y su presencia sugiere el paso de una etapa predominantemente erosiva a otra fundamentalmente acumulativa relacionada con (o al menos contemporánea a) la llegada de piroclastos, y que tentativamente puede situarse en el Holoceno. Sin embargo, en la actualidad estas planicies han pasado a formar terrazas fluviales por efecto de una incisión fluvial sin duda holocénica y muy probablemente debida a la acción humana (a través de los cambios en

el balance hídrico que ésta ha provocado). En muchos sectores la actividad fluvial ha removido por completo dichos depósitos y en otros sitios sólo permanecen como terrazas muy estrechas y aisladas, limitadas por las laderas empinadas de los barrancos. Sólo se observó un caso de barranco parcialmente relleno que no ha sido cortado nuevamente, pero posiblemente existen más que no fueron detectados.

- Conos de deyección (cortados): materiales depositados en forma de cono o abanico en la desembocadura de un curso de agua sobre una superficie amplia y de poca pendiente. Al igual que los depósitos de la unidad anterior, la mayoría de los conos de deyección se encuentran en la actualidad en una etapa de disección por lo cual pueden considerarse inactivos. En varios casos parecen prolongación de los depósitos del fondo de los grandes barrancos (por ejemplo, en el límite sur del Bloque Tlaxcala), mientras que en otros se han formado en la desembocadura de barrancos de dimensiones medias. Como estos últimos son más activos, sus conos de deyección, aunque más pequeños, sí presentan actividad acumulativa y no sólo erosiva. Sin embargo, la escala 1:50 000 no permite representar a la mayoría de los conos menores. Por comparación con otras zonas cercanas (también del Bloque Tlaxcala) donde se han encontrado restos de cerámica en los depósitos de los conos, se infiere una edad holocénica para los de la zona en estudio. La etapa erosiva muy probablemente se relaciona con la actividad que se ha manifestado en una fuerte modificación del balance hídrico. Cabe mencionar que sólo se detectaron conos de deyección en los bordes del Bloque Tlaxcala, cuyo contacto con las planicies circundantes es generalmente abrupto, pero no en las márgenes del

piedemonte, que se funden gradualmente con la planicie. Por otro lado, las formas de los conos parecen haber sido muy alteradas por el hombre a través de la actividad agrícola, ya que se trata invariablemente de terrenos cultivados.

- Planicie lacustre con mantos fluviales y piroclásticos intercalados: amplia planicie que constituye el nivel de base para todas las zonas montañosas y de piedemonte circundantes. Consta de capas lacustres del Pleistoceno superior y del Holoceno dentro de las cuales se cuentan depósitos de cineritas lacustres. Intercalados con las anteriores, se presentan mantos de materiales aluviales derramados sobre la planicie por las corrientes que descienden de la Sierra Nevada-Sierra de Río Frío y del Bloque Tlaxcala, durante los periodos de regresión o desaparición de los lagos.

También durante estos periodos pudieron depositarse piroclastos de caída y de flujo (respecto a estos últimos, observar los "depósitos de nubes ardientes" del mapa geológico compilado, fig. 2) directamente sobre la planicie. Las épocas de niveles lacustres bajos se identifican por depósitos de tipo palustre que, junto con los aluviones del Atoyac, constituyen las capas más superficiales en la actualidad. Cabe mencionar que las transgresiones lacustres son contemporáneas a los avances glaciales de las altas montañas de la zona y, de igual manera, las regresiones a los retrocesos (según Lauer, 1979). Algunas corrientes atraviesan actualmente partes de la planicie sin encajarse más que unos pocos metros (menos de 10) en ella. Por otro lado, aisladas entre la planicie y parcialmente sepultadas por sus depósitos, se encuentran estribaciones del Bloque Tlaxcala en forma de lomas.

- Morrenas: depósitos heterométricos de origen glacial. Las morrenas más notables de la zona se localizan en el suroeste; se trata de dos crestas paralelas alargadas en el sentido de la pendiente, lo que hace suponer que son morrenas laterales. Las observaciones mostraron que corresponden a la subetapa de glaciación Diamantes (segundo avance), es decir, forman parte del depósito glacial Hueyatenco (según la cronología glacial de White (1962) para la vertiente occidental del Iztaccíhuatl). La edad absoluta de estos depósitos es de 10 000-9 000 años A. P. según Heine (1973, tabla 1), pero aún está por verificarse esta cifra. En todo caso, datan de los últimos miles de años del Pleistoceno o de principios del Holoceno. En la Sierra de Río Frío fueron detectados algunos probables depósitos glaciales (que no fueron cartografiados por sus dimensiones demasiado pequeñas y porque aún debe verificarse su origen).

#### D. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL NOROESTE DE LA CUENCA DE PUEBLA-TLAXCALA

En el presente párrafo se expondrá lo referente a la evolución y características geomorfológicas de la zona estudiada, a manera de síntesis de la información obtenida en los mapas geológico y de lineamientos, en los trabajos ya existentes sobre la zona, en la fotointerpretación, en los recorridos de campo y en el mapa geomorfológico.

Se consideró que la forma más adecuada de organizar la exposición era basarse en la división establecida en el mapa de zonalidad geomorfológica (fig. 4), porque en éste se han definido grandes unidades morfogenéticas, es decir, áreas extensas cuyo relieve presenta una morfología similar como resultado de una secuencia evolutiva característica, desde el

punto de vista de los procesos endógenos y exógenos. Cada una de estas grandes unidades contiene formas de relieve de origen y edad diversos, como puede verse al confrontar el mapa de zonalidad geomorfológica con el geomorfológico. Esto no es un contrasentido; por el contrario, el estudio del conjunto permite apreciar la manera como dichas formas individuales se asocian y se interrelacionan formando un todo.

El levantamiento cubrió 1 150 km<sup>2</sup> en los cuales se identificaron cinco grandes unidades de relieve y una más compuesta por pequeñas planicies independientes que pueden considerarse como zonas de contacto o transición entre dos grandes unidades. En la exposición siguiente no se tratará a estas planicies por separado, sino integradas a las grandes unidades adyacentes.

Es importante señalar que no toda la zona se estudió con el mismo detalle, debido a las limitaciones de tiempo. Las unidades que mayor atención recibieron fueron la de "laderas de lava de grandes conos compuestos" y la de "coladas de lava recientes del Táyotl, Helotzochio y Papayo"; con menor profundidad se trabajó en el "piedemonte piroclástico" y en las "montañas bajas del Bloque Tlaxcala", mientras que la "planicie de depósitos lacustres, aluviales y piroclásticos de nivel de base" se estudió con muy poco detalle.

La exposición para cada gran unidad de relieve se organiza de la siguiente manera: en primer lugar se localiza en forma general; enseguida se mencionan las condicionantes geológicas existentes; sigue una caracterización geomorfológica general en la que se incluye el tipo de relieve, las altitudes y pendientes, el tipo de red hidrológica, la densidad y la profundidad de la disección; finalmente se abordan diversos aspectos de geomorfología de detalle, que varían de una unidad a otra y que pueden agrupar

se a grandes rasgos en tres temas: morfología de algunos rasgos peculiares; influencias paleoclimáticas en el relieve; y estratigrafía cuaternaria. Se intercalan algunos esquemas y tablas de apoyo al texto. Se recomienda consultar los mapas geomorfológico y de zonalidad geomorfológica permanentemente a lo largo de la exposición.

## 1. Laderas de lava de grandes conos compuestos

### Localización

Esta unidad abarca las laderas de los tres grandes edificios volcánicos que se encuentran parcialmente comprendidos dentro de la zona estudiada: el Tláloc (aproximadamente su mitad oriental, incluyendo la cima), el Telapón (igual que el anterior), y el Iztaccíhuatl (laderas septentrionales). Se localizan en la porción occidental de la zona y constituyen un alineamiento montañoso de orientación aproximada norte-sur: la Sierra de Río Frío (Tláloc-Telapón) - Sierra Nevada (Iztaccíhuatl-Popocatepetl), que separa las cuencas de México y Puebla-tlaxcala. La continuidad de esta unidad es interrumpida por las lavas recientes del volcán Papayo, que se ubican en el sector más bajo de la cadena montañosa separando a una sierra de la otra.

### Características geológicas

Las lavas más antiguas datan del Mioceno y se localizan en la vertiente oriental del Tláloc. Este y el Telapón crecieron considerablemente durante el Plioceno gracias a nuevas efusiones. A principios del Pleistoceno comenzó a formarse el Iztaccíhuatl al tiempo que proseguía la actividad efusiva en la Sierra de Río Frío. Durante el Pleistoceno tardío grandes mantos de lava cubrieron parte de las laderas del Telapón y Tláloc. Aunque

el vulcanismo efusivo predominó, el emplazamiento de las lavas (andesitas y dacitas) debió ir acompañado por emisiones de piroclastos que originaron los piedemontes de la cadena montañosa. Las últimas se produjeron en dos conos piroclásticos ubicados 2 km al este de la cima del Tláloc y según Mooser (1975, p. 30) son "subrecientes" (es decir, casi holocénicos).

Desde un punto de vista morfológico, no existen diferencias significativas entre las lavas que en el mapa geológico (fig. 2) aparecen como Tmt, L-I, L-II, L-III y PQi, es decir, la secuencia Mioceno-Plioceno-Cuaternario antiguo. Todas ellas presentan un modelado erosivo en forma de valles amplios y profundos, por lo cual se han caracterizado (fig. 5) como un relieve volcánico-denudatorio. Las lavas L-IV del Telapón y Tláloc, en cambio, carecen de rasgos erosivos de importancia y debido a ello se han incluido dentro del relieve volcánico-acumulativo. En el caso del Tláloc es evidente una actividad sumamente reciente, del Pleistoceno superior pero más reciente que la del Telapón, ya que en los derrames lávicos cercanos a la cima se observan todavía con claridad los "pressure ridges" originados durante el flujo.

En este mismo volcán ha ocurrido una intensa actividad tectónica posterior a las últimas erupciones efusivas y explosivas, y es de hecho una de las zonas con más alta concentración de lineamientos, como se puede observar en el mapa tectónico (fig. 3). Los derrames recientes de la porción somital están afectados por fracturas y fallas que aparecen muy claramente en las fotografías aéreas y que en su mayoría tienen una orientación NE-SW. La falla Tláloc-Apan, definida por Mooser (1975), es el rasgo más notable; se localiza a menos de 1 km al NW de la cima y presenta un escarpe perfectamente conservado que sin duda debe ser caracterizado como un rasgo neotectónico y probablemente activo en la actualidad. Los dos conos piroclásticos antes mencionados también han sido afectados por un afa-

llamiento de orientación NE-SW. Tan recientes son algunas de las fracturas de la cima del Tláloc que aún no han sido modeladas por los procesos erosivo-fluviales. Al norte y noroeste de este punto se observan varios escarpes que, por el contrario, definieron depresiones donde se concentró el escurrimento y se excavaron valles profundos de paredes escarpadas y gran amplitud; por este hecho pueden considerarse más antiguos que los de la cima. Algunos de ellos parecen haber estado sujetos a erosión glaciaria debido a su altitud.

En el Telapón son mucho menos numerosos los lineamientos. Casi todos son fracturas que afectan a lavas pliocénicas y que han guiado la excavación fluvial. En las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl la existencia de valles profundos y amplios con laderas escarpadas parece indicar la presencia de fallas, aunque éstas deben ser relativamente antiguas dada la ausencia de escarpes verticales. Los valles son similares a los del este y norte del Tláloc, pero se localizan a menor altitud.

#### Caracterización geomorfológica general.

La caracterización de los dos grandes volcanes que componen la Sierra de Río Frio presentó ciertos problemas. Cabe mencionar primeramente que en la literatura existente son muy raras las referencias a ellos y tampoco existe ningún estudio de conjunto ni desde el punto de vista geológico ni desde el geomorfológico. En el extenso trabajo de Demant (1981) sobre la geología del Sistema Neovolcánico Transversal, por ejemplo, no se menciona a ninguno de los dos volcanes, con todo y que son grandes prominencias orográficas, ambas con más de 4 000 m de altitud sobre el nivel del mar y poco menos de 2 000 sobre el nivel de las planicies lacustres circundantes. Por ello no se sabe si al hablar de los grandes "estratovolcanes" (como La Malinche, el Pico de Orizaba, el Iztaccíhuatl, el Popocatepetl) Demant incluye en es

ta categoría al Telapón y al Tláloc. Posiblemente ello se debe a la dificultad para identificarlos dentro de una clasificación de tipos de volcanes. Y es que difieren de los "estratovolcanes" típicos porque están formados casi exclusivamente por lavas (andesíticas y dacíticas) y porque sus pendientes son comparativamente suaves.

Se recurrió al trabajo de Ollier (1972) sobre geomorfología volcánica sin encontrar en él ninguna descripción de volcán donde quedasen incluidos, lo cual tal vez se deba a que son casos raros. Se consultó el texto de Williams y Mc Birney (1979), que intenta definir los tipos de volcanes en forma más amplia, sin particularizar tanto como Ollier, y se encontró una definición que se considera adecuada para el Telapón y el Tláloc. Es la de "cono compuesto", que dichos autores prefieren a "estratovolcán" para denominar a los conos formados en parte por lavas y en parte por piroclastos. Según Williams y Mc Birney (1979, p. 181), los conos compuestos formados casi totalmente por lava tienden a desarrollar formas intermedias entre las de los domos y las de los volcanes en escudo, y esto parece ser el caso de los dos volcanes bajo discusión (en el caso del Iztaccíhuatl no hay problema para tipificarlo, ya que comúnmente se describe como "estratovolcán", denominación que aquí se sustituye por la de "cono compuesto").

Lugo Hubp (1984, p. 34 y mapa geomorfológico) cartografía estas estructuras como "volcanes compuestos" y en el texto las incluye dentro de los principales "estratovolcanes" del sur de la Cuenca de México, haciendo énfasis en su forma cónica.

El Tláloc y el Telapón son, en suma, grandes conos compuestos en los que predomina la actividad efusiva, por lo menos en sus últimas etapas de actividad. Por su carácter poligenético las lavas de una erupción se superponen a las de la anterior sepultando al relieve que se había mode-

lado en ellas. Sin embargo, no todas las laderas son cubiertas por las nuevas efusiones, de manera que en un mismo cono se presentan unidades de relieve marcadamente distintas, dependiendo fundamentalmente de la edad de las lavas. Así, las del Pleistoceno tardío han sido poco afectadas por la denudación y forman vertientes poco accidentadas, mientras que las pre-cuaternarias (y del Cuaternario inferior en el caso del Iztaccíhuatl) se encuentran profundamente entalladas.

Cabe mencionar que los derrames del Pleistoceno superior y especialmente los del Tláloc, parecen ser lo que Milanovsky (en Belousov, 1979, p. 129) denomina "manto lávico", en el sentido de que la longitud no supera a la amplitud (a diferencia de la "colada", cuya longitud supera por mucho a su anchura). Por otro lado, los volúmenes de lava emitida parecen haber sido enormes, ya que lograron sepultar por completo una topografía que, como se observa en las laderas orientales, debió ser accidentada.

Aunque la morfología varía mucho de una vertiente a otra, en términos generales puede observarse que los conos compuestos del Telapón y el Tláloc tienen laderas ligeramente cóncavas. En detalle, no obstante, se nota que las laderas de lava son rectas y que la concavidad es más bien basal y atribuible a las acumulaciones detríticas y piroclásticas del piedemonte. Las pendientes varían según el grado de disección: en lavas antiguas (norte del Iztaccíhuatl, norte y este del Tláloc, este del Telapón) son comunes los valores de 25-30° en las vertientes de los valles profundos, y de 8-15° a lo largo de los parte-aguas sobre los espolones interfluviales; en lavas recientes (norte, noroeste y sur del Tláloc; norte, sureste y sur del Telapón), no disecadas, los valores suelen ser de 15-20° para el Telapón y de poco menos de 10° para el Tláloc. Las cimas de estos dos volcanes difieren notablemente: la del primero es aguda y de pendientes fuertes, mientras que la del segundo es suave y redondeada, lo que aparentemente se

debe a la menor antigüedad de la lava en este último.

El patrón de drenaje característico es el dendrítico, que según Thornbury (1969, p. 119) se desarrolla en rocas de resistencia uniforme, implica una falta de control estructural y es común en áreas de rocas ígneas masivas, lo cual coincide con el caso examinado. Como se mencionó anteriormente y se observa en el mapa tectónico (fig. 3), las laderas medias del norte y este del Tláloc y este del Telapón tienen pocos lineamientos. Las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl, por su parte, constituyen un caso especial en cuanto a la red hidrográfica, ya que gran parte de ellas se encuentran sepultadas bajo las lavas del Papayo; por ello sólo se observan los tramos superiores de los valles y no la forma como se articulan. Sin embargo, por su similitud litológica, estructural y morfológica con las del oriente y norte de la Sierra de Río Frío, es posible afirmar que el patrón de drenaje también era dendrítico.

Si la observación de la red fluvial se realiza a una escala más pequeña, en forma más general, resulta que en el Telapón y el Tláloc es característica una red radial, tal como señala Lugo Hubp (1984, p. 49). También es importante señalar que los grandes valles de estos dos conos se han formado en la gran mayoría de los casos aprovechando los contactos entre lavas de distinta edad. Seguramente en estos casos han ocurrido fenómenos de desviación del drenaje como los descritos por Ollier (1972, pp. 99-102), quien señala que los grandes derrames de lava (muy comunes en los volcanes mencionados) pueden desviar por completo las corrientes fluviales, que entonces se emplazan sobre sus bordes, excavan preferentemente en la roca más antigua y originan eventualmente inversiones de relieve. Empero, la continuidad de las efusiones y la poca antigüedad de las mismas han impedido la aparición de dichas inversiones.

Los estudios morfométricos de Lugo Hubp y Martínez Luna (1980) y de Lugo Hubp (1981) muestran que la densidad de disección en esta unidad tiene valores entre 1 y 2 km/km<sup>2</sup> en las partes altas y medias de los tres conos compuestos, y se incrementan a 2.5 en las laderas de lava bajas de la Sierra de Río Frío. Estos valores pueden considerarse medios y se explican por la gran resistencia de las rocas andesíticas y dacíticas a la incisión fluvial y por su bajo grado de fracturamiento. Por supuesto que en los mantos lávicos del Pleistoceno superior los valores disminuyen notablemente, con todo y que muestran un fracturamiento más intenso.

La profundidad máxima de disección varía mucho de un sector a otro. En el norte del Iztaccíhuatl y en las laderas altas de la Sierra de Río Frío varía entre 300 y 400 metros. En los derrames del Plioceno superior de esta última rara vez es mayor de 20 m, predominando en el resto de las laderas los valores entre 100 y 200 m.

Lugo Hubp (1980, p. 63) observa que los valles erosivos más profundos de la Sierra de Río Frío se han desarrollado a lo largo de fracturas. Asimismo señala (1984, p. 49) que conforme se asciende por los conos compuestos se incrementa la profundidad y la amplitud de los valles, no obstante lo cual la distancia entre ellos es considerable. Como las cabeceras de estos valles amplios y profundos se localizan a una altitud cercana a los 4 000 m, es muy posible que la erosión glacial haya intervenido significativamente en su modelado, cuestión que se abordará más adelante.

A continuación se tratarán algunos aspectos más específicos del modelado de los grandes conos compuestos.

#### Distribución de la cubierta piroclástica y detrítica.

Aunque esta unidad se ha venido denominando "laderas de la-

va" en el presente trabajo, conviene hacer énfasis en que en la mayor parte de su superficie no aflora directamente la roca lávica. Esta se encuentra cubierta por un manto de espesor variable de materiales piroclásticos, principalmente por cenizas, sobre las cuales se desarrollan los suelos. Las sucesivas llegadas de cenizas han sepultado a los suelos formados en depósitos anteriores, por lo cual es muy común observar suelos fósiles o paleosuelos. Kneib et al (1973, fig. 1) encuentran que la Sierra de Río Frío está cubierta por cenizas del Popocatepetl (que yacen sobre arenas volcánicas), y en particular por la ceniza 3C, que es la más antigua de las tres que identifican (no obstante, data de fines del Pleistoceno superior o del Holoceno); y, de igual manera, las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl están cubiertas por la misma "ceniza 3C sobre material retrabajado por fenómenos glaciales".

Durante los recorridos de campo por el volcán Telapón se pudo observar que la roca lávica rara vez aflora en la vertiente sur por debajo de la cota de 3 700 m aproximadamente. Entre los 3 700 y los 3 900 aproximadamente, forma resaltos hasta de varios metros (no más de 5), y a partir de los 3 900 comienza a aflorar con mayor frecuencia; por arriba de los 4 000 m aparece prácticamente en toda la superficie. Esta distribución se debe a que después de ser depositadas desde el aire, las cenizas han sido transportadas progresivamente hacia las partes más bajas por la escorrentía difusa, mezcladas con los detritos de las lavas dacíticas. De ahí que en gran parte de las laderas se hayan formado concavidades basales, mismas que marcan un paso gradual hacia el piedemonte propiamente piroclástico. En la mayoría de los casos se reconoce esta transición por medio de un cambio de pendiente cóncavo que indica el extremo de la lava, tal como se muestra en la fig. 6.

Las laderas de los valles, por su parte, también se encuen-

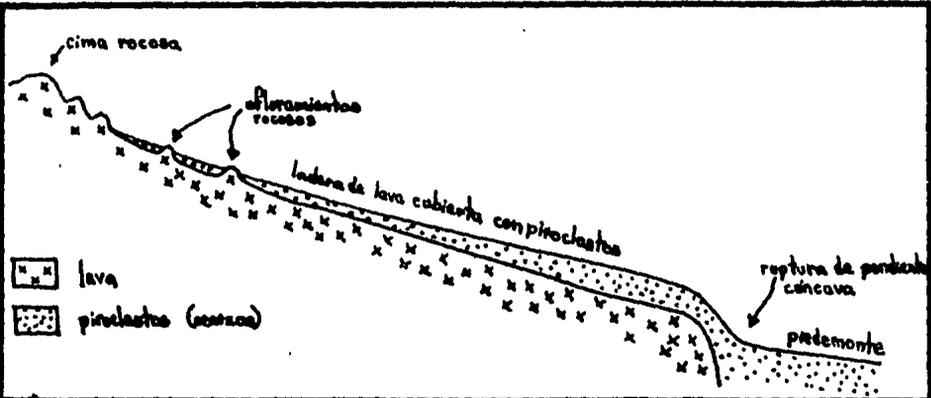


Fig. 6. Perfil característico de una ladera del Telapón o del Tláloc a lo largo un interfluvio, y de su contacto con el piedemonte piroclástico.

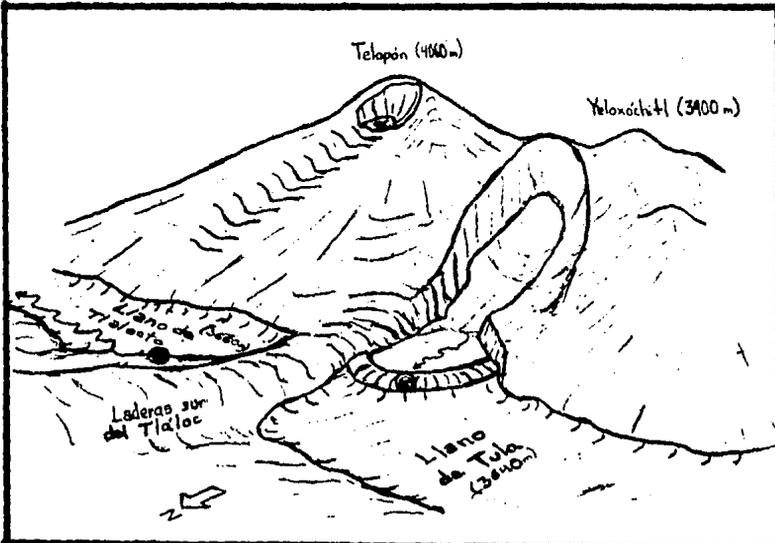


Fig. 7. Vertiente norte del Telapón y del Yeloxochitl como se verían desde la ladera sur del Tláloc. En la parte del primero, un circo y un valle de probable origen glaciar. Entre el Telapón y el Yeloxochitl, otro probable valle glaciar, con una morrena (?) en su sector terminal. También hay morrenas (?) en la ladera sur del Tláloc, en el contacto con el llano de Tlalcocté (se indican en ambos casos con el signo ●).

tran cubiertas por una capa piroclástica, aunque de menor espesor debido a las pendientes más fuertes. En ellas aflora la roca lávica con frecuencia, y en algunos casos en forma de escarpes tectónico-erosivos en sus partes más altas.

Los valles profundos del oriente de la Sierra de Río Frío son comparables en magnitud a los del norte del Iztaccíhuatl, con la diferencia de que estos últimos están más cercanos unos de otros, por lo cual los interfluvios son en general más estrechos y a menudo presentan crestas y picachos. En la primera zona, en cambio, son amplios, de formas y pendientes suaves, y con esas características llegan a los piedemontes.

Algunas ideas sobre el modelado glacial y periglacial. Los procesos morfo-genéticos glaciales y periglaciales sin duda han tenido un papel importante en el modelado de los grandes conos compuestos, en razón de la altitud que éstos alcanzan: de poco menos de 3 000 m hasta 4 120 m en la Sierra de Río Frío; y de 3 300 hasta 3 700 m en el sector septentrional del Iztaccíhuatl comprendido en la zona objeto de estudio. White (1962) estudió la cronología volcánica y glacial de la vertiente occidental de este último volcán para el Pleistoceno tardío; y posteriormente (1978; 1984, en coautoría) realizó una investigación similar en el Ajusco. Heine (1973) y Heine y Heide-Weise (1972; 1973) trabajaron en el mismo sentido en La Malinche y la Sierra Nevada (cuenca de Puebla-Tlaxcala), pero la correlación entre sus resultados y los de White es incierta en lo que respecta a la edad absoluta de las subetapas glaciales. Cabe mencionar que hasta el momento no se ha realizado ninguna investigación semejante para el Telapón y el Tláloc, con todo y que ambas montañas superan en altitud al Ajusco.

En lo que respecta a la morfología glacial del norte del Iztaccíhuatl, en el mapa geológico compilado (fig. 2) aparece un depósito mo-

rrénico en el suroeste de la zona estudiada ("Qn"), cartografiado por primera vez por Erffa y Hilger (1975) como morrenas cuaternarias. En el mapa geomorfológico (fig. 5) también han sido representadas y sus caracteres generales se han expuesto en el párrafo anterior, donde se explica la leyenda.

Aunque las morrenas descansan sobre lavas del Táyotl, pertenecientes a la unidad "coladas de lava recientes" del mapa de zonalidad geomorfológica, se tratan en este apartado para agrupar lo más posible la información sobre modelado glacial y periglacial.

Las observaciones de campo permitieron corroborar el origen de estos depósitos y, además, establecer algunas precisiones sobre su edad relativa. De las dos crestas morrénicas que se alargan de sur a norte y que parecen ser morrenas laterales, la izquierda (es decir, la occidental) es la continuación de la que White (1962, lam. 1) cartografía como "depósito glacial Hueyatlaco segundo avance" y que bordea por el oeste al llamado Llano Chico el Alto. La morrena lateral derecha no fue mapeada por dicho autor, pero sin duda se trata de la correspondiente de la anterior en la margen opuesta del glaciar\*. La lengua glaciar descendía desde el volcán Táyotl (cuya cima tiene una altitud de 4 600 m y se ubica fuera de la zona de estudio) hasta los 3 400 m, altitud a la que aproximadamente terminan las crestas. El valle excavado por el hielo y delimitado por las morrenas laterales recibe el nombre de cañada Tlacopaso.

El depósito glacial Hueyatlaco se formó durante la subetapa glacial Diamantes (tabla 1), que tuvo dos avances y alcanzó una altitud mi-

\* En la parte terminal de las crestas fue posible observar los materiales gracias a sendos cortes de camino.

Tabla 1. Glaciaciones de la vertiente occidental del Iztaccíhuatl durante el Pleistoceno superior. Unidades estratigráfico-tiempo y estratigráfico-roca. Límites inferiores de los depósitos glaciales. (Según White, 1962, p. 39).

Etapa Neotermal	Unidades estratigráfico-tiempo		Unidades estratigráfico-roca	Límite inferior de los depósitos glaciales (msnm)
	Fase Hipotermal	Fases recesionales Ayolotepito	Depósito glacial Ayoloco	4270 - 4410
	Sub-etapa Ayolotepito			
Etapa Wisconsin	Intervalo Hipsitermal			
	Sub-etapa Alcalican		Depósito glacial Milpulco	3630 - 3760
	Sub-etapa Diamantes	Segundo avance	Depósito glacial Hueyatlaco	3135 - 3650
		Primer avance		
Sub-etapa Tonicoxco		Depósito glacial Nexcoalango	2750 - 3050	
Etapa Pre-Wisconsin			Sedimentos semejantes a depósito glacial (dentro de los depósitos aluviales más antiguos)	2450 - 2950

nima de 3 135-3 650 m (White, 1962, pp. 32, 39). La altitud mínima de las morrenas observadas -3 400 m- queda comprendida dentro de este rango. No pueden ser atribuidas a ninguna de las dos sub-etapas glaciales siguientes, ya que los depósitos de ninguna de ellas descendieron tanto: el depósito glacial Milpulco de la sub-etapa Alcalican llegó hasta 3 670-3 760 m, y el depósito Ayoloco de la sub-etapa Ayolotepito (la más reciente) hasta 4 270-4 410.

Tampoco pueden corresponder a la sub-etapa Tonicoxco (la anterior a la Diamantes), ya que su depósito glacial (Nexcoalango) presenta características muy distintas a las observadas en estas morrenas. En primer lugar porque descendió hasta 2 750-3 050 m, es decir, bastante más abajo que 3 400 m. En segundo lugar porque las morrenas Nexcoalango, dada su mayor antigüedad, no se presentan formando crestas tan bien conservadas como las del caso aquí discutido. Y en tercer lugar porque sus materiales muestran un grado de meteorización mucho mayor. Con relación a esto último se observó que mientras la morrena Nexcoalango\* es de color blanquecino y prácticamente todos sus fragmentos están fuertemente alterados, la morrena aquí considerada Hueyatenco es de color oscuro (tanto la matriz areno-limosa como los bloques) y la mayoría de los fragmentos están poco meteorizados y son difíciles de romper con el martillo. Además, estas características coinciden con las que se observaron en el borde nororiental de Llano Grande el Alto, en un corte del camino, donde el mapa de White indica la presencia de morrenas Hueyatenco.

En base a los argumentos hasta aquí mencionados se puede descartar por completo la posibilidad de que las crestas morrénicas del suroeste de la zona de estudio correspondan a la sub-etapa Tonicoxco, la más anti-

\* Se visitó un sitio donde, según el mapa de White, aflora el depósito Nexcoalango. Se trata del fondo del valle de Tonicoxco, a 3 400 m de altitud, localizado a menos de 1 km al sur de la zona en estudio en su porción suroccidental extrema.

gua de las cuatro plenamente identificadas por White (ver tabla 1). Si en el caso de las dos más recientes (Alcalican y Ayolotepito) el argumento altitudinal no fuera suficiente para descartarlas, puede aún recurrirse al tefra cronológico.

Y en efecto, sobreyaciendo a los depósitos morrénicos se encontró la secuencia de ceniza-lapilli-ceniza que, según White (idem, pp. 19-20), cubrió a los dos depósitos glaciales más antiguos. Habiendo descartado al de la sub-etapa Tonicoxco, sólo puede tratarse del depósito Hueyatenco, correspondiente a la sub-etapa Diamantes.

Según Heine (1973, tabla 1) la sub-etapa Diamantes de White equivale a su avance glacial MIII, definido para La Malinche y la vertiente oriental del Iztaccíhuatl. La descripción que hace de los depósitos MIII coincide con la morfología observada: "se han formado sobre los 3 000 m.s.n.m. casi siempre como morrenas laterales extendidas a lo largo de los valles para formar a unos 3 000 m.s.n.m. arcos terminales de morrena en forma de guirnalda" (idem, p. 53). El mismo autor asigna una edad de 10 000-9 000 años antes de hoy a dichos depósitos, pero estos resultados difieren notablemente de los más recientes publicados por White y Valastro (1984, pp. 26-31), quienes obtuvieron una edad mínima de 25 000 años para un depósito glacial del Ajusco que aparentemente es equivalente al Segundo Avance de la sub-etapa Diamantes. Si esta última correlación resultase válida, la diferencia respecto a los resultados de Heine sería de por lo menos 15 000 años. Pero sea cual fuere la datación más correcta, lo cierto es que las morrenas aquí identificadas han podido ser ubicadas dentro de la cronología glacial relativa de White (1962). Esto facilitará el conocimiento de su edad absoluta una vez que se obtengan dataciones no objetables de otros depósitos formados durante el mismo avance glacial. Por lo pronto, basta con decir que se emplazaron a fines del Pleistoceno tardío y posiblemente a principios del Holo

geno.

En el resto de la zona estudiada no se encontraron otros casos tan claros de modelado glacial, pero sí algunas evidencias importantes. Por su altitud las laderas norte del Iztaccíhuatl y norte y este de la Sierra de Río Frío no pueden haber sido afectados por avances glaciales de igual magnitud que los de las laderas superiores del mismo Iztaccíhuatl, por ejemplo. Incluso las morrenas que acaban de ser descritas son el depósito de un glaciar de valle formado en partes más altas, y no el resultado de una glaciación generalizada a la altitud en la cual se encuentran. De acuerdo con las observaciones de White (1962, p. 39) para la vertiente occidental del Iztaccíhuatl, el sector norte aquí mapeado sólo podría haber estado sujeto a los dos avances glaciales más antiguos (Tonicoxco y Diamantes), que fueron más intensos y por tanto descendieron más en altitud que los dos siguientes (Milpulco y Ayo-lotepito).

Sin embargo, las investigaciones posteriores de White y Valastro (1984, p. 23) en el Ajusco -montaña de altitud un poco inferior a 4 000 m y distante apenas unos 60 km del Iztaccíhuatl- sugieren que la orientación de una ladera y su configuración topográfica influyen de manera decisiva para que ocurra o no un avance glacial. En dicha montaña, no obstante su altitud, en su accidentada y sombreada ladera norte se han reconocido morrenas aparentemente equivalentes a las de las tres últimas sub-etapas glaciales del Iztaccíhuatl, y cuyos límites inferiores se encuentran a menor altitud que los correspondientes en este último volcán. Por ejemplo, el glaciar del valle del Aguila del Ajusco descendió durante la glaciación Albergue hasta los 3 250 m (idem, p. 23) mientras que los glaciares del Iztaccíhuatl llegaron sólo hasta 3 630-3 760 durante esa misma sub-etapa (denominada "Milpulco" en el Iztaccíhuatl) (White, 1960, p. 39).

Por lo anterior es posible suponer que la vertiente norte del Iztaccíhuatl, aunque no presenta una configuración tan adecuada como la del Ajusco para la formación de glaciares, pudo haber estado sujeta a glaciación en algunos de sus valles -los más extensos y profundos-, pues su altitud va desde 3 700 hasta 3 300 m. La morfología de dichos valles apoya esta hipótesis, ya que son amplios y profundos. Pero a falta de evidencias definitivas, que sólo pueden ser obtenidas mediante un estudio minucioso de campo, la hipótesis sólo debe considerarse como tal por el momento.

Cabe mencionar que al lado del camino que recorre por su extremo inferior -a 3 300 m.s.n.m.- las laderas del norte del Iztaccíhuatl, se encontró un corte interesante en un banco de material. Ahí aparece un conglomerado con espesor observado de unos 10 m y que seguramente sobreyace a las lavas andesíticas del Cuaternario antiguo de dicho volcán. El corte se localiza en el extremo de una pequeña cresta interfluvial que probablemente está formada en su totalidad por el conglomerado y que unos 20 m al norte del corte desaparece sepultada bajo las lavas del Cuaternario tardío del volcán Papayo. El material consiste en un conglomerado burdamente estratificado con delgadas intercalaciones de limos y arenas finamente estratificados y algunos bloques hasta de 1-2 m; está sumamente meteorizado, pues la mayor parte de los cantos y bloques se desgajan con la mano, y su color es gris blanquecino. Con respecto al origen se ha pensado que puede tratarse de un depósito de colada lodosa o bien de una morrena. Y con respecto a la edad se considera que probablemente es similar a la del depósito glacial Nexcoalango, en función del alto grado de meteorización del material. La forma actual de cresta no parece ser la original, sino más bien el resultado de un modelado de disecación posterior a su depositación y más tarde interrumpido por la efusión de las lavas del Papayo y el bloqueo de los valles. En caso de ser una morrena, podría corresponder por su altitud tanto al depósito Nexcoalango como al

Hueyatlaco (ver tabla 1). Conviene añadir que materiales con características similares (excepto el grado de meteorización tan alto) parecen comunes en toda la parte baja (3 300-3 400 m.s.n.m.) de las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl.

Las probabilidades de glaciación en la Sierra de Río Frío también son altas, particularmente en las vertientes norte y este del Tláloc, donde en rocas terciarias se han excavado valles muy amplios y profundos. La altitud es favorable al fenómeno, ya que sus cabeceras -que hoy corresponden a menudo a circos erosivos y que antes pudieron ser circos glaciares o nivales- se encuentran entre las cotas 3 700 y 3 900. Desde ahí hasta los 3 200 m se observan valles con fondos muy amplios (del orden de los 400 m, a veces hasta 500), aunque en ningún caso planos. Al respecto conviene mencionar que los valles glaciares no necesariamente son de fondo plano; como señala Derrouau (1978, pp. 183-184) el hielo puede excavar valles en "V" lo mismo que en "U", o bien las aguas subglaciares pueden modelar por debajo del glaciar una garganta que sólo aparece cuando el hielo se ha fundido.

Como las glaciaciones más recientes han sido las menos intensas, es lógico suóner que sólo han podido quedar evidencias de ellas más arriba de los valles mencionados, en las laderas superiores del Tláloc y Telepón. Y en efecto, un recorrido de campo por este último permitió detectar un circo entre los 3 900 y los 4 600 m.s.n.m., localizado en la ladera norte e inmediatamente abajo de la cima (fig. 7). Se considera que se trata de un circo glaciar, pues presenta la forma característica: anfiteatro de paredes verticales o muy inclinadas, con un fondo plano y cerrado por un umbral rocoso en su borde más bajo como resultado de una sobre-excavación en la parte central. De hecho en la actualidad constituye una pequeña cuenca cerrada, toda vez que el rellenamiento de la depresión central con materiales finos (que son arenas y gravas) aún no ha conseguido colmatarla y desbordar el um-

bral rocoso que lo separa de un pequeño valle. Este último puede ser el resultado de la excavación por una lengua glaciaria que se originaba en el circo, y en apoyo a esta hipótesis está el hecho de que en la actualidad, es decir, durante un periodo no glaciario, el modelado fluvial es muy poco intenso en dicho valle. Además, es la única incisión de importancia que se presenta en todas las inmediaciones de la cima del Telapón, formada por lavas del Cuaternario superior. Y por otro lado, el circo y el valle se encuentran en la ladera norte, de fuerte pendiente, sombreada y por tanto propicia a la formación de campos de hielo.

Inmediatamente al oeste de la cima del mismo volcán se localiza otra forma similar a la anterior, pero de dimensiones menores que impiden su representación en el mapa geomorfológico.

Entre el Telapón y el cerro Yeloxóchtli (de 3 900 m.s.n.m., ubicado 2 km al noroeste del primero y fuera de la zona estudiada) hay un valle amplio, profundo, de fondo suave y laderas escarpadas, que desciende hasta el llano de Tula (ubicado entre el Telapón y el Tláloc) (fig. 7). En el sector terminal de este valle se encontró una acumulación de grandes bloques semi-redondeados distribuidos en forma de media luna (convexa hacia abajo), que se extiende de una ladera a otra. Este material sobresale entre 2 y 3 m del fondo plano del valle a manera de represa de materiales finos. Se piensa que puede tratarse de una morrena terminal dadas las características y la posición del material, aunque esto aún debe ser verificado. Se encuentra a una altitud aproximada de 3 650 m. A manera de hipótesis puede proponerse que este depósito (en caso de ser morrena) se correlaciona con algunas de las dos fases neoglaciales del Ajusco, que ocurrieron hace menos de 2 000 años y que son "altamente comparables con la morrena Ayolotepito y con una de las morrenas recesionales de este evento" del Iztaccihuatl (White y Valastro, 1984, pp. 28-29). Es interesante notar que la glaciación MIV de Heine

(1973, tabla 1) ocurrió hace aproximadamente 2 000 años, por lo cual puede equivaler a las fases antes mencionadas. La última actividad glacial en el circo y en el valle de la parte alta del Telapón probablemente también datan de este periodo.

Al pie de las laderas sur del Tláloc, en los bordes del llano de Tlalcocto (que separa a este volcán del Telapón) (ver mapa geomorfológico, fig. 5; y fig. 7), se observaron depósitos de grandes bloques a una altitud aproximada de 3 680 m y que probablemente también corresponden a morrenas.

Si bien estas montañas de poco más de 4 000 m probablemente tuvieron glaciares hace menos de 2 000 años, su altitud no fue suficiente para que los tuvieran durante el ligero enfriamiento conocido mundialmente como "Pequeña Edad Glacial", que Heine denomina en México glaciación MV (250-120 años A. P.) y que sólo aparece, según el mismo autor, en la Sierra Nevada y el Pico de Orizaba.

Acerca de los distintos registros de glaciación que se observan de una montaña a otra, conviene exponer las ideas de White y Valastro (1984, pp. 29-31), para quienes la mayor cantidad de glaciaciones en el Iztaccíhuatl respecto al Ajusco se explica en términos de la diferencia en magnitud y altitud de ambas montañas (y en el mismo caso que el Ajusco están el Tláloc y el Telapón). La altitud de los siete picos del primero promedia más de 1 000 m más que el único pico del Ajusco, y las pendientes cubiertas de hielo y nieve arriba de los 4 500 m en el Iztaccíhuatl tienen un área de más de  $12 \text{ km}^2$ ; como una extensión mayor de este último estuvo arriba de la línea de las nieves en el Pleistoceno y Holoceno, es de suponer que su registro glacial refleje más cambios climáticos que el del Ajusco.

No se tiene conocimiento de ningún estudio u observación ais-

lada sobre el glaciario en el Telapón y el Tláloc, pero existen bases firmes para investigar en esa dirección, máxime que en una montaña como el Ajusco —muy cercana y de altitud incluso un poco inferior— se han reconocido varias etapas de modelado glacial. Por ello en el presente trabajo se han expuesto algunas ideas y observaciones de campo que, si bien constituyen todavía datos aislados e insuficientemente comprobados, pueden servir de guía o punto de partida para futuras investigaciones. Lo mismo puede decirse para las cuestiones periglaciales, que se tratan a continuación.

En la mayoría de los casos lo que se observó fue un periglaciario fósil, producto de un clima más frío que el actual. Las únicas zonas con un modelado actual de este tipo se encuentran por encima de los 4 000 m.s.n.m. y por tanto quedan limitadas a las partes más altas de los volcanes Tláloc (4 120 m) y Telapón (4 060 m). Pero incluso muchas de las formas periglaciales de estos dos lugares parecen resultado de procesos subactuales más que actuales.

Siguiendo a Derrvau (1978, p. 199), conviene aclarar que los procesos periglaciales, a pesar del nombre, no necesariamente se presentan en la periferia de los glaciares, pues pueden ocurrir independientemente de éstos, ya sea en forma aislada o como procesos dominantes. Lo esencial de un medio periglacial es la acción del hielo y deshielo, es decir, la presencia del hielo en forma discontinua.

Para Lorenzo (1969, p. 28), la escasez de fenómenos periglaciales fósiles en las altas montañas de México se debe a que "nunca tuvieron gran extensión, y su presencia, como en nuestros días, estuvo normada por el topoclima inducido por la cercanía de los glaciares más que por una alteración climática general". También se debe a que dichas montañas están cubiertas de piroclastos, que son muy permeables, y a que sus pendientes son muy

fuerzas, lo que propicia una rápida movilización del agua hacia las partes más bajas (*idem*, p. 27).

Los procesos periglaciales suponen un clima muy frío y una relativa abundancia de humedad. Y como los periodos de máximo enfriamiento en el mundo se caracterizan en México por una marcada sequedad (Klaus, 1973, p. 62), el periglaciario debió ser escaso durante dichos periodos y esto debió ocurrir con mayor frecuencia cuando un aumento de la temperatura mundial iba acompañado en México de un aumento en la humedad, condiciones bajo las cuales se produjeron también los avances glaciales.

La hipótesis anterior es apoyada por Heine (1973, p. 54), para quien la relativa frecuencia de crioturbaciones durante los periodos glaciales en México implica que durante ellos también hubo intensas lluvias, ya que las crioturbaciones sólo aparecen en sedimentos volcánicos flojos (cenizas, tobas y lapilli) si están suficientemente impregnados de humedad, lo que no ocurre bajo el clima actual.

En las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl comprendidas en la zona estudiada, no se observaron huellas de fenómenos periglaciales actuales o recientes. Ni siquiera al pie de los escarpes rocosos o en las crestas de los interfluvios se encontraron taludes de bloques, pues seguramente han sido colonizados por la vegetación (de bosque) y sepultados por cenizas. Sólo en los cortes de los caminos de terracería es posible encontrar evidencias de un modelado periglacial. En ellos es muy frecuente observar lajas de roca andesítica dispuestas horizontalmente sobre capas de ceniza y a su vez cubiertas por otras capas de ceniza. La sola presencia de dichas lajas sugiere una gelifracción muy activa, es decir, un medio con frecuentes alternancias de hielo-deshielo. Pero, además, la disposición horizontal parece indicar la presencia de un molisol, es decir, de un suelo a congelamienu

to y descongelamiento y que por ese hecho tiende a acomodar de esa manera las rocas que se encuentran sobre él. Las lajas horizontales parecen ser lo que Derruau (1978, p. 214) denomina un "enlosado nival". En la zona estudiada éste ha sido cubierto después de su formación por materiales piroclásticos. Cabe mencionar que no se observó ningún fenómeno de crioturba-ción en las capas de ceniza, aunque esto puede deberse a que la tefra aparece en gruesos paquetes y no en capas finas, que registran mejor este tipo de procesos.

En la Sierra de Río Frío no se pudo observar el "enlosado nival" a falta de cortes de camino, pero es muy probable que exista. En cambio se encontraron evidencias de un periglaciario activo y de otro muy reciente. Como se indica en el mapa geomorfológico, las porciones somitales del Tláloc y Telapón están sujetas a un modelado periglacial; éste se presenta en forma generalizada aproximadamente a partir de los 4 000 m.s.n.m. A esa altitud gran parte de la superficie de las vertientes consta de afloramientos de lava dacítica, por lo cual la acción del hielo-deshielo se manifiesta en forma de gelifracción. Como es lógico suponer, la intensidad del fenómeno aumenta hacia las cimas de ambos volcanes, donde se vuelve dominante en combinación con los procesos gravitacionales puros (es decir, sin intervención del agua en estado líquido). Se pudo observar que la meso y la microgelifracción están activas y han originado una capa delgada y discontinua de materiales del tamaño de las arenas más gruesas (2 mm) hasta los guijarros más grandes (64 mm), con algunos bloques de dimensiones decimétricas. Estos materiales se hallan en tránsito sobre las vertientes, son movilizados por la escorrentía difusa y rellenan pequeñas depresiones entre las rocas; hacia abajo, se mezclan con las cenizas volcánicas que recubren las laderas y que también son movilizadas paulatinamente hacia las partes más bajas y los piedemontes. Es muy probable que las capas de material gravoso que se encuentran en Llano Grande bajo las cenizas más recientes y provienen de la

ladera sur del Telapón, sean producto de la gelifracción en partes altas y el transporte por escorrentía difusa y concentrada.

En apoyo a la hipótesis de una gelifracción actualmente activa en altitudes superiores a los 4'000 m, están las ideas de Lorenzo (1969, p. 26), quien analizó las series de datos climáticos cortas e incompletas de las únicas dos estaciones que se ubican a más de 4 000 m.s.n.m. en México (Nevado de Toluca a 4 120 m y Altzomoni a 4 034), y concluyó que hay humedad y oscilaciones de temperatura suficientes como para que los procesos de congelación-descongelación estén presentes, como condición diaria, casi todo el año. Según el mismo autor (idem, p. 26), los fenómenos periglaciales se empiezan a presentar bajo las actuales condiciones climáticas a partir del límite de la vegetación arbórea (3 900 m), aumentan en la zona de vegetación herbácea (zacatonal) y son muy frecuentes en la zona superior, donde sólo crecen algunos líquenes, sobre todo en las inmediaciones de los glaciares. Conviene hacer notar, por último, que durante el invierno las laderas del Tláloc y el Telapón reciben nevadas ocasionalmente, en especial cuando hay tiempo de "Norte". Como se mencionó en el capítulo dedicado al medio físico, el clima actual entre los 3 300 y los 4 000 m es "helado semihúmedo", y por arriba de esta última cota "subnevado semihúmedo".

Las evidencias de macrogelifracción son muy claras en los sectores adyacentes a la cima.

Sin duda la roca es propicia para fragmentarse en grandes bloques, pero también han sido fundamentales las temperaturas más bajas de la cima de la montaña. Sin embargo, el clima actual no parece ser suficientemente riguroso para originar los extensos montones de bloques que se observan en la cima del Telapón y muy especialmente en las paredes superiores del circo glaciar ubicado inmediatamente bajo ella, en la ladera norte. Se tra-

ta de acumulaciones de bloques angulosos -muchos de ellos en forma de lascas-, con dimensiones que van desde varios decímetros hasta 2 o 3 metros, que se han desprendido por gelifracción de los escarpes y promontorios rocosos y se han depositado al pie de los mismos y sobre las vertientes fuertemente inclinadas, tapizándolas. Dentro de los diversos tipos de "montones de bloques" que Derruau (1978, p. 216) considera propios del modelado periglacial de las vertientes, corresponden a los "derrubios de gravedad", que se presentan donde de la roca es propicia a la macrogelifracción. La evidencia de que en el Telapón se encuentran inactivos (es decir, no son aumentados con la llegada de nuevos bloques), es que han sido cubiertos casi en su totalidad por el zacatonal de altura; éste los coloniza paulatinamente a medida que en las oquedades entre los bloques quedan atrapados materiales finos (arenas, gravas) que permiten el desarrollo del suelo. Por medio de este proceso se han regularizado las vertientes inferiores del circo, donde por otro lado se encuentra ya un bosque abierto de pino (P. hartwegii).

Lorenzo (1969, p. 34) reporta un caso similar al encontrado y a una altitud apenas un poco mayor: en el sureste del Iztaccíhuatl, a 4 250 m, "hay un ejemplo de un campo de bloques que sin duda se formó en otra época, pues ahora mantiene bastante vegetación, lo que denota que el clima no es demasiado extremo"

No se tiene certeza de la edad del campo de bloques observados en el Telapón\* pero se considera que son muy recientes porque la vegetación de zacatonal aún no los coloniza en su totalidad y porque los bloques aparecen muy poco alterados, con sus aristas aún muy angulosas y sus superficies

\* Aunque no se recorrió la cima del Tláloc, con toda seguridad también ahí existen formas similares, máxime que es un poco más alto que el Telapón y presenta una mayor área sujeta a fenómenos periglaciales.

de fragmentación originales bien conservadas. Por ello se propone, a manera de hipótesis, que datan de la misma época en que se produjo el último avance de los glaciares en montañas de más de 5 000 m (Iztaccíhuatl, Pococatépetl, Pico de Orizaba), es decir, durante la llamada "Pequeña Edad Glacial" que ya se mencionó, y que equivale a la glaciación MV de Heine (1973, tabla 1), ocurrida entre 250 y 120 años A. P. Klaus (1973, p. 61) logró incluso establecer que fue en el periodo 1719-1812 cuando debió producirse este avance, ya que entonces se registró un descenso de la temperatura de casi 2° C.\* Aunque montañas como el Tláloc, el Telapón y el Ajusco permanecieron sin glaciares en esa época, es muy probable que un descenso térmico semejante causara en ellos un abatamiento del límite superior del bosque y una mayor intensidad de los procesos periglaciales. Cabe señalar que White (1978, pp. 51, 56) observó numerosos depósitos de origen periglacial en las laderas del Ajusco, incluso en la meridional, aunque no estableció una cronología para ellos.

Por otra parte, es notable la falta de limos y arcillas en las vertientes cubiertas por bloques. En el fondo mismo del circo, parcialmente rellenado con materiales finos, la fracción arcillosa y limosa es mínima y predominan ampliamente las arenas y las gravas finas. Tal vez por esa razón no se observan lupias de solifluxión en las laderas. Para que los montones de bloques fueran movilizados por este proceso, se requerirían cantidades importantes de materiales finos que ocuparan los grandes espacios vacíos entre bloque y bloque y permitieran una saturación de la masa y un cambio de sus propiedades físicas al captar agua. En laderas inferiores, los piroclastos finos (cenizas) pueden desempeñar este papel, pero hicieron falta recorridos de campo más detenidos para verificarlo.

\* Klaus calculó este descenso por medio de una correlación entre los datos climáticos de Puebla (de 1880 a la fecha) y los de Europa Central (de 1760 a la fecha).

### La cañada de Río Frío

Entre el Iláloc y el Telapón se extiende en dirección sureste un valle erosivo excavado en la lava dacítica, que comienza en el Llano de Ilaloc, a 3 640 m, y termina en el Llano de Río Frío, a 3 000 m, donde se asienta el poblado del mismo nombre (fig. 8). El tramo inferior de dicho valle -localmente conocido como cañada de Río Frío-, comprendido entre los 3 300 y los 3 000 m, presenta una morfología que lo distingue claramente del tramo superior. Mientras este último es un valle en "V" típico, de pequeñas dimensiones (con varios afluentes también en "V"), el primero es un valle de amplitud superior a 0.5 km, profundidad de 200 m, laderas muy escarpadas y fondo relativamente plano y amplio. Ambos sectores están separados a los 3 300 m por un escarpe que recuerda a los saltos de cabecera de los barrancos, pero que tiene cerca de 200 m de altura y determina la existencia de una cascada.

Las características morfológicas del tramo inferior hicieron pensar en un principio en un valle glacial -similar a los que tienen su cabecera a 3 800 m en las laderas orientales del Iláloc-, que de serlo habría recibido alimentación nival de la vertiente oriental del Telapón. Sin embargo, aunque no se ha descartado esta posibilidad, la falta de pruebas de campo y la altitud a la que se ubica impiden asignarle un origen glacial. Su gran profundidad y la fuerte pendiente de sus laderas podrían ser explicadas con argumentos tectónicos: como se observa en el mapa de lineamientos (fig. 3), existe una fractura de orientación NW-SE en ese lugar. De cualquier forma, faltaba explicar la verticalidad y amplitud de la cabecera, por lo cual se recurrió a la bibliografía en busca de formas semejantes.

Según Derruau (1978, pp. 306-307) se forman valles con perfil en "U" en terreno calcáreo cuando una corriente excava hasta una capa imper-

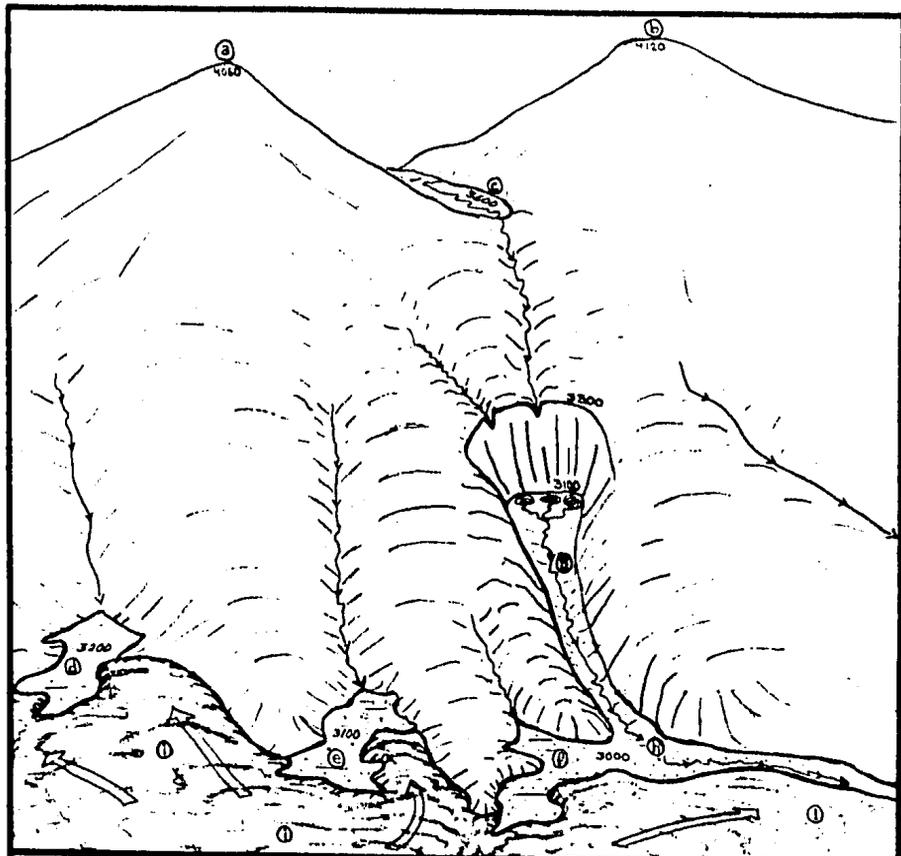
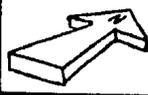


Fig. 8. Esquema de la Sierra de Río Frio (cuadrante SE) en una vista hacia el NW.

- |                            |                        |
|----------------------------|------------------------|
| a. Cima del volcán Telapón | g. Cajada de Río Frio  |
| b. Cima del volcán Tláloc  | h. Poblado de Río Frio |
| c. Llano de Tlaloc         | i. Coladas del Papayo  |
| d. Llano Grande            | ☉ Manantial            |
| e. Llano sin nombre        | → Cauce                |
| f. Llano de Río Frio       | 4040 Altitud en msnm   |



- Las lavas del Papayo (Papayo-2) bloquearon varios valles de la Sierra de Río Frio. La acumulación resultante dio origen a los tres llanos.  
- Los manantiales ubicados al pie del escarpe de la Cajada de Río Frio provocan el retroceso del mismo.

meable; aguas arriba, el valle termina en una surgencia vaclusiana, en el contacto de las calizas con dicha capa; y por encima de la surgencia, un es-  
carpe de calizas cierra el valle y retrocede por la acción de socavación de  
los manantiales. Denomina "retroceso" a este tipo de forma y la considera  
una variante de cañón. El valle en cuestión está modelado en rocas volcáni-  
cas masivas; no se detectó la presencia de otro material de naturaleza dis-  
tinta en la base del escarpe de la cabecera, pero sí existen tres manantia-  
les en ese sitio. Se considera entonces factible que la forma se deba al re-  
troceso de dicho escarpe por la acción de socavación de los manantiales. El  
valle se alarga a expensas de otro que se encuentra a un nivel superior,  
200 m arriba. Ambos han sido excavados a lo largo de una fractura, pero la  
incisión llegó a un nivel freático en el curso inferior y a partir de dicho  
nivel se ha producido el retroceso.

Es importante señalar que el fondo relativamente plano de la  
cañada de Río Frío se debe, al menos en parte, al bloqueo del valle por las  
coladas del volcán Papayo. Al quedar bloqueada, la corriente fluvial cambió  
de nivel de base y comenzó a depositar su carga de tal manera que un antiguo  
cauce en "V" se relleno y adquirió una forma en "U". Al mismo tiempo, en el  
contacto entre el valle y la lava se formó un llano con los materiales repre-  
sados; es el actual Llano de Río Frío (fig. 8, f). Como se verá más adelan-  
te, a través de la cañada han descendido materiales piroclásticos del Tláloc  
o del Telapón que también han sido represados por las lavas del Papayo y que  
constituyen parte importante del relleno que dio lugar al Llano de Río Frío.

En general, todos los valles del sur de la Sierra de Río Frío  
y norte del Iztaccíhuatl fueron bloqueados por las coladas del Papayo y con  
ello afectados en su desarrollo. Tal es la causa de que en sus tramos infe-  
riores su pendiente longitudinal disminuya, su fondo se amplíe y pase hacia  
abajo a ser un "llano", como se les denomina en el lenguaje local. Al sur

del Telapón se formaron así tres llanos (Llano Grande, sin nombre y Río Frio) (fig. 8, d,e,f), y al norte del Iztaccíhuatl cinco (Pinagua Grande, Xoxalpa, Tlacoligia, Aculco y Xochetza). Su origen y edad están, pues, estrechamente relacionados con las efusiones del volcán Papayo, pertenecientes a la unidad geomórfica que se describe en el siguiente parágrafo.

## 2. Coladas de lava recientes del Téyotl, Hielotzochio y Papayo.

### Localización

Esta gran unidad de relieve incluye coladas de lava de tres distintos centros de emisión: de mayor a menor antigüedad, el volcán Hielotzochio, el Téyotl (ubicado fuera de la zona de estudio) y el Papayo. Las diferencias más importantes que se presentan dentro de la unidad son fundamentalmente el resultado de la diferente edad de las efusiones.

Estas lavas se localizan en el sector suroccidental de la zona estudiada; envuelven por el norte y el este a las lavas antiguas del Iztaccíhuatl, fuertemente disecadas, separándolas de las del volcán Telapón (ver mapa de zonalidad geomorfológica, fig. 4).

La cima del Hielotzochio se ubica a 3 420 m.s.n.m. y sus coladas descendieron hasta los 2 600 m. Para el Téyotl las altitudes correspondientes son de 4 600 y 2 400 m y para el Papayo de 3 640 y 2 500 m.

Debido a lo reciente de las manifestaciones volcánicas que la originaron, en esta unidad predominan ampliamente las formas de relieve volcánico-acumulativas relacionadas con las efusiones (ver mapa geomorfológico, fig. 5). Son la excepción unos cuantos valles erosivos pequeños y algunas zonas de acumulación fluvial; y ambos están fuertemente condicionados

por las formas originales de la lava. Quedan incluidos dentro de la unidad tres domos y un aparato volcánico no diferenciado, ajenos a las efusiones. Asimismo, las morrenas descritas en el párrafo anterior que descansan sobre las lavas del Táyotl.

### Características geológicas.

Las lavas pertenecen a dos unidades geológicas (fig. 2). Por un lado está la "Serie Táyotl de las andesitas y dacitas del Iztaccíhuatl" (Q<sub>1</sub>), y por otro las coladas de lava del Grupo Chichinautzin con menos de 700 000 años de antigüedad (Q<sub>12</sub>), ambas del Cuaternario superior. En el mapa geológico se muestran los principales límites entre las coladas, mismos que son definidos con mucho mayor detalle en el mapa geomorfológico. En ellos puede notarse que la unidad Q<sub>12</sub> proviene de dos puntos de emisión ubicados en la zona estudiada: los conos de lava Mielotzochio y Papayo. El volcán Táyotl, por su parte, se localiza 5 km al sur del límite suroccidental de la zona en estudio -1.5 km al noreste de la Cabeza del Iztaccíhuatl-, pero sus derrames lávicos se han extendido hacia el norte y noreste varias decenas de kilómetros y algunos de ellos incluso han llegado hasta el piedemonte piroclástico, sepultándolo.

Excluyendo el cono piroclástico que constituye el Pecho, el Táyotl es considerado como el sector de más reciente actividad dentro del conjunto de conos compuestos que integran el Iztaccíhuatl, y es de hecho un cono compuesto independiente de los demás. White (1962, pp. 16, 60-61) demostró que los últimos dos derrames del Táyotl están intercalados con las sub-etapas glaciales Tonicoxco, Diamantes y Alcalican, por lo cual pueden ser datados del Pleistoceno superior. Ambos consisten en andesitas porfídicas de piroxena y labradorita, de color gris oscuro y café rojizo el primero, y gris os

curo el segundo.

Según Demant (1981, pp. 175-176), las lavas del Papayo son andesitas que contienen más de 60 % de sílice, y por su mineralogía -distinta a la de las lavas de la Sierra Nevada- constituyen la terminación oriental de la Sierra del Chichinautzin. Mooser (1974) las incluye junto con las del Hielotzochio dentro del Grupo Chichinautzin como tobas y lavas fenobasálticas, en su mayoría andesitas, dacitas y riodacitas, con menos de 700 000 años.

La información geológica existente no es suficientemente precisa para indicar la edad relativa de las lavas de estos tres volcanes. Pero las observaciones morfológicas y las correlaciones estratigráficas realizadas en esta investigación permitieron algunos avances en este sentido, que serán expuestos más adelante en este mismo párrafo.

Aunque la actividad tectónica condicionó el vulcanismo, las lavas muestran muy pocos lineamientos en comparación a las laderas del Iztaccihuatl y la Sierra de Río Frío (fig. 3). Esto se explica porque son muy recientes y el tectonismo aún no las ha afectado significativamente. Los únicos dos rasgos disyuntivos encontrados\* se ubican cerca del borde norte de las coladas del Papayo. Se trata de un escarpe de falla y de una línea de falla de desplazamiento horizontal, ambos de pequeñas dimensiones, que afectan a sendas lenguas de lava. En el primer caso la porción terminal de la lengua se observa claramente a un nivel superior al del sector inmediatamente arriba y esto se ha interpretado como el efecto de un movimiento vertical.

\* En los mapas estructurales de Erffa et al (1976, figs. 5 y 6) aparecen algunos lineamientos dentro de las lavas aquí estudiadas. El autor del presente trabajo considera que, en su mayoría, se trata de rasgos litológicos y no estructurales, pues no son fallas ni fracturas sino bordes o frentes de coladas.

En el segundo caso, un canal de lava se observa interrumpido por un desplazamiento lateral de unos cuantos metros (no más de 50). Ahora bien, no se tiene la certeza de que estos rasgos se hayan formado después de solidificarse la lava; posiblemente son resultado de colapsos y hundimientos contemporáneos al flujo, muy comunes en las coladas.

En suma, la influencia del factor geológico se manifiesta fuertemente en esta unidad de relieve por lo reciente de las efusiones lávicas, cuyas formas originales se encuentran en gran medida conservadas; pero escasamente en lo que se refiere a las dislocaciones tectónicas post-volcánicas. Dentro de toda la zona estudiada es, sin duda, la unidad geomórfica en la que se observa la mayor correspondencia entre las formas endógenas y las formas actuales, con todo y que en su interior se presentan diferencias importantes dependientes de la edad de la efusión.

#### Caracterización geomorfológica general.

La característica geomorfológica fundamental para definir esta unidad es que el relieve refleja fuertemente las formas originales de las coladas de lava. Es decir que la configuración topográfica es, sobre todo, el resultado de la acción de las fuerzas endógenas -en este caso volcánicas efusivas-, ya que los procesos exógenos aún no logran modificarla de manera significativa. Más aún, las modificaciones morfológicas de mayor importancia hasta ahora ocurridas en las coladas, no se han debido a los fenómenos denudatorios sino a otros de origen endógeno: las acumulaciones de piroclastos producto del vulcanismo explosivo. Las formas de origen exógeno -erosivas y acumulativas- muestran un fuerte condicionamiento por la morfología original: los cursos de agua se han instalado en las depresiones lineales existentes entre dos coladas; su acción erosiva aún no ha borrado los carac-

terres iniciales de esta línea de contacto, y su acción acumulativa está determinada por el perfil longitudinal y transversal de la depresión alargada que existía en un principio.

Como es lógico suponer, las coladas más antiguas son las que muestran un mayor grado de transformación de su superficie, tanto por las acumulaciones piroclásticas, que tienden a sepultar sus rugosidades y a regularizarlas, como por los procesos erosivos -sobre todo los fluviales- que se encargan de ensanchar y profundizar las depresiones originales convirtiéndolas en redes de avenamiento, y a borrar los rasgos de flujo de las coladas.

Con base en estos dos criterios (1: espesor de la cubierta piroclástica; y 2: grado de conservación de los rasgos de flujo y de los contactos entre coladas), esencialmente morfológicos, fue posible subdividir esta gran unidad de relieve en varios sectores, cada uno de los cuales tiene una edad relativa determinada. En un principio se pensó que existían tres subunidades bien diferenciadas correspondientes (de mayor a menor antigüedad) a las lavas del Hielotzochio, Táyotl y Papayo. Un análisis más minucioso de las fotografías aéreas y de campo mostró, sin embargo, que se presentan diferencias geomorfológicas considerables entre las lavas de un mismo volcán (en el caso del Hielotzochio no). Por ello se concluyó que, tanto del Táyotl como del Papayo, existen en la zona materiales emitidos al menos en dos fases eruptivas distintas. En el caso del Táyotl este carácter poligenético ya había sido reconocido por White (1962), pero no en el del Papayo, que es asimilado por Demant (1981, pp. 175-176) al vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin.

Las lavas más recientes del Papayo pueden considerarse desde un punto de vista geomorfológico como un malpaís (término equivalente al de "stony rises" de Ollier (1972, p. 60)), es decir, un relieve de promontorios

y depresiones sumamente caótico, originado por la coalescencia de lenguas de lava salidas de la base de un manto de mayores dimensiones; por el hundimiento y colapso de algunas superficies y el hinchamiento y arrugamiento de otras, en respuesta al flujo de la lava bajo una corteza ya solidificada.

En el resto de las lavas los rasgos de flujo han desaparecido parcial o totalmente, al ser cubiertos por piroclastos que, según se observó, son principalmente cenizas. Según Kneib et al (1973, fig. 1), las formaciones geológicas en las cuales se desarrollan los suelos de esta unidad geomórfica son las cenizas 3C del Popocatepetl sobre piroclastos más antiguos. Aunque estos materiales han sepultado gran parte de las irregularidades topográficas de las lavas, aún es posible individualizar muchas de las coladas e identificar sus rasgos de flujo más prominentes. Por ello son consideradas dentro del relieve volcánico-acumulativo de tipo efusivo, al igual que las coladas más recientes del Papayo, que tienen una cubierta piroclástica mucho más delgada.

Las coladas de los tres volcanes muy probablemente sepultaron un relieve de disección formado en rocas lávicas más antiguas (en las partes altas, montañosas) y en depósitos piroclásticos (en el piedemonte). El relieve resultante no puede considerarse como típicamente montañoso a pesar de que las coladas fluyeron sobre superficies de pendiente considerable y las cubrieron. Excluyendo al malpais antes mencionado, puede ser caracterizado más bien como un relieve de lomeríos, ya que faltan por completo grandes valles fluviales que definan desniveles locales marcados.

Lugo Hubp (1982, fig. 2) incluye a la unidad geomórfica aquí tratada dentro del relieve volcánico-acumulativo sin mayores precisiones, pero en un trabajo más detallado (1984, mapa geomorfológico) distingue las rocas del Téyotl (a las que caracteriza como "laderas de lava") de las del

Papayo y el Hielotzochio ("coladas de lava"). El propio Lugo Hubp (1983, p. 90, 96) al zonificar los procesos erosivo-fluviales de la Cuenca de México y del noroeste de la de Puebla-Tlaxcala, considera que las coladas del Papayo son una zona de erosión actual débil e infiltración intensa, mientras que las de los otros dos volcanes se caracterizan por un predominio de la erosión vertical en valles montañosos y un régimen fluvial permanente. Las ideas de este autor coinciden, pues, en términos generales con las aquí expuestas en lo referente a las diferencias existentes dentro de la unidad geomórfica descrita. Sin embargo, aunque las lavas del Táyotl han sufrido ciertas modificaciones por los procesos erosivo-fluviales, tal vez resulta un tanto extremo incluirlas dentro de la "zona de erosión vertical en valles montañosos", que engloba a laderas del Iztaccíhuatl con un modelado erosivo mucho más desarrollado. Por otra parte, Melo Gallegos y Dropeza Drozco (1984, p. 28) cartografían parte de la zona como "derrames lávicos", distinguiéndolos claramente de las laderas del Iztaccíhuatl y del Telapón-Tláloc.

El análisis de la red de drenaje también revela diferencias considerables entre las coladas. En las lavas del Táyotl y Hielotzochio el patrón es dendrítico, aunque con cierta similitud al paralelo ya que los valles se han formado en los contactos entre coladas y en las depresiones entre los rasgos de flujo paralelos a la pendiente ("levées"). Aunque la red hidrográfica ya se encuentra integrada y relativamente jerarquizada, aún se observan en las rocas del Táyotl numerosas corrientes de primero y segundo orden que no están conectadas al drenaje y se pierden en alguna depresión o rellano. Esto muestra claramente que las efusiones son relativamente recientes.

El drenaje en las coladas del Papayo se presenta, en cambio, totalmente desarticulado, como corresponde a un malpais. La escasez de cauces y la mínima integración de los mismos en una red, se debe a la gran ju-

ventud, dureza y permeabilidad de las lavas.

La densidad de la disección también refleja una diferencia morfológica entre la zona del Papayo, con valores entre 0.5 y 1.5 km/km<sup>2</sup>, es decir, bajos, y la del Táyotl-Hielotzochio, entre 1.5 y 2.5 km/km<sup>2</sup> (según el mapa de Lugo Hubp y Martínez Luna, 1981, p. 58). Lo mismo sucede con la profundidad de la disección, cuyos valores son de 40-100 m y 100-200 m, respectivamente (idem, p. 59). De acuerdo a observaciones personales, se considera que estos valores de profundidad son más elevados que los reales, aunque de cualquier manera reflejan la diferencia morfológica que se ha mencionado.

Como el relieve presenta numerosas irregularidades -incluso en las coladas antiguas-, las pendientes son muy variadas. En la carta topográfica 1:50 000 se observan comúnmente valores del orden de 3-6° para las superficies de las coladas y de 30-45° para sus bordes y frentes. Especialmente en el caso de los derrames del Papayo, el primer valor mencionado puede resultar engañoso: un recorrido por esta zona muestra que una superficie en apariencia uniforme y poco inclinada, es en realidad una sucesión de pequeños promontorios rocosos y depresiones rellenas con piroclastos finos, los primeros muy empinados y las segundas prácticamente planas.

#### Características superficiales de las coladas.

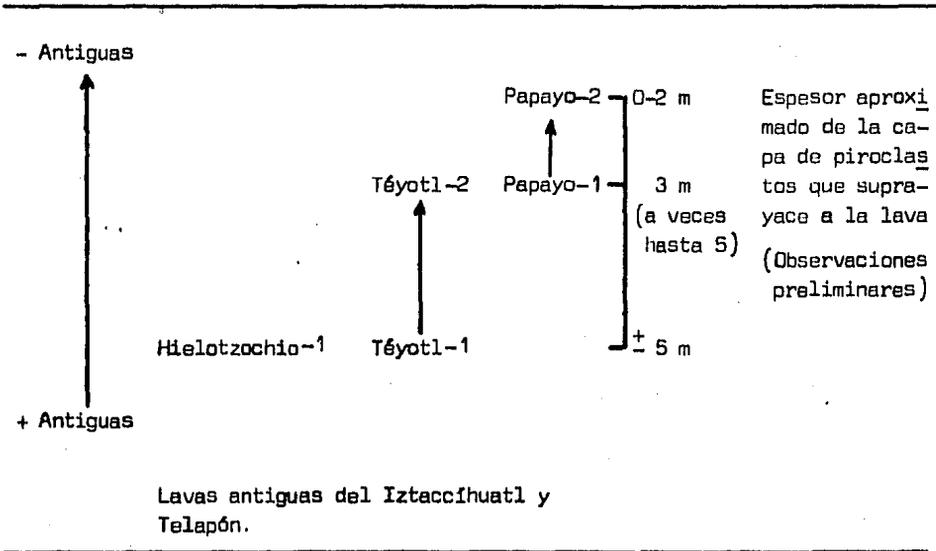
Una característica común a todas las coladas de la zona y de gran importancia geomorfológica es que las lavas emitidas han sido del tipo "aa", es decir, lavas en bloques. Este hecho es común a la mayoría de las coladas del Grupo Chichinautzin (Fries, 1960, p. 127), y se debe, entre otras causas, a la relativa falta de fluidez de las lavas. Acuérdesse que se trata de andesitas (aunque Mooser las denomine fenobasaltos), es decir, lavas menos fluidas que los basaltos, en los que sí son muy comunes las su-

perfiles de pahoehoe.

Las superficies de las coladas, a un nivel micro-geomorfológico, se encuentran, pues, formadas por bloques. Según se observó, los bloques son angulares, poco escoriáceos y poco filosos, de tamaño decimétrico y hasta de 1 m, a veces más. En ausencia de piroclastos —lo que se ve, por ejemplo, en los bordes casi siempre muy inclinados de las coladas, donde las cenizas han sido fácilmente lavadas—, la superficie es muy irregular, con resaltes hasta de 1 m; los espacios entre bloque y bloque permiten ver que hacia abajo la estructura de la lava es la misma. Los cortes de la autopista México-Puebla en el tramo comprendido entre Llano Grande y Río Frío, por ejemplo, constituyen excelentes vistas de la estructura interna de las lavas más recientes del Papayo. En ellos puede apreciarse la predominancia de los grandes bloques dentro de las lenguas de lava; también es frecuente encontrar brechas poco coherentes compuestas por bloques escoriáceos de unos cuantos centímetros, que también forman parte de la colada y que se originaron durante el avance de la misma a manera de oruga de tractor, con la consecuente trituración de rocas ya (o parcialmente) solidificadas. Este tipo de estructura es altamente permeable y sin duda es en gran medida responsable de la falta casi total de rasgos erosivos fluviales sobre las lavas. Desde el punto de vista hidrológico, esta unidad geomórfica debe ser considerada como un área de captación de gran importancia, toda vez que el agua precipitada se infiltra con gran facilidad, especialmente en donde las cubiertas piroclásticas son delgadas.

De manera similar a lo que ocurre con el agua, las irregularidades superficiales deben haber desempeñado un papel importante en la captación y retención de piroclastos sobre las coladas. Como se señaló anteriormente, las capas de dichos materiales son en algunos sectores tan gruesas que han llegado a sepultar por completo la superficie accidentada de las

lavas. El espesor de la cubierta está en función del tiempo transcurrido desde el emplazamiento de la colada, de manera que mientras más antigua es ésta más sepultada se encuentra. Es así como se ha podido notar que las efusiones del Hielotzochio (con espesores de varios metros de piroclastos suprayacentes) parecen de edad similar a la de algunas coladas del Téyotl, pero son más antiguas que otras del mismo volcán cuya cubierta rara vez supera los 3 m. Estas últimas, a su vez, parecen de edad comparable a la de las primeras coladas del Papayo pero son claramente más antiguas que las de la segunda efusión de este último volcán. La anterior secuencia se resume en el siguiente cuadro y se localiza en el croquis de la fig. 9.



Los valores de espesor de la cubierta piroclástica son resultado de observaciones preliminares y por tanto deben ser tomados con reservas. Además, son aproximados dado que el espesor varía mucho dependiendo de la pendiente original de la lava, que a su vez varía considerablemente de un

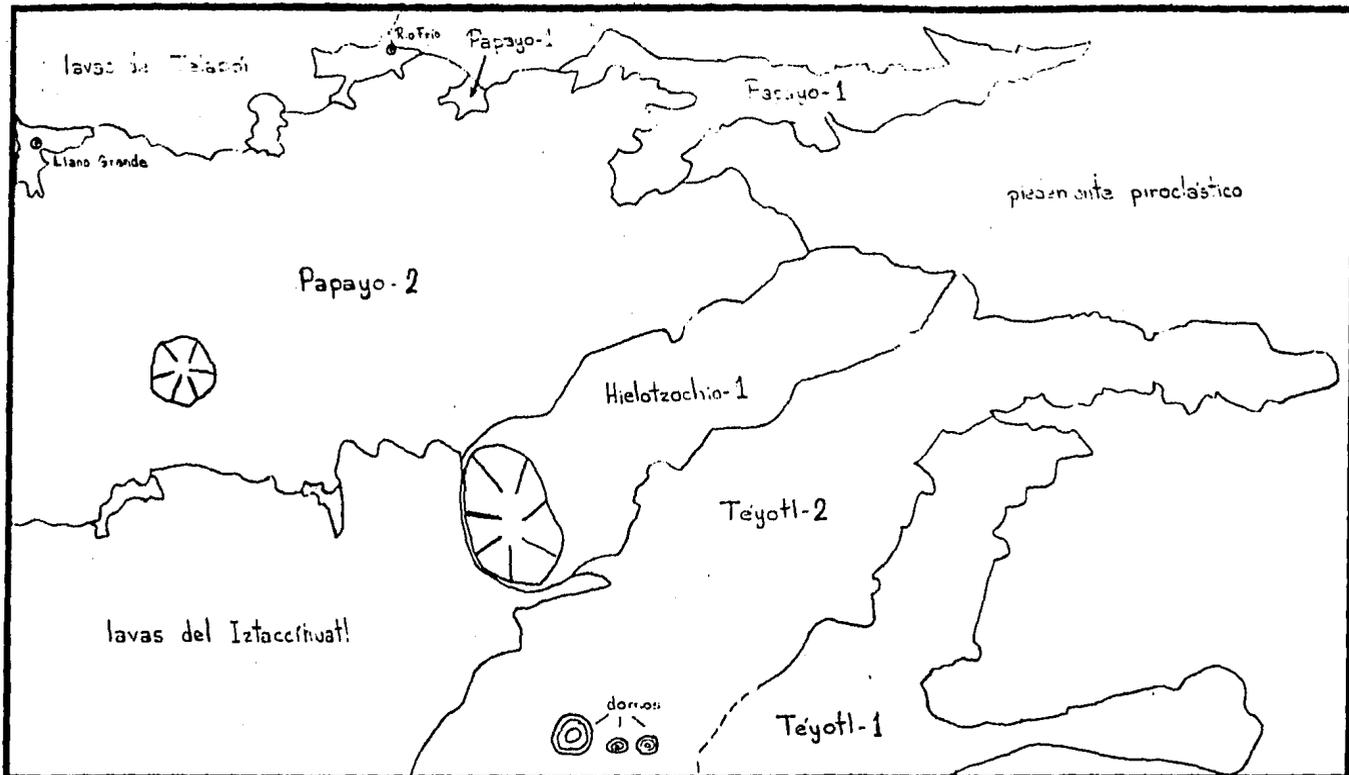


Fig. 9. Coladas de lava recientes del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala.

- antiguo

+ antiguo

Hielotzochio-1

Téyotl-2

Téyotl-1

Papayo-2

Papayo-1

punto a otro de la colada.

En las fotografías aéreas se distinguen con bastante claridad estos tres grupos de lavas. En las más antiguas sólo es posible detectar la forma de la colada, ya que se encuentran totalmente cubiertas por varios metros de piroclastos (la lava sólo aflora en sitios altos, más cercanos al punto de emisión).

En las de edad intermedia la capa piroclástica cubre la mayor parte de la colada con espesor de 2 a 3 m; la lava sólo aparece a manera de islotes de color oscuro (casi siempre están cubiertos de árboles) que constituyen pequeños promontorios de lava en bloques, suficientemente altos para no haber sido sepultados. En las más recientes la cubierta piroclástica apenas ha rellenado parcialmente las depresiones originales de la lava, que tienen entonces un fondo plano y flancos abruptos y rocosos; el relieve es de malpais.

El uso del suelo es un buen indicador de lo anterior. Las coladas antiguas -cuando la altitud lo permite- están cultivadas totalmente. Las intermedias también lo están, pero su superficie es ondulada y en ella abundan los "islotes" rocosos antes mencionados, generalmente cubiertos por unos cuantos árboles (pinos, encinos). Las más recientes, por regla general, tienen una cubierta boscosa más o menos densa según la orientación de la ladera; llama la atención el hecho de que los fondos de las depresiones, planos por efecto del relleno con piroclastos retrabajados, carecen casi por completo de árboles y arbustos. Ern y Miehlich (1972, pp. 11-12) atribuyen esto a fenómenos de inversión térmica que ocurren en tales depresiones, aunque a la vez puede deberse a diferencias de humedad en los suelos.

Como se ha venido mostrando, los depósitos piroclásticos tie-

nen gran importancia en la morfología de la zona. Ahora bien, su distribución actual no corresponde a la original, pues ha sido modificada por los procesos exógenos. Por sus características, se trata de "depósitos piroclásticos de caída" ("pyroclastic flow deposits") y no "de flujo". En algunos casos (que al parecer corresponden a los materiales más antiguos limo-arenosos) se encuentran ligeramente consolidados y pueden denominarse "tobas"; en otros (sobre todo los materiales más superficiales, es decir, más recientes, arenosos) son totalmente deleznales. Como es sabido, los piroclastos de caída forman un manto que reconoce la topografía anterior, de manera que al caer sobre las coladas las cubrieron más o menos uniformemente. Sin embargo, con el tiempo la escorrentía difusa, la solifluxión y la reptación removieron hacia las partes bajas los piroclastos -que son predominantemente cenizas-. Una parte fue transportada hacia el piedemonte, pero otra quedó sobre o entre las coladas al no existir en éstas una red de drenaje por la cual pudieran ser exportados.

La gran cantidad de tefra así como la frecuencia con que ha caído, explican que buena parte de la superficie de las coladas del Táyotl y Hielotzochio se encuentre sepultada: los procesos erosivos no han logrado removerla de estos lugares.

En cambio en las coladas más recientes del Papayo -que han recibido comparativamente menos tefra en virtud de su poca antigüedad- los piroclastos se distribuyen en forma discontinua: han sido removidos de los flancos (bordes) y los frentes de las lenguas lávicas, donde las pendientes del orden de 45° son muy frecuentes y el potencial erosivo, en consecuencia, muy elevado; en estas laderas sólo han podido ser retenidos en los espacios entre los grandes bloques de lava. Pero han permanecido sobre las pendientes suaves de la parte alta de las coladas, que en varios casos constituyen incluso pequeñas cuencas cerradas o de muy difícil drenaje superficial, al haberse

hundido su porción central como resultado del flujo de lava bajo una corteza ya solidificada. La ceniza removida se ha acumulado en las pequeñas depresiones de la lava, en espesores hasta de varios metros. En los cortes de la autopista México-Puebla, entre Llano Grande y Río Frío, esta disposición de los piroclastos puede observarse con mucha claridad; ahí la capa piroclástica en ningún caso tiene más de 1 m de espesor sobre las partes altas y los flancos de las lenguas de lava (vistas en corte transversal) y con frecuencia falta casi por completo en ellos, pero suele alcanzar hasta 3 m en las depresiones. Sobre la misma autopista, al descender de Río Frío a San Martín Texmelucan, aproximadamente a 2 800 m.s.n.m. se pasa de las lavas recientes a las antiguas del Papayo, cambio que es muy notorio por el repentino aumento del espesor de la capa de piroclastos: de menos de 1 m en las primeras, a 2-3 m en las segundas.

Las características superficiales de las coladas que se relacionan con el flujo de la lava durante su enfriamiento se tratan en el siguiente apartado.

#### Rasgos de flujo.

Esta denominación se refiere aquí a aquellas formas originadas por el enfriamiento diferencial de la lava, que determina movimientos diferenciales durante el flujo.

En principio es importante mencionar que, debido a la estructura en bloques de la colada, muchos de los rasgos de flujo frecuentes en las lavas más fluidas no se encuentran en la zona estudiada, especialmente los de menores dimensiones.

En segundo lugar los piroclastos han sepultado gran parte de

las coladas, con lo cual no es posible identificarlos en muchos casos.

En las coladas del Hielotzochio y, sobre todo, del Táyotl, se observan muy claramente varios "levées" o diques laterales. Según Ollier (1972, p. 57), quien los llama "side curtains", se deben a que una colada puede avanzar más rápidamente en el centro y amontonar fragmentos de corteza a los lados, de la misma manera que una corriente de agua amontona hojas a la orilla. La forma que adoptan es la de un par de crestas paralelas a la pendiente, en medio de las cuales fluyó la lava. La altura que alcanzan es del orden de 20 m sobre el centro de la colada, la amplitud de 50 a 100 m y la longitud varía entre 0.5 y varios kilómetros (observaciones preliminares). Como han originado depresiones alargadas en el sentido de la pendiente, en varios casos se han instalado valles fluviales dentro de ellos (al igual que en los contactos entre coladas), pero la incisión por las corrientes aún no las ha modificado en forma significativa.

Conviene hacer notar que, por constituir pares de crestas alargadas en el sentido de la pendiente, son similares a los depósitos morrénicos Hueyatlaco descritos en el párrafo precedente. Pueden incluso ser confundidos cuando las lavas son muy recientes y los "levées" están bien conservados, tal como ocurrió en un momento dado durante la presente investigación; fue necesario verificar en campo si un par de crestas ubicadas inmediatamente al norte de las morrenas mencionadas correspondían a la continuación de éstas, o bien eran "levées" de la lava aquí llamada Táyotl-2.

A manera de hipótesis puede señalarse que mientras más reciente es un levée o banco marginal, más aguda es su forma; ésta se vuelve más suave y redondeada a medida que los procesos denudatorios la afectan.

Aparte de los levées, no fue posible detectar otro tipo de

rasgos de flujo en las coladas del Hielotzochio y Táyotl (lo que no significa que no existan). En el Papayo son muy comunes, pero además de ellos existen otros distintos de los que se dará cuenta, junto con otros aspectos, en el siguiente apartado.

### El volcán Papayo y sus coladas.

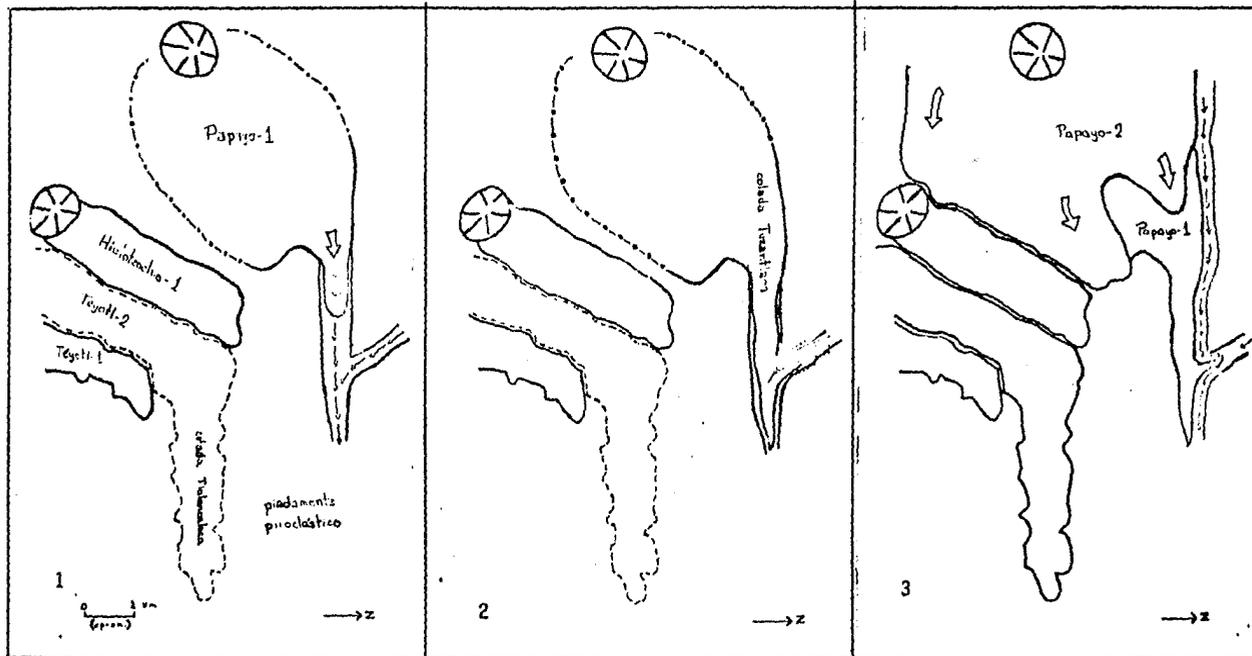
El volcán Papayo es un cono de lava andesítica de 1 km de diámetro aproximadamente y de 220 m de altura sobre las coladas que lo rodean. Aunque sus flancos están cubiertos por ceniza, ésta proviene de otros volcanes y sólo constituye una capa superficial, ya que la masa del edificio consta de lava. No tiene cráter pero es interesante notar que la cima del volcán es relativamente suave en comparación a los flancos, cuya pendiente es de 30-35°.\*

Se han podido identificar lavas de dos etapas de efusión distintas, entre las cuales han ocurrido caídas de piroclastos. La primera lava es la que se ha denominado Papayo-1, que aparece en el noroeste de la unidad "coladas recientes", aproximadamente entre 2 800 y 2 500 m.s.n.m. (su porción superior fue cubierta por las lavas Papayo-2). El sector más conspicuo de esta lava lo constituye la colada Tuzantlapa (fig. 10), nombre que se le da en este trabajo, tomado de una cañada que la bordea por el norte. Tiene una longitud de 15 km medida desde el cono del Papayo, y su amplitud en los 7 km finales es del orden de 1 km, aunque en los últimos 2 se reduce gradualmente hasta terminar en punta. Es un ejemplo claro de la interferencia entre fuerzas endógenas y exógenas, ya que la forma de la colada muestra

\* El Hielotzochio es también un cono de lava. Tiene aproximadamente 2 km de diámetro, 300 m de altura y una pendiente que varía entre 15 y 25° según la ladera.

un fuerte condicionamiento por el relieve que existía antes de su efusión. En efecto, el estrechamiento de su parte inferior indica que fluyó por un valle estrecho y profundo -un barranco- modelado en el piedemonte piroclástico. Además, es posible afirmar que este barranco tenía un afluente, porque la lava penetró ligeramente en él de tal manera que, vista en planta en la actualidad, se puede detectar esa antigua confluencia. La figura 10 esquematiza lo anterior y muestra, además, la posición actual del curso de agua afectado. Es un caso típico de desviación del drenaje por coladas de lava, como los que ilustra Ollier (1972, p. 99). Cuando la lava ocupó el valle fluvial, el curso de agua se instaló en el borde izquierdo de la misma (es decir, en su borde septentrional) y paulatinamente se ha ido encajando a lo largo de dicho contacto. Pero existen evidencias para suponer que, al menos en un principio, se formó un pequeño cuerpo de agua en el sitio de la confluencia: en primer lugar, el barranco afluente tiene un fondo plano y amplio inmediatamente arriba de la confluencia bloqueada, lo que sugiere una fase de depositación fluvial condicionada por un factor muy local -en este caso el bloqueo de la corriente-; y en segundo lugar, se encontró un material aparentemente diatomítico descansando sobre un borde de la colada, a 8 m (aproximadamente) por encima del fondo actual del valle y a 2 560 m.s.n.m. Sin embargo, aún no se ha verificado al microscopio si efectivamente se trata de una diatomite: sus características observables en campo (color, porosidad, textura al tacto) apoyan la idea, pero también podría tratarse de una ceniza volcánica muy fina, redepositada e intemperizada.

Un material similar al anterior, pero a diferencia de él claramente estratificado en capas de 1 a 5 cm, y visiblemente depositado por agua, se encuentra en dos puntos de la barranca Texal, aproximadamente 2.5 km al sureste de la confluencia bloqueada por la lava (uno de esos sitios es un corte de camino ubicado en el extremo oriental del Puente El Emperador,



La lava del Papayo-1 fluye hacia el piedemonte piroclástico y se introduce en un barranco. Sus límites son dos conos conocidos porque fué sepultada por la lava Papayo-2. Ya existían las lavas Hielotzochi-1 y Téyotl-2.

La colada Tuzantlapan adopta la forma del barranco; se estrecha en su sector terminal y penetra ligeramente en un afluente. Se produce entonces un bloqueo del drenaje y probablemente aparece un pequeño cuerpo de agua en la zona de la confluencia (punteado). La flecha señala el sitio donde aflora la diatomita.

El curso de agua desplazado por la lava se reinstala a un lado, en el lado norte de la colada. La lava Téyotl-2 con seguridad ya existía cuando fué emitida la Papayo-2, que cubrió gran parte de la Papayo-1.

Fig. 10

donde la carretera libre México-Puebla cruza la barranca mencionada, a 2 540 m.s.n.m.).

La lava Papayo-1, descendió, pues, sobre el piedemonte piroclástico aprovechando uno de sus barrancos. Este hecho es significativo desde el punto de vista morfo-cronológico, ya que la edad absoluta de la lava representa al mismo tiempo la edad mínima del barranco por el que fluyó y la edad máxima de la (posible) diatomita que se depositó sobre ella. Por otro lado, sus características geomorfológicas permiten decir que es de edad comparable a la de la lava Téyotl-2, que también descendió sobre el piedemonte.

La capa piroclástica que recubrió a la colada Papayo-1 impide observar rasgos de flujo en ella, pero no fue lo suficientemente potente para cubrirla por completo: algunos montones de bloques rocosos resaltan de la superficie regularizada por la tefra; mientras esta última es cultivada, aquellos permanecen forestados, lo que indica condiciones de suelo distintas.

Como se muestra en la fig. 10, la lava Papayo-2 cubrió gran parte de la anterior, es más reciente y sus formas originales son mucho más evidentes. Un vistazo al mapa geomorfológico permite notar la gran diferencia morfológica que existe entre una y otra. Probablemente también existan diferencias de composición entre ellas, ya que la primera fluyó a mayor distancia que la segunda, es decir, fue más fluida. Además, el gran espesor (de 100 a 200 m según el sitio) de la colada que parte del cono volcánico hacia el oriente (y de la que fueron desprendiéndose varias lenguas de menores dimensiones) también parece señalar una relativa falta de fluidez que le habría impedido a la lava desparramarse durante el flujo. Por comodidad de exposición, aquí se llamará a este último derrame la "colada principal".

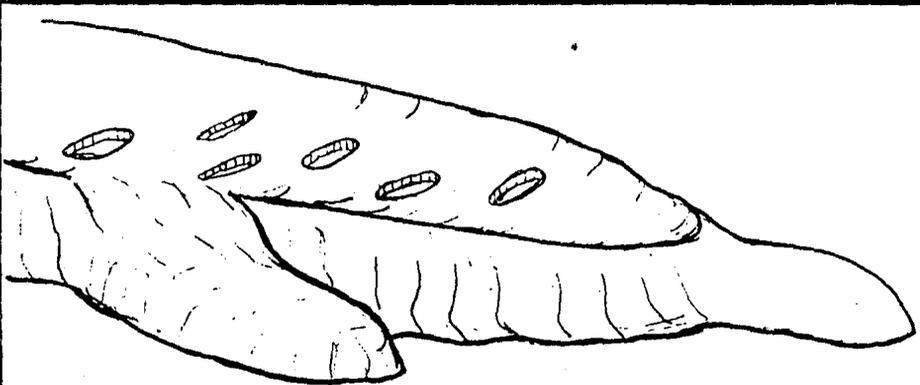
La colada principal tiene una superficie cóncava en corte

transversal (fig. 11, a y b). Esto se debe al flujo de la lava bajo una corteza ya solidificada, que provocó un vaciado de la colada y un hundimiento de su "techo". Como las márgenes se enfrían más rápidamente que el centro, el hundimiento se manifiesta en este último y no en aquellas, resultando la concavidad mencionada. A lo largo de las líneas de ruptura en los bordes, quedan así definidas unas crestas a las que Ollier (1972, pp. 56-57) denomina "lateral ridges" (crestas laterales).

En conjunto, la superficie de esta colada no constituye una depresión absoluta porque tiene un ligero declive en la misma dirección del flujo. Sin embargo, en el detalle presenta numerosas hoyas (pequeñas depresiones cerradas) producto de la misma subsidencia, que impiden la existencia de una red de drenaje integrada hacia afuera, y que destacan por carecer casi totalmente de árboles en sus fondos. Al parecer toda el agua que cae se infiltra al recorrer este terreno rugoso, formado por una sucesión de depresiones y promontorios, que además tienden a ser alargados en dirección perpendicular a la de la pendiente general.

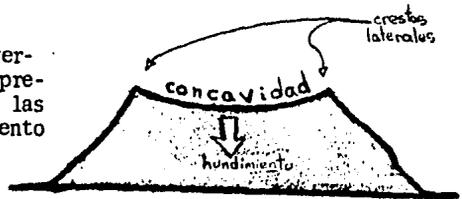
La configuración de las curvas de nivel en una colada de este tipo (vaciada) es muy característica (fig. 11, c). La convexidad general y las crestas laterales quedan perfectamente definidas. Se observa tanto en la colada principal, que salió del Papayo hacia el este y avanzó unos 7 km, como en coladas más pequeñas, por ejemplo la que partió de la base suroccidental del volcán y determinó la formación del Llano de Pinagua Grande al bloquear a los valles del norte del Iztaccíhuatl.

En algunas coladas resulta difícil diferenciar si los lomos que las bordean son resultado del colapso de la porción central (lateral ridges) o del amontonamiento de bloques en la orilla del flujo (levées). Tal diferenciación exige un análisis más detallado que no ha sido posible hacer

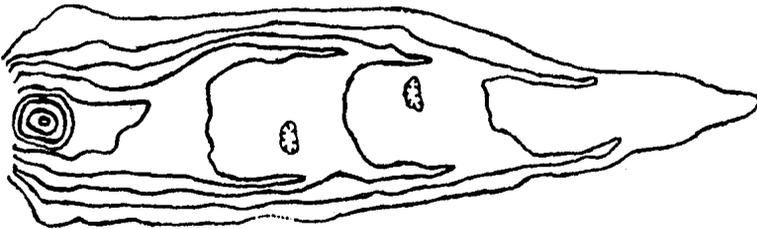


a. Esquema simplificado de la colada principal de Papayo. Nótese la concavidad de su superficie como resultado del vaciado de la colada hacia una lengua frontal y otra lateral. Hundimientos locales de la misma superficie han originado pequeñas depresiones cerradas ("hoyas"). Los bordes de la colada tienen una pendiente tan pronunciada que pueden considerarse escarpes. La altura (espesor) del derrame es del orden de los 150 m y la longitud del tramo ilustrado de 3 a 4 km.

b. Corte de la colada principal transversal a la dirección del flujo. Pueden apreciarse la concavidad de la parte alta y las crestas laterales producto del hundimiento de la parte central.



c. Configuración de las curvas de nivel en una colada vaciada y hundida en su parte central, del tipo de la colada principal del Papayo. Los bordes están a mayor altura que el centro, donde se forma una depresión alargada en el mismo sentido que fluyó la lava. Además, pequeñas depresiones ("hoyas") en la superficie. En la colada principal del Papayo la equidistancia entre curvas de nivel sería de 50 m aproximadamente, y la longitud de unos 5 km.



aquí.

Es de notar que ni siquiera en las coladas Papayo-2 se observan "pressure ridges" (lomos alargados de lava empujada hacia arriba por el movimiento de la lava subyacente, transversales a la dirección de flujo y curvados en forma convexa hacia aguas abajo: Ollier, 1972, p. 57). Posiblemente existen a pesar del tipo de lava (en bloques), pero se encuentran cubiertos por una capa de piroclastos y por la vegetación arbórea.

La cubierta piroclástica en estas coladas no es suficientemente potente para que exista un suelo profundo, susceptible de cultivo, por lo cual el uso del suelo es de bosque de pinos. Ciertamente se localizan a una altitud considerable (la mayor parte de la superficie está arriba de los 3 000 m.s.n.m.), pero el Llano de Río Frío, por ejemplo, se encuentra a una altitud similar (3 000 m) y está cultivado, de manera que en este caso son los caracteres geomórficos-edáficos, y no el clima, los que determinan el uso del suelo.

En el mapa geomorfológico se distingue claramente entre las depresiones inherentes a las coladas (ya sea que estén sobre su superficie o entre dos lenguas de lava), por un lado, y las que resultaron del bloqueo de valles pre-existentes por coladas de lava, por el otro. Las primeras tienen un relleno fundamentalmente deluvial ("coluvial" en la terminología francesa), ya que sus cuencas son muy reducidas y por tanto el material de relleno no sólo puede provenir de las laderas adyacentes, a través de escorrentía difusa, reptación y posiblemente solifluxión.

Las segundas (llanos de Pinagua Grande, Xaxalpa, Tlacoligia, Aculco y Xochetza, al pie de la vertiente norte del Iztaccíhuatl; y Llano Grande, sin nombre y Río Frío al pie de la vertiente sur del Telapón), en cambio, reciben materiales de una cuenca considerablemente más amplia y el

transporte y depositación lo efectúan corrientes fluviales, siendo comparativamente menos importante la depositación deluvial. Por otra parte, la mayoría de estas depresiones empiezan a incorporarse a cuencas exorreicas por medio de la colmatación y el desborde de la propia depresión y/o por la incisión remontante de las corrientes que aprovechan los contactos entre lavas antiguas y lavas recientes (por ejemplo, el llano de Pinagua Grande, que drena hacia la Cuenca de México; y el de Río Frío, que desagua hacia la de Puebla-Tlaxcala). Con todo, aunque ya formen parte de cuencas exorreicas, estos llanos siguen funcionando esencialmente como sitios de acumulación (niveles de base locales) para las corrientes que descienden de la montaña, pues la exportación de materiales es aún muy baja dado el poco encajamiento de las corrientes remontantes en ellos.

La diferencia antes señalada no escapa a la apreciación de la población local. En efecto, el lenguaje local distingue entre "llanos" (depresiones por bloqueo de un valle pre-existente, con un área por lo general mayor de  $0.5 \text{ km}^2$ ) y "hoyas" (depresiones en y entre coladas de lava cuyo fondo plano rara vez supera los  $0.1 \text{ km}^2$ ), lo que indica una percepción de las diferencias de dimensión y morfología entre ambos tipos. Posiblemente también de funcionamiento, ya que mientras los llanos tienen arroyos (perennes en los casos de Aculco y Río Frío) procedentes de las montañas, las hoyas carecen de ellos (pero al parecer su fondo se inunda cuando hay lluvias muy fuertes).

Las depresiones entre coladas (uno de los dos tipos de hoyas) en algunos casos tienen forma alargada y en otros se agrupan formando una alineación de dos o tres depresiones aislada una de otra por pequeños umbrales rocosos, pero situadas todas a lo largo de un mismo contacto entre coladas.

En un recorrido por la zona del Papayo fue posible observar una hoya ubicada 1 km al SSW de la base de dicho volcán. Se encuentra entre el derrame amplio, corto y plano conocido como La Mesa y la colada que avanzó desde el cono hacia el SSW. La depresión es de forma ligeramente alargada; su eje mayor se orienta de NNW a SSE y tiene una longitud de 175 m medidos en el fondo plano. Las laderas que la delimitan corresponden a bordes de colada poco alterados cuya pendiente varía entre 30 y 45°. Están sujetas a procesos de remoción en masa y gravitacionales debido a su fuerte inclinación. A diferencia de las superficies de las coladas que la delimitan, las laderas de la depresión tienen un manto piroclástico delgado y discontinuo, ya que las cenizas sólo han podido permanecer en los espacios vacíos entre los bloques de lava. Estos generalmente son mayores de 40 cm y alcanzan hasta 2 o 3 m; han sido removidos hacia las partes bajas tanto por caída gravitacional súbita como por procesos más lentos de reptación y solifluxión. Los de origen gravitacional se observan claramente descansando sobre el fondo plano de la depresión; no forman taludes continuos en la base de la pendiente sino que se esparcen irregularmente a no más de 5-6 m de distancia de la misma. Los que descienden por reptación y solifluxión lo hacen gradualmente, integrados a la masa de cenizas-suelo. Esta es de espesor muy variable, lo que según Ern y Miehlich (1972, pp. 13-14) depende del tipo de cubierta vegetal, a su vez determinado por la orientación de la ladera. En la ladera de la hoya expuesta al NW, donde la capa de tefra tiene un espesor de 0.5 m aproximadamente, se presenta un modelado generalizado de terracillas. Según Tricart (1977, p. 122) estas microformas obedecen a una reptación particularmente rápida, que provoca pequeños efectos de cizalla y la consecuente aparición de pequeños escalones de unos cuantos decímetros de ancho; su mecanismo de formación es considerado por Tricart como un fenómeno de transición entre los movimientos en masa (que afectan a una capa gruesa) y la reptación (superficial).

Derruau (1978, p. 218) incluye las terracillas dentro de las formas de solifluxión de barro en las vertientes periglaciales (aunque aclara que no son exclusivas de climas fríos). Esto resulta interesante porque puede ser el caso aquí investigado, máxime que la ladera en cuestión se orienta al NW y se encuentra a una altitud entre 3 300 y 3 340 m. De hecho se ha observado que en el suelo del fondo de una hoya muy cercana, el horizonte A sufre congelamiento-descongelamiento diario a varios decímetros de profundidad al menos durante el invierno (Ern y Miehllich, 1972, p. 13), y no sería extraño que ese fenómeno ocurriera también en las laderas adyacentes. De ser así podría afinarse la apreciación de Lorenzo (1969, p. 26) de que los fenómenos periglaciales actuales empiezan a presentarse a partir del límite de la vegetación arbórea (3 900 m) hacia arriba. Esta idea resulta válida a un nivel general, pero puede añadirse que a altitudes inferiores a 3 900 m, ciertas condiciones topográficas pueden propiciar el periglaciarismo. Tal es el caso de las hoyas, donde Ern y Miehllich (1972, pp. 9-12) encontraron una distribución de la vegetación sólo atribuible a inversiones térmicas; éstas llegan incluso a determinar la existencia de un zacatonal de altura en las partes más afectadas por el frío (los fondos planos de las hoyas) y dicha vegetación es precisamente la que se presenta arriba de los 3 900 m.

Entre las laderas rocosas y el fondo plano de la depresión se extiende un talud de unos 2 m de longitud formado por depósitos deluviales. De hecho, la mayor parte del relleno de la depresión debe ser de este origen, es decir, transportado por la escorrentía difusa y la reptación, procesos que lavaron los piroclastos de las laderas haciendo aflorar los bloques de lava. El fondo plano es también sitio de concentración de agua y materia orgánica que se descompone muy lentamente dadas las bajas temperaturas y la excesiva humedad (algunas hoyas se inundan temporalmente). El espesor del depósito

deluvial no es conocido, pero en una joya similar ubicada a unos 4 km al NNW, cerca de Llano Grande, Ern y Miehllich (idem, p. 14) excavaron 4 metros sin llegar a la base de los piroclastos.

Hasta aquí se ha distinguido entre "llanos" y "hoyas", pero existe un tercer tipo de zona de acumulación relacionada con el condicionamiento que las lavas recientes imponen al drenaje. Este tipo se cartografía en el mapa geomorfológico como "planicie de depósitos fluviales y piroclásticos en valles (instalados) entre coladas de lava" y se describe en el tercer apartado de este capítulo. No es exclusivo del área del Papayo, pues también se le encuentra -y con mayor frecuencia- entre las lavas del Hielotzochio y Teyotl. Es similar a los "llanos".

En los tres tipos de planicies debe considerarse la caída de piroclastos directamente del aire como proceso de rellenamiento. Sin embargo, la mayor parte del material de relleno debe ser retrabajado, pues de otra manera se observarían acumulaciones piroclásticas de espesor similar al de la planicie en cualquier ladera de lava adyacente y, como se ha explicado, éste no es el caso.

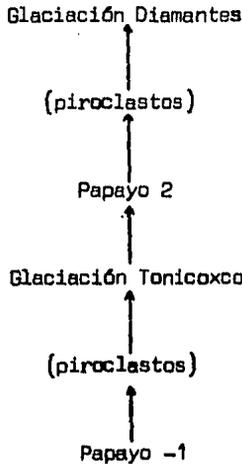
Cabe señalar, finalmente, que la edad máxima de cualquiera de estas planicies corresponde a la edad de la colada que le dio origen, de manera que sus depósitos constituyen un registro de los eventos volcánicos, climáticos y geomorfológicos ocurridos desde su formación. En futuras investigaciones detalladas sobre el Cuaternario deberá ponerse atención en ellas, especialmente en las que se encuentran entre las lavas recientes y antiguas.

#### Periglaciario fósil.

Lorenzo (1969, pp. 36, 38, 40) identificó microformas perigla

ciales en los cortes de la autopista México-Puebla, uno a 3 000 m.s.n.m., pero antes de Llano Grande, y otro a 2 780 m.s.n.m., entre Río Frío y Santa Rita Tlahuapan. El primer caso ("vistas laterales de polígonos de piedras"; ubicado 2 km fuera de la zona de estudio) es correlacionado por Lorenzo con la glaciación Diamantes (su morrena descendió a 3 134-3 650 m), mientras que el segundo ("restos de cuñas de hielo y formaciones en bolsa") lo es con la glaciación Tonicoxco (morrena a 2 750-3 050 m).

Se pudo observar que los polígonos de rocas se originaron dentro de un depósito de cenizas volcánicas que sobreyace a la lava aquí denominada Papayo-2, y los bloques deben proceder de la gelifracción de esta lava. Las cuñas de hielo y formaciones en bolsa, en cambio, se formaron en piroclastos que sobreyacen (aunque esto está por verificarse) a la lava Papayo-1. De ser ciertas las correlaciones de Lorenzo antes anotadas, la secuencia volcánica del Papayo puede integrarse a la secuencia volcánica y glacial que White (1962) definió para la vertiente occidental del Iztaccíhuatl, más o menos de la siguiente manera:



Este intento de correlación es aún preliminar y puede resultar falso si los supuestos de Lorenzo no son ciertos. Puede objetársele que la edad de la lava Papayo -1 parece demasiado antigua si se le sitúa antes de la glaciación Tonicoxco, ya que su forma original se mantiene relativamente bien conservada, más o menos como la lava aquí denominada Téyotl -2, y esta última es posterior a dicha glaciación.

Por otra parte se observaron lajas dispuestas horizontalmente (enlosado nival) entre capas de piroclastos, en numerosos cortes a lo largo del tramo de la autopista México-Puebla que atraviesa la lava Papayo -2, es decir, desde unos 6.5 km de Llano Grande hasta unos 2 km después de Río Frío. Todo ese tramo se ubica por arriba de los 3 900 m.s.n.m. Las lajas aparecen muy cerca de la superficie, cubiertas por una capa delgada de cenizas-suelo de color oscuro, lo cual probablemente indica una edad bastante reciente.

Estas mismas formas se encontraron también en la capa piroclástica que cubre a las coladas Téyotl -2. Se observaron gracias a cortes de camino aproximadamente a 3 000 m.s.n.m., en sitios donde dicha capa tiene un espesor mínimo de 2 m. La cubierta de cenizas que recubre a las lajas es más gruesa que en la mayoría de los cortes de la autopista México-Puebla antes mencionados, del orden de 1-1.5 m.

#### Valles erosivos.

La existencia de valles erosivos entre algunas coladas de lava se explica por alguna de las dos siguientes razones, o bien por ambas:

- Antigüedad de la lava: entre la colada del Hielotzochio y la del Téyotl se ha excavado un valle fluvial porque ambas son relativamente antiguas. Incluso hay algunos cauces dentro de ambas coladas, aunque toda-

vía son poco desarrollados y calcan visiblemente las depresiones originales de la lava. Dentro de las coladas del Papayo, en cambio, prácticamente no hay rasgos erosivos, aunque sí los hay en sus bordes.

\*

- Instalación de un curso de agua con una cuenca de captación amplia (que ya existía antes de ser emitida la lava) y, en consecuencia, con un potencial erosivo considerable. Por ejemplo, el valle erosivo que parte del Llano de Aculco (cañada Texcalisca) se formó entre una colada del Papayo -2 (la que bloqueó el drenaje y dio origen a dicho llano) y las lavas antiguas del norte del Iztaccíhuatl; aguas abajo sigue el contacto entre la misma lava del Papayo y la del Hielotzochio, y más bajo aún se establece entre dos coladas de este último (cañada Peña del Carro-barranca Capultitla) antes de llegar al piedemonte piroclástico. Aguas arriba de las coladas que sepultan su porción inferior, es decir, en las laderas septentrionales del Iztaccíhuatl, la cuenca tiene un área cercana a los 10 km<sup>2</sup>. Además, estas laderas se caracterizan por sus fuertes pendientes.

Es el mismo caso del valle excavado entre las lavas antiguas del Iztaccíhuatl y las del Táyotl -2 (cañada Temazcaltitla), que aguas abajo sigue el contacto entre las lavas del mismo Táyotl y las del Hielotzochio (cañada Tinajas-barranca Cuaxumulco) para continuar más abajo sobre el piedemonte (barranca Texcal).

#### Los domos Tzihuintitla y su relación con las lavas del Táyotl.

En este apartado al igual que en los siguientes, se tratarán específicamente algunos aspectos de la estratigrafía del Cuaternario superior, que se sumarán a los ya expuestos. Si bien la información obtenida es aún preliminar y en la mayoría de los casos está desarticulada, se consideró importante exponerla para que sirva de punto de partida a nuevos trabajos.

En éste no ha sido posible profundizar en el tema dada la gran dimensión de la zona estudiada y los limitados conocimientos del autor para abordar una problemática tan compleja.

Como se observa en la carta geomorfológica, en el suroeste de la zona estudiada existen tres domos volcánicos alineados (aparentemente sobre una fractura), el mayor de los cuales se ubica al oeste y se llama Tzihuintitla. Su aspecto no difiere mucho del de los conos de lava del Papayo y Hielotzochio, excepto porque son más pequeños y de pendiente ligeramente menor.

Un examen de las fotografías aéreas y un posterior recorrido de verificación permitieron determinar que la colada del Táyotl ubicada inmediatamente al oeste del domo Tzihuintitla es posterior a éste, ya que en su recorrido hacia abajo la lava describió una curva (muy ligera); ésta muestra que encontró una prominencia (el domo) a la que tuvo que rodear para continuar descendiendo.

La colada en cuestión forma parte de las lavas aquí llamadas Táyotl -2 y sobre ellas descansan las morrenas Hueyatlaco que se describieron en el párrafo anterior. Cabe aclarar que la efusión Táyotl -2 corresponde a la primera (cronológicamente) de las dos andesitas del Táyotl que White (1962, p. 16) considera importantes para el establecimiento de una secuencia volcánica y glacial. No puede corresponder a la segunda andesita porque, según dicho autor, ésta sobreyace (y no subyace, como la primera) a la morrena Hueyatlaco.

La segunda andesita fue un derrame de 100 a 150 m de espesor que fluyó del lado noroeste del Táyotl sobre los extremos de las morrenas Hueyatlaco. Al parecer descendió hasta los 3 700 m, es decir, fuera de la zona de estudio, pero es posible que algunas lenguas de lava que llegan has-

ta los domos Tzihuintitla hayan provenido de esta efusión.

Como la lava Táyotl -2 del presente estudio corresponde a la primera de White, la Táyotl -1 queda sin equivalente dentro de las diferenciadas por dicho autor. Posiblemente sea una efusión que, por su mayor antigüedad, no resultaba de interés en la investigación de la secuencia glacial.

#### Sobre la estratigrafía del área de Río Frío.

El llano de Río Frío se formó cuando un par de valles de la ladera sureste del Telapón (uno de ellos la cañada de Río Frío) fueron bloqueados por la lava Papayo -2. A partir de entonces -y al igual que ocurrió en los otros dos llanos al oeste- se acumularon grandes cantidades de materiales procedentes de la Sierra de Río Frío, transportados por las corrientes fluviales. Intercaladas con los anteriores debieron caer también importantes cantidades de tefra (piroclastos de caída), incluyendo la transportada por la escorrentía difusa de las laderas adyacentes al llano.

Durante los periodos de calma en la actividad volcánica, los suelos se desarrollaban hasta que una nueva llegada de piroclastos los sepultaba convirtiéndolos en paleosuelos o suelos fósiles. En otros periodos, de clima frío y húmedo, coincidentes con los avances glaciales (Lorenzo, 1969), se produjeron microformas (superficiales) propias de un medio periglacial.

Lo anterior se puede deducir de los cortes carreteros ubicados a lo largo del tramo Llano Grande-Río Frío de la autopista México-Puebla, y ha sido ampliamente mostrado por Heine (1972; 1973; 1974) y por Heine y Heide-Weise (1973 a; 1973 b) para el conjunto de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala y en especial para La Malinche y región circunvecina (sin embargo, la zona

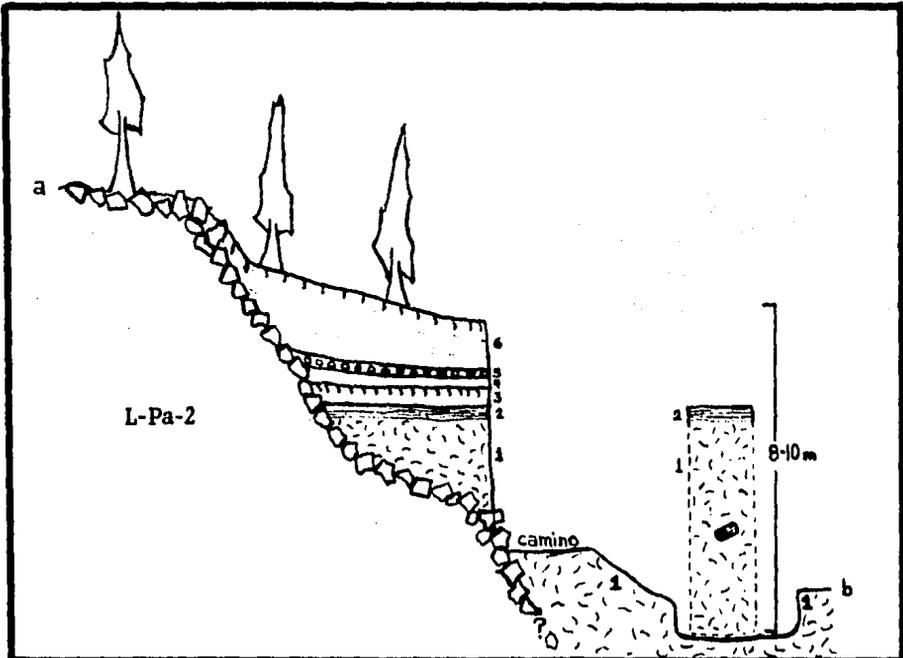
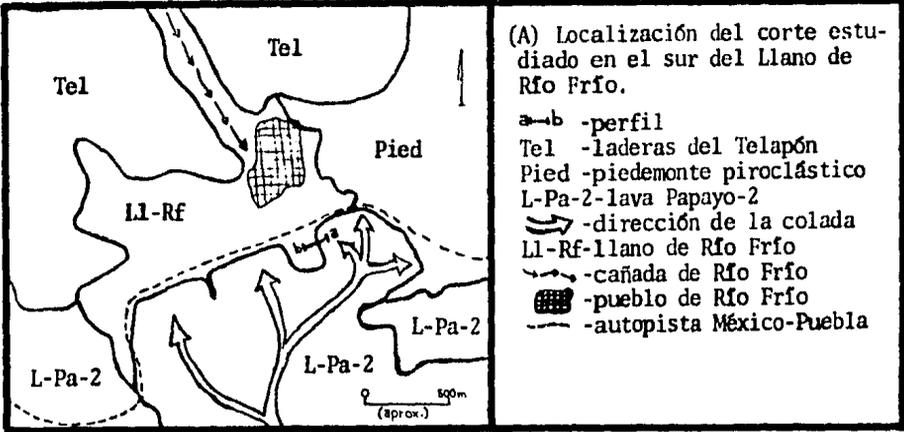
aquí estudiada recibió poca atención en esos trabajos).

Un corte resultó particularmente interesante por la gran cantidad de eventos que registra (fig. 12). Se trata de un banco de materiales gravosos localizado inmediatamente al sur de la autopista, a la altura de la desviación al centro comercial Río Frío y al pie de las lavas Papayo -2. El corte de la cantera es completado hacia arriba por otro de un camino de tierra que sube por la colada.

En la base aparece un material blanquecino, sin estratificación, compuesto por arenas gruesas y lapilli no clasificados. Arriba se encuentra arenas de este mismo material en capas finas ( $< 1$  cm) horizontales. Sobre yaciendo a éstas se encuentra una capa de arenas gruesas color gris-café en cuya parte superior se observa con toda claridad un paleosuelo. Este fue cubierto por arenas similares a las anteriores sobre las cuales, a su vez, se depositó una pequeña capa de pómez con manchas rojizas, de espesor muy variable (no mayor de 10 cm). Completa el corte una secuencia de por lo menos tres mantos piroclásticos distintos, generalmente de color oscuro, en cuya parte superior se desarrolla el suelo actual. El espesor total del depósito es de 8 m aproximadamente, y todas las capas son incoherentes.

El material de la base es descrito por Demant (1981, p. 176) como una "colada de pómez y cenizas de composición riolítica"; afirma que está cubierto por las coladas andesíticas del Papayo y piensa que, dada su composición, puede provenir del Táyotl. Weyl (1974, s. p.) determinó como alcali-riolita un "canto de nube ardiente" de Río Frío que contiene 75.6 % de  $\text{SiO}_2$ . Por su parte, Heine y Heide-Weise (1973 a, p. 8) caracterizan los sedimentos volcano-clásticos de la región Tláloc-Telapón como "tobas dacíticas-riolíticas", con un contenido de cuarzo muy elevado (lo que concuerda con el análisis de Weyl), mientras que a los del Popocatepetl-Iztaccíhuatl

Fig. 12



(B) Corte en el sur del Llano de Río Frío a lo largo del perfil a-b.

L-Pa-2: lava Papayo-2; se indican sólo los bloques de la superficie.  
 1. Depósito de nube ardiente blanquecino. 2: Arenas gruesas blanquecinas finamente estratificadas. 3: Arenas gruesas gris-café con paleosuelo (LFB03 de Heine?) en su parte superior. 4: Arenas gruesas gris-café. 5: Pómez con manchas rojizas. 6: Mantos de cenizas (por lo menos tres) con suelo actual en su parte superior. / En el lado derecho se indica, con línea discontinua, un corte ubicado en el fondo del banco de materiales, donde se encontró un tronco carbonizado dentro del depósito de nube ardiente.

los identifican como "tobas andesíticas ricas en hipersteno y augita".

Así, pues, desde el punto de vista mineralógico este material parece relacionado con el Tláloc-Telapón y no con el Iztaccihuatl como afirma Demant. En lo que sí hay acuerdo, aparentemente, es en la naturaleza del depósito: tanto Demant cuando habla de "colada", como Weyl cuando menciona el término "nube ardiente", hacen alusión a un depósito piroclástico de flujo ("pyroclastic flow deposit"). Las observaciones personales de campo permiten coincidir en lo anterior; el depósito puede ser considerado una "ignimbrita" en el sentido que Ollier (1972, p. 73) asigna al término: resultado de un flujo piroclástico en forma de nube ardiente, puede estar soldado o no, y puede ser de cualquier tipo petrológico (aunque predominan la andesita y la riolita). En este caso el material no está soldado. El propio Ollier (idem, p. 76) señala que los depósitos piroclásticos de flujo son muy homogéneos, porque la fluidización causa un mezclado intenso del material y hay poca variación lateral o vertical, y esto es precisamente lo que se observa en el material del corte. Como los flujos se mueven casi como un líquido, no forman un manto continuo sobre el relieve pre-existente (a diferencia de los piroclastos de caída), sino que rodean obstáculos, rellenan depresiones y cuando se depositan tienen superficies muy planas, por rugosa que sea la superficie anterior (idem, p. 78).

Todo lo anterior debe ser tomado en cuenta para resolver las dudas sobre la procedencia de la ignimbrita. En este caso será muy importante, además, conocer su posición estratigráfica, y aquí Demant ha cometido un error fundamental al considerar que subyace a las coladas del Papayo. En efecto, un análisis detallado del corte en cuestión muestra que, si bien en el fondo del mismo la ignimbrita está a un nivel inferior al de la colada, en otros puntos aparecen grandes bloques de lava en su base (fig. 12 B). Lo cual significa necesariamente que la lava es anterior a la ignimbrita. El

hecho de que ésta parezca situarse a un nivel inferior indica que se ha recargado lateralmente sobre aquella, rellenando una depresión que la propia colada había creado al bloquear los valles fluviales del sureste del Telapón. Como se ve, lo anterior cumple con las características de los flujos piroclásticos ya mencionados.

¿De dónde proviene entonces la ignimbrita? No puede venir del sur (Téyotl) puesto que, siendo posterior a la lava del Papayo, el flujo no pudo haberla saltado, máxime que en su avance hacia Río Frio se le habría interpuesto transversalmente una barrera topográfica alargada, de más de 100 m de altura, constituida por la "colada principal" de dicho volcán. Además, en ningún corte de camino sobre las lavas del Papayo (exceptuando, claro está, los de las inmediaciones de Río Frio), aparece el menor rastro del material ignimbritico blanquecino, que en caso de provenir del Téyotl habría dejado rastros de su paso sobre una superficie tan rugosa como esa.

Puede entonces afirmarse que proviene del norte (Telapón-Tláloc), lo que concuerda con las observaciones mineralógicas de Heine y Heide-Weise (1973 a). Además, existen elementos para suponer (sin poder afirmarlo categóricamente) que el flujo piroclástico descendió por la cañada de Río Frio. En primer lugar porque sólo se ha encontrado la ignimbrita en el llano de Río Frio. Y en segundo lugar porque en las laderas de la cañada próximas al poblado, se pudieron observar depósitos aparentemente ignimbriticos (aunque no blanquecinos) gracias a los cortes que los pobladores han hecho para construir sus casas. Aun cuando no sean las mismas ignimbritas, se puede afirmar que la cañada ha funcionado al menos en otra ocasión como corredor para nubes ardientes. Una parte considerable del relleno del llano de Río Frio debe, pues, tener este origen.

Según Mooser (1975, p. 30), en el Tláloc ocurrieron erupciones

explosivas "subrecientes" que produjeron lahares en Río Frio. Estos no fueron observados pero es muy posible que se trate de las ignimbritas aquí estudiadas (Mooser dice que esas mismas erupciones produjeron ignimbritas en Calpulalpan). Desde el punto de vista de la cronología relativa, se sabe que fueron posteriores a las lavas Papayo -2, y anteriores a una serie de depósitos piroclásticos en los cuales se intercala un paleosuelo. La edad absoluta del material puede ser establecida con precisión si se logra datar un fragmento de tronco carbonizado de 30 cm de largo por 15 cm de diámetro que se encontró dentro de la masa de ceniza y lapilli. Este trozo de carbón debe ser exactamente contemporáneo a la ignimbrita que lo envuelve, y su carbonización precisamente el resultado del paso de una nube ardiente sobre una ladera boscosa. Otros fragmentos de carbón más pequeños fueron encontrados en el mismo depósito blanquecino, lo que hace suponer que son relativamente abundantes.

La edad de este carbón es, pues, la misma que la de la ignimbrita: asimismo, constituye una edad mínima para las coladas Papayo -2 y una edad máxima para los depósitos piroclásticos (y el paleosuelo) superyacentes.

Las arenas blanquecinas finamente estratificadas que cubren a la ignimbrita con un espesor aproximado de 1 m, se han interpretado aquí como el resultado de la acción erosiva que afectó a la propia ignimbrita luego de su depositación: de las partes ligeramente más elevadas del depósito, la escorrentía difusa debió lavar las arenas hacia los sectores un poco más deprimidos (ubicados presumiblemente al pie de la colada), donde se depositaron en delgadas capas horizontales. El hecho de que sólo consten de arenas probablemente se deba a que la superficie del depósito era muy plana -como corresponde a un flujo piroclástico- y la energía erosiva no era suficiente para movilizar también los lapilli.

El paleosuelo que se desarrolló sobre unas arenas gruesas color gris-café indica un periodo de calma en la actividad volcánica explosiva. Puede ser datado por radiocarbono y la edad obtenida sería una edad máxima para el depósito piroclástico superyacente y mínima para el emplazamiento de las arenas en las que se formó. En el kilómetro 59.68 de la autopista (entre Llano Grande y San Rafael), en un corte del lado sur, se encontró un paleosuelo que muy probablemente equivale al anterior. No tiene la capa de pómez superyacente que se observa en el primero, pero las características del material parental y del suelo mismo son prácticamente iguales. En otro corte localizado aproximadamente a 1.5 km de Llano Grande (en dirección a México) del lado sur de la autopista se encontró nuevamente ese paleosuelo.

¿Por qué sólo se encuentra en unos cuantos cortes? Se cree que en la zona de coladas del Papayo, cuya cubierta piroclástica es muy delgada, sólo existían condiciones propicias para la pedogénesis en las pequeñas hondonadas donde se concentraban los escasos materiales finos y la humedad. Las laderas eran pedregosas y demasiado permeables. De hecho los sitios donde se observó el suelo fósil corresponden a este tipo de depresiones acumulativas dentro de la colada Papayo -2.

¿Por qué la pómez aparece en algunos cortes y no en otros? En realidad son muy pocos los cortes de la autopista entre Llano Grande y Río Frio en los que aparecen las pómez; y en ellos forman capas delgadas (no más de 15-20 cm) y discontinuas, donde el material muestra señas de haber sido retrabajado luego de su caída. Siendo poco abundantes y fáciles de transportar, debieron ser removidas de la mayoría de los lugares y depositarse y permanecer en unos cuantos en los que la topografía las "protegía", todo ello antes de que cayeran más cenizas. Por otro lado, tal vez provinieron del Popocatepetl y se trata de las pómez 3P de Kneib et al (1973), quienes encontraron las cenizas 3C de dicho volcán sobre las coladas del Papayo (idem,

fig. 1) (las cenizas 3C y las pómez 3P son de la misma erupción).

Si se intentara correlacionar el paleosuelo del área de Llano Grande-Río Frío con alguno de los identificados por Heine (1975), se haría con el fBo3, ya que éste es el más reciente de los tres que se presentan en la cuenca de Puebla-Ixcala. Según Heine (idem, p. 1), "...el suelo fósil fBo3 fue cubierto, en las faldas de los volcanes, por erupciones más recientes de piedra pómez y cenizas, por lo que su formación puede fijarse alrededor de los 8 000 a 5000 años A. P." Si la relación fuera cierta, tanto las lavas Papayo -2 como la ignimbrita no podrían tener menos de 8 000 años.

Un problema que no pudo ser resuelto en la presente investigación y que se considera importante para el conocimiento de la evolución climática, es el de la relación estratigráfica entre el paleosuelo y las formas periglaciales fósiles que se mencionaron en un apartado anterior.

#### Correlaciones morfo-cronológicas con la Sierra del Chichinautzin.

Martín del Pozzo (1980) realizó un estudio de la Sierra del Chichinautzin en el que distinguió cinco unidades estratigráficas informales a partir de parámetros morfológicos y algunas edades radiométricas.

Considerando que el vulcanismo del Táyotl, Hielotzochio y Papayo es del Pleistoceno como el de dicha Sierra, y que incluso una parte de sus productos (Papayo) es considerada por Demant (1981, pp. 175-176) como la prolongación de la misma, se pensó en aplicar los criterios utilizados por Martín del Pozzo (1980, p. 7) en la zona aquí estudiada.

El intento de correlación es un tanto arriesgado porque se basa fundamentalmente en la morfología de las coladas. Pero en la Sierra del

Chichinautzin -al igual que en la zona estudiada- los principales cambios que se presentan en las coladas no son tanto un resultado de los procesos exógenos sobre la lava, como de las caídas de piroclastos que tienden a sepultar sus rasgos superficiales. En un área determinada puede ser válido efectuar dataciones relativas basadas en el espesor de la cubierta piroclástica, porque se considera que las caídas de tefra han afectado en forma homogénea a toda el área. Pero si se intenta correlacionar los resultados ahí obtenidos con los de otra zona sujeta a caídas de piroclastos de distinta intensidad, las correlaciones en base a morfología pueden no ser válidas. Cabe hacer notar que Martín del Pozzo (1980) no llama la atención sobre este hecho y al parecer no distingue entre "suelo" (en el sentido edáfico) y "piroclastos" (como material parental del suelo). Así por ejemplo, uno de sus criterios para diferenciar la unidad "volcanitas pleistocénicas 2" de la "3" es, en la primera, "superficie de derrames cubierta con suelo (de 2 a 3 m)"; y en la segunda, "gruesa cubierta de suelo (4 m)".

Aún considerando este riesgo, se intentó establecer correlaciones. Si éstas son válidas o no, es algo que se verá en el futuro, cuando se cuente con algunas dataciones radiométricas del área de Río Frio (por ejemplo la del carbón antes mencionado). Por el momento pueden considerarse como hipótesis.

Se reproduce la tabla del trabajo de Martín del Pozzo (1980, p. 7) donde resume los parámetros geomorfológicos usados para la subdivisión estratigráfica de la Formación Chichinautzin (tabla 2). De acuerdo a estos parámetros, las coladas Hielotzochio -1 y Táyotl -1 podrían ser identificados con la unidad Plv1 (Volcanitas Pleistocénicas 1) con una edad aproximada de 38 000 años A. P. Las lavas Táyotl -2 y Papayo -1 quedarían en la unidad Plv2 (Volcanitas Pleistocénicas 2), con 30 000 años de edad, posiblemente en la Plv3 con cerca de 22 000 años A. P. (los criterios de diferenciación en-

TABLA 2. PARAMETROS GEOMORFOLOGICOS USADOS PARA LA SUBDIVISION  
ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION CHICHINAUTZIN  
(Según Martin del Pozzo, 1980, p.7)

Unidad Edad relativa	Parámetros geomorfológicos	Edad isotópica * (años)
Hv Volcanitas ** holocénicas	Suelo delgado Cubierta uniforme de vegetación baja Todas las estructuras de flujos perfectamente preservadas Unidades de flujo individuales son cartografiables Sin cultivar (pedregal)	8,440 ± 70
P1v4 Volcanitas pleistocénicas 4	Unidades de flujo individuales tienen bordes marcados "levees" Márgenes: con cubierta de árboles Centros de derrames tienen cubierta de suelo delgada	19,530 ± 160
P1v3 Volcanitas pleistocénicas 3	Cubierta de suelo impersistente Todas las crestas de presión visibles Márgenes de derrames muy marcadas Poca erosión de crestas terminales	21,860 ± 380
P1v2 Volcanitas pleistocénicas 2	Márgenes de derrames y crestas terminales marcadas Superficie de derrames cubierta con suelo ( 2 m a 3 m) Crestas de presión escasas	30.500 ± 160
P1v1 Volcanitas pleistocénicas 1	Márgenes de derrames redondeadas Sin estructuras de flujo internas Gruesa cubierta de suelo (4 m) Intensamente cultivados	38,590 ± 3,210

FORMACION CHICHINAUTZIN

\* Las edades isotópicas mostradas en esta tabla están basadas en las dataciones publicadas por Bloomfield (1975)

tre ambas unidades son un poco imprecisos). Las coladas Papayo -2 tienen ca-  
racterísticas tanto de la unidad Plv4 (Volcanitas Pleistocénicas 4) con  
19 500 años, como de la Hv (Volcanitas Holocénicas), con 8 500 años aproxima-  
damente.

### 3. Piedemonte-piroclástico

#### Localización

La porción más amplia de esta unidad se ubica en el centro, centro-sur y centro-occidente de la zona y queda comprendida en su totalidad dentro de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Una porción pequeña se localiza en el norte y forma parte de la Cuenca de México, en particular de la de Apan-Atocha. Todas las observaciones aquí expuestas se refieren a la primera.

Se trata de un sector de transición entre la zona montañosa de los grandes conos compuestos -Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc- y la planicie lacustre-aluvial de nivel de base. Constituye un relieve de gran interés ya que en su formación han intervenido en forma significativa tanto procesos acumulativos como erosivos, a diferencia de los relieves montañoso y de planicie, donde predominan unos sobre los otros. Además, la disección vertical del piedemonte proporciona numerosos cortes para el estudio de la secuencia de eventos volcánicos, climáticos, y geomorfológicos.

Piedemontes similares al aquí descrito son comunes en la base de todos los grandes edificios volcánicos del Sistema Neovolcánico Transversal (Nevado de Toluca, Sierra de las Cruces, Sierra Nevada, La Malinche, Pico de Orizaba-Cofre de Perote, entre los más importantes). La mayor parte de su masa la constituyen los piroclastos emitidos por dichos volcanes durante sus fases de erupción explosivas, ya sea que los piroclastos se encuen-

tran in situ o que hayan sido retrabajados. De ahí que se aplique el nombre de "piedemonte piroclástico".

Los límites del piedemonte son más o menos marcados según la unidad de relieve adyacente. En el caso de la Sierra de Río Frio el límite se evidencia generalmente por una ruptura de pendiente cóncava en el sector donde terminan las laderas de lava (ver fig. 6). En la base norte y noreste del Iztaccíhuatl el contacto con las lavas antiguas ha sido sepultado por las coladas recientes de los volcanes Táyotl, Hielotzochio y Papayo, que descendieron sobre la superficie del piedemonte; en este caso el límite resulta muy claro. En cambio el contacto con el Bloque Tlaxcala ha sido difícil de establecer: hacia el norte (porción central de la zona) aparece como una ruptura de pendiente cóncava, probablemente de origen tectónico (confrontar mapa de zonalidad geomorfológica y mapa tectónico), y hacia el este como una diferencia altitudinal entre las vertientes de un barranco, tal vez del mismo origen. El límite más difícil de trazar (y el más artificial) es el del piedemonte con la planicie lacustre aluvial; más que límite existe una zona de transición definida por una disminución gradual de la pendiente de aquél hacia ésta, y localizada alrededor de la cota 2 280.

#### Características geológicas.

En el mapa geológico (fig. 2) el piedemonte ha sido representado como "tobas y cenizas volcánicas" (Qtc) del Grupo Chichinautzin con la excepción de dos sectores donde la fuerte disección fluvial ha hecho aflorar "depósitos de nubes ardientes" (Qna) del mismo Grupo, es decir, de edad cuaternaria. Es conveniente abandonar la idea de Mooser (1974) de que los piedemontes de este tipo datan del terciario (Formación Tarango) y sólo tienen una delgada cubierta cuaternaria. Como se señaló en el capítulo dedicado a la geología, la totalidad del Iztaccíhuatl se edificó en el Cuaternario, de

manera que sus extensos piedemontes no podrían ser más antiguos. Un poco más adelante se abundará en la estratigrafía.

La porción norte del piedemonte se encuentra fuertemente fracturada, lo que se aprecia en el trazo rectilíneo de varios de sus barrancos principales (ver mapa de lineamientos, fig. 3), que además son amplios y profundos. En el mapa geomorfológico (fig. 5) esta zona ha sido representada como "piedemonte de piroclastos disecado", dentro del relieve volcánico-denudatorio.

En la zona mapeada como "piedemonte de piroclastos" dentro del relieve volcánico acumulativo los barrancos no muestran estas características y son de dimensiones menores. Sin embargo, ahí se observan tres escarpes de falla muy evidentes, dos de ellos delimitando un pequeño graben que se ha denominado fosa de Tlalancaleca en este trabajo. Dichos escarpes se consideran muy recientes porque, a pesar de afectar a materiales poco resistentes, se encuentran bien conservados. En función de lo anterior se propone para ellos una edad Pleistoceno tardío, probablemente Holoceno, es decir, se trata de rasgos neotectónicos. Por otra parte, su orientación W-E corresponde con la de los afallamientos que originaron el Bloque Tlaxcala.

#### Caracterización geomorfológica general.

Como se mencionó anteriormente, el piedemonte piroclástico ha sido dividido en dos unidades en función de su morfología, en particular de la disección. Sobre la causa de esta diferencia no se tiene una respuesta segura, pero al parecer las coladas de lava del Cuaternario tardío se dispusieron de tal manera que protegieron al sector meridional del piedemonte de las corrientes fluviales, que entonces afectaron fundamentalmente a la otra porción (centro-occidente de la zona). Probablemente también intervinieron

diferencias en el grado de fracturamiento entre ambas porciones.

De manera general, desciende desde Río Frío (3 000 m.s.n.m.) hasta las cercanías de San Martín Texmelucan (2 280 m), donde pasa gradualmente a la planicie. Es de suponer que en la vertiente norte del Iztaccíhuatl antes de ser emitidas las lavas del Táyotl, Hielotzochio y Papayo, el contacto entre lavas antiguas y piedemonte era similar al que hoy se observa en el Telapón-Tláloc. Dichas lavas cubrieron buena parte de su extensión. Así, medido desde Río Frío hacia el este-sureste el piedemonte tiene poco más de 20 km de longitud, mientras que el sector ubicado al oeste de Texmelucan apenas supera los 11 km. En el primer caso el desnivel es de 700 m, en el segundo de 500 m.

En perfil longitudinal la forma del piedemonte es suavemente cóncava. La pendiente disminuye hacia abajo, pasando de 10° en sus partes más altas hasta menos de 2° en la parte baja, de transición con la planicie. En las laderas de los grandes barrancos del norte oscilan comúnmente entre 20 y 30° y localmente alcanzan hasta 40°. En los barrancos pequeños e incipientes del sur son comunes las paredes verticales.

Como es frecuente en este tipo de relieve, la red hidrográfica presenta un patrón paralelo, es decir, donde los cauces principales se encuentran regularmente espaciados, son paralelos o subparalelos unos respecto a otros, y los ángulos de confluencia de los tributarios son muy agudos. El patrón paralelo es común en superficies de pendiente pronunciada o donde existen controles estructurales que motivan un espaciamiento regular de las corrientes. En este caso parecen haber influido ambos aspectos. Debido a la litología del piedemonte, los valles fluviales que se formaron son barrancos, es decir, excavados en materiales poco resistentes (piroclastos) y con laderas muy inclinadas o verticales (ver mapa geomorfológico, fig. 5, y la

explicación de la leyenda en el texto).

Los barrancos del sector norte son los más extensos (10-15 km), ramificados, amplios (de 0.3 a 0.5 km; hasta 1 km cuando tienen pequeños afluentes) y profundos. Se han instalado sobre fracturas y además muchos de ellos tienen caudales considerables y permanentes, ya que son la continuación de los valles erosivos que descienden de la Sierra de Río Frío. La profundidad de disección es de 100-200 m y la densidad de disección de 1 a 2.5 km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup> (según Lugo Hubp y Martínez Luna, 1981, pp. 58, 59).

En el sector sur los barrancos no tienen un control estructural evidente ni provienen de corrientes que descienden de la montaña, sino más bien se originan en el mismo piedemonte o al pie de las coladas, donde existen varios manantiales. Están menos ramificados, son estrechos (por lo común menos de 200 m de amplitud, muchas veces menos de 50 m) y de menor profundidad. Lugo Hubp y Martínez Luna (idem, pp. 58, 59) señalan valores de densidad de la disección desde 2-2.5 km/km<sup>2</sup> en las partes altas hasta 0.5-1 km/km<sup>2</sup> las más bajas, donde la red de drenaje se va integrando; y valores de profundidad desde 100 hasta 20 m, respectivamente.

En proyección horizontal, la mayoría de los barrancos son del tipo que Heine (1971, p. 7 y fig. 1.1) define como rectilíneo, con amplitud poco variable. Algunos del norte tienen un trazado muy sinuoso en detalle, con amplitud variable y frecuentes terrazas, pero con un curso general rectilíneo (idem, p. 7 y fig. 1.2). La zona donde existen depósitos de nubes ardientes, en el norte, se distingue claramente de las demás por su tipo de barrancos mucho más ramificados lateralmente, lo que tal vez obedece a una menor permeabilidad de dichas rocas respecto a las tobas y cenizas. Estos barrancos son como los que Heine (idem, p. 8 y fig. 1.6) identifica en regiones que no están compuestas exclusivamente por capas de tobas o por tobas interca

ladas con sedimentos fluviales.

Finalmente es importante mencionar las diversas caracterizaciones que antes se han hecho de este relieve. La diferenciación del piedemonte en dos sectores, uno dentro del relieve volcánico-denudatorio y otro dentro del volcánico-acumulativo, coincide con la que hace Lugo Hubp (1982, mapa de zonificación morfogenética). El propio Lugo Hubp (1983, p. 96), en una zonificación de los procesos erosivo-fluviales de la Cuenca de México y noroeste de la de Puebla-Tlaxcala, incluye el piedemonte dentro de una zona de erosión vertical, con presencia de barrancos profundos y valles montañosos y régimen fluvial en gran parte permanente. La porción del piedemonte ubicada al sur de la zona estudiada ha sido cartografiada por Ortega Guerrero (1984) como un relieve exógeno-acumulativo, lo que no puede calificarse como incorrecto si se considera que una parte importante de sus depósitos tiene un origen exógeno. En realidad el origen y evolución de estas formas aún es poco conocido, por lo cual no se descarta la posibilidad de que se les clasifique como formas exógenas. En particular será importante estudiar con detalle la naturaleza de sus diversos materiales y sus posiciones estratigráficas, con objeto de obtener una cronología de eventos volcánicos, climáticos, y geomorfológicos (erosivos-acumulativos) del Cuaternario. En el presente trabajo fue muy poco lo que se avanzó en este sentido. Pero se considera importante exponer las ideas de otros autores al respecto, cosa que se hace en el siguiente parágrafo.

#### Naturaleza de los depósitos del piedemonte

En principio debe admitirse que la naturaleza de este tipo de piedemontes es sumamente compleja, desde el punto de vista del origen y características de sus depósitos, de la alternancia de fases erosivas y acumulativas, y de la intermitencia y carácter catastrófico de la actividad volcá

nica. Esta última es la que aporta la mayoría de los materiales (piroclásticos), pero incluso antes de que cese la actividad los procesos exógenos comienzan a actuar y a removerlos sea en forma de lahares o por escorrentía difusa y concentrada. Lo que distingue a los piedemontes volcánicos de los demás, es que durante su formación enormes cantidades de materiales sueltos (cenizas, lapilli, bloques), es decir transportables, son emitidos en forma instantánea (a escala de tiempo geomorfológico) y expuestos en masa a la morfogénesis externa, que se encarga de redistribuirlo por las vertientes y las faldas del volcán. En otros relieves, en cambio, las partículas finas son resultado de la lenta meteorización y disgregación de las rocas. Claro está que durante sus periodos de inactividad, los volcanes también quedan sujetos a la dinámica exógena que afecta a cualquier volumen rocoso. Por ello los depósitos del piedemonte son tan diversos.

Para Erffa et al (1976, p. 103) "los depósitos piroclásticos [cuaternarios] designados como "tobas" en el lenguaje local han sido generalmente redepositados por el agua o el viento, y modificados por los procesos de meteorización y formación de suelos".

Según Demant (1981, p. 175), "las importantes capas de tobas que cubren en particular los flancos norte y este de la sierra del Iztaccíhuatl corresponden muy probablemente a acumulaciones eólicas de tipo loess formadas durante las fases interglaciales. Estos depósitos en la actualidad están profundamente entallados por la red hidrográfica". El mismo Demant (idem, p. 177) dice que los depósitos cuaternarios de la cuenca de Puebla "están constituidos de cenizas, pómez y productos finos sin duda periglaciales".

Heine y Heide-Weise (1972; 1973) investigaron la estratigrafía cuaternaria de la región Puebla-Ixcala; determinaron la procedencia de los piroclastos y detectaron tres etapas de desarrollo de suelos, la primera (pa

leosuelo fBo1) entre 26 000 y 21 000 años A. P.; la segunda (fBo2) entre 12 000 y 10 000 años A. P.; y la tercera (fBo3) entre 8 000 y 5 000 años A. P. Posteriormente Heine (1975, pp. 1-2) llegó a la conclusión de que en dicha región la mayor parte de los sedimentos "toba" tiene más de 25 000 años de edad, y se depositó probablemente en el cuaternario medio e inferior.

En su estudio sobre la vertiente occidental del Iztaccíhuatl (que posiblemente es similar a la oriental), White (1962, p. 17) afirma lo siguiente: en discordancia estratigráfica con las series Xochitepec y las corrientes andesíticas Iztaccíhuatl "y entreverados con el Grupo Chichinautzin hay espesos depósitos fluviales y piroclásticos de grava gruesa, brechas de avalanchas de lodo, brechas de deslizamiento de laderas, brechas volcánicas y conglomerados y sedimentos semejantes a depósito glacial junto con derrubio glacial de agua de deshielo. Estos depósitos están cubiertos por cenizas meteorizadas, por lapilli y por suelos compuestos", y White los denomina "depósitos aluviales más antiguos". Dice que forman crestas de laderas pronunciadas que se alejan de la montaña o superficies suaves entre los cañones que descienden de la montaña; que en la vertiente occidental se ubican entre 2 450 y 3 050 m.s.n.m., y que son en su mayor parte más antiguos que las morrenas que describe. Sin embargo los "sedimentos semejantes a depósito glacial", correspondientes a la glaciación más antigua por él identificada (ver tabla 1 del presente trabajo), están en los 130 m superiores de estos "depósitos aluviales", lo que da a estos últimos "una edad bien dentro del Pleistoceno" (idem, p. 59). Además, White (idem, p. 19) dice que cuando menos los 30 m superiores de estos depósitos muestran los resultados de los cambios climáticos y del vulcanismo del Pleistoceno medio.

Si se atiende a los límites inferiores del depósito glacial antes mencionado y del Nexcoalango: 2 450-2 950 y 2 750-3 050 m, respectivamente, se puede afirmar que el piedemonte resultó afectado por dos avances

glaciales. Cabe recordar que los restos de cuñas de hielo y formaciones en bolsa localizados a 2 730 m.s.n.m. en piroclastos que descansan sobre una colada del Papayo (Papayo -1), han sido atribuidos por Lorenzo (1969, p. 40) a la glaciación Tonicoxco. Como dicha colada se encuentra dentro del piedemonte piroclástico, es de suponer que éste también estuvo sujeto a un clima periglacial.

Como se señaló en el párrafo referente a las coladas de lava recientes, durante el trabajo de campo se encontró lo que parece ser diatomita en tres localidades distintas pero cercanas, todas en el piedemonte. Una de ellas está sobre el borde izquierdo de la colada Tuzantlapa, en las inmediaciones de una confluencia donde debió existir un cuerpo de agua, tal vez como resultado del bloqueo del drenaje por la lava (fig. 10, 2). Otra se localiza en el extremo oriental del puente El Emperador de la carretera libre México-Puebla, y es un corte de camino en el que se observan capas delgadas (1-5 cm) de este material intercaladas con guijarros bien redondeados de pómez y con arenas, ambos en finos estratos casi horizontales y visiblemente depositados por agua. El tercer punto se encuentra sobre la misma barranca -Texal- que dicho puente cruza, pero unos 500 m aguas arriba y cerca del fondo. La altitud del primer sitio es 2 540 m (aproximadamente) y las de los otros dos de 2 520 m (aproximadamente). La presencia de diatomitas en el piedemonte, 250 m por encima de la planicie lacustre-aluvial, es difícil de interpretar. En el primer caso podrían atribuirse a la alteración del drenaje por una colada de lava, pero no sucede así en los otros dos. Estos podrían ser más antiguos, ya que sobre las diatomitas hay (en el corte del puente) por lo menos 7 capas distintas de tobas, varias de ellas con posibles paleosuelos. Cabe pensar en el tectonismo como causa de la formación de depresiones relativas dentro del piedemonte, o bien como causa del levantamiento de un bloque cuyos materiales se depositaron en un nivel altitudinal inferior. De hecho el piedemonte está cortado por varias fallas importantes (ver mapa

de lineamientos, fig. 3) que, como se mencionó, parecen ser recientes y tal vez activas hoy en día.

Como se ha mostrado en el presente apartado, el origen y evolución del piedemonte es sumamente completo. Por lo mismo no se está en posibilidad de proporcionar una interpretación global de esta unidad de relieve. Y tal complejidad no sólo es evidente en el aspecto constructivo del piedemonte, es decir, en sus depósitos (tipo y cronología), sino también en lo referente a la denudación. Lugo Hubp (1983, p. 92) ya ha señalado que "los barrancos del occidente de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, aun cuando son profundos, del orden de 40-100 m, no han tenido un desarrollo continuo normal en el tiempo. Las capas superiores de ceniza volcánica que se observan en sus laderas y cubriendo amplias zonas, permiten inferir que su evolución ha sido interrumpida con frecuencia" por la llegada de nuevos piroclastos, los del Popocatepetl incluso en tiempos históricos. Heine (1971) ha ilustrado numerosos casos de lo anterior, así como de la influencia que la disposición tabular de las capas de tobas y la diferente resistencia de las mismas, tienen en la forma de los barrancos. En relación a las capas resistentes, el alemán Aepli demostró que los "tepetates" -como son llamadas- en los sedimentos de "toba" no son formaciones geológicas, sino horizontes de suelo "con gran contenido de ácido silícico, que quedan descubiertos por la erosión y que endurecen después de que se han secado" (Miehlich, 1979, p. 105). Así pues, los tepetates son en muchos casos partes de paleosuelos.

En la zona estudiada se encuentran ejemplos de barrancos que han sido interrumpidos en su desarrollo al ser cubiertos de piroclastos y que han vuelto a formarse; y de otros que han permanecido sepultados sin volver a ser excavados. Estos últimos son difíciles de identificar, pero en el mapa geomorfológico fue posible representar uno de ellos como "planicie de depósitos fluviales y piroclásticos en el fondo de grandes barrancos, sin di

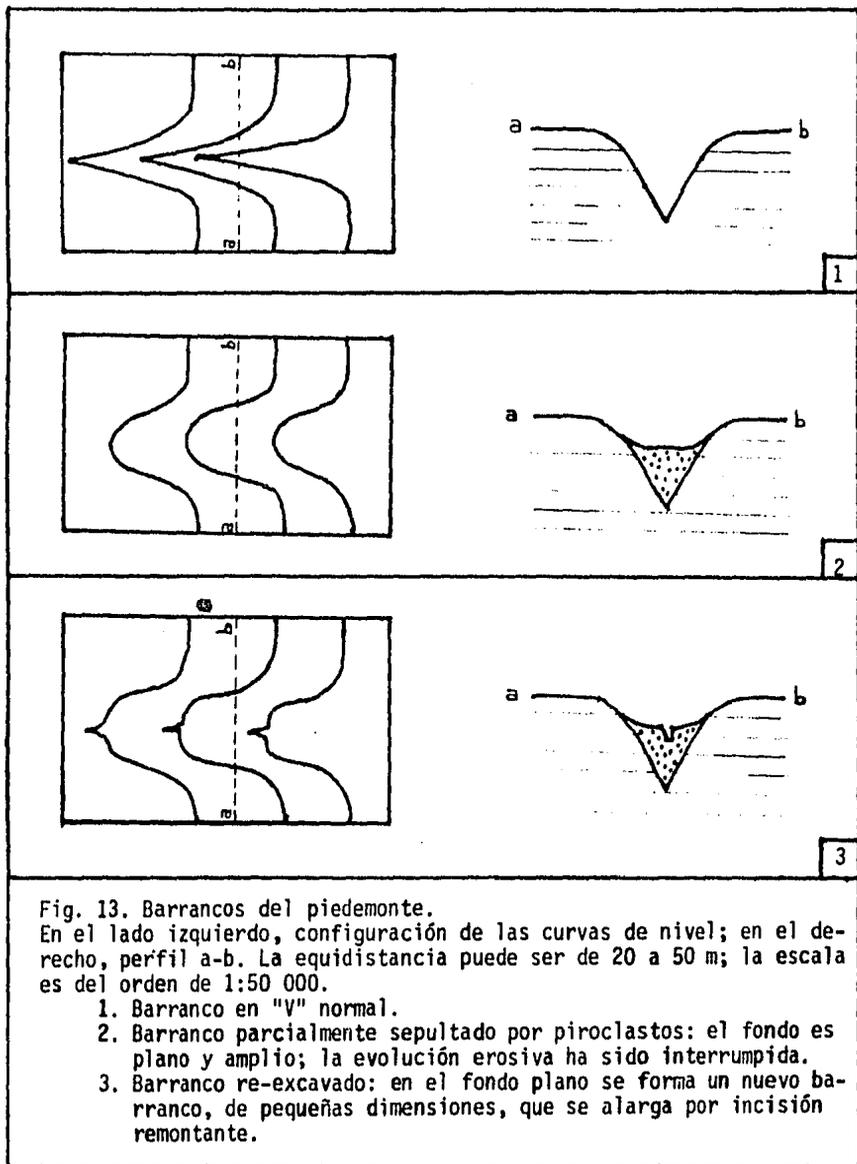
sección"; se trata de una depresión alargada de oeste a este con fondo plano, que bordea por el norte a los poblados de Guadalupe Zaragoza y Juárez Coronaco, ubicados unos 12 km al NW de San Martín Texmelucan, en el sector norte del piedemonte. En casos como éste las curvas de nivel del mapa topográfico parecen señalar efectivamente la existencia de un valle, pero vistas en detalle se aprecia que su fondo es muy suave, en "U" abierta, lo que indica que el barranco ha sido cubierto parcialmente por piroclastos y que la actividad erosiva no se ha reinstalado en él (fig. 13, 2).

En la mayoría de los casos en el fondo de estas depresiones alargadas se han formado pequeños barrancos del tipo de los que se representan en el mapa geomorfológico como "barrancos incipientes", y que sin duda son atribuibles a las modificaciones introducidas por el hombre en el medio. En efecto, estas depresiones se cultivan desde hace siglos gracias a las suaves pendientes de sus laderas y fondo, no obstante lo cual ha actuado la erosión lineal. A veces se puede reconocer esta re-excavación del barranco en el mapa topográfico, pues aparecen pequeñas inflexiones agudas de las curvas de nivel que rompen la suavidad de su trazo, precisamente en el fondo de la forma (fig. 13,3). Hay numerosos ejemplos de lo anterior en el sector norte del piedemonte: inmediaciones de los volcanes Coltzi Grande y Coltzi Chico, inmediaciones de Santiago Coltzingo, por citar dos localidades.

#### 4. Montañas bajas del Bloque Tlaxcala

##### Localización

Esta gran unidad de relieve se localiza en el centro, noreste y este de la zona estudiada. Con excepción de un pequeño sector del norte (inmediaciones de Sanctorum) que forma parte de la Cuenca de México, toda la unidad queda comprendida dentro de la de Puebla-Tlaxcala. De hecho constitu



ye el límite entre ambas cuencas. Es importante señalar que el Bloque Tlaxcala continúa hacia el este fuera de la zona estudiada y se interrumpe al norte de La Malinche (reaparece más al este con el nombre de Bloque Huamantla); y que su porción oriental fue objeto de un levantamiento geomorfológico similar al del presente trabajo, realizado por Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1963) para La Malinche y áreas adyacentes.

Su límite con las laderas de lava de la Sierra de Río Frío (y con las de los pequeños volcanes ubicados en la base de ésta) es similar al que se muestra en la figura 6, es decir, se define por un cambio de pendiente cóncavo. El límite con el piedemonte piroclástico está dado por desniveles de origen tectónico que fueron mencionados en el párrafo anterior. El límite con la planicie es el más marcado de todos: se presenta como una verdadera ruptura de pendiente entre las montañas bajas y lomas, por un lado, y la planicie de pendiente casi nula, por el otro; y es también de origen tectónico (ver Falla Tlaxcala en el mapa de lineamientos, fig. 3). Es importante hacer notar que dentro de la planicie existen varias elevaciones (de menos de 80 m) aisladas, que constituyen estribaciones meridionales del Bloque Tlaxcala. Su límite norte no es tan claro como el del sur, ya que el desnivel hacia la Cuenca de México (subcuencas de Apam y Atocha, a 2 400-2 500 m. s.n.m.) es menor que hacia la de Puebla-Tlaxcala (2 200-2 300 m).

#### Características geológicas

En el mapa geológico (fig. 2) la mayor parte del Bloque Tlaxcala se representa como "tobas y cenizas volcánicas" del Grupo Chichinautzin del Cuaternario (Qt<sub>c</sub>). Son de composición andesítica. A lo largo de los barrancos más profundos y en algunos escarpes de origen tectónico afloran los "sedimentos lacustres de Tlaxcala", del Plioceno (T<sub>pl</sub>); y en dos pequeñas localidades, unas ignimbritas también pliocénicas (T<sub>pi</sub>) que probablemente equi

valen a una parte de la Formación Tarango de la Cuenca de México. (En el extremo noreste aparecen otras dos unidades geológicas compuestas por lavas y tobas que, para el objeto de la presente investigación, pueden ser asimiladas a las del Grupo Chichinautzin). Además, una veintena de volcanes, casi todos de pequeñas dimensiones y algunos de ellos con coladas de lava, se encuentran dispersos por el Bloque; pertenecen a la Formación Chichinautzin y casi todos tienen más de 700 000 años (según Mooser, 1974) (en el mapa geológico, Qc1, Ql1 y Qc2).

La gran cantidad de lineamientos (mapa tectónico, fig. 3) -en su mayoría orientados entre E-W y NW-SE- y la concentración relativamente importante de conos volcánicos, muestran que el Bloque Tlaxcala es una zona intensamente afectada por el tectonismo, y en especial por el distensivo. De hecho se trata de un bloque tectónico positivo (horst) alargado de W a E y que sobresale de dos fosas (grabens), al norte Apam-Atocha y al sur Puebla-Tlaxcala. Toda la estructura se presenta escalonada por medio de fallas, las más notorias de las cuales se ubican en el borde meridional (Falla Tlaxcala).

Resumiendo lo que ya se expuso en el capítulo II, durante el Plioceno se depositaron espesores considerables de ignimbritas, y sobre ellas los sedimentos lacustres de Tlaxcala que constan de material piroclástico re-depositado en un lago (cineritas lacustres), en su mayor parte alterado en arcillas, y de algunas capas de caliza lacustre intercaladas. A fines del Plioceno y principios del Pleistoceno, la zona es afectada por afallamientos distensivos que definen el levantamiento (relativo) del Bloque Tlaxcala sobre las cuencas de México y, sobre todo, de Puebla-Tlaxcala. La tectónica distensiva favorece entonces el vulcanismo, que origina fundamentalmente pequeños conos volcánicos y algunos derrames de lava. Como algunos de estos han sido afectados por fallas, es posible afirmar que la actividad tectónica ha continuado a lo largo del Pleistoceno y probablemente hasta la actualidad.

Los procesos erosivo-fluviales abarrancaron este bloque en levantamiento, mientras que grandes cantidades de piroclastos (principalmente cenizas) se depositaban una y otra vez sobre su superficie disecada, sepultando a la mayoría de los volcanes y sus lavas así como a los sedimentos lacustres, que actualmente sólo afloran en las laderas de los grandes barrancos y en los escarpes tectónico-erosivos.

La mayor parte de los escarpes de falla han sido suavizados por la denudación y hoy sólo se detectan a partir de rupturas de pendiente cóncavas sobre los interfluvios (ver mapa de lineamientos, fig. 3).

#### Caracterización geomorfológica general.

En el mapa geomorfológico (fig. 5) el Bloque Tlaxcala ha sido representado como "laderas de piroclastos", aclarando que estos recubren un relieve de disección modelado en capas lacustres tabulares (a diferencia del piedemonte, donde la disección afecta esencialmente a depósitos de tefra). Se ha incluido dentro del relieve volcánico-denudatorio porque la cubierta de piroclastos presenta un modelado erosivo muy marcado, con numerosos barrancos, en parte heredado (predispuesto) por el relieve de disección al que cubrió, y en parte propio. La superficie así mapeada corresponde a los interfluvios alargados, entre los cuales existen grandes "barrancos" con muchos afluentes de menores dimensiones. Al igual que en el piedemonte, las capas de tefra del bloque han sido muy afectadas por la incisión fluvial con<sub>u</sub>ndicionada por el hombre, por lo cual los "barrancos incipientes" -muchas veces con un trazado rectangular- se encuentran ampliamente distribuidos en esta unidad de relieve. La mayor parte de los conos volcánicos aparecen en el mapa geomorfológico como "volcanes con fuerte disección", ya que se trata de estructuras del Cuaternario temprano. Otros se han descrito dentro del relieve volcánico-acumulativo como "conos no diferenciados", ya sea porque han

sido modificados por la erosión y no es posible determinar sus características originales, o bien porque éstas quedan ocultas bajo el manto de piroclastos. Otras formas de relieve frecuentes en el Bloque son los "escarpes tectónico-denudatorios" y los "circos erosivos" en las cabeceras de los barrancos. Finalmente, en el contacto con la planicie lacustre-aluvial del sur existen varios conos de deyección cortados por una incisión fluvial reciente.

La prolongación oriental de esta unidad de relieve ha sido mapeada por Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1983, mapa geomorfológico) como "superficies de material piroclástico" dentro del relieve volcánico-acumulativo; y los volcanes que aparecen sobre ella como "volcanes cubiertos de piroclastos".

El aspecto general del Bloque Tlaxcala es el de una meseta fuertemente disecada por barrancos más o menos paralelos que corren de norte a sur. Los interfluvios muestran, por lo mismo, una disposición alargada y una altitud similar aunque descendente hacia el sur. Sin embargo, no tienen una pendiente única en el sentido del drenaje, ya que los barrancos secundarios (afluentes laterales de los principales) han fragmentado el interfluvio en lomas o montañas bajas. Los conos volcánicos, con todo y que son pequeños, destacan claramente de las lomas interfluviales. En general, estas últimas tienen una altitud entre 2 600 m (al norte) y 2 400 m (al sur), mientras que los volcanes sobresalen de ellas aproximadamente 100 m. Destacan el volcán Los Laras, con casi 3 000 m de altitud absoluta y más de 200 de altitud relativa, ubicado 2 km al sur de Mariano Arista; el volcán La Concepción, de 2 900 m y casi 200 m, respectivamente, ubicado 2 km al sur de Sanctorum; y el volcán Totolqueme, de casi 2 600 m.s.n.m. y 300 por encima de la planicie lacustre-aluvial, situado unos 4 km al norte de San Martín Texmelucan. El Bloque tiene como nivel de base la planicie de Puebla, que en el extremo suroriental de la zona estudiada tiene una altitud de 2 200 m;

el desnivel general o altitud relativa de esta área de montañas bajas oscila entonces entre 200 y 400 m, y es de 700-800 m para las mayores elevaciones.

Como la planicie de nivel de base se encuentra en el sureste, la red de drenaje tiene una orientación NW-SE en el sector occidental del bloque y adquiere paulatinamente hacia el sector oriental una disposición N-S. Se encuentra bien integrada, pues no existen áreas endorreicas (aunque sí algunos niveles de base locales como la planicie aluvial ubicada en el extremo noreste, cerca de Hueyotlipan). Los barrancos más profundos, que por lo general tienen una orientación meridional, muestran un fuerte condicionamiento estructural ya que su trazado es notablemente recto. Como se observa en el mapa tectónico (fig. 3) se han instalado sobre fracturas. La red hidrográfica muestra características del patrón dendrítico a la vez que del pinado; ambos son característicos de zonas con rocas sedimentarias horizontales. Si no es totalmente dendrítico se debe a que existe un control estructural.

En su estudio sobre los barrancos de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala, Heine (1971, p. 8 y fig. 1.6) afirma que "en regiones que no están compuestas exclusivamente por capas de toba o por tobas estratificadas de manera alternativa con grava rica en polvo u otros sedimentos fluviales ricos en polvo, se presenta frecuentemente un tipo de barranca" que hacia los lados tiene numerosos barrancos afluentes de corta dimensión (como es característico del patrón pinado), y que esto es muy común en el Bloque Tlaxcala. De hecho es el tipo de valle erosivo dominante en esa área.

Es conveniente aclarar que los grandes barrancos han sido excavados en los sedimentos lacustres horizontales y subhorizontales del Plioceno, mientras que los barrancos de menores dimensiones por lo general afectan sólo a la cubierta de cenizas cuaternaria, que se depositó cuando los primeros ya existían, sepultándolos parcialmente. Por consiguiente, los va

lles erosivos de la capa piroclástica son más recientes que los excavados en las capas lacustres, y en gran medida su disposición ha sido condicionada por estos.

La mayor parte del bloque tiene valores de densidad de disección entre 1.5 y 2.5  $\text{km}/\text{km}^2$ , que pueden considerarse medios (según el mapa de Lugo Hubp y Martínez Luna, 1980, p. 58). Se explican porque, si bien las rocas son relativamente antiguas e impermeables (por su alto contenido de arcillas y la disposición tabular de las capas), el desnivel respecto a la planicie no es muy fuerte. Localmente hay valores de 1-1.5  $\text{km}/\text{km}^2$  y de 2.5-3  $\text{km}/\text{km}^2$  difíciles de explicar.

La profundidad de disección máxima varía entre 100 y 200 m en la mayor parte del área (idem, p. 59). En el norte es del orden de 40 m porque se trata de un sector de cabeceras de barrancos, y éstos son ahí mucho menos profundos que en sus tramos medios e inferiores.

Como puede deducirse de los datos anteriores, el Bloque Tlaxcala se caracteriza por fuertes contrastes morfológicos: por un lado están los interfluvios formados por lomas suaves, pero apenas se desciende un poco hacia los lados se pasa a una ladera de barranco muy escarpada. Las pendientes más frecuentes en los primeros son de 4-7°, aunque en algunos sitios -los menos afectados por la ampliación lateral de los grandes barrancos, es decir, donde los interfluvios se conservan amplios- es de menos de 2°. Al recorrer los interfluvios se tiene entonces la impresión de estar en una meseta suavemente inclinada hacia el sur.

En las laderas de los barrancos, en cambio, las pendientes más frecuentes varían entre 20 y 30° y localmente alcanzan hasta 40°. En no pocos lugares la profundización y la excavación lateral por las corrientes han generado verdaderos escarpes, especialmente en las márgenes de ataque. Cabe

mencionar que la mayoría de los grandes barrancos tienen un régimen de escurrimiento permanente, es decir, son alimentados por manantiales.

Si bien es cierto que las lomas de los interfluvios parecerían demasiado suaves para denominarlas "montañas", los fuertes desniveles relativos (100-200 m) que existen entre sus cimas y los fondos de los valles, así como las fuertes pendientes de las laderas de estos últimos, justifican la utilización del nombre de "montañas bajas". Además, aunque la masa montañosa disminuye en altitud hacia el sur, su contacto con la planicie es suamente abrupto -determinado por la Falla Tlaxcala y otras paralelas a la anterior-, en forma de varios escalones delimitados por escarpes tectónicos que, no obstante haber sido afectados por la denudación, aún condicionan fuertes pendientes (30° y localmente más, al norte y noreste de San Felipe Ixtlacuixtla).

Es importante señalar que la forma de vertiente predominante es la convexa, o sea aquella en la que la pendiente aumenta de arriba hacia abajo. Esto puede explicarse recurriendo a las ideas clásicas sobre la relación entre el levantamiento tectónico y la erosión: en el caso estudiado el levantamiento y el consecuente encajamiento de las corrientes fluviales habrían ocurrido demasiado rápidamente para que la denudación generalizada de las vertientes e interfluvios rebajara el relieve, disminuyera las pendientes y originara vertientes cóncavas. Dentro del modelo de Kennedy (citado por Ollier, 1981, pp. 305-306), el Bloque Tlaxcala podría ubicarse tenativamente dentro de los casos en que la velocidad de levantamiento es menor o igual que la velocidad de la incisión vertical de las corrientes, y esta última mayor que la denudación general de las vertientes. El resultado son vertientes convexas (de fuerte pendiente) y profundidades de disecación (o, si se quiere, amplitudes de relieve locales) de magnitud cercana o equivalente a la del levantamiento total, lo que concuerda con lo observado

en esta gran unidad de relieve.

El Bloque Tlaxcala no es un volumen rocoso compacto; como se ha mencionado; dentro del horst se pueden reconocer varias fallas que definen escalones de terreno, lo que indica que durante su levantamiento (relativo) algunos sectores han sido más afectados que otros. Dependiendo de la antigüedad de los afallamientos y de la dureza de los materiales afectados, los escarpes se encuentran más o menos conservados. Además hay que considerar que las caídas de piroclastos pueden suavizar y hasta borrar las rupturas de pendiente. Por eso de los escarpes más antiguos sólo quedan como evidencias unos cambios de pendiente cóncavos en los interfluvios amplios; y unos puertos muy suaves donde, además, el interfluvio se estrecha, en los de poca amplitud (1.5 km). En base a dichas evidencias se trazaron las fallas que aparecen en el mapa tectónico (fig. 3), varias de las cuales muestran cierto arreglo concéntrico. En la fig. 14 se muestra, entre otros rasgos morfológicos, la influencia de las fallas en el relieve del Bloque Tlaxcala.

#### La cubierta piroclástica.

Como se mencionó en el párrafo dedicado al piedemonte, la mayor parte de los depósitos piroclásticos (tobas) de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala tienen (según Heine) más de 25 000 años de edad y probablemente se depositó en el Cuaternario medio y temprano. En el campo se pudo observar que descansan en discordancia erosiva sobre los sedimentos lacustres pliocénicos y recubren un relieve profundamente disecado que se modeló en estos últimos durante su levantamiento tectónico. Cubrieron, pues, un relieve pre-existente al que suavizaron sin llegar a sepultarlo por completo. La disposición de las capas de tobas consecuente con la topografía anterior, prueba que al menos una parte de ellas se depositó directamente del aire y permanece in situ. Además, tratándose de una zona elevada, la única forma

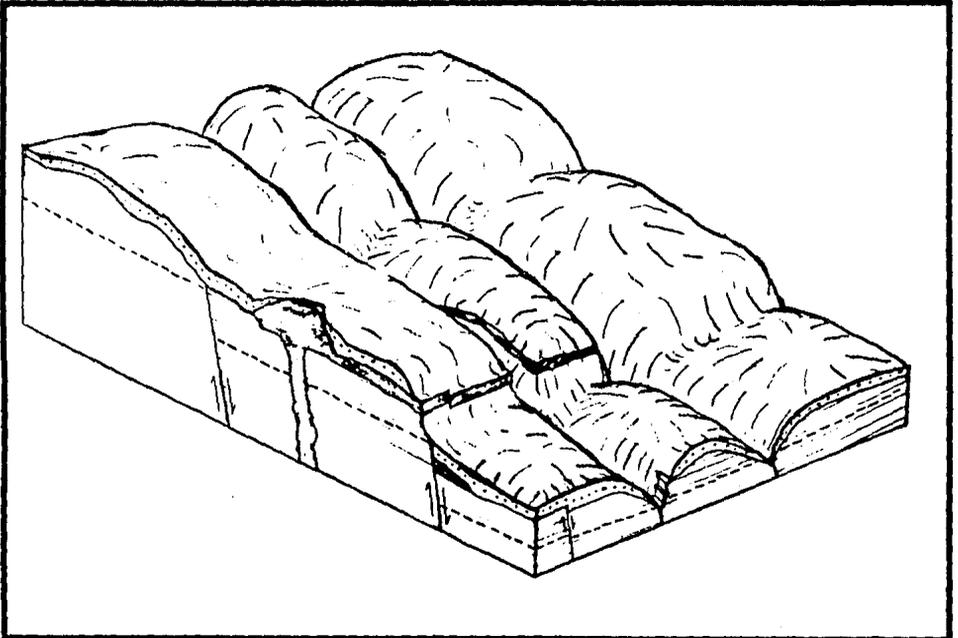


Fig. 14. Esquema general del Bloque Tlaxcala.

Las capas lacustres del Plioceno fueron afectadas por fallas escalonadas hacia el sur. Con trazo discontinuo se señala un estrato guía.

Como se observa en el bloque más deprimido de la derecha, en algunos sectores se produjeron ligeros basculamientos de los estratos lacustres.

Algunos mantos de lava (en oscuro) del Cuaternario antiguo también se encuentran afallados, lo que indica que al menos una parte de los movimientos tectónicos distensivos han ocurrido durante el Cuaternario. La continuidad del manto lávico ilustrado muestra que su efusión fue previa al abarrancamiento de las capas lacustres. Por constituir una capa dura, actualmente forma un escarpe tectónico-denudatorio. En éste puede observarse un pequeño desplazamiento vertical debido a una falla de orientación norte-sur.

Los barrancos se han formado a lo largo de fracturas de orientación norte-sur. Los piroclastos cuaternarios (en punteado en el esquema) son posteriores a los movimientos tectónicos y al abarrancamiento resultante de éstos, ya que recubren un modelado de disección.

Nótese la forma convexa dominante de las vertientes. Los interfluvios son suaves y las laderas de los barrancos empinadas. A lo largo de los interfluvios se presenta una sucesión de lomas escalonadas. Los valles son profundos, en algunos casos tienen escalones en su perfil longitudinal formados por capas resistentes (como la lava del esquema). En sus vertientes más empinadas aparecen con frecuencia los sedimentos lacustres pliocénicos cuando la cubierta de piroclastos ha sido fuertemente erosionada (como se observa en el bloque más deprimido del centro).

de explicar la distribución de los piroclastos en capas continuas sobre las laderas de los barrancos antiguos y sus interfluvios es por una caída desde el aire. Claro está que los procesos denudatorios han movlizado parte de estos materiales hacia el fondo de los barrancos, donde se han mezclados con depósitos fluviales.

El espesor de la capa piroclástica varía entonces de un lugar a otro, dependiendo de la posición topográfica. En la vertiente izquierda del barranco Río Chico, unos 3 km al noroeste de San Felipe Ixtacuixtla, se pudo observar (en un corte de 40 m correspondiente a la pared vertical de un barranco afluente del primero) un espesor de piroclastos cercano a los 20 m constituido por varios mantos de cenizas. El echado de estos mantos (10° aproximadamente) corresponde a la pendiente de la superficie erosiva modelada en los estratos lacustres subyacentes, cuyo espesor observado es de cerca de 20 m. Es importante hacer notar que la existencia del barranco lateral en el que se observó ese corte, supone una nueva fase erosiva, pues afecta tanto a los sedimentos lacustres pliocénicos como a las tefras pleistocénicas. La acelerada dinámica de este tipo de barrancos afluentes (abundan en el bloque) contrasta con una relativa estabilidad en los principales (antiguos), y parece deberse a una desestabilización del medio de origen antrópico.

Esa misma desestabilización ha ocasionado (o al menos favorecido) que en algunas vertientes muy inclinadas de los grandes barrancos la cubierta piroclástica haya desaparecido por completo y afloren las capas lacustres horizontales, que por su desigual resistencia dan lugar a una morfología de pequeños escalones (de menos de 1 m).

Al parecer algunos de los barrancos principales fueron casi totalmente rellenos de piroclastos y después vueltos a excavar. Aproximadamente 6 km al norte de San Felipe Ixtacuixtla se observó un barranco

(afluente del Agegela, uno de los más extensos del bloque) excavado por completo en tobas. En sus 300 m finales (antes de la confluencia) alcanza entre 40 y 50 m de profundidad. En sus paredes verticales se observan por lo menos 10 paquetes de tobas casi horizontales, cada uno con 2-3 m de espesor, en algunos casos más, y en ningún lugar aparecen los sedimentos lacustres. Las tobas rellenaron la antigua barranca del Agegela, que después se volvió a formar unas decenas de metros al este, dejando como terraza estos materiales.

Las "planicies de depósitos fluviales y piroclásticos en el fondo de grandes barrancos" (mapa geomorfológico) son resultado de la movilización de tefra de las vertientes hacia los fondos, en parte por escorrentía difusa y en parte por escorrentía concentrada. Se trata entonces de depósitos deluviales (repartidos uniformemente al pie de la ladera) y proluviales (pequeños conos de deyección) mezclados e intercalados con depósitos fluviales. Los fondos en "V" de los barrancos quedaron sepultados bajo estos materiales y se originaron planicies estrechas y alargadas que aparecen en forma generalizada en todo el Bloque. Su formación es difícil de interpretar en términos paleoclimáticos; cuando mucho se puede decir que la permanencia de los piroclastos en el fondo supone una débil dinámica fluvial. Sin embargo, posteriormente todas las planicies fueron cortadas y esta nueva etapa de incisión de las corrientes se mantiene hasta la actualidad. Las planicies han quedado como terrazas cuya superficie se encuentra entre 3 y 8 m por encima del cauce actual; por esa razón se han mapeado como "planicies disecadas". Se considera que la incisión es muy reciente, pues ha dado lugar a barrancos similares a los que se han denominado "incipientes" (pero a diferencia de éstos no se han cortado en las vertientes sino en el fondo plano de los grandes barrancos, que en su mayoría tienen caudal permanente).

Finalmente es importante señalar que las tobas andesíticas que

recubren a las capas lacustres y a los conos volcánicos y coladas del Bloque Tlaxcala se encuentran fuertemente meteorizadas. Tienen un alto contenido de limo, son de color café claro y se deshacen con los dedos. Sin embargo, cuando son afectadas por abarrancamiento forman casi siempre paredes verticales, lo que indica que son relativamente coherentes. Según Heine (1971, p. 13), el alto contenido de limo en las tobas favorece la verticalidad de las paredes de los barrancos, porque le da mucha coherencia al material, especialmente en seco. Las alteraciones pedogenéticas han tenido un papel significativo en la modificación de las propiedades originales de las cenizas: como se señaló al hablar del piedemonte, las capas de toba endurecidas o tepetates -muy comunes en el bloque- son horizontes de suelo con gran contenido de ácido silícico. Desde el punto de vista de la dinámica actual, los tepetates son muy importantes porque actúan como capas impermeables y favorecen la escorrentía. Muchos terrenos que antes fueron agrícolas hoy carecen por completo de suelo y su superficie está formada únicamente por una costra tepetatosa sin vegetación.

##### 5. Planicie de depósitos lacustres, aluviales y piroclásticos.

###### Localización

Esta unidad se encuentra en el sureste de la zona estudiada y constituye el extremo noroccidental de la llamada planicie de Puebla. Funciona como nivel de base local para todas las unidades de relieve antes descritas, de manera que su origen y evolución consisten fundamentalmente en una serie de eventos acumulativos.

Su límite hacia el piedemonte piroclástico de la Sierra Nevada-Sierra de Río Frío es más bien transicional y se ha ubicado alrededor de

los 2 280 m.s.n.m., es decir, unos 3 km al oeste de San Martín Texmelucan. En cambio su límite septentrional, hacia el Bloque Tlaxcala, está claramente definido por una ruptura de pendiente entre la planicie y las montañas bajas; esta ruptura es en principio de origen tectónico (Falla Tlaxcala) y ha sido modificada en su posición por los procesos denudatorios, pero se ha preservado como tal debido a la distinta naturaleza de los procesos que han dominado en una y otra unidad de relieve. Por otra parte, dentro de la planicie existen algunas colinas aisladas que pueden considerarse estribaciones del Bloque Tlaxcala.

### Características geológicas.

En el mapa geológico compilado (fig. 2) la mayor parte de la planicie se representa como "depósitos aluviales" del Cuaternario (Qal). En el área de San Martín Texmelucan algunas porciones se indican como "depósitos de nubes ardientes" del Grupo Chichinautzin, del Cuaternario (Qna). Las estribaciones meridionales del Bloque Tlaxcala aparecen como "tobas y cenizas volcánicas" del mismo Grupo Chichinautzin (Qtc), ya que los "sedimentos lacustres de Tlaxcala" del Plioceno (Tpl) (que fueron las rocas afectadas por el tectonismo formador del horst) se encuentran casi totalmente cubiertas por las primeras; sólo afloran en una pequeña localidad del extremo suroeste. Completan el cuadro geológico dos pequeños "conos volcánicos" Chichinautzin (Qc), ambos con pequeñas coladas de lava y aparentemente relacionados con la Falla Tlaxcala (mapa de lineamientos, fig. 3).

La historia geológica puede resumirse de la siguiente manera: después de depositados los sedimentos lacustres a fines del Plioceno y principios del Pleistoceno tuvo lugar una fase de tectonismo distensivo fundamentalmente a lo largo de fallas de orientación W-E. Como resultado se formaron dos estructuras principales: un bloque positivo (horst) al norte (Bloque Tlaxcala)

y uno negativo (graben o fosa) al sur (fosa de Puebla). De la misma manera que el horst está fragmentado por varias fallas que lo escalonan hacia el sur, la fosa no es una estructura continua sino constituida por sub-bloques más o menos deprimidos. Así se explica la existencia de las estribaciones del Bloque Tlaxcala al sur de la falla del mismo nombre, que constituye su límite meridional: se trata de los restos de un pequeño sub-bloque no suficientemente deprimido para haber sido sepultado por los depósitos de la planicie. En el mapa tectónico (fig. 3) se ha llamado "Fosa de Texmelucan" a un posible sub-bloque hundido, ubicado inmediatamente al norte del anterior (fig. 15).

Por constituir líneas de debilidad, las fallas son sitios propicios al vulcanismo y es así como surgieron el volcán Totolqueme (al norte de Texmelucan) y los dos pequeños conos situados dentro de la planicie. Durante el Pleistoceno ocurrieron continuas lluvias de cenizas sobre toda la región de Puebla-Tlaxcala. Además, los grandes volcanes emitieron nubes ardientes cuyos materiales -por el hecho de ser fluidos- descendieron hasta la planicie y ahí se acumularon, intercalados con piroclastos de caída (in situ y retrabajados), con depósitos fluviales y lacustres. Cabe señalar que los depósitos de nubes ardientes, que se encuentran justamente en la base del piedemonte, no tienen una expresión morfológica que los distinga de las demás áreas de la planicie.

#### Caracterización geomorfológica general.

En el mapa geomorfológico (fig. 5) esta zona ha sido representada como "planicie lacustre con mantos fluviales y piroclásticos intercalados" y forma parte del relieve exógeno-acumulativo. Su uniformidad sólo es interrumpida por algunas colinas aisladas que han sido mapeadas como "laderas de piroclastos", pues las capas lacustres terciarias que forman las elevaciones están

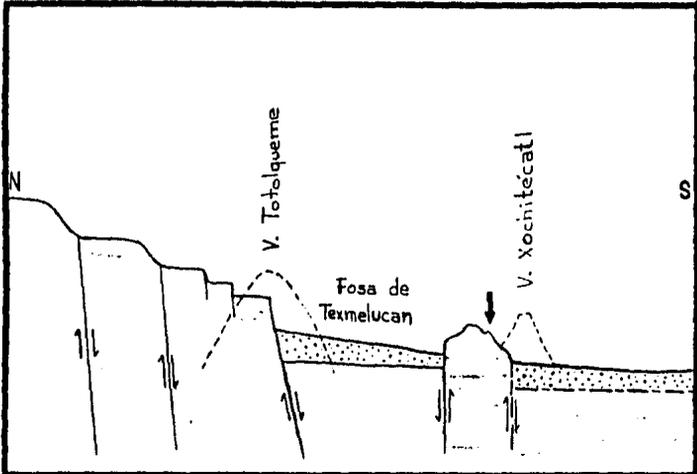


Fig. 15. El sur del Bloque Tlaxcala y la fosa de Texmelucan.

Sub-bloques escalonados hacia el sur formados por sedimentos lacustres de edad pliocénica afallados. La parte más deprimida (fosa de Texmelucan) constituye una zona de acumulación lacustre, aluvial y piroclástica. Un pequeño sub-bloque levantado origina lomas aisladas que sobresalen entre 40 y 80m de la planicie (estribaciones meridionales del Bloque Tlaxcala).

El volcán Totolqueme se formó sobre la Falla Tlaxcala y el Xochitécatl probablemente sobre la falla meridional del pequeño sub-bloque levantado.

La flecha indica el límite sur de la zona estudiada.

cubiertas por cenizas cuaternarias; y por dos pequeños "conos volcánicos no diferenciados" (probablemente son conos de lava pues tienen pequeñas coladas a sus lados, pero no ha sido posible comprobarlo porque tanto aquellos como éstas tienen una capa piroclástica de por lo menos 5 m de espesor). En el sector occidental de la planicie hay algunos "barrancos" que se unen en las inmediaciones de San Martín Texmelucan con el nombre de río Atoyac; aguas abajo de esta ciudad el cauce ha sido canalizado. Los barrancos son de muy pequeñas dimensiones tanto en sentido horizontal (5-10 m) como vertical (rara vez más de 5 m), ya que en esa área transcurren por su nivel de base.

La prolongación de esta planicie hacia el este y sureste fue mapeada por Moya Sánchez y Zamorano Orozco (1983, mapa geomorfológico) dentro de la categoría de "planicies aluviales y antiguas planicies lacustres no diferenciadas" del relieve exógeno acumulativo, lo que coincide con la caracterización que se ha hecho aquí. Su prolongación hacia el sur, en cambio, fue cartografiada por Ortega Guerrero (1984, mapa geomorfológico) dentro del relieve exógeno-acumulativo como "acumulación volcánica deluvial", lo que a juicio del autor es una definición incompleta porque no considera los depósitos aluviales ni los lacustres y sólo parcialmente los piroclásticos.

La planicie tiene una suave inclinación hacia el sureste. Su altitud va desde los 2 280 m al poniente de Texmelucan hasta 2 220 m en el extremo suroriental de la zona. Su pendiente varía desde poco menos de 2° en el sector de transición con el piedemonte, hasta menos de medio grado en su parte más baja.

Es difícil hablar de un tipo de red hidrográfica en la planicie, ya que en la mayor parte de su extensión las corrientes han sido canalizadas, tanto el Atoyac como las que provienen del Bloque Tlaxcala y se le unen (Cruztitla, Agegela). La densidad de disección es de 0-0.5 km/km<sup>2</sup> exceptuando las

inmediaciones de Texmelucan, donde es de 0.5-1 km/km<sup>2</sup> (Lugo Hubp y Martínez Luna, 1980, p. 58). Son valores sumamente bajos que se explican por la concentración de las corrientes de casi toda la zona en el río Atoyac al entrar en la planicie. La profundidad de disección es también muy reducida: en las cercanías de Texmelucan, donde la pendiente es aún cercana a los 2°, tiene valores máximos de 20 m (barrancos del piedemonte), pero en el resto de la planicie los valores son nulos (*idem*, p. 59).

En la actualidad la planicie no está sujeta a procesos lacustres, pero estos estuvieron lugar durante el Pleistoceno y buena parte del Holoceno, hasta tiempos muy recientes. De acuerdo con Demant (1981, p. 177), "la cuenca de Puebla estuvo ocupada por un lago al final del Cuaternario, según muestran los depósitos de diatomitas que han sido datados de 25 000 a 12 500 años. La fauna de grandes mamíferos y los primeros sitios humanos descubiertos en sedimentos lacustres se remontan a 9 500-9 000 años A. P. (Heine y Heide-Weise, 1973)".

Es de suponer que los lagos de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala no debieron ser tan extensos y profundos como los de Texcoco, Apam y Oriental, ya que mientras éstos corresponden a cuencas endorreicas aquella desagua hacia el sur. Sólo climas con balances hídricos más favorables que el actual podrían explicar la formación de cuerpos de agua en esa zona. Tales balances pueden producirse por un aumento de la precipitación, por una disminución de la temperatura (porque con ello disminuye la evapotranspiración), o bien por ambas causas. Esto último fue precisamente lo que ocurrió durante los avances glaciales en el centro de México, como han demostrado Heine (1973), con base en evidencias geomorfológicas, y Klaus (1973), a partir de un análisis paleoclimático. Utilizando los resultados de ambos autores, Lauer (1979, p. 32) afirma que durante el periodo de las glaciaciones MI, MII y MIII "se formaron lagunas en la cuenca de Puebla, que también son corroboradas por finos depósitos limnícolas"; y que durante la glaciación MIV (*idem*, p. 40) "los ríos Atoyac y Zahuapan

inundaron las llanuras de la cuenca de Puebla\*\*.

Si a los climas fríos y húmedos que produjeron avances glaciales corresponden niveles lacustres altos, a los fríos y secos o cálidos y secos pueden asignarse niveles lacustres bajos (pantanos en vez de lagos) o bien desaparición total de los cuerpos de agua. Durante estos periodos las planicies lacustres quedaron sujetas a la dinámica fluvial, del Atoyac en el caso estudiado. Para Heine (1973, p. 54) el clima actual puede considerarse cálido-seco en relación a los periodos glaciales. Esto explica en buena parte la inexistencia de lagos en la cuenca de Puebla en el presente.

Según Flores Díaz (1974, pp. 7-108), los suelos faeozem cubren gran parte de la planicie aluvial lacustre de Puebla-Cholula-Huejotzingo y el área ocupada por ellos "está muy alterada por el río Atoyac, cuyas grandes avenidas provocaron grandes cambios geomorfológicos, con formación de terrazas y pequeñas lagunetas, lo que determina que en algunos sitios se tengan depósitos de materiales finos con la consecuente formación de suelos salinos, generalmente sódicos, y áreas de Vertisol". Lo anterior muestra que la planicie podía estar sujeta a procesos fluviales en algunas porciones y a procesos lacustres o palustres en otras. Pero esta situación era espacialmente variable a lo largo del tiempo, dependiendo esencialmente del clima.

Independientemente del clima, la planicie recibió grandes cantidades de piroclastos (sobre todo cenizas) durante las erupciones explosivas

\* La edad de los avances glaciales de Heine (1973) es la siguiente, en años antes del presente: MI: 35 000-32 000; MII: 12 000; MIII: 10 000-9 000; MIV: 2 000. MV: del siglo XVI al XIX. Proponé equivalencias entre MI y "sedimentos semejantes a depósito glacial" de White; MII y Sub-etapa Nexcoallango; etc. (ver tabla 1 del presente trabajo), pero esta correlación es aún dudosa.

de los volcanes cercanos, muy recientes algunas de ellas (ver capítulo II, estratigrafía del Cuaternario). Además de los piroclastos caídos del aire sobre la planicie, grandes volúmenes debieron ser transportados hacia ella por las corrientes y depositados como aluvión o como sedimentos lacustres. Las gruesas capas de piroclastos que recubren a las lomas (estribaciones del Bloque Tlaxcala) aisladas en medio del llano, dan una idea aproximada del espesor de cenizas caídas del aire en toda la zona.

Es interesante hacer notar que las llegadas repentinas de piroclastos debieron producir aumentos súbitos en la extensión del lago al disminuir su profundidad. Otro aspecto a considerar en el estudio de los lagos de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala son las influencias tectónicas. Como se señaló en el capítulo II (parágrafo Ditectónica), existen evidencias de un tectonismo muy reciente y probablemente activo hoy en día en la zona. Considerando que las orientaciones estructurales dominantes (W-E) son perpendiculares a la dirección del drenaje regional (N-S), es posible pensar que los movimientos diferenciales de los bloques que constituyen el basamento de la cuenca, hayan influido en algunos periodos en la extensión de los lagos, independientemente de las oscilaciones climáticas. Este aspecto aún no se ha investigado en la zona, pero en la cuenca de Toluca-Ixtlahuaca, Ortiz Pérez et al (1985) han encontrado un bloque de sedimentos lacustres del Pleistoceno tardío elevado 75 m sobre la planicie y disecado por el río Lerma.

Si bien el clima actual es cálido y seco en relación al que originó grandes lagos, la actividad humana también ha influido en la desaparición de éstos. Gran parte de las tierras bajas del suroeste de la zona eran afectadas en tiempos prehispánicos por inundaciones temporales o permanentes. Eso explica que el Bloque Tlaxcala se encontrara densamente poblado y cultiva-

do desde esa época\*, y que la mayoría de los poblados del suroeste no se localicen sobre la planicie sino en sus márgenes y en las lomas y pequeños volcans aislados. Knoblich (1973 a, p. 10) incluye dentro de las áreas desfavorables a la colonización de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala a la planicie entre el Bloque Tlaxcala y el cerro Xochitécatl. Este último se ubica 0.5 km al sur del borde suroriental de la zona estudiada, inmediatamente al sur de San José Atoyatengo, y constituye un cono de lava parcialmente cubierto de piroclastos. Sobre sus laderas, Heine (1975) encontró una serie de terrazas construidas para agricultura y habitación sin riesgos de inundación, y cuya construcción ha podido datar en el año 420 más o menos 180 a. C. En ese tiempo "la depresión del Atoyac que rodea al Cerro Xochitécatl por el Norte, Poniente y Sur fue una región de frecuentes inundaciones, por lo que hubo sedimentaciones de guijarros y grava" que posteriormente fueron cubiertas por "sedimentaciones de arenas finas y barros ligeros que duraron hasta tiempos más cercanos" (idem, p. 6). De tal magnitud eran las inundaciones que Heine encontró una capa de guijarros fluviales sobre la ladera de la terraza más baja, entre 5 y 10 m arriba de la planicie por la que corre el Atoyac.

Desde entonces las condiciones hidrológicas han ido cambiando, en parte por causas naturales y en parte por la intervención humana (baldos en los cauces que impiden el desbordamiento y la infiltración, y aceleran el desagüe; drenaje de áreas con alto nivel de aguas subterráneas). Knoblich (1973 b, p. 9) supone que el nivel freático ha descendido entre 0.5 y 1 m desde que la zona se colonizó, lo que le permite concluir que las áreas donde dicho nivel está actualmente a 1 m de profundidad (entre ellas el área entre el

\* Según Lauer (1979, p. 38), los arqueólogos han encontrado testimonios de una ocupación humana continua de la región Puebla-Tlaxcala para los últimos 4 000 años, y en particular en el Bloque Tlaxcala han distinguido siete fases de poblamiento para el lapso que va de 1700 a.C. a 1521 d.C.

Bloque Tlaxcala y los cerros Texoloc y Xochitécatl) "deben haber sido en tiempos precedentes lagos de poca profundidad o al menos haber estado bajo agua en periodos de lluvia".

Así, el carácter lacustre, palustre o de llanura de inundación fluvial que hasta hace unos cuantos siglos tenía la planicie, ha sido fuertemente modificado por la acción humana directa. Además, como se trata de un nivel de base para las demás unidades de relieve de la zona estudiada, los efectos de las transformaciones en éstas se manifiestan en aquella. Un cambio en los balances hídricos debido a la expansión agrícola en el Bloque Tlaxcala, por ejemplo, puede provocar una mayor torrencialidad de las corrientes fluviales, inundaciones más frecuentes y tasas más altas de azolvamiento en la planicie.

En la actualidad, esta zona se encuentra intensamente cultivada y poblada, y los procesos acumulativos lacustres y aluviales que le dieron origen prácticamente han dejado de actuar.

#### IV. CONCLUSIONES

Gran parte de las conclusiones sobre la zona estudiada, ya han sido anotadas en los capítulos anteriores. Se ha mostrado que el volcanismo es el fenómeno fundamental para explicar el relieve del noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala y que numerosas formas acusan también un marcado condicionamiento tectónico. Sin duda esto es consecuencia de la intensa actividad en dógena (volcánica y tectónica) que ha tenido lugar durante el Cuaternario en la zona.

Los conocimientos obtenidos por medio del levantamiento geomorfológico son importantes desde varios puntos de vista. Se ha cartografiado la vertiente oriental de una de las principales cadenas volcánicas del país y se ha diferenciado todo un sistema completo de formas desde la zona montañosa hasta la planicie de nivel de base. Por otro lado, aunque el área es relativa mente pequeña, constituye una parte representativa del Sistema Neovolcánico Transversal, pues en ella aparecen tanto conos compuestos de grandes dimensiones con varias etapas de formación, como edificios volcánicos de dimensiones reducidas y monogénéticos. Al mismo tiempo que se han reconocido las caracte rísticas de la zona comunes a dicha estructura regional, se han destacado sus rasgos particulares. La comparación de los resultados del presente trabajo con los de otros similares, permitirá encontrar las diferencias y semejanzas entre una zona y otra, y de esa manera lograr cada vez un conocimiento más pre ciso y al mismo tiempo más integrado del Sistema Neovolcánico Transversal desde el punto de vista geomorfológico.

La investigación se enfocó fundamentalmente a los aspectos gené ticos del relieve. La dinámica geomorfológica actual se trató sólo en forma circunstancial -cuando resultó útil para explicar el estado presente de las mi

croformas, sobre todo-, ya que no era un objetivo del trabajo. En consecuencia, las referencias a la ocupación y a la actividad humanas son escasas: tanto los procesos geomórficos que afectan al hombre como los causados por él mismo, corresponden casi siempre a lo actual y a lo sub-actual y se identifican con microformas pocas veces susceptibles de ser cartografiadas a escala 1:50 000.

Esta escala resultó, en cambio, muy adecuada para mapear los fenómenos morfoestructurales, las grandes unidades geomórficas y las formas de origen exógeno más prominentes, es decir, aspectos relacionados con la génesis. Sin embargo, es importante señalar que la información morfogenética tiene numerosos puntos de contacto con la morfodinámica. El levantamiento realizado permite concluir que la escala 1:50 000 es precisamente una escala "puente" entre ambos tipos de información, de tal manera que una parte importante de los resultados aquí obtenidos puede ser de utilidad para un estudio centrado en los procesos actuales.

Uno de los problemas de investigación más difíciles de resolver fue el de la definición de la leyenda del mapa geomorfológico. Se trata de un problema de criterios temporales y espaciales referentes al relieve, que refleja la posición de la ciencia geomorfológica entre la geografía y la geología. El autor considera que aún queda mucho por hacer en la definición precisa de dichos criterios. En el presente trabajo, con objeto de contribuir en esta tarea, se presentó una explicación detallada de los términos empleados en la leyenda, de tal manera que la evaluación de la conveniencia o inconveniencia de cada uno de ellos pueda hacerse con fundamento y resulte más fácil.

Finalmente conviene enfatizar que un levantamiento geomorfológico general como el realizado permite detectar problemas específicos, tanto de índole práctica como de investigación, y situarlos en un contexto espacial

y temporal. La carta geomorfológica aquí presentada no es un documento acabado, sino más bien un primer paso en la integración de conocimientos relacionados con el relieve, que facilita la adquisición y la integración de nuevos conocimientos. No se realizó con el propósito de resolver algún problema científico o práctico específico, pero puede ser de utilidad dentro y fuera de la geomorfología, tanto en trabajos orientados a lograr un mejor conocimiento de las relaciones entre los diversos elementos del medio natural y entre éstos y la ocupación y la actividad humanas, como en trabajos aplicables.

BIBLIOGRAFIA

Todos los trabajos que se enlistan fueron consultados, a excepción de los tres que aparecen con el símbolo\*. Estos últimos son citados en alguno de los primeros.

- \* Bloomfield, K., 1975. "A Late Quaternary monogenetic volcano field in Central Mexico". Geol. Rundschau, v. 64, pp. 476-497.
- C. N. R. S., 1970. Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1:50 000. Paris, C. N. R. S.-R. C. P., 77, 78 p.
- Demant, A., 1978. "Características del Eje Neovolcánico Mexicano y sus problemas de interpretación". Revista del Instituto de Geología de la U. N. A. M., Vol. 2, Num. 2, pp. 172-187.
- Demant, A., 1981. L'Axe Néovolcanique Transmexicain: Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique. Thèse doctorale de 3e. Cycle, Marseille, Université d'Aix-Marseille III, 259 p.
- Demant, A., Mauvois, R. y Silva, L., 1976. El Eje Neovolcánico Transmexicano. Excursión Num. 4 del III Congreso Latinoamericano de Geología. México, 18 p.
- Demek, J.<sup>(\*)</sup>, 1972. Manual of detailed geomorphological mapping. I. G. U. (Comission on Geomorphological Survey and Mapping), Academia, Prague, 1972, 344 p.
- Derruau, M., 1978. Geomorfología. Barcelona, Ariel, 2a. ed., 528 p.
- Erffa, A. von, Hilger W., Knoblich, K. y Weyl, R., 1976. "Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 13, F. A. I. C., pp. 99-106, Puebla.
- Ern, H. y Miehlich, G., 1972. "Diferencia de vegetación y suelos dependientes del relieve en un "valle cerrado" de la Sierra Nevada, México". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 5, F. A. I. C., pp. 9-14, Puebla.
- Flores Díaz, A., 1974. "Los suelos de la República Mexicana". El escenario geográfico. Recursos naturales. México, I. N. A. H., 335 p. (México: panorama histórico y cultural, II), pp. 7-108.

- Fries, C., 1960. "Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México". Boletín, 60, Instituto de Geología, U.N.A.M., México, 236 p.
- Heide-Weise, H. y Heine, K., 1971. "Sobre la mineralogía de algunos sedimentos fluviales y depósitos volcánicos en la zona de Puebla, Pue. (México)". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 4, F. A. I. C., pp. 4-6, Puebla.
- Heine, K., 1971. "Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la región de la cuenca de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 4, F. A. I. C., pp. 7-22, Puebla.
- Heine, K., 1973. "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. Deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 51-58, Puebla.
- Heine, K., 1974 a. "Nuevas observaciones de la estratigrafía cuaternaria de la Región del Valle de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 11, F. A. I. C., pp. 1-3, Puebla.
- Heine, K., 1974 b. "Sobre la disposición y antigüedad de las terrazas de la ladera poniente del cerro Xochitécatl, Tlaxcala (México)". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 11, F. A. I. C., pp. 5-6, Puebla.
- Heine, K. y Heide-Weise, H., 1972. "Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el volcán de La Malinche y región circunvecina". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 5, F. A. I. C., pp. 3-8, Puebla.
- Heine, K. y Heide-Weise, H., 1973 a. "Secuencias de erupciones en el volcán de La Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40 000 años". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 7-8, Puebla.
- \* Heine, K. y Heide-Weise, H., 1973 b. "Jungquartaere Foerderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatépetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Palaeoklimatologie und Archaeologie". Muenster Forsch. Geol. Palaeont., 31/32, pp. 303-322, Muenster

- Hilger, W., 1972. "Observaciones sobre la tectónica de la región de Puebla-Tlaxcala". Anuario de Geografía, XII, U. N. A. M., pp. 113-120.
- Hilger, W., 1973. "Observaciones respecto a la geología de la región de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F.A.I.C., pp. 3-6, Puebla.
- Klaus, D., 1973. "Las fluctuaciones del clima en el valle de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 59-62, Puebla.
- Kneib, W., Miehlich, G. y Zoetl, K., 1973. "Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada de México". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 11-13, Puebla.
- Knoblich, K., 1973 a. "Las condiciones de las aguas subterráneas en la cuenca de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 9-10, Puebla.
- Knoblich, K., 1973 b. "La influencia de las condiciones de aguas subterráneas sobre la colonización de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 9, F. A. I. C., pp. 7-10, Puebla.
- Lauer, W., 1973. "Problemas climato-ecológicos de la vegetación de la región montañosa oriental mexicana". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 7, F. A. I. C., pp. 37-46, Puebla. (Incluye, anexo, el mapa "Tipos ecológicos de la vegetación", escala 1:1 000 000, por W. Lauer y H.- J. Klink).
- Lauer, W., 1978. "Tipos ecológicos del clima en la vertiente oriental de la meseta mexicana. Comentario para una carta climática 1:500 000". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 15, F. A. I. C., pp. 235-248, Puebla. (Incluye, anexo, el mapa "Tipos climáticos higrótérmicos en la vertiente oriental de la meseta mexicana central", de W. Lauer).
- Lauer, W., 1979. "Medio ambiente y desarrollo cultural en la región de Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 16, F. A. I. C., pp. 29-50, Puebla.
- Lorenzo, J. L., 1969. Condiciones periglaciales de las altas montañas de México. México, I. N. A. H., 45 p. (Paleoecología 4).

- Lugo Hubp., J., 1981. "La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal". Boletín del Instituto de Geografía, 11, U. N. A. M., pp. 7-19, México.
- Lugo Hubp, J., 1982. "Geomorphological zonation of the southern region of the Basin of Mexico". Geographical topics of Mexico City and its environs. México, Instituto de Geografía, U. N. A. M., Latin American Regional Conference, I. G. U., Brazil, pp. 34-49.
- Lugo Hubp, J., 1983. "Zonalidad de los procesos erosivo-fluviales en la cuenca de México y noroeste de la de Puebla-Tlaxcala". Memoria del IX Congreso Nacional de Geografía, T. I, pp. 87-96, Guadalajara.
- Lugo Hubp, J., 1984. Geomorfología del sur de la Cuenca de México. México, Instituto de Geografía, U. N. A. M., 95 p. (Serie Varia, T. 1, Num. 8).
- Lugo Hubp, J. y Martínez Luna, V. M., 1980. "La disección del relieve en el sur de la cuenca de México y porciones adyacentes". Boletín del Instituto de Geografía, 10, U. N. A. M., pp. 55-64, México.
- Lugo Hubp, J., Ortiz Pérez, M. A., Palacio Prieto, J. L. y Bocco Verdine-lli, G., 1985. "Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala)". Geofísica Internacional, Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano - Parte 1 (Ed. S. P. Verma), Vol. 24, Num. 1, pp. 83-96.
- Martin del Pozzo, A. L., 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, U. N. A. M., México, 131 p.
- Melo Gallegos, C. y Oropeza Orozco, O., 1982. "Bases geográficas para la estructuración operativa del Parque Nacional Zoquiapan, Edo. de México". Boletín del Instituto de Geografía, 12, U. N. A. M., pp. 19-66, México.
- Miehlich, G., 1979. "Investigaciones edafológicas en el Proyecto México de la Fundación Alemana para la Investigación Científica". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 17, F. A. I. C., pp. 105-107, Puebla.
- Mooser, F., 1972. "The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics". Geofísica Internacional, Vol. 12, Num. 2, pp. 55-70.

- Mooser, F., 1975. "Historia geológica de la Cuenca de México". Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, T. I, México, D. D. F., 184 p., pp. 7-38.
- Moya Sánchez, J. C. y Zamorano Orozco, J. J., 1983. Estudio geomorfológico del volcán La Malinche y sus zonas adyacentes. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, U. N. A. M., México, 96 p.
- Ollier, C., 1972. Volcanoes. Cambridge, The M. I. T., Press, 177 p. (An introduction to systematic geomorphology, Vol. 6).
- Ollier, C., 1981. Tectonics and landforms. London, Longman, 324 p. (Geomorphology Texts, 6).
- Ortega Guerrero, B., 1984. Geomorfología de la vertiente oriental de la Sierra Nevada (Cuenca de Puebla-Tlaxcala). Tesis, Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 102 p.
- Ortiz Pérez, M. A., Bocco Verdinelli, G., Moya Sánchez, J. C. y Zamorano Orozco, J. J., 1985. "Una interpretación de los depósitos recientes en el Bloque de Ixtlahuaca, Edo. de México". Memoria del X Congreso Nacional de Geografía, T. 1, pp. 29-46, Morelia.
- Palacio Prieto, J. L., 1982. Análisis geomorfológico de la región de Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal, estados de Morelos y México. Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, U. N. A. M., México, 98 p.
- Palacio Prieto, J. L., 1985. Geomorfología regional del oriente de Michoacán y occidente del estado de México. Tesis de Doctorado, Facultad de Filosofía y Letras, U. N. A. M., México, 120 p.
- Salome, A. I., Dorsser, H. J. van y Rieff, Ph. L., 1982. "A comparison of geomorphological mapping systems". I. T. C. Journal, 1982-3, pp. 272-274.
- Seele, E. y Mooser, F., 1972. "La Malinche y la tectónica del Valle de Puebla". Sociedad Geológica Mexicana. II Convención Nacional. Mazatlán. (resumen).
- \* Steele, W. K., 1971. "Paleomagnetic directions from the Iztaccihuatl volcano, Mexico". Earth and Planet. Sc. Lett., 11, pp. 211-218.

- Steele, W. K., 1985. "Paleomagnetic constraints on the volcanic history of Iztaccíhuatl". Geofísica Internacional, Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano - Parte 1 (Ed. S. P. Verma), Vol. 24, Num. 1, pp. 159-167.
- Thornbury, W. D., 1969. Principles of Geomorphology. New York, Wiley, 2nd. ed., 594 p.
- Tricart, J., 1965. Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris Masson, 496 p.
- Tricart, J., 1968. Précis de géomorphologie. Tome I: Géomorphologie structurale. Paris, S. E. D. E. S., 322 p.
- Tricart, J., 1977. Précis de géomorphologie. Tome II: Géomorphologie dynamique générale. Paris, S. E. D. E. S., 345 p.
- Tricart, J., 1978. Géomorphologie applicable. Paris, Masson, 167 p.
- Tricart, J., 1982. La ecogeografía y la ordenación del medio natural. Barcelona, Anagrama, 288 p.
- Verstappen, H. Th.: Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development. Amsterdam, Elsevier, 437 p.
- Verstappen, H. Th. y Zuidam, R. A. van, 1975. I. T. C. - System of geomorphological survey. I. T. C. - Textbook, VII. 2, 3rd. ed., 52 p.
- Weyl, R., 1974. "Determinación y clasificación de las rocas volcánicas de la región Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 10, F. A. I. C., pp. 69-71, Puebla.
- White, S. E., 1962. El Iztaccíhuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. México, I. N. A. H., 80 p. (Serie Investigaciones, 6).
- White, S. E., 1978. "Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco". Antropología e Historia. Boletín del I. N. A. H., Epoca III, Num. 22, pp. 51-56, México.
- White, S. E. y Valastro, S., 1984. "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the standard Mexican Glacial Sequence". Quaternary Research, Vol. 21, No. 1, pp. 21-35.

Williams, H. y Mc Birney, A., 1979. Volcanology. San Francisco, Freeman, Cooper and Co., 397 p.

## CARTOGRAFIA

Las cartas base para el levantamiento geomorfológico fueron las siguientes:

- Dirección General de Geografía del Territorio Nacional.

Carta topográfica, escala 1:50 000:

E14-B32 Mariano Arista

E14-B31 Chalco

Otras cartas consultadas fueron:

- Dirección General de Geografía del Territorio Nacional.

Carta topográfica, escala 1:50 000:

E14-B22 Apam

E14-B33 Tlaxcala

E14-B42 Huejotzingo

E14-B41 Amecameca

Carta topográfica, escala 1:250 000:

E14-2 México

- Erffa, A. von y Hilger, W., 1975. Mapa geológico de la región Puebla-Tlaxcala. Escala 1:200 000. El Proyecto México de la Fundación Alemana para la Investigación Científica.

- Mooser, F., 1974. Mapa geológico de la Cuenca de México y zonas colindantes. Escala 1:220 000 (aproximadamente). D. D. F., Dirección General de Obras Hidráulicas. Aparece publicado en: Memorias de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal: Atlas de planos técnicos e históricos, México, D. D. F., 1975.