

## UNIDADES VOLCANICAS DEL TERCARIO MEDIO

*Rasgos generales*

Varias unidades compuestas por rocas volcánicas y por depósitos clásticos interestratificados formados principalmente por materiales volcánicos, descansan sobre el Grupo Balsas o sobre rocas más antiguas, concordantes en algunos lugares y con discordancia en otros. Estas unidades comprenden la Riolita Tilzapotla, la Formación Tepoztlán, la Andesita Zempoala, el Grupo Buenavista y el Grupo No-diferenciado. En las descripciones que siguen, la Riolita Tilzapotla se describe como la unidad probablemente más antigua, seguida por la Formación Tepoztlán. Esta última formación es algo más vieja que la Andesita Zempoala, que la sobreyace, pero puede ser el equivalente en edad de la parte inferior de los Grupos Buenavista y No-diferenciado. La unidad más antigua (Tilzapotla) se cree que es tan antigua como el Oligoceno tardío, mientras que la unidad más joven (Zempoala) puede ser tan joven como el Plioceno temprano, pero gran parte de las rocas volcánicas se cree que corresponden al Mioceno. Las relaciones inferidas se ilustran en el diagrama siguiente.

Plioceno inferior			
Mioceno superior	Grupo Buenavista	Grupo No-diferenciado	Andesita Zempoala
Mioceno inferior			Formación Tepoztlán
Oligoceno superior	Riolita Tilzapotla		

Las unidades volcánicas afloran principalmente en cinco áreas algo separadas. La esquina noroccidental del mapa de la lámina 1 corresponde al límite de una gran masa de rocas volcánicas que se extiende más al norte y al poniente. La porción de la masa volcánica mostrada en el mapa consta de la Formación Tepoztlán, en la base de la sección, cubierta por la Andesita Zempoala.

Este es el único lugar en donde la Andesita Zempoala aflora en la región cartografiada. La parte central septentrional del mapa contiene varias áreas de afloramiento de la Formación Tepoztlán, que está parcialmente sepultada por rocas volcánicas más jóvenes. La pequeña área de afloramiento a lo largo del borde oriental del mapa, al noreste de Cuzutla, corresponde al límite occidental de una región mucho más grande de rocas volcánicas que forman la parte basal del volcán Popocatepetl y que en el presente informe se han designado sencillamente con el nombre de Grupo No-diferenciado. Los afloramientos al sur y al suroeste de Tequesquitengo forman el límite de una región grande de dichas rocas que se extiende más al sur. Constan de la Riolita Tilzapotla, en la base, cubierta por el Grupo Buenavista. Las áreas de afloramiento a lo largo del borde del mapa al norte y al noreste de Taxco también representan el límite de una región muy extensa donde afloran las dos series acabadas de mencionar.

La expresión topográfica de las unidades volcánicas es variable de uno a otro lugar, según predominen capas piroclásticas o corrientes lávicas. Las capas y estratos de las unidades volcánicas generalmente presentan buzamientos menores de  $10^{\circ}$  y, de hecho, están casi horizontales en amplias zonas. Esta estructura imprime un aspecto de bloques escalonados a las áreas de afloramiento, formando pequeños acantilados los estratos más duros en donde estratos infrayacentes son más friables. El borde izquierdo de la fotografía de la lámina 6, así como el extremo derecho de la fotografía de la lámina 7, dan una idea del tipo de expresión fisiográfica característico de grandes zonas de rocas volcánicas. La topografía vista en las fotografías aéreas generalmente es característica y puede distinguirse bien de la desarrollada sobre las demás unidades litológicas de la región.

La mayor parte del material volcánico consta de andesitas de diferentes colores, texturas y componentes minerales, pero se presenta algo de material riolítico tanto cerca de la base como cerca de la cima de la sucesión, y aun existen localmente rocas basálticas. El principal objetivo propuesto al cartografiar y dar nombres a los diferentes grupos volcánicos fue el de agrupar estas rocas según los centros volcánicos que les dieron origen. La erosión ha sido activa y ha removido muchas de las evidencias requeridas para localizar dichos centros; la sepultura posterior por otras rocas volcánicas ha sido un factor adicional. Como resultado, el objetivo sólo ha sido alcanzado parcialmente y se requerirán estudios petrográficos y de campo mucho más detallados que los hechos por el autor, para distinguir y delimitar todos los productos comagmáticos.

El autor desea poner de relieve el hecho de que la composición petrográfica no tiene significado temporal o de edad y que rocas casi idénticas fueron extravasadas en tiempos diferentes a través del período terciario. Por consiguiente no pueden hacerse correlaciones basándose únicamente en la identidad petrográfica de las rocas; el establecimiento de una sucesión volcánica en un lugar determinado probablemente no sería de mucha ayuda en la correlación de las rocas en regiones muy separadas. De hecho, por este método podrían resultar correlaciones muy equivocadas. Aun la composición química y mineralógica de las lavas procedentes de una sola boca extrusiva pueden cambiar apreciablemente dentro de un lapso de varios años.

### *Riolita Tilzapotla*

*Distribución, petrografía y espesor.*—El nombre de Riolita Tilzapotla se propone para los afloramientos extensos de brecha tobácea riolítica situados en las cercanías de Tilzapotla (cuad. I-5) al sur del lago de Tequesquitengo y del río Amacuzac. El área de afloramientos se extiende por una distancia de 8 km. al oriente de Tilzapotla y casi la misma distancia al norte, antes de que la formación desaparezca como resultado de la erosión. La formación también se extiende unos 8 km. al poniente, donde está cubierta por el Grupo Buenavista, que también la cubre a corta distancia al sur de Tilzapotla. Cerca del pueblo de Tilzapotla la unidad consiste en una brecha tobácea de color parduzco rojizo oscuro, muy bien cementada y de grano grueso, con fragmentos hasta de 30 cm. de diámetro (muestra F55-16). La estratificación es tan gruesa o masiva que difícilmente se distingue en los afloramientos. Los centros eruptivos de este material probablemente estuvieron situados a unos pocos kilómetros de distancia hacia el sur. Sin embargo, no se identificaron verdaderas corrientes lávicas en la zona abarcada por el mapa. El espesor máximo de la unidad cerca de Tilzapotla es del orden de 250 m.

Un pequeño testigo de erosión de la Riolita Tilzapotla aparece en el flanco oriental del cerro de Jojutla (cuad. H-7), donde tiene grano mucho más fino, no está tan bien cementada y presenta estratificación gruesa bien perceptible. Otro pequeño testigo de erosión aparece en un sitio 1,500 m. al norte de Temimilcingo (cuad. F-7), también en forma de toba de grano más fino y en capas de 10 a 30 cm. de espesor. Los interestratos delgados de toba riolítica en la parte superior del Grupo Balsas en el valle al oriente del cerro Amarillo (cuad. E-7); muestra F-35-54 y lám. 19-F) pueden representar capas de ceniza llevada por las aguas hasta cierta distancia del centro eruptivo. Una toba rio-

lítica gris clara y depositada por las aguas, intercalada en las capas superiores del Grupo Balsas un poco al norte de la carretera Tlaltizapán-Moyotepec (cuad. F-7; muestra F-47-54) también pudiera representar capas alcjadas del centro eruptivo. No se encontró material riolítico al norte o al oriente de estos últimos dos afloramientos, pero un pequeño testigo de corrientes riolíticas aflora un poco al sur de Acatlipa, al poniente del cerro Amarillo (cuad. E-6).

Hacia el noroeste de Tlzapotla la serie riolítica aflora en los bordes de la zona cubierta por el Grupo Buenavista, con excepción de los lugares donde está cubierta por la Formación Cuernavaca, más joven, o donde fue erosionada antes del depósito de la última formación. La unidad parece haber sido depositada hacia el noroeste hasta el pueblo de Cuautlita (cuad. F-4), pero es muy delgada o falta al norte y al noroeste de éste. El tamaño de grano disminuye progresivamente al noroeste de Tlzapotla. Cerca del pueblo de Amacuzac (cuad. G-4), por ejemplo, la unidad consiste en una toba soldada desvitrificada, de color rosado claro y de grano grueso, mientras que en las cercanías de Cuautlita hacia el norte, aparece en forma de toba depositada por el agua, arcillosa, de color rosado o gris claro y de grano fino, en capas que tienen unos cuantos centímetros de espesor. Hacia el noroeste disminuye también el espesor total de la unidad, hasta unos 60 m. cerca de Amacuzac y hasta unos pocos metros cerca de Cuauichinolá más al norte.

La unidad continúa en forma de toba soldada o corriente piroclástica desde Amacuzac hacia el sur y al suroeste, casi hasta Buenavista de Cuéllar, donde cambia a toba, brecha tobácea y corrientes lávicas bien estratificadas. Disminuye de espesor y se acuña en corta distancia hacia el poniente de la carretera en las cercanías de Santa Fe y hacia el sur de este punto (cuad. H-4). Parecen haber existido centros de extravasación a corta distancia al norte de Buenavista y otros pudieron haber existido asimismo al oriente de este pueblo en la zona cubierta actualmente por el Grupo Buenavista. En Buenavista de Cuéllar la zona de afloramiento de la unidad da vuelta hacia el sureste y continúa fuera del límite del mapa geológico. Sin embargo, no se encontró al suroeste y al poniente de la latitud de Buenavista y probablemente nunca fue depositada allí, con excepción quizás de una capita delgada de ceniza que fue removida rápidamente por la erosión penecontemporánea.

La unidad se extiende al poniente de Amacuzac en forma de una toba soldada o corriente piroclástica de colores variables de rosado a gris, que actualmente está casi completamente desvitrificada, hasta el Km. 153.3 de la carretera Amacuzac-Taxco, donde desaparece debido a la erosión. Aparece otra vez

más al poniente, a la longitud de Acuitlapán (cuad. G-2) y aumenta rápidamente de espesor más al poniente, aunque cambia de naturaleza. Desde la latitud de Acuitlapán hasta Taxco, la parte basal de la unidad consta de tobas soldadas de composición dacítica, cubiertas por toba riolítica soldada, densa y de grano fino, seguida por corrientes lávicas. El espesor de la unidad aumenta hasta 150 m. o más en las cercanías de Taxco y al norte de éste. La toba dacítica soldada basal (muestra F57-48; láms. 8-F, 9-C y 9-E) tiene unos 20 m. de espesor cerca del Km. 153 de la carretera Amacuzac-Taxco. Consiste en "piedra pez" negra que está fracturada en lajas delgadas orientadas normalmente a la actitud casi horizontal del estrato. En la misma localidad una toba soldada dacítica, desvitrificada, de color parduzco (muestra F57-49; lám. 9-B) y de 4 a 6 m. de espesor, cubre la piedra pez. La toba dacítica está cubierta, a su vez, por un estrato grueso (más de 20 m.) de toba riolítica soldada, desvitrificada de grano grueso y de color rosado claro (muestra F57-50; láms. 8-E, 9-D y 9-F), que se extiende varios kilómetros hacia el poniente.

*Relaciones estratigráficas, edad y correlación.*—La Riolita Tilzapotla generalmente descansa en concordancia sobre las capas más jóvenes del Grupo Balsas y, de hecho, pueden encontrarse localmente capas delgadas de este grupo arriba de la base de la Riolita Tilzapotla. Como regla, sin embargo, en la región cartografiada el volcanismo riolítico fue contemporáneo con el cese de la sedimentación del tipo representado por el Grupo Balsas. El contacto Balsas-Tilzapotla es casi dondequiera ligeramente inclinado, excepto localmente cerca de fallas importantes, donde el buzamiento es mayor. Esta actitud contrasta con la estratificación mucho más inclinada de la parte inferior del Grupo Balsas. En algunos lugares la sucesión riolítica descansa directamente encima de la Formación Mexcala y en otros se encuentra encima de la Formación Cuautla o de la Formación Morelos. Un poco al poniente del Km. 142.5 de la carretera Amacuzac-Iguala parece que yace sobre la Formación Xochicalco. En todos los sitios donde la serie descansa sobre rocas más antiguas que el Grupo Balsas, este grupo falta por no haberse depositado y las relaciones con la unidad infrayacente son de discordancia angular. La Riolita Tilzapotla es, por consiguiente, transgresiva, en sentido estratigráfico, en relación con el Grupo Balsas. El terreno al terminar el tiempo Balsas probablemente fue de relieve bajo, habiendo sido erosionados los altos topográficos para proporcionar el material depositado en los valles y cuencas.

A juzgar por las variaciones en tamaño de grano y por el espesor de la Riolita Tilzapotla en la región cartografiada, los centros de extravasación que

produjeron la mayor parte de esta serie parecen haber estado localizados en el área situada entre Tilzapotla y Buenavista de Cuéllar (cuad. I-4 ó I-5), ahora sepultados por rocas volcánicas más jóvenes. Otros centros eruptivos pudieron haber estado situados hacia el noroeste de Taxco.

El contacto superior de la Riolita Tilzapotla es casi dondequiera una discordancia erosional, cuando menos. La próxima sucesión volcánica más joven, o sea el Grupo Buenavista, cubre la riolita en concordancia al sur del río Amacuzac, pero donde la erosión ha removido el Grupo Buenavista la siguiente formación más joven, o sea la Cuernavaca, descansa encima de la Riolita Tilzapotla con discordancia erosional y en algunos lugares, también angular. La Formación Cuernavaca es la unidad predominante que cubre la Riolita Tilzapotla al norte del río Amacuzac. En el lado oriental del manchón de riolita localizado al sur de Acatlipa (cuad. E-6), la próxima formación más joven, o sea el Grupo Chichinutzin, se encuentra en contacto con la riolita sin la interposición de la Formación Cuernavaca, que probablemente fue erosionada.

El autor colectó algo más de 200 kilogramos de toba riolítica soldada, desvitrificada, desmoronadiza y de color variable de gris a rosado claro, en cortes situados cerca del Km. 129.5 de la carretera Amacuzac-Taxco y concentró los minerales pesados por medio de batea en el arroyuelo que corre abajo de dicho punto. La muestra (F56-27) procedió probablemente de unos 40 ó 50 m. arriba de la base de la Riolita Tilzapotla, donde la unidad infrayacente es el Grupo Balsas. El concentrado fue utilizado por H. W. Jaffe y sus colegas para hacer una determinación radiométrica de edad por el método de plomo/alfa, basado en el zircón. La edad reportada por ellos es de 26 millones de años, con límites de error posiblemente en exceso del 10 por ciento, según Jaffe (comunicación escrita, I-V-58). Así es que su edad corresponde probablemente al Oligoceno tardío, según la escala de edades absolutas de Kulp de 1959 (véase el cuadro de correlación estratigráfica en la lámina 23). Esta edad está de acuerdo con la larga historia geológica atestiguada por las unidades litológicas suprayacentes.

No pueden hacerse correlaciones precisas con otras unidades volcánicas alrededor de la región cartografiada en la actualidad, porque muy pocas de las rocas volcánicas terciarias de México central se han cartografiado y estudiado detenidamente. En edad aunque no en litología, la Riolita Tilzapotla puede corresponder a la parte basal de la serie volcánica Xochitepec (Mooser, 1956) del extremo austral de la cuenca de México, que es de composición andesítica. En el noreste de Hidalgo, unos 100 km. más al norte (fig. 1), la parte inferior del

Grupo Pachuca (Segerstrom, en prensa; Geyne, 1956, p. 49-51), que también es parcialmente de composición andesítica, puede asimismo corresponder en edad a la Riolita Tilzapotla. En el distrito minero de Zimapán de la parte central occidental de Hidalgo, las capas inferiores de las rocas volcánicas Las Espinas (Simons y Mapes, 1956, p. 16-17) tienen la misma relación con el Conglomerado El Morro, infrayacente, que la Riolita Tilzapotla con el Grupo Balsas y la edad probablemente es también casi igual, aunque las capas basales de las rocas Las Espinas están compuestas por andesita, latita cuarcífera y basalto, en vez de riolita.

### *Formación Tepoztlán*

*Distribución, petrografía y espesor.*—El nombre de Formación Tepoztlán se propone para los afloramientos cercanos al pueblo de este nombre (cuad. C-7) situado unos 16 km. al noreste de Cuernavaca. La unidad aflora por una distancia de 3 km. tanto al norte como al sur del pueblo y continúa al oriente hasta San Agustín (cuad. C-9), donde está profundamente erosionada y sepultada por corrientes basálticas del Grupo Chichinautzin de edad pleistocénica. La unidad probablemente se adelgaza hacia el oriente, aunque puede existir aún debajo o interdigitada con el Grupo No-diferenciado al norte de Ocuituco (cuad. D-11) en el margen oriental del mapa de la lámina 1. Se supone que se acuña en la parte basal de la masa volcánica cuya cumbre es el volcán Popocatepetl, situado al noreste de Ocuituco.

La Formación Tepoztlán está cubierta por el Grupo Chichinautzin unos 3 km. al norte de Tepoztlán y no reaparece más al norte. La erosión ha removido la formación al sur de la latitud de Oacalco (cuad. C-8), donde la base está expuesta, con excepción quizás de un pequeño manchón de material volcánico similar, situado unos 2,000 m. al oriente del Km. 51 de la carretera Alpuyecayutepec (cuad. D-8). Al poniente de Tepoztlán la unidad reaparece saliendo por debajo de la Formación Cuernavaca y del Grupo Chichinautzin cerca del límite del mapa geológico (cuad. C-5) y continúa por una distancia de 10 ó 15 km. en el Estado de México, fuera del mapa hacia el noroeste.

La Formación Tepoztlán está compuesta predominantemente por detritos volcánicos andesíticos depositados en capas que varían en espesor quizás de 50 cm. hasta más de 10 m. La estratificación buza unos cuantos grados hacia el norte en gran parte del área de afloramiento, alcanzando un máximo de unos 7° N. en la parte oriental. La topografía desarrollada en la formación difiere algo de la que caracteriza la mayoría de las demás rocas volcánicas de

la región, ya que están mejor desarrollados los acantilados escalonados y la diseción ha cortado más profundamente la formación. Así es que los afloramientos exhiben la topografía más accidentada y acantilada que se observa en la región. La topografía desarrollada sobre la unidad fue vívidamente descrita por Ordóñez. (1937b, p. 6-18), con amplio detalle. Algunos de los procesos erosivos que actuaron sobre la unidad fueron descritos por Lozano García (1953. p. 208-212).

Una serie de 13 muestras de diferentes cantos procedentes de las capas basales de la formación al norte de Oacalco (cuad. C-8) se describe brevemente en el apéndice bajo la muestra número F55-43. Todas las esquirlas son de andesita porfídica con ortopiroxena, clinopiroxena y anfíbola, individualmente o en cualquiera combinación (véanse las fotomicrografías de las láminas 19-A a 19-E). Los colores de los cantos individuales varían de gris claro a gris oscuro, pero se presentan también tintes rojizo, purpúreo y verdoso. El color de las capas, en promedio, es gris en cortes frescos y de amarillento a parduzco oscuro en afloramientos intemperizados. Una muestra colectada en la parte superior de la formación en el área de afloramiento situada al noreste de Cuernavaca (F55-38) es de andesita piroxénica gris.

Los componentes que forman las capas constan de fragmentos tobáceos y detríticos que varían en tamaño desde la arcilla fina hasta bloques de 1 m. de diámetro. Algunas capas tienen sus componentes muy mal clasificados (inequigranulares) y pueden representar corrientes de lodo o "lahares", pero otras contienen lentes de arena y grava mucho mejor clasificadas, con estratificación cruzada, atestigüando un depósito por corrientes de agua. Los componentes de las capas con la clasificación peor varían de angulosos a subangulosos, mientras que los de las capas con mejor clasificación son de preferencia subredondeados y redondeados. Gran parte del material es desmoronadiza y poco endurecida, aunque en algunos lugares se presentan capas bien cementadas. Si una capa bien cementada cubre otra capa friable que tiene clasificación mala y una mezcla considerable de materiales tobáceos, como por ejemplo una corriente de lodo o lahar, la primera ejerce un efecto protector y hace que la capa infra-yacente se erosione formando cantiles verticales. Las partículas tobáceas angulosas probablemente sirven de ligadura para amacizar y endurecer el material desmoronadizo, permitiendo la formación de acantilados.

El espesor original completo de la formación no queda en ninguna parte de la región, debido a la erosión posterior, pero posiblemente un porcentaje elevado del espesor original quede aún en lugares protegidos en el extremo

septentrional del área de su afloramiento. El espesor máximo de lo que resta, medido desde la base de la unidad cerca de Oacalco, hasta el afloramiento más alto al norte de este lugar, es aproximadamente de 1,000 m. Esto representa un espesor considerablemente mayor que el de "cuando menos 250 m." citado por el autor en descripciones publicadas con anterioridad.

*Relaciones estratigráficas y edad.*—La base de la Formación Tepoztlán está expuesta sólo en tres localidades: (1) al oriente de San Andrés de la Cal. (cuad. C-7), (2) al norte de Oacalco (cuad. C-8) y (3) a unos 4 km. al sur de Yautepec (cuad. D-8). En la primera localidad mencionada un pequeño afloramiento de capas limosas rojizas adscritas al Grupo Balsas aparece debajo de capas volcánicas clásticas en la orilla nororiental del pueblo, sin intercalación de la Riolita Tilzapotla. El afloramiento es de forma triangular y tiene unos 200 m. de largo por 200 m. de ancho. Las capas limosas buzan con ángulo pequeño hacia el norte y la sección expuesta suma probablemente menos que 30 m. de espesor. Las capas en ambos lados del contacto parecen estar paralelas unas con otras. El basalto del Grupo Chichinautzín sepulta el contacto hacia el suroeste y una pequeña dolina rellena por aluvi3n oculta el contacto oriental. La relaci3n est3 complicada a3n m3s hacia el oriente de la dolina por la presencia de una falla normal con desplazamiento desconocido pero probablemente menor que 50 m., a lo largo de la cual la Formaci3n Tepoztl3n baj3 hasta ponerse en contacto con la caliza Cuautla. Al sureste de la falla la unidad descansa con discordancia angular sobre la Formaci3n Morelos, sin intermedio de otras rocas.

En la localidad de Oacalco la Formaci3n Tepoztl3n descansa sin discordancia angular aparente sobre capas de limo rojizo con interestratos de yeso con color de miel y de yeso arcilloso rojizo y verdoso que contiene pedernal y algo de caliza lacustre, todo perteneciente al Grupo Balsas. Aluvi3n y basalto ocultan el contacto m3s hacia el oriente y al poniente. La tercera localidad contiene un peque3o manch3n de lo que parece ser un resto erosional de la Formaci3n Tepoztl3n. El contacto suroccidental de este manch3n es una falla, pero el contacto septentrional es de naturaleza normal y une esta unidad con la Formaci3n Cuautla. Una discordancia angular existe entre las dos. Capas de aluvi3n ocultan los contactos oriental y austral, pero los afloramientos cercanos sugieren que la roca infrayacente corresponde a la parte basal de la Formaci3n Mexcala.

La Formaci3n Tepoztl3n obviamente fue depositada con gran discordancia angular y erosional encima de las unidades cret3cicas. La relaci3n entre ella y el Grupo Balsas no es tan clara, sin embargo, y aunque el 3ltimo seguramente

estuvo expuesto a la erosión antes de que se depositasen las rocas Tepoztlán, no se pudo comprobar la existencia de una discordancia angular en el contacto.

La unidad suprayacente más antigua es la Andesita Zempoala, que está expuesta en el ángulo noroccidental del mapa. La relación entre las dos unidades no se ha estudiado con detalle, pero se cree que el contacto representa una discordancia erosional. Al sur de esta última localidad, o sea al noroeste de Cuernavaca, la unidad suprayacente es la Formación Cuernavaca, depositada con gran discordancia erosional y con pequeña discordancia angular encima de las capas Tepoztlán. En otros lugares el Grupo Chichinautzin cubre a la unidad, también con discordancia erosional grande y angular pequeña. Corrientes basálticas sepultaron casi toda la parte topográficamente baja de la Formación Tepoztlán, dejando restos descubiertos parecidos a islotes rodeados por el mar.

La edad de la Formación Tepoztlán no se ha comprobado por medios directos. Obviamente es más joven que el Grupo Balsas. Se supone que es algo más joven que la Riolita Tilzapotla, en vista de que la última unidad descansa sobre el Grupo Balsas con poca o ninguna discordancia erosional, mientras que la primera tiene una discordancia erosional notable con el Grupo Balsas. No obstante, es una formación terciaria relativamente antigua, porque la cubren tres formaciones más jóvenes, cada una separada de la inmediata por una discordancia erosional significativa. Además, las capas Tepoztlán fueron inclinadas notablemente después de su depósito. Al concatenar esta evidencia fragmentaria el autor piensa que la base de la Formación Tepoztlán puede ser tan antigua como el final del Oligoceno y que su depósito continuó durante la primera parte del Mioceno.

*Origen y correlación.*—La procedencia y modo de origen de la Formación Tepoztlán han sido bastante discutidos. A pesar del buzamiento general de las capas hacia el norte, la zona de procedencia seguramente se encontraba más al norte de los afloramientos actuales, pues de otra manera aparecerían restos de la formación más al sur en sitios protegidos de la erosión. Además, los componentes andesíticos de las capas clásticas son muy similares a las corrientes andesíticas y las brechas intercaladas que afloran en los flancos suroriental, austral y suroccidental de la cuenca de México, más al norte (Ordóñez, 1895, p. 28-41), donde el nombre de serie volcánica Xochitepec (Mooser, 1956) fue introducido para estas rocas.

Algunas de las capas Tepoztlán claramente fueron depositadas por agua corriente, según atestiguan en muchos lugares las lentes de arena y grava que

muestran algo de estratificación cruzada. Gran parte del resto de la formación muestra una estratificación tosca que sugiere el depósito rápido por aguas broncas torrenciales sobre una planicie aluvial poco inclinada, o sea una "bajada". El alto contenido de ceniza volcánica habría aumentado la competencia del agua para llevar guijarros y cantos grandes, reduciendo a un mínimo la equigranularidad del material. El sedimento asentado probablemente quedó en el mismo lugar y no fue levantado repetidamente y llevado a lugares más distantes, como pasa con los depósitos de ríos normales. Algunas de las capas masivas sin rasgos que sugieran depósito por agua corriente, pudieran muy bien haber sido corrientes de lodo, que pueden llamarse mejor "lahares" debido a su composición volcánica exclusiva. Varios interestratos de toba sugieren que en la región ocurrían erupciones volcánicas intermitentemente.

En resumen, el autor piensa que la Formación Tepoztlán representa la facies austral cuando menos de una parte de la serie volcánica Xochitepec del extremo meridional de la cuenca de México. Probablemente había centros eruptivos activos durante el depósito de la formación, y la voluminosa extravasación de productos fragmentados proporcionaba material fácilmente erosionable para las capas Tepoztlán. El amontonamiento de productos volcánicos cerca de los centros de erupción ocasionó un gradiente suficientemente elevado para el transporte del material fragmentado por aguas corrientes y en forma de "lahares". Erupciones ocasionales diseminaban cenizas más al sur y produjeron los interestratos tobáceos.

La Formación Tepoztlán probablemente es un equivalente en edad de algunas partes del Grupo No-diferenciado y, más al sur, de la parte inferior del Grupo Buenavista. Puede también ser un equivalente en edad de los Grupos Agua de Obispo y Papagayo al sur de Chilpancingo (fig. 2; de Cserna *en* Fries, 1956b, p. 311-312), así como del Grupo Characharando de la región de Huetamo en el sureste de Michoacán (localidad 5, fig. 1; Pantoja Alor, 1959, p. 25-26), y de la parte inferior de la Formación Zumpinito del centro de Michoacán (Williams, 1950, p. 172-176). La parte basal de la última formación presenta litología semejante a la de la Formación Tepoztlán, por contener gran número de corrientes de lodo volcánicas o "lahares", depósitos de aguas torrenciales y cenizas interestratificadas (*op. cit.*, p. 173).

En la latitud de la Ciudad de México, las rocas volcánicas andesíticas que corresponden, cuando menos en parte, a la Formación Tepoztlán, se han llamado serie volcánica Xochitepec (Mooser, 1956). En el distrito de Pachuca situado 100 km. al nor-noreste de la Ciudad de México, las rocas de la misma

edad constan de andesita y dacita que forman la parte intermedia del Grupo Pa-chuca (Segerstrom, en prensa). En el distrito de Zimapán en el centro occidental de Hidalgo, las rocas de casi la misma edad consisten principalmente en andesita y forman la parte superior de las rocas volcánicas Las Espinas (Simons y Mapes, 1956, p. 16-17). En otros lugares de México central y austral, tanto al oriente como al poniente de la región cartografiada, las rocas volcánicas del Terciario medio generalmente no se han estudiado con detalle ni agrupado en formaciones distintas con nombres específicos.

### *Grupo Buenavista*

El nombre de Grupo Buenavista se propone para la sucesión volcánica gruesa compuesta por corrientes lávicas, brechas y toba de composición andesítica, predominantemente, que forma el alto macizo montañoso situado al sur del río Amacuzac y al oriente de la carretera entre Amacuzac y Buenavista de Cuéllar (cuads. *G-4*, *H-4* e *I-4*). La sucesión volcánica se extiende al oriente hasta unos pocos kilómetros más allá que la longitud de Tilzapotla, donde queda interrumpida por el río Amacuzac que corre hacia el sur, y vuelve a continuar hacia el oriente al lado oriental del río. Se extiende al sur hasta la latitud de Huitzaco, que está situado unos 20 km. al oriente de Iguala (fig. 2). Todas las rocas volcánicas que están estratigráficamente por encima de la Riolita Tilzapotla en dicha zona se incluyen en el Grupo Buenavista. Otras rocas volcánicas comprendidas en el Grupo Buenavista quedan en el macizo montañoso situado al norte y noroeste de Taxco, también encima de la Riolita Tilzapotla, pero el contacto entre la Formación Tilzapotla y el Grupo Buenavista no se ha cartografiado, pues queda un poco fuera del límite del mapa.

El borde occidental del área de afloramiento principal del Grupo Buenavista aparece en el margen izquierdo de la fotografía aérea oblicua de la lámina 6 y el borde oriental del área de afloramiento al noroeste de Taxco aparece en el margen derecho de la fotografía de la lámina 7. La topografía de los terrenos elevados consiste en una superficie ondulada de relieve relativamente bajo, aunque hay también pequeños acantilados y otras irregularidades topográficas, haciendo contraste con los terrenos elevados con superficies más suavemente onduladas que caracterizan la caliza cretácica. Sin embargo, en los sitios donde los terrenos altos están fuertemente disecados, los flancos presentan acantilados y escalones como resultado de la interestratificación de corrientes lávicas densas, estratos de brecha y capas tobáceas desmoronadizas, pero no al grado exhibido por la Formación Tepoztlán.

El tipo litológico que predomina en el Grupo Buenavista es la andesita, aunque las capas individuales varían en su composición desde basalto a dacita y en la parte superior se presentan aún rocas riolíticas. Interestratificadas con las corrientes lávicas se encuentran capas de toba y brecha volcánica, así como estratos tobáceos clásticos depositados por aguas corrientes. Solamente las capas basales del Grupo Buenavista fueron estudiadas petrográficamente y las muestras procedieron de un área pequeña. La primera capa encima de la toba riolítica Tilzapotla en la orilla oriental del pueblo de Amacuzac (cuad. G-4) es una corriente lávica alterada de color purpúreo, probablemente de composición dacítica o de latita cuarcífera (muestra F55-19). Una muestra procedente del Km. 122 de la carretera Amacuzac-Iguala, cerca de la base del Grupo Buenavista, se estudió en lámina delgada y resultó ser una lava andesítica alterada de color gris verdoso oscuro (muestra F55-85). Una lava procedente del Km. 130.5 de la misma carretera es un basalto (muestra F55-83). Otra lava cerca de la base del grupo, colectada en el Km. 131.5 de la misma carretera, consiste en una roca gris oscura, probablemente de composición dacítica (muestra F55-80).

El espesor completo original del grupo ya no queda en ningún lugar, debido a la erosión posterior a su depósito. Además, la sucesión más gruesa que queda aún, se encuentra fuera de la región cartografiada, al oriente de Buenavista de Cuéllar. Una estimación aproximada basada en la altura del macizo montañoso al oriente de Buenavista, sugiere que la serie puede tener alrededor de 1,000 m. de espesor.

En todos los lugares donde aflora el Grupo Buenavista, la unidad tiene buzamientos ligeros o es casi horizontal. Las capas basales descansan sin discordancia angular visible sobre la Riolita Tilzapotla, aunque el que escribe vio evidencias de una discordancia erosional entre las dos unidades. En los lugares donde falta la Riolita Tilzapotla, la relación entre el Grupo Buenavista y las formaciones más antiguas está caracterizada por una discordancia angular. Discordancias intraformacionales, tanto erosionales como angulares, se presentan dentro del Grupo Buenavista. Sin embargo, estas relaciones entre las corrientes lávicas y los estratos clásticos infra- y suprayacentes son la regla en los amontonamientos volcánicos, debido a los buzamientos iniciales sobre los terrenos erosionados o sobre las superficies irregulares de las corrientes lávicas, y no se deben a movimientos tectónicos.

La próxima unidad suprayacente es la Formación Cuernavaca, que en los afloramientos, por lo general, tiene una relación angular con el Grupo Buenavista. Esto tampoco se debe a movimientos tectónicos, sino más bien a la ero-

sión pre-Cuernavaca y a los buzamientos iniciales de los sedimentos que integran la Formación Cuernavaca. El intervalo de erosión debió haber sido largo, ya que fueron removidos grandes volúmenes y espesores del Grupo Buenavista antes de que comenzaran a acumularse los sedimentos Cuernavaca. También hay en varios lugares aluviones del Pleistoceno tardío y del Reciente que descansan sobre las rocas Buenavista.

Hasta la fecha no se han encontrado fósiles en el Grupo Buenavista, ni se han hecho determinaciones radiométricas de edad. Obviamente, el grupo es poco más joven en su parte basal que la Riolita Tlzapotla infrayacente, puesto que están separados por una discordancia menor. Si la edad de la Riolita Tlzapotla es del Oligoceno tardío, entonces el Grupo Buenavista puede corresponder también al Oligoceno tardío en su parte inferior, siendo el resto del Mioceno, pero si la Riolita Tlzapotla se eleva un poco en la escala cronológica, entonces al Grupo Buenavista únicamente puede atribuirse una edad miocénica. Debido a la gran discordancia entre el Grupo Buenavista y la Formación Cuernavaca suprayacente, el autor piensa que el intervalo entre los dos fue considerable. Por consiguiente, la cima del Grupo Buenavista probablemente no es más reciente que el Plioceno muy temprano.

Los centros extrusivos que dieron origen a las rocas Buenavista deben en gran parte estar aún sepultados, ya que son extraordinariamente raros los diques que cortan las rocas más antiguas. Los centros eruptivos probablemente estuvieron localizados hacia el oriente de Buenavista y otros probablemente al noroeste de Taxco, o sea en las áreas donde quedan aún espesores apreciables de dicha serie. La parte inferior del Grupo Buenavista es muy probablemente equivalente a la Formación Tepoztlán y a gran parte de la serie volcánica Xochitepec en el extremo austral de la cuenca de México. La parte superior es probablemente equivalente a la Andesita Zempoala, que descansa sobre la Formación Tepoztlán. Más hacia el poniente, sur, oriente y norte, la serie equivale en edad y parcialmente en petrografía a las rocas volcánicas del Terciario medio ya descritas en el capítulo acerca de la edad de la Formación Tepoztlán. por lo que no se repiten las relaciones en este lugar.

#### *Grupo No-diferenciado*

El autor propone el nombre de Grupo No-diferenciado para la mayoría de las rocas volcánicas del Terciario medio que no son de composición riolítica y quedan al norte del río Amacuzac y al sur de Cuernavaca, pero también está incluida una pequeña área de afloramientos al oriente de Iguala. Estas rocas

son en gran parte corrientes lávicas que probablemente fueron extravasadas de centros localizados debajo de ellas o muy cercanos. La zona más grande de afloramiento queda un poco al norte de Ocuituco (cuad. *D-11*); hay otra un poco al sur de Mazatepec (cuad. *F-4*) y una tercera en el extremo septentrional del cerro de Santa María (cuad. *G-7*).

Las zonas de afloramientos primera y segunda están compuestas por corrientes lávicas andesíticas y estratos volcánicos clásticos, interestratificados. Con excepción de la presencia de corrientes lávicas, estas rocas tienen similitud con la Formación Tepoztlán y pueden en gran parte tener la misma edad. La sucesión de capas no fue estudiada detenidamente. El área de afloramiento en el extremo septentrional del cerro de Santa María está compuesta por capas clásticas con buzamientos de 5° a 10°, que son diferentes de las capas del Grupo Balsas infrayacentes y también de cualquiera unidad post-Balsas de la región cartografiada. Las capas basales contienen granos de cuarzo y pueden tener relación más estrecha con la Riolita Tilzapotla que con el Grupo Buenavista. De cualquier manera, dichas capas clásticas son más jóvenes que el Grupo Balsas y más antiguas que la Formación Cuernavaca.

Se hallan pequeños afloramientos de rocas volcánicas andesíticas en el flanco noroccidental del polje de Tequesquitengo, donde sobresalen de la Formación Cuernavaca, pero no se delimitaron por separado en el mapa geológico. Pequeños afloramientos similares sobresalen de la Formación Cuernavaca 2 km. al norte de Xoxocotla (cuad. *F-6*), así como en el Km. 96.5 de la carretera de peaje Cuernavaca-Amacuzac y al oriente del mismo. Aun existen otros afloramientos pequeños (muestras *F-42-54* y *F-43-54*) al norte y al sur de Tecumán (cuad. *E-7*), donde descansan generalmente sobre capas de la Formación Morelos.

Un pequeño afloramiento de basalto olivínico (no mostrado por separado) en la ribera austral del lago de Tuxpan (cuad. *J-3*; muestra *F55-106*), puede descansar sobre el Grupo Balsas y tener una edad terciaria media. Otro afloramiento algo más grande, pero de roca andesítica, ocurre 3.5 km. al sureste del lago de Tuxpan, también encima del Grupo Balsas. Los interestratos de lava andesítica en las capas clásticas que se presentan en el Km. 119.8 de la carretera México-Acapulco, en el corte donde se cruzan ésta y la carretera de Taxco, pueden pertenecer al Grupo Balsas y representar lavas basales del Grupo Buenavista o del No-diferenciado, suprayacente.

Todas las rocas volcánicas mencionadas guardan la misma relación que el Grupo Buenavista con la Riolita Tilzapotla, el Grupo Balsas y las rocas cre-

tácicas infrayacentes, así como con la Formación Cuernavaca suprayacente. Se considera que tienen los mismos límites temporales que el Grupo Buenavista y pueden correlacionarse con ella, así como con la Formación Tepoztlán y la serie volcánica Xochitepec, tal como fue indicado en capítulos anteriores.

### *Andesita Zempoala*

*Distribución, petrografía, espesor y edad.*—El nombre de Andesita Zempoala se propone para la sucesión de rocas volcánicas andesíticas que aflora en la esquina noroccidental del mapa geológico y que se extiende varios kilómetros al noroeste y al norte, fuera del límite del mapa. La sucesión forma algunas de las cumbres más altas de la región, que suben a alturas de 3,400 a 3,800 m. sobre el nivel del mar. El terreno alto está profundamente disecado y los flancos muestran pendientes fuertes con acantilados en muchos lugares. Una idea aproximada de la expresión topográfica de la formación puede obtenerse del fondo izquierdo de la fotografía aérea oblicua de la lámina 4, que muestra la serranía andesítica que se extiende hacia el norte según una línea desde el cerro de Zempoala hacia un poco a la izquierda del cerro de Ajusco, que es también de composición andesítica aunque algo más joven.

La constitución petrográfica de la Andesita Zempoala no se ha estudiado en detalle, aunque la unidad fue recorrida desde el contacto austral, que queda hacia el oeste-suroeste de Huitzilac (cuad. B-5), casi hasta la cumbre del cerro de Zempoala, y también en las cercanías de las lagunas de Zempoala (cuad. B-5) y de El Capulín (cuad. A-5). Sólo se estudió petrográficamente una muestra (F55-60) colectada en el corte del camino en el límite entre los Estados de México y Morelos, cerca de las lagunas de Zempoala, aunque se examinaron en el campo, megascópicamente, numerosas esquirlas de la misma y de otras procedencias. La roca estudiada representa una corriente andesítica de grano relativamente grueso y de color gris, que en esa localidad está interestratificada con brecha volcánica de la misma composición. Los afloramientos de los alrededores muestran una interestratificación de brecha volcánica, corrientes lávicas, capas tobáceas y estratos masivos compuestos por fragmentos volcánicos angulosos inequigranulares, empotrados en una matriz de grano fino, generalmente de color grisáceo, que parecen representar corrientes de lodo volcánicos o “lahares”. Sin embargo, la serie se distingue de la Formación Tepoztlán infrayacente por la frecuente interposición de léntes lávicas. El espesor de la Andesita Zempoala se estima cuando menos en 800 m.

La Andesita Zempoala descansa en concordancia aparente sobre la Formación Tepoztlán en la región cartografiada. Entre ambas unidades hubo alguna erosión, pero no se observaron evidencias de erosión intensa o de larga duración. La próxima unidad litológica suprayacente es el Grupo Chichinautzin del Pleistoceno, que se acumuló encima de una topografía quebrada cortada profundamente en la Andesita Zempoala. No hay interposición de la Formación Cuernavaca intermedia. No se sabe si hay una verdadera discordancia angular entre las unidades Zempoala y Chichinautzin, pero esto parece ser el caso en vista de los acontecimientos intercurrentes que se describirán en capítulos posteriores.

La edad de la Andesita Zempoala no fue determinada directamente y sólo puede inferirse de sus relaciones con las formaciones infra- y suprayacentes, descritas en el párrafo anterior. La Formación Tepoztlán se cree que no es más joven que el Mioceno temprano. La próxima formación más joven que la Andesita Zempoala, o sea la Formación Cuernavaca, fue derivada parcialmente de la Andesita Zempoala, aunque no descansa sobre ella en la región cartografiada. En vista de que no se le atribuye a la Formación Cuernavaca una edad más antigua que el Plioceno tardío, y que el intervalo de erosión entre ésta y la Andesita Zempoala es mucho mayor que el intervalo entre la Andesita Zempoala y la Formación Tepoztlán, se impone la sugestión de que la Andesita Zempoala probablemente corresponde al Mioceno tardío, aunque pudiera incluir capas del Plioceno más temprano.

*Correlación.*—La Andesita Zempoala corresponde en edad a la parte superior del Grupo Buenavista de la zona austral de la región cartografiada, aunque difiere en su litología, puesto que consiste en andesita más bien que en dacita y riolita. En el Km. 192 de la carretera México-Acapulco (fig. 2), más al sur, parece que la Marga Sabana Grande corresponde en edad, aunque no en litología, a la Andesita Zempoala. Esta marga fue nombrada por Bohnenberger Thomas (1955, p. 41-44), quien la consideró de edad miocénica tardía o pliocénica temprana, debido a la presencia de ostrácodos de los géneros *Cypris* y *Candona*, de gasterópodos del género *Planorbis* y de oogonios de *Chara*. Todavía más al sur, cerca del Km. 300 de la carretera México-Acapulco (fig. 2), la parte superior del Grupo Agua de Obispo (de Cserna *en* Fries, 1956b, p. 311-312) probablemente corresponde en edad a la Andesita Zempoala. Rocas volcánicas de una probable edad equivalente a la de la Andesita Zempoala se presentan también hacia el oriente y al poniente de la región cartografiada, pero no se han estudiado con detalle ni se han dividido en formaciones con nombres.

Otras rocas andesíticas de edad comparable o algo más jóvenes que la Andesita Zempoala forman el cerro de Ajusco unos pocos kilómetros al norte del cerro de Zempoala (fig. 2 y lám. 4). Estas fueron nombradas Andesita Ajusco (Mooser, 1956), y consideradas probablemente de edad pliocénica temprana. Al oriente de la Ciudad de México, la parte alta andesítica de la Sierra Nevada (fig. 2) se ha llamado Andesita Iztaccíhuatl (Ibidem) y es probablemente comparable con la Andesita Zempoala en su edad. La parte superior de la sierra de Guadalupe en el límite septentrional de la Ciudad de México, está compuesta principalmente por dacitas que constituyen la Dacita Chiquihuite (Ibidem), que se piensa que es de edad pliocénica temprana. Unos 100 km. más al norte y al noreste de la Ciudad de México, en el centro del Estado de Hidalgo, unidades que probablemente pertenecen al Mioceno superior y al Plioceno inferior incluyen la riolita Cerezo, que contiene restos de plantas del Mioceno tardío o del Plioceno temprano, así como las dacitas Tezuantla y Zumaté de edad probable del Plioceno temprano (Segerstrom, 1956, p. 15-17). Rocas de casi la misma edad que la de la Andesita Zempoala, presentes en grandes regiones del centro y del centro septentrional de México, están constituidas principalmente por riolita más bien que por andesita (Ordóñez, 1900, p. 16-18).

La discusión anterior de las unidades litológicas que tienen probablemente la misma edad que la de la Andesita Zempoala, pone de relieve la tesis de que las rocas volcánicas de la misma edad general no tengan necesariamente la misma composición petrográfica, ni siquiera en distancias relativamente cortas.

#### FORMACION CUERNAVACA

##### *Distribución, litología y espesor*

La Formación Cuernavaca, propuesta aquí toma su nombre de los depósitos clásticos transportados por agua, bien expuestos y muy extensos, sobre los que se construyó la ciudad de Cuernavaca. El nombre aparentemente se ha usado con anterioridad en informes privados, pues aparece en un croquis que acompaña un informe geohidrológico publicado por De la O Carreño (1951, fig. 17). Sin embargo, no se indica el origen del nombre ni se da información alguna acerca de la "Formación Cuernavaca", tal como se usó en dicho trabajo; tampoco se indica su composición, sus contactos superior e inferior, ni sus límites temporales. Así es que el nombre no es nuevo, pero sí la formación tal como aquí se define y se describe.

La unidad aflora principalmente en la cuenca hidrológica del río Amacuzac y de sus afluentes. El borde septentrional de su área de afloramiento se extiende casi directamente al oriente desde la base austral del Nevado de Toluca, situado de 50 a 60 km. al poniente de Cuernavaca (fig. 2), hasta la base austral del volcán Popocatepetl situado unos 25 km. al oriente-nororiente de Cuautla, donde entra en el Estado de Puebla y vira hacia el noreste. Desde su borde septentrional la formación se extiende en forma de manto interrumpido hacia el sur por distancias variables, sepultando los rasgos topográficos bajos. El borde austral aproximado va desde el punto donde la carretera Cuautla-Matamoros sale del límite oriental del mapa de la figura 2, hacia el poniente hasta la curva en dirección al norte que muestra la carretera, y de allí hacia el poniente hasta la confluencia de los ríos Chinameca y Amacuzac. Una faja en forma de ramal sigue el valle del Amacuzac hacia el sur, pero el límite austral de la zona principal de afloramiento continúa al poniente según una línea situada de 3 a 5 km. al sur o al suroeste del río Amacuzac hasta la longitud de Tetipac, y de allí hacia el noroeste hasta la base del Nevado de Toluca. En esta vasta región delineada, quizás un tercio o la mitad de la superficie está cubierta por la Formación Cuernavaca, si se incluyen también los terrenos que están cubiertos por una delgada capa de aluvión pleistocénico o reciente.

Se incluyen provisionalmente en la Formación Cuernavaca también los depósitos de posición estratigráfica, naturaleza y origen similares, situados en la parte suroccidental de la región cartografiada, que desagua hacia el sur en los ríos Iguala y Carrizal y de allí directamente al río Balsas. No obstante, si se extendiera el mapeamiento más hacia el sur, oriente y poniente, convendría asignar otros nombres a estos depósitos, en vista de que ellos, junto con la Formación Cuernavaca y otros depósitos situados más al norte de la región cartografiada, tienen relaciones genéticas locales con los diversos sistemas hidrológicos ancestrales desarrollados en el Plioceno.

La expresión topográfica de la Formación Cuernavaca es distintiva debido a la fase juvenil que representa en el ciclo de erosión. La unidad forma llanuras ligeramente inclinadas de superficie construccional, surcadas en grado variable por valles y arroyos encajonados o en forma de V. Pocas localidades están suficientemente erosionadas para haber perdido los interfluvios construccionales. La fotografía aérea oblicua de la lámina 4 ilustra muy bien la naturaleza general de la topografía, ya que la mayor parte de la superficie al sur de la serranía que se ve en el horizonte, consiste en afloramientos de la Formación Cuernavaca. La zona limitada por el río Amacuzac, Puente de Ixtla y

el lago de Tequesquitengo, por ejemplo, conserva mucha de la superficie construccional de la formación. El lago ocupa un polje formado después del depósito de la Formación Cuernavaca. Los tajos y barrancas se alargan por erosión remontante en la superficie construccional. Los alrededores de Cuernavaca, en la fotografía mencionada (lám. 4), están intrincadamente surcados por barrancas angostas y profundas, pero quedan aún los interfluvios planos.

En muchos lugares en derredor de los límites de la Formación Cuernavaca la superficie construccional continúa hasta la roca madre más antigua en forma de una superficie destruccional plana erosionada en las rocas más antiguas ("*pediment*"). Aun en medio de las áreas de afloramiento principales de la Formación Cuernavaca, pequeñas lomas han sido arrasadas a una superficie plana al ras con la superficie construccional contigua. La fotografía de la lámina 5 ilustra aún mejor la disección de la Formación Cuernavaca por los ríos Amacuzac y Chinameca con sus afluentes cortos.

Las llanuras construccionales descienden en ángulos variables desde 5°, cerca del pie de los cerros, hasta más o menos 1° en los alrededores de los desagües principales; la pendiente puede estar dirigida al norte o al sur, pero en ambos casos hacia el río Amacuzac. En algunos lugares el desagüe hacia el sur en los tiempos Cuernavaca estuvo restringido por puertos o collados relativamente estrechos a través de las serranías que sobresalían de la superficie pre-Cuernavaca. En dichos lugares los depósitos Cuernavaca llegaron a los puertos con un nivel determinado y salieron de ellos con un nivel inferior. Este rasgo está bien notable entre Cuautla y Moyotepec (fondo derecho de la fotografía de la lámina 5), pueblos situados a ambos lados de una serranía con varios puertos, a través de los que fue llevado el aluvión. Es aún más notable en los lados noroccidental y suroriental de la serranía de Cacahuzmilpa, donde los desagües de los ríos San Jerónimo y Chontalcoatlán estuvieron restringidos por un puerto angosto en la serranía caliza. Una sugestión de este último rasgo la proporciona el ángulo noroccidental del mapa geológico, aunque el puerto que atraviesa la serranía caliza está situado varios kilómetros al norte del límite del mapa.

La constitución litológica de la Formación Cuernavaca es variada en extremo, asemejándose al Grupo Balsas en la variedad de tipos litológicos. La parte septentrional y topográficamente más alta de la unidad está formada predominantemente por conglomerado en abanico de grano medianamente grueso, cuyos constituyentes son casi exclusivamente de rocas volcánicas andesíticas erosionadas de las series volcánicas terciarias descritas en capítulos anteriores. Ordóñez (1937a, p. 12-14) describió detalladamente la litología de las

capas sobre las que se construyó la ciudad de Cuernavaca. Esta parte de la formación es semejante a la Formación Tepoztlán por el espesor variable de sus capas de uno a varios metros, compuestas por material inequigranular desde anguloso a poco redondeado y que en tamaño de granos comprende desde limo fino a bloques hasta de 1 m. de diámetro. Existe material tobáceo en algunas capas, pero falta en otras. La acción clasificadora del agua, con estratificación cruzada, es visible en muchos sitios. Algunas capas, por lo tanto, tienen un carácter lahárico, mientras que otras presentan el aspecto del depósito por aguas torrenciales.

Más al sur las capas de la Formación Cuernavaca se hacen progresivamente tan delgadas, que rara vez exceden los 2 m. de espesor. Son de grano más fino, en promedio, aunque se presentan aún cantos grandes en algunas capas. Los fragmentos constituyentes no son tan angulosos, en general, como los que se hallan más al norte. Gran parte del material es de origen relativamente local y los varios altos topográficos sepultados parcialmente por la formación aportaron fragmentos de sus porciones más elevadas. No obstante, el influjo de material andesítico de sitios más al norte imprimió a la formación una composición en general volcánica.

En las zonas más apartadas de los altos topográficos prominentes en la región cartografiada, son más numerosas las capas de conglomerado de grano fino, de arena y de limo. Localmente debieron haberse formado pequeños charcos a juzgar por los depósitos margosos y por la tierra diatomácea (muestra F57-35) de algunos interestratos. Uno de los depósitos más grandes de marga está situado un poco al oriente del río Chinameca, sobre la carretera que se dirige de Tlaquiltenango a Huautla (cuad. *H-7*). En varios lugares se encuentran depósitos de travertino formados por aguas de manantial que salieron de la caliza. Los depósitos más notables de travertino se hallan en la orilla septentrional de Tlaltizapán (muestra F-32-50; lám. 18-B) y un poco al sureste de Temilpa Vieja (cuad. *F-7*). Incluso se depositó yeso (muestra F-45-54; lám. 18-D) en pequeños charcos en el valle que se dirige al sur-sureste de Tlaltizapán (cuad. *G-7*).

Al sur y sureste del anticlinal de Coxcatlán en la parte suroccidental de la región hay pequeños manchones de material derivado localmente por intemperismo y erosión de la caliza o de otras rocas cercanas. Cubren en total un área muy pequeña.

El espesor de la Formación Cuernavaca tiene límites muy amplios en los diversos lugares y la unidad, desde luego, no se depositó sobre los altos topo-

gráficos. En las cercanías de Cuernavaca hay afloramientos cuando menos de 100 m. de espesor, sin alcanzar la base de la formación. No existe información detallada de pozos, aunque algunos seguramente pasaron a niveles más profundos que los expuestos. El espesor total puede alcanzar 200 ó 300 m. en algunos sitios (véanse las secciones *A-A'* y *B-B'* de la lámina 2).

### *Relaciones estratigráficas, origen y edad*

La Formación Cuernavaca yace en discordancia erosional marcada encima de todas las otras unidades litológicas de la región. Tiene relaciones angulares notables con el Grupo Balsas y con unidades más antiguas, mientras que su relación angular con las diferentes unidades volcánicas del Terciario medio es obviamente más pequeña. Estas últimas relaciones están exageradas, sin embargo, por los buzamientos iniciales, tanto de las rocas volcánicas como de la Formación Cuernavaca, y no está comprobada necesariamente en todas partes una inclinación de origen tectónico de las rocas volcánicas. No obstante, el hecho de que las unidades volcánicas forman altos topográficos y están fuertemente erosionadas, sugiere que fueron elevadas e inclinadas a lo largo de fallas. Los bloques relativamente hundidos al otro lado de dichas fallas formaron las depresiones sobre las que se acumuló la Formación Cuernavaca. La unidad inmediata suprayacente es el Grupo Chichinautzin, que en todas partes descansa con discordancia erosional sobre la Formación Cuernavaca.

Por consiguiente, se piensa que la formación se depositó principalmente en forma de abanicos aluviales coalescentes por medio de aguas corrientes originadas en terrenos elevados, donde existían grandes cantidades de detritos volcánicos relativamente poco consolidados y muy susceptibles a la erosión por las lluvias tempestuosas. Los depósitos más masivos, como los que se hallan cerca de Cuernavaca, probablemente fueron emplazados como lahares o sean corrientes de lodo volcánicas. Anteriormente Ordóñez (1937a, p. 14) sugirió un origen en forma de corrientes de lodo para una parte de este material, pero sin mucha convicción. Siguiendo la opinión de Prister (1927, p. 1-13), sugirió además (op. cit., p. 16) que algunas capas representaban detritos glaciofluviales originados por el deshielo en la serranía situada al norte del cerro de Zempoala.

El que escribe no está de acuerdo con la última opinión, primero porque falta evidencia de la existencia de glaciares sobre los flancos australes de los cerros al norte de Cuernavaca y segundo, porque el material no tiene estrías ni otros rasgos debidos a los glaciares. Además, la edad de las capas Cuernavaca

se considera anterior a una gran parte del tiempo pleistocénico o glacial. Las pequeñas lentes de margá y yeso citadas arriba se originaron en charcos producidos por cambios de líneas de desagüe y por pequeños abanicos aluviales locales. La actividad volcánica concurrente pudo haber sido muy fuerte en el Nevado de Toluca, distante 50 km. al nor-noroeste de Cuernavaca, pero probablemente no existía en la región cartografiada, ya que de otra manera serían más abundantes las capas tobáceas y además, se esperaría encontrar corrientes lávicas intercaladas en la formación.

No se han establecido los límites precisos de edad de la Formación Cuernavaca. En vista de la discordancia erosional grande y de una probable discordancia angular débil que separan la Formación Cuernavaca de la próxima más antigua, que es la Andesita Zempoala probablemente de edad miocénica tardía o pliocénica temprana, el autor duda que la edad de la Formación Cuernavaca sea anterior al Plioceno tardío. En vista de la fuerte discordancia erosional que separa esta formación del Grupo Chichinautzin suprayacente, que es considerada como de edad pleistocénica, es probable que la cima de la Formación Cuernavaca no sea más joven que el Pleistoceno más temprano.

### Correlación

La Formación Cuernavaca se ha cartografiado hacia el sur hasta Iguala, pero parece faltar desde allí hasta cerca de Chilpancingo, probablemente porque la totalidad del material clástico erosionado de los flancos de las serranías fue transportada aguas abajo hacia el río Balsas. En las cercanías de Chilpancingo (fig. 2), principalmente entre el Km. 269 y el Km. 286 de la carretera México-Acapulco, de Cserna (*en* Fries, 1956b, p. 313-314) identificó depósitos clásticos que parecen ser equivalentes temporales de la Formación Cuernavaca y los designó Formación Chilpancingo. Estos depósitos son de grano fino y carecen de los abundantes componentes volcánicos encontrados más al norte en la Formación Cuernavaca. Se han encontrado gasterópodos fósiles del género *Planorbis* en interestratos margosos, junto con ostrácodos del género *Cypris*, ambos casi seguramente de edad post-miocénica y probablemente pre-pleistocénica.

No se han descrito depósitos equivalentes a la Formación Cuernavaca al poniente de Iguala. Depósitos de edad y naturaleza similares a la Formación Cuernavaca pueden presentarse al sureste y al oriente de Iguala, en el noreste de Guerrero y el noroeste de Oaxaca, pero no se han descrito ni separado de

las rocas clásticas más antiguas. En el sureste y el oriente de Puebla, sin embargo, Calderón García (1956, p. 31-32) separó y nombró las Formaciones Amatitlán y Tehuizingo. Pensó que la primera era de edad pliocénica y la última, que descansa con discordancia sobre la primera, podía ser de edad pleistocénica temprana. Estos depósitos u otros de edad y naturaleza semejantes continúan en el centro y el norte de Puebla y Tlaxcala, pero no se han cartografiado ni han recibido nombres.

Depósitos parcialmente similares a los de la Formación Cuernavaca en la parte suroccidental de la cuenca de México fueron nombrados Formación Tarango por Bryan (1948, p. 11-12, fig. 3). La cima de la Formación Tarango se piensa que corresponde aproximadamente en edad al límite entre el Plioceno y el Pleistoceno (Arellano, 1953, p. 181), pero sin evidencia paleontológica. El nombre de Tarango se ha llevado hasta el extremo septentrional de la cuenca de México, unos 100 km. al noreste de la Ciudad de México, y también al norte siguiendo la cuenca hidrológica del río Tula hasta su confluencia con el río Moctezuma en el límite entre los Estados de Querétaro e Hidalgo, al poniente del centro de Hidalgo (fig. 1; Segerstrom, en prensa). En las cuencas hidrológicas de los ríos Metztlán y Amajac y en la parte nororiental de Hidalgo, sin embargo, se ha propuesto el nombre de Formación Atotonilco el Grande para los depósitos equivalentes (Segerstrom, en prensa). En el valle de Amajac cerca de Atotonilco el Grande, se han encontrado restos de un mastodonte del Plioceno tardío(?) en la parte superior de la Formación Atotonilco (Ibidem).

Depósitos semejantes ocurren en gran volumen al noroeste de la región cartografiada, en los Estados de México, Michoacán septentrional, Guanajuato y más allá, pero no se han cartografiado por separado ni se han dado nombres. Restos de vertebrados del Plioceno tardío se han colectado de ellos en diferentes localidades. Es interesante notar que no se han encontrado vertebrados del Plioceno temprano en estas capas del México central, fortaleciendo la opinión de que los depósitos no son más antiguos que el Plioceno tardío.

#### GRUPO CHICHINAUTZIN

##### *Distribución y expresión fisiográfica*

El nombre del Grupo Chichinautzin proviene del alto cerro de ese nombre, volcán basáltico del Pleistoceno tardío o del Reciente situado en el límite entre el Estado de Morelos y el Distrito Federal (cuad. A-7). Se propone este grupo

para comprender todas las corrientes lávicas, estratos de toba y brecha y materiales clásticos interestratificados depositados por agua, de composición andesítica y basáltica, que descansan con discordancia encima de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas. Constituye la alta serranía que forma el borde septentrional de la región cartografiada y representa un segmento de la Zona Neovolcánica descrita en la primera sección del capítulo sobre la geomorfología. Corrientes lávicas y volcanes del grupo continúan hacia el norte fuera de los límites del mapa geológico, para formar el flanco austral de la cuenca de México (véase la hoja 1 del mapa geológico *en* Fries, 1956b). Otras corrientes se extienden en lengüetas irregulares hacia el sur, hasta la confluencia de los ríos Amacuzac y Chinameca.

En la parte nororiental del mapa geológico el basalto llegó casi hasta Cuautla. En la parte central septentrional del mapa descendió a través de valles erosionados en la Formación Tepoztlán y prosiguió aguas abajo por el valle del río Yautepec, casi hasta Las Estacas (cuad. *F-7*). La lengüeta más larga se extiende aguas abajo del valle situado entre Tepoztlán y Cuernavaca hasta Jojutla (cuad. *G-6*), donde continúa debajo de una cubierta aluvial reciente, aguas abajo del valle del río Yautepec hasta su confluencia con el río Amacuzac, y de allí aguas abajo de este último en forma de una lengüeta de unos cuantos cientos de metros de ancho, hasta su confluencia con el río Chinameca (cuad. *H-6*), donde termina. Un volcán basáltico aislado con un pequeño campo de lava, llamado cerro Chiquihuite, se encuentra 1 km. al oriente del extremo oriental de la línea de sección *F-F'* (cuad. *F-8*), un poco fuera del límite del mapa.

El Grupo Chichinautzin muestra una topografía distintiva dondequiera que se presente. Se caracteriza por su juventud extrema y apenas muestra erosión alguna en la mayor parte de su zona de afloramientos. Este carácter topográfico juvenil, sin embargo, es bastante distinto del que caracteriza la Formación Cuernavaca, ya que se debe a la extravasación de corrientes lávicas y a la acumulación de conos cineríticos y escoriáceos, más bien que a la construcción de llanuras aluviales casi planas. El patrón erosivo se distingue fácilmente en las fotografías aéreas verticales y oblicuas, aunque en las láminas 4 y 5 la serranía basáltica en el horizonte está tan lejana que difícilmente se distinguen los conos cineríticos. La red de desagüe es incipiente y apenas integrada en el flanco austral de la serranía basáltica. Grupos de arroyos señalan principalmente la forma de grandes conos cineríticos y montículos lávicos, que fácilmente llegan a surcarse por arroyamiento debido a las fuertes pendientes y la falta de con-

solidación. La interrupción del desagüe, con la acumulación aluvial resultante, es otro rasgo característico alrededor de las corrientes lávicas. Las corrientes mismas generalmente muestran superficies irregulares y muchas hondonadas no desaguadas, que pueden asemejar las pequeñas dolinas que se forman en terreno calizo casi plano. La mayoría de las corrientes son de tipo *aa*, presentando superficies formadas por bloques, pero unas cuantas tuvieron suficiente fluidez para producir superficies de *pahoehoe*.

### *Petrografía y espesor*

Una gran parte del Grupo Chichinautzin consiste en basalto olivínico porfídico con microlitos de labradorita y abundantes granos de augita en una matriz casi holocristalina. Schmitter (1953, p. 232-236) ha publicado descripciones petrográficas detalladas y análisis químicos de las corrientes basálticas que constituyen el Pedregal de San Angel, en la orilla austral de la Ciudad de México y sólo 20 km. al norte del límite del mapa geológico (fig. 2); dicho autor clasificó la roca como basalto de olivino con afinidades alcalinas. Esta lava también forma parte del Grupo Chichinautzin. Salió del volcán Xitli solamente 12 km. al norte del borde de la lámina 1. Fue extravasada aproximadamente hace 2,400 años, según determinaciones radiométricas hechas por Libby a base del carbono 14 en carbón sepultado por la lava (Arellano, 1953, p. 176), y es típica de las numerosas corrientes que constituyen la serie.

Las texturas varían de densas a altamente vesiculares y dependen principalmente de la posición de la muestra dentro de la corriente. Los colores varían desde gris a gris oscuro, con excepción de los sitios en que la actividad fumarólica y la alteración deutérica cambiaron los minerales ferríferos de la matriz, impartiendo a la roca una rubefacción intensa. Esta alteración es particularmente característica de las brechas situadas encima y en los frentes de las corrientes lávicas y también de la escoria y ceniza gruesa depositadas alrededor de los centros extrusivos y en los conos cineríticos y escoriáceos.

Otros tipos menos comunes de lava son el basalto de iddingsita y augita, el basalto de hiperstena, el basalto de enstatita, la andesita basáltica de hiperstena y la andesita de hornblenda e hiperstena. La andesita de hornblenda e hiperstena constituye una loma alargada en forma de domo de lava viscosa no acompañada por material piroclástico, que sigue por una distancia de 5 km. el límite entre los Estados de México y Morelos (cuads. A-5 y B-5). Algunas corrientes de la serie contienen xenocristales de cuarzo y de otros minerales, que tienen bordes de reacción constituídos por minerales máficos, pero los

xenolitos líticos más grandes son relativamente escasos. Las lavas procedentes del volcán Chichinautzin y otras cercanas a las lagunas de Zempoala están generalmente diseminadas con pequeñas cantidades de materiales extraños. En el apéndice pueden verse descripciones detalladas de muestras procedentes de varias corrientes de la región cartografiada bajo los números de muestra F-1-50, F-3-50, F-4-50, F-10-50, F-87-50, F-34-53, F-50-54, F-55-59 y de S56-16 a S56-31. En las láminas 22-A a 22-F se presentan fotomicrografías de algunas muestras.

El espesor del Grupo Chichinautzin es, desde luego, extremadamente variable en distintos lugares, como lo sugiere el mapa geológico. La parte más gruesa del grupo, quizás mayor que 1,800 m., parece corresponder al sitio ocupado por el volcán Chichinautzin y sus alrededores, porque precisamente uno de los grandes valles antiguos sepultados por las lavas se piensa que pasa por debajo de dicha localidad (véase lám. 3). Desde allí hacia el oriente por una distancia de 27 km. la serie debería tener también gran espesor, pero es probable que una serranía compuesta por rocas volcánicas del Terciario medio separe los extremos occidental y oriental de esta faja, a juzgar por la presencia de la Formación Tepoztlán a altitudes relativamente grandes en la parte norte-central del mapa.

El extremo oriental de la faja también se cree que marca la posición de un antiguo valle de gran amplitud rellenado por la sucesión basáltica (lám. 3), pero el espesor es considerablemente menor que debajo del cerro Chichinautzin. Tanto al oriente como al poniente de esta faja, dentro de la región cartografiada, la sucesión basáltica traslapa y se acuña sobre las rocas del Terciario medio, aunque vuelve a aparecer de nuevo más al oriente y al poniente, fuera de la región cartografiada. También hacia el norte y el sur el grupo se adelgaza progresivamente hasta desaparecer. La larga lengüeta que escurrió aguas abajo del río Amacuzac desde su confluencia con el río Yautepec, tiene unos 30 ó 40 m. de espesor en dicha confluencia (cuad. H-6) y se adelgaza gradualmente en el tramo de 16.5 km. desde allí aguas abajo hasta la confluencia con el río Chinameca, donde termina. Probablemente continuó un poco más adelante, pero ha sido erosionada posteriormente.

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

El Grupo Chichinautzin descansa en todas partes con discordancia erosional sobre la próxima unidad más antigua, o sea la Formación Cuernavaca. En todos los sitios donde se observó el contacto, la erosión había atacado la Formación Cuernavaca en grado variable, dependiendo del tiempo transcurrido

hasta que se cubrió por la lava. Las lavas más antiguas del grupo en la región cartografiada están ya sepultadas y las relaciones entre ellas y la Formación Cuernavaca son desconocidas. Sin embargo, pueden tomarse en consideración evidencias encontradas más al norte, en el Estado de Hidalgo (Segerstrom, en prensa), donde algunas de las lavas basálticas más antiguas están interstratificadas con las Formaciones Tarango y Atotonilco el Grande, que equivalen en edad a la Formación Cuernavaca. Así es que la extravasación basáltica claramente comenzó en algunas áreas antes de que cesara el depósito de sedimentos del tipo de los que integran la Formación Cuernavaca.

Las relaciones angulares observadas entre la estratificación de la Formación Cuernavaca y la de las rocas basálticas suprayacentes son claramente el efecto de los diversos buzamientos iniciales y en ninguna parte indican una inclinación posterior de la unidad inferior, antes de que fuera extravasado el basalto. Los buzamientos iniciales de algunos depósitos de ceniza basáltica alcanzan un máximo de  $35^\circ$ , según el tamaño de los granos y el grado de equigranularidad de la ceniza. Los flancos de los conos cineríticos generalmente se acercan a los  $32^\circ$ , mientras que los frentes de las corrientes de lava pueden mostrar inclinaciones considerablemente mayores, alcanzando en algunos sitios hasta  $50^\circ$  ó  $60^\circ$ . Las primeras capas de cenizas depositadas sobre las pendientes topográficas están casi paralelas a las pendientes, pero los buzamientos disminuyen gradualmente hacia la parte superior del depósito.

En los sitios donde falta la Formación Cuernavaca el Grupo Chichinautzin descansa sobre cualquiera de las unidades litológicas más antiguas, incluso sobre unidades tan bajas en la sección como la Formación Morelos, y de hecho varios cuellos que dieron origen a basalto asignado al grupo atraviesan afloramientos de rocas cretácicas. Los cerros de Las Tetillas y La Corona (cuad. D-7) constituyen ejemplos de tales cuellos, así como el cerro de Tezontepec Grande y otro cono volcánico situado un poco al sur de éste (cuad. F-6). Otros volcanes basálticos irrumpieron a través de los afloramientos de la Formación Tepoztlán y de otras rocas volcánicas del Terciario medio. La relación del Grupo Chichinautzin con todas estas unidades es discordante. Se presenta una discordancia angular de origen tectónico entre el basalto y la Formación Tepoztlán y el grado de discordancia angular aumenta con el aumento de edad de la formación sobre la que descansa el basalto. Así es que la relación angular es mayor en donde el basalto está encima de rocas del Grupo Balsas y aún mayor en donde yace sobre las rocas cretácicas. Los únicos depósitos que descansan encima del Grupo Chichinautzin son capas clásticas, marga, travertino, loess, tierra diatomácea y turba, de edad pleistocénica o reciente.

Los límites cronológicos extremos del Grupo Chichinautzin son desconocidos. Ha habido volcanismo activo en tiempos históricos y aunque la única fecha precisa de actividad volcánica cerca de la región cartografiada es de 2,400 años para el volcán Xitli (Arellano, 1953, p. 176), ya mencionado, algunos otros centros probablemente estuvieron activos más recientemente. a juzgar por la presencia de conos cineríticos y corrientes lávicas frescas casi sin muestras de intemperismo ni de erosión. Las crónicas de tiempos pre-colombianos están incompletas o fueron destruidas, pero existen leyendas populares que atestiguan actividades volcánicas en los últimos milenios. El volcanismo activo puede reanudarse en cualquier momento en esta zona y con toda seguridad se repetirá muchas veces en el futuro.

De acuerdo con lo que se indicó en un párrafo anterior del presente capítulo, el volcanismo basáltico comenzó más al norte antes de que se terminara el depósito de la Formación Tarango, o sea en tiempos pliocénicos (Segerstrom, en prensa). En la región cartografiada falta evidencia de una edad tan remota del volcanismo, posiblemente por la sepultura de las corrientes lávicas más antiguas, pero claramente el volcanismo ha estado activo cuando menos desde tiempos remotos de la época pleistocénica. Probablemente las rocas basálticas más antiguas del Grupo Chichinautzin expuestas en la región cartografiada se encuentren en las cercanías del cerro de Tesquistle y del Cerro Partido, al poniente de Nepantla (cuad. C-10), donde la erosión ha surcado profundamente el material basáltico.

### *Correlación*

El Grupo Chichinautzin forma parte de la Zona Neovolcánica, mencionada anteriormente, que se extiende por una parte en dirección oeste-noroeste hasta la costa del Pacífico y de allí hasta las Islas Revillagigedo y por otra al este-sureste, con interrupciones, hasta el Golfo de México, donde termina en el grupo de conos y corrientes lávicas alrededor del volcán San Martín, unos 20 km. al poniente del extremo septentrional del Istmo de Tehuantepec (fig. 1). Las rocas de dicha zona pueden correlacionarse aproximadamente en composición y edad con las del Grupo Chichinautzin de la región cartografiada. Sin embargo, su petrografía no se ha descrito en detalle, ni se han agrupado en unidades o grupos con nombres, con excepción de los alrededores del volcán Parícutin de Michoacán central (fig. 1).

La descripción petrográfica y petrológica más detallada de las rocas correspondientes a una gran región de la Zona Neovolcánica es la que se acaba

de mencionar, de Michoacán central, por Williams (1950, p. 234-271), quien aseveró que "las lavas de edad post-Zumpinito" (edad post-Zempoala del presente informe) "varían desde basaltos de olivino y augita pasando por andesitas basálticas hasta andesitas de hornblenda y piroxena" (op. cit., p. 259-260). El estudio petrológico más detallado de las lavas procedentes del volcán más nuevo de la Zona Neovolcánica es el del volcán Parícutin hecho por Wilcox (1954, p. 289-347), quien señaló que la composición de la lava procedente de este mismo volcán cambió en un período de nueve años desde andesita basáltica de olivino hasta andesita de ortopiroxena (op. cit., p. 289).

No se conocen rocas equivalentes en composición y en edad al Grupo Chichinautzin al sur de la confluencia de los ríos Amacuzac y Chinameca (cuad. H-6). Continúan hacia el norte, sin embargo, a través del Distrito Federal y entran en la parte austral del Estado de Hidalgo. Desde allí hacia el norte, en Hidalgo central, disminuyen en abundancia y desaparecen gradualmente (Segerstrom, en prensa). El ancho de esta zona en la longitud de la región cartografiada es por consiguiente, de 200 km. aproximadamente, pero el mayor volumen de productos volcánicos fue extravasado sólo en una zona de unos 60 km. de ancho, de la cual la mitad austral queda dentro de la región cartografiada.

Dos volcanes muy grandes que han tenido actividad en tiempos pleistocénicos tardíos y recientes están situados en la Zona Neovolcánica no muy lejos de la región cartografiada. Uno de ellos es el Nevado de Toluca o Xinantécatl, situado 45 km. directamente al poniente del ángulo noroccidental del mapa geológico (fig. 2), y el otro es el volcán Popocatepetl situado 10 km. al oriente del ángulo nororiental del mismo mapa. Estos dos volcanes, constituídos principalmente por andesita de grano grueso difieren notablemente de la mayoría de los volcanes andesíticos y basálticos que constituyen el Grupo Chichinautzin, a pesar del hecho de que forman parte de la Zona Neovolcánica. Aparentemente comenzaron sus erupciones hacia fines del Plioceno y continuaron con interrupciones a través de los tiempos pleistocénicos y recientes. Indudablemente proporcionaron gran cantidad de los detritos andesíticos incorporados en la Formación Cuernavaca y en los depósitos clásticos más recientes, algunos de los cuales se describen en el próximo capítulo.

#### DEPOSITOS CLASTICOS CONTINENTALES

##### *Definición*

Los depósitos continentales de edad post-Cuernavaca y no formados por corrientes lávicas o conos cineríticos se agrupan en una sola unidad, que aquí

se designa simplemente con el nombre de depósitos clásticos continentales. Incluyen generalmente materiales no consolidados que varían desde detritos compuestos por fragmentos angulosos y gruesos hasta limo y arcilla fina, así como cantidades menores de marga, tierra diatomácea, turba, ceniza volcánica, loess y travertino. Los suelos y el caliche no se consideran propiamente unidades litoestratigráficas y por consiguiente no se muestran por separado de las unidades maternas infrayacentes. En los sitios donde están sepultados por depósitos más jóvenes y son aún distinguibles, generalmente se consideran formando la cima de la formación infrayacente. En el presente estudio, sólo los materiales transportados y depositados por medio del agua o del aire fueron cartografiados por separado como unidades litológicas. Así es que únicamente los suelos y el caliche transportados y redepositados se tomaron en cuenta al cartografiar los depósitos clásticos. En vista de que el presente trabajo trata preeminente-mente de las unidades litoestratigráficas pre-recientes y de la historia tectónica registrada por ellas, los depósitos clásticos con menos de 3 ó 4 m. de espesor no se cartografiaron por separado.

#### *Descripción de diversos emplazamientos de depósitos clásticos*

Un manchón grande de grava con cantos grandes, arena, limo y arcilla con ceniza volcánica y corrientes lávicas mezcladas e interestratificadas, procedentes de volcanes del Grupo Chichinautzin, incluyendo probablemente material glaciofluvial derivado del deshielo en los flancos altos del Popocatepetl, aparece en el ángulo nororiental del mapa geológico. Este material se acumuló debido al repetido bloqueo del desagüe causado por la extravasación de lavas basálticas más al poniente y al sur. Los depósitos clásticos descansan parcialmente sobre el Grupo No-diferenciado y la equivalente serie volcánica Xochitepec de la cuenca de México y parcialmente sobre la Formación Cuernavaca y la equivalente Formación Tarango de la cuenca de México, así como encima de corrientes lávicas interestratificadas del Grupo Chichinautzin.

El área más grande cubierta por la unidad clástica del Pleistoceno y Reciente corresponde a un manchón casi triangular delimitado por Xochitlán (cuad. D-11), Anenecuilco (cuad. E-9) y Yau-tepec (cuad. D-8). Una prolongación de este manchón se extiende al sur-suroeste pasando por el valle del río Yau-tepec hasta más allá que Tlaltizapán (cuad. F-7). Parte del material consta de grava gruesa con cantos, pero probablemente la mayor parte está compuesta por arena, limo y arcilla, con mucha ceniza mezclada. Con la arcilla está mezclada materia carbonosa en ciertos sitios al poniente y al sur de Cuau-

ta. Hay travertino y marga en menor cantidad al oriente de Tlaltizapán. En esta extensa área el material clástico descansa indiferentemente sobre la Formación Cuernavaca, la Formación Tepoztlán, el Grupo No-diferenciado, el Grupo Balsas y las tres formaciones cretácicas superiores. También está interdigitado con corrientes lávicas basálticas del Grupo Chichinautzin y por consiguiente descansa localmente sobre algunas de ellas.

La causa principal de la acumulación de estos depósitos en el área de Cuautla-Yautepec fue el bloqueo repetido del desagüe hacia el norte, en las cercanías de Oaxtepec (cuad. D-9), Itzamatitlán y Yautepec (cuad. D-8), así como aguas abajo en el valle del río Yautepec. El desagüe a través del río Yautepec tenía menor altitud que por el río Cuautla al sureste de Ayala (cuad. E-9), y gran parte del área de Cuautla desaguaba hacia Yautepec antes de que las corrientes lávicas bloquearan la salida. La superficie de la cubierta aluvial al poniente de Cuautla fue probablemente aumentada por la disolución posterior de la caliza a lo largo del pie oriental de la serranía situada al poniente de Cuautla, con el hundimiento consecuente y el depósito de aluvi6n. Los valles cortos al sur de Yautepec deben su cubierta aluvial al bloqueo del desagüe por lavas cerca de Yautepec. El bloqueo por lavas originó también el aluvi6n de la parte superior del valle del río Yautepec; sin embargo, la mitad austral de dicho valle y particularmente el área al oriente de Tlaltizapán, deben su extensa cubierta aluvial a la disolución de la caliza infrayacente y a la formación de dolinas, con el relleno consecuente.

Otra área bastante grande cubierta por esta unidad clástica continental se extiende al noroeste, sureste y suroeste de Jojutla (cuad. G-6). El aluvi6n de esta área consiste principalmente en grava, arena y limo, con mucha ceniza mezclada. Debe su existencia al bloqueo del desagüe por corrientes lávicas que descendieron desde el norte y continuaron bajando por el valle del río Yautepec hasta su confluencia con el río Amacuzac, prosiguiendo por el último valle hasta su confluencia con el río Chinameca. Los pequeños manchones de basalto que sobresalen de la llanura aluvial al norte y al sur de Jojutla atestiguan la presencia del basalto debajo del aluvi6n. El manch6n de aluvi6n en las cercanías de Acatlipa (cuad. E-6) también fue originado por el bloqueo del desagüe por las lavas y puede decirse lo mismo de todos los demás manchones aluviales al norte, noreste, oriente y sur de Acatlipa.

Los depósitos aluviales que se acumularon a causa de la disolución de la caliza infrayacente y del desarrollo de dolinas y poljes, seguido por el relleno, aparecen en forma de manchones de tamaños variados en los lugares siguientes:

un poco al sur de Xochitepec (cuad. E-6), al poniente de Alpuyeca (cuad. F-5), alrededor del lago de El Rodeo (cuad. E-5), en las cercanías del lago de Coatetelco (cuad. F-4), cerca de Cuautlita (cuad. F-4), alrededor de Puente de Ixtla y del lago de Tequesquitengo (cuad. G-5) y en las cercanías de Iguala y del lago de Tuxpan (cuad. J-2). Otros pequeños manchones del mismo origen aparecen diseminados y pueden reconocerse al inspeccionar el mapa geológico, ya que no vienen asociados con corrientes basálticas.

### *Resumen del origen de los depósitos clásticos cartografiados*

En resumen, la mayoría de los depósitos clásticos continentales de edad pleistocénica y reciente que muestra el mapa geológico se deben, o bien al bloqueo del desagüe por corrientes lávicas del Grupo Chichinautzin o a la formación de dolinas y poljes por disolución de las rocas carbonatadas y anhídricas cretácicas infrayacentes, con el relleno subsiguiente. Casi todos los valles de los arroyos y ríos contienen una capita delgada de aluvión que está en vías de ser transportado aguas abajo, pero solamente en pocos lugares se encontraron depósitos que tuviesen espesor suficiente para ser cartografiados por separado (más de 3 ó 4 m.). En la región ha predominado claramente la erosión activa desde que se depositó la Formación Cuernavaca y los productos de desintegración han sido acarreados hacia afuera, en el sistema hidrológico del río Balsas, con excepción de aquellos que se han detenido temporalmente de acuerdo con los principios descritos en este mismo capítulo.

La situación que prevalece en la cuenca de México en el lado septentrional de la serranía formada por el Grupo Chichinautzin (fig. 2) ha sido precisamente la contraria. Allí, el bloqueo del desagüe ocurrió hacia principios del Pleistoceno y produjo un régimen endorreico, que permitió la acumulación de material clástico sin interrupción hasta hoy día. Esta cuenca desagua artificialmente en la actualidad por un canal y túnel que se dirigen al norte, hacia el río Tula.

### SUELOS, CALICHE Y DEPOSITOS MENORES RECIENTES NO CARTOGRAFIADOS

No se hizo un intento de estudiar o clasificar los suelos de la región, sino únicamente hacer observaciones breves acerca de su carácter general, espesor y relaciones con el volcanismo reciente. Los suelos de la cuenca de México y de algunas localidades en el Estado de Puebla hacia el oriente, fueron estudia-

dos desde el punto de vista climático-geológico por Bryan (1948), en un intento de establecer una cronología climática para el Pleistoceno tardío y el Reciente, y se recomienda que el lector consulte aquel informe para una discusión más detallada de los suelos de esas regiones.

Debido a la gran variación climática entre los puntos más elevados y los más bajos de la región cartografiada, los suelos también varían de uno a otro lugar de acuerdo con la altura y con la precipitación. No obstante, parece que caen generalmente en la clasificación de chernosem, con la acumulación de cantidades variables de carbonatos en el horizonte B. Sin embargo, en muchos lugares los suelos no han podido desarrollarse normalmente, debido a la adición repetida de ceniza volcánica o de loess. Tales adiciones eran características de los terrenos altos septentrionales, pero por el contrario, los terrenos altos al suroeste del río Amacuzac nunca recibieron cantidades apreciables de aportes eólicos. En los terrenos altos septentrionales de la región cartografiada, el aporte de ceniza y loess interrumpió el desarrollo del suelo y en muchos lugares produjo dos o más perfiles sobrepuestos, incompletamente desarrollados.

Depósitos glaciofluviales derivados de los flancos del Popocatepetl quedaron incorporados en la unidad clástica continental en la parte nororiental de la región, mientras que en otros lugares los detritos derivados del deshielo consisten solamente en loess incorporado al suelo, procedente principalmente de la cuenca de México. En la región cartografiada no se notaron depósitos de loess puro, aunque sí se presentan en el flanco septentrional de la serranía basáltica.

Tomando en cuenta las interrupciones mencionadas, el terreno arriba de la altitud de unos 1,800 m. está generalmente caracterizado por un horizonte superficial negro (horizonte A) con alto contenido en humus. Este suelo negro pasa gradualmente hacia abajo a un horizonte de color parduzco oscuro o parduzco rojizo con algo de carbonato de calcio (horizonte B) y luego al subsuelo o roca madre descompuesta, de color amarillento, más claro (horizonte C). El espesor total del suelo residual en terrenos horizontales que han quedado relativamente protegidos, tanto de la erosión como del depósito, es únicamente de 1 a 3 m. Cualquier adición de ceniza o de loess cólico aumenta localmente este espesor. Por debajo de una altitud de 1,800 m. los suelos se adelgazan y adquieren progresivamente colores más claros, de manera que en terrenos bajos cerca del río Amacuzac el horizonte superficial tiene color gris claro y es solamente de 1 a 3 cm. de espesor, seguido por un subsuelo parduzco claro o amarillento y por la roca madre descompuesta de color amarillento. El espesor total del suelo residual en terrenos horizontales de poca erosión o depósito es ge-

neralmente menor que 1 m. El desarrollo de un alto contenido de carbonatos en el horizonte B es mucho más marcado que en las altitudes mayores y el caliche o los depósitos calcáreos son generalmente bien visibles.

El término "caliche", tal como se utiliza aquí, se refiere a los depósitos formados principalmente por carbonato cálcico con menores cantidades de sílice y de otras sustancias químicas que se forman mediante la precipitación química de los elementos disueltos en las aguas vadosas a medida que se evaporan, ya sea en el espesor del suelo, en la roca madre cerca de la superficie del terreno o en la misma superficie. Los depósitos de este tipo de caliche son raros en altitudes mayores de 1,800 m., debido a la suficiencia de precipitación que evita su depósito, pero son abundantes y están ampliamente distribuidos en altitudes menores. En los sitios donde el terreno es casi plano, los depósitos de caliche muestran señales de haber sido atacados por disolución, cuando menos en los últimos cuantos siglos. Como resultado, están cubiertos por una capa de suelo delgada, irregular y lixiviada, pero en donde la erosión activa ha removido esta capa lixiviada, quedan expuestos en la superficie del terreno. En los sitios en donde el caliche aparece en los flancos inclinados de los cerros, las aguas que llevaban sales de cal aparentemente emigraron hacia la superficie y depositaron su contenido calcáreo al evaporarse en la cubierta eluvial o encima de ella. Los últimos depósitos cambian gradualmente en travertino en los lugares donde el volumen de agua que escapaba fue mayor. De con mucho, las cantidades mayores de caliche aparecen en, cerca y encima de afloramientos calizos.

Los depósitos de caliche varían en espesor desde unos pocos centímetros hasta un máximo quizás de 10 m. En los terrenos horizontales el caliche raras veces excede de unos cuantos centímetros de espesor, aunque puede aparecer en forma de incrustaciones calcáreas densas sobre las paredes de fracturas y en los planos de estratificación de la roca madre, hasta un metro de profundidad, en lugares donde ésta llega a la superficie del terreno. Tales incrustaciones son características de terrenos calizos y son más delgadas y de menor abundancia en las fracturas de otras clases de roca. Los depósitos más gruesos se presentan en sitios donde el aluvión se ha acumulado localmente en los arroyos que bajan de los cerros calizos. En tales lugares las aguas cargadas de carbonatos derivados de los terrenos calizos más elevados se han infiltrado a través del aluvión y han precipitado su contenido de carbonatos al evaporarse. Los depósitos de aluvión encalichados de esta clase, en pocos casos alcanzan 30 m. ó más en espesor. La superficie muy irregular encima de los depósitos de caliche señala una disolución general reciente del caliche en la región, atestiguan-

do un clima algo más húmedo en la actualidad que en el tiempo del depósito máximo del caliche, pero en algunos lugares pueden encontrarse excepciones.

Los depósitos de ceniza basáltica de color gris oscuro están distribuidos ampliamente sobre la parte septentrional de la región y el desarrollo incipiente de suelo entre las diferentes capas comprueba que las erupciones ocurrieron intermitentemente y estuvieron separadas por intervalos de tiempo largos, aunque de duración desconocida, probablemente de varios siglos en cada caso. Restos de un tipo de ceniza y lapilli muy diferente se presentan en sitios protegidos de la parte septentrional de la región, debajo de una cubierta posterior de suelo y ceniza de color gris oscuro. Consisten en una capa de espesor variable de pómez andesítica espumosa de color gris claro. Esta capa aparece sólo esporádicamente en la parte noroccidental de la región, pero los restos de ella aumentan en abundancia y espesor hacia el poniente, alcanzando varios metros cerca de la base del Nevado de Toluca, unos 20 km. al poniente de la región cartografiada (fig. 2).

Quedan residuos de ceniza y lapilli similares en la parte nororiental de la región. Estos últimos depósitos aumentan en espesor hacia el oriente, en dirección del Popocatepetl. Ambos volcanes, por consiguiente, debieron haber tenido erupciones intensas de pómez en tiempos relativamente recientes, quizás dentro de los últimos 10,000 años, pero la erupción del Popocatepetl pudo haber sido algo más reciente. La distribución de la ceniza del Nevado de Toluca sugiere que los vientos dominantes durante las erupciones llevaron la mayor parte de los productos hacia el oriente. Han ocurrido otras erupciones más recientes que las de pómez andesítica, porque hay ceniza basáltica de color gris oscuro encima de la ceniza gris clara.