

Evolución geológica y geomorfología del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México

**José Juan Zamorano-Orozco^{1*}, Luis Miguel Tanarro-García²,
José Lugo-Hubp¹ y Gerardo Sánchez-Rubio³**

¹Instituto de Geografía, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 México, D.F.

²Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física,
Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

³Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 México, D.F.

*e-mail: jjz@igiris.igeograf.unam.mx

RESUMEN

La Cuenca de México es una altiplanicie (2,240 m) rodeada por montañas volcánicas, esencialmente plioceno-cuaternarias. Otros conjuntos volcánicos de diversas dimensiones se asientan en la extensa altiplanicie, uno de ellos es el complejo de domos volcánicos o Sierra de Los Pitos, de unos 10 km de diámetro y 2,950 m de altitud, situada en el norte de la cuenca. El nivel superior de la sierra está formado por domos volcánicos menores que se apoyan en las laderas superiores. Por abajo de los 2,600 m se extiende un extenso piedemonte de 4-5 km de radio, constituido por depósitos de flujos piroclásticos riolíticos de fines del Plioceno intercalados con potentes secuencias volcánico-clásticas. En el Cuaternario surgieron volcanes menores de composición dacítica en la periferia y otros al sur de composición andesítica a basáltica, que representan un volcanismo más joven. La composición riolítica de las rocas, así como el relieve de un centro elevado rodeado por un manto de acumulación volcánica, hacen que esta estructura sea original en la Cuenca de México, en la cual predominan las andesitas y dacitas. El estudio realizado es de orientación geomorfológica y los resultados se presentan en un mapa que resume el relieve en su conjunto en 23 unidades. En la actualidad la actividad humana influye sustancialmente en la morfología del relieve, por la deforestación y la instalación de canteras para la extracción de material.

Palabras clave: geología, geomorfología, complejo dómico, Sierra de Los Pitos, Cuenca de México

ABSTRACT

The Basin of Mexico consists of a high plateau (2,240 m) surrounded by volcanic mountains, which are principally Pliocene to Quaternary in age. Other volcanic complexes of varying sizes are found along its vast plateau. One of these, the volcanic dome complex Los Pitos, is approximately ten kilometers in diameter and 2,950 meters high. Below the 2,600 meter level, there is a piedmont consisting of Upper Pliocene rhyolitic pyroclastic flows with a radius of 4-5 kilometer. The upper level of the sierra is comprised of small volcanic domes. Other smaller volcanoes developed in the Quaternary. Some of these are composed of dacite on the outer fringes, while others to the south, made up of andesite to basalt, represent more recent volcanic activity. The overlapping of landforms of contrasting lithology (rhyolite to basalt) and age make this Sierra a unique structure in the Basin of Mexico, where andesites and dacites predominate. This geomorphologic study includes a map that analyzes the relief in 23 units. Present human activities such as deforestation and mining have a strong influence on landforms and geomorphic processes.

Keywords: geology, geomorphology, dome complex, Sierra de Los Pitos, Basin of Mexico.

INTRODUCCIÓN

La cuenca endorreica de México es una amplia altiplanicie a más de 2,230 metros sobre el nivel del mar (msnm), rodeada por montañas volcánicas (Figura 1), y sobre la cual se asientan algunos grupos de elevaciones de diversa magnitud. Esta unidad constituye una de las regiones del país más estudiadas desde el punto de vista geológico, sin embargo, es mucho lo que falta para comprender su relieve, estructura geológica e historia evolutiva. Esta región, ocupada por la zona urbana más grande del mundo, ha sido objeto de valiosas investigaciones concentradas en diversas zonas, por ejemplo, la Sierra de Pachuca en el norte, de interés por sus yacimientos minerales (Fries, 1962; Segerstrom, 1962; Geysne *et al.*, 1963); la planicie lacustre de la ciudad de México en relación con los mantos acuíferos y su comportamiento ante los sismos (Marsal y Mazari, 1969); el volcán Popocatepetl por su actividad (Boudal y Robin, 1989; Cenapred, 1995); la Sierra Chichinautzin, al sur (Fries, 1962; Schlaepfer, 1968; Martin del Pozzo, 1981); el subsuelo

profundo de la ciudad de México que se conoció mejor por los pozos de exploración realizados después del sismo de 1985 (Vázquez y Jaimes, 1989); estudios geológicos generales (Mooser, 1975; de Cserna *et al.*, 1988; Aguayo *et al.*, 1989; Mooser *et al.*, 1996).

Varios de los centros volcánicos de la cuenca son poco conocidos, entre ellos el complejo dómico Los Pitos, situado unos 20 km al sur de Pachuca, Hgo., y cercano a la población de Tizayuca. El topónimo se tomó del mapa topográfico correspondiente escala 1:50,000 (Tizayuca, DETENAL, 1975) y de acuerdo con la información proporcionada por algunos pobladores, el nombre tiene su origen en pitos de barro prehispánicos que se encontraban en la cima. El término *sierra* tiene en México una aplicación amplia para las elevaciones montañosas, independientemente de sus dimensiones y forma. Desde el punto de vista geomorfológico es preferible aplicar un término como complejo dómico, lo que define forma y origen. Sin embargo, Sierra de los Pitos es el nombre de una localidad del país.

La zona objeto de estudio es de fácil acceso. Dos

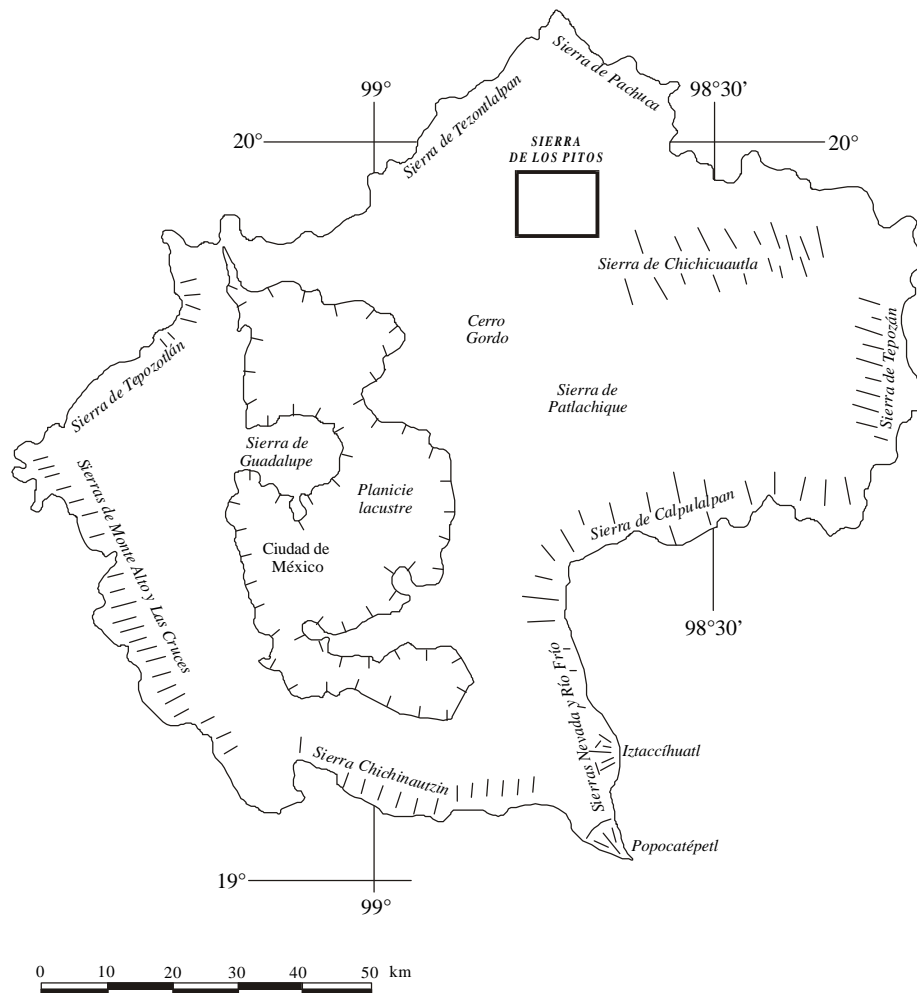


Figura 1. Esquema general de la cuenca de México. La línea límite es la divisoria de aguas principal.

carreteras de México a Pachuca atraviesan la altiplanicie por las márgenes occidental y oriental de la zona estudiada. Grandes canteras donde se extrae material para la construcción, a más de 2,600 msnm, tienen una buena comunicación por medio de caminos de terracería con los poblados vecinos: Estación Téllez, Xochihuacán, Zempoala, San Agustín Zapotlán y Villa Tezontepec.

Las condiciones climáticas en la base de la elevación, entre los 2,300 y 2,500 msnm, de acuerdo con García-Amaro (1988), son de temperatura media anual máxima de 17° C en los meses de mayo y junio, y mínima de 11° en diciembre y enero. La precipitación anual es del orden de 500-600 mm, con más de 100 mm por mes en junio, julio y agosto; menor, pero también considerable es la precipitación en mayo, septiembre y octubre; escasa, inferior a 15 mm por mes se tiene de noviembre a abril. Para las laderas superiores no hay registros directos, pero se infieren precipitaciones del orden de 800 mm por arriba de la cota 2,700 m, de lo que resulta un fuerte escurrimiento concentrado que da lugar a una erosión lineal y a infiltración que produce una buena recarga del subsuelo del piedemonte.

Desde el punto de vista práctico, el complejo dómico Los Pitos y su entorno tiene importancia por la actividad agrícola, la extracción de material para la construcción, y las aguas subterráneas, pero además, la planicie contigua de nivel de base se ha considerado como una zona para el futuro desarrollo urbano. La zona está poco poblada y la actividad agrícola y ganadera es escasa, poco favorecida por las condiciones naturales. En cambio, tiene interés como zona de explotación de material para la construcción, y por el agua subterránea que capta el piedemonte y la planicie contigua.

Con este trabajo, los autores pretenden aportar información que contribuya al conocimiento de la Cuenca de México. El estudio se basa en el análisis del relieve y su composición litológica. El primero incluye un análisis morfométrico general que permite un conocimiento básico y complementa los conceptos de la morfogénesis, la edad del relieve, su evolución y dinámica actual. La litología está en relación estrecha con la geomorfología, ya que es el elemento que define el origen de las formas. El resultado principal se resume en un mapa geomorfológico, una conjugación de elementos físicos, geográficos y geológicos.

RASGOS TOPOGRÁFICOS

El relieve de Los Pitos consiste en un conjunto de domos menores que forman las cumbres y laderas altas, y alcanzan una altitud máxima de 2,950 m en el Cerro de Los Pitos y 2,920 m en el Picacho, ambos son parte del conjunto mayor, mismo que se eleva unos 600 m sobre la altiplanicie que constituye el nivel de base, por tanto, el gradiente entre la cima y la base de la elevación, hacia el norte, es de 0.11. A los pies de las laderas altas se desarrolla un gran piedemonte de acumulación volcánica y

fluvial, que se extiende topográficamente desde los 2600 hasta los 2350 m. En la periferia de éste se levantan algunos conos volcánicos menores. Todo este conjunto se asienta en la planicie de nivel de base de origen fluvial, lacustre y volcánico del centro-norte de la Cuenca de México. El complejo dómico de Los Pitos es de forma aproximadamente circular en planta, con un diámetro de 9-10 km.

ESTRUCTURA GEOLÓGICA

La geología de la Cuenca de México es un tema tratado por varios autores, como Bryan (1948), Arellano (1953), Mooser (1956, 1975), de Cserna *et al.* (1988), Vázquez y Jaimes (1989), Enciso de la Vega (1992), Mooser *et al.* (1996). Trabajos relacionados con el norte de la cuenca son escasos y tratan de manera superficial a la Sierra de Los Pitos (Segerstrom, 1956, 1961, 1962; Fries, 1962; Geyne *et al.*, 1963) (Figura 2).

En la superficie de la cuenca sólo afloran rocas volcánicas y derivadas de éstas, la mayor parte clasificadas como del Plioceno-Cuaternario. En menor proporción se encuentran rocas oligocénicas y miocénicas, de acuerdo con diversos autores (de Cserna *et al.*, 1988; Vázquez y Jaimes, 1989; Mooser *et al.*, 1996).

Las rocas sedimentarias cretácicas que afloran fuera de los límites del Cinturón Volcánico, al norte y sur del mismo, se han reconocido en el subsuelo de la ciudad de México a profundidad de más de 1,500 m (Vázquez y Jaimes, 1989).

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO DÓMICO LOS PITOS

Las rocas más antiguas que afloran en la zona estudiada son las dacitas de dos cerros contiguos al poblado de Zempoala (Figura 3), cuya edad se considera miocénica (Mooser *et al.*, 1996). Ocupan una superficie reducida, ya que por todos lados están rodeadas por rocas cuaternarias.

Seegerstrom (1956, 1961, 1962) describió los materiales que afloran en la zona estudiada como tobas, lavas basálticas y conglomerados volcánicos que en parte contienen guijas y guijarros de andesita y riolita más antiguos; los situó entre el Plioceno medio y el tardío. De Cserna *et al.* (1988) y Vázquez y Jaimes (1989) consideran a la unidad en cuestión de edad Oligoceno tardío-Mioceno medio, constituida por productos volcánicos de composición andesítica a dacítica e incluso riódacítica. Mooser *et al.* (1996) incluyen al complejo dómico de Los Pitos en el grupo de las denominadas Sierras Menores, que a diferencia de las Sierras Mayores, no constituyen grandes alineamientos montañosos.

La porción más alta de la elevación es un conjunto de numerosos domos volcánicos, principalmente riolíticos, del Plioceno (Seegerstrom, 1961). En esta zona se

| Geología | | Autor | Segerstrom (1956, 1961, 1962) Norte de la Cuenca de México | Mooser (1975, 1981) Cuenca de México | De Cserna et al. (1988) Cuenca de México | Vázquez y Jaimes (1989) Cuenca de México | Mooser et al. (1996) Cuenca de México, Toluca y Puebla |
|-------------|-------------|-------|---|--|---|--|---|
| CUATERNARIO | HOLOCENO | | Depósitos clásticos (Qal) | | (Qal). Depósitos aluviales y lacustres. | Aluvión (Qal), con lentes locales de piroclásticos, travertino, yeso, caliza lacustre, interdigitado con formaciones del Cuaternario. | Depósitos aluviales (Qal). |
| | PLEISTOCENO | | | (Qb). Lavas y tobas jóvenes del norte de la cuenca (fenobasalto y obsidiana). | Rocas epiclásticas (TQc). Rocas volcánicas epiclásticas, formando antiguos abanicos coalescentes, incluyendo depósitos de lahar. Estos depósitos incluyen a la Fm. Tarango. | Formación El Pino (Qpp). Secuencias de composición basáltica, andesítica y traquítica, constituida por derrames lávicos con intercalaciones de ceniza, lapilli y escoria de caída. | Vulcanitas del Cuaternario superior (Qv), de tipo fenobasáltico o andesítico y en parte más ácido. |
| TERCIARIO | PLIOCENO | | Formación Tarango y depósitos clásticos equivalentes (Tpt). | Formación Tarango (Tpt). Abanicos volcánicos, conteniendo depósitos de lahar, ignimbritas, capas de pómez, suelos y depósitos fluviales. | | Depósitos piroclásticos y clásticos fluviales del Plioceno, con lentes locales de tierra diatomacea, margas, arcillas lacustres e interdigitada con unidades volcánicas de la misma edad (Tppc). | Formación Tarango (T). Abanicos volcánicos compuestos por flujos piroclásticos, ignimbritas, capas de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos. |
| | MIOCENO | | Grupo San Juan (Tpb). Basalto. | Grupo de la Sierras Menores (Tms), 4ª fase de volcanismo. Lavas (andesita, dacita y latita). | | Rocas volcánicas (Tomv). Sucesiones de brechas volcánicas, interestratificadas en la parte superior con derrames lávicos. La composición es principalmente andesítica y dacítica. | Grupo de las Sierras Menores (Tpv). Estratovolcanes pequeños a medianos, andesíticos y dacíticos, que cargan generalmente domos ácidos. |
| | OLIGOCENO | | | | Rocas volcánicas terciarias (Tv). Productos volcánicos de composición predominantemente andesítica a dacítica y hasta riódacítica. | | |
| | EOCENO | | | | | | Vulcanitas ácidas e intermedias (Tmv) y taludes de tobas (TQt). |

Figura 2. Estratigrafía del norte de la cuenca de México de acuerdo con diversos autores.

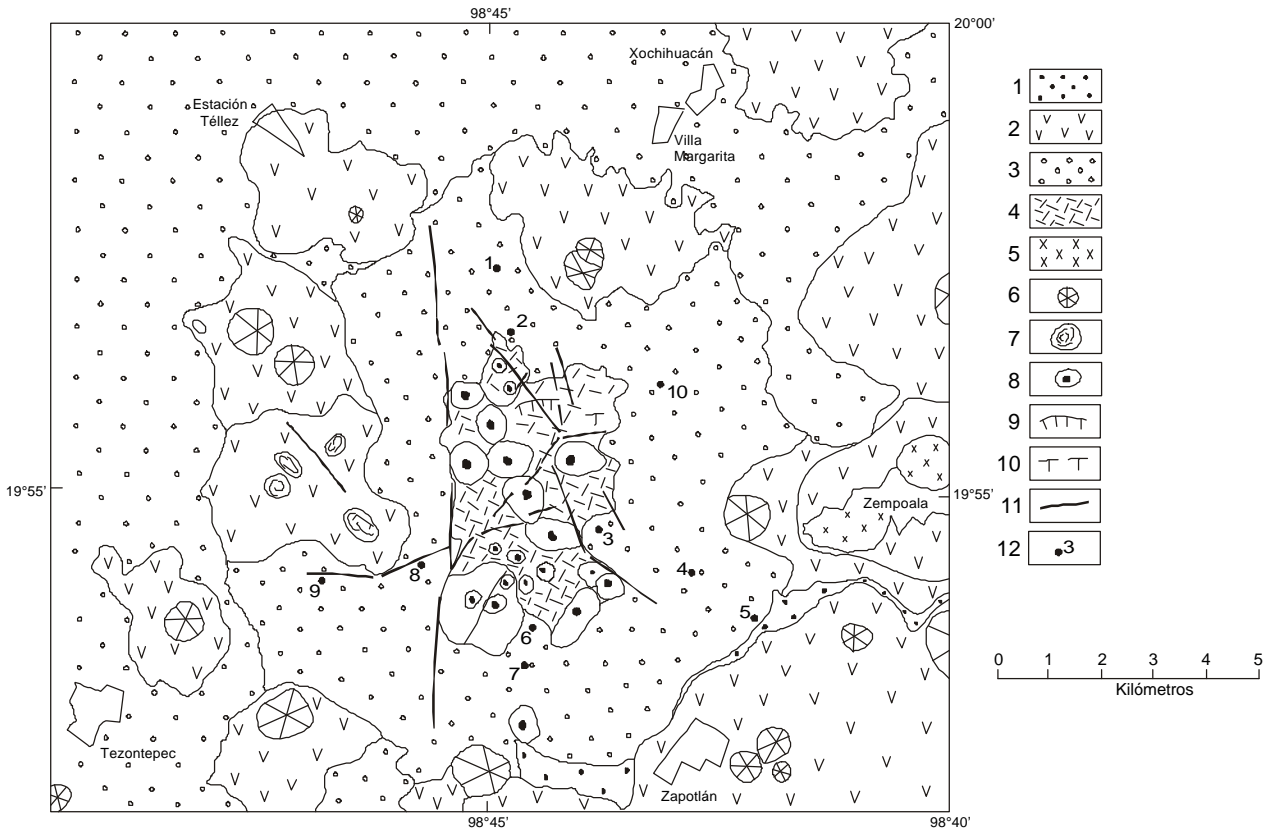


Figura 3. Mapa geológico del complejo dómico de Los Pitos. Elaborado con base en: Segerstrom (1956, 1961), de Cserna et al. (1987), Vázquez y Jaimes (1989), Mooser et al. (1996). 1. Depósitos aluviales y lacustres cuaternarios; 2. Rocas volcánicas básicas e intermedias cuaternarias; 3. Depósitos volcánicos de flujo, de escombros y fluvial torrenciales, pliocénico-cuternarios; 4. Rocas volcánicas ácidas e intermedias del Plioceno; 5. Rocas volcánicas ácidas e intermedias del Mioceno; 6. Conos volcánicos cuaternarios; 7. Domos volcánicas cuaternarios; 8. Domos volcánicos pliocénicos; 9. Margen de una caldera pliocénica; 10. Falla normal; 11. Lineamientos principales; 12. Localidades correspondientes a las columnas estratigráficas de la Figura 4A.

observan lavas ácidas, producto del crecimiento de los mismos domos volcánicos, consistentes en riolitas de color gris claro con presencia de venas de color blanco, cuyo origen parece obedecer al escape de gases durante la emisión de lavas; presentan fisuras de contracción relacionadas con el enfriamiento. Se reconocen por un lado, lavas con estructura foliada, formadas a manera de capas o escamas de textura afanítica, y otras, de estructura compacta pero fragmentada, con aspecto brechoide.

En la vertiente oriental de Los Pitos, a unos 2,650 msnm, en el contacto de la ladera de lava con el piedemonte, en una cantera excavada unos 60 metros, se aprecia una estructura dómica uniforme, de roca compacta, masiva, homogénea, con disyunción laminar o concooidal, en colores negro y blanco. Éste último forma franjas extensas de centímetros a un metro de grosor; la roca muestra manchas rojizas alineadas, en franjas oscuras y claras; las lajas (láminas) son delgadas, de un centímetro o más.

Las laderas superiores están rodeadas por un amplio piedemonte constituido por una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos poco consolidados, intercalados con otros volcanoclásticos. Mooser *et al.* (1996) lo clasifican como Formación Tarango, término de amplia utilización que designa a materiales no consolidados en la Cuenca de México (Bryan, 1948; Arellano, 1953). Autores como Vázquez y Jaimes (1989) proponen el abandono del término Formación Tarango y clasifican los materiales del piedemonte en un grupo de rocas pliocénicas que incluye depósitos piroclásticos y epiclásticos.

En este sentido, no es lo más recomendable el uso del término Formación Tarango, mismo que se aplica principalmente a sedimentos volcánicos y otros asociados, que en general constituyen la base de las montañas principales de la Cuenca de México, formando grandes abanicos volcánicos producto de flujos piroclásticos, lahares, materiales de caída, etcétera, en un lapso que abarca por lo menos del Plioceno al Pleistoceno tardío.

El trabajo de campo permitió establecer seis tipos principales de rocas y sedimentos para el conjunto (Figura 4), los que se explican a continuación:

1. Derrames de lava riolítica, presentes sobre todo por arriba de la cota 2,500 m constituyendo el conjunto principal de la estructura volcánica, la zona cumbral. Se reconocen en algunos barrancos del piedemonte, subyaciendo a los depósitos de sedimentos volcánicos y derivados de éstos.

2. Depósitos de flujos piroclásticos riolíticos. Secuencia volcánica constituida por una alternancia de depósitos masivos o con gradación inversa de clastos angulosos de diámetro de 4-9 cm, con promedio de 5-7 cm, soportados en una matriz arenosa. Aparecen de forma alternante lechos de arena media a gravas y cantos; los más gruesos se disponen en la parte superior disminuyendo el tamaño hacia la base del depósito, gradación que en ocasiones se repite varias veces. En las paredes de los barrancos que cortan el piedemonte se pueden observar estas capas, con frecuencia en la porción superior

de la columna, con grosor de 1-2 m, en ocasiones hasta 5 m, en alternancia con depósitos de flujo de cenizas. En paredes verticales de 7-11 m se reconocen alternancias de estas capas 3-4 veces cada una.

3. Depósito de flujo de ceniza, masivo, constituido por clastos de diámetro máximo de 5 cm, dispersos en una abundante matriz limoarcillosa de color ocre. Son capas que se alternan con la de flujo piroclástico. Su espesor es de 1-2 m.

4. Depósitos de flujos de escombros, masivos, parcialmente cementados, constituidos por clastos muy angulosos de composición riolítica, con un diámetro máximo de 10 cm, soportados por una matriz. Un depósito de este tipo observado en un barranco (Figura 4, columna 3) tiene un espesor del orden de un metro y se encuentra intercalado entre dos capas de depósito volcánico de flujos.

5. Depósitos piroclásticos de caída. Consisten en una alternancia de horizontes masivos de material de tamaño variable de arena gruesa a limo, con escasos clastos de diámetro máximo de 3 cm. Son de composición andesítica, con madurez textural de 20-30 mm. Son capas de grosor de 0.20 a 1.8 m. Se aprecian algunas intercaladas con depósitos fluviales, lo mismo por encima de la capa antes explicada, que por abajo de la misma.

6. Depósitos fluviales de régimen torrencial consistentes en una alternancia de horizontes muy laminados, cortados por superficies de erosión con niveles conglomeráticos con clastos de hasta 8 cm de diámetro en una matriz arenosa y capas compuestas por material de tamaño variable de arena gruesa a limo. Normalmente estos depósitos rellenan las depresiones existentes en los distintos cuerpos de lava riolítica anteriormente descritas. Se disponen en la porción superior de columnas estratigráficas, en especial hacia el nivel inferior del piedemonte, aunque también intercaladas con depósitos volcánicos de flujo. La matriz es abundante y consiste en sedimentos del flujo de cenizas. Se agregan datos granulométricos en la Figura 4B.

En la periferia del complejo dómico se encuentran rocas dacíticas pertenecientes a volcanes más antiguos o más jóvenes (Figura 3). Las rocas andesíticas de la periferia de la sierra son consideradas del Cuaternario, producto de vulcanismo monogenético, e incluye conos escoriáceos, domos volcánicos de lavas intermedias, derrames de lava de composición andesítica o andesítica-basáltica, con intercalaciones de ceniza, lapilli, escoria y depósitos epiclásticos (Mooser, 1975; de Cserna *et al.*, 1988; Vázquez y Jaimes, 1989) así como un cono riolítico que constituye la cima del conjunto volcánico (Mooser *et al.*, 1996).

Los depósitos más jóvenes son los sedimentos cuaternarios de la amplia planicie de nivel de base que rodea en su mayor parte a la sierra, clasificados como aluvión (Mooser *et al.*, 1996). Estos depósitos incluyen material no consolidado, consistente en gravas, arenas, limos, localmente mezclados con cenizas basálticas y andesíticas. También se reconocen derrames lávicos de basalto, inter-

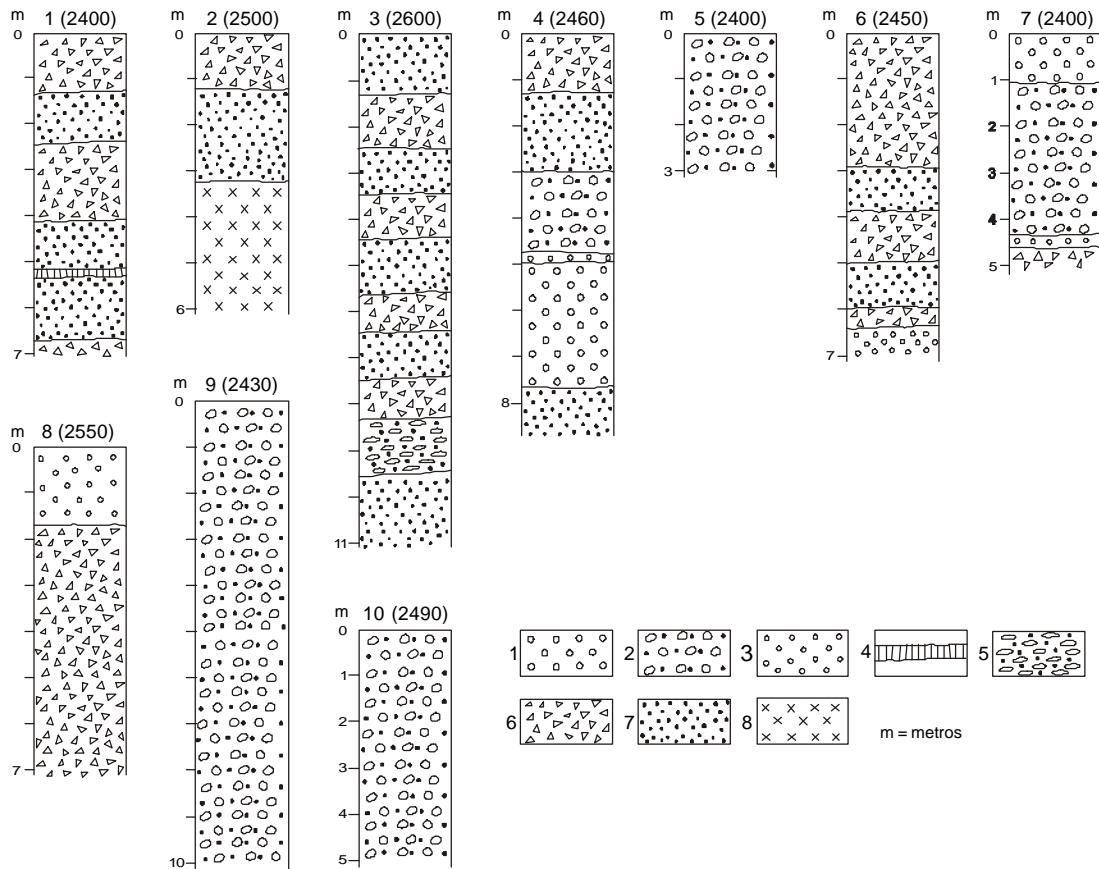


Figura 4A. Columnas estratigráficas del piedemonte del complejo dómico de Los Pitos. La localización de cada una se indica en la Figura 3. Los números entre paréntesis se refieren a la altitud sobre el nivel del mar. 1. Sedimentos fluviales; 2. Sedimentos fluviales torrenciales; 3. Ceniza volcánica de caída; 4. Caliche; 5. Depósito de flujo de escombros; 6. Depósito de flujo piroclástico; 7. Depósito de flujo de cenizas; 8. Lava riolítica.

calados con el material clástico (Segerstrom, 1961; Fries, 1962; Geyne *et al.*, 1963; Huízar, 1993). En esta zona de la cuenca, la repetida efusión de lavas produjo interrupciones del drenaje, con la consecuente formación de charcos de corta duración, donde se depositaron arcillas y limos lacustres (Fries, 1962).

Mooser *et al.* (1996) señalan entre otras estructuras el borde de una antigua caldera en las laderas superiores y fallas normales orientadas al noreste. Éstas se manifiestan por la alineación de varios conos volcánicos monogenéticos cuaternarios. También se observan, en fotografías aéreas y mapas topográficos, fracturas orientadas al norte

En campo se reconoció en la mina Zempoala una falla con orientación N45°W de tipo transcurrente izquierda. Se observan escalones de falla y estrías horizontales. Otras fracturas de origen tectónico se reconocieron en canteras, con orientación N60°W, misma de las fallas principales de la Sierra de Pachuca (Geyne *et al.*, 1963). En el interior de la mina La Trinidad I se aprecia un espejo de falla normal, con dirección N55°E, característica de los domos, vertical hacia el suroriente. En la mina Acozac la falla muestra una orientación N60°E.

GEOMORFOLOGÍA

Rasgos generales

El análisis de la estructura geológica y de la topografía de la zona estudiada ha permitido definir cuatro unidades geomorfológicas principales: 1) cumbres y laderas altas de la sierra, 2) piedemonte, 3) volcanes menores y lavas asociadas en la periferia, y 4) planicie de nivel de base. Un análisis morfométrico realizado en un mapa topográfico 1:20,000, permitió obtener una serie de valores medios del relieve, los que se muestran en la Tabla 1.

La información anterior da una idea de las dimensiones de la estructura objeto de estudio, así como de una buena conservación del relieve en general, poco modificado por la erosión.

Con base en la reconstrucción de la historia geológica del complejo dómico de Los Pitos anteriormente descrita, se puede afirmar que su disección se produjo aproximadamente a partir del Pleistoceno tardío-Holoceno. Asimismo, la erosión en las laderas altas y en el piedemonte origina nuevos depósitos en la periferia,

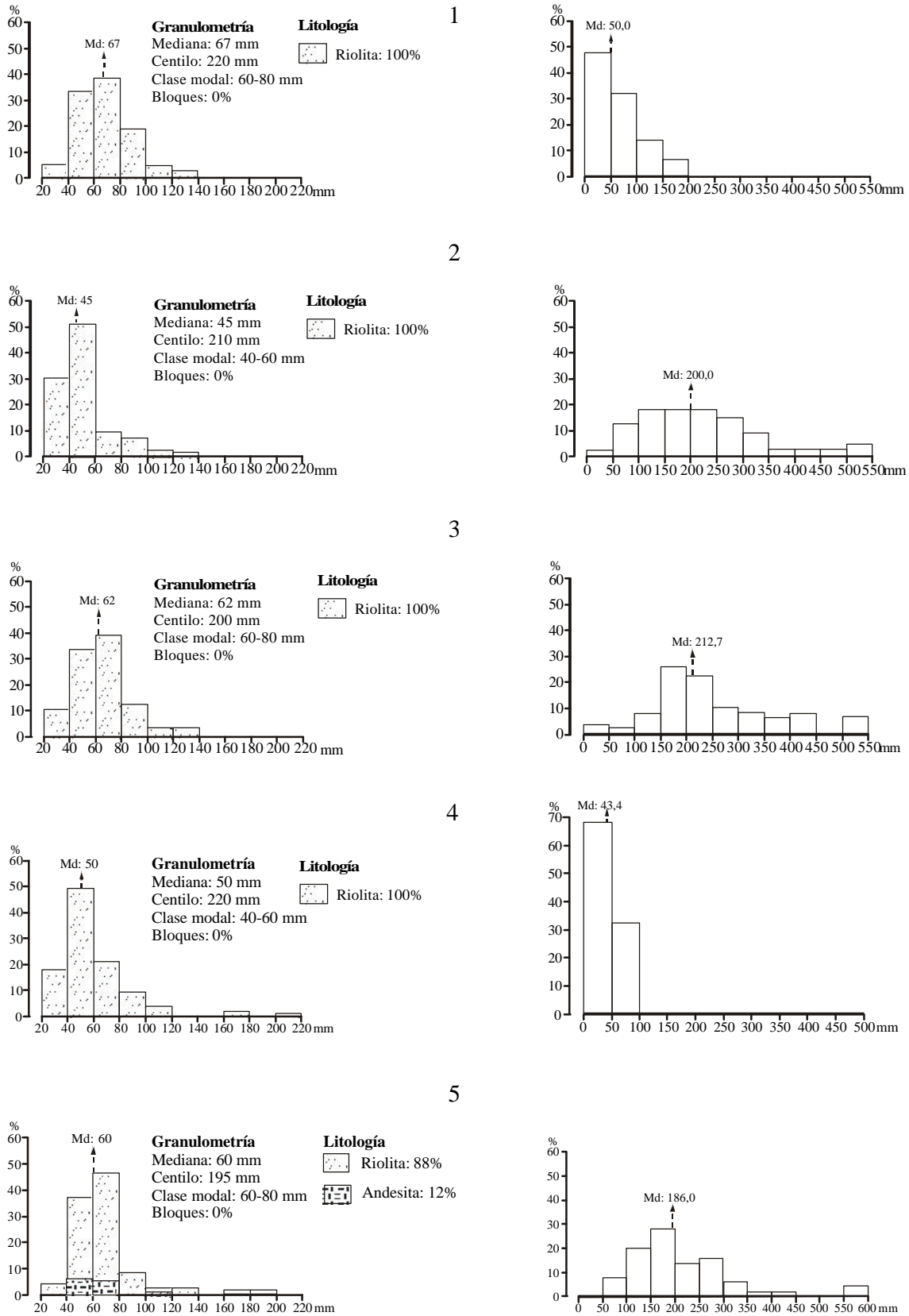


Figura 4B. Gráficas de granulometría (lado izquierdo) e histograma morfométrico correspondiente (lado derecho) que muestran el índice de desgaste. En orden numérico se correlacionan con las columnas estratigráficas números 3 (depósito de flujo de cenizas), 4 (depósito fluvial torrencial), 5 (depósito fluvial torrencial), 8 (depósito de flujo piroclástico) y 9 (depósito fluvial torrencial).

Tabla 1. Unidades morfológicas de la zona estudiada y parámetros principales de las mismas.

| Morfometría | Laderas superiores | Piedemonte inferior | Piedemonte superior | Volcanes | Planicie |
|--|--------------------|---------------------|---------------------|------------|-------------|
| Altitud (msnm) | 2,600-2,950 | 2,350-2,390 | 2,390-2,600 | >2,390 | 2,340-2,390 |
| Pendiente (grados) | 15 a >30 | <6 | <15 | 20-30, <15 | <3 |
| Densidad de disección (km/km ²) ¹ | >7 | <3 | 3-7 | <1 | <1 |
| Profundidad de disección. (m) ² | 50-100 | 10-20 | 20-50 | <10 | ----- |
| Energía del relieve (m) ³ | 600 | 40 | 210 | 40-100 | <10 |
| Orden de corrientes ⁴ | 4 | 5 | 5 | 1-2 | 5-6 |

¹ Es el valor resultante de dividir la longitud total de cauces fluviales entre una superficie determinada.

² Es el valor máximo de profundidad de un corte por erosión.

³ Es la diferencia mayor de altitud en una superficie determinada.

⁴ Se aplica el método de Strahler (1952), donde las corrientes que carecen de afluentes son las de primer orden; la unión de dos de éstas origina una de segundo orden y así sucesivamente.

formando conos de eyecciones que crecen hacia la planicie lacustre. Esta evolución ha quedado plasmada en el mapa geomorfológico realizado (Figura 5). Su elaboración no se apega a reglas rígidas, como sucede en la cartografía geológica, pero sí a recomendaciones que han establecido comisiones especiales, como la que integraron Bashenina, Gellert, Joly, Klimaszewski y Sholtz (en Demeck, 1972 y en Bashenina *et al.*, 1975) o autores como Tricart (1972) y Verstappen y van Zuidam (1991), los cuales coinciden en algunos puntos y se contraponen en otros. En estas obras se basa el mapa elaborado, así como la leyenda. Ha sido también importante la consulta de la obra de Peña-Monné (1997), misma que analiza los diversos métodos de cartografía geomorfológica.

Existen varios métodos para representar el relieve terrestre en un mapa, pero como elementos básicos se considera la conjugación de forma y origen, la morfogénesis.

Morfogénesis

Cumbres y laderas superiores

Esta unidad está formada por un conjunto de domos de composición riolítica, cuyas cimas se disponen de manera escalonada y alcanzan su máxima altitud en los cerros Los Pitos y El Picacho, de 2,950 y 2,920 m respectivamente. El primero de estos da nombre a todo el conjunto montañoso. Las laderas presentan fuertes pendientes y en conjunto se encuentran muy disecadas por una densa red de barrancos.

La porción más alta de la sierra tiene en planta una forma rectangular (7 por 3 km), alargada al norte, donde predominan las laderas de composición riolítica originadas por antiguos domos volcánicos (1) (el número corresponde al de la leyenda en la Figura 5), es la porción

más antigua del relieve. Es la zona con mayor disección fluvial, lo que se explica por la topografía original de laderas empinadas, alto grado de fractura de la roca y precipitación pluvial considerable.

Se diferenciaron tres generaciones de domos volcánicos, en función del grado de erosión (2-4). Los más recientes están bien conservados, mientras que los más antiguos apenas se reconocen, no sólo por la erosión, sino por la sobreposición de otras estructuras dómicas. Los domos volcánicos se disponen escalonados y tienen un aspecto campaniforme o en cúpula, de acuerdo con los conceptos de Reffay (1980, 1982a, 1982b).

En el sector oriental de la sierra, las lavas presentan laderas de inclinación inferior a los 20°, cubiertas totalmente por piroclastos. Hacia el norte y occidente las coladas muestran un relieve más accidentado, donde forman mesetas contiguas a los frentes escarpados de lava. La superficie de éstas es modelada por la acción del escurrimiento laminar que hace un trabajo de lavado. La acción de la arroyada concentrada ha formado barrancos incipientes que alimentan pequeños conos de eyecciones, formados en las depresiones naturales de las coladas.

Piedemonte

Esta es la estructura de mayor superficie de la elevación volcánica. Se trata de un gran glacis de acumulación, principalmente de material piroclástico de flujo (13) y fluvio-torrencial (16-19), que presenta una inclinación gradual y regular desde 15°-20° en la porción superior en contacto con las laderas y hasta menos de 6° hacia la base que finalmente enlaza con las planicies. Se extiende aproximadamente de los 2,600 hasta los 2,350 msnm, sin interrupción. En el nivel superior, una superficie cortada por una red de barrancos encajados, predominan los procesos erosivos, mientras que en el piedemonte inferior se producen los procesos de acumulación, donde

MAPA GEOMORFOLÓGICO
SIERRA DE LOS PITOS
 (Norte de la Cuenca de México, Hgo.)

LEYENDA

I. Relieve endógeno

a. Volcánico-acumulativo

- 1 Laderas rotíticas de domos antiguos, modelados por la acción fluvial.
- 2 Damos rotíticos, con frentes modelado por la acción fluvial, con un caso de la forma original, con más jóvenes, que la unidad anterior, y más antiguos que las siguientes.
- 3 Damos rotíticos con forma bien conservada, con modelado moderado por la erosión fluvial.
- 4 Damos volcánicos cuaternarios.
- 5 Volcanes de lava.
- 6 Volcanes escoriáceos con cima convexa y/o cráter.
- 7 Cráter en herradura.
- 8 Volcán de lava o escoriático cubierto por piroclastos.
- 9 Cráter relleno o erosionado.
- 10 Coladas de lava, cubiertas por piroclastos, forman mesas.
- 11 Laderas de lava, de suave inclinación con cobertura completa de piroclastos.
- 12 Escarpes de frentes de lava.
- 13 Abanicos volcánicos formados de flujos piroclásticos.

II. Relieve exógeno

a. Erosivo

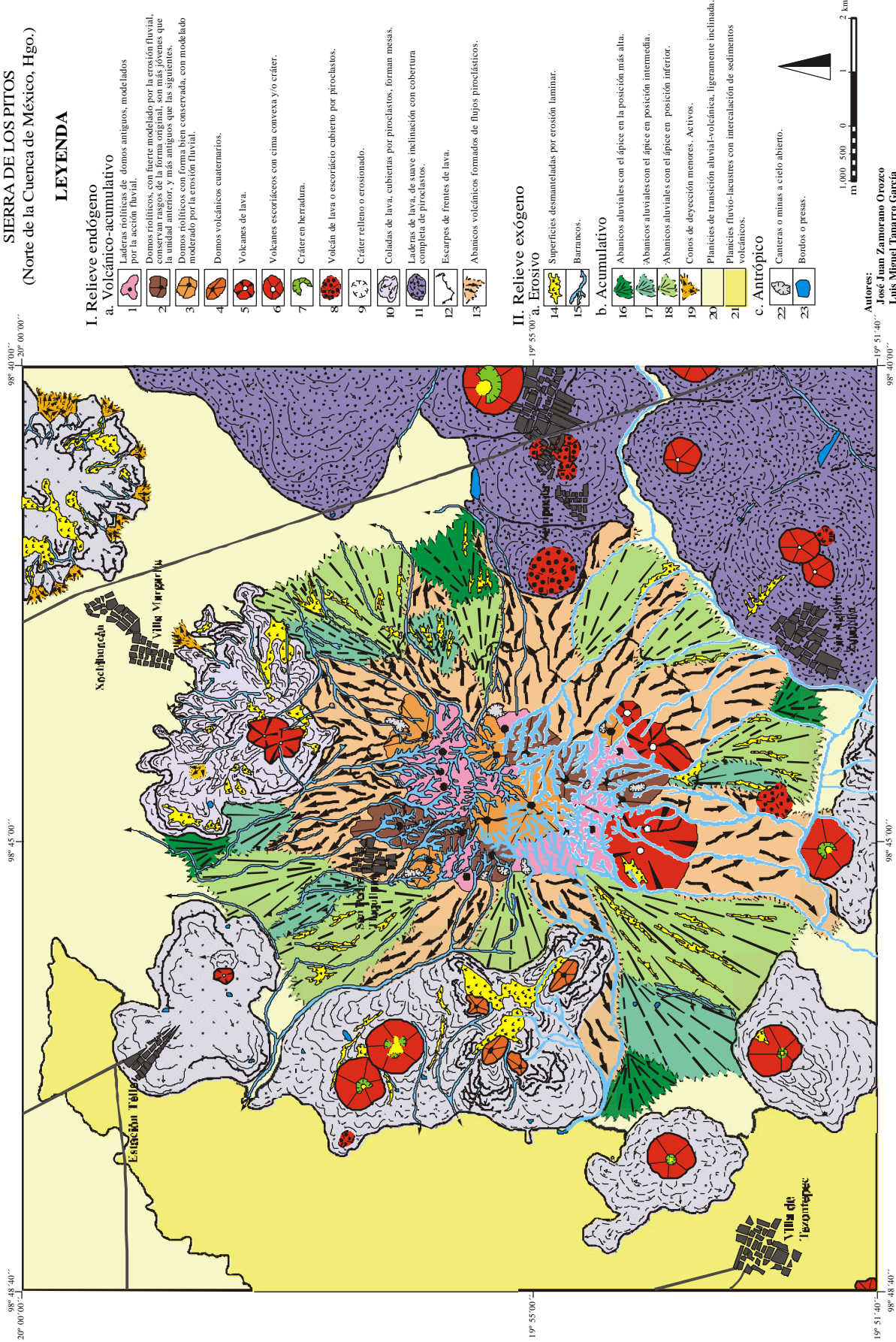
- 14 Superficies desmanteladas por erosión laminar.
- 15 Barrancos.

b. Acumulativo

- 16 Abanicos aluviales con el ápice en la posición más alta.
- 17 Abanicos aluviales con el ápice en posición intermedia.
- 18 Abanicos aluviales con el ápice en posición inferior.
- 19 Conos de deposición menores. Activos.
- 20 Planicies de transición aluvial-volcánica, ligeramente inclinada.
- 21 Planicies fluvio-lacustres con intercalación de sedimentos volcánicos.

c. Antrópico

- 22 Canteras o minas a cielo abierto.
- 23 Bordos o presas.



Autores:
 José Juan Zamorano Orozco
 Luis Miguel Tamarro García
 José Lugo Hubby

Figura 5. Mapa geomorfológico de la Sierra de los Pitos, norte de la Cuenca de México, Hgo.

los barrancos se hacen gradualmente más someros, hasta desaparecer o perderse en la base.

Los flujos piroclásticos representan el proceso principal de formación del piedemonte, pero se produjeron también flujos de escombros (lahares) durante la época de actividad volcánica y posterior a ésta, de lo que resulta una unidad homogénea en el relieve.

El relieve originado por procesos de acumulación es de abanicos aluviales (conos de eyecciones). Uno de los procesos exógenos actuales es el transporte de sedimentos por corrientes de temporada, debidas a las lluvias torrenciales que se presentan unos cuantos días al año y forman abanicos menores, incipientes en las depresiones naturales de los derrames de lava. En orden numérico se representan iniciando con los situados en posición más baja (18) (en función de su ápice), siguen los de mayor altitud (16-17). Una cuarta categoría (19) es de los abanicos de menores dimensiones, activos actualmente y dispuestos en los bordes de los derrames de lava del norte del mapa.

Los sedimentos fluviales se deben al poco grado de consolidación de los depósitos de flujo piroclástico, mismos que fueron parcialmente removidos por corrientes torrenciales y depositados a niveles más bajos.

El análisis de los clastos en distintos barrancos sugiere que las erupciones volcánicas en la ladera occidental fueron más vigorosas, donde se depositaron los de mayor tamaño (Figura 4B), cantos riolíticos de hasta 10 cm. El análisis sedimentológico de los depósitos de arroyada o torrenciales muestra diferencias significativas. En el ápice de los abanicos son cantos de 6-8 cm, la mediana es de 4.5 cm; el índice morfométrico de desgaste es de 175-185 y 200-250 en la porción distal. A grandes rasgos, las características granulométricas y morfométricas son similares en todos los depósitos fluvial torrenciales de la zona estudiada. Estos valores indican un fuerte grado de redondeamiento de los cantos, propio de una dinámica fluvio-torrencial intensa, a pesar de que se localizan muy cerca del área madre, con un recorrido por lo general no superior a los tres kilómetros. No obstante, en esta distancia se ha podido apreciar el aumento progresivo del grado de redondeamiento de los cantos a medida que han sido desplazados durante un tiempo mayor.

El análisis de los depósitos torrenciales demuestra diferencias significativas. Los cantos son fundamentalmente riolíticos, aunque en ocasiones aparecen otros andesíticos debidos a aportes laterales relacionados con estructuras volcánicas menores.

Los histogramas realizados en las zonas distales, cerca de los 2,400 msnm, reflejan una disminución de la clase modal y de la mediana; la primera queda comprendida en el intervalo de 40-60 mm y la segunda en 45 mm. Esta característica se debe a una disminución de la competencia de la arroyada, que a medida que se aleja del área madre tiene una menor capacidad de arrastrar cantos de mayores dimensiones.

Volcanes menores

Se presentan en la base del piedemonte inferior con una distribución radial. Se encuentran volcanes de lava con pendiente fuerte, del orden de 30°, con abundantes bloques sueltos en la superficie (5); volcanes de escoria con cima convexa o con cráter (6-8), todos éstos pertenecen a la periferia de la sierra y son de formación posterior, sobre el piedemonte. También se muestran rasgos de los cráteres (9) y derrames de lava (10).

Los volcanes monogenéticos son la expresión de otra etapa de formación del relieve, con otro tipo de volcanismo que generó lavas de composición intermedia entre ácida y básica.

Los volcanes de la periferia del domo volcánico son parte de un sistema regional con una clara orientación al NE, entre los cuales destaca el Cerro Gordo, un volcán escudo de más de 500 m de altura sobre su base y entre éste y Los Pitos, en una superficie de 250 km² hay más de 25 conos volcánicos cuaternarios, la gran mayoría de menos de 100 m de altura.

Otro grupo de formas volcánicas no tiene una expresión completa en el relieve, debido a que han sido semiseptadas por los productos de volcanes más jóvenes o modelados por la erosión. Esto incluye un volcán semicubierto por piroclastos (8), un cráter casi relleno (9), derrames de lava con cubierta parcial de piroclastos (10) o total (11). Se muestran los escarpes en las lavas (12).

Planicies

De origen aluvial y lacustre, ligeramente inclinadas, se disponen entre la base del piedemonte y las estructuras volcánicas menores, o también entre éstas. En general, son terrenos llanos entre las cotas de 2,390 y 2,350 m, aunque por el occidente la planicie correspondiente es más baja, a 2,340 msnm. En el relieve de acumulación se infieren dos tipos de planicie, una de origen aluvial-volcánico con ligera inclinación (20), y la otra fundamentalmente exógena, lacustre-aluvial (21), con intercalación de sedimentos volcánicos.

Disección del relieve

Los valores resultado del análisis morfométrico (Tabla 1) no reflejan una erosión avanzada que dé lugar a un modelado sustancial del relieve. Esto puede explicarse en primer lugar porque los domos volcánicos son considerados como una de las estructuras geológicas más resistentes a la erosión (Milanovsky, 1974). Los barrancos se desarrollan a lo largo de fracturas, donde el agua realiza una erosión diferencial. Como resultado, los cortes de erosión miden en sentido vertical incluso de 50 a 100 metros, pero sus bordes son considerablemente estrechos y teóricamente, la erosión vertical puede cavar decenas de metros más, antes de pasar a una erosión lateral todavía insignificante. Infiere el clima que se manifiesta en lluvias de volumen considerable y tipo

torrencial en las laderas altas, donde es fuerte el escurrimiento. Es menor en el piedemonte donde la precipitación se reduce a poco más de los 500 mm anuales, además que la gran permeabilidad del mismo no ha favorecido la erosión fluvial.

La profundidad de disección es un reflejo de la juventud de los barrancos. La densidad de cauces da un valor de medio a alto, $>7 \text{ km/km}^2$ en las laderas altas y $3\text{-}7 \text{ km/km}^2$ en el piedemonte; en relación con la pendiente y la energía del relieve resulta un valor que podría ser más elevado, de acuerdo con el tiempo transcurrido.

El orden de corrientes llega a sexto en el escurrimiento terminal en la planicie de nivel de base, el cual podemos considerar de medio a alto y refleja un buen desarrollo de la red fluvial. Si bien las corrientes fluviales siguen la dirección de la pendiente, se aprecia que las de orden mayor (V y VI) tienen una orientación preferente al NW y NE, mientras que las de órdenes III y IV tienen una orientación preferente al norte. Es natural que los cauces fluviales estén controlados en gran parte por fracturas y hay una coincidencia entre la orientación de ambas

El relieve debido a los procesos erosivos tiene representación con dos tipos de formas, una son las superficies amplias, modificadas por remoción de la capa superior de suelo y roca (17), por el agua de escurrimiento. La otra son los barrancos (18) que disectan la sierra. Presentan un típico perfil en V (18) de paredes empinadas y verticales, con pendiente de más de 30° , mientras que el cauce muestra un perfil longitudinal accidentado, con frecuentes rupturas de pendiente, donde cambia bruscamente la altura de la pared, de 1-2 m, y hasta 15 m, anomalías muchas veces debidas a la presencia de derrames de lava. La erosión se produce por corrientes torrenciales de temporada, unos días al año. La remoción de la capa de suelo se ha producido en casi toda la superficie, en las laderas altas y en el piedemonte. El material no consolidado ofrece poca resistencia a la disección por su consistencia, aunque, por el contrario, la alta permeabilidad del material reduce el escurrimiento superficial.

Los barrancos crecen por erosión remontante y también se da la formación de barrancos, inducidos por la actividad humana, misma que incluye la deforestación, excavaciones, trazo de veredas y otros.

El relieve antrópico cartografiado en la escala 1:50,000 son las minas a cielo abierto, donde se extrae material para la construcción (22), los bordos y presas (23). La actividad antrópica es sustancial en la zona estudiada y representa una alteración al relieve que va en aumento en la época actual.

En los últimos años del siglo XX se produce una intensa explotación de material para la construcción en las laderas, donde hay grandes excavaciones con un transporte que debe ser superior a los $2,000 \text{ m}^3$ diarios.

En la época prehispánica, la zona estudiada debió estar cubierta de árboles, por lo que la erosión fluvial no

se manifestaba con la intensidad de la actualidad. No hay información de la época en que inicia la deforestación, pero es sabido que en la Cuenca de México se produjo desde siglos antes de la Conquista y se intensifica posteriormente.

La deforestación trajo como consecuencia un cambio en el uso del suelo, de forestal a agrícola y pastoreo, pero la erosión del suelo ha reducido la superficie aprovechable para la agricultura.

CONCLUSIONES: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El relieve y estructura geológica de esta zona no tiene semejanza en la Cuenca de México, donde su piedemonte constituye la superficie más amplia, de sedimentos correlativos que permiten una primera aproximación a la historia evolutiva de la sierra.

Del análisis topográfico, geológico y geomorfológico detallado, el desarrollo del complejo volcánico de Los Pitos puede explicarse en una serie de etapas. La primera ocurre a fines del Plioceno (Seegerstrom, 1961; Mooser *et al.*, 1996) cuando se producen las primeras manifestaciones volcánicas que dan lugar a una primera generación de domos riolíticos, acompañados de la emisión de piroclásticos y lavas que se depositan al pie de los domos formando grandes abanicos volcánicos (Figura 6A). Es posible que el emplazamiento de los domos riolíticos actuales, que constituyen la zona más elevada, haya sido precedido por la actividad de un volcán con poderosas erupciones de flujos piroclásticos. En condiciones climáticas posiblemente áridas, con un régimen de lluvias torrenciales, se posibilita la instalación de flujos laminares que retoman y desplazan materiales volcánicos para depositarlos formando grandes abanicos aluviales. También son importantes las coladas de lodo o lahares que descienden de las laderas de los domos.

La segunda etapa representa la formación de otra generación de domos (Figura 6B) de composición también riolítica, los cuales se emplazan sobre los anteriores, destruyendo parcialmente su estructura. Esta manifestación volcánica estuvo de nuevo acompañada por la emisión del mismo tipo de material volcánico que en la etapa anterior, los cuales fueron retomados y acarreados por las aguas de escorrentía. Por lo tanto, el crecimiento y formación de abanicos volcánicos, abanicos aluviales, lahares, etcétera, continuó, modelando el piedemonte de la sierra. Estos depósitos fueron cubriendo a los anteriores.

La tercera etapa se caracteriza por la última generación de domos riolíticos (Figura 6C), con lo cual son destruidos los de la primera etapa (quedan rasgos de éstos en el relieve) y los de la segunda comienzan a deteriorarse, tanto por este nuevo emplazamiento, como por la acción incipiente de la arroyada concentrada, misma que labra barrancos aprovechando fracturas o

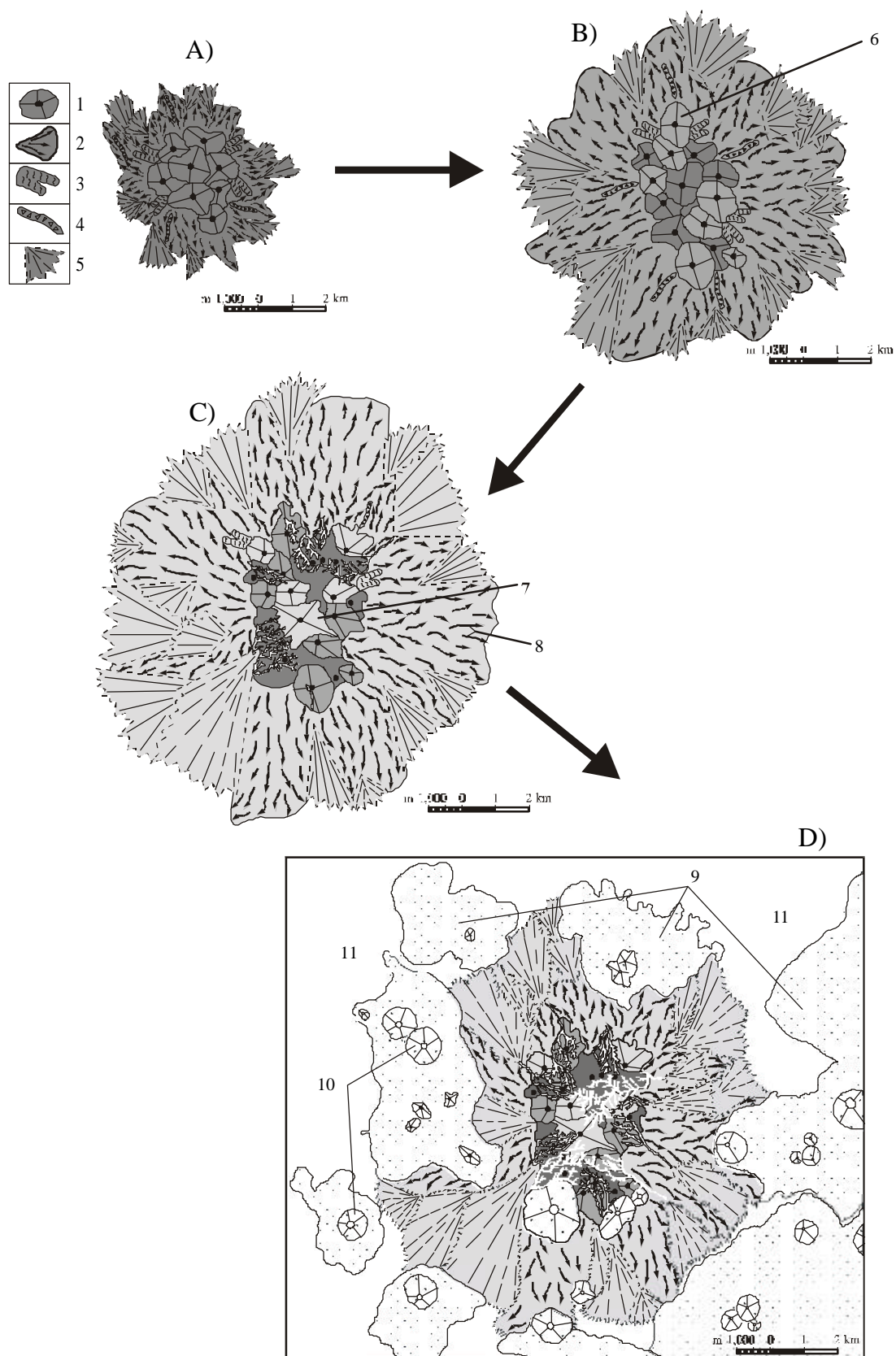


Figura 6. Interpretación de las etapas de evolución del relieve. A) Primera. 1. Domos riolíticos iniciales, 2. Abanicos volcánicos formados de flujos piroclásticos, 3. Coladas de lava, 4. Lahares, 5. Abanicos aluviales. B) Segunda. 6. Domos riolíticos de la segunda generación. C) Tercera. 7. Domos riolíticos de la tercera generación, 8. Barrancos. D) Cuarta. 9. Coladas de lava, 10. Conos volcánicos, 11. Planicies fluvio-volcánicas.

contactos entre los domos. Asimismo, el modelado del piedemonte continuó a través de los mismos procesos que originan grandes abanicos aluviales y volcánicos, fosilizando a otros y rellenando canales y depresiones entre lavas.

La cuarta etapa comienza en el Pleistoceno (Segerstrom, 1961, Mooser, 1996) con una nueva fase de actividad volcánica que origina derrames de lava basáltica y andesítica con intercalaciones de piroclásticos y escoria, a los que se asocian una serie de volcanes de lava y cineríticos que en conjunto constituyen las denominadas estructuras volcánicas menores que rodean al complejo dómico de Los Pitos (Figura 6D).

Simultáneamente con la actividad volcánica continúa el desarrollo del piedemonte. Esto se apoya en que muchos depósitos del mismo parecen cubrir a las estructuras volcánicas menores.

Finalmente, la quinta etapa marca un ciclo en el cual, al cesar la actividad volcánica en la Sierra de Los Pitos y en las estructuras volcánicas menores, inicia un periodo controlado por completo por los procesos exógenos, relacionados sobre todo con una intensa actividad de la arroyada concentrada que forma una densa red de barrancos. Asimismo, se forman las planicies constituidas por aluvión proveniente del antiguo Río de las Avenidas, de la Sierra de Pachuca, que escurría al oriente, mientras se forman otras planicies de transición aluvial-volcánica que sirven de contacto entre las elevaciones menores y la planicie de nivel de base.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración de Alberto Gómez Arizmendi y Víctor López Guevara en el trabajo de campo; asimismo, tienen en alta estima las sugerencias de David Palacios Estremera, Luca Ferrari y dos árbitros anónimos para mejorar el texto.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo, J.E., Marín, S., Sánchez, F., 1990, Evolución geológica de la Cuenca de México, in Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México: México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 25-41.
- Arellano, A.R.V., 1953, Estratigrafía de la cuenca de México, in Memorias del Congreso Científico Mexicano: México, Universidad Nacional Autónoma de México, 3, 172-186.
- Bashenina, N.V., Gellert, J.F., Joly, F., Klimaszewski, M., Scholz, E., 1975, in Bashenina, N.V. (ed.), Cartografía geomorfológica en escalas grandes: leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle, Universidad de Moscú, p. 18-68. (en ruso).
- Boudal, C., Robin, C., 1989, Volcán Popocatepetl: recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruption, in Latter, J.H. (ed.), Volcanic hazards; Assessment and monitoring: Berlin, Springer-Verlag, IAVCEI Proceedings in Volcanology, 1, 110-128.
- Bryan, K., 1948, Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos: Boletín de la

- Sociedad Geológica Mexicana, 13, 1-20.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 1995, Volcán Popocatepetl; estudios realizados durante la crisis de 1994-1995: México, Cenapred; Universidad Nacional Autónoma de México, 339 p.
- de Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitré-Salazar, L., Mota-Palomino, R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 104, 71 p., 4 mapas.
- Demek, J. (ed.), 1972, Manual of detailed geomorphological mapping: Praga, Academia, 348 p.
- Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL), 1975, Carta geológica, Tizayuca E14-B11, Escala 1:50,000: México, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, 1 mapa.
- Enciso de la Vega, S., 1992, Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 10(1), 26-36.
- Fries, C., 1962, Hoja Pachuca 14Q-e(11) con resumen de la geología de la hoja Pachuca, estados de Hidalgo y México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, cata Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa con texto al reverso.
- García, E., 1988, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: México, García de Miranda, 217 p.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K., Black R.F. Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación, 5E, 223 p.
- Huizar, R., 1993, Carta hidrogeológica de la cuenca del río de las Avenidas de Pachuca, Hgo., México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Investigaciones Geográficas, 27, 95-131.
- Marsal, R.J., Mazari, M., 1959, El subsuelo de la Ciudad de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 3 v.
- Martin del Pozzo, A.L., 1981, Monogenetic volcanism in Sierra Chinautzin, México: Buletin Volcanologique, 45, 9-24.
- Milanovsky, E., 1974, Condiciones de yacimiento de las rocas volcánicas, in Belousov, V.V., Geología estructural: Moscú, Ed. Mir, p. 128-164.
- Mooser, F., 1956, Bosquejo geológico del extremo sur de la cuenca de México, in XX Congreso Geológico Internacional, Excursión C-9: México, Congreso Geológico Internacional, p. 9-16.
- Mooser, F., 1975, Historia geológica de la cuenca de México, in Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal: México, Departamento del Distrito Federal, 1, 7-38.
- Mooser, F., 1981, Geología de la Cuenca de México, in Atlas de la Ciudad de México: Departamento del Distrito Federal, México, p. 23-26.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996, Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México, Comisión Federal de Electricidad, 27 p.
- Peña-Monné, J.L. (ed.), 1997, Cartografía geomorfológica básica y aplicada: Logroño, Geoforma Ediciones, 227 p.
- Reffay, A., 1980, Les dômes volcaniques: essai de typologie géomorphologique: Norois, 105, 19-31.
- Reffay, A., 1982a, Les dômes volcaniques complexes: Norois, 114, 229-237.
- Reffay, A., 1982b, L'évolution géomorphologique des dômes volcaniques: Norois, 115, 403-412.
- Schlaepfer, J.C., 1968, Hoja México 14Q-h(5) con resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal, Estado de México y Morelos: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa con texto al reverso.
- Seegerstrom, K., 1956, Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D.F. y Zimapán, Hgo: México, in XX Congreso Geológico Internacional, Excursiones A-3 y C-1: México, Congre-

- so Geológico Internacional, p. 11-22.
- Segerstrom, K., 1961, Geología del suroeste del estado de Hidalgo y noreste del Estado de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13(3-4), 147-168.
- Segerstrom, K., 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: United States Geological Survey, Bulletin, 1104-C, 87-162.
- Strahler, A.N., 1952, Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography: Geological Society of America Bulletin, 63 (11), 1117-1141.
- Tricart, J., 1972, Cartographie geomorphologique et description du milieu naturel: Centre de la Recherches et Documentation Cartographiques et Geographiques, Mémoires et Documents, Travaux de la R.C.P., 12, 165-180.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, L., 1989, Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, 28(2), 133-190.
- Verstappen, H. Th., van Zuidam, R.A., 1991, The ITC system of unites geomorphologic survey a basis for the evaluation of natural resources and hazards: ITC Publication 10, 89 p.
- Manuscrito recibido: Julio 12, 2000
Manuscrito corregido recibido: Octubre 15, 2001
Manuscrito aceptado: Noviembre 14, 2001