

M. A. Ortiz P. y G. Bocco V.

Geof. Int., Vol. 28, 3, 1989, pp. 507-530

*ANALISIS MORFOTECTONICO DE LAS DEPRESIONES DE
IXTLAHUACA Y TOLUCA, MEXICO*

M. A. ORTIZ P.*

G. BOCCO V.*

(Recibido: 3 de octubre, 1988)

(Aceptado: 3 de abril, 1989)

RESUMEN

A partir de evidencias geomorfológicas se presenta un análisis de la actividad tectónica reciente. Como resultado, se elaboran cartas morfotectónicas. En las mismas, se definen bloques y fallas de diferentes magnitudes (órdenes), y se detallan otros elementos del relieve. Se infiere la existencia de un lineamiento regional, aparentemente no detectado hasta el momento, y se registra una porción de sedimentos de origen lacustre elevados con relación al resto de la planicie, en la zona de Perales. Finalmente, se establece una cronología relativa tentativa de las fallas más importantes de la zona en estudio.

ABSTRACT

An analysis of the recent tectonic activity using geomorphologic evidence and resulting morphotectonic maps are presented. Blocks and faults characterized by different intensities of tectonic activity are shown in the maps, as well as other complementary relief elements. The existence of a probably unknown regional lineament is inferred and a portion of upheaved lacustrine deposits is detected. Finally, an attempt of a relative fault chronology is established.

* *Instituto de Geografía, UNAM.*

INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es realizar un análisis de la disposición de las estructuras morfotectónicas presentes en la zona correspondiente a las planicies de Ixtlahuaca y Toluca y zonas montañosas vecinas, a partir de evidencias geomorfológicas.

El área en estudio está comprendida en las cartas Atlacomulco, Ixtlahuaca, Zinacantepec, Villa del Carbón y Toluca DGG, escala 1:50 000, y abarca una extensión de aproximadamente 5 000 km².

Los resultados se expresan en una carta de densidad de fracturas, en cinco rosas de fracturas, correspondientes a cada una de las cartas 1:50 000 señaladas y en dos cartas morfoestructurales.

Características generales de la zona en estudio

La región es parte del Sistema Volcánico Transversal y está constituida por una serie de depresiones dispuestas de norte a sur (desde Acambay hasta Toluca), flanqueadas por un sistema de fallas con rumbos generales al NNW-SSE y E-W (figuras 1 y 2). Este sistema se enmarca perfectamente en el esquema disyuntivo en bloques, formación de cuencas endorreicas neogénicas y trastorno general del drenaje, planteado por De Cserna (1974) para el centro de México. Estas fosas constituyen el nivel local de base de las estructuras montañosas que las rodean: un conjunto de sierras y aparatos volcánicos, formados por rocas de diversos tipos, ácidas, intermedias y básicas, y edades desde pliocénicas a cuaternarias.

Las altitudes varían entre los 2 600 m aproximadamente, en las planicies, y de los 3 000 a los 4 000 m (volcán Jocotitlán) en las montañas. El desnivel relativo medio es de aproximadamente 400 m. Ello ha permitido que las sierras más antiguas y disecadas hayan desarrollado piedemontes de diferentes extensiones y estados de conservación.

El rasgo distintivo de la zona en estudio son las planicies, ocupadas por sistemas lacustres en el cuaternario. Posteriormente, fueron desecadas por probables cambios climáticos, desagüe por fallamiento, y un sinnúmero de explosiones volcánicas (depósito de cineritas lacustres) que obliteraron el piso de las fosas, todo lo cual permitió el curso divagante del río Lerma y sus tributarios. De ello quedan evidencias

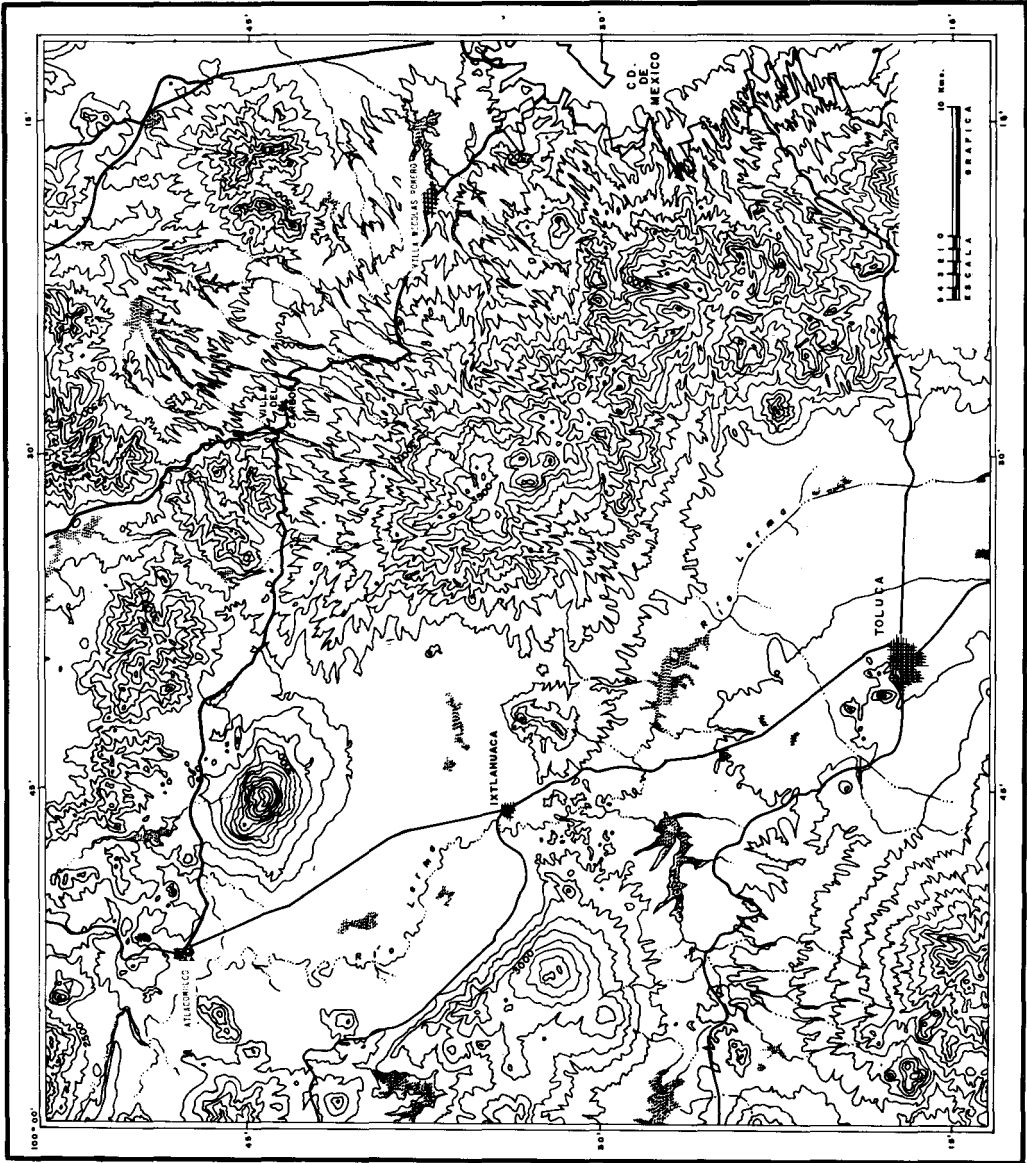


Fig. 1. Ubicación del área de estudio en la porción central del Estado de México.

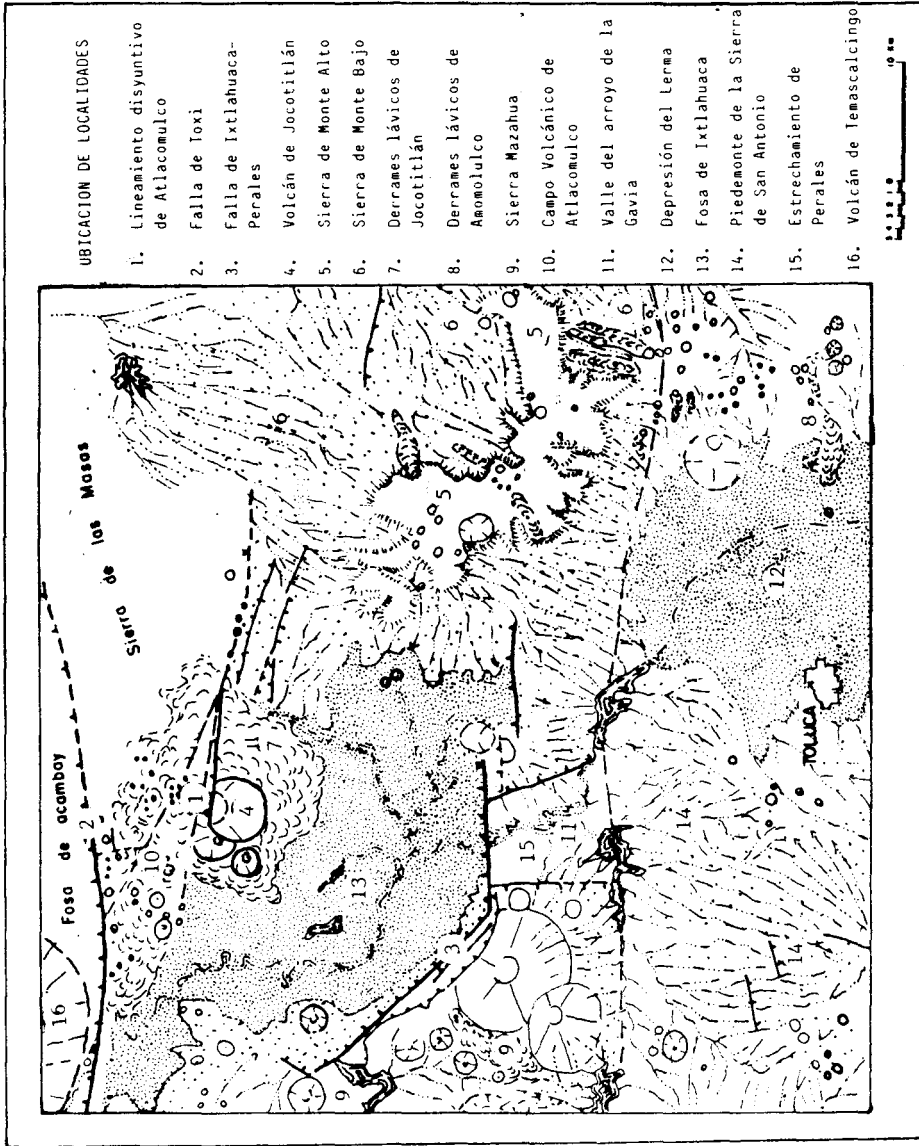


Fig. 2. Ubicación de las principales localidades.

(amplios paleocauces, terrazas acumulativas y erosivas), muy claras en las fotos aéreas y en el campo, que permiten suponer una importante actividad fluvial, que retrabajó los sedimentos lacustres y volcano-lacustres.

Metodología

La interpretación visual de la imagen de satélite (Landsat MSS, banda 7) permite una primera zonificación geomorfológica, un trazado de los lineamientos principales y una aproximación a los patrones del drenaje. La interpretación de las fotos aéreas y de las cartas base, topográficas y geológicas a escala 1:50 000, especialmente a partir de los patrones del drenaje y de las características geomorfológicas del terreno, permiten complementar y precisar en forma acabada la información de la imagen de satélite.

Sobre las cartas topográficas se midió la longitud de las fracturas por área. Con estos valores se construyó la carta de densidad de fracturas (figura 3). Además se clasificó cada fractura (mayor de 1 km), de acuerdo con su longitud y orientación, resultando de ello una rosa de fracturas por cada carta estudiada. Las rosas se construyeron sobre una proyección polar (figura 5).

A partir de esta información se reinterpretó la imagen Landsat, a efectos de verificar la primera interpretación, agregar nuevos lineamientos o bien modificar otros. Finalmente, se elaboraron dos cartas morfoestructurales (figuras 6 y 7) donde se representaron las estructuras disyuntivas y otras morfoestructuras regionales detectadas a través del análisis aquí descrito.

Un enfoque similar ha sido utilizado en México por Lugo y Ortiz (1980a, 1980b), para el análisis geomorfológico-estructural de la región de Cabo Corrientes. En cuanto a la metodología para la construcción de la carta morfoestructural, se planeó a partir de los criterios señalados por Aristarkhova *et al.*, en Demek (1972) y Kostenko (1975).

RESULTADOS

En las imágenes se detectan claramente los lineamientos de gran magnitud, es decir, las fallas de Atlacomulco, Toxi, Ixtlahuaca (figura 2, localidades 1, 2 y 3 respectivamente) así como otras fracturas menores, especialmente en los piedemontes de los

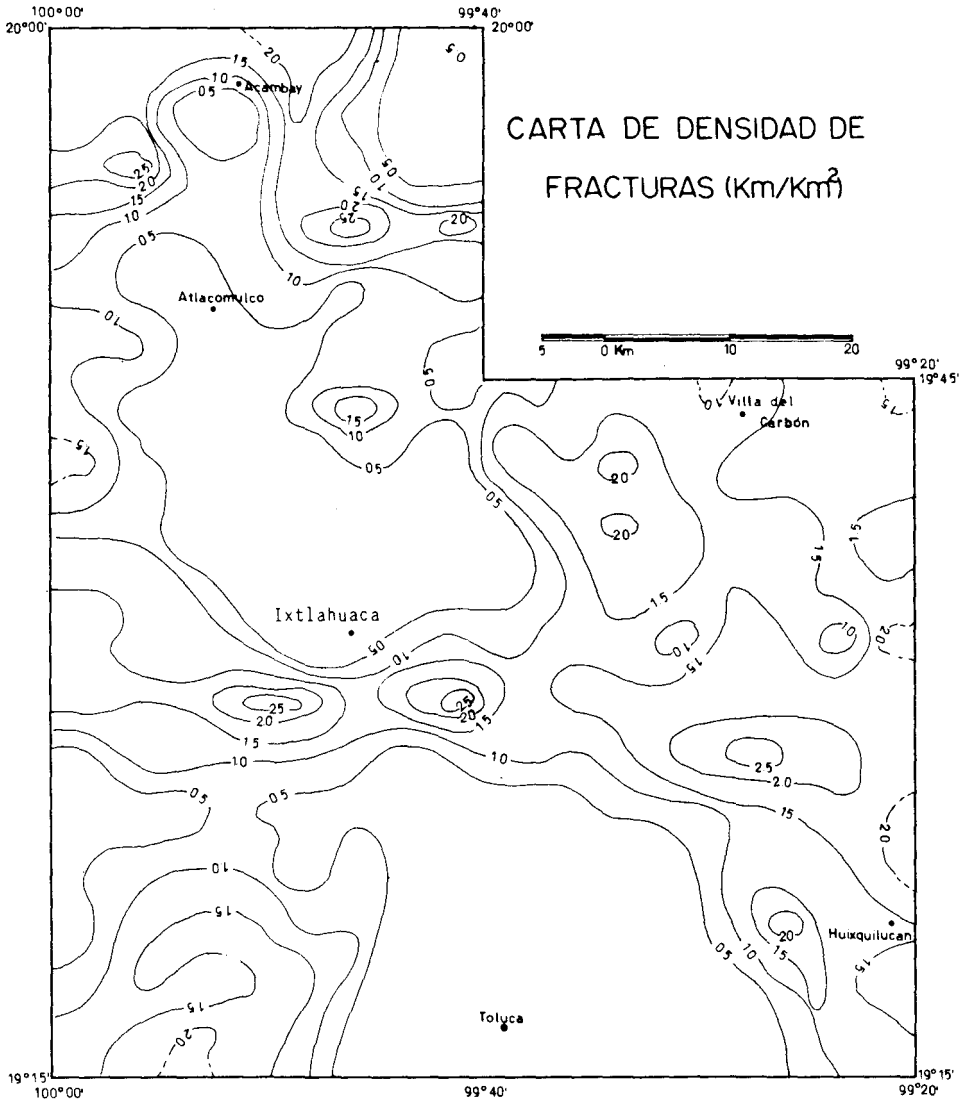


Fig. 3. Evidencia de la relación directa entre la distribución de los valores de densidad de fracturas con la carta de densidad del drenaje de la figura 4.

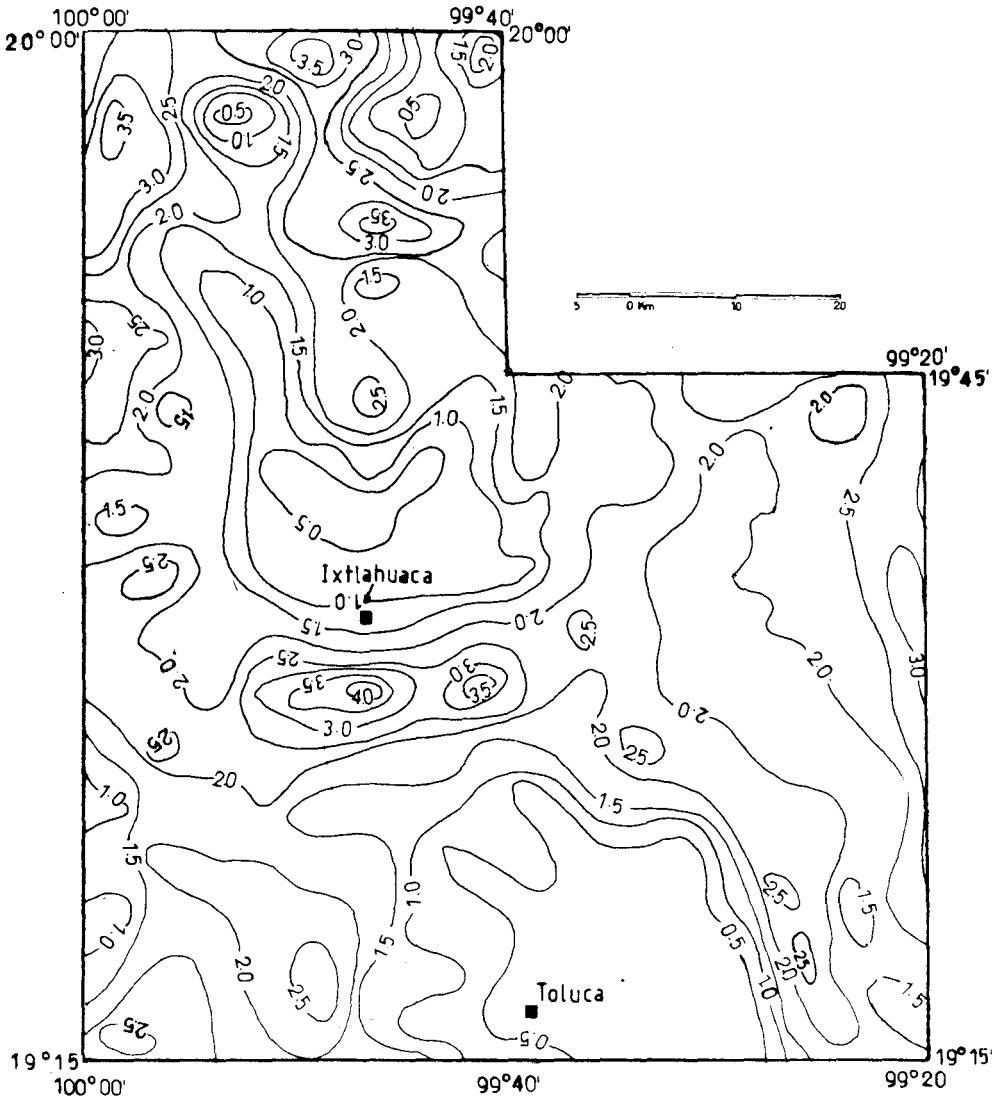



Fig. 4. Carta de densidad de la disección (en km^3/km^2). Zona Toluca-Ixtlahuaca.

ROSAS DE FRACTURAS
(FRECUENCIAS Y LONGITUDES / CLASES)

LONGITUDES (en km).

 1 a 5

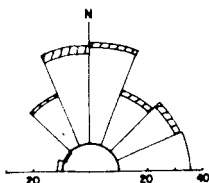
 5 a 10

 > 10

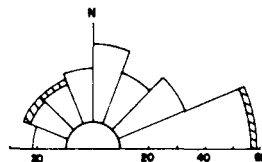


IXTLAHUACA

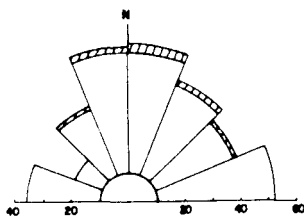
FRECUENCIAS: en abscisas, 1 cm = 10 fracturas



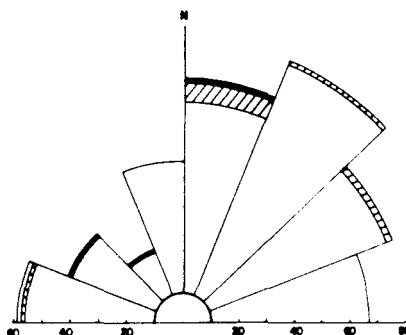
ZINACANTEPEC



ATLACOMULCO



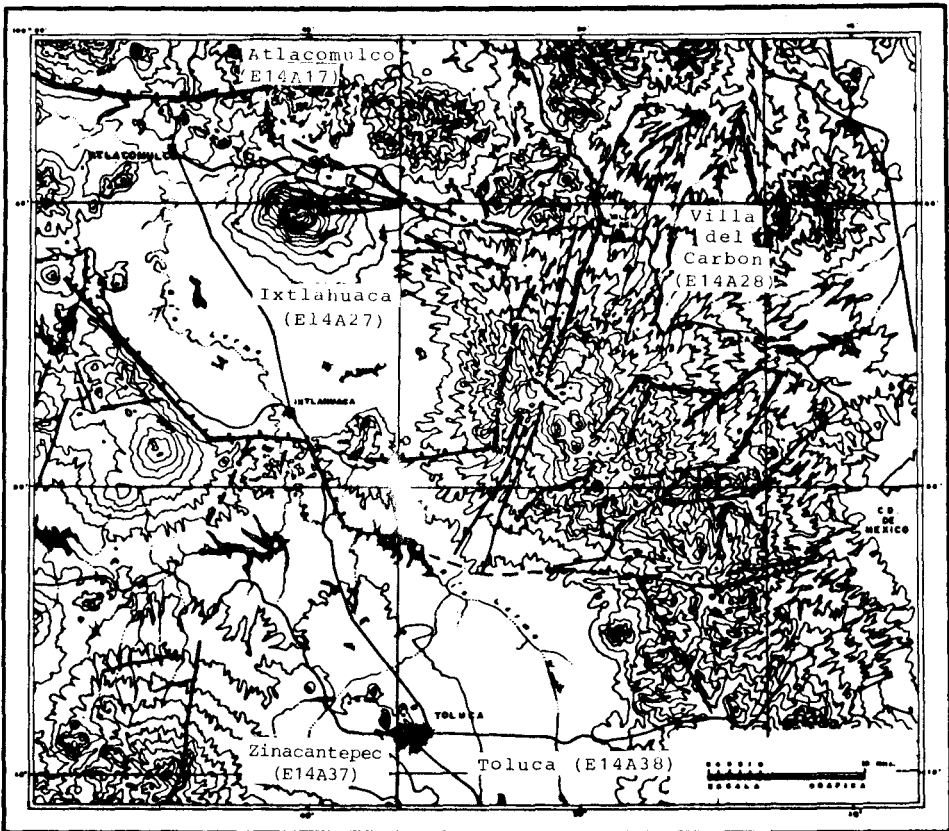
TOLUCA



VILLA DEL CARBON

Fig. 5. Diagramas de rosas del sistema disyuntivo correspondiente a cada uno de los mapas topográfico-geológicos (editados por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática en escala 1:50 000), los cuales cubren la zona de estudio.

Fig. 5. Continuación.



grandes aparatos volcánicos y de las sierras volcánicas más antiguas y disecadas (casos del volcán Jocotitlán y de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, respectivamente (localidades 4, 5 y 6)). Asimismo, es posible delimitar con facilidad los derrames lávicos flúidos (casos Jocotitlán, Amomolulco, localidades 7 y 8), los campos monogenéticos (casos de la Sierra Mazahua, Atlacomulco, localidades 9 y 10) y, obviamente, los grandes volcanes complejos y las planicies de nivel de base. En algunos casos, por tratarse de estructuras disyuntivas muy recientes, el resalto de falla también resulta evidente (muy especialmente, el caso de las fallas de Toxi e Ixtlahuaca, localidades 2 y 3).

Se interpretó una serie de cambios en los patrones del drenaje, así como numerosos casos de capturas, originados por la intensa actividad tectónica y el vulcanismo cuaternarios. El tectonismo, al ocasionar movimientos y cambios en los niveles de base locales, provocó modificaciones en la dirección de los canales de las corrientes que escurren de las sierras vecinas al reconocer nuevos niveles de base. Estos cambios pueden agruparse básicamente en dos categorías:

- a) En los piedemontes de las Sierras de Monte Alto y Monte Bajo (figura 2, localidades 5 y 6) se detectaron numerosos casos de asimetría en los valles (en perfil transversal, una ladera corta y recta y otra larga y convexa), como consecuencia de migraciones del nivel de base (por tectonismo y paulatino desplazamiento de las riberas lacustres); este mismo proceso también ha causado arqueamientos y rodeos de los valles, muy especialmente en la zona de Temoaya.
- b) En las planicies se detectaron casos de inversión del sentido del drenaje. El más importante es el del río Lerma, que en alguna época transcurrió por el actual cauce del Arroyo de La Gavia (figura 2, localidad 11), pero con rumbo meridional. Esta inversión se evidencia en: ángulos de confluencia de tributarios y canal principal contrarios a la dirección actual del drenaje; valles abandonados debido a la migración del nivel de base por hundimientos diferenciales de las fosas (Lerma e Ixtlahuaca, por ejemplo, figura 2, localidades 12 y 13, respectivamente).

Interpretación de las estructuras disyuntivas

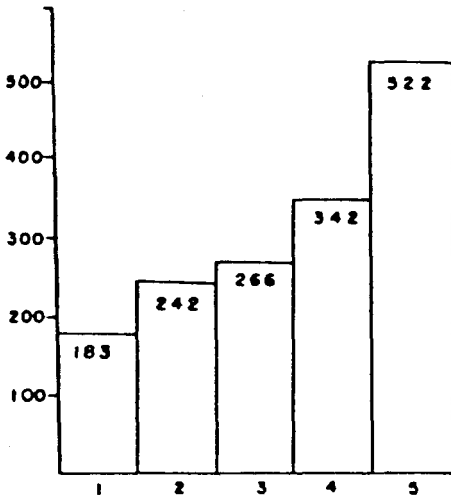
La densidad de fracturas (figura 3) permite estimar la concentración de esfuerzos tectónicos y expresarlos espacialmente. Así, los valores entre 0 y 0.5 km/km² corresponden básicamente a las planicies de nivel de base y a los derrames lávicos re-

cientes. Los valores entre 1.5 y 2.5, corresponden, bien al volcanismo principalmente andesítico de las sierras y aparatos complejos más antiguos, o bien a sus piedemontes tectonizados (caso de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo y de San Antonio, figura 2, localidades 5, 6 y 14 respectivamente). Un caso específico es el "Estrechamiento de Perales" al sur de Ixtlahuaca (localidad 15), donde sedimentos lacustres fueron elevados unos 75 metros sobre el resto de las planicies de nivel base adyacentes y presentan un grado mayor de fractura (hasta un poco más de 2.5 km/km²).

Los valores de entre 0.5 y 1.5 km/km² son representativos de zonas transicionales entre las dos señaladas más arriba.

Por otra parte, si se relaciona esta carta con la de densidad de la disección (figuras 3 y 4), se pueden establecer correlaciones positivas entre la densidad de fracturas y la de drenaje. Ello indica que la disección fluvial está claramente gobernada por los accidentes tectónicos.

También se midió la orientación y longitud de un total aproximado de 1 560 lineamientos (Cuadro 1), correspondientes a cinco cartas base topográficas y geológicas (figura 5).



Referencias

1. Ixtlahuaca
2. Zinacantepec
3. Atlacomulco
4. Toluca
5. Villa del Carbón

Cuadro 1. Cantidad de fracturas en cada hoja en estudio.

A continuación se analizan las rosas de fracturas correspondientes a cada hoja (figura 5).

Ixtlahuaca

En esta rosa se aprecia un número relativamente bajo de fracturas. Esto se vincula directamente con el predominio espacial de la planicie lacustre. Los lineamientos se orientan mayoritariamente entre el norte y el oeste-noroeste, incluyendo una cantidad apreciable de fracturas de entre 5 y 10 km de longitud. En cuanto a los lineamientos con rumbos al este-noreste y este, corresponden a la porción meridional de la zona (falla de Perales) y a sistemas de falla en la Sierra Mazahua, al oeste (figura 2, localidades 15 y 16, respectivamente). Las orientaciones al este y oeste coinciden con los rumbos generales de fallas que limitan fosas en esta porción del Sistema Volcánico Transversal.

Por otro lado, se nota una disminución de lineamientos orientados al norte-noreste, lo que se explica por la presencia del relieve acumulativo de manifestaciones volcánicas cuaternarias (por ejemplo, volcán Jocotitlán, figura 2, localidad 4) cubriendo los bordes de la porción de la fosa con esa orientación.

En esta zona se reporta un total de 183 fracturas, de las cuales 7 tienen una longitud de entre 5 y 10 km, una de más de 10 y el resto de entre 1 y 5 km.

Zinacantepec

La mayor parte de los lineamientos tiene una orientación entre nornoroeste y noreste (clases modales); son también importantes los orientados entre noreste y este. Esta disposición corresponde al piedemonte de la Sierra de San Antonio (figura 2, localidad 14), fuertemente tectonizado. Se trata, en general, de lineamientos sin desplazamientos verticales. Esta disposición casi radial de las fracturas, que controla estructuralmente el drenaje, se interrumpe hacia el oeste, donde los lineamientos también disminuyen abruptamente, debido a la presencia de un relieve volcánico acumulativo reciente, mismo que sepulta la estructura mencionada, más antigua (cartas de densidad de fracturas y de disección, figuras 3 y 4).

En esta hoja se reporta un total de 242 fracturas, de las cuales diez tienen una longitud de entre 5 y 10 km. El resto, de 1 a 5 km.

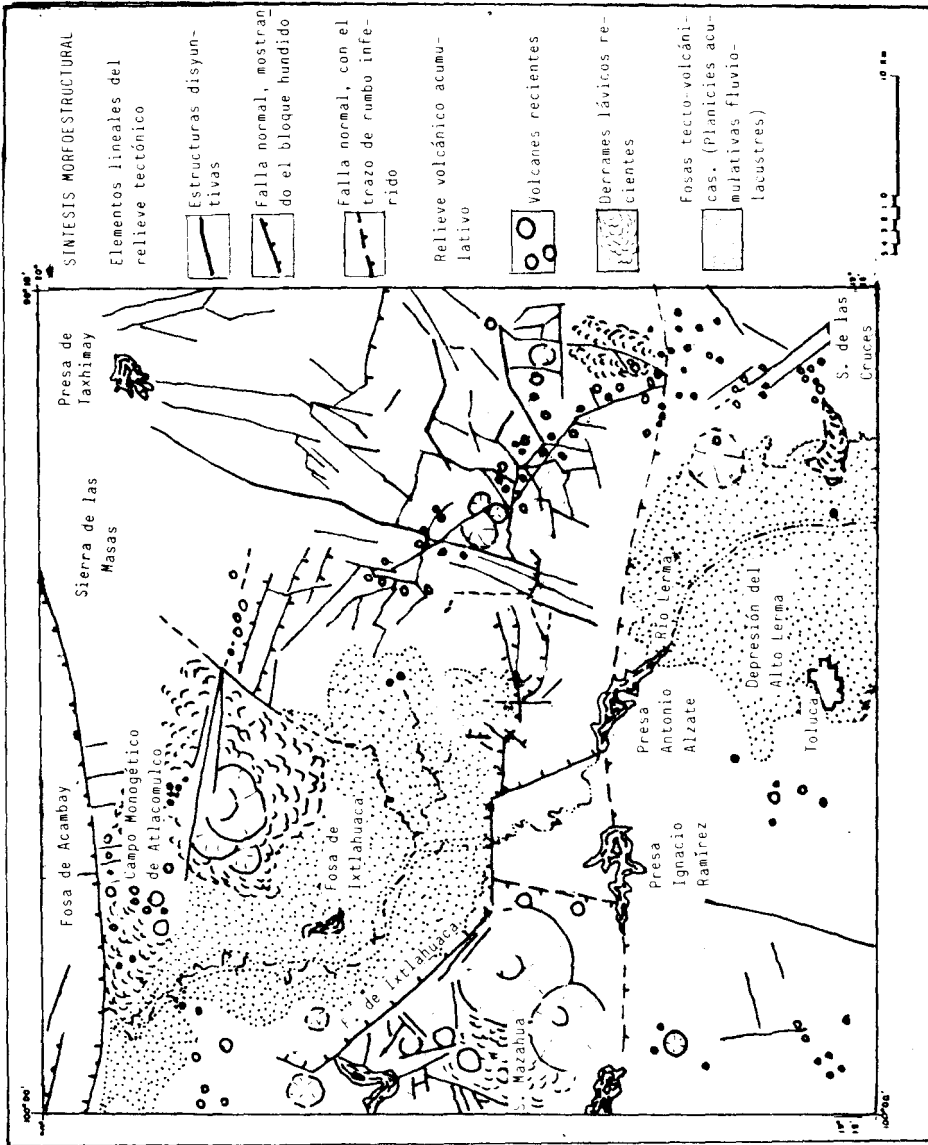


Fig. 6. Mapa morfoestructural simplificado que muestra los principales elementos estructurales del relieve.

Atlacomulco

En esta rosa la clase modal es la comprendida entre el este y el este-noreste, donde además se presenta la mayor cantidad de lineamientos de entre 5 y 10 km. Esto refleja la existencia del sistema disyuntivo de Acambay y Toxi, que limita la fosa de Acambay. La estructura de esta fosa es compleja, ya que en su plano axial se presentan amplias estructuras volcánicas afectadas por lineamientos radiales que se ajustan al fenómeno volcánico (extrusiones y levantamientos dómicos). Todo ello imprime una morfología característica, típica de estructuras activas, muy recientes.

En esta hoja se reporta un total de 266 fracturas, de las cuales seis tienen una longitud de entre 5 y 10 km, dos son de 10 km y el resto, de 1 a 5 km.

Toluca

Varias son las orientaciones dominantes. En primer lugar, entre nor-noroeste y nor-noreste, incluyendo fracturas de entre 5 y 10 km. Estos rumbos corresponden al piedemonte suroccidental de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. En segundo lugar, son igualmente importantes las orientadas entre este y este-noreste, correspondientes a la dislocación más reciente del mismo piedemonte.

Por otro lado, el sector entre nor-noreste y este-noreste coincide con la dirección general del drenaje y posiblemente corresponda al sistema disyuntivo más antiguo. Finalmente, los sectores entre oeste y noroeste corresponden a relieves acumulativos, depósitos que han sepultado las estructuras preexistentes.

El número total de fracturas es de 342, de las cuales nueve son de entre 5 y 10 km y el resto de entre 1 y 5 km.

Villa del Carbón

Esta hoja corresponde a una zona de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, de levantamiento reciente, muy activo. Esto se refleja en un sistema de fracturas mayoritariamente orientado entre norte y este-noreste, que también coincide con la dirección general del drenaje.

La clase más importante es la orientada entre norte y nor-noreste, ya que presenta

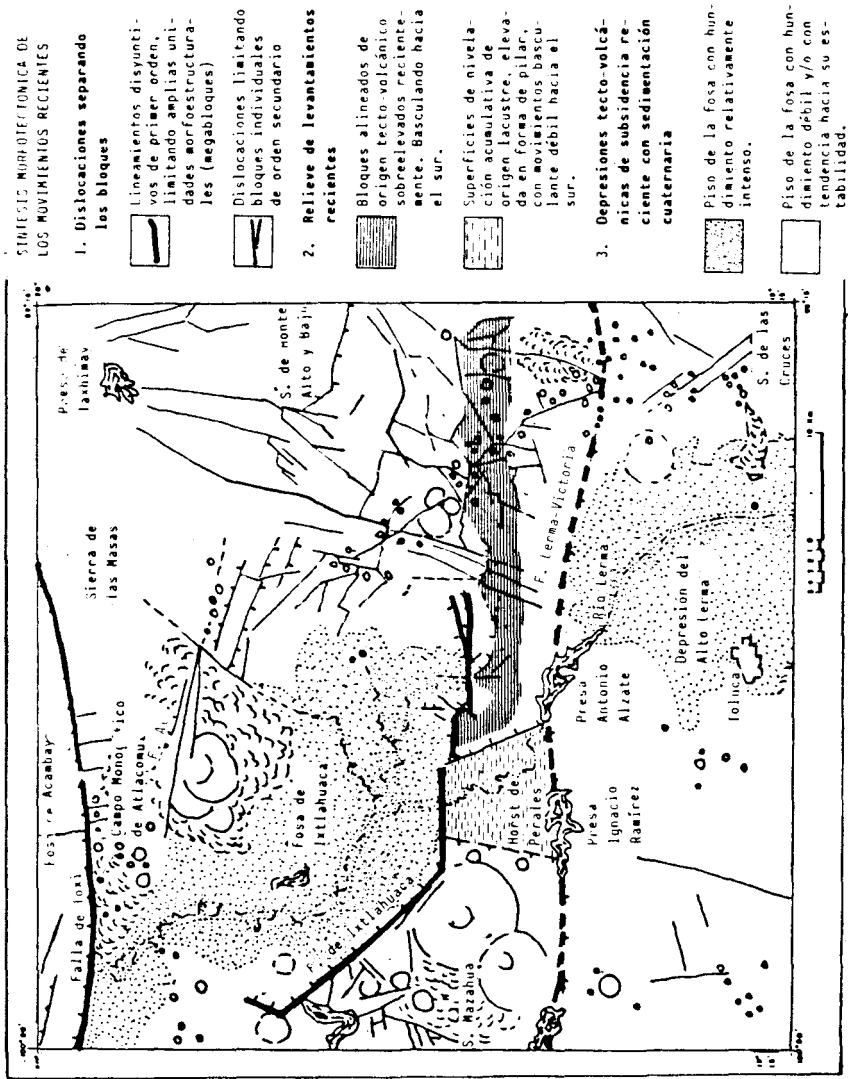


Fig. 7. Mapa morfotectónico simplificado de los movimientos de levantamiento y hundimiento recientes.

numerosos lineamientos de más de 5 y 10 km. Esto se vincula con el conjunto de fracturas norte-sur del Sistema Volcánico Transversal, caracterizado por fallas profundas, que controlan el drenaje, tanto en rumbo como en profundidad.

Las orientaciones entre oeste y noroeste son importantes por la presencia de lineamientos de más de 10 km de longitud. Se vinculan con el sistema disyuntivo más reciente del Sistema Volcánico Transversal (oeste-este) y cortan transversalmente la dirección de las redes del drenaje. Se caracterizan por tener poco desplazamiento vertical, produciendo pilares y fosas de escaso desnivel relativo. Los desplazamientos más evidentes corresponden a bloques hundidos hacia el norte.

Esta zona presenta el mayor número de fracturas: 522, de las cuales, once son de entre 5 y 10 km de longitud, cuatro mayores de 10 y el resto de entre 1 y 5 km.

Interpretación morfoestructural

Se estableció, en primer lugar, una jerarquización de cinco categorías de bloques por altitud relativa y expresión morfológica (superficies cumbrales o interfluviales, densidad y profundidad de la disección de laderas y pendientes relativas). De la primera categoría (bloques de primer orden) son las megaestructuras, grandes pilares o fosas limitados por escarpes de gran magnitud, afectados, estos últimos, por importantes procesos denudatorios (erosión, remociones en masa). En general, limitan ambientes bien contrastados: uno de fuerte disección (pilar) y otro de acumulación intensa (fosa). Las rupturas de pendiente son igualmente marcadas. El contacto entre los megabloques positivos y negativos se verifica generalmente por medio de fallas de primer orden (se describen más adelante).

Las cuatro categorías restantes (bloques de segundo, tercero, cuarto y quinto orden) están subordinadas entre sí, en orden decreciente, de acuerdo con su altitud, pendiente e intensidad de la disección. Estos dos últimos parámetros dependen de factores locales (basculamiento, resistencia de la roca, dimensión de las áreas de captación de aguas, clima/vegetación, etcétera). Estos bloques subordinados están limitados por fallas de segundo orden.

En segundo lugar, se estableció una jerarquía de lineamientos (fallas de primero, segundo y tercer orden). Las fallas de primer orden se caracterizan por ser profundas, de gran extensión longitudinal (decenas de km), debidas a esfuerzos distensivos,

con importantes desplazamientos verticales, lo cual se expresa en notorios escarpes de falla. En general, presentan volcanismo reciente sobre y en una franja adyacente a la línea de falla, pero con mayor frecuencia sobre los bordes de los pilares que sobre las fosas.

Su grado de actividad es persistente en el tiempo. Ello se infiere de los depósitos coluviales al pie de los escarpes de falla, pese a que estos últimos están bien conservados. Asimismo, son evidentes los ramales de fallas secundarias que se desprenden a manera de desgarramientos, del lineamiento principal (de primer orden).

Las fallas de segundo y tercer orden están subordinadas a las de primer orden, de manera análoga al caso de los bloques. Son superficiales (sólo afectan la estructura del bloque subordinado), salvo cuando se presentan en forma de red, en cuyo caso pueden afectar al megabloque. Al igual que las de primer orden, las fallas subordinadas son distensivas, pero su extensión y desplazamiento vertical son menores que en aquéllas. En general, controlan estructuralmente al drenaje.

Además, existen fallas aún menores, no relacionadas con la estructura de bloques, que se manifiestan en el relieve, provocando rupturas de pendiente, depresiones, valles estructurales, etcétera.

Vinculados a los lineamientos, se reconocen tres tipos de escarpes: litológico, erosivo y tectónico, mismos que aparecen combinados en estructuras regionales.

En tercer lugar, se detallaron elementos del relieve, independientemente de las estructuras disyuntivas. Se trata de edificios volcánicos (conos, domos extrusivos); derrames lávicos; relictos de laderas volcánicas terciarias (inactivas tectónicamente, sólo afectadas por la erosión) y zonas de levantamiento conerosivo.

Los bloques de primer orden son las fosas de Acambay, Ixtlahuaca y Toluca, flanqueadas por los también megabloques sierras de Acambay, Mazahua y de Monte Alto y Monte Bajo (figura 7). Limitando a los megabloques señalados, se asocian las siguientes fallas de primer orden: Acambay y Toxi, para el primero; Atlacomulco e Ixtlahuaca-Perales, para el segundo; y Lerma-Victoria (inferida) y Tenango (fuera de la carta) para el tercero (figura 7).

Los tres bloques positivos mencionados definen las zonas de mayor intensidad tectónica, que se expresa en bloques subordinados a aquéllos.

En el flanco norte de Acambay, los lineamientos y bloques secundarios se disponen paralelamente al rumbo de la fosa, con tres niveles tectónicos escalonados y una amplitud de 500 m (altitudes absolutas: 3 000 a 2 500 m). En el flanco sur se define, a manera de pilar, el escarpe de la falla de Toxi, con un desnivel relativo de 150 m. En el piso de la fosa de Acambay se presentan estructuras volcánicas de gran magnitud (caso del Volcán de Temascalcingo, figura 2, localidad 16), fuertemente dislocadas por un sistema disyuntivo de segundo orden, vinculado al sistema Acambay de dirección este-oeste. Tal dislocación genera un conjunto de bloques subordinados, al cual se agregan otros de tercer orden y de mayor antigüedad, dispuestos sobre el flanco norte del volcán, con rumbos radiales (con respecto al centro del cráter).

En el caso de la fosa de Ixtlahuaca, los megabloques que la limitan son claros y bien definidos. Al poniente se sitúa el bloque de primer orden de la Sierra Mazahua, en el cual los bloques subordinados presentes están diferenciados por desniveles relativos de poca magnitud, debido a la acumulación reciente del volcanismo monogenético y la fase distensiva posterior también muy reciente, de tal manera que la erosión lineal aún no ha llegado a profundizar las disyunciones de los bloques secundarios (porción occidental, figuras 2 y 7, localidad 9). La parte nororiental de la fosa está ocupada por el campo monogenético de Atlacomulco, en el cual sobresale el volcán Jocotitlán (figura 2, localidad 4). Dada su juventud y el carácter acumulativo de las lavas, aún no se observa una red disyuntiva considerable, con excepción de las dislocaciones provocadas por la falla de Atlacomulco sobre la ladera norte del Jocotitlán, que además desmembran el malpaís, fragmentándolo según una red de lineamientos subparalelos y convergentes a la falla antes mencionada (rumbo oeste noroeste-este sureste).

El piso de la fosa, constituido por la planicie de origen fluvio-lacustre, presenta valles amplios de desborde, con declive mínimo, poco profundo y de alta sinuosidad meándrica. Todos estos elementos del relieve son indicadores del proceso de hundimiento en las fosas o cuencas sedimentarias (Jain, 1980). Empero, sobre la fosa de Ixtlahuaca se distingue una migración generalizada en la trayectoria de los cursos fluviales y en particular del Río Lerma y tributarios, detectada por antiguos lechos abandonados, por desplazamientos de cuerpos de agua y/o concentración de condiciones palustres a lo largo de subsidencia más intensa, pues el piso de la fosa bascula inclinándose en dirección poniente, según manifiesta la distribución desigual del hundimiento (figura 7).

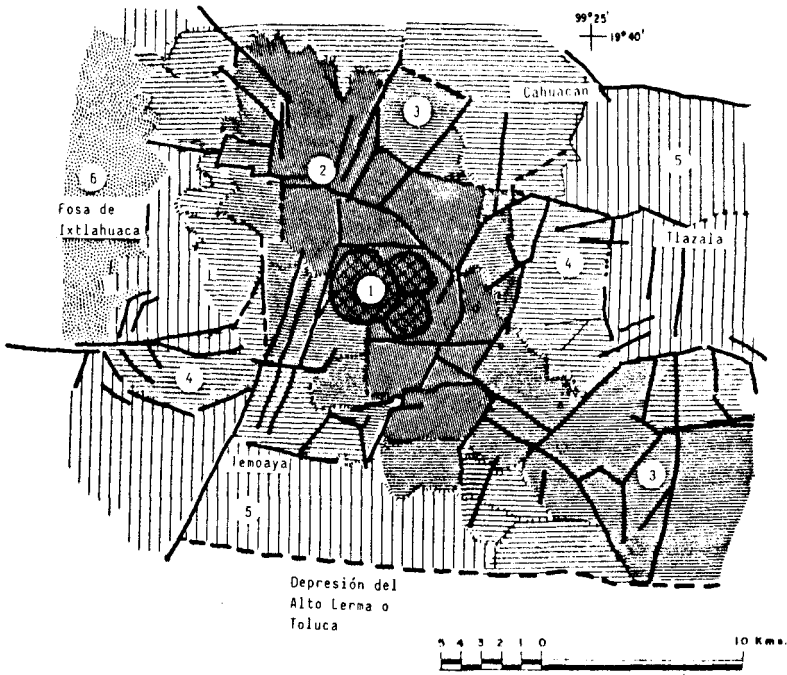


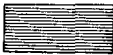


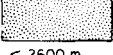


Fig. 8. Carta de Bloques.

- 1  Complejo volcánico de edificios sobreelevados, por arriba de los 3 600 m de altitud sobre el nivel ocupado por el relieve volcánico acumulativo. Complejo tectovolcánico emplazado parcialmente mediante la probable ocurrencia de una estructura dómica.
> 3600 m
- 2  Relieve volcánico acumulativo, con arreglo morfológico de potentes derrames lávicos superpuestos del pleistoceno no diferenciado. Relieve limitado por estructuras disyuntivas y taludes de frentes lávicos, formando estructuras de bloque de orden secundario y escaso desplazamiento entre estos mismos bloques.
3000 a 3600 m
- 3  Relieve de bloques de origen tecto-volcánico y erosivo. Bloques catalogados de tercer orden en función de su disposición altitudinal y distribución marginal. Estas estructuras se caracterizan por la superposición de potentes derrames lávicos que se hayan limitados por amplios desplazamientos tectónicos y escarpes litológicos expresados por taludes de fuerte desnivel y valles de disección profunda, mayor de 100 m.
2900 a 3350 m
- 4  Relieve acumulativo-erosivo de piedemonte y volcanoclástico, dislocado por deformaciones en bloques de origen tecto-volcánico. Además, presencia de cuerpos volcánicos aislados con derrames lávicos. Unidad disecada por barrancos profundos (> 100 m) y de densidad concentrada mayor de 2.5 km/km².
2800 a 3000 m
- 5  Relieve acumulativo-erosivo de piedemonte inferior disecado por valles amplios, de baja y media profundidad de disección (de 10 y < 100 m) con tendencia a un aluvionamiento creciente en la base inferior del piedemonte. De forma escasa y sólo localmente hay evidencias de tectonismo y volcanismo.
2600 a 2800 m
- 6  Llanura acumulativa de nivel base de origen lacustre y esencialmente de material volcanoclástico, constituye el piso de la fosa de Ixtlahuaca (megabloque negativo) en proceso de hundimiento.
< 2600 m

La planicie de Toluca, formada por la depresión del Lerma, está limitada hacia el sur por derrames lávicos cuaternarios, hacia el norte por los piedemontes de las sierras Mazahua y Monte Alto, hacia el este por grandes edificios volcánicos aislados y hacia el oeste, en contacto con el relieve volcánico acumulativo reciente y el flanco terminal del volcán Nevado de Toluca. Por tratarse de volcanismo muy joven, las posibles evidencias de la actividad neotectónica se encuentran cubiertas. Sin embargo, a juzgar por el curso del río Lerma sobre la porción oriental de la planicie, podría inferirse un basculamiento del piso del bloque en ese sentido (figura 7).

El megabloque positivo de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo es el más antiguo de la zona en estudio (plioleistoceno, figura 2, localidades 5 y 6). Los lineamientos subordinados se disponen a manera de una red compleja, integrada por tres rumbos principales yuxtapuestos: NNE-SSW, NW-SE y W-E, este último el más reciente y el menos evidente (figura 8).

El primer juego cruza materialmente el sistema montañoso, sin presentar alineamiento de volcanes vinculado, y controlando el drenaje del piedemonte. El segundo juego cruza el anterior, coincidiendo con el eje orográfico del sistema montañoso; se caracteriza por presentar un alineamiento de numerosos volcanes pleistocénicos asociados, mayoritariamente localizados sobre los parteaguas y disminuyendo hacia los bordes del megabloque. El último juego se caracteriza por originar sistemas de elevación-hundimiento locales, con escaso desplazamiento vertical, pero con escarpes tectónicos bien definidos (figura 8).

En cuanto a los bloques subordinados al megabloque de las sierras antes citadas, destacan dos conjuntos. El primero, de segundo orden, está constituido por una serie de bloques individuales que integran una zona de aislamiento del relieve a los procesos exógenos, a considerable altura (más de 3 000 msnm) con respecto al nivel de base constituido por las fosas que rodean este sistema (aproximadamente 2 600 msnm). Este desnivel permite el desarrollo de ondas erosivas a partir del nivel de base que, aunado a la mayor densidad de fracturamiento en valores que van de 1.5 a más de 2.5 km/km², permite que tal concentración de estructuras disyuntivas se reflejen por medio de una disección más profusa, o sea, valores de densidad del drenaje que varían en un rango de 2.5 a mayores de 3 km/km² (figuras 3 y 4). En los mismos se observa un dominio del corte erosivo de la disección profunda, mayor de los 100 m sobre los bloques de tercero y cuarto órdenes circundantes a la serie de segundo orden en cuestión. De esta manera se construye un escarpe regional que marca el lími-

te de la zona de aislamiento o amortiguamiento erosivo señalada y a la vez el límite entre dos estadios de degradación bien diferenciados: en la zona de aislamiento los procesos son denudatorios y de menor intensidad relativa que en los de segundo, tercero y cuarto órdenes, caracterizados por erosión lineal en pendientes más fuertes, ya que se trata de las márgenes del megabloque. La zona de aislamiento queda entonces como una herencia del relieve original, donde dominan pendientes suaves, de geometría convexa.

El segundo conjunto de bloques está vinculado a la expresión geomorfológica indicadora de levantamientos recientes. Se trata de estructuras dómicas o de bloques alineados de oriente a poniente, dispuestos en el piso altitudinal de montaña por un sistema alternado de elevación-hundimiento locales; éstos últimos, disecados profundamente (normalmente más de 300 m) mediante flujos estrechos que cortan perpendicularmente el rumbo del alineamiento (figura 7). Con rumbo poniente, siguiendo la franja del levantamiento y sobre los depósitos volcanoclásticos y de piedemonte, el relieve se expresa a través de una mayor concentración de la densidad de drenaje de hasta 2.5 km y de la configuración arqueada del patrón de drenaje rodeando el levantamiento. La prueba definitiva es la anomalía en la disposición colgada o suspendida del piedemonte. En el extremo occidental del alineamiento en cuestión, en la zona del "Estrechamiento de Perales" (figura 2, localidad 15) y en el contacto transicional de ambas cuencas tecto-sedimentarias Lerma-Ixtlahuaca, el desplazamiento eleva el lecho lacustre en 75 m sobre el nivel del piso de las fosas, a la manera de un pilar tectónico. De esta manera, el relieve formado por el alineamiento une a los dos megabloques: Sierra Mazahua y Sierra de Monte Alto y Bajo, mediante un puente o pilar estructural.

DISCUSION

La importancia de este tipo de trabajo radica en la posibilidad de detectar evidencias tectónicas a partir, básicamente, de razonamientos morfológicos. La tectónica puede evaluarse en su expresión espacial, en su intensidad y en los contrastes altitudinales de los bloques resultantes.

De esta manera, tal como puede apreciarse en las cartas morfoestructurales, se infirió la existencia de un lineamiento regional, con rumbo general oeste-este, que denominamos Lerma-Victoria. Se trata de una depresión estrecha y alargada, de más de 65 km de longitud, que ocupa la porción más deprimida de la fosa de Toluca y

que ha sido aprovechada para la captación de aguas superficiales mediante la construcción de presas. Este lineamiento se interpreta como una falla, pues constituye el contacto entre varios megabloques positivos y negativos. Su trazo es inferido, ya que no puede apreciarse en la imagen de satélite (salvo en algunos tramos de su porción oriental), por encontrarse sepultado y anegado.

Asimismo, se interpreta una unión a manera de "puente" tectónico entre dos bloques de primer orden: Sierra Mazahua y sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Este puente es de escasa altitud relativa sobre las planicies circundantes (Toluca e Ixtlahuaca) pero sus límites disyuntivos están bien definidos por fallas de primer orden. Este puente es atravesado por el río Lerma, conectando hidrográficamente las dos planicies mencionadas, mediante un probable caso de antecendencia fluvial (Ortiz *et al.*, 1985).

Otro aspecto que realza este trabajo es el reconocimiento de levantamientos locales recientes mediante la interpretación del arreglo de los patrones fluviales y de lineamientos, mismos que no habían sido interpretados, según la información disponible, hasta el momento.

Teniendo en cuenta los aspectos morfológicos relacionados con la conservación de los escarpes, la magnitud de los depósitos al pie de los mismos, los desniveles relativos y distancias de los escarpes a las líneas de falla, podemos deducir edades relativas, dentro de esta actividad neotectónica. Así, la falla de Atlacomulco, que se desprende como falla marginal del sistema Toxi-Acambay, es la más reciente. Ello se observa claramente debido a la ausencia de depósitos al pie, a la definición (claridad, rectitud) del lineamiento y al corte del afallamiento sobre el complejo volcánico de Jocotitlán, que deja como muestra una estructura asimétrica.

Un poco más antiguas que la anterior son las fallas Toxi-Acambay, por presentar coluvios al pie del escarpe (aunque no estén disecados); probablemente contemporánea de éstas es la falla de Perales, pero de mucho menor magnitud. La más antigua, teniendo en cuenta el volumen de coluviones y proluviones, ya totalmente disecados, es la falla de Ixtlahuaca. Sin embargo, si se considera que es una falla profunda que controla la tectónica regional, puede inferirse que esta falla es aún activa, o bien que su actividad ha persistido durante un lapso muy prolongado.

En cuanto a la falla inferida Lerma-Victoria, no es posible asignarle alguna edad,

ya que se encuentra sepultada por la interdigitación de depósitos de piedemonte de acumulación rápida.

Finalmente, y a modo de conclusión, es posible señalar algunas características acerca de un balance general de los procesos de erosión-acumulación en función de la intensidad de la actividad tectónica. En todos los megabloques se observa una mayor intensidad de procesos erosivos sobre sus bordes y una mayor acumulación al pie de los escarpes. Por otro lado, la actividad erosiva disminuye, relativamente, en las zonas internas de los bloques, a pesar de tener una gran altitud absoluta y relativa sobre el nivel de base regional.

AGRADECIMIENTOS

Se agradecen las sugerencias del Dr. José Lugo y la colaboración de los estudiantes René Ceceña Alvarez e Iván Cuéllar del Aguila en la elaboración del material cartográfico.

BIBLIOGRAFIA

- BASHENINA, N. V., L. B. ARISTARKHOVA and A. A. LUKASHOV, 1972. Methods of morphostructural analysis in geomorphological mapping. Manual of Detailed Geomorphological Mapping, J. Demek (Ed.) Academia Praga.
- CSERNA, Z. de, 1974. La evolución geológica del panorama fisiográfico actual de México. *En: El Escenario Geográfico*, Depto. de Prehistoria, INAH, México.
- JAIN, V. E., 1980. Geotectónica general. Parte 1. Editorial Mir, Moscú.
- KOSTENKO, N. P., 1975. Geomorfología estructural. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- LUGO, J. I. y M. A. ORTIZ, 1980a. Análisis geomorfológico estructural del conjunto montañoso de la región de Cabo Corrientes, Jalisco. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, LXI, 1 y 2, 1-14.
- LUGO, J. I. y M. A. ORTIZ, 1980b. Análisis de la densidad y frecuencia de fracturas en el conjunto montañoso marginal al Océano Pacífico, entre Bahía de Banderas y Punta Peñitas. Tercera Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia. Memoria 1. Comisión Federal de Electricidad, México.
- LUGO, J. I., 1981. La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal. *Bol. Inst. Geog.*, 11, UNAM, México.

ORTIZ, M. A., G. H. BOCCO, J. C. MOYA y J. J. ZAMORANO, 1985. Una interpretación de los depósitos recientes en el bloque de Ixtlahuaca, Edo. de México. Memoria del X Congreso Nacional de Geografía. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Morelia, 29-46.