

ESTRUCTURA

RASGOS GENERALES

Ya se han mencionado brevemente en capítulos anteriores, las principales relaciones estructurales entre las diferentes rocas metamórficas, sedimentarias, volcánicas e ígneas intrusivas de la región cartografiada, al hablar de las relaciones de cada unidad litológica con las unidades infra y suprayacentes. También se han descrito en las secciones correspondientes a cada unidad, algunos detalles estructurales de menor importancia dentro de las mismas unidades. Por consiguiente, en este capítulo se trata principalmente de los rasgos estructurales regionales que afectan a más de una formación o unidad litológica. Aunque estos rasgos se muestran en el mapa geológico de la lámina 1, se aprecian con dificultad debido a la gran masa de detalles estratigráficos, hidrográficos y geográficos que muestra dicho mapa. Por consiguiente, se elaboró un diagrama a escala reducida y mucho más sencillo que ilustra casi exclusivamente los rasgos estructurales (lám. 3). Este diagrama da la ubicación, tipo y nombre (si lo tiene) de cada rasgo estructural. Con el objeto de poder apreciar la tercera dimensión de dichos rasgos, se incluyen las secciones geológicas de la lámina 2, que se han reproducido a la misma escala que la del mapa geológico.

Todas las unidades litológicas anteriores a la Formación Morelos ocupan áreas muy pequeñas del mapa geológico y proporcionan poca evidencia que ayude a descifrar claramente cualquier sistema estructural regional más antiguo que el impreso en ellas después del depósito de la formación cretácica más joven (Mexcala). El Esquisto Taxco fue metamorfozido fuertemente hasta el grado de producir una esquistosidad bien definida, antes de que se depositara la próxima unidad suprayacente, ya que bloques de esquisto se presentan en el conglomerado basal de todas las formaciones que descansan directamente sobre el esquisto. Sin embargo, el autor no estudió dicha unidad con suficiente detalle para descifrar el sistema regional de deformación. La esquistosidad parece tener en promedio una orientación hacia el oriente o al noreste y muestra buzamientos relativamente bajos, lo que hace sospechar que las rocas originales fueron comprimidas en pliegues fuertemente recostados. Después del desarrollo de la foliación principal, fueron emplazados diques andesíticos y vetas de

cuarzo, puesto que éstos atraviesan los "estratos" del esquistos. Movimientos posteriores los dislocaron en segmentos y produjeron en el esquistos una crenulación marcada.

Las unidades litológicas entre el esquistos y la Formación Morelos indican únicamente que ocurrieron amplios combamientos en grado suficiente para producir discordancias locales entre ellas, de acuerdo con las ideas expresadas en capítulos anteriores.

Los principales rasgos estructurales regionales que se observan y pueden descifrarse hoy día, son pliegues producidos en las rocas cretácicas y más antiguas en una época anterior al depósito del Grupo Balsas, así como fallas producidas después del período de plegamiento principal, pero antes de terminarse la acumulación del Grupo Balsas. Otros rasgos estructurales importantes son fallas posteriores, algunas de edad pleistocénica tardía y reciente, pero quizás el rasgo más importante es la profunda fractura de la corteza definida por la Zona Neovolcánica. En relación con el fallamiento terciario puede mencionarse el combamiento ancho y la inclinación de segmentos de la corteza. Estos son los rasgos estructurales que se describen con más detalle en los capítulos que siguen.

PLIEGUES

Descripción de las clases y orientaciones de los pliegues

Los rasgos estructurales regionales más notables en la región son los pliegues mostrados por las rocas cretácicas. Las posiciones aproximadas de los trazos de los planos axiales de anticlinales y sinclinales, junto con los nombres de los anticlinales y sinclinales grandes, se dan en la lámina 3. La cubierta de rocas terciarias y cuaternarias que existe en gran parte de la región impide seguir en toda su longitud los ejes de todos los pliegues y hace que el cuadro estructural resulte mucho menos completo de lo que sería de desear. La constitución geológica de los pliegues puede obtenerse al comparar la lámina 3 con el mapa geológico de la lámina 1, y la naturaleza de cada uno de los pliegues puede observarse en las secciones de la lámina 2.

Al sureste de la gran falla de Jojutla y en la parte suroccidental de la región cartografiada los ejes de pliegues están orientados al noroeste, mientras que los de las partes central y nororiental de la región se orientan más hacia el norte, en tanto que el gran anticlinal de Tecumán vira hacia el nor-noreste entre Tecumán y Tepoztlán. El pequeño anticlinal situado al oriente del lago

de Tequesquitengo está orientado hacia el noreste y lo mismo ocurre con el pequeño anticlinal situado un poco al poniente de Acuitlapán, al noreste de Taxco.

La mayoría de los pliegues son relativamente cortos y buzan por sus dos extremos. El anticlinal de Tecumán, con su extensión probable en el anticlinal de Tlaltizapán al sur de la falla de Jojutla, es la estructura más continua de área, midiendo 40 km. de longitud expuesta, pero se extiende sin duda varios kilómetros más al norte debajo de la cubierta terciaria, así como fuera del límite del mapa hacia el sur. El anticlinal de Coxcatlán de la parte suroccidental del área tiene unos 22 km. de longitud dentro del mapa y se extiende por una distancia desconocida hacia el sureste fuera del mapa. El anticlinal de Tuxpan, más al sur, tiene 17 km. de longitud, tal como se muestra en el mapa, y podría continuar hacia el noroeste cuando menos hasta Taxco, en cuyo caso tendría un mínimo de 27 km. de longitud; además, continúa al otro lado de la falla de Tuxpan por una distancia desconocida hacia el sureste fuera del mapa. Por otro lado, muchos pliegues pequeños aparentemente no tienen más de 2 ó 3 km. de longitud.

Los ejes de los pliegues característicamente se muestran curvados o sinuosos a lo largo de su rumbo y sus charnelas suben y bajan irregularmente. Al noreste de Tlaxiapotla, o sea al sur de la falla de Jojutla, varios anticlinales pequeños mueren y dan lugar a sinclinales más grandes, y pequeños sinclinales mueren para formar anticlinales más grandes. Tanto los anticlinales como los sinclinales se dividen localmente en ramales.

La gran irregularidad de los pliegues individuales puede ilustrarse de la mejor manera mediante la descripción particular de alguno de ellos; un buen ejemplo lo constituye el anticlinal de Tecumán-Tlaltizapán (lám. 3 y secciones de A-A' a G-G' y L-L' de lám. 2). Este anticlinal se extiende hacia el norte desde Tlaltizapán (F-7) a Barranca Honda (E-7), en donde vira hacia el noreste hasta la latitud de Tepetlapa (C-8), lugar en que lo cubren las rocas volcánicas de la Formación Tepoztlán y del Grupo Chichinautzin, del Terciario y del Cuaternario, respectivamente. Al norte de Tecumán (E-7) dicho anticlinal está fuertemente recostado hacia el poniente, al grado de formar un gran pliegue recumbente. Desde Tecumán hacia el sur, por otro lado, el anticlinal buza gradualmente y se transforma en un anticlinal normal amplio, en el nivel expuesto por los afloramientos.

La parte del anticlinal de Tecumán que se halla al sur de la falla de Jojutla (G-7) y que se muestra como el anticlinal de Tlaltizapán en las secciones G-G' y L-L' de la lámina 2, está levantada y su afloramiento representa un nivel más

profundo dentro del anticlinal que el nivel que se presenta inmediatamente al norte de la falla de Jojutla. Es un anticlinal amplio y grande, con algo de recostamiento de ambos flancos. Algunas partes del anticlinal de Tlaltizapán muestran una estructura incipiente en abanico (véanse secciones D-D' y L-L' de lám. 2), la que claramente se demuestra al trazar los buzamientos en el campo. Así es que el anticlinal de Tecumán-Tlaltizapán está recostado tanto al oriente como al poniente y cambia de una dirección a la otra a lo largo de su rumbo.

El valle del río Yautepec está erosionado en el interior del anticlinal de Tecumán, hasta llegar a la zona radical al norte del pueblo de Tecumán, pero el núcleo está oculto por rocas más jóvenes. Los afloramientos en el costado occidental del valle del río Yautepec consisten en rocas que aparentemente corresponden a la parte inferior de la Formación Morelos. Esto sugiere que la zona radical del núcleo del anticlinal podría consistir en la anhidrita de fácil erosión que se presenta en la base de la Formación Morelos, así como en las capas delgadas de la Formación Xochicalco infrayacente.

El sinclinal de San Gaspar, con su continuación en el sinclinal de Santa María al sur de la falla de Jojutla, es paralelo al flanco occidental del anticlinal de Tecumán en su pie occidental. Este sinclinal también representa un buen ejemplo de la irregularidad de las estructuras de la región. Su porción septentrional es relativamente ancha y está recostada hacia el poniente (secciones de A-A' y D-D' de lám. 2), pero más al sur parece cambiarse en un sinclinal normal, ancho y poco profundo (sección F-F'). En la parte septentrional de dicho sinclinal se observa una estructura en abanico. Al sur de la falla de Jojutla (véase sección L-L') la extensión llamada Santa María del sinclinal de San Gaspar aparece en forma de un pliegue en abanico estrecho, con los flancos recostados en direcciones opuestas. Los afloramientos en esta parte son buenos y continuos, de manera que la interpretación está firmemente apoyada por observaciones directas. Otros ejemplos de recostamiento, tanto al oriente como al poniente, así como pliegues en abanico, están ilustrados en las secciones geológicas de la lámina 2.

El conocimiento de los detalles estructurales menores permite determinar la constitución estructural global de una región determinada. Para este propósito se necesita un control estratigráfico excelente y hay que efectuar un levantamiento regional detallado. Debido a los afloramientos discontinuos y esporádicos de la región cartografiada, así como a la escasez de horizontes de referencia en las rocas sedimentarias, no se estudiaron detenidamente los rasgos menores de los pliegues y no se han mostrado en las secciones de la lámina 2.

Las pequeñas flexiones en las Formaciones Morelos y Cuautla de estratificación gruesa, generalmente son estrechamente redondeadas y poco numerosas, mientras que en las rocas de estratificación más delgada, tanto arriba como abajo de estas dos formaciones, las flexiones son angulares o del tipo de chevrón o en V, siendo muchos de ellos casi isoclinales. Sin embargo, aun ciertas partes de las Formaciones Morelos y Cuautla presentan pequeños pliegues en chevrón. El plegamiento interno de las Formaciones Xochicalco y Mexcala es particularmente intrincado y no pudo cartografiarse en detalle. Por consiguiente, se indican en las secciones de la lámina 2 de una manera más bien diagramática. En muchas partes de la Formación Mexcala en los sinclinales que tienen los pliegues más cerrados se encuentran fallas inversas o de empuje en muy pequeña escala, con dislocaciones variables de unos pocos centímetros a varios metros.

Tanto el plegamiento intenso como el fallamiento inverso o de empuje en pequeña escala son característicos de la Formación Mexcala en sitios donde ésta cubre al esquisto en las cercanías de Taxco, y se produjo a lo largo del contacto un deslizamiento considerable de la unidad superior. Movimientos de esta clase pueden considerarse como de despegue (*décollement*) en pequeña escala. Sin embargo, la principal estructura encima del esquisto es anticlinal y el esquisto mismo, por tanto, se supone que fue arqueado hacia arriba durante el plegamiento de las rocas cretácicas.

Origen y edad de los pliegues

El rumbo predominante de los pliegues en la región se acerca al nor-noroeste. La única excepción importante a esta regla general es el gran anticlinal de Tecumán, que vira hacia el nor-noreste en la mitad septentrional de su área de afloramiento. Puede sugerirse la suposición de que este anticlinal continúa en la misma dirección nor-noreste por debajo de la Formación Tepoztlán hasta el borde del mapa geológico, donde pudiera unirse con los anticlinales de Ayala y de San Carlos, que tienen orientación casi al norte y son más pequeños, si estos últimos continuaran hacia el norte hasta dicho punto, por debajo de la cubierta terciaria. Al unirse, estas estructuras podrían morir o transformarse en otras estructuras con orientación al nor-noroeste, en vista del hecho de que los primeros pliegues en rocas idénticas que aparecen más al norte saliendo por debajo de la cubierta terciaria cerca del límite entre los Estados de México e Hidalgo a unos 100 km. directamente al norte del cerro de Otlayuca (cuad.

B-8 y fig. 2), también tienen orientación al nor-noroeste (Segerstrom, en prensa).

Se puede pensar, por consiguiente, que los pliegues fueron originados por una compresión subcortical profunda, traducida en la superficie por fuerzas euectas que actuaron en las direcciones este-noreste y oeste-suroeste. Bajo tales condiciones y de acuerdo con un elipsoide de compresión hipotético, los pliegues tendrían una orientación al nor-noroeste, las fracturas de cizallamiento tendrían orientaciones casi de nor-noreste y de oeste-noroeste, mientras que las fracturas tensionales estarían orientadas casi al este-noreste. En vista del hecho de que el basamento cristalino tiene relieve marcado debajo de la cubierta mesozoica, y considerando que las unidades cretácicas y especialmente la Formación Cuautla son algo lenticulares y variables en espesor de un lugar a otro, no puede esperarse en las rocas superficiales un plegamiento uniforme en respuesta a una profunda compresión subcortical. Las irregularidades en los rumbos axiales de los pliegues se piensa que se deben principalmente a la gran variabilidad de dichos factores en las rocas del basamento y las suprayacentes.

Indudablemente la paleopenínsula de Taxco actuó en forma de contrafuerte, alrededor o sobre del cual fueron empujadas las rocas mesozoicas. El plegamiento en la caliza sobre y alrededor de la península tuvo una intensidad menor que en otras partes de la región, quizás debido a la falta de rocas incompetentes entre el esquisto y la caliza. Al noreste y al suroeste de Taxco aparecen estructuras transversales anómalas, probablemente como resultado de la presencia de dicha península rígida, alta y antigua. Surge la tentación de atribuir el cambio de rumbo del anticlinal de Tecumán, del sinclinal adyacente de San Gaspar y del anticlinal de Xiutepec, asimismo a la presencia de otra masa cristalina alta en las cercanías de Cuernavaca o no muy lejos de ahí hacia el noroeste. Un macizo de esta clase pudiera haber servido de contrafuerte, desviando de su orientación general al nor-noroeste, las estructuras de la región. La presencia de un área de basamento alto en dicha localidad en tiempos cretácicos estaría apoyada por el adelgazamiento marcado de la Formación Cuautla hacia el poniente, desde 750 m. cerca del cerro de Las Tetillas (cuad. D-7) hasta unos 300 m. en la loma al sur de Xiutepec (cuad. D-6). Los cuerpos intrusivos de Coxcatlán y de Buenavista, así como el tronco de Colotepec, pudieran haber actuado en forma de núcleos resistentes que redujeran la intensidad del plegamiento encima de ellos, causando desviaciones ligeras en la orientación de los pliegues cercanos, siempre y cuando el emplazamiento de dichos cuerpos hubiese tenido lugar en el Cenomaniano tardío o el Turoniano temprano.

Otros dos factores contribuyeron al plegamiento irregular de la región. Uno fue la delgadez relativa de la cubierta encima de la Formación Cuautla durante el plegamiento. La Formación Mexcala estuvo a flor de tierra cuando comenzó el plegamiento y a medida que los pliegues se desarrollaron, se iban erosionando rápidamente en las partes levantadas. La ausencia de una presión confinante debida a la falta de una cubierta sedimentaria gruesa permitió que variaciones locales de litología produjeran estructuras secundarias aberrantes en las rocas cercanas a la superficie. El segundo factor fue la presencia de anhídrita en la parte inferior de la Formación Morelos. La distribución subterránea de la anhídrita se conoce muy incompletamente, ya que no se han perforado pozos profundos en la región. Sin embargo, la anhídrita aflora cerca de Tilzapotla (cuad. I-5) y se sabe que es un miembro grueso en las cercanías de Huitzoco, localizado sólo 20 km. más al sur (fig 2). Se piensa que continúa hacia el norte hasta el lago de Tequesquitengo, continuando en dirección nor-noreste hasta Tepoztlán y desde allí probablemente casi al oriente.

El efecto de la anhídrita sobre los pliegues en las rocas suprayacentes debió haber sido grande, ya que hubiera actuado como un horizonte de resbalamiento, fomentando el despegue (*décollement*) y hubiera escurrido hacia arriba en las raíces de los pliegues. El anticlinal recostado anómalo de Tecumán se piensa que debe su naturaleza parcialmente a la presencia de anhídrita en la base de la Formación Morelos y también pudiera haberse formado de la misma manera el pequeño anticlinal anómalo que se presenta al oriente del lago de Tequesquitengo. Posiblemente el plegamiento en abanico, mencionado anteriormente, pudiera haber sido intensificado como resultado de la movilidad de la anhídrita en la zona radical de los pliegues.

La edad del plegamiento principal en la región cartografiada no puede determinarse dentro de límites estrechos únicamente a base de la evidencia de campo local. Obviamente es más joven que la Formación Mexcala, que parece no ser más reciente que el Santoniano o el Campaniano, y es más antigua que el Grupo Balsas, cuya parte basal se piensa que pertenece al Eoceno tardío. Los pliegues estuvieron profundamente erosionados y el anticlinal de Tecumán quedó excavado en forma de valle casi hasta el grado actual, antes de que el Grupo Balsas comenzara a acumularse y rellenar dicho valle, de acuerdo con la presencia de capas del Grupo Balsas al oriente y noreste de Tecumán (cuad. E-7). Los pliegues en el Estado de Morelos forman parte de la gran faja de rocas jurásicas y cretácicas plegadas que componen la Sierra Madre Oriental, que se extiende desde la frontera de México con Texas hasta el límite de Gua-

temala (fig. 3). Se piensa que todos estos pliegues se formaron en respuesta a las mismas fuerzas tectónicas y en el mismo intervalo de tiempo.

En la región costera del Golfo de México hacia el noreste de Morelos, donde rocas marinas del Terciario inferior yacen sobre formaciones del Cretácico Superior, Böse y Cavins (1927, p. 142) citaron evidencia en el sentido de que el plegamiento de la Sierra Madre Oriental ocurrió durante el Eoceno medio y tardío. Trabajos subsecuentes confirmaron esta conclusión y fueron mencionados por Muir (1936, p. 140) en apoyo de una edad eocénica media para el período principal de plegamiento. Muir agregó que entre las capas eocénicas superiores y las capas eocénicas medias existe una discordancia angular. Heim (1940, p. 347) aseveró que el plegamiento principal de las serranías frontales de la Sierra Madre Oriental en el oriente de San Luis Potosí (fig. 1) es de edad post-Chicontepec, o sea post-paleocénica. No se sabe a ciencia cierta si el plegamiento comenzó con mucha anterioridad más al suroeste, aunque cuando menos, el área emergió del mar mucho antes del final del Cretácico. No obstante, el autor también se inclina por una edad entre el Eoceno temprano y medio para el plegamiento principal de las rocas mesozoicas en la región cartografiada, aunque el combamiento inicial probablemente comenzó en el tiempo maestrichtiano.

FALLAS

Sin duda alguna, el fallamiento se repitió en distintas épocas durante los tiempos cenozoicos, pero son pocas las fallas a las que se les ha podido fijar la edad dentro de límites estrechos. Todas las fallas observadas muestran una componente grande de desplazamiento vertical, probablemente con algo de movimiento horizontal a lo largo de las fallas de edad terciaria temprana. Muy pequeñas fallas inversas o de empuje, locales y menores de 1 ó 2 m. de desplazamiento, cortan la Formación Mexcala en muchos lugares. Las fallas más antiguas reconocibles, si se excluyen las que afectaron al Esquisto Taxco y no fueron estudiadas, atraviesan las rocas cretácicas, pero no dislocan las unidades terciarias. Las relaciones en distancia con el Grupo Balsas y con las rocas cretácicas, así como el buzamiento progresivamente menor hacia arriba en el Grupo Balsas, sugieren que estas antiguas fallas permanecieron en actividad durante la acumulación de la parte más antigua del grupo. Otras fallas cortan el Grupo Balsas y las series volcánicas terciarias y aún otras cortan la Formación Cuernavaca, el Grupo Chichinautzin y los depósitos cuaternarios no consolidados.

Fallas post-cretácicas y pre-Balsas o del Balsas temprano

Una de las fallas antiguas, nombrada aquí falla de Tuxpan, se encuentra en la parte suroccidental de la región cartografiada (lám. 3). Su rumbo es al noroeste por una distancia de unos 15 km., dividiéndose después en tres ramales, cuando menos, que al final se pierden en la Formación Mexcala. Un poco al norte de Taxco Viejo, en la misma región, existen varias otras fallas que pudieran pertenecer a dicho sistema y lo mismo puede decirse de algunas pequeñas fallas del distrito de Taxco. Sin embargo, las fallas que limitan el Esquisto Taxco hacia el norte no son parte del sistema de Tuxpan y se describen en un párrafo posterior. El desplazamiento vertical sobre la falla de Tuxpan puede ser del orden de 400 a 600 m. en su extremo suroriental, donde las Formaciones Mexcala y Xochicalco quedan en contacto entre sí, pero es menor más al noroeste y con toda probabilidad desaparece gradualmente. Pudiera existir también desplazamiento horizontal, aunque esto no pudo comprobarse. Los lados hundidos de las varias fallas que componen dicho sistema son los suroccidentales y los australes.

Otra antigua falla que corta las rocas cretácicas y está sepultada por las capas del Grupo Balsas se halla al norte y al oriente de Acuitlapán (cuad. C-2) y aquí se denomina falla de Acuitlapán. Es compleja y tiene varios ramales; algunas partes de ella se pierden hacia el oriente en la Formación Mexcala. Si se considera que la Formación Mexcala está en contacto con la Formación Acuitlapán en la parte central de la falla, el desplazamiento vertical posiblemente pueda exceder de los 1,500 m. y también pudiera haber una componente horizontal. Debido a la complejidad del plegamiento y a la falta de horizontes de referencia en la Formación Mexcala, los ramales orientales de la falla no pueden trazarse con seguridad. El ramal que se dirige hacia el oriente probablemente continúa cuando menos hasta las cercanías de Teacalco, donde parece limitar el cerro compuesto por la caliza Morelos, hacia el norte, poniéndola en contacto con la Formación Mexcala hacia el sur, aunque la línea misma de falla está cubierta por formaciones terciarias. Si el ramal con rumbo al sureste continuara más adelante de lo señalado en el mapa, representaría una falla en bisagra con inversión de desplazamiento, siendo el lado septentrional el lado hundido en el extremo suroriental de la falla. Esta falla también pudiera tener una componente grande de desplazamiento horizontal, lo que podría ser la causa del tipo de falla en bisagra. Falta evidencia de campo que permita dibujar la falla más al sureste, ya que la dislocación no puede trazarse a través de la Forma-

ción Mexcala, y si la falla continuase más hacia el sureste, estaría sepultada debajo del Grupo Balsas.

La falla antigua más larga reconocida en la región es la que aquí se denomina falla de Jojutla, que atraviesa la parte sur-central de la región con rumbo hacia el noreste. La línea de falla está sepultada bajo formaciones terciarias a lo largo de toda su longitud cartografiada de 35 km. y el desplazamiento de las unidades litológicas en realidad no se observó en ningún punto a lo largo de ella. La evidencia que comprueba su existencia es la discordancia estructural mostrada por la terminación abrupta de los cordones anticlinales al lado sur-oriental de la falla y la falta de continuidad de las mismas estructuras al lado nororiental que probablemente ha bajado de 600 a 800 m. La falla posiblemente tiene asimismo una componente grande de dislocación horizontal. La zona de falla es una línea de debilidad que fue seguida por el río Yautepec desde Tlaltizapán hasta su confluencia con el río Amacuzac. Los extremos de la falla de Jojutla no se dibujaron debido a la falta de fotografías aéreas que los cubrieran, pero posiblemente el extremo nororiental pueda cortar la falla del cañón de Lobos, descrita en el próximo párrafo.

Una cuarta gran falla antigua, nombrada aquí falla del cañón de Lobos, tiene rumbo hacia el noroeste por una distancia cuando menos de 12 km. a través del anticlinal de Tecumán, cortando una parte las rocas cretácicas y estando el resto sepultado bajo rocas terciarias. Su extremo noroccidental se divide en varias fallas divergentes, que desaparecen bajo rocas más jóvenes, y su extremo suroriental (no cartografiado) puede cortar a la falla de Jojutla al sureste de La Nopalera (cuad. E-8). Dicha falla puede identificarse en muchos afloramientos de las formaciones cretácicas, y un poco al oriente del Km. 13 de la carretera Cuernavaca-Cuatla (cuad. D-7) pone la parte inferior de la Formación Morelos en contacto con la parte basal de la Formación Mexcala, eliminando por consiguiente unos 750 m. de capas de la Formación Cuatla. Toda la sucesión en aquel lugar está invertida de manera que el lado suroccidental de la falla bajó, relativamente. El desplazamiento vertical máximo sobre esta falla, por consiguiente, puede alcanzar la cifra de 1,500 m., y probablemente existe también algo de desplazamiento horizontal.

En el flanco occidental recostado del anticlinal de Tecumán se encuentran numerosas fallas pequeñas con desplazamientos de varias decenas de metros o menos, que pueden reconocerse debido a la dislocación de los contactos entre las Formaciones Morelos, Cuatla y Mexcala. Se pierden en las Formaciones Morelos y Mexcala en cortas distancias a partir de los contactos con la Forma-

ción Cuautla, porque no existen horizontes de referencia que ayuden a reconocer la dislocación. Todas estas pequeñas fallas se piensa que se formaron contemporáneamente con la del cañón de Lobos y con otras viejas fallas pre-Balsas, tanto normales como de dislocación horizontal. Varias fallas pequeñas en los anticlinales de Ayala y de San Carlos, así como en el sinclinal intermedio de Itzamatitlán, también se cree que son de edad equivalente. Lo mismo puede decirse de media docena de pequeñas fallas en los cerros de Xiutepec y de San Pedro, hacia el sur.

Fallas post-Balsas y pre-pleistocénicas

La mayoría de las demás fallas mostradas en los mapas de las láminas 1 y 3 son de edad terciaria media o tardía, ya que cortan el Grupo Balsas o una de las unidades litológicas terciarias suprayacentes. El sistema de fallas más notable de esta edad es el que se observa al noroeste de Taxco, que limita parcialmente el Esquisto Taxco poniéndolo en contacto con rocas del Grupo Balsas y de la Riolita Tilzapotla. La erosión había removido la Formación Mexcala antes de que fuese depositado el Grupo Balsas, de manera que el movimiento sobre las fallas no es tan grande como podría sospecharse a base de la evidencia estratigráfica aparente y probablemente no excede de 500 m. La falla principal tiene varios ramales que distribuyen el desplazamiento cerca de su extremo occidental, donde se pierde en la Riolita Tilzapotla, y el extremo oriental se pierde en la Formación Morelos. El lado septentrional de la falla principal de Taxco y de todos sus ramales corresponde al lado hundido.

Otra falla importante que corta la Riolita Tilzapotla pone esta roca en contacto con la Formación Morelos a lo largo del lado oriental del cerro de Jojutla (cuad. H-7). La falla tiene rumbo al nor-noreste por unos 10 km. Su extremo septentrional está sepultado bajo aluvión cuaternario, y su extremo austral se extiende fuera del límite del mapa por una distancia desconocida. Una pequeña falla orientada de oriente a poniente y situada al sureste de Cuautlita (cuad. F-4), también corta la Riolita Tilzapotla y por consiguiente, no es más antigua que el Mioceno. Una falla con varias decenas de metros de desplazamiento corta el Grupo Balsas unos 3 km. al noreste de Tecumán y por consiguiente, no es más antigua que el Terciario medio. La ligera inclinación tectónica de las unidades volcánicas terciarias, expresada, por ejemplo, por la inversión del buzamiento de la Formación Tepoztlán, desde la dirección original hacia el sur hasta un buzamiento al norte, fue originada en gran parte por las fallas del Terciario medio y tardío.

Fallas post-pliocénicas y la Zona Neovolcánica

Una falla pequeña situada unos 1,700 m. al poniente del Km. 151 de la carretera Amacuzac-Iguala corta la Formación Cuernavaca y es, por lo tanto, más joven que las fallas mencionadas en capítulos anteriores. Desplazamientos de 1 a 4 m. son comunes en la Formación Cuernavaca, así como en algunos depósitos clásticos más recientes y en el Grupo Chichinautzin, pero no se reconocieron fallas mayores durante el trabajo de campo. Debido a la falta de horizontes de referencia, desplazamientos mayores serían difíciles de medir en la Formación Cuernavaca, a menos que se utilizase un contacto con alguna otra unidad litológica.

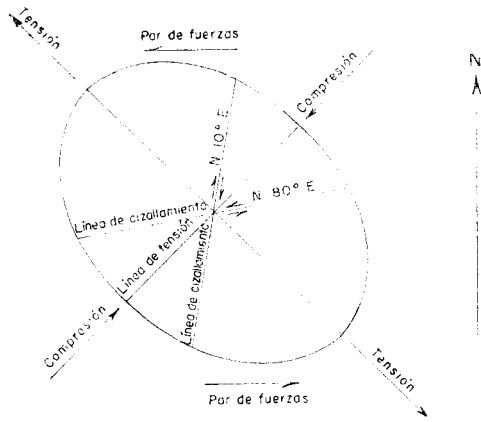
Un rasgo singular de la región es el grupo de fallas periféricas en derredor del lago de Tequesquitengo. Las líneas de falla son difíciles de reconocer en la superficie, pero se destacan muy claramente en las fotografías aéreas verticales. Una vez que se notan en las fotos, pueden sin embargo, reconocerse fácilmente en el terreno. El desplazamiento sobre ellas se muestra en los cortes del camino que circunda el lago, por los numerosos desplazamientos pequeños de las capas y por el resquebrajamiento del terreno. Estas fallas claramente son más recientes que la Formación Cuernavaca, que en una época formó una llanura o planicie en el sitio de la hondonada ocupada ahora por el lago. Se formaron indudablemente durante el desarrollo del polje, como resultado del hundimiento de la superficie a medida que las rocas cretácicas infrayacentes se iban disolviendo lentamente.

Los rasgos más conspicuos de la región que deberían estar relacionados con fracturas profundas de la corteza son los conos cineríticos y las bocas lávicas, aunque las líneas mismas de falla relacionadas con estos rasgos están sepultadas bajo los productos ígneos extrusivos. Los conos cineríticos por sí solos, llegan a 108 en el área cubierta por la lámina 3 y otros 52 conos están situados entre el límite septentrional de la misma lámina y la latitud de la Ciudad de México, sumando una totalidad de 160. No se intentó contar las bocas de lava que no tuvieran actividad explosiva, que podrían sumar varias decenas. Pudieran dibujarse muchas líneas que conectasen dos o más conos cineríticos o bocas lávicas, pero el valor de la mayoría de ellas como indicación del rumbo de fracturas profundas de la corteza estaría sujeta a duda. En un intento de encontrar algún orden en la distribución aparentemente heterogénea de los conos cineríticos, el autor ofrece la interpretación siguiente, que, desde luego, no es la única que pudiera formularse a base de los escasos datos disponibles.

Puede dibujarse una línea desde el cerro de Las Tetillas (cuad. *D-7*) a través del cerro de La Corona y de allí hasta el grupo de tres conos al poniente de Xiutepec (cuad. *D-6*; refiérese también a la lám. 3). Una decena o más de grupos de dos a cinco conos que aparecen en la parte septentrional de la lámina 3, pueden conectarse por líneas casi paralelas a la del cerro de Las Tetillas-Xiutepec, que tiene rumbo aproximado de N. 80° - 85° E. Este hecho sugiere que dicha dirección define fallas superficiales cortas, dispuestas *en échelon*, que aparecen sobre fracturas más profundas de la corteza. El mismo rumbo queda definido por la orientación de los volcanes de Malintzin y Nevado de Toluca, tal como se ve en la figura 2. Otra línea bien definida de conos se extiende desde el grupo cercano al cerro de Tezontepec Grande (cuad. *F-6*) hacia el grupo en las cercanías de Tezoyuca (cuad. *E-6*) y desde allí hasta el grupo situado al poniente de Xiutepec, ya mencionado, continuando hasta el cono en forma de herradura situado al noreste de Cuernavaca (lám. 3). Unas seis o más líneas paralelas o subparalelas pueden dibujarse a través de otros grupos de conos mostrados en el mapa, más o menos en la dirección N. 5° - 10° E. Esta dirección puede sospecharse que define otro grupo de fallas superficiales cortas dispuestas *en échelon*, situadas encima de fracturas profundas de la corteza. Otros grupos de conos parecen alinearse en una dirección general al noreste y también al noroeste.

Tres de las cuatro direcciones medias mencionadas en el párrafo anterior, o sean N. 5° - 10° E, noreste y N. 80° - 85° E., pueden interpretarse como representativas de dos líneas de cizallamiento y una línea intermedia de tensión, resultado de un par hipotético de fuerzas cortantes en dirección oriente-poniente, o de un sistema de tensión en que la compresión principal actúa en la dirección noreste-suroeste. Si la primera de estas dos interpretaciones fuese correcta, la Zona Neovolcánica en esta región estaría relacionada con una falla transversa profunda en la corteza con rumbo casi de oriente a poniente, cuyo lado septentrional ha tenido desplazamiento incipiente hacia el poniente, con respecto al lado austral. Las relaciones están ilustradas en el diagrama de un elipsoide hipotético de deformación que se muestra abajo, orientado de la manera descrita arriba.

En un estudio de la deformación de la corteza terrestre en la cuenca noroccidental del Pacífico, Menard (1955) definió varias zonas de fractura que toscamente representan los trazos de círculos máximos a través del océano y entran en el continente. Una de éstas, nombrada la zona de fractura Clarión, según uno de los islotes volcánicos del grupo de Revillagigedo situado mar adentro de la costa occidental de México, la siguió hasta el macizo terrestre



mexicano y consideró que se unía con la Zona Neovolcánica (op. cit., p. 1167-1170). Afirmó, además, que la zona de fractura podría seguirse por una distancia de unos 5,000 km. y parecía tener un ancho de 100 a 160 km. Cualquier movimiento lateral ocurrido sobre ella, lo consideró ser de tipo lateral izquierdo (op. cit., p. 1170), que es el sentido mostrado en el diagrama arriba inserto. Menard se inclinó a favor de una corriente de convección profunda para explicar la zona de fractura y pensó que representaba una especie de camellón levantado por arriba del fondo normal marino adyacente (op. cit., p. 1182). Si la Zona Neovolcánica es la continuación de la zona de fractura Clarión o no queda sujeto a conjeturas y representa un problema no resuelto, aun tomando en cuenta el hecho de que los dos rasgos tectónicos tienen una relación estrecha entre sí en su posición geográfica.

La interpretación arriba presentada no es la única ni la mejor que puede hacerse para explicar el origen de la Zona Neovolcánica, ya que otros movimientos profundos dentro de la corteza terrestre bien pudieran haber producido esta zona de volcanismo basáltico. La fosa profunda y ligeramente curvada que aparece en el piso del Océano Pacífico en frente de la costa suroccidental de México y de la costa occidental de Centroamérica, se piensa que representa un pliegue hacia abajo, combinado con una falla inversa de cabalgadura que buza hacia el noreste con un ángulo de unos 40° , profundizándose por debajo del continente (Benioff, 1949, p. 1855; 1954, p. 390). La zona de volcanismo plio-pleistocénico que atraviesa México tiene un paralelismo más estrecho con esta fosa que con la zona de fractura Clarión, según se muestra en la figura 4. Más al oriente del centro de México, sin embargo, su rumbo está dirigido más directamente al oriente y la zona se aleja gradualmente de la fosa oceánica,

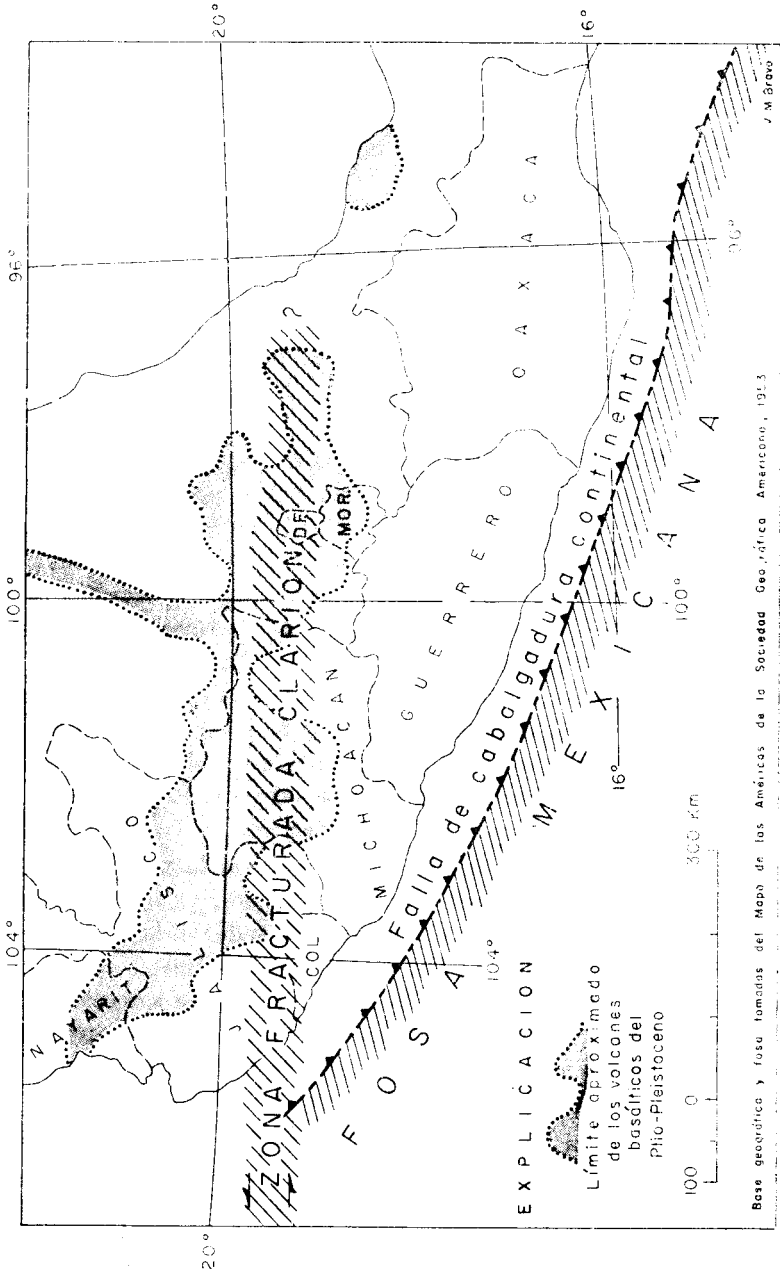


Fig. 4. Croquis de la parte meridional de México que muestra la localización de las áreas de volcanismo basáltico del Plio-Pleistoceno, la zona de fracturas Clarion y la fosa con falla de cabaigadura continental en el océano en frente de la costa de México.

aunque dicha fosa y la zona de volcanismo vuelven a estar paralelas entre sí a lo largo de la costa occidental de Centroamérica. Su alejamiento de la fosa puede estar relacionado de alguna manera con variaciones en el espesor de la corteza terrestre.

En vista de las relaciones en general más estrechas entre la fosa oceánica y la zona de volcanismo, que las que se hallan entre la zona de fractura Clarión y la zona de volcanismo, se piensa que la fosa y la falla inversa de cabalgadura sean los rasgos principales que hayan producido la Zona Neovolcánica. Una compresión principal media que actuara en la dirección aproximada de noreste-suroeste parecería ser la más apropiada para explicar la disposición de los rasgos descritos.