

iniciaron así los estudios respectivos entre los cuales destacan el de Del Castillo y Ordóñez (1893) y el de Ordóñez (1895). A partir de esa época y hasta fines de los años treinta del presente siglo, cuando el Instituto Geológico de México ya formaba parte de la Universidad Nacional Autónoma de México como Instituto de Geología (desde 1929), prácticamente todos los sondeos perforados en la Cuenca fueron supervisados geológicamente por el Instituto.

Con la creación de la Comisión Nacional de Irrigación y la Secretaría de Recursos Hidráulicos subsecuente, así como la de diferentes dependencias del Departamento del Distrito Federal, las investigaciones geológicas de la Cuenca de México quedaron desligadas del Instituto de Geología y los datos geológicos recabados fueron incluidos en diversos informes internos de las dependencias gubernamentales.

Cabe destacar que el estudio científico sistemático del subsuelo de la Cuenca de México se inició con la creación de la Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica (CICIC) en 1945 la cual, al transformarse en 1953 en el Instituto Nacional de la Investigación Científica (INIC), encomendó el levantamiento gravimétrico de la parte central de la Cuenca (Servicios Geofísicos, S. A., 1953), que constituyó el primer paso para conocer la configuración del basamento del subsuelo. Por otra parte, el hallazgo del Hombre de Tepexpan (De Terra, 1948 y 1949) generó interés por el estudio de la estratigrafía de la Cuenca y así Bryan (1948) y posteriormente Arellano (1951) establecieron su secuencia estratigráfica en cuanto se refiere a la parte superior del Cenozoico. Sin embargo, fue Zeevaert (1951) el primero en relacionar los problemas de la ingeniería con la estratigrafía de la Cuenca.

Para la 20a Sesión del Congreso Geológico Internacional, celebrada en la Ciudad de México en 1956, el Instituto de Geología tuvo empeño en presentar ante la comunidad geológica internacional la geología de la Cuenca de México y regiones circundantes, comisionando para esta tarea al Ing. F. Mooser en colaboración con los geólogos C. Fries, Jr. y K. Segerstrom del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América. Los resultados de los trabajos de estos investigadores fueron publicados en los diversos libros-guías de excursiones geológicas del mencionado Congreso, así como en varios artículos, monografías y mapas (Mooser, 1956a, 1956b, 1956c y 1961; Fries, 1956, 1960, 1962 y 1966; Segerstrom, 1956, 1961 y 1962).

Gracias al interés decidido del Dr. Nabor Carrillo por resolver los problemas del subsuelo de la Cuenca de México y su entorno natural, el Gobierno Federal, a través de la Secretaría de Hacienda y Crédito Público, en 1965 integró el llamado Proyecto Texcoco, con la participación de distinguidos investigadores y profesionistas. Desde el punto de vista geológico, los resultados más importantes fueron la ampliación de la cobertura gravimétrica en las partes centrales de la Cuenca, el levantamiento de secciones sísmicas de refracción y los sondeos profundos perforados, cuyos pormenores contiene la memoria respectiva, publicada en 1969 (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969).

### MARCO ESTRATIGRAFICO

Las investigaciones geológicas desarrolladas en la Cuenca de México en buena medida se han enfocado a la petrografía de las rocas volcánicas y sólo en menor grado a las relaciones temporales de éstas. Observando el propósito del presente proyecto de investigación, enfocado hacia la estructura geológica de la Cuenca y si sus rasgos estructurales son o no activos, el mapa geológico-tectónico que se presenta en la Lámina 1 muestra unidades litoestratigráficas informales que están agrupadas en paquetes cronoestratigráficos. Se optó por este esquema para resaltar la geología en función de la estructura de la región y evitar polémicas respecto a la nomenclatura estratigráfica, que está lejos de ser la adecuada a las recomendaciones del Código Estratigráfico Norteamericano (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 1984). Debe observarse que la práctica estratigráfica, parcialmente anárquica, se debe básicamente a la falta de la cartografía geológica, por lo menos semi-detallada de toda la región de la Cuenca, con el establecimiento consiguiente de secciones-tipo y su descripción detallada, tarea que pudiera representar varios años de trabajo y que no fue contemplada como objetivo del presente proyecto, con una duración de apenas ocho meses. Por consiguiente, a continuación se presen-

ta la descripción del marco estratigráfico de la Cuenca de México y regiones circundantes en función de las unidades que aparecen en el mapa citado.

Se considera conveniente señalar que los afloramientos de rocas premesozoicas que pudieran llamarse rocas del basamento se ubican hacia el sur de Izúcar de Matamoros, Puebla, en la región de Ixtapan de la Sal, México, en las cercanías de Teziutlán, Puebla y en la región de Molango, Hidalgo. Debido a que todas estas localidades están demasiado lejos de la Cuenca de México, no puede sino especularse sobre la naturaleza de estas rocas en el subsuelo. Las rocas premesozoicas en las localidades mencionadas consisten en diversos tipos de rocas metamórficas, cuyas edades varían desde el Precámbrico hasta el Paleozoico tardío(?). Es una inferencia geológica razonable, sin embargo, que algunos de estos tipos de rocas metamórficas estén debajo del subsuelo de la Cuenca de México, en cuyo caso la cima de este basamento estaría probablemente a una profundidad entre 3,000 y 4,000 m.

#### DEPOSITOS MESOZOICOS (Ms)

Con los datos disponibles, sólo podría especularse si hay rocas mesozoicas anteriores al Cretácico Inferior (Albiano-Cenomaniano inferior) debajo de la Cuenca de México. Inmediatamente al sur de Tepoztlán, Morelos, la Formación Morelos (Fries, 1960, 1966) consiste en unos 900 m de calizas y dolomías en estratos gruesos que se acumularon sobre una plataforma que estaba localmente cubierta por yesos que más tarde se convirtieron en anhidritas. Tomando en cuenta que las plataformas submarinas del Cretácico Temprano de México constituyeron elementos paleogeográficos positivos durante el Jurásico Tardío, es razonable inferir que es poco probable que existan rocas marinas jurásicas debajo de la Formación Morelos, sobre todo donde ésta descansa sobre anhidritas. Tal parece ser el caso en el subsuelo de la Cuenca de México, donde algunos de los sondeos profundos recientemente perforados lograron penetrar a la Formación Morelos (Dr. R. J. Marsal, comunicación personal), mientras que el pozo Texcoco 1 atravesó anhidrita entre los 1,990 y 2,045 m de profundidad (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969, p. 32-33) que podría corresponder a una parte de un cuerpo diapírico. Por otra parte, es preciso señalar que en el Anticlinorio de Peña Colorada cerca de Atonilco Tula, Hidalgo, Fries (1962) informó acerca de la presencia de la Formación El Doctor (Wilson *et al.*, 1956) constituida por calizas oscuras en capas delgadas con intercalaciones de lutitas y con nódulos y lentes de pedernal y un espesor cercano a los 200 m. Esta secuencia, en contraste con la de la Formación Morelos en el norte del Estado de Morelos y en algunas partes en el subsuelo de la Cuenca de México, indica una acumulación en cuenca y no de plataforma y, por consiguiente, pudiera cubrir rocas sedimentarias marinas mesozoicas anteriores al Cretácico Inferior. Tanto la Formación Morelos, al sur de la Cuenca de México, como la Formación El Doctor, al norte de ella, parecen continuar hacia el norte y hacia el sur,

respectivamente. Sólo podrá conocerse su distribución en el subsuelo debajo de las rocas más recientes mediante estudios sísmicos, gravimétricos y sondeos profundos.

Colindando con la Cuenca de México en el sur y en el norte, la siguiente unidad estratigráfica que sobreyace a las Formaciones Morelos y El Doctor es la Formación Cautla (Fries, 1960) del Turoniano (Cretácico Superior), que guarda relación tanto concordante como discordante en algunas áreas con estas dos formaciones subyacentes. La Formación Cautla consiste en caliza gris clara en estratos medianos a gruesos con desarrollo de montículos arrecifales de rudistas y su espesor máximo al sur de la Cuenca alcanza 750 m, mientras que hacia el norte unos 200 m. Sus relaciones concordantes y discordantes se deben a la topografía del fondo marino sobre el cual se depositó, como resultado de los movimientos que afectaron a las Formaciones Morelos y El Doctor esencialmente durante el Cenomaniano.

Las rocas más jóvenes del Mesozoico corresponden a una secuencia rítmica de turbiditas (areniscas de tipo grauvaca) interestratificadas con limolitas y lutitas. Esta secuencia representa el Coniaciano-Santoniano (Cretácico Superior) y fue denominada como Formación Mexcala (Fries, 1960). El espesor máximo de esta formación es de unos 1,000 m y constituye una secuencia de *flysch*.

#### DEPOSITOS CLASTICOS CONTINENTALES DEL TERCIARIO INFERIOR (Tic)

El conjunto de estos depósitos constituye una secuencia post-orogénica (molasa) continental, que se acumuló en áreas estructuralmente bajas después del plegamiento y cabalgamiento de las rocas mesozoicas marinas. Como la deformación de las rocas mesozoicas marinas progresó con el tiempo desde el poniente (final del Cretácico) hacia el oriente (Eoceno temprano), la edad de estos depósitos obviamente varía ligeramente también desde el poniente hacia el oriente (de Cserna *et al.*, 1980). Es razonable considerar, sin embargo, que estos depósitos a la altura del meridiano de la Cuenca de México tengan una edad paleocénico-eocénica.

Consisten en conglomerados cuyos clastos predominantemente son calizas cretácicas; no obstante, podrían estar constituidos por areniscas o rocas metamórficas, dependiendo de la naturaleza del terreno de donde se derivaron estos clastos. La redondez de los clastos y su tamaño varían grandemente en estos depósitos, de modo que el conglomerado puede estar formado por guijas bien redondeadas, o por guijas y cantos angulosos, dando más bien el aspecto de una brecha sedimentaria que de un conglomerado. Su matriz generalmente está formada por arcilla calcárea dura de diferentes tonalidades de rojo. Aunque el conglomerado puede presentarse con buena estratificación, generalmente ésta es muy burda y se dificulta establecer su posición estructural. La diastratificación es un rasgo común en estos depósitos e implica que su depósito se efectuó mediante aguas torrenciales. Junto con el conglomerado, generalmente se presentan areniscas, arcosas, limolitas y hasta lutitas, cuyos colores pueden variar desde rojo hasta amarillo y gris verdoso; su presencia

puede indicar cierta distancia de las áreas fuentes de estos depósitos o bien que el terreno de donde se derivaron los más finos se formaba con lutitas o areniscas deleznales. Por lo general, estos depósitos de granulometría más fina se acumularon en las partes centrales de las cuencas endorreicas, en donde también se formaron evaporitas (yeso).

Estos depósitos clásticos en algunas áreas o regiones se presentan interestratificados con rocas volcánicas o contienen pequeños cuerpos intrusivos penecontemporáneos; la composición de estas rocas ígneas corresponde a andesita, aunque también están presentes basaltos, diabasas y hasta riolitas. En estas áreas también hay clastos de rocas volcánicas en los sedimentos.

El espesor de estos sedimentos varía grandemente de un lugar a otro. Al norte de la Cuenca de México su espesor máximo correspondiente a 400 m se localizó en el distrito minero de Zimapán, Hidalgo (Simons y Mapes-Vázquez, 1956), mientras que hacia el sur en la región limítrofe suroccidental de la Cuenca de Morelos, Fries (1960) señaló espesores cercanos a los 2,500 m. Es preciso indicar que el espesor total de estos sedimentos es extremadamente variable de un lugar a otro y el máximo original, por lo general, no está conservado. El espesor mayor se encuentra en lugares donde los bloques se hundieron más profundamente y los depósitos quedaron protegidos de la erosión posterior.

La base de estos depósitos descansa discordantemente sobre una superficie de erosión accidentada. Generalmente se presentan en su posición de acumulación, o ligeramente ladeados por fallas o por efectos de abombamiento, pero en ningún sitio se observó el efecto de una tectónica compresional (pliegues o cabalgaduras).

Sólo se dispone de datos en forma aislada que permiten determinar la edad de estos depósitos. En las cercanías de la ciudad de Guanajuato, paleontológicamente se pudo fechar la secuencia como eocénica tardía (Fries *et al.*, 1955). Con base en las determinaciones isotópicas de edad de rocas andesíticas (*i. e.* Formación Tetelcingo) en la parte inferior de esta secuencia y las cuales hacia arriba se presentan interdigitadas con los clásticos continentales en la cuenca del alto Río Balsas, se pudo establecer que la acumulación de esta secuencia se inició al final del Cretácico Tardío (Maastrichtiano) en esa región (de Cserna *et al.*, 1980), mientras que más hacia el oriente durante el Paleoceno.

Estos depósitos continentales y rocas volcánicas del Terciario inferior se han denominado Conglomerado Guanajuato (Edwards, 1956) o Conglomerado El Morro (Simons y Mapes-Vázquez, 1956) en regiones al norte de la Cuenca de México, mientras que hacia el sur como Formación Balsas (Fries, 1960; de Cserna, 1965) y hacia el suroriente como Formación Tehuacán (Calderón-García, 1956).

La información con que se cuenta en la actualidad (marzo de 1987) sobre la estratigrafía en el subsuelo de la Cuenca de México proviene del pozo Texcoco 1 (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969) e indica la presencia de unos 600 m de la Formación Balsas, constituida por conglomerado calizo cubierto por limolitas rojas con intercalaciones de tobas (Schlaepfer, 1968). Si bien se indica la pre-

sencia de anhidrita en relación con esta secuencia, se cree que ésta más bien pudiera corresponder a un cuerpo diapírico de anhidritas del Cretácico Inferior, ya que las evaporitas que han sido observadas en los afloramientos de la Formación Balsas invariablemente correspondieron a yesos y no a anhidritas.

#### ROCAS VOLCANICAS TERCIARIAS (Tv)

En esta unidad del mapa geológico-tectónico (Lámina 1) quedaron incluidos todos los productos volcánicos de la región cuya edad se considera como oligocénica-miocénica temprana y media, y cuya composición es predominantemente andesítica a dacítica y hasta riódacítica.

En el Estado de Hidalgo las rocas volcánicas del Terciario medio se han cartografiado como Grupo Pachuca (Segerstrom, 1962; Geyne *et al.*, 1963), o Formación Las Espinas (Simons y Mapes-Vázquez, 1956). El primero que ha sido estudiado con mayor detalle en el distrito minero de Pachuca-Real del Monte, consta de ocho formaciones con un espesor cercano a los 3,000 m y cuya mayor parte corresponde a andesita y dacita, mientras que sus partes inferior y superior a riolita. Este grupo contiene numerosos intervalos, tanto de toba como de rocas epiclásticas, incluyendo algunos horizontes de caliza lacustre. La segunda, la Formación Las Espinas de unos 400 m de espesor, consta principalmente de andesita; no obstante, contiene algunos derrames tanto basálticos como de latita cuarcífera. El Grupo Pachuca y la Formación Las Espinas descansan en algunos lugares en forma concordante y en otros discordantemente sobre los depósitos clásticos continentales del Terciario inferior y discordantemente sobre rocas más antiguas. La edad de estas unidades estratigráficas se estableció con base en su posición encima de los depósitos clásticos continentales y debajo de rocas pliocénicas volcánicas y clásticas continentales.

En el Estado de Morelos y áreas circunvecinas de los Estados de México y Guerrero, la unidad basal de la secuencia volcánica terciaria media es la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981) que descansa concordantemente, o con ligera discordancia, sobre la Formación Balsas y discordantemente sobre las unidades estratigráficas más antiguas. La Riolita Tilzapotla consiste en derrames piroclásticos de composición riolítica a riódacítica con un espesor máximo de unos 400 m. Las determinaciones radiométricas de edad de la Riolita Tilzapotla a partir de muestras recolectadas en el área de Amacuzac, Morelos (plomo-alfa; Jaffe *et al.*, 1959; Fries, 1960) y Taxco, Guerrero (K-Ar; de Cserna y Fries, 1981), junto con los datos radiométricos sobre la Formación Tetelcingo (K-Ar; Ortega-Gutiérrez, 1980) y Formación Balsas (K-Ar; de Cserna, 1981) tienden a apoyar su consideración oligocénica, no obstante que Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981) obtuvieron una edad de  $49 \pm 3$  Ma (K-Ar), correspondiente al Eoceno medio. Sobreyacen a esta unidad con ligera discordancia erosional o están interdigitadas con ella, algunas unidades estratigráficas formales e informales [*e.g.* Formación Tepoztlán y andesita Buenavista (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981)], que consisten en tobas, lahares

y derrames de lava, cuya composición varía de basalto a latita cuarcífera, con predominio de la andesita. Estos depósitos varían en espesor desde unos 200 a 700 m y sus edades se establecieron con base en sus posiciones estratigráficas.

Dentro de la comarca de la Cuenca de México existen afloramientos de tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente erosionados, situados en la Sierrita de Xochitepec, en algunas partes de la base de la Sierra de Guadalupe, en el Cerro de Chapultepec, en el Peñón de los Baños, en el Cerro de Zacaltepec, así como en varios sitios sobre la vertiente nororiental de la Serranía de Ajusco y en los cerros de Tlapacoya y Coatepec, que Mooser (1956b y 1975) consideró pertenecientes al Mioceno y cuya composición varía desde andesitas basálticas a traquiandesitas y dacitas. En cuanto al subsuelo de la Cuenca de México, en el pozo Texcoco 1 se atravesó un espesor de 623 m en rocas correspondientes al Terciario medio (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969).

Aún no se han establecido de manera definitiva el magmatismo y marco tectónico que originaron estas rocas volcánicas terciarias y que representan, en términos generales, el intervalo Oligoceno-Mioceno medio. Considerando que durante el lapso comprendido entre 35 y 13 Ma A.P. la zona de subducción a lo largo de la costa occidental de México era burdamente paralela a la Cresta de Farallón con una orientación general N 30° W y distaba del sitio de la actual Cuenca de México unos 650 km en línea recta hacia el poniente (Damon *et al.*, 1981, figs. 4 y 11; Drummond, 1981; Carfantan, 1983, fig. 8); esta relación pudiera implicar, por analogía con lo publicado para el norte de México (Damon *et al.*, 1981, fig. 5), que estas rocas volcánicas terciarias resultaran del arco magmático relacionado con el proceso de aquella subducción. Este arco parece haber emigrado desde el poniente hacia el oriente y pasado por vez primera por el meridiano de la Cuenca de México a principios del Paleogeno, dejando como huellas los troncos de Tlaica y Tepextitla en los Estados de Morelos y México, respectivamente (de Cserna *et al.*, 1974), además de las diversas rocas volcánicas que se presentan localmente en la Formación Balsas. Este mismo arco magmático retornó desde el oriente hacia el poniente, pasando por segunda vez por el meridiano de la Cuenca de México durante la segunda mitad del Paleogeno y principios del Neogeno, originando las rocas volcánicas terciarias (señaladas con Tv en la Lámina 1) a las que se refiere este subcapítulo, independientemente del marco tectono-magmático de la Zona Neovolcánica Transmexicana.

#### DEPOSITOS PLIO-CUATERNARIOS

Las rocas incluidas en esta unidad del mapa geológico-tectónico (Lámina 1) se muestran con una división bipartita, correspondiendo una a rocas netamente volcánicas (TQv), mientras que la otra a rocas volcánicas epiclásticas (TQc). Tanto las rocas netamente volcánicas, como las epiclásticas en las partes nororiental y septentrional de la Cuenca y sus alrededores, probablemente representan al Plio-Pleis-

toceno, mientras que en las partes occidental y suroriental al Pleistoceno-Holoceno. Cabe mencionar también que áreas muy amplias, a las que subyacen los depósitos epiclásticos antes mencionados, están cubiertas por restos de extensos depósitos de tefra holocénica, sin que hayan sido cartografiados, pero con una importancia extraordinaria para el fechamiento no sólo de los eventos volcánicos, sino también de las fallas que afectan a la Cuenca.

*Rocas volcánicas* (TQv). En el Estado de Hidalgo y áreas circunvecinas, las partes inferiores de los depósitos pliocénicos están formadas por rocas volcánicas que guardan relaciones discordantes con las rocas volcánicas subyacentes, señaladas en el mapa geológico como *Rocas volcánicas terciarias*. Estas rocas varían de derrames piroclásticos de composición ácida a derrames de lavas andesíticas y hasta basálticas. En la región de Pachuca, Hidalgo, estas rocas se cartografiaron como Formación Zumate, que está constituida por derrames de lava y brecha de derrame principalmente andesítica y, en parte, dacítica, con algunos intervalos laháricos y rocas volcanoclásticas asociadas, con un espesor máximo de 360 m (Seegerstrom, 1962; Geyne *et al.*, 1963). En la región más al norte de Pachuca, extendiéndose hacia los límites de los Estados de México y Querétaro, en la posición estratigráfica de la Formación Zumate se presentan derrames piroclásticos dacíticos de piroconsolidación variable, con un espesor de unos 170 m, que constituyen a la Toba Don Guinyó (Seegerstrom, 1962).

Las partes superiores de los depósitos pliocénicos al norte de la Cuenca de México consisten en derrames de lava andesítica y basáltica, ambas con olivino, con un espesor máximo de 250 m que constituyen a la Formación San Cristóbal (Geyne *et al.*, 1963). Esta formación sobreyace discordantemente no sólo a la Formación Zumate, sino a las diferentes formaciones del Grupo Pachuca y a la Formación El Doctor del Cretácico Inferior. La Formación San Cristóbal cambia hacia el poniente a andesita de hornblenda, que se presenta como derrames de lava, conglomerado volcánico y toba depositada en agua, constituyendo al Grupo San Juan (Seegerstrom, 1962). Hacia el norte-nororiente de Pachuca, la Formación San Cristóbal se interdigita con la Riolita Navajas (Geyne *et al.*, 1963), de unos 500 m de espesor, formada por derrames piroclásticos riolíticos. La Formación San Cristóbal, el Grupo San Juan y la Riolita Navajas se interdigitan en sus partes superiores con la Formación Tarango (Bryan, 1948; Arellano, 1951), que está ampliamente distribuida en las partes occidentales de la Cuenca de México, y con la Formación Atotonilco El Grande (Seegerstrom, 1962; Geyne *et al.*, 1963; Robin, 1982).

Hacia el sur de la Cuenca de México, en la parte septentrional del Estado de Morelos, no han sido identificadas rocas volcánicas que pudieran correlacionarse con las antes descritas hacia el norte de la Cuenca. En cambio, en la sierra que separa la Cuenca de México del Valle de Toluca, formada por las sierras de Las Cruces, del Ajusco y Zempoala, se presentan rocas andesíticas y dacíticas que cubren rocas andesíticas profundamente erosionadas del Terciario medio (Formación Xochitepec (Mooser, 1956b)). La parte septentrional de esta compleja sierra volcánica, que

corresponde propiamente a la Sierra de Las Cruces, está formada por rocas dacíticas del Mioceno superior-Plioceno (Mooser *et al.*, 1974; Negendank *et al.*, 1981), que constituyen la Formación Las Cruces (Mooser, 1956b; Schlaepfer, 1968), cuyo espesor es cercano a los 600 m. Estas rocas dacíticas se presentan como derrames de lava, derrames piroclásticos y lahares. La Sierra del Ajusco está formada por rocas andesíticas, principalmente derrames de lava, las cuales cubrieron a las rocas andesíticas de la Formación Xochitepec y la Formación Las Cruces y que constituyen la Andesita Ajusco (Mooser, 1956b), considerada del Plioceno tardío (Mooser *et al.*, 1974; Mooser, 1975), pero que probablemente sea del Pleistoceno (Nixon *et al.*, 1987, p. 142). No se tienen datos acerca de su espesor. Hacia el sur de la Sierra del Ajusco se encuentra la Sierra de Zempoala, constituida por la Andesita Zempoala (Fries, 1960), que consiste en unos 800 m de derrames de lava interestratificados con material piroclástico y lahares, cuya composición varía desde andesita hasta riocacita. Esta unidad volcánica es más antigua que la Andesita Ajusco y pudiera representar el Mioceno superior-Plioceno.

La parte septentrional del límite oriental de la Cuenca de México está formada por la Sierra del Río Frío, junto con las serranías entre Tepetlaoxtoc y Teotihuacán. Estos rasgos orográficos volcánicos se edificaron sobre rocas volcánicas andesíticas profundamente erosionadas consideradas del Terciario medio (Schlaepfer, 1968; Mooser, 1975). Las determinaciones isotópicas de edad, hechas en los laboratorios de la Universidad de Rice en Houston, Texas, en dos muestras, una del Cerro Huatpec y otra del Cerro Tepetzingo, ambos localizados en esa región, resultaron en 20 y 21 Ma, respectivamente (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969, p. 39), que corresponden al Mioceno temprano. En su parte inferior, la Sierra del Río Frío está formada por derrames de lava riocacíticos [Formación Tláloc de Schlaepfer (1968)], los cuales están cubiertos por derrames andesíticos en la parte superior de esta sierra. Esta secuencia se denominó informalmente "grupo Sierra Superior" y se clasificó como miocénica superior-pliocénica (Negendank, 1972; Mooser *et al.*, 1974, fig. 7a), desconociéndose los espesores de estas unidades.

La Sierra Nevada se extiende al sur de la Sierra del Río Frío y forma la parte meridional del límite oriental de la Cuenca de México, estando constituida por los macizos volcánicos prominentes de Iztaccíhuatl y Popocatepetl. El estudio más reciente publicado por Nixon y colaboradores (1987) proporciona información en el sentido de que la edificación del Iztaccíhuatl se remonta sólo a un millón de años. En términos generales, está formado por dos secuencias principales de rocas. La más antigua está constituida por andesitas de dos piroxenas y dacitas [que pudieran corresponder a la Formación Iztaccíhuatl de Schlaepfer (1968)] y acusa una edad entre 0.9 y 0.6 Ma; mientras que la más joven, que cubrió una topografía erosionada y está formada por andesitas porfídicas con hornblenda y dacitas con cuarzo, biotita y olivino, acumuló entre 0.6 y 0.3 Ma [que pudieran corresponder a la Riocacita Popocatepetl de Fries (1966)]. La actividad eruptiva continuó hasta 0.1 Ma y Nixon y colaboradores (*op. cit.*) señalan que en el Iztaccíhuatl terminó antes de

la glaciación wisconsiniana del Pleistoceno tardío. Sin embargo, en este contexto cabe mencionar que White (1956, p. 291; 1962) dio a conocer sus observaciones sobre relaciones de interdigitación entre los productos volcánicos y glaciares, dando a entender que la actividad volcánica sí perduró durante la glaciación.

El macizo volcánico de Popocatepetl también se edificó sobre rocas volcánicas profundamente disectadas del Terciario medio, cuyas reliquias son los cerros Yolo-xóchitl y Tlapizaco (Mooser, 1975). Este terreno antiguo quedó cubierto por lavas dacíticas y andesíticas de dos piroxenas (Robin, 1982 y 1984), equivalentes a la secuencia más antigua del Volcán Iztaccíhuatl (Nixon *et al.*, 1987) o a la Formación Iztaccíhuatl de Schlaepfer (1968) que, a su vez, formaron el antiguo Volcán Nexpayantla (White, 1962, p. 59), que Mooser y colaboradores (1974, fig. 7a) consideraron como "grupo de Transición", asignándoles una edad pliocénica media, pese a su polarización magnética normal. Nixon y colaboradores (1987) consideran que estas rocas pudieran tener una edad entre 0.4 y 0.3 Ma. El terreno así formado fue afectado por erosión hasta que la actividad eruptiva se reanudó con la extrusión de derrames piroclásticos dacíticos y riódacíticos (Riódacita Popocatepetl), que forman también el cono terminal de este volcán. No existen fechas radiométricas que pudieran indicar la edad precisa de esta secuencia volcánica superior, pero Robin (1984) estima que probablemente se acumuló durante los últimos 100,000 años. En la comarca de la Cuenca de México, el Volcán Popocatepetl es el único volcán que puede considerarse activo, ya que su última erupción histórica ocurrió en 1920 (Waitz, 1920) y actualmente tiene actividad fumarólica.

En la serranía que se extiende entre Tepetlaoxtoc y Teotihuacán, así como en la Sierra de Guadalupe que está dentro de la Cuenca de México, afloran dacitas en forma de derrames y domos volcánicos [Dacita Chiquihuite de Mooser (1956b)], de probable edad pliocénica temprana, que muestran muchas semejanzas con las rocas volcánicas plio-cuaternarias descritas de la región al norte de la Cuenca de México.

En el contacto de las rocas volcánicas plio-cuaternarias señaladas en el mapa geológico (Lámina 1), cabe mencionar las observaciones de Ordóñez (1900) quien señaló que en grandes regiones del centro y del centro-norte de México estas rocas son principalmente riolíticas y sólo en menor grado andesíticas, lo que pone en 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 (Fries, 1960).

Fries (1960, p. 156-159) relacionó el marco magmatotectónico que originó estas rocas con la continuación oriental de la Zona de Fractura Clarión (Menard, 1955), aunque también expresó que favorecía la relación entre la Zona Neovolcánica Transmexicana y la Fosa Mexicana con la Falla de Cabalgadura Continental. De Cserna (1961; 1965, p. 54-56) presentó datos estructurales en apoyo a la relación entre el proceso de la cabalgadura continental sobre la cuenca del Pacífico a lo largo de la Fosa México-Mesoamericana a partir del final del Mioceno. Este cabalga-

miento continental, que en el lenguaje geológico actual se denomina como subducción, obedece a una geometría radicalmente distinta de la que existía en tiempos anteriores al final del Mioceno a lo largo de la costa occidental de México. La fecha exacta de la formación de la Fosa México-Mesoamericana aún se desconoce, ya que la reorganización geodinámica de la región del Pacífico oriental aparentemente tuvo lugar entre 26 y 20 Ma, mientras que la deformación de entre 22 y 10 Ma fue eminentemente de corrimiento lateral (*strike-slip*), sin evidencia de acreción, en vista de que los rasgos de acreción más antiguos que se observaron se remontan sólo a 10 Ma (Watkins *et al.*, 1982, p. 847-848). Durante ese tiempo de rearreglo, aparentemente no hubo actividad magmática y así la erosión pudo producir una topografía accidentada encima de las rocas oligocénico-miocénicas (*Rocas volcánicas terciarias* en la Lámina 1) que quedó posteriormente cubierta por las rocas volcánicas plio-cuaternarias.

*Rocas epiclásticas* (TQc). Al norte de la Cuenca de México, las partes superiores de los depósitos epiclásticos plio-cuaternarios fueron cartografiadas como Formación Atotonilco El Grande (Segerstrom, 1962; Geyne *et al.*, 1963; Robin, 1982). Esta última consiste en toba, brecha de toba y grava volcánica, que se presentan interestratificadas con depósitos de lahar y capas delgadas de pómez, además de numerosos derrames de lava basáltica. Estos depósitos constituyen grandes abanicos aluviales antiguos coalescentes, alcanzando espesores cercanos a los 600 m, de los cuales en algunos sitios 200 m corresponden al espesor agregado de los derrames lávicos. Tanto los vertebrados fósiles recolectados en esta formación (Villarello y Böse, 1902; Wittich, 1913 y 1915), como las determinaciones isotópicas de edad de algunos de los derrames basálticos (Cantagrel y Robin, 1979), indican una edad pliocénica tardía para esta formación.

Las rocas volcánicas plio-cuaternarias de esta región al norte de la Cuenca de México, representadas por la Formación San Cristóbal, el Grupo San Juan y la Riolita Navajas, como se ha señalado antes, se interdigitan en sus partes superiores con la Formación Atotonilco El Grande y hacia el sur-surponiente con la Formación Tarango (Bryan, 1948, p. 11-12; Arellano, 1951), que está ampliamente distribuida en las partes occidentales de la Cuenca de México. La Formación Tarango es muy parecida a la Formación Atotonilco El Grande, pero difiere de ella por la ausencia de derrames de lava basáltica. El espesor de esta formación varía grandemente de un lugar a otro y no se tiene en la actualidad información acerca de su espesor máximo. Se cree que su edad es pleistocénica (Bryan, 1948, lám. 1). En el pozo Texcoco 1, se atravesó un intervalo de 325 m que se consideró correspondiente a la Formación Tarango (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969). Las rocas que pudieran ser correlacionables a la Formación Tarango fueron cartografiadas en las partes orientales de la Cuenca, que constituyen grandes abanicos aluviales en las laderas occidentales de la Sierra del Río Frío y del macizo del Iztaccíhuatl (Schlaepfer, 1968; Mooser, 1975).

Al sur de la Cuenca de México, en los Estados de Guerrero, México y Morelos,

los depósitos epiclásticos plio-pleistocénicos se cartografiaron como la Formación Cuernavaca (Fries, 1960) y la Formación Chontalcoatlán (de Cserna y Fries, 1981). La Formación Cuernavaca consiste en conglomerado mal clasificado, cuyos clastos están formados predominantemente por rocas volcánicas en una matriz eminentemente tobácea, constituyendo grandes abanicos aluviales coalescentes; esta formación tiene grandes semejanzas con la Formación Tarango y, localmente, contiene capas acumuladas en condiciones lacustres. Su espesor varía de 150 a 200 m. La Formación Chontalcoatlán incluye el material clástico derivado por la erosión del macizo volcánico del Nevado de Toluca que se depositó en la cuenca criptorreica de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo. Su litología y espesor son muy semejantes a los de la Formación Cuernavaca. Ambas formaciones descansan discordantemente sobre las rocas volcánicas plio-cuaternarias o más antiguas y los vertebrados fósiles encontrados en capas lacustres de la Formación Chontalcoatlán indican una edad pliocénica tardía.

Los depósitos volcánicos epiclásticos plio-cuaternarios que se muestran en la parte suroriental del mapa geológico (Lámina 1), al oriente y suroriente de Cuautla, Morelos, corresponden a la Formación Tlayécac (Fries, 1966). Esta formación está constituida por lahares que se presentan en capas masivas con hasta más de 15 m de espesor, sin un plano de estratificación reconocible. Contiene trozos angulosos y subangulosos de riocacita hasta de más de 1.0 m de diámetro, mezclados con otros más pequeños y con material de grano más fino hasta el de la arcilla. No obstante, localmente contiene lentes y capitas interestratificadas de grava y arena que muestran una clasificación producida por el agua corriente. Estos depósitos clásticos fueron derivados del Volcán Popocatepetl y en algunos lugares se presentan interdigitados con la Riocacita Popocatepetl, por lo que su edad es pleistocénica. La Formación Tlayécac es ligeramente más antigua que la Formación Tarango, rasgo estratigráfico que ya fue observado por Fries (1966) y comprobado por el pozo Texcoco 1, donde la presencia de la Formación Tlayécac fue identificada entre las profundidades 505 y 814 m (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969), debajo de depósitos que fueron considerados como la Formación Tarango.

#### DEPOSITOS CUATERNARIOS

Los depósitos cuaternarios se muestran en el mapa geológico-tectónico (Lámina 1) con una división tripartita. Una de estas divisiones corresponde a rocas volcánicas, mientras que las otras dos a depósitos sedimentarios clásticos. Los depósitos cuaternarios cubren una topografía disectada que permite inferir que, después de la acumulación de los depósitos pliocuaternarios, la región de la Cuenca de México sufrió una erosión que perduró probablemente durante un lapso importante del Pleistoceno. Este periodo de erosión en sí pudo haber estado relacionado con el levantamiento de la región (Schuchert, 1935, p. 197), consideración que está apoyada por la posición de estratos marinos del Plioceno inferior (Böse, 1906) en la Mesa de

Santa María Tatetla, a una altitud de unos 300 m.s.n.m. y también en Papantla, ambas en Veracruz.

*Rocas volcánicas (Qv)*. Exceptuando la actividad de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, el volcanismo pleistocénico y holocénico de la comarca de la Cuenca de México ha sido de tipo monogenético formado por centenares de conos cineríticos, unos cuantos domos volcánicos y derrames de lava asociados. Si bien la mayor parte de las rocas que resultó de esta actividad volcánica tiene la apariencia megascópica de basalto de olivino, con base en su composición química y petrográfica debe clasificarse como andesita o andesita basáltica (Negendank, 1972). El hecho es que estas rocas volcánicas cuaternarias varían de basaltos a dacitas (Martin del Pozzo, 1980).

El área de mayor extensión que está cubierta por rocas volcánicas cuaternarias está localizada al sur de la Cuenca de México (Sierra de Chichinautzin) y forma el parteaguas entre esta última y la cuenca hidrográfica del Río Amacuzac (Lámina 1). Estas rocas han sido cartografiadas en varios estudios como "grupo" o Formación Chichinautzin (Fries, 1960; Mooser *et al.*, 1974; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1980). Las rocas incluidas en esta formación cubren en forma discordante unidades estratigráficas indistintamente desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres. Este macizo volcánico monogenético cuaternario obstruyó el desagüe del antiguo Valle de México hacia el sur, mediante la formación de más de un centenar de conos cineríticos y la extravasación de derrames de lava junto con material piroclástico asociado, con un espesor de 1,800 m, según estimaciones originales de Fries (1960). La magnetización normal (Brunhes) de las rocas de la Formación Chichinautzin (Mooser *et al.*, 1974) indica que éstas se formaron durante los últimos 690,000 años; sin embargo, las fechas radiométricas más antiguas publicadas por Bloomfield (1975) no exceden los 40,000 años. El derrame de lava del Pedregal de San Angel en el extremo suroccidental de la Cuenca, perteneciente también a la Formación Chichinautzin, tiene apenas una edad de  $2,422 \pm 250$  años (Arnold y Libby, 1951).

La segunda área de mayor extensión de rocas volcánicas cuaternarias se localiza al oriente y nororiente de Tizayuca-Atzompa-Texcoco, que se extiende hacia Ciudad Sahagún-Singuilucan, al norte y nororiente de Apan, Hidalgo (Ledezma Guerrero, 1985). Las características petrográficas y morfológicas de estas rocas volcánicas cuaternarias son muy semejantes a las de la Formación Chichinautzin, y cubren discordantemente depósitos clásticos y volcánicos del Terciario y Plio-Cuaternario.

Además de estas dos áreas de mayor extensión de rocas volcánicas cuaternarias, existen numerosas áreas más pequeñas y aisladas que se muestran en el mapa geológico (Lámina 1), donde estas rocas se presentan en forma de conos cineríticos o pequeños derrames de lava, principalmente de composición andesítico-basáltica.

*Aluvión (Qal) y Depósitos lacustres (Ql)*. De manera semejante a como aconteció en el Valle de Toluca, en el Valle de México el drenaje que tenía su salida

hacia el sur quedó interrumpido. El área donde se ubica la Ciudad de México, hace un millón de años correspondía a un valle, en cuyo fondo el río que fluía drenaba la región de la Sierra de Pachuca hacia el sur, hacia la cuenca hidrográfica del antiguo Río Amacuzac (Osorio-Tafall, 1946; Fries, 1960; Mooser, 1975). Las laderas de este valle deben haber tenido una topografía escalonada, comparable a la que hoy se observa en las cercanías de Tepoztlán, Morelos. Con la formación de una presa natural volcánica, que es la Sierra de Chichinautzin, el valle paulatinamente quedó cerrado hacia el sur hace unos 700,000 años (Mooser, 1975), o quizá menos, y enfrente de esa presa en el norte comenzó a formarse un vaso que fue azolvándose, tanto por los aportes en suspensión desde el norte por el antiguo río principal, como por sus afluentes desde el poniente y el oriente. Ese vaso se rellenó con la formación de abanicos aluviales coalescentes, depósitos de tefra y lacustres. Todos estos productos sedimentarios pudieran estar localmente cubiertos o interdigitados con productos volcánicos principalmente de composición andesítico-basáltica, que se formaron por la actividad de centros eruptivos locales, algunos de los cuales hoy están sepultados. Esta secuencia de relleno, que incluye tanto material aluvial como lacustre, varía en espesor debido a la configuración irregular del terreno que cubrió pero, en términos generales, aumenta en espesor desde el norte hacia el sur. Según los cálculos hechos con base en el perfil hidráulico del antiguo río entre la región de Pachuca, Hidalgo y Tepoztlán, Morelos, y si no hubieran habido fallamiento y hundimiento de bloques relacionados, en la parte meridional de la Cuenca de México el espesor del relleno debería ser cercano a los 600 m. Las noticias no confirmadas provenientes de los sondeos profundos recientemente perforados en la Cuenca de México tienden a indicar que el hundimiento del fondo del vaso estuvo activo en algunas partes de la Cuenca, lo que resultó en grandes variaciones en el espesor de su relleno. En el pozo Texcoco 1 el espesor atravesado del relleno cuaternario es de 180 m (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969).

La información obtenida mediante la perforación de sondeos confirma las conclusiones a las que se ha llegado a través del estudio cuidadoso de la estratigrafía de los depósitos cuaternarios, principalmente sedimentarios de la Cuenca de México. Bryan (1948), De Terra (1948) y Arellano (1951) muy atinadamente reconocieron ocho unidades estratigráficas cuaternarias en la Cuenca de México, las cuales, sin embargo, hasta ahora no han sido cartografiadas e incluyen sedimentos clásticos, tefra, suelos y caliche, y mediante el fechamiento de algunos de ellos se pudo calibrar la secuencia con la cronología glacial. De este mismo modo, pudieron detectarse dos periodos de hundimiento de la parte central de la Cuenca; uno, el más antiguo, ocurrió después de la acumulación de la Formación Tacubaya y el otro, entre 7,500 y 10,000 años A.P. después de la acumulación de la Formación Becerra. El fallamiento debe haber propiciado el hundimiento de los bloques.

Los materiales aluviales que circundan los vasos de los antiguos lagos de la Cuenca de México poseen una granulometría más gruesa cerca de las serranías, que disminuye a medida que se acerca a la zona limítrofe de los vasos. Estos depósitos

cubren discordantemente los depósitos clásticos plio-cuaternarios (*i.e.* Formación Tarango y equivalente) y consisten en su parte inferior en material aluvial y lahárico retrabajado en forma de gravas, proveniente de estos mismos depósitos plio-cuaternarios. Estas gravas están cubiertas, interestratificadas o interdigitadas con tobas eólicas (tefra?) y aluviales y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas (Zeevaert, 1951; Marsal y Mazari, 1959). En el pozo Texcoco 1, que se localiza en la parte central de la Cuenca de México, estos depósitos fueron identificados debajo de otros netamente lacustres entre las profundidades de 53 y 180 m (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969), indicando que estos depósitos aluviales aún en sitios alejados de sus áreas de origen alcanzan espesores superiores que los 100 m.

La extensión y el espesor del material aluvial a lo largo de los ríos y arroyos son muy reducidos en la región para mostrarlos en la escala del mapa geológico (Lámina 1). Sin embargo, se muestran algunas acumulaciones de extensión mayor con objeto de resaltar así el control que la estructura geológica ejerce sobre el drenaje local en algunas áreas. El material aluvial en estas áreas consiste en grava y arena de espesores reducidos.

Los depósitos lacustres, cuya extensión está sólo esbozada en el mapa geológico-tectónico (Lámina 1), de acuerdo con la extensión anterior máxima de los lagos de la Cuenca de México según un mapa de 1875 (*in* Lemoine-Villicaña, 1978) y según el mapa de la zonificación de la Ciudad de México desde el punto de vista estratigráfico (Marsal y Mazari, 1959), consisten en arcillas desarrolladas a partir de tobas y cenizas volcánicas, acumuladas en aguas tranquilas. Estas arcillas localmente contienen lentes de turba. Un espesor de 53 m de estos depósitos fue atravesado por el pozo Texcoco 1.

Para fines geotécnicos, Marsal y Mazari (1959) emprendieron la tarea de la zonificación urbana de la Ciudad de México y designaron las áreas a las que subyacen los depósitos aluviales que circundan los vasos lacustres antiguos como *zona de transición*, mientras que a las que subyacen depósitos lacustres como *zona de lago*. Esa zonificación, a raíz de las investigaciones geológicas y geotécnicas recientes desarrolladas en función de la construcción del Sistema de Transporte Colectivo (METRO) fue actualizada (Mooser *et al.* 1986).