

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCI6N TECT6NICA DURANTE EL CENOZOICO DE LA SIERRA DE GUANAJUATO Y LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL

Jos6 Jorge Aranda-G6mez,¹
Jos6 Manuel Aranda-G6mez,² y
Angel Francisco Nieto-Samaniego¹

RESUMEN

La Sierra de Guanajuato es un elemento orogr6fico que se extiende por m6s de 100 km con rumbo N45°W. El frente sudoccidental de esta cadena monta6osa lo constituye la falla El Baj6o, un l6mite geol6gico y fisiogr6fico importante, el cual separa dos grandes regiones del centro de M6xico: al sur, la Altiplanicie Neovolc6nica y al norte, la Mesa Central. La Sierra de Guanajuato forma parte de la 6ltima y comparte muchas de sus caracter6sticas estructurales.

Las rocas que afloran en la sierra pueden dividirse en dos grandes paquetes, a los que se da el nombre de "complejo basal" (Mesozoico) y "cubierta" (Cenozoico). El "complejo basal" est6 constituido por plutones de composici6n y edad diversas y por rocas de origen submarino (sedimentarias y volc6nicas) que fueron metamorfosadas en grado bajo e intensamente deformadas por esfuerzos compresivos. La "cubierta" est6 compuesta por conglomerados continentales del Eoceno y por un paquete grueso de rocas volc6nicas de composici6n predominantemente 6cida (Oligoceno). En algunas regiones de la parte meridional de la Mesa Central, existen dep6sitos extensos de grava con fauna de vertebrados del Plioceno-Pleistoceno. 6stos, a su vez, est6n parcialmente cubiertos por rocas volc6nicas b6sicas.

Las rocas de la "cubierta" no muestran evidencias de haber sufrido deformaci6n compresiva; en cambio, en toda la parte meridional de la Mesa Central, est6n presentes numerosas fallas normales que afectan tanto a las rocas del "complejo basal" como a las de la "cubierta". El patr6n de fracturamiento en esta amplia regi6n est6 dominado por dos juegos conjugados de fallas normales, casi perpendiculares. En la Sierra de Guanajuato las estructuras m6s importantes (mesozoicas y cenozoicas) tienen una orientaci6n NW, pero tambi6n es evidente la existencia de fallas y fosas tect6nicas con direcci6n NE. M6s al norte, en la regi6n de San Felipe, Guanajuato, y Aguascalientes, Aguascalientes, las estructuras de extensi6n m6s importantes tienen rumbo NE (*grabens* de Villa de Reyes, Matancillas y Aguascalientes); aunque tambi6n hay fosas tect6nicas orientadas NW (*grabens* de Enramadas, Paso Blanco y Bledos).

Existen evidencias de que la tect6nica extensiva ha actuado en la Mesa Central desde el Eoceno y de que han existido varios per6odos de actividad, la cual puede continuar hasta nuestros d6as. Se cree que el patr6n de fracturamiento no pueda ser explicado por un solo per6odo de deformaci6n, en el que los componentes de los esfuerzos tengan una orientaci6n constante. Tampoco es posible establecer, para toda el 6rea, una relaci6n de edad constante entre los dos juegos conjugados de fallas normales. Se considera que los patrones de fracturamiento hayan podido originarse en eventos sucesivos y que la relaci6n de edades se haya oscurecido en eventos posteriores que reactivaron, simult6neamente, los dos juegos de fallas.

Palabras clave: tect6nica, Cenozoico, Sierra de Guanajuato, Mesa Central, M6xico.

ABSTRACT

The Sierra de Guanajuato is a mountain range that extends over a distance greater than 100 km with a N45°W trend. The southwestern front of the Sierra de Guanajuato (El Baj6o fault) is an important boundary between two major physiographic and geologic provinces in central Mexico. Toward the south of El Baj6o fault is the Neovolcanic Plateau and to the north is the Central Mesa. The Sierra de Guanajuato belongs to the Central Mesa and displays some of the main tectonic features of this province.

The rocks exposed in the Sierra de Guanajuato can be divided into two broad groups: the "basal complex" (Mesozoic) and the "cover" (Cenozoic). The "basal complex" is composed of several plutons of different age and composition and low grade metamorphic rocks of submarine (sedimentary and volcanic) origin that were intensely deformed by compressive stresses. The "cover" consists of Eocene continental red beds and a thick sequence of mid-Tertiary (Oligocene) volcanic rocks of predominantly acid composition. Widespread gravel deposits containing Pliocene-Pleistocene vertebrate fauna are found in some regions in the southern portion of the Central Mesa. These gravels are, in turn, partially covered by basic volcanic rocks.

The rocks of the "cover" display structures related to extensional tectonics only. There are two

¹ Instituto de Geologfa, Universidad Nacional Aut6noma de M6xico, Ciudad Universitaria, Delegaci6n Coyoac6n, 04510 M6xico, D. F.

² Universidad Aut6noma de Aguascalientes, Centro Tecnol6gico, Departamento de Geotecnia, Aguascalientes, Aguascalientes

conjugated sets of normal faults throughout the southern end of the Central Mesa that affect the "basal complex" as well as the "cover". The most important trend in the Sierra de Guanajuato, both in Mesozoic (compressional) and Cenozoic (extensional) structures, is NW, but there are also important structures which strike NE. Farther north, in the San Felipe, State of Guanajuato, and Aguascalientes, State of Aguascalientes, areas, the NE normal faults (Villa de Reyes, Matancillas and Aguascalientes grabens) are the most conspicuous tectonic features. In the same general area there are also NW trending extensional structures, such as the Enramadas, Paso Blanco and Bledos grabens.

There is evidence that the extensional tectonics began during the Eocene and may continue up to the present, having had several periods of activity during this time. The tectonic pattern of the region cannot be attributed to a single period of deformation in which the orientation of stress components remained constant. It is not possible, either, to establish a constant relation between the age of both sets of structures over the whole area. It is believed that the faulting patterns might have developed in successive periods of deformation and the age relation between them was obliterated by subsequent periods of extension, which reactivated simultaneously both sets of structures.

Key words: tectonics, Cenozoic, Sierra de Guanajuato, Central Mesa, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Guanajuato es un elemento orográfico que se extiende con rumbo aproximado N45°W por más de 100 km. La curva de nivel 2,000 m. s. n. m. coincide burdamente con el límite topográfico entre la sierra, El Bajío y las depresiones de Lagos de Moreno y del río La Laja. A pesar de que esta cadena montañosa tiene una continuidad física aparente, desde los alrededores del poblado de Juventino Rosas, Guanajuato, hasta Lagos de Moreno, Jalisco, recibe localmente nombres distintos (Figura 1, A).

Por el lado sudoccidental, la sierra se alza abruptamente desde una planicie (El Bajío), con una elevación promedio de aproximadamente 1,800 m. s. n. m., hasta alcanzar alturas que oscilan entre 2,600 y 2,960 m. s. n. m. Hacia el noreste de la divisoria principal de la cordillera, las alturas disminuyen, gradualmente, hasta bajar a cotas inferiores a los 2,000 m. s. n. m., en la región comprendida entre Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende (depresión del río La Laja).

Al norte de la ciudad de León, Guanajuato, la sierra desciende gradualmente, desde 2,000 hasta 2,200 m. s. n. m., transformándose en una planicie suavemente ondulada. Ocasionalmente, esta llanura es interrumpida por pequeñas sierras aisladas (Figura 1, A y B). Este altiplano continúa hacia el norte hasta los alrededores de San Luis Potosí. Los límites fisiográficos y geológicos de la Sierra de Guanajuato son relativamente claros y bien definidos en sus bordes sudoccidental, noroccidental y sudoriental (Lara-Hernández, 1985; J. Martínez-Reyes, 1986; O. Quintero-Legorreta, 1986, comunicaciones personales). La frontera nororiental de la sierra es difusa, pero se considera que coincide burdamente con los gruesos depósitos aluviales, que parcialmente rellenan la depresión del río La Laja, en las cercanías de Dolores Hidalgo (Figuras 1, A y B).

Al norte de la ciudad de León, el límite fisiográfico de la sierra no es claro, ya que en el área existen elementos orográficos, como las sierras de Santa Bárbara, San Isidro y Los Jacales (Figura 1, A), que impiden establecer claramente su terminación. Se cree que esto se deba, en parte, a los eventos tectónicos que han afectado el área desde el Neógeno.

El estudio presente se basó, principalmente, en dos hipótesis: (1) el frente meridional de la sierra (falla El Bajío) constituye el límite entre dos grandes provincias fisiográficas y geológicas y (2) en la sierra, y en una amplia región del centro de México, ha operado la tectónica extensiva desde el Terciario temprano hasta la actualidad.

El objetivo principal de este artículo es ubicar la sierra en un contexto tectónico regional, y destacar una serie de ca-

racterísticas estructurales que comparte con la fracción meridional de la Mesa Central; así, pues, no se trata de un estudio exhaustivo de las estructuras de la sierra. En esta amplia región existen dos sistemas conjugados de estructuras, los cuales afectan a las rocas volcánicas del Terciario medio. La relación cronológica entre ambos sistemas es incierta; se desconoce si se formaron en períodos sucesivos, en los cuales hubiera habido orientaciones distintas en los esfuerzos tectónicos, o bien, si se originaron simultáneamente, sobre un patrón de fracturamiento más antiguo. También se ignora si durante este lapso (Neógeno) hubo varios períodos de deformación o si los esfuerzos actuaron de manera constante.

Para alcanzar el objetivo planteado se analizó la información geológica publicada y se estudió las imágenes de satélite, mapas hipsométricos (Figura 2), así como mapas de red de drenaje, escala 1:250,000, de una región que comprende parte de los estados de Guanajuato, San Luis Potosí, Jalisco y Aguascalientes. Esto fue complementado con reconocimientos de campo, a lo largo de la vertiente sudoccidental de la sierra, desde la región de La Saucedita hasta los alrededores de Lagos de Moreno, Jalisco (Figura 1, A y B).

El control geológico de las porciones septentrional y occidental del área se obtuvo de las publicaciones de los autores siguientes: Pérez-Ibargüengoitia (1967); Pérez-Ibargüengoitia (1968); Labarthe y colaboradores (1982); Aguillón-Robles (1983); Labarthe y Aguillón-Robles (1985); Tristán (1986) y de estudios aún inéditos, realizados por Aranda-Gómez y Aranda-Gómez (1986) en la región de Aguascalientes. La confiabilidad de los datos presentados aquí varía considerablemente, debido al tamaño del área mostrada en las Figuras 1, A y B, y 2, a la escala de las imágenes de satélite, a las dimensiones de los mapas estudiados, y a la relativa escasez de información geológica de una buena parte del área. Se considera que el control geológico es aceptable en las áreas señaladas en la Figura 1, B, y en aquellas cubiertas por los estudios citados arriba. Se cree que en el resto de la región es posible obtener buena información estructural cualitativa, mediante el estudio cuidadoso de los materiales cartográficos ya mencionados. Nieto-Samaniego (1985a) demostró que la red fluvial en el distrito minero de Guanajuato es una guía cualitativa confiable, para establecer el "grano tectónico" de una región con historia geológica compleja (Figura 3). Por último, se desea subrayar que este análisis somero no sustituye a la cartografía geológica, sino que se utiliza como una técnica que permita tener una visión de conjunto, la cual puede ayudar a reconocer información que, de otra forma, no sería detectada.

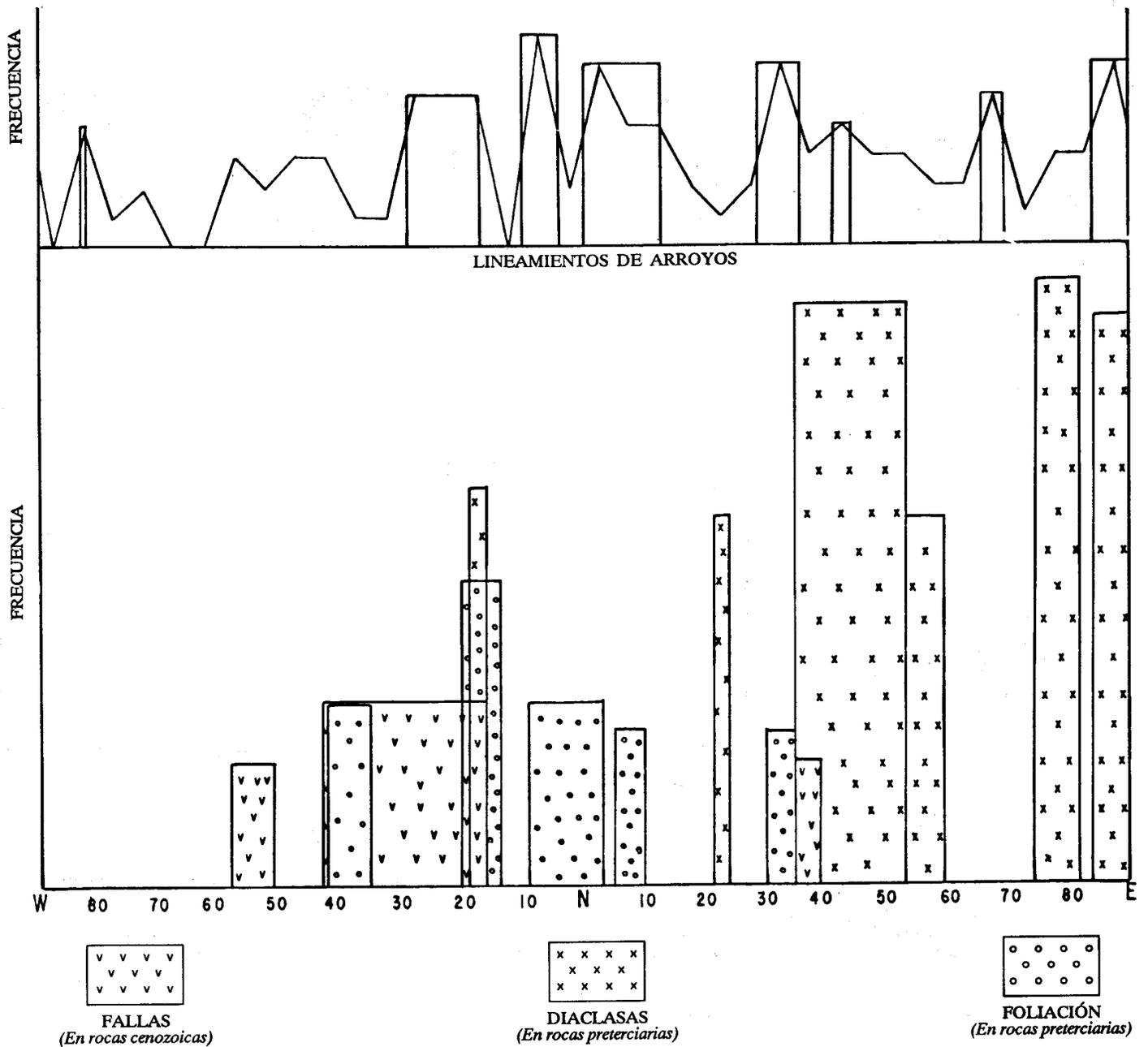


Figura 3.- Diagramas de distribución de frecuencia de la orientación de fallas, diaclasas, foliación y lineamientos de arroyos. Se utilizó las curvas de frecuencia vs. orientación de datos estructurales en el "basamento" de la Sierra de Guanajuato de Nieto-Samaniego (1985a). Los lineamientos de arroyos y fallas fueron medidos, tanto en el "basamento" como en la "cubierta". A. De lineamientos de arroyos; los lineamientos representan el control que ejercen los elementos estructurales en el drenaje. B. De fallas, diaclasas y foliación; obsérvese la burda coincidencia entre las fallas postoligocénicas y la deformación penetrante (foliación) en el basamento.

yes, comunicación personal, 1986).

El "grano tectónico" regional, en la parte meridional de la Mesa Central, está controlado por dos alineaciones grandes. La orientación más importante en la sierra tiene un rumbo $N45^{\circ}W$ y con ella coinciden burdamente el rumbo preferente de las estructuras de compresión preaptianas y muchas de las fallas normales del Neógeno (e. g., los sistemas de vetas de la Veta Madre, La Luz y La Sierra; Buchanan, 1979, p. 12; falla

El Bajío, J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986).

En la región aquí analizada también existen estructuras importantes con rumbos NE a E-W. En el núcleo de la sierra y en el distrito minero de Guanajuato, estas estructuras están opacadas por aquellas con rumbo NW, mientras que en la región de San Felipe, Guanajuato, (Figura 1, A y B) dominan el panorama tectónico regional.

Las primeras referencias sobre la existencia de estructu-

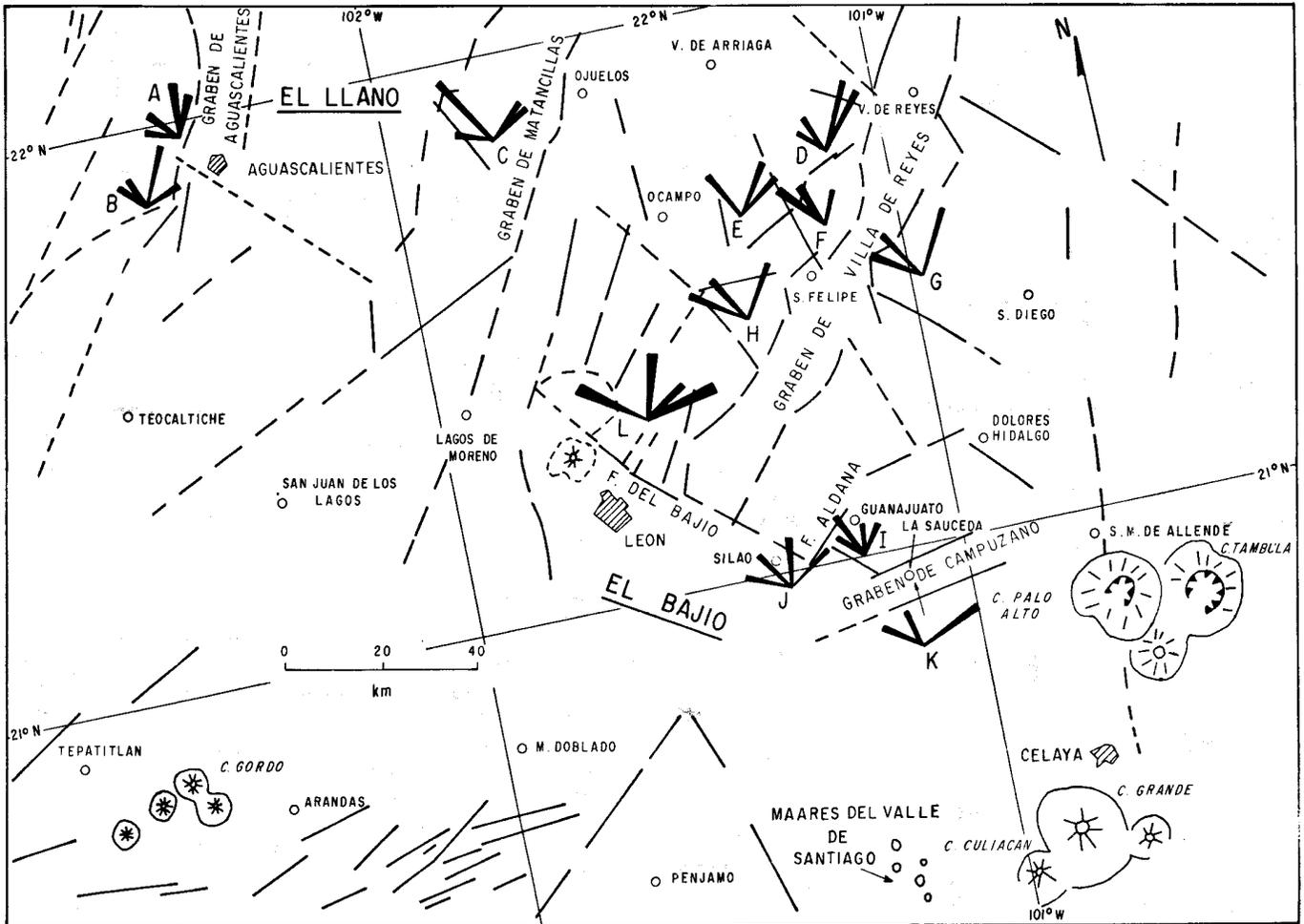


Figura 4.- Mapa regional de lineamientos obtenido a partir de un mosaico de imágenes Landsat (blanco y negro, escala 1:1'000,000). También se incluye algunos edificios volcánicos pertenecientes al Eje Neovolcánico. Las rosetas de fracturas simplificadas son las mismas que en la Figura 6.

ras de extensión postligocénicas, con rumbo NE, en la parte centromeridional de San Luis Potosí (*graben* de Villa de Reyes) fueron hechas por Labarthe y Tristán (1978) y por Grasel (1979). Posteriormente, Labarthe y colaboradores (1982); Aguillón-Robles (1983) y Tristán (1986) ampliaron, a través de cartografía geológica, la extensión del área afectada por este fenómeno. Martínez-Ruiz (1984) presentó un modelo esquemático en el cual propuso que el patrón tectónico postligocénico, y por ende la geomorfología actual, entre San Luis Potosí y Zacatecas, estén dominados por pilares y fosas tectónicas con rumbo aproximado N-S.

La cartografía geológica en la Sierra de Guanajuato (Tristán, 1986; J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986), demostró que una de las fosas tectónicas (*graben* de Villa de Reyes) propuestas por Labarthe y colaboradores (1982) se extiende hasta el límite entre la sierra y El Bajío. Los estudios de O. Quintero-Legorreta (comunicación personal, 1986) y Lara-Hernández (1985) sugieren la existencia de fosas tectónicas en las cercanías de Lagos de Moreno, Jalisco, y La Saucedá, Guanajuato, respectivamente. El estudio del agrietamiento en la ciudad de Celaya, elaborado por Trujillo-Candelaria (1985), señaló que las grietas en el relleno aluvial son el reflejo de una estructura sepultada, a la cual se da el nombre

de fosa de Celaya. Esta fosa tectónica puede relacionarse con la parte sepultada del notable acantilado de la falla de San Miguel de Allende (Demant, 1981). Se considera que esta estructura posiblemente haya sido rellenada por las emisiones volcánicas originadas en los volcanes Palo Huérfino (a 10 km al S15°E de San Miguel de Allende), Culiacán y Cerro Grande (a 13 km al S25°W de Celaya). El límite meridional del área en que están ubicadas las fosas tectónicas no siempre es claro. En la región de Silao-León, Guanajuato, sobre el frente sudoccidental de la Sierra de Guanajuato, al parecer, el *graben* de Villa de Reyes termina en una falla normal con rumbo N50°W (Figura 4). La edad inferida para el último desplazamiento de esta estructura (falla El Bajío) es cuaternaria (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). En el Eje Neovolcánico los patrones estructurales varían de una región a otra y, aparentemente, no se puede hacer una generalización válida para toda la cadena (Demant, 1981). Algunas estructuras mayores del Eje Neovolcánico, como el *graben* de Colima (Luhr *et al.*, 1985) son subparalelas a las fosas tectónicas situadas inmediatamente al norte del Eje Neovolcánico (e. g., los *grabens* de Aguascalientes, Calvillo y del río Bolaños). Otras estructuras que afectan al Eje Neovolcánico, como la fractura Taxco-San Miguel de Allende (Lugo-Hubp *et al.*, 1985) parecen adentrarse en la parte me-

ridional de la Mesa Central.

Los estudios de Pérez-Ibargüengoitia (1967), Pérez-Ibargüengoitia (1968), Labarthe y colaboradores (1982), Labarthe y Aguillón-Robles (1985) y Tristán (1986) mostraron, además de las fosas tectónicas ya mencionadas, estructuras subparalelas a la falla El Bajío (NW). A estas fosas tectónicas se dio el nombre de *grabens* de Enramadas, Bledos y Paso Blanco (Figura 5). Hacia el poniente, el estudio de Aranda-Gómez y Aranda-Gómez (1986) en la región de La Tomatina (Figura 2) demostró que, al menos en su lado occidental, el valle de Aguascalientes está controlado estructuralmente. En La Tomatina afloran rocas metamórficas de edad mesozoica [Jurásico (?), V. M. Dávila-Alcocer, comunicación personal, 1986]. Por su litología, éstas son parecidas al "complejo basal" de la Sierra de Guanajuato. En esta área son evidentes los dos juegos de fallas normales que afectan a las rocas de la "cubierta", y que tienen rumbos NE y WNW a NW, respectivamente.

El estudio superficial de una carta topográfica de la zona situada inmediatamente al norte del Río Grande de Santiago, sugiere que fosas tectónicas grandes, con rumbo NNE sean comunes en la parte norte de Jalisco (Allan *et al.*, en prensa).

De esta información, se desprende que en toda la parte meridional de la Mesa Central y en la parte sudoriental de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1964) el estilo tectónico dominante durante el Neógeno-Reciente sea extensivo, y que muchas de las estructuras principales tengan un rumbo NNE o NW.

FORMAS FISIOGRÁFICAS MAYORES

Para integrar toda la información existente acerca del tema, se interpretó un mosaico de imágenes de satélite (1:1'000,000; Figura 4) y un mapa hipsométrico (Figura 2). Este último fue elaborado con base en las cartas topográficas 1:250,000 (CETENAL, 1977a-d y 1979; DETENAL, 1977). Además, se midió en el campo rosetas de fracturas o fueron tomadas de la información ya publicada (Figuras 4 y 6).

Las características topográficas más sobresalientes en la Figura 2 son las depresiones de Dolores Hidalgo-San Miguel de Allende, El Bajío, el valle de San Felipe-Villa de Reyes y el valle de Aguascalientes. Entre las formas topográficas positivas destacan, por su altura y continuidad, las sierras de Guanajuato (N45°W), Nochistlán (N35°E) y Sierra Fría (N25°E). Bordeando al valle de Villa de Reyes también hay serranías con alturas notables, sólo que éstas no constituyen una cadena continua, sino que están interrumpidas por depresiones como las de Bledos (N45°W), Enramadas (N45°W) y La Quemada (N60°W).

Volumétricamente, las rocas más importantes en esta amplia región son tobos y derrames riolíticos de edad oligocénica (Gross, 1975; Labarthe *et al.*, 1982). Se encuentra excepciones notables en la parte oriental del mapa (Figura 5), donde existen afloramientos de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (anticlinorio de la Sierra de Álvarez-San Pedro, S.L.P.) y al SE de San Miguel de Allende, donde están ubicados varios centros volcánicos relacionados al Eje Neovolcánico [Plioceno-Pleistoceno (?)]. En el frente sudoccidental de la Sierra de Guanajuato hay un afloramiento importante de rocas cristalinas del Mesozoico ("complejo basal"). En la depresión de Dolores Hidalgo-San Miguel de Allende, al sur de la ciudad de Guanajuato y al oriente de la ciudad de Aguascalientes, afloran depósitos potentes de grava y arena, en los cuales se en-

contró fauna de vertebrados del Plioceno-Pleistoceno (Mooser, 1959; Mooser y Dalquest, 1975 y Carranza-Castañeda *et al.*, 1982).

Como una primera aproximación, puede considerarse a la región comprendida entre El Bajío y el valle de San Luis Potosí como una meseta volcánica extensa (*volcanic plateau*), formada durante el Oligoceno medio por procesos predominantemente acumulativos. Posteriormente, esta característica fue modificada por procesos tectónicos y de denudación-acumulación selectiva.

Como ya se mencionó, muchas de las peculiaridades morfológicas principales arriba citadas fueron relacionadas con fallas normales. Los estudios de Pérez-Ibargüengoitia (1967), Pérez-Ibargüengoitia (1968), Labarthe y colaboradores (1982), Labarthe y Aguillón-Robles (1985), Tristán (1986) y J. Martínez-Reyes (comunicación personal, 1986) establecieron claramente el origen tectónico del valle de Villa de Reyes y de los *grabens* de Bledos y Enramadas (Figura 5). Asimismo, adentro de la altiplanicie volcánica se cartografió numerosas fallas normales, pertenecientes a ambos sistemas (NW-SE y NE-SW) (Aguillón-Robles, 1983; Labarthe y Aguillón-Robles, 1985; Tristán, 1986). Se cree que estas fallas sean de menor importancia cuantitativa que las que limitan al valle de Villa de Reyes, ya que carecen de una expresión topográfica tan marcada como las de éste.

En la Sierra de Guanajuato existen estructuras que, por su importancia, merecen ser mencionadas: la falla El Bajío (Figura 4), con un movimiento normal (cuaternario) de aproximadamente 600 m, evidenciado por el desplazamiento de las gravas y derrames de andesita basáltica que afloran en el Cerro del Cubilete y en el poblado El Capulín (Figura 5); subparalelas a esta falla, que tiene una expresión geomorfológica notable (Figura 2), están las fallas normales en las cuales se emplazó (27.4 Ma, K-Ar en adularia; Gross, 1975) la mineralización que originó a la Veta Madre y al sistema de vetas de La Sierra (Figura 7). Para la Veta Madre se estimó desplazamientos previos a la mineralización entre 1,200 y 1,700 m (Buchanan, 1979).

La falla El Bajío parece terminar o estar desplazada por estructuras con rumbo NE (Figura 4): al SW de la ciudad de Guanajuato, por la falla de La Aldana, y al SE de dicha ciudad, por una fosa tectónica de rumbo N80°E (*graben* de Campuzano o de La Saucedá, Figuras 1, B, y 3; Lara-Hernández, 1985; CETENAL, 1975). En la región de Lagos de Moreno, el sistema de fallas El Bajío termina (?) en una depresión topográfica. O. Quintero-Legorreta (comunicación personal, 1986) cartografió una falla normal con rumbo aproximado N35°E, en el lado oriental de la depresión de Lagos de Moreno (Figura 7).

El valle de Aguascalientes es una depresión topográfica claramente definida por la cota 2,000 m. s. n. m. (Figura 2). Al norte de la ciudad, su anchura promedio es de 15 km y tiene un desarrollo longitudinal de 65 km, con un rumbo constante N10°E. Su ladera occidental está definida por un acantilado formado por mesas de ignimbrita y riolita. En los alrededores de La Tomatina (Figura 2) existe un cambio marcado de rumbo de la estructura a N40°E, que es el que tienen la sierra de Nochistlán y los valles de los ríos Calvillo y Juchipila (Figura 2).

La ladera oriental del valle de Aguascalientes está constituida por una llanura amplia (El Llano, Figura 4) formada por la acumulación de grava y arena pliocénico-pleistocénicas

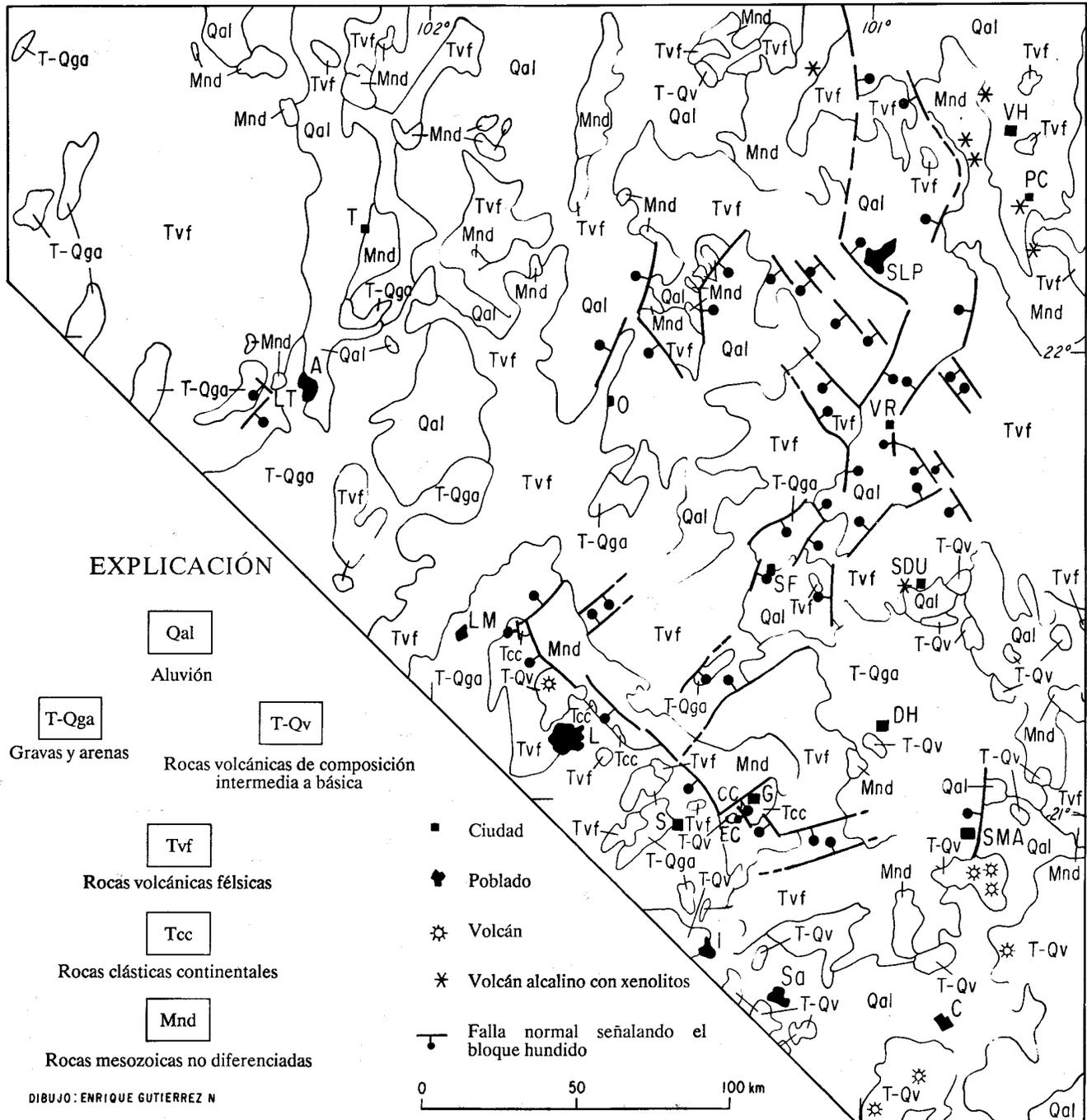


Figura 5.- Bosquejo geológico de la parte meridional de la Mesa Central, modificado de las cartas geológicas (DEGETENAL, 1980; INEGI, 1981) y de los trabajos de Aguillón-Robles (1983) y de Tristán (1986). Los afloramientos mesozoicos de la Sierra de Guanajuato incluyen rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, débilmente metamorfoseadas. Hacia el norte de la sierra, las rocas mesozoicas son, principalmente, sedimentos cretácicos acumulados en la Cuenca Mesozoica del centro de México o sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí. La "cubierta" está constituida por rocas volcánicas félsicas, correlacionables con las rocas de la Sierra Madre Occidental (44-26 Ma), por depósitos de gravas pliocénico-pleistocénicas y por rocas volcánicas intermedias a básicas. En la región de San Diego de la Unión (SDU) y al norte de San Luis Potosí hay volcanes alcalinos [cuaternarios (?)] portadores de xenolitos del manto. En la región de El Bajío, cerca de Celaya, León y San Miguel de Allende, hay volcanes andesíticos relacionados con el Eje Neovolcánico. Todas las fallas normales que se muestra en el diagrama han sido cartografiadas (véase texto). En la región de Guanajuato (G) y a lo largo de la falla El Bajío, además de las gravas pliocénico-pleistocénicas, afloran conglomerados del Terciario temprano (Figura 7). (Sa) Salamanca; las siglas restantes están indicadas en la Figura 1.

(Mooser, 1959; Mooser y Dalquest, 1975; Hernández-Láscarres, 1981). En lugares aislados, como Tepezalá (Figura 5), se

elevan sierras pequeñas constituidas por rocas sedimentarias, metasedimentarias y/o volcánicas (Terciario medio). Caracte-

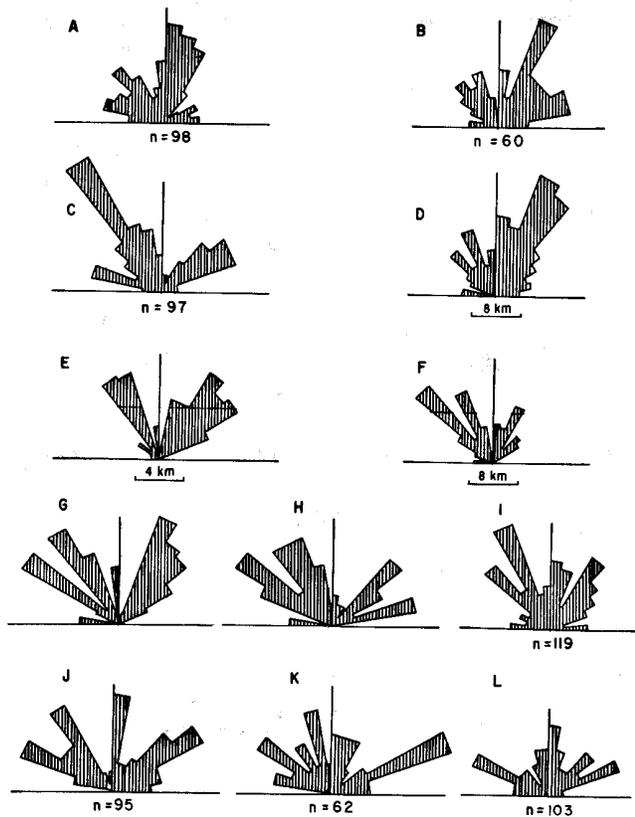


Figura 6.- Rosetas de fracturas. Los diagramas A, B, C, J y K fueron medidos en el campo por los autores; representan la orientación de fracturas subverticales ($> 70^\circ$) vs. frecuencia. Las rosetas D, E y F corresponden a fallas y fracturas cartografiadas por Labarthe y Aguillón-Robles (1985); son de orientación vs. longitud. Los diagramas G y H son de fallas y fracturas medidas por Pérez-Ibargüengoitia (1967) y Pérez-Ibargüengoitia (1968) en la región de San Felipe (orientación vs. frecuencia). Las rosetas I y L fueron medidas por Nieto-Samaniego (1985b) y representan lineamientos de arroyos vs. frecuencia. Los dígitos debajo de las rosetas indican el número de datos utilizados para su construcción.

rísticas notables de este límite oriental son que está formado por una cuesta con pendientes relativamente suaves y que su traza rectilínea está modificada profundamente, por erosión fluvial (Figura 2).

En la Figura 4, se muestra la existencia de dos dominios estructurales en el área cubierta por la Figura 2. En la parte sudoccidental, que propiamente pertenece a la Altiplanicie Neovolcánica, predominan lineamientos ENE, posiblemente asociados al *graben* de Chapala (Demant, 1981; Luhr *et al.*, 1985; Allan *et al.*, en prensa). En las partes central y noroccidental de la Figura 4, en el lugar correspondiente a la altiplanicie volcánica del Terciario medio, se observa dos juegos de lineamientos con rumbos NNE y WNW. Entre estas dos regiones media un área notablemente desprovista de lineamientos, en la cual se observa claramente algunos aparatos volcánicos pertenecientes al Eje Neovolcánico (Demant, 1981). En la región comprendida entre las ciudades de Aguascalientes y León, especialmente cerca de esta última población, es sobresaliente que el límite entre la meseta volcánica y El Bajío sea

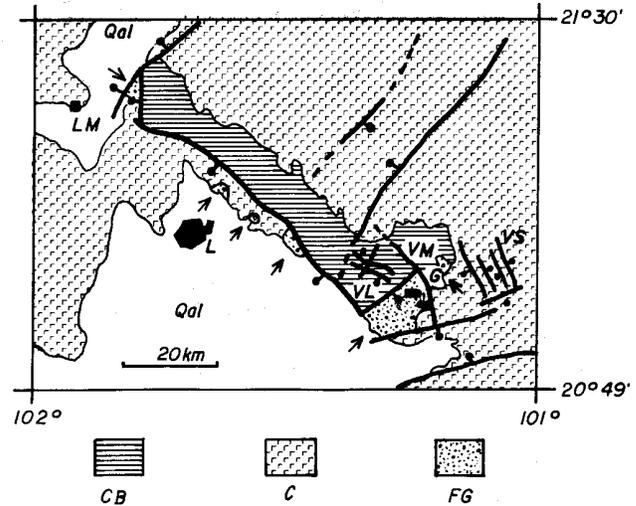


Figura 7.- Distribución de los afloramientos de la Formación Guanajuato (FG) a lo largo de la sierra. También se muestra, en diagrama, las fallas cenozoicas principales, así como los sistemas de vetas siguientes: (VM) Veta Madre, (VL) La Luz y (VS) La Sierra. Otros símbolos son: (CB) "complejo basal", (C) cubierta, (Qal) aluvión. Las flechas señalan los afloramientos de la Formación Guanajuato. La ubicación de las vetas se tomó de Buchanan (1979).

una falla importante. Al NW de Lagos de Moreno, la existencia de esta estructura es un poco incierta. En la imagen de satélite es posible ver que hay un límite aproximadamente rectilíneo, correspondiente a las acumulaciones gruesas de grava y arena pleistocénicas (Mooser, 1959; Mooser y Dalquest, 1975) que constituyen El Llano.

Otras características identificables fácilmente en las imágenes son las estructuras volcánicas. Al SE de San Miguel de Allende se observa las calderas y conos, erosionados profundamente, de los cerros Palo Alto y Tambula. Al S y SE de Celaya se distingue los edificios volcánicos del cerro Culiacán y de Cerro Grande (Demant, 1981) y los cráteres de explosión del Valle de Santiago (Ordóñez, 1900; Silva-Mora, 1979). Otro grupo pequeño de volcanes se encuentra entre Arandas y Teocaltiche, Jalisco. El aparato volcánico pliocénico-pleistocénico (?) más cercano a la altiplanicie volcánica del Terciario medio es el situado al NW de León, Guanajuato (Cerro Dos Aguas; J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986).

En la altiplanicie volcánica destacan, por su longitud, los lineamientos correspondientes a los *grabens* de Villa de Reyes, Matancillas y Aguascalientes (Figura 4). Todas estas estructuras son subparalelas y presentan bordes aserrados, debido a la presencia del sistema de fallas WNW. Esta característica es especialmente notable en el *graben* de Villa de Reyes (Figura 5).

La Figura 4 también muestra rosetas simplificadas, descritas en la Figura 6, de fracturas subverticales (*i.e.*, con inclinación $> 70^\circ$). Casi todas fueron medidas en las rocas volcánicas del Terciario medio. Las únicas excepciones son las dos rosetas (I y J, Figuras 4 y 6) situadas inmediatamente a los lados de la falla de La Aldana (Figura 4). La roseta ubicada al oriente de la falla, fue elaborada por Nieto-Samaniego (1985b) a partir de lineamientos de arroyos en el distrito minero de Guanajuato; por tanto, incluye datos tomados en el basamento cristalino y en la cubierta volcanosedimentaria. La roseta situada al SW de la falla fue medida en un derrame de andesita,

cuya edad inferida es pliocénico-pleistocénica (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986).

Una particularidad notable en la Figura 4 es que muchas de las rosetas tienen concentraciones paralelas o subparalelas a los lineamientos obtenidos de las imágenes de satélite. Otras concentraciones no tienen relación aparente con las estructuras mayores. Se cree que esto pudiera deberse a que algunos juegos de fracturas se originaron por tensión interna, debido al enfriamiento y contracción consecuente de las unidades volcánicas. Se considera que los sistemas de fracturas paralelos o subparalelos a las estructuras mayores, ya documentadas, se formaron por un sistema externo de esfuerzos de origen tectónico. O bien, si las fracturas fueran originalmente debidas a contracción, es posible que algunas hubieran sido acentuadas selectivamente, por esfuerzos tectónicos posteriores (Ragan, 1973, p. 156).

Una característica primordial de la información estructural obtenida por Nieto-Samaniego (1985a) en el distrito minero de Guanajuato, es que los lineamientos de arroyos (Figura 3) representan la suma de peculiaridades estructurales como foliación y diaclasamiento en el basamento y fallas postoligocénicas. En esta roseta (Figuras 4 y 6, diagrama I) se aprecia claramente las dos tendencias estructurales (NNE y WNW) dominantes en la cubierta volcánica, del Terciario medio, en el resto de la altiplanicie. Vale la pena destacar que existe una coincidencia burda entre la orientación de estructuras preterciarias y las fallas normales que afectan a las rocas cenozoicas (Figura 3); esto sugiere que las anisotropías del basamento habrían podido controlar, en parte, la orientación de las estructuras cenozoicas.

EDADES DEL FALLAMIENTO

La historia tectónica de una región se encuentra en las rocas que la constituyen. Es evidente que en el área estudiada hubo, cuando menos, dos grandes períodos de deformación, que originaron estructuras con características radicalmente distintas. Las rocas mesozoicas, tanto las que constituyen el "complejo basal" de la Sierra de Guanajuato, como las rocas metamórficas de la región de Aguascalientes y los sedimentos marinos sin metamorfosarse de la Sierra de Álvarez-San Pedro, S. L. P., fueron deformadas por esfuerzos compresivos. Las rocas de la cubierta cenozoica, incluyendo los conglomerados continentales del Eoceno (formación Guanajuato y Formación Cenicera) y las rocas del campo volcánico de San Luis Potosí, no muestran evidencias de haber sido plegadas, salvo por arrastre en los lugares adyacentes a algunas fallas. Las únicas huellas de actividad tectónica en la cubierta cenozoica son el basculamiento de las unidades y la presencia de numerosas fallas con desplazamiento predominantemente normal. Este segundo evento tectónico también afectó a las rocas más antiguas, sólo que en éstas el reconocimiento e interpretación de las estructuras producidas es más difícil, debido a la superposición de las características causadas por compresión.

En la región, las rocas más antiguas que no muestran evidencias de deformación por fuerzas de compresión son los conglomerados continentales del Eoceno. Edwards (1955) consideró que el Conglomerado Rojo de Guanajuato (o Formación Guanajuato) fue depositado en las fosas tectónicas. Al estudiar la distribución regional de esta unidad (Figura 7), tal y como ahora se conoce, gracias a los estudios de Lara-Hernández (1985), así como a los de J. Martínez-Reyes, A. Nieto-

Samaniego y O. Quintero-Legorreta (comunicaciones personales, 1986), resulta significativo que: (1) los afloramientos principales de este depósito clástico se encuentren a lo largo de la falla El Bajío o de otras fallas de importancia regional; (2) que en la región de Duarte, al NE de León, en el bloque hundido de la falla El Bajío, el conglomerado se encuentre entre el "complejo basal" y las rocas volcánicas de la "cubierta", mientras que en el bloque que ascendió, las rocas volcánicas del Oligoceno descansan directamente sobre el "complejo basal" y (3) que en las áreas que han sido cartografiadas repetidamente (e.g., a lo largo de la falla de La Aldana; Figura 4), aún exista duda acerca de que el contacto conglomerado-"complejo basal" sea deposicional o por falla (Nieto-Samaniego, 1985a). Se interpreta estas características de la siguiente manera: se cree que la localización de los afloramientos no sea fortuita, sino que refleje el medio ambiente tectónico en el cual se depositó, es decir, el conglomerado se acumuló, a manera de abanicos aluviales, exactamente al pie de bloques de falla que se estaban elevando rápidamente. El hecho de que las rocas volcánicas descansan, en algunos lugares, sobre el "complejo basal", indica que si alguna vez existió conglomerado sobre el bloque de la sierra, éste fue erosionado antes del Oligoceno, o bien, que el conglomerado nunca se depositó en esta área, por ser esta la fuente de donde provenían sus fragmentos; en este artículo se favorece la segunda interpretación. La ambigüedad aparente en la interpretación del contacto, a lo largo de la falla de La Aldana, puede entenderse si se acepta que el conglomerado se haya acumulado al pie de la falla, cuando ésta aún estaba activa. La presencia de conglomerados continentales (Formación Cenicera, Eoceno; Labarthe *et al.*, 1982), cerca de las fallas maestras del *graben* de Villa de Reyes, permite considerar que estas fallas ya existían durante el Eoceno.

Labarthe y colaboradores (1982) y Tristán (1986) consideraron que los *grabens* de Villa de Reyes, Enramadas y Bledos (Figura 5) se formaron durante el Oligoceno medio y que fueron rellenados por las rocas clásticas de la Formación Panalillo (K-Ar $\sim 26.8 \pm 1.3$ Ma). La distribución de algunas unidades volcánicas a lo largo de la depresión del Peaje (Tristán y Labarthe, 1979) también sugiere que fueron depositadas en una depresión topográfica, con rumbo N40°E y anchura promedio de 8.5 km.

Una de las áreas más estudiadas de la región es el distrito minero de Guanajuato y sus alrededores, en el cual se puede establecer varias etapas de fallamiento cenozoico, siendo la más antigua la ocasionada por el depósito del Conglomerado Rojo de Guanajuato (Edwards, 1955). Posteriormente, hubo un fallamiento anterior a la acumulación de la Formación Calderones (Nieto-Samaniego, 1985). Las vetas-falla de los sistemas de La Luz, Veta Madre y La Sierra son posteriores al depósito de la Formación Calderones. Gross (1975) determinó que la mineralización en la Veta Madre fue emplazada hace aproximadamente 27 Ma (K-Ar en adularia). Las vetas de los sistemas Veta Madre y La Sierra fueron, a su vez, cortadas por fallas posteriores a la mineralización (e.g., fallas El Capulín, Cardones y Amparo). Los eventos más recientes [postpleistocénicos (?)] son el movimiento a lo largo de la falla El Bajío (Martínez-Reyes; comunicación personal, 1986) y en el *graben* de Campuzano (Figura 4).

Se ignora si algunos de los eventos del distrito minero de Guanajuato son de carácter local, relacionados con el empla-

zamiento de intrusivos hipabisales durante la etapa magmática del Oligoceno, o si se relacionan con fenómenos tectónicos de carácter regional.

ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE

La información acerca del estado tectónico actual de la Mesa Central es escasa y de valor discutible. Aún más, es posible que algunos de los datos aquí citados no sean extrapolables a toda la región, por lo que el lector deberá tomar con cierta reserva algunos de ellos, pues estas conclusiones son provisionales.

Las zonas en las cuales existe tectónica de extensión activa (e. g., el *rift* del Río Grande) se caracterizan por flujo térmico alto, volcanes relativamente jóvenes (algunos de ellos portadores de xenolitos ultramáficos), cuencas excepcionalmente profundas y fallamiento reciente. La actividad sísmica asociada es, en apariencia, intermitente y los eventos tienen una magnitud baja (Seager y Morgan, 1979).

En la región considerada (i. e., al norte de la falla El Bajío) es común encontrar acuíferos con aguas termales (e. g., Taboada, Gogorrón, Ojo Caliente, Aguas Buenas, Aguascalientes, etc.). En algunos lugares aislados existen pequeños campos volcánicos pleistocénicos (?), constituidos por basaltos alcalinos y/o basanitoides (Ventura y Espíritu Santo, S. L. P, y San Diego de la Unión, Guanajuato). Asociados a este volcanismo (Aranda-Gómez *et al.*, en prensa) a veces se encuentra basaltos con xenolitos, provenientes del manto superior y de la base de la corteza (Aranda-Gómez, 1982). Las localidades continentales con xenolitos se asocian, común aunque no necesariamente, a medios ambientes de extensión (Forbes y Kuno, 1967; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987). Estimaciones indirectas del gradiente geotérmico en el área indican que éste es alto (Aranda-Gómez, 1982). Las estimaciones basadas en el flujo térmico, medido cerca de la superficie, también coinciden (Ziagos *et al.*, 1985).

La presencia de depósitos extensos de grava y arena con fauna pliocénico-pleistocénica (Mooser, 1959; Carranza-Castañeda *et al.*, 1982) es característica de la región. Estas acumulaciones de clásticos rellenan parcialmente las depresiones topográficas del río La Laja, valle de Villa de Reyes, Lagos de Moreno y valle de Aguascalientes (DEGETENAL, 1980). Se cree que estos depósitos estén genéticamente relacionados al levantamiento regional que afectó a las sierras que bordean a las fosas tectónicas. Un ejemplo notable es el Cerro del Cubilete, en el cual gravas y arenas del Pleistoceno (?) están elevadas 600 m sobre sus contrapartes en El Bajío (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). El patrón morfológico de la Sierra de Guanajuato (Figura 2) sugiere que toda ella podría haberse elevado y basculado hacia el NE, fenómeno que aún pudiera estar sucediendo. Labarthe y colaboradores (1982), Labarthe y Aguillón-Robles (1985), y Tristán (1987) también sugirieron basculamientos (10-15°) en esta dirección, en los alrededores de San Felipe, Guanajuato. Existen testimonios históricos de terremotos que causaron destrucción y apertura de grietas en Villa Hidalgo, San Luis Potosí. Cabrera-Ipifia (1969, p. 60) describió los hechos de la manera siguiente:

“Mediaba el siglo pasado y, en la entonces pequeña ciudad de San Luis Potosí, se hacía una colecta general con el fin de recabar fondos para la reconstrucción del vecino pueblo de Picachos, llamado después Iturbide y hoy Villa Hidalgo, el cual había sido totalmente destruido por un terremoto.”

“Hace unas décadas los habitantes de Pozo del Carmen despertaron una noche sobresaltados por un fuerte temblor de tierra acompañado de retumbantes y profundos ruidos subterráneos, y cuál no sería su sorpresa al ver, a la mañana siguiente, que se había abierto una gran grieta en el suelo, de tres metros de anchura y seis de profundidad que arrancaba desde las mismas casas del rancho corriendo hasta treinta kilómetros al norte.”

Una revisión parcial de los registros compilados por el Instituto de Geofísica de la UNAM (R. Mota-Palomino, comunicación personal, 1986) indica que hay actividad sísmica en la región comprendida entre San Miguel de Allende y San Juan de los Lagos [falla El Bajío (?) y/o *graben* de Campuzano]. Una lista de eventos sísmicos con epicentros cerca del borde sudoccidental de la meseta volcánica del Terciario medio incluye los datos que se proporciona en la Tabla 1:

Tabla 1.- Sismos importantes en la región.

Fecha	Hora	Comentarios	Epicentro
20-09-1938	12:26	Sentido en S. Miguel de A.	20°00', 101°00'
29-10-1938	18:11	Sentido en Celaya	20°52', 100°53'
14-08-1946	16:15	Sentido en S. Miguel de A.	20°58', 101°03'
18-01-1947	09:06	Sentido en S. Miguel de A.	20°58', 101°03'
22-01-1947	04:19	Sentido en S. Miguel de A.	20°58', 101°03'
26-05-1947	18:20	Sentido en S. Miguel de A.	20°58', 101°03'
17-01-1947	12:24	Daños en L. de Moreno	21°15', 101°50'

Estas evidencias indican que en el área hubo actividad tectónica recientemente. Sin embargo, en el caso particular de los valles de Aguascalientes y Villa de Reyes, donde en los últimos años se ha reportado “grietas” en el aluvión con movimiento relativo (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1986), no es posible considerar estas “fallas” como evidencias de tectónica activa, ya que se está sobreexplotando los acuíferos de ambas regiones (Martínez-Ruiz, 1984; Martínez-Ruiz y Aguirre, 1984).

LAS RELACIONES ENTRE LAS ESTRUCTURAS CENOZOICAS

La teoría del fracturamiento de las rocas establece que, cuando un cuerpo isotrópico de las mismas esté sujeto a un esfuerzo externo, y cuando éste se sobrepase, el cuerpo tenderá a romperse, formando un juego conjugado de fracturas de cizalla inclinadas o un juego de fracturas de extensión verticales. En cualquiera de los dos casos, la orientación geométrica de las fracturas tendrá una relación definida con las componentes del esfuerzo que las originó. Todo esfuerzo puede resolverse en tres componentes principales, que por su magnitud reciben los nombres de: máximo (σ_1), intermedio (σ_2) y mínimo (σ_3). El componente σ_1 concuerda con la dirección de compresión máxima y bisecta el ángulo agudo, entre los juegos conjugados de fracturas de cizalla. El componente σ_3 coincide con la dirección de extensión máxima y σ_2 con el rumbo del juego de fracturas (Ragan, 1973, p. 149-157). De acuerdo con esto, en el caso ideal de que las rocas de la corteza fueran isotrópicas, un solo período de tectónica extensiva generaría un único juego conjugado de fallas normales (i. e., de *grabens*), que en su conjunto tendrían un rumbo aproximadamente perpendicular a la dirección de extensión máxima. Esta explicación simple no puede aplicarse, directamente, a los patrones de fracturamiento de la parte meridional de la Mesa Central,

ya que existen dos juegos conjugados de fallas, y el rumbo de las estructuras no es constante.

Se presenta a continuación algunas explicaciones optativas: (1) que los juegos conjugados de fallas normales hubiesen sido generados en períodos sucesivos de deformación, en los que las orientaciones de los componentes σ_2 y σ_3 eran radicalmente distintas; (2) que la corteza no era isotrópica, y que estructuras preexistentes, posiblemente en el "complejo basal", funcionaron como planos de deslizamiento al actuar los esfuerzos extensivos; (3) que el fallamiento se relacionó a un levantamiento regional a gran escala, lo que produjo una "ampolla" de gran dimensión en la corteza terrestre, y trajo como consecuencia la formación simultánea de fallas con orientaciones diversas; o (4) que el fracturamiento se asoció a un movimiento transcurrente entre dos grandes bloques de la corteza.

En el primer caso se esperaría que existiese una relación de edad bien definida entre los dos juegos conjugados de fallas normales. Es decir, se podría establecer sistemáticamente, a través del área, que los *grabens* con rumbo NE son más jóvenes que aquéllos con rumbo NW, o viceversa. Un estudio superficial de la información geológica publicada demuestra que éste no es el caso. En el área de Nuevo Valle de Moreno, Guanajuato, el *graben* de Villa de Reyes (NE) está cortado y termina en la falla El Bajío. A su vez esta falla es desplazada por estructuras con rumbo NE en las cercanías de Lagos de Moreno, Jalisco (O. Quintero-Legorreta, comunicación personal, 1986) y de la ciudad de Guanajuato (falla La Aldana, J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986; *graben* de Campuzano, Lara-Hernández, 1985). Adentrándose en la altiplanicie volcánica, es notorio que el *graben* de Villa de Reyes tiene bordes "aserrados", lo que sugiere que algunas fallas con rumbo NW lo cortan y desplazan. Sin embargo, de acuerdo con la cartografía de Labarthe y colaboradores (1982), los *grabens* de Enramadas y Paso Blanco (ambos NW) terminan en la falla maestra del lado oriental del *graben* de Villa de Reyes. En la región de La Tomatina, Aguascalientes, se observó (Aranda-Gómez, 1989) que existe la misma ambigüedad en la relación de edades entre las fallas con rumbos NE y NW. Esto mismo puede verse en el lado sur de la cortina de la presa de San José, cerca de la ciudad de San Luis Potosí. Ahí se observa numerosas fallas rellenas de salbanda y es imposible establecer una relación constante entre sus edades.

La segunda explicación resulta más difícil de evaluar y probar. Para esto sería necesario conocer detalladamente las características estructurales de las rocas mesozoicas del área. Además, se requeriría demostrar que un período, o varios, de deformación, de los que se desconoce la orientación de los esfuerzos, habrían sido capaz de reactivar estructuras abajo de la cubierta cenozoica, y que estas estructuras se habrían propagado hacia la cubierta. Hasta donde conocemos, el único estudio detallado de las estructuras mesozoicas en el área es el que realizó Nieto-Samaniego (1985a) en las cercanías del distrito minero de Guanajuato. Resulta atractivo que en el "complejo basal" se pueda demostrar estadísticamente la existencia de anisotropías con orientaciones parecidas a las de las fallas cenozoicas (Figura 3). Sin embargo, no existe un argumento convincente que permita suponer que estas estructuras se encuentren abajo de la cubierta cenozoica, a través de toda el área. De hecho, la geología del "complejo basal" de la Sierra de Guanajuato parece diferir notablemente de aquella expuesta al nororiente (e. g., en la Sierra de Álvarez,

S. L. P.; Figura 2).

La tercera opción que, en esencia, puede explicar la formación simultánea de fallas tensionales, con orientaciones diversas, es una de las explicaciones clásicas frecuentemente aplicada a los grandes sistemas de *rift* (e. g., el *rift* del Este de África y el *graben* del Rhin). Creemos que la cantidad y calidad de la información estructural acerca de las rocas cenozoicas del centro de México aún no es suficiente para hacer una evaluación rigurosa de esta hipótesis. No obstante, cabe señalar que la región tiene una altura promedio sobre el nivel del mar considerable, y que en muchas partes de ella existen evidencias de levantamientos diferenciales importantes y de basculamientos significativos.

Stewart (1978) consideró que la Mesa Central está ubicada en el extremo meridional de la provincia tectónica *Basin and Range*. Varios autores (e. g., Spencer, 1969, p. 431-434) han señalado la posibilidad de que en sectores extensos de esta provincia, el fallamiento normal pudiera estar genéticamente asociado a movimientos transcurrentes entre grandes bloques de la corteza. Stewart (*op. cit.*) discutió, con cierto detalle, éste y otros modelos, señalando que el fallamiento normal pudiera ser el producto de tensión oblicua, asociada al movimiento absoluto entre las placas del Pacífico y de América del Norte. Sin embargo, Stewart (*op. cit.*) favoreció la teoría de que la tectónica extensiva en *basin-and-range* esté relacionada a *back-arc spreading*, aunque no excluyó la posibilidad de que la introducción del sistema de fallas transformantes de San Andrés pudiera haber influido de manera determinante en el desarrollo de *basin-and-range*.

En el caso del área estudiada, debe tenerse en cuenta que la región se halla precisamente en los límites con otra provincia tectónicamente activa: el Eje Neovolcánico. Esta franja de volcanes activos tiene patrones estructurales complejos, cuyo origen dista de ser comprendido (e. g., Shurbet y Cebull, 1984, p. 160). Según algunos autores, el Eje Neovolcánico coincide con una zona de desplazamiento a rumbo, con movimiento lateral diestro (e. g., Gastil y Jensky, 1973). Para otros investigadores el patrón tectónico, en algunos sectores del Eje Neovolcánico, está dominado por *grabens* o zonas de *rift* (Luhr *et al.*, 1985; Allan *et al.*, en prensa).

Nieto-Obregón y colaboradores (1985) efectuaron un estudio detallado del límite entre la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico, en la región de Tequila, Jalisco. De acuerdo con ellos, el límite es una falla transcurrente activa, con movimiento lateral diestro. En su artículo, también registraron (Nieto-Obregón *et al.*, *op. cit.*, p. 632) un desplazamiento vertical importante, a lo largo del límite. Según Allan y colaboradores (en prensa), el fallamiento normal en la región de Tequila, Jalisco, ocurrió entre el Plioceno temprano y el Pleistoceno temprano. A partir de entonces, el movimiento ha sido principalmente de tipo transcurrente.

Shurbet y Cebull (1984) propusieron que el Eje Neovolcánico fuese el límite incipiente entre una microplaca y la placa de América del Norte. De acuerdo con su modelo, la cadena de volcanes se caracteriza por "transtensión" (extensión oblicua), debido a una diferencia pequeña de velocidad entre las placas tectónicas de la región. De existir esta extensión oblicua (NE-SW), causaría o renovarían el movimiento en fallas normales con rumbo NW.

Hasta la fecha, ninguno de los investigadores que han trabajado en la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de

la Mesa Central ha reconocido fallas con movimiento transcurrente (J. Martínez-Reyes y G. Labarthe, comunicaciones personales, 1986). El desplazamiento inferido en todas las estructuras en la región es predominantemente normal. Esto concuerda con la interpretación de Allan y colaboradores (en prensa), quienes señalaron que el movimiento transcurrente se limita al *rift* de Tepic-Chapala, y que al oriente de esta estructura no existen evidencias de corrimiento lateral.

Una última alternativa es que los dos juegos de *grabens* pudieran haberse formado durante períodos consecutivos de deformación. La actividad tectónica posterior, en uno o más períodos, habría podido reactivar a ambos juegos, obliterando así las evidencias acerca de su edad relativa (Figura 8).

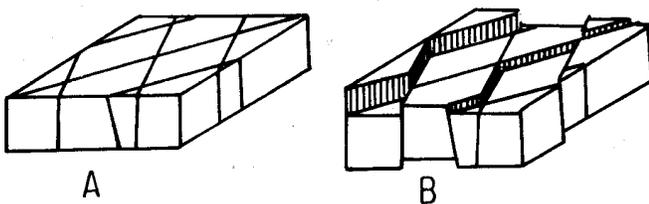


Figura 8.- Un patrón de fracturamiento existente (A), al ser reactivado en un medio ambiente extensional, causa movimiento simultáneo en los dos juegos de fracturas (B). La relación de edad entre las fallas normales así generadas es ambigua. (Spencer, 1969, p. 57).

SUMARIO Y CONCLUSIONES

La Sierra de Guanajuato es un elemento orográfico que se extiende por más de 100 km, con un rumbo aproximado N45°W. El frente sudoccidental de la sierra está, fisiográfica y geológicamente, bien definido. En la región comprendida entre Lagos de Moreno, Jalisco y el distrito minero de Guanajuato, el límite coincide con una falla normal, que aquí llamamos falla El Bajío. En el área, esta estructura constituye el límite entre dos grandes provincias fisiográficas y geológicas del centro de México. Al sur de la falla se encuentra la Altiplanicie Neovolcánica y al norte la Mesa Central (Raisz, 1964). Los límites noroccidental y suroriental de la sierra también son de origen tectónico. La frontera nororiental está definida pobremente: en algunos lugares (depresión del río La Laja), parece coincidir con un grueso relleno de grava pliocénico-pleistocénico (Carranza-Castañeda *et al.*, 1982); en otros, continúa a la manera de una meseta suavemente ondulada, constituida por rocas volcánicas del Terciario medio.

La Sierra de Guanajuato pertenece a la Mesa Central. En ella se puede observar muchas de las estructuras cenozoicas características de esa provincia fisiográfica. En la parte meridional de la Mesa Central, existen dos juegos conjugados de fallas normales, que dan origen a fosas y pilares tectónicos con rumbos NE y NW. Entre las fosas tectónicas más importantes se encuentran los *grabens* de Villa de Reyes (~N40°E), Aguascalientes (N10°E), Campuzano (N80°E), Paso Blanco (~N45°W), Enramadas (~N45°W) y Bledos (~N45°W) y la depresión de Lagos de Moreno. Otras estructuras de gran importancia, en el borde meridional de la Mesa Central, son la falla El Bajío (~N50°W), la Veta Madre (~N40°W) y el sistema de vetas de La Sierra (~N45°W).

En la región, hay evidencias de dos grandes períodos de deformación, que originaron estructuras radicalmente distin-

tas. Las rocas mesozoicas fueron deformadas por fuerzas compresivas y, subsecuentemente, sufrieron extensión, mientras que las rocas cenozoicas sólo muestran evidencias de extensión (fallamiento normal y basculamiento); se cree que el patrón de fracturamiento en la región exista desde el Eoceno y que haya sido repetidamente reactivado. Se interpreta a los conglomerados continentales del Eoceno (Conglomerado Rojo de Guanajuato y Formación Cenicera) como abanicos aluviales, depositados al pie de bloques de falla, que se elevaban rápidamente. La distribución regional de estos depósitos sugiere que las fallas El Bajío y La Aldana y el graben de Villa de Reyes ya existían en el Eoceno. Labarthe y colaboradores (1982) interpretaron a la Formación Panalillo como un depósito epiclástico volcánico, que relleno a los grabens de Villa de Reyes, Enramadas, Bledos y Paso Blanco, hacia el final del evento magmático que dio origen al campo volcánico de San Luis Potosí (32-27 Ma; Labarthe, *op. cit.*). Se cree que las gruesas acumulaciones de grava pliocénico-pleistocénicas, que rellenan parcialmente a las depresiones del río La Laja y Lagos de Moreno y a los *grabens* de Villa de Reyes y Aguascalientes, se hayan formado de una manera semejante al Conglomerado Rojo de Guanajuato, durante un nuevo período de actividad tectónica. Estas mismas gravas fueron afectadas por fallas y sugieren un desplazamiento de ~600 m en el frente de la Sierra de Guanajuato (falla El Bajío; J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). Este último dato señala que la parte meridional de la Mesa Central aún pudiera estar activa. La existencia de eventos sísmicos esporádicos de magnitud baja y un gradiente geotérmico relativamente elevado, son evidencia adicional acerca de este fenómeno.

Los dos juegos conjugados de fallas normales pudieron originarse durante períodos de extensión en que la orientación de los esfuerzos cambió considerablemente. No es posible establecer, a nivel regional, la relación cronológica entre las estructuras NE y NW, por lo que se cree que el patrón de fracturamiento haya sido heredado, y que ambos juegos se reactivaran simultáneamente. El origen último del patrón podría residir en anisotropías, heredadas del "complejo basal"; y los juegos conjugados de fallas pudieron originarse, consecutivamente, durante el Cenozoico, y períodos posteriores de extensión borraron la relación de edades, al causar movimientos simultáneos en estructuras pertenecientes a ambas orientaciones.

Recientemente, se ha propuesto que el Eje Neovolcánico pudiera ser el límite de una microplaca incipientemente desarrollada. Shurbet y Cebull (1984) sugirieron que a lo largo de esta cadena de volcanes debiera existir extensión, con un rumbo aproximado NE (lo cual produciría fallas normales NW). Luhr y colaboradores (1985) propusieron la existencia de un punto triple en el área, donde se unirían los *grabens* de Tepic, Colima y Chapala. Los posibles efectos de estos fenómenos en la región, situada inmediatamente al norte del Eje Neovolcánico, no han sido explorados.

AGRADECIMIENTOS

Una gran parte de la información aquí discutida se obtuvo de un informe inédito intitolado "Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes". Dicha investigación se realizó en 1985, como un programa conjunto entre la Universidad Autónoma de Aguascalientes y la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la UNAM. El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, y las instituciones arriba mencionadas,

brindaron apoyo económico para la investigación.

Los autores agradecen a Juventino Martínez-Reyes, Ezequiel Lara-Hernández, Luis Beraza-Eceizabarrena y Odranuel Quintero-Legorreta, el habernos permitido acompañarlos al campo, en repetidas ocasiones, y el habernos brindado el acceso a sus investigaciones, aún sin publicar. Víctor Dávila-Alcocer y Reynaldo Mota-Palomino proporcionaron información acerca de la edad de las rocas mesozoicas de La Tomatina, Aguascalientes, y de los eventos sísmicos en parte del área, respectivamente.

En repetidas ocasiones se discutió con Guillermo Labarthe, Margarito Tristán y Alfredo Aguillón-Robles acerca de la evolución tectónica de la fosa tectónica de Villa de Reyes.

Los doctores Fernando Ortega-Gutiérrez y Zoltan de Cserna, Raúl J. Marsal y Juventino Martínez-Reyes leyeron el informe acerca del "Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes", dando útiles opiniones y comentarios. También se agradece a Luis Delgado y a un árbitro anónimo los comentarios y observaciones acerca del presente estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 93, 76 p. (escala 1:50,000).
- Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., y Wopat, M., en prensa, Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated alkaline volcanism: *in* Dauphin, J. P., ed., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem.
- Aranda-Gómez, J. J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, Univ. Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- 1989, Geología preliminar del *graben* de Aguascalientes: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 8, p. 23-32.
- Aranda-Gómez, J. J., Labarthe, Guillermo, y Tristán, Margarito, 1983, El volcanismo cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental: Guadalajara, Jal., *Asoc. Ing. Min. Metal. Geól. México*, Convención Nacional, 15, Memoria, p. 261-287.
- Aranda-Gómez, J. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico: *in* Nixon, P. H., ed., *Mantle xenoliths*. Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., y Pier, J. G., en prensa, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza del Estado de San Luis Potosí: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 106, pte. 1.
- Aranda-Gómez, J. M., y Aranda-Gómez, J. J., 1986, Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes: Univ. Autón. Aguascalientes, 104 p. (informe inédito).
- Buchanan, L. J., 1979, The Las Torres Mine, Guanajuato, Mexico, Ore controls of a fossil geothermal system: Golden, Colorado School of Mines, disertación doctoral, 119 p. (inédita).
- Cabrera-Ipiña, O., 1969, manuscrito sin nombre: San Luis Potosí, en estencil, 60 p. (inédito).
- Carranza-Castañeda, Oscar, Miller, W. E., y Martínez-Reyes, Juventino, 1982, Early and late Cenozoic vertebrate localities in Central Mexico: México, D. F., *Soc. Vertebrate Paleontology*, Reunión anual, 42, Guidebook of Guanajuato, p. 1-50.
- CETENAL, 1975, Carta geológica Aldama, F14-C53: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:50,000.
- 1977a, Carta topográfica Guadalajara, F13-12: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- 1977b, Carta topográfica Guanajuato, F14-7: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- 1977c, Carta topográfica San Luis Potosí, F14-4: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- 1977d, Carta topográfica Zacatecas, F13-6: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- 1979, Carta topográfica Aguascalientes, F13-9: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- DEGETENAL, 1980, Carta geológica Guadalajara: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:1'000,000.
- Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 172-187.
- 1981, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, v. 5, p. 217-222.
- DETENAL, 1977, Carta topográfica Querétaro, F14-10: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), escala 1:250,000.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 264-H, p. 153-183.
- Forbes, R. B., y Kuno, Hisashi, 1967, Peridotite inclusions and basalitic host rocks: *in* Wyllie, P. J., ed., *Ultramafic and related rocks*. Nueva York, John Wiley and Sons, p. 328-337.
- Gastil, R. G., y Jensky, W. A., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, v. 13, p. 171-180.
- Grasel, P. C., 1979, The reconnaissance geology of the La Salitrera mining district, San Luis Potosí, Mexico: Houston, Univ. Houston, tesis de maestría, 218 p. (inédita).
- Gross, W. H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Econ. Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Hernández-Láscars, Delfino, 1981, Estratigrafía de la región central de Aguascalientes, Ags.: *Soc. Geol. Mexicana, Gaceta Geológica*, v. 6, núm. 31, p. 17-33.
- INEGI, 1981, Carta geológica México: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, escala 1:1'000,000.
- Labarthe, Guillermo, y Aguillón-Robles, Alfredo, 1985, Cartografía geológica 1:50,000 Hoja Presa de San Bartolo, Gto.: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 104, 51 p.
- Labarthe, Guillermo y Tristán, Margarito, 1978, Cartografía geológica Hoja San Luis Potosí: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 59, 41 p. (escala 1:50,000).
- Labarthe, Guillermo, Tristán, Margarito, y Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Lara-Hernández, Ezequiel, 1985, Cartografía geológica del área NW, Hoja Aldama, F14-C53, Escala 1:50,000, Guanajuato: La Paz, Univ. Autón. Baja California Sur, tesis profesional 79 p. (inédita).
- Ledezma-Guerrero, Odilón, 1960, Bosquejo geológico de la zona de Neutla, Guanajuato: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 68 p. (inédita).
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., y Carmichael, I. S. E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico; manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump: *Geology*, v. 13, p. 54-57.
- Lugo-Hubp, José, Ortiz-Pérez, M. A., Palacio-Prieto, J. L., y Bocco-Verdinelli, G., 1985, Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala): *Geofís. Internal. (México)*, v. 24, p. 83-96.
- Martínez-Ruiz, V. J., 1984, Control geológico estructural del agua

- subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 97, 12 p.
- Martínez-Ruiz, V. J., y Aguirre, M. A., 1984, Comportamiento del nivel estático del acuífero profundo de la cuenca de San Luis Potosí hasta junio de 1984: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 96, 19 p.
- Mooser, Oswaldo, 1959, La fauna "Cedazo" del Pleistoceno en Aguascalientes: Univ. Nat. Autón. México, Inst. Biología, Anales, v. 29, p. 409-452.
- Mooser, Oswaldo, y Dalquest, W. W., 1975, A new species of camel (Genus *Camelops*) from the Pleistocene of Aguascalientes, Mexico: The Southwestern Naturalist, v. 19, p. 341-345.
- Nieto-Obregón, Jorge, Delgado-Argote, L. A., y Damon, P. E., 1985, Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt: Geofís. Internal. (México), v. 24, p. 623-663.
- Nieto-Samaniego, A. F., 1985a, Análisis estructural del distrito minero de Guanajuato: Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Estación Regional del Centro, informe interno, 41 p. (inédito).
- 1985b, Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato, Gto.: Guanajuato, Univ. Guanajuato, Fac. Min. Metal. Geología, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- Ordóñez, Ezequiel, 1900, Les volcans du Valle de Santiago: Soc. Cient. Antonio Alzate (México), Mem., v. 14, p. 299-326.
- Pérez-Ibargüengoitia, J. M., 1967, Estudio geológico del área de San Felipe en el Estado de Guanajuato: Univ. Nat. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 71 p. (inédita).
- Pérez-Ibargüengoitia, Rafael, 1968, Estudio geológico de la región occidental del distrito de San Felipe, Estado de Guanajuato: Univ. Nat. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 91 p. (inédita).
- Ragan, D. M., 1973, Structural Geology; an introduction to geometrical techniques: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 149-157.
- Raisz, Erwin, 1964, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1:3,000,000, 2^a ed.
- Seager, W. R., y Morgan, P. 1979, Río Grande rift in southern New Mexico, west Texas and northern Chihuahua: in Riecker, R. E., ed., Río Grande rift, tectonics and magmatism. Washington, Am. Geoph. Union, p. 87-106.
- Shurbet, D. H., y Cebull, S. E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, v. 101, p. 159-165.
- Silva-Mora, Luis, 1979, Contribution à la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexican — étude géologique et pétrologique des laves du Michoacán oriental: Marsella, Univ. Aix Marseille III, tesis doctor ingeniero, 230 p. (inédita).
- Spencer, E. W. 1969, Introduction to the structure of the Earth: Nueva York, McGraw-Hill, 597 p.
- Stewart, J. H., 1978, Basin-range structure in western North America: a review: Geol. Soc. America, Mem. 152, p. 1-30.
- Teja-Segura, M. A., de la, 1982, Estudio geológico preliminar del área tungstenífera de San José de Otates, Municipio de León, Gto.: México, D. F., Inst. Politéc. Nal., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 61 p. (inédita).
- Tristán, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del *graben* de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Tristán, Margarito, y Labarthe, Guillermo, 1979, Cartografía geológica Hoja Tepetate, S. L. P.: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 66, 31 p. (escala 1:50,000).
- Trujillo-Candelaria, J. A., 1985, Subsistencia de terrenos en la ciudad de Celaya, Gto.: México, D. F., Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Subdirección de Geohidrología, 8 p. (inédito).
- Ziagos, J. P., Blackwell, D. D., y Mooser, Federico, 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: Jour. Geophys. Research, v. 90, p. 5410-5420.

Manuscrito presentado: 28 de noviembre de 1986.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 3 de noviembre de 1987.

Manuscrito aceptado: 27 de noviembre de 1987.