

## LA DEFORMACIÓN CENOZOICA POSLARAMÍDICA EN LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO

Ángel Francisco Nieto-Samaniego<sup>1</sup>,  
Susana Alicia Alaniz-Álvarez<sup>1</sup> y  
Guillermo Labarthe-Hernández<sup>2</sup>

### RESUMEN

Los rasgos estructurales y las edades de la deformación poslaramídica en el sur de la Mesa Central contrastan con los de las provincias que la circundan. En la Sierra Madre Oriental, la deformación extensional cenozoica es mínima. Dentro del área estudiada de la Sierra Madre Occidental, la deformación extensional cenozoica ocurrió en dos eventos principales; el primero tuvo lugar en su parte oriental, formó las fosas de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Calvillo en el Mioceno temprano; y el evento más joven ocurrió en la parte occidental, entre los 14 y 5 Ma, asociado con la apertura del Golfo de California. Ambos eventos produjeron deformación biaxial.

En la parte meridional de la Mesa Central, la deformación cenozoica fue triaxial, formando fallas normales con dos direcciones aproximadamente ortogonales (NE y NW), que son presumiblemente sincrónicas. Los límites de la Mesa Central son el *graben* de Aguascalientes y el sistema de fallas San Miguel de Allende-Catorce, ambos con rumbo N-S. Hubo cinco eventos de deformación (un evento de deformación puede incluir varias fases de deformación; cf. Marshak y Mitra, 1988): dos de ellos tuvieron lugar en el Eoceno-Oligoceno temprano, el evento principal ocurrió en el Oligoceno tardío sincrónicamente con gran actividad volcánica, un cuarto evento en el Mioceno tardío y un último, de magnitud muy pequeña, en el Plioceno-Pleistoceno. Las fallas que forman las fosas de Tlaltenango, Juchipila y Calvillo se ajustan a un tensor de esfuerzos, donde el esfuerzo principal mínimo tiene una dirección 098°/03° y cuyas magnitudes relativas indican que  $\sigma_3$  es el 75% de  $\sigma_2$ . Para la Mesa Central se calculó el elipsoide de deformación finita para toda la corteza. La elongación principal máxima fue de 19% en dirección ~E-W, perpendicular a los límites tectónicos de la Mesa Central; en la dirección ~N-S, el alargamiento fue de 11%, y en la vertical hubo un acortamiento de ~24%. Los datos con que se cuenta indican que el tipo de deformación, bi- o triaxial, no depende del campo de esfuerzos, sino de las condiciones de frontera y la estructura del cuerpo deformado. Se concluye que la separación de los bloques de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental, ocurrida sincrónicamente con levantamiento y gran actividad magmática, causó la deformación triaxial en la Mesa Central, ya que afectó a una corteza fuertemente anisotrópica, con numerosos planos de debilidad preexistentes.

Palabras clave: México, Mesa Central, Sierra Madre Occidental, deformación cenozoica, volcanismo cenozoico, fallamiento normal.

### ABSTRACT

The age and structural features of Cenozoic extensional deformation in the southern Mesa Central are very different from those of the surrounding provinces. In the Sierra Madre Oriental, the Cenozoic extensional deformation is imperceptible. In the Sierra Madre Occidental, the Cenozoic extensional deformation occurred in two main events: the first one took place in the eastern sector forming the Bolaños, Tlaltenango, Juchipila and Calvillo grabens during early Miocene; the second event occurred in the western sector, between 14 and 5 Ma, and it was associated with the opening of the Gulf of California. Both events produced biaxial deformation. In contrast, in southern Mesa Central, the Cenozoic deformation was triaxial and formed two conjugate pairs of normal fault sets with orthogonal strikes (NE and NW) that are presumably contemporaneous. The edges of the Mesa Central are the Aguascalientes graben and the San Miguel de Allende-Catorce fault system, both with north-south trends. There were five phases of extensional deformation which affected the Mesa Central: two phases occurred in the Eocene-early Oligocene; the main phase occurred in the late Oligocene, simultaneously with high volcanic activity; the fourth phase took place in the late Miocene; and the last phase had minor magnitude in the Pliocene-Pleistocene. The computed stress tensor of the Tlaltenango, Juchipila and Calvillo grabens has a minimum principal stress ( $\sigma_3$ ) oriented 098°/03° with a relative magnitude of 75% of the intermediate principal stress ( $\sigma_2$ ) magnitude. Considering the bulk crust of the Mesa Central, the deformation ellipsoid was calculated and an extension of 19% was obtained in the maximum principal elongation direction oriented ~E-W. That orientation is perpendicular to the boundaries of the Mesa Central. The intermediate principal elongation was 11% in the ~N-S direction. The shortening occurred in vertical direction with an amount of 24%. The data indicate that the kind of deformation, bi- or triaxial, did not depend on the stress field, but on the boundary conditions and structural framework of the deformed body. It is concluded that the triaxial deformation was caused by the separation of the Sierra Madre Occidental and Sierra Madre Oriental blocks, simultaneously with uplift and high magmatic activity acting in the strongly anisotropic crust of the Mesa Central.

<sup>1</sup>Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Unidad de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1-742, 76001 Querétaro, Qro., México.

<sup>2</sup>Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Dr. Manuel Nava 5, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

Key words: Mexico, Mesa Central, Sierra Madre Occidental, Cenozoic deformation, Cenozoic volcanism, normal faults.

## INTRODUCCIÓN

Durante los últimos diez años, el conocimiento sobre la estratigrafía y la estructura de la parte meridional de la Mesa Central (MC) se ha incrementado notablemente, gracias a los trabajos cartográficos de Labarthe-Hernández y colaboradores (1982, 1989), Nieto-Samaniego (1990), Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991, 1992), Nieto-Samaniego y Aranda-Gómez (1991), Pasquarè y colaboradores (1991), Ramos-Salinas y Flores-Castro (1991), Martínez-Reyes (1992), Quintero-Legorreta (1992), Aguillón-Robles y colaboradores (1994), Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1994), y Nieto-Samaniego y colaboradores (1996). También fueron publicados algunos trabajos que abordan el aspecto tectónico (Pasquarè *et al.*, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Para investigar la deformación cenozoica en la Mesa Central (MC), se hizo la cartografía geológica de las hojas Dolores Hidalgo (CETENAL, 1973a), San Miguel de Allende (CETENAL, 1973b) y Celaya (CETENAL, 1973c), con el objeto de complementar la información ya existente e integrar un mapa geológico del área (Figura 1). Se hizo, además, levantamientos estructurales regionales en la parte meridional de la MC y de la Sierra Madre Occidental (SMOc). Durante los levantamientos de campo y la compilación de la información publicada, se puso énfasis en la estratigrafía y el fallamiento cenozoicos.

La presencia de fallas normales de edad cenozoica está documentada ampliamente en toda el área de estudio (*e. g.*, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 1989), pero no fueron consignados movimientos transcurrentes importantes en las estructuras conocidas. En el trabajo de campo se observó que las fallas cenozoicas normales de la Mesa Central tienen dos rumbos preferentes, ellas no tienen una edad relativa única; además, durante cada evento de deformación, hubo actividad de fallamiento con ambos rumbos preferentes. Esto implica que las fallas tuvieron actividad sincrónica, considerando el lapso Oligoceno-Pleistoceno, y que produjeron deformación triaxial. Aunque se ha propuesto que la MC constituye la extensión meridional de la provincia de Cuencas y Sierras de Norteamérica (PCSN) (Henry y Aranda-Gómez, 1992), el estilo de la deformación en la parte meridional de la MC es distinto al de esa provincia; también lo es del observado en la Sierra Madre Occidental ubicada al poniente, la Sierra Madre Oriental (SMOr) ubicada al oriente y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que se encuentra al sur.

En este estudio se analiza los sistemas cenozoicos de fallas regionales, documentando dos tipos de deformación. Una deformación triaxial en la parte meridional de la MC y una biaxial en la SMOc. Se establece, además, los eventos principales de deformación y se estima las direcciones principales del elipsoide de deformación que fue acumulado durante el Cenozoico, por último, se discute brevemente las implicaciones tectónicas del estilo y magnitudes de la deformación de la MC.

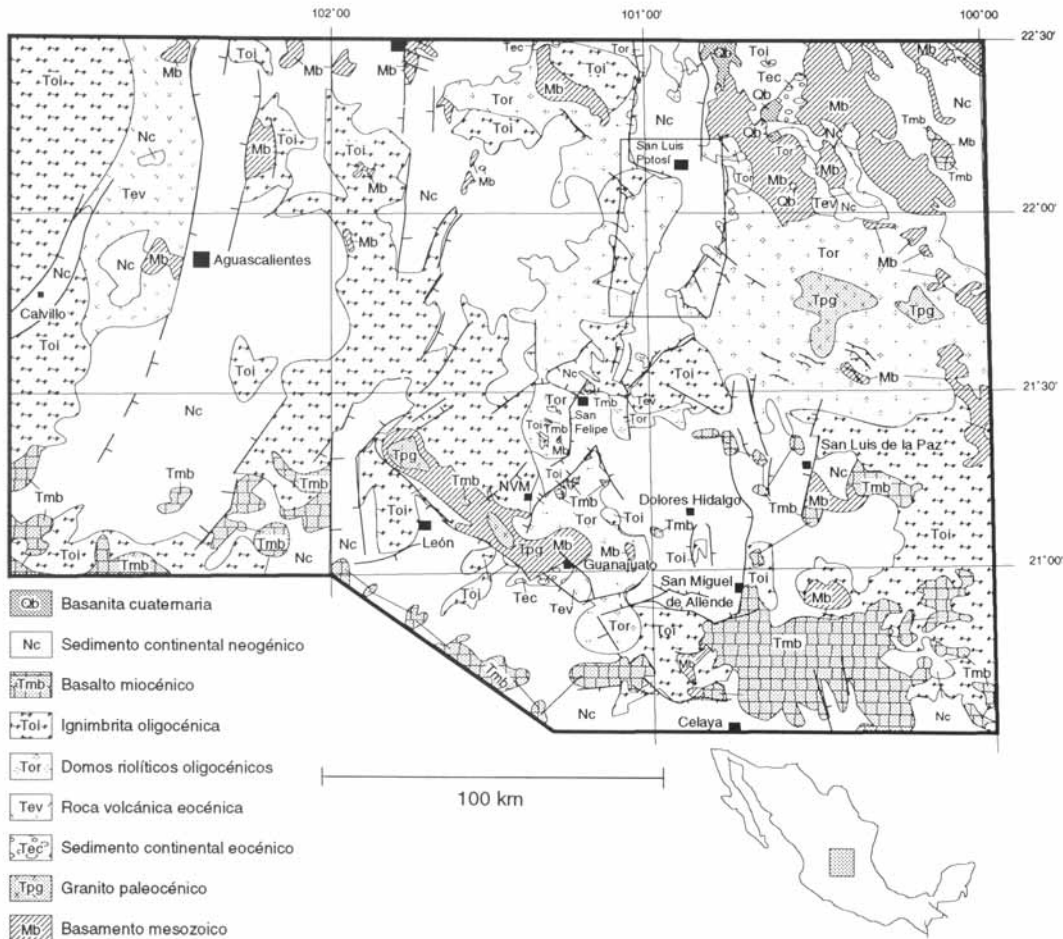
## HIPSOGRAFÍA

El área cubierta por el mapa hipsográfico (Figura 2, A) corresponde a las partes sudoriental de la Sierra Madre Occidental y meridional de la Mesa Central. Casi toda la SMOc muestra cotas menores que 2,400 m s.n.m.m. Si se observa la curva de nivel 2,000, es evidente que dentro de esta zona la configuración hipsográfica consiste en grandes depresiones alargadas con dirección N10°E. Las zonas con cotas entre 2,000 y 2,400 tienen límites cuya linealidad es clara; sin embargo, muestran evidencias de erosión remontante bastante avanzada: obsérvese lo plano de sus cimas, lo pequeño de su anchura en comparación con su longitud, y la penetración profunda de valles angostos en los límites.

La totalidad del área correspondiente a la SMOc tiene una configuración hipsográfica homogénea y se sabe que aflora la misma litología. Además, fueron reconocidas fallas normales de dirección N y NNE que coinciden con la ubicación de las depresiones topográficas (Gastil, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), lo que justifica suponer la continuidad del patrón estructural en la porción de la SMOc que se muestra en la Figura 2, A. Las depresiones y elevaciones muy alargadas y paralelas que muestra la hipsografía, sugieren que estas formas del relieve corresponden a un sistema estructural de fosas y pilares tectónicos paralelos. Al analizar la información geológica, se observa la coincidencia de fosas y pilares tectónicos con las depresiones y elevaciones del mapa hipsográfico; ejemplos de esto son las fosas tectónicas de Calvillo, Juchipila, Tlaltenango y Bolaños (Figuras 1, 2 y 3).

Se observa en la MC áreas pequeñas y aisladas con cota >2,400 (Figura 2). Estas elevaciones no corresponden a aparatos volcánicos que pudieran aumentar el relieve local. La característica más importante de esta zona es que tiene numerosas depresiones y elevaciones que forman valles y sierras que no tienen una dimensión mucho mayor, sino que forman polígonos irregulares. Se puede apreciar que hay cuatro grandes depresiones topográficas dentro de la MC, una que se extiende de Nuevo Valle de Moreno a San Luis Potosí, otra en Aguascalientes que tiene dirección N-S, una con dirección NW-SE que se extiende de Aguascalientes a Celaya y otra en cuyo interior están ubicadas las poblaciones de Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende. Por la información geológica se sabe que estas depresiones corresponden al *graben* de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986), al *graben* de Aguascalientes (Aranda-Gómez, 1989) y a las semifosas de El Bajío y San Miguel de Allende, respectivamente. En el interior de las zonas con cota >2,000, se aprecia áreas con cota >2,400 que constituyen bloques tectónicos de formas poligonales; estos bloques están separados por fosas tectónicas menores, que tienen tres direcciones preferentes: N-S, NE-SW y NW-SE.

La configuración hipsográfica de la MC contrasta con la que presenta la SMOc. En la segunda se observa una serie de depresiones paralelas orientadas N10°E, mientras que la MC tiene una configuración de depresiones y elevaciones mucho



Esta figura fue redibujada en computadora por Gabriela Pantoja Iruy.

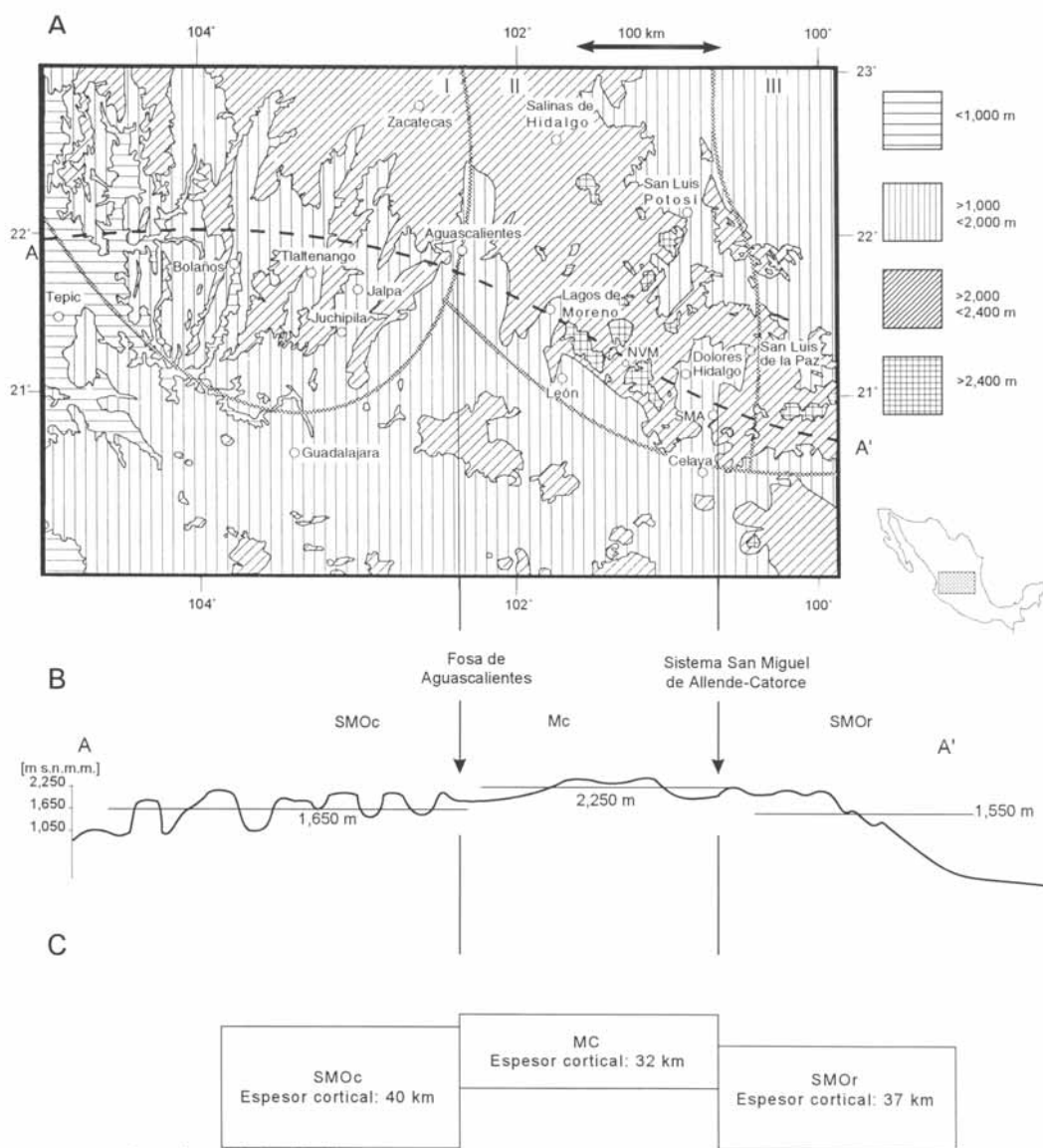
Figura 1. Mapa geológico de la parte meridional de la Mesa Central. NVM: Nuevo Valle de Moreno. El recuadro muestra la localización de la Lámina 1.

menos regular. En la sección topográfica de la Figura 2, B, donde se incluye la SMOr, se observa que la MC, ubicada entre las dos sierras, contiene las cotas mayores, con una elevación media de 2,250, mayor que la SMOc con 1,650 y la SMOr con 1,550. Los límites de la zona elevada y el cambio en los comportamientos hipsográfico y estructural coinciden con sistemas de fallas regionales: en la parte oriental con el sistema de fallas de San Miguel de Allende-Catorce y en el poniente con la fosa de Aguascalientes (Figuras 1 y 3). Por otra parte, estimaciones de los espesores de la corteza basados en datos sísmicos y gravimétricos, que fueron consignados por Meyer y colaboradores (1958), Fix (1975), Rivera y Ponce (1986), Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992), y Campos-Enrí-

quez y colaboradores (1992), permiten asignar a la SMOr 37 km, a la SMOc 40 km y a la MC 32 km. La simetría de estos espesores y de la hipsografía a lo largo de una sección ~E-W, muestra un bloque cortical adelgazado y elevado entre dos bloques más gruesos y deprimidos (Figura 2, C).

#### ESTRUCTURAS PRINCIPALES

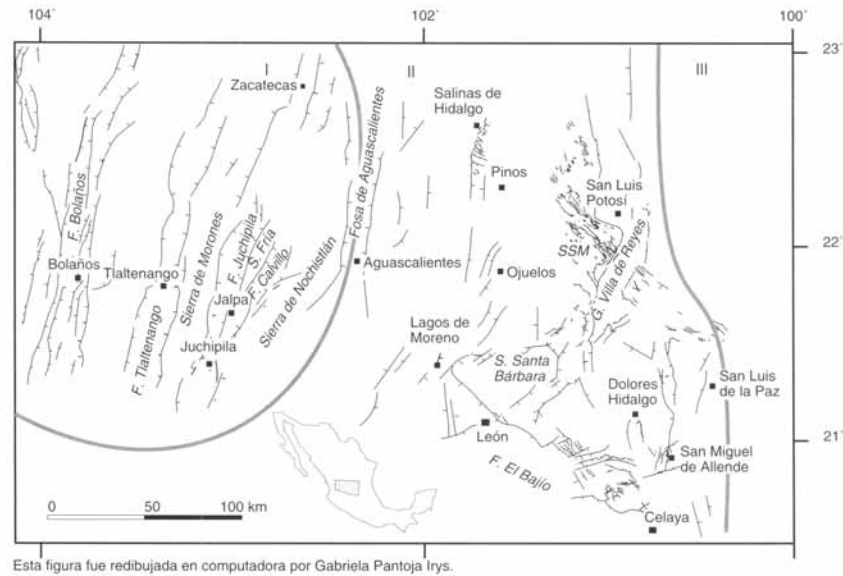
Las estructuras más prominentes de la SMOc, dentro de la parte estudiada, son las fosas tectónicas de Calvillo, Juchipila, Tlaltenango y Bolaños (Figura 3); en las tres primeras fueron realizados levantamientos estructurales de detalle, pero en la última no se hizo trabajo de campo. Las fosas de Juchipila



m s.n.m.m.: metros sobre el nivel medio del mar.

Esta figura fue redibujada en computadora por Gabriela Pantoja Irys y Samuel Hernández Olvera.

Figura 2. A. Mapa hipsográfico. Las zonas con números romanos delimitan: (I) la Sierra Madre Occidental, (II) la Mesa Central y (III) la Sierra Madre Oriental. Obsérvese que en la zona I el patrón hipsográfico muestra depresiones y elevaciones regulares y alargadas con rumbo N10°E, mientras que en la zona II el arreglo hipsográfico es más complejo, con elevaciones y depresiones pequeñas de formas irregulares. La línea punteada marca la traza del perfil topográfico. SMA, San Miguel de Allende; NVM, Nuevo Valle de Moreno. B. Perfil topográfico; el perfil se elaboró a partir de un mapa topográfico de escala 1:1'000,000; las frecuencias altas fueron eliminadas gráficamente. Obsérvese que la Mesa Central tiene una elevación promedio de 2,250 m s.n.m.m., mayor que la Sierra Madre Oriental (1,550 m s.n.m.m.) y la Sierra Madre Occidental (1,650 m s.n.m.m.). C. Diagrama que muestra a manera de bloques los espesores de la corteza y las elevaciones promedio para la Sierra Madre Oriental, Mesa Central y Sierra Madre Occidental. Se observa un bloque elevado y más delgado, bordeado por dos bloques más gruesos y deprimidos.



Esta figura fue redibujada en computadora por Gabriela Pantoja Irys.

Figura 3. Mapa que muestra las fallas cenozoicas poslaramíficas de la región de estudio. En la zona III hay ausencia casi total de fallas; obsérvese además el contraste en los arreglos estructurales de las zonas I y II. En la zona I se observa fosas y pilares tectónicos paralelos, sin estructuras transversales importantes. En la zona II hay tres direcciones preferentes de las fallas: las fallas que limitan esta zona tienen rumbo N-S, la fosa de El Bajío y el sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo tienen rumbo NW, y el graben de Villa de Reyes tiene rumbo NE. SSM: sierra de San Miguelito.

y Tlaltenango son paralelas y tienen una dirección promedio  $N10^{\circ}E$ . La fosa de Tlaltenango tiene aproximadamente 120 km de longitud, 15 de anchura y produjo un desnivel topográfico cercano a los 400 m. La fosa de Juchipila es una depresión alargada de aproximadamente 80 km de longitud y 15 km de anchura, con un desnivel topográfico que alcanza los 1,000 m. La fosa de Calvillo es más pequeña, está formada por una depresión alargada, bien definida, de 40 km de longitud y 12 km de anchura. El desnivel topográfico que produce esta fosa es de 900 m en promedio y se intersecta con la fosa de Juchipila en los alrededores de Jalpa; ahí presenta una dirección  $N45^{\circ}E$ , que cambia paulatinamente hasta su extremo septentrional, donde presenta  $N15^{\circ}E$ . En la zona de intersección no se observa desplazamiento relativo importante en ninguna de las fosas, por lo que es razonable considerar a la fosa de Calvillo como una ramificación de la fosa de Juchipila. En todas estas fosas, las fallas observadas en sus hombros son de ángulo alto y, en su gran mayoría, con desplazamiento dominante del tipo normal. No se hizo mediciones de los hundimientos; sin embargo, se asume sean mayores que las depresiones producidas, ya que las zonas hundidas están rellenas de sedimentos aluviales y lacustres, observándose solamente en algunos lugares afloramientos de las unidades que yacen debajo, formadas por derrames basálticos e ignimbritas, que presentan basculamientos de entre  $10$  y  $20^{\circ}$ .

Las sierras de Morones, Nochistlán y Sierra Fría constituyen los pilares tectónicos. La estratigrafía consiste en ande-

sitas de edad eocénica ( $48.1 \pm 2.6$  Ma, K-Ar, plagioclasas [Webber *et al.*, 1994]). Estas rocas están cubiertas por lechos rojos (arenisca y conglomerado), que presentan inclinaciones  $\leq 10^{\circ}$ , medidas en los bloques levantados de las fosas. Yaciendo concordantemente sobre los lechos rojos, hay derrames de lava básica, para los cuales Webber y colaboradores (1994, *op. cit.*) obtuvieron una edad de  $23.7 \pm 1.4$  Ma (K-Ar, roca total). Enseguida, aparece una secuencia potente de ignimbrita riolítica fechada por Webber y colaboradores (1994), con edades que varían de  $25.9 \pm 2.5$  a  $24.9 \pm 2.7$  Ma (trazas de fisión en circones); en este artículo se presenta los resultados de un fechamiento por K-Ar hecho en separaciones de sanidino, del cual se obtuvo una edad de  $26.6 \pm 0.7$  Ma (Tabla 1). La cima de la secuencia está formada por derrames basálticos. En estas sierras las capas de basalto e ignimbrita de las partes superiores no presentan basculamiento; en general, los derrames son horizontales o bien presentan inclinaciones  $< 10^{\circ}$ . No se observó fosas perpendiculares u oblicuas a las fosas principales, pero sí fallas menores con esa orientación.

En la MC se distingue fácilmente como estructuras mayores (Figura 3): La fosa de Aguascalientes, con una dirección N-S y un hundimiento estimado en  $\sim 900$  m, considerando que el desnivel entre las rocas volcánicas que afloran en el hombro occidental y el valle es de  $\sim 400$  m y el espesor del relleno del valle es de  $\sim 500$  m (Jiménez-Nava, 1993). El graben de Villa de Reyes, con rumbo  $N30^{\circ}E$  y un hundimiento de  $\sim 500$  m (Tristán-González, 1986). La fosa de San Miguel de Allende,

Tabla 1. Datos isotópicos de K-Ar de una muestra de ignimbrita recolectada en la sierra de Nochistlán, parte meridional de la Sierra Madre Occidental.

Muestra	Tipo de roca	Unidad	Longitud W [°]	Latitud N [°]	Material	K [%]	<sup>40</sup> Ar* [ppm]	<sup>40</sup> Ar <sub>atm</sub> [%]	Edad [Ma]	±σ [Ma]
CTO-02	Ignimbrita	Secuencia ignimbítica de la sierra de Nochistlán	102.8375	21.5855	Sanidino	7.843 7.942	0.01502 0.01434	17.4 29.0	26.6	0.7

Análisis realizado por Geochron Laboratories en un concentrado de sanidino, dos fracciones.

La separación mineralógica se llevó a cabo en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

<sup>40</sup>Ar\*: Argón radiogénico.

<sup>40</sup>Ar<sub>atm</sub>: Argón atmosférico.

$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}$ /año.

$(\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon}) = 0.581 \times 10^{-10}$ /año.

de rumbo N-S y hundimiento superior a los 450 m (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1994). La fosa de El Bajío, de rumbo NW y hundimiento de ~900 m (Quintero-Legorreta, 1992; Hernández-Laloth, 1991). El sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, cuyas fallas tienen un rumbo NW-SE, en su gran mayoría inclinadas al SW, y tienen movimiento de tipo normal.

Existen numerosas fallas y fosas menores con direcciones NW, NE y E-W que confieren al patrón de fallas un arreglo poligonal complejo; la mayoría de estas fallas muestra desplazamiento de tipo normal. Las direcciones NW y NE de las fallas se presentan en todos los conjuntos estructurales de la MC; la edad relativa de las fallas no es única en la escala regional, ni tampoco en escalas menores (Nieto-Samaniego, 1990; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1993, 1994). En la parte estudiada de la MC, las unidades del Oligoceno terminal-Mioceno aparecen horizontales en los pilares tectónicos, o bien, presentan basculamientos <10°

## EDAD Y EVENTOS DEL FALLAMIENTO

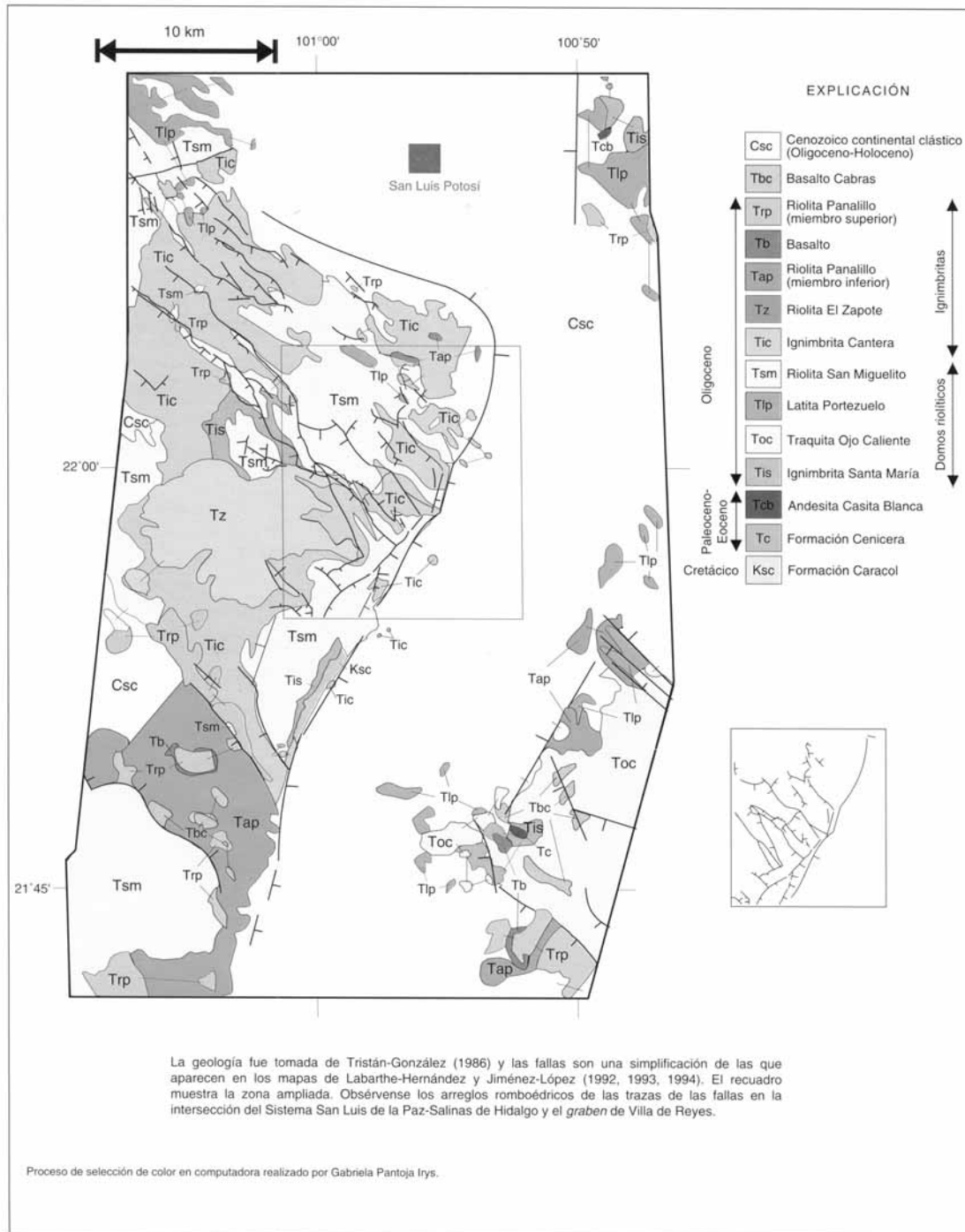
### MESA CENTRAL

Todas las fallas representadas en la Figura 3 cortan a unidades estratigráficas cenozoicas. Las edades de esas unidades permitieron distinguir eventos distintos de fallamiento con edades que van desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Plioceno-Pleistoceno(?) (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego, 1990; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Las fallas fueron estudiadas con mucho detalle en el distrito minero de Guanajuato (Guiza, 1949; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975; Nieto-Samaniego, 1985, 1990) y en la sierra de San Miguelito, San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994). En ambos lugares, se cuenta con información abundante acerca de la distribución, orientación, desplazamiento y edad de las estructuras. Desafortunadamente, no se dispone de información similar en otras sierras, aunque se tiene cartografía de detalle en la sierra de Santa Bárbara (Pérez-Ibargüengoitia, J.M., 1967; Pérez-Ibargüengoitia, R., 1968) y la parte oriental de la sierra de Codornices (Ledezman-Guerrero, 1960).

En el distrito minero de Guanajuato, las fallas son de tipo normal, tienen inclinaciones que varían de 45 a 60° y rumbos

predominantes NW y NE. Por su edad, pueden ser separadas en dos grupos; uno, del Paleoceno-Eoceno, está asociado con sedimentación de cuencas continentales, representado por conglomerado y arenisca y tiene actividad volcánica subordinada de composición andesítica. El otro grupo de fallas es de edad oligocénica y está asociado con volcanismo riolítico representado por mantos ignimbíticos y domos, estos últimos alineados a lo largo de las fallas. También hay, en cantidad menor, derrames andesíticos producto de actividad fisural. Los desplazamientos varían desde pocas decenas de metros hasta más de un kilómetro. Los basculamientos producidos varían según la edad de las rocas afectadas: rocas de edad eocénica (conglomerado y arenisca continentales) sufrieron basculamientos hasta de 45°; rocas del Oligoceno medio (conglomerado y arenisca volcánicos) tienen basculamientos hasta de 30° y las unidades más jóvenes, del Mioceno tardío (basaltos), sufrieron basculamientos <15°. En el distrito minero de Guanajuato, se logró diferenciar cinco eventos de fallamiento normal que activaron estructuras tanto de rumbo NW como NE. Estos eventos abarcan probablemente del Paleoceno al Cuaternario: dos eventos tuvieron lugar antes del emplazamiento de los domos riolíticos de 30 Ma (Nieto-Samaniego, 1990), un evento de deformación máxima ocurrió entre 30 y 27 Ma (Nieto-Samaniego, 1990), seguido de dos eventos de menor magnitud, uno de ellos documentado por los desplazamientos de andesitas y basaltos del Mioceno tardío (Pasquaré *et al.*, 1991) que forman grandes mesetas en el límite MC-FVTM y el otro ocurrido en el Plioceno-Pleistoceno(?) (Nieto-Samaniego, 1990).

En la sierra de San Miguelito (SSM) se intersectan dos sistemas estructurales regionales: el *graben* de Villa de Reyes y el sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo (Figura 3). En la zona de intersección hay arreglos romboédricos que contienen fallas con las direcciones de ambos sistemas, las cuales tuvieron actividad sincrónica (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994). Dentro de la SSM las fallas son paralelas en su rumbo y, con pocas excepciones, se inclinan hacia el SW (Lámina 1). Estas estructuras tienen un arreglo del tipo "dominó" que produjo basculamientos al NE de ~20° (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994). En la SSM la columna estratigráfica y el mapa geológico mostrados en la Lámina 1 permiten establecer dos eventos de deformación. El primero de ellos anterior a la Riolita San Miguelito (~30 Ma,



MAPA GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE SAN MIGUELITO, SAN LUIS POTOSÍ

K-Ar, roca total [Labarthe-Hernández *et al.*, 1982]), ya que es evidente que los domos que forman esta unidad se emplazaron a lo largo de fallas. El segundo evento de deformación tuvo al menos dos fases de fallamiento: la primera está evidenciada por el desplazamiento de la Ignimbrita Cantera (29 Ma, K-Ar, roca total [Labarthe-Hernández *et al.*, 1982]) y el emplazamiento de la Riolita Panalillo (26.8 Ma, K-Ar, roca total [Labarthe-Hernández *et al.*, 1982]) a lo largo de las mismas fallas. La segunda fase fue posterior a la Riolita Panalillo, ya que ésta se observa desplazada, aunque los desplazamientos son de mucho menor magnitud que los observados en la Ignimbrita Cantera o la Riolita San Miguelito.

#### SIERRA MADRE OCCIDENTAL

En la SMOc existe el registro de dos eventos de deformación. Uno es el que formó las fosas de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Calvillo, ocurrido entre 22 y 20 Ma de acuerdo con los datos de Moore y colaboradores (1994) y Lyons (1985); estas fosas tienen rumbo promedio N10°E. El otro evento de deformación ocurrió entre 14 y 5 Ma, y afectó la parte occidental de la SMOc formando una serie de semifosas de rumbo N30°W, con el bloque hundido al poniente. Esta deformación estuvo asociada con la apertura del Golfo de California (Ferrari y Nieto-Samaniego, 1995).

Por lo anterior, se puede generalizar que en toda la parte meridional de la MC ocurrieron cinco eventos principales: dos anteriores a 30 Ma; otro que es el de mayor magnitud, ocurrido entre 30 y 27 Ma; uno más de magnitud menor durante el Mioceno medio-Mioceno tardío y el último, mucho menor, en el Plioceno-Pleistoceno. La deformación ocurrida entre 22 y 20 Ma en la SMOc no afectó a la MC y la deformación del Mioceno tardío afectó a ambas provincias.

#### ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL FALLAMIENTO

En las fosas de Calvillo, Juchipila y Tlaltenango se midió 96 fallas, en 66 de las cuales se obtuvo direcciones de estrías

y el sentido del movimiento. En la Figura 4, *a*, aparecen los polos de los planos de falla; se observa tres grupos: uno con rumbo promedio N10°E, que es el más importante y corresponde a las fosas de Juchipila, Tlaltenango y la parte septentrional de la fosa de Calvillo. Otro grupo, con rumbo promedio E-W, corresponde a fallas menores de acomodo, con desplazamiento lateral u oblicuo (Tabla 2), asociadas a las estructuras principales. Se infiere lo anterior, ya que con ese rumbo no se observa fallas importantes, desniveles mayores, ni truncamientos de las fosas tectónicas principales. El tercer grupo tiene rumbo promedio N45°E y no es perceptible en la gráfica de contorno, pero fue documentado en el campo; representa la intersección de la fosa de Calvillo con la fosa de Juchipila. Considerando la geometría de las fosas principales, se deduce que la deformación ocurrida fue aproximadamente biaxial, es decir, con nula o mínima deformación en la dirección principal intermedia (N10°E) y que la dirección de extensión máxima fue perpendicular al rumbo de las fosas tectónicas. El sistema de esfuerzos asociado se estimó por inversión de estrías de falla utilizando el método de Reches (1987). La dirección de compresión mínima fue S82°E, aproximadamente perpendicular a las fosas tectónicas principales (Figura 4, *b*; Tabla 3). La relación entre los campos de esfuerzo y de deformación deducida para la SMOc se discute más adelante.

En contraste con la SMOc, el arreglo romboédrico de las trazas de falla en la MC con componentes de desplazamiento predominantemente de tipo normal, indica que la deformación fue triaxial. Se consideró inadecuado usar métodos de inversión de estrías de falla para calcular paleotensores de esfuerzo, ya que estos métodos están diseñados para deformación biaxial, por estar basados en la asunción de independencia de los planos de falla. En su lugar, se utilizó los métodos propuestos por Reches (1983) y Krantz (1988) para calcular el tensor de deformación a partir de arreglos ortorrómbicos de fallas.

El sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo muestra un estilo de deformación del tipo "dominó" con las capas inclinadas N20°E. Esta inclinación de las capas implica una componente rotacional en el tensor de deformación, mien-

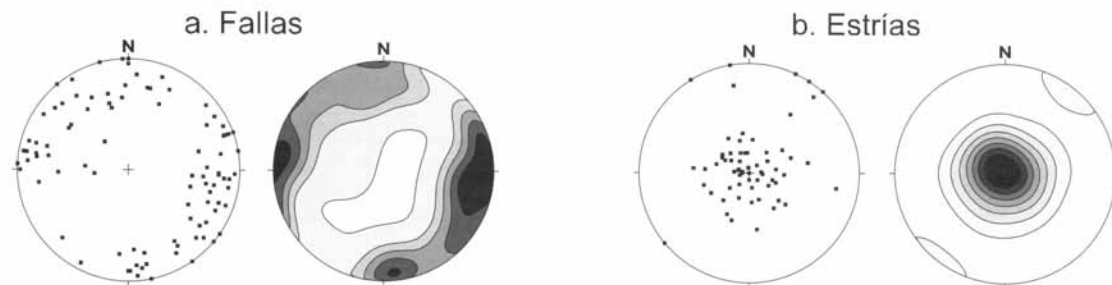


Figura 4. Redes equiareales hemisferio inferior, de los datos de fallas y estrías recolectados en las fosas de Tlaltenango, Juchipila y Calvillo. *a*, polos de fallas. Hay dos direcciones preferentes: 010° que corresponde a las fallas principales de las fosas y 085° que corresponde a fallas menores. Véase texto para una descripción completa. *b*, estrías de falla (líneas). Se observa que la mayoría tiene una componente principal *dip-slip*. Las direcciones de los esfuerzos principales  $\sigma_1$  fueron calculadas usando el método de Reches (1987) en un total de 27 fallas. Se presenta los resultados en la Tabla 1.



Tabla 2. Datos de falla recopilados en la Sierra Madre Occidental y en la sierra de San Miguelito que fueron usados en el cálculo del paleotensor de esfuerzos de la Tabla 3 y de las direcciones principales de deformación de la Figura 5.

Sierra Madre Occidental			Sierra de San Miguelito		
Fallas Azimut de la línea de pendiente máxima/ángulo de inclinación	Estrias Azimut/ángulo de inclinación	Capa Azimut de la línea de pendiente máxima/ángulo de inclinación	Fallas Azimut de la línea de pendiente máxima/ángulo de inclinación	Estrias Azimut/ángulo de inclinación	Capa Azimut de la línea de pendiente máxima/ángulo de inclinación
100/62	49/50	h	227/45	224/45	h
180/85	94/39	h	227/60	202/57	h
240/70	294/58	h	228/50	210/47	h
100/72	121/70	h	305/75	339/70	h
273/90	183/60	h	248/38	223/35	h
349/65	337/64	h	205/90	295/74	h
337/80	95/80	h	000/80	045/76	296/08
275/48	275/48	h	324/80	50/20	296/08
165/48	175/56	h	205/60	177/	296/08
285/82	285/82	h	238/62	320/14	048/20
290/75	336/64	h	227/55	197/51	048/20
175/55	214/45	345/42	225/60	205/58	048/20
315/75	12/64	0/22	225/58		
165/60	129/55	337/10	242/63	185/47	048/20
280/67	323/60	h	238/56	212/48	048/20
55/60	55/60	h	245/60	217/56	048/20
320/90	230/0	h	010/75	88/38	h
80/90	350/20	h	035/90	125/75	035/25
130/90	40/10	h	173/55	173/55	035/25
295/75	205/0	100/5	180/58	162/57	035/25
80/90	350/0	100/5	197/60	170/57	035/25
125/90	35/35	100/5	187/60	151/54	035/25
135/73	99/66	15/5	187/62	166/60	035/25
130/75	75/70	15/5	200/50	177/47	h
130/90	40/70	h	197/48	204/48	035/25
105/65	78/60	134/20	190/55	222/50	h
153/62	115/51	h	200/48	200/48	035/25
308/70	280/67	h	207/35	225/33	0.35/25
312/80	357/76	125/15	230/40	223/40	035/25
312/80	42/0	h	203/25	214/24	035/25
272/85	335/79	124/22	215/48	227/47	035/25
125/55	65/36	25/8	246/40	223/37	035/25
285/65	285/65	58/5	210/35	223/34	035/25
146/55	121/51	92/10	225/75	190/72	035/25
193/65	246/53	92/10	234/37	215/36	035/25
168/90	168/45	92/10	244/50	208/48	035/25
238/80	328/0	90/6	220/40	226/40	035/25
304/73	222/27	h	181/43	219/36	035/25
205/55	205/55	h	230/45	244/43	035/25
260/73	199/57	h	238/50	238/50	035/25
255/55	255/55	104/55	230/45	230/45	035/25
275/57	275/57	108/58	245/48	240/38	035/25
140/27	97/20	267/40	248/48	230/46	035/25

Tabla 2. Continuación.

123/80	33/0	275/2	163/80	85/50	h
327/70	300/70	275/2	120/65	97/63	h
154/80	211/73	h	230/45		
352/86	352/86	206/6	240/30		
350/90	350/90	206/6	164/70		
180/85	180/85	206/6	010/65		
355/75	355/75	206/6	007/68		
292/66	354/46	206/6	202/70		
272/70	334/52	206/6	013/68		
207/70	192/70	206/6	140/60		
356/61	346/17	206/6	315/65		
145/70	183/66	206/6	020/70		
6/65	6/65	206/6	205/65		
349/75	349/75	h	355/70		
290/82	290/82	63/15	290/70		
106/82	37/69	107/11	243/70		
82/70	82/70	107/11	035/90		
250/80	319/64	h	196/45		
44/74	84/70	h			
250/82	173/60	107/77			
250/85	175/85	107/11			
245/83	307/82	107/11			
27/83	96/82	107/11			
285/48					
275/48					
000/80					
330/75					
275/80					
095/80					
100/82					
100/85					
165/48					
145/90					
000/90					
275/75					
090/87					
250/85					
290/75					
175/55					
175/55					
315/75					
345/90					
165/60					
280/67					
320/90					
080/90					
130/90					
295/75					
080/90					
125/90					
359/80					
135/73					
130/75					

Tabla 3. Datos obtenidos de la inversión de estrías de la falla en las fosas de Tlaltenango, Juchipila y Calvillo.

	Dirección/buzamiento	Magnitudes relativas a $\sigma_1$
$\sigma_1$	268°/86°	100
$\sigma_2$	008°/00°	32
$\sigma_3$	098°/03°	24
Razón de esfuerzos = $\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = 0.1$ ; coeficiente de fricción = $\mu = 0.6$ ; $n = 27$ .		

El método de Reches (1987) asume que el deslizamiento obedece al criterio de Coulomb. Se tiene como criterios de separación de fallas al coeficiente de fricción, la cohesión, el ángulo de error entre la estría real y calculada ( $\zeta$ ), y el ángulo promedio de error entre las direcciones principales de los tensores ideal y general ( $\xi$ ). En este análisis se buscó el grupo de fallas que satisfizo simultáneamente las restricciones siguientes:  $0.8 > \mu > 0.6$ , Cohesión cercana a cero,  $\zeta < 15^\circ$  y  $\xi < 30^\circ$ .

tras que los modelos de Reches (1983) y Krantz (1988) asumen deformación irrotacional. Sin embargo, los autores presentes decidieron utilizar estos modelos por las razones siguientes:

1. Se trató de estimar la deformación de toda la Mesa Central meridional y los basculamientos mencionados son locales. La rotación de  $20^\circ$ , observada en las capas dentro de la sierra de San Miguelito, no se aprecia regionalmente. La sierra de San Miguelito en su totalidad no está basculada  $20^\circ$ , sino solamente  $5^\circ$ . Fuera de la sierra de San Miguelito, hay otras fallas y fosas tectónicas paralelas al sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo, las cuales no produjeron basculamientos significativos ( $< 10^\circ$ ).
2. La rotación de  $20^\circ$  dentro de la sierra de San Miguelito induce error en el *odd-axis model* solamente en la orientación del vector de deslizamiento del sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo. Es posible corregir este error, sin embargo, el cambio que produce en los resultados es menor que las variaciones debidas a la calidad de los datos geológicos.

El cálculo se hizo con los datos de la SSM (Tabla 2), considerando que las direcciones de las trazas de las fallas de los dos sistemas que ahí se intersectan son representativas de las dos direcciones más importantes de las fallas mayores de la MC (Figura 3). La construcción del *odd-axis model* (Krantz, 1988) para la SSM se muestra en la Figura 5, y consiste en la identificación de la dirección con elongación de "signo" contrario (alargamiento o acortamiento) a las otras dos direcciones principales del elipsoide de deformación, esa dirección principal se denomina *odd-axis*. Las elongaciones en las dos direcciones principales contenidas sobre el plano principal perpendicular al *odd-axis*, guardan una relación geométrica con las trazas de las fallas sobre ese plano principal; esa relación está definida por:

$$\kappa = \tan^2 \alpha = \epsilon_2 / \epsilon_3 \quad (1)$$

donde  $\alpha$  es la mitad del ángulo agudo formado por las trazas de las fallas medido sobre el plano perpendicular al *odd-axis*,

$\kappa$  es la razón de deformación y  $\epsilon_i$  son las elongaciones principales, considerando  $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$  y el alargamiento positivo. Se obtuvo una orientación del *odd-axis* con inclinación de  $77^\circ$  para el caso de la SSM, donde  $\alpha$  es la mitad del ángulo agudo formado por las trazas de las fallas del *graben* de Villa de Reyes y del sistema San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo. Debido a que el *odd-axis* es cercano a la vertical y constituye el eje de acortamiento (alargamiento negativo), el plano principal que contiene las elongaciones principales máxima ( $\epsilon_1$ ) e intermedia ( $\epsilon_2$ ) es prácticamente horizontal y sobre él ocurrió alargamiento en todas direcciones. Se obtuvo una dirección de  $078^\circ$  para el eje principal de elongación máxima y una razón de deformación de  $\kappa = -0.52$ . Usando las gráficas propuestas por Reches (1983) con los datos de la SSM, se obtuvo un coeficiente de fricción  $\mu = 0.8$  y valores de la razón de deformación ( $\kappa \approx -0.4$ ) un poco menor que los obtenidos con el *odd-axis model*. Se consideró un valor de  $\kappa = 0.45$  como un promedio para la mayor parte de la MC, ya que las direcciones de las trazas de falla consideradas representan, a su vez, el promedio de las direcciones de las trazas de falla de la parte meridional de la MC (Figura 3).

Assumiendo que el adelgazamiento (alargamiento negativo) de la corteza en la MC fuera producido completamente por la tectónica extensional cenozoica, la simetría en los espesores de la corteza mostrada en la Figura 2, C, sugiere que la separación relativa de los bloques corticales que constituyen la SMOr y SMOc produce el adelgazamiento en la MC. Esto es consistente con el rumbo N-S de las estructuras que limitan a la MC, ya que la separación de los bloques conduciría a tener el mayor alargamiento con rumbo E-W, aproximadamente paralelo a la dirección calculada de  $\epsilon_1$  (Figuras 2 y 3). Si se asume que antes de iniciar la fase extensional cenozoica el espesor de la corteza en la MC era de  $l_0 = 42$  km, sólo un poco mayor que los espesores de la SMOc y la SMOr y considerando el espesor final  $l_f = 32$  km, la elongación en la dirección principal vertical ( $\epsilon_3$ ) sería  $\epsilon_3 = (l_f - l_0) / l_0 = -0.24$ . Para calcular las magnitudes de las elongaciones principales sobre el plano horizontal, es necesario asumir que la deformación ocurrió sin cambio de volumen. Si se considera un cubo de arista unitaria en el estado no deformado, que sufre elongaciones  $\epsilon_i$ , se tiene para el estado deformado la relación:

$$(1 + \epsilon_1)(1 + \epsilon_2)(1 + \epsilon_3) = 1 \quad (2)$$

y usando la razón de deformación de la ecuación 1 e introduciendo el valor calculado de  $\epsilon_3$  se obtiene las tres elongaciones principales:  $\epsilon_1 = 0.19$ ,  $\epsilon_2 = 0.11$  y  $\epsilon_3 = -0.24$ . Estos valores representan elongaciones promedio para toda la corteza y evidentemente no consideran el aumento de volumen debido a la actividad magmática (volcánica), por lo que deben ser considerados como valores mínimos. La magnitud del alargamiento total en la parte superior de la corteza durante el Cenozoico está determinada por la suma de los alargamientos producidos por todos los eventos de deformación. Esta defor-

mación fue liberada por el desplazamiento de las fallas observadas en superficie; determinar el tensor total de deformación, con base en la medición directa de alargamientos en secciones estructurales, constituye un paso subsecuente de esta investigación.

#### ORIGEN DE LA DEFORMACIÓN

De acuerdo con Fix (1975), la estructura de los 380 km superiores del manto y de la corteza en México central, obtenida usando modelos de inversión de ondas Rayleigh y Love, muestra un espesor cortical de 30 km y una zona con valores entre 10 y 20 % de fusión parcial, que inicia alrededor de los 34 km y se extiende hasta los 260 km, disminuyendo paulatinamente los porcentajes de fusión parcial. Esto muestra el estado térmico-magmático actual de la MC, donde ahora la actividad tectónica y volcánica es notablemente menor que la ocurrida durante el Oligoceno medio-Mioceno temprano, cuando fueron producidas grandes cantidades de rocas volcánicas, principalmente riolíticas, las cuales están cubriendo toda la parte meridional de la MC (Figura 1). Esto indica que sincrónicamente con la fase de mayor deformación, hubo un evento térmico-magmático que produjo las rocas volcánicas. Este fenómeno causó la mayor elevación relativa de la MC, ya que la expansión volumétrica por aumento de temperatura, la fusión parcial y el cambio en la composición promedio de la litosfera, producen disminución de la densidad y la consecuen- te elevación (Keen, 1987; Lachenbruch y Morgan, 1990).

Debe observarse también que es bastante amplia la zona donde ocurrieron la deformación y el emplazamiento de las

rocas volcánicas, alrededor de 125 km en la dirección E-W, de acuerdo con la elongación calculada  $\epsilon_1$ . Además, la deformación tuvo lugar en una corteza fuertemente anisotrópica, formada por rocas granulíticas precámbricas (Aranda-Gómez, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 1993; Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994), cubiertas por un orógeno de rocas sedimentarias fuertemente deformadas que contienen numerosos planos de debilidad. Estas rocas, a su vez, fueron cubiertas por derrames horizontales de lava e ignimbritas. La presencia de planos de debilidad preexistentes que sufrieron reactivación durante la deformación cenozoica fue documentada en trabajos anteriores (Nieto-Samaniego, 1990; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992), lo que lleva a considerar que en la deformación triaxial observada debió ocurrir interacción cinemática de planos preexistentes. Un modelo de deformación como éste fue propuesto por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1995, 1997).

En la MC se observa un estilo de deformación diferente al de la SMOc, e incluso al de la provincia de Cuencas y Sierras de Norteamérica (PCSN), de la cual se ha propuesto que forme parte. En la SMOc la deformación ocurrida fue biaxial, produciendo fosas y pilares tectónicos paralelos, mientras que en la MC, hay al menos dos direcciones preferentes de fallas. En la PCSN hay un grupo de fallas con movimiento de tipo normal, cuya orientación es cercana a N-S, y un segundo grupo con rumbos oblicuos a esa dirección, las fallas de ese segundo grupo tienen movimiento transcurrente u oblicuo (*e. g.*, Eyal y Ron, 1995). A diferencia de la PCSN, en la MC los dos grupos de fallas de rumbos NW y NE reconocidos en su interior y las fallas que la limitan, cuyo rumbo es N-S, tienen movimiento fundamentalmente de tipo normal. Esto significa que en la

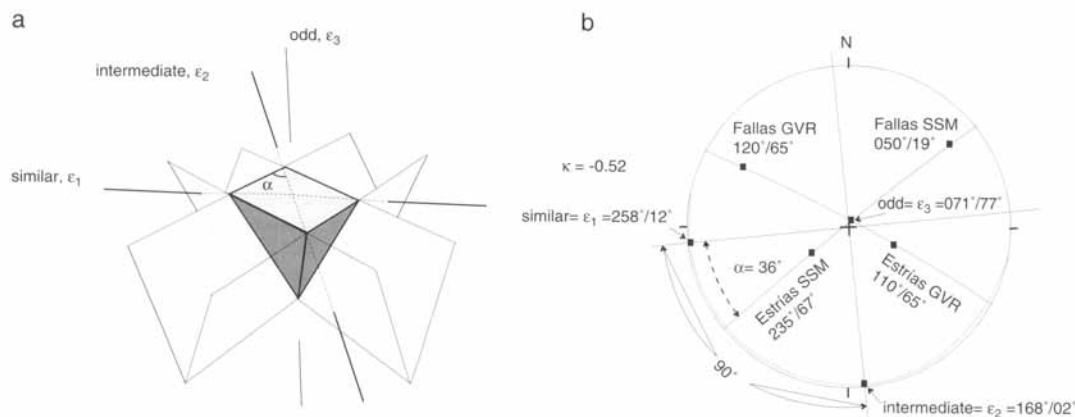


Figura 5. Relaciones geométricas del *odd-axis model* (Krantz, 1988). El modelo está basado en el *slip-model* de Reches (1987) y considera cuatro planos de falla en simetría ortorrómbica, cuyo movimiento simultáneo libera deformación triaxial irrotacional. *a*, El *odd-axis* es aquel eje que tiene "signo" (alargamiento o acortamiento) contrario a los otros dos ejes, puede ser  $\epsilon_1$  o  $\epsilon_3$ . Cuando *odd-axis* =  $\epsilon_1$ , el *similar-axis* =  $\epsilon_3$  y viceversa. Se consideró el alargamiento positivo y  $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$ . El ángulo  $\alpha$  es la mitad del ángulo agudo formado por las trazas de los planos de falla, medido sobre el plano *intermediate-similar*. *b*, Construcción del *odd-axis model* para las fallas de la sierra de San Miguelito. Para elaborar el modelo se grafica los polos y las estrías (promedios). Se encuentra el gran círculo que une cada polo con su estría respectiva, y el cruce de los dos grandes círculos corresponde al *odd-axis*. Los otros dos ejes principales de deformación deberán estar contenidos en el plano perpendicular al *odd-axis* (gran círculo punteado); por lo tanto, el cruce de ese plano con la bisectriz del ángulo agudo formado por las fallas corresponde al *similar-axis*. Por último, el *intermediate-axis* estará a  $90^\circ$  del *similar-axis* y sobre el plano perpendicular al *odd-axis*. Se obtuvo un ángulo  $\alpha = 36^\circ$  lo que corresponde a una razón de deformación  $\kappa = \tan^2 \alpha = \epsilon_2 / \epsilon_3 = -0.52$  (el signo negativo indica que  $\epsilon_3$  es un eje de acortamiento).

PCSN la elongación en la dirección principal intermedia parece haber sido más pequeña que en la MC, o incluso inapreciable (deformación biaxial).

En la MC la deformación fue claramente triaxial, con elongación apreciable en las tres direcciones principales del elipsoide de deformación; mientras que en la SMOc, la deformación fue biaxial. El tensor de esfuerzos calculado para la SMOc muestra que las magnitudes de los esfuerzos intermedio ( $\sigma_2$ ) y mínimo ( $\sigma_3$ ) son parecidas ( $\phi = 0.1$ ), la magnitud de  $\sigma_3$  es un 75% de la magnitud de  $\sigma_2$  (Tabla 3); un campo de esfuerzos de este tipo favorece la deformación triaxial. El que este campo de esfuerzos haya producido deformación biaxial en la SMOc apoya la hipótesis de que el tipo de deformación no está determinado por el sistema de esfuerzos sino por las condiciones de frontera y la reactivación de planos preexistentes, como fue propuesto por Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1995). Por lo anterior, los autores creen que los mecanismos tectónicos que deformaron la SMOc y la MC fueron distintos, y se propone como causa de la deformación triaxial cenozoica en la MC, la separación de los bloques que constituyen la SMOc y SMOr, sincrónicamente con una actividad magmática.

#### CONCLUSIONES

La MC es una elevación topográfica relativa a las SMOr y SMOc. Los límites entre estas tres regiones son sistemas de fallas regionales que limitan zonas con estilos estructurales radicalmente distintos, producidos durante la deformación extensional cenozoica. La deformación principal cenozoica sufrida por la MC tuvo lugar en el Oligoceno tardío, fue triaxial y generó arreglos rombóedricos de fosas y pilares. En la SMOc la deformación principal ocurrió en el Mioceno temprano, fue biaxial y generó una serie de fosas y pilares tectónicos paralelos.

El cálculo del elipsoide de deformación para la zona de la SSM indica un alargamiento principal máximo de 19% en dirección ~E-W y de 11% en dirección ~N-S. Este cálculo se hizo asumiendo que la corteza en la MC se adelgazó 10 km debido a la deformación cenozoica sin cambio de volumen. Sin embargo, se puede considerar estos datos como mínimos, ya que la actividad magmática asociada al volcanismo cenozoico presente en toda la región debió engrosar la corteza, al menos por el depósito de material volcánico en la superficie.

Los espesores de la corteza y las cotas promedio de la SMOr, MC y SMOc muestran un patrón simétrico de un bloque adelgazado y elevado, bordeado por dos bloques más gruesos y deprimidos. Este arreglo conduce a proponer la separación relativa de los bloques corticales de ambas sierras, como el mecanismo que produjo la deformación en la MC.

#### AGRADECIMIENTOS

Nuestro colega Luis S. Jiménez-López del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, colaboró en los trabajos de campo de este proyecto. Agra-

decemos los comentarios de Randall Marrett y un revisor anónimo, los cuales contribuyeron grandemente al mejoramiento del manuscrito. Esta investigación fue financiada por CONACYT, proyecto 3155T.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo; Aranda-Gómez, J.J.; y Solorio-Munguía, J.G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 29-42.
- Aranda-Gómez, J.J., 1989, Geología preliminar del *graben* de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 8, p. 22-32.
- , 1993, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 106, parte 3, p. 37-61, 8 figuras, 16 tablas.
- Aranda-Gómez, J.J.; Aranda-Gómez, J.M.; y Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 8, p. 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J.; Luhr, J.F.; y Pier, J.G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 106, parte 1, p. 1-22, 15 figuras, 4 tablas.
- Campos-Enríquez, J.O.; Kerdan, Tatiana; Morán-Zenteno, D.J.; Urrutia-Fucuguchi, Jaime; Sánchez-Castellanos, E.; y Alday-Cruz, R., 1992, Estructura de la litosfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: *Unión Geofísica Mexicana*, GEOS, v. 12, p. 75-76 (resumen).
- CETENAL, 1973a, [Hoja] Dolores Hidalgo (F14-C44), Guanajuato: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica, escala 1:50,000.
- , 1973b, [Hoja] San Miguel de Allende (F14-C54), Guanajuato: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica, escala 1:50,000.
- , 1973c, [Hoja] Celaya (F14-C64), Guanajuato: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (actualmente INEGI), carta geológica, escala 1:50,000.
- Echegoyén-Sánchez, José; Romero-Martínez, Saúl; y Velázquez-Silva, Sergio, 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), *Boletín* 75, 36 p., 3 láminas en sobre.
- Eyal, Yehuda, y Ron, Hagai, 1995, Late Cenozoic crustal deformation of the north-central Basin and Range Province, western US: *Tectonophysics*, v. 246, p. 211-224.
- Ferrari, Luca, y Nieto-Samaniego, Á.F., 1995, A geologic transect of central Mexico at latitude of Guanajuato—tectonic and magmatic implications: *Unión Geofísica Mexicana*, GEOS, v. 15, p. 81 (resumen).
- Fix, J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico: *Geophysical Journal Royal Society*, v. 43, p. 453-499.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y Jenschky, W.A., 1978, Reconnaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, Mexico: Geological Society of America Map and Chart Series, Map MC-24, 8 p. y carta de escala 1:200,000.
- Gross, W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Guiza, Reynaldo, 1949, Estudio geológico del Distrito Minero de Guanajuato: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (México), *Boletín* 22, 75 p.

- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range—mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701–704.
- Hernández-Laloth, Noel, 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del valle de León, Guanajuato: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 129 p. (inédita).
- Jiménez-Nava, F.J., 1993, Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad: Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Simposio sobre la geología del centro de México, Extensión Minera 93, Resúmenes y guía de excursión, p. 1 (resumen).
- Keen, C.E., 1987, Some important consequences of lithospheric extension, in Coward, M.P.; Dewey, J.F.; and Hancock, P.L., eds., *Continental extensional tectonics: Geological Society Special Publication 28*, p. 67–73.
- Krantz, R.W., 1988, Multiple fault sets and three-dimensional strain—theory and application: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 225–237.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Jiménez-López, L.S., 1991, Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 113, 52 p.
- , 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p., 1 mapa.
- , 1993, Geología del domo Cerro Grande, sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 22 p., 1 mapa.
- , 1994, Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p., 2 mapas.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; Aguillón-Robles, Alfredo; Jiménez-López, L.S.; y Romero, Adolfo, 1989, Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 112, 76 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Tristán-González, Margarito; y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Lachenbruch, A.H., y Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and elevation—formal relations and rules of thumb: *Tectonophysics*, v. 174, p. 39–62.
- Ledezma-Guerrero, Odilón, 1960, Bosquejo geológico de la zona de Neutla, Guanajuato: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 68 p. (inédita).
- Lyons, J.L., 1988, *Geology and ore deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico: Economic Geology*, v. 83, p. 1,560–1,582.
- Martínez-Reyes, Juventino, 1992, Mapa geológico de la sierra de Guanajuato, con Resumen de la geología de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Minas 8, mapa de escala 1:100,000 con texto explicativo en el reverso.
- Marshak, Stephen, y Mitra, Gautam, 1988, *Basic methods of structural geology: Nueva York*, Prentice-Hall, 446 p.
- Meyer, R.P.; Steinhart, J.S.; y Woolard, G.P., 1958, Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico: *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 39, p. 525.
- Moore, G.; Marone, C.; Carmichael, I.S.E.; y Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383–394.
- Nieto-Samaniego, Á.F., 1985, Geología de un área de 237 km<sup>2</sup> al norte de Guanajuato, Gto.: Guanajuato, Gto., Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p. (inédita).
- , 1990 (1992), Fallamiento y estratigrafía cenozoicas en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 146–155.
- Nieto-Samaniego, Á.F., y Alaniz-Álvarez, S.A., 1994, La falla de San Miguel de Allende—características y evidencias de su actividad cenozoica: Reunión Nacional de Geomorfología, 3, Guadalajara, Jalisco, Resúmenes, p. 139–142 (resumen).
- , 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1,571–1,577.
- , 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, v. 270, p. 197–206.
- Nieto-Samaniego, Á.F., y Aranda-Gómez, J.J., 1991, Significado geológico de los sedimentos continentales del Cenozoico superior del centro de México y su representación en la quinta edición de la carta geológica de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía, A.C.; Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Congreso Mexicano de Mineralogía, 1, Pachuca, Hgo., México, Memoria, p. 136–137 (resumen).
- Nieto-Samaniego, Á.F.; García-Dobarganes Bueno, J.E.; y Aguirre-Maese, A.L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la sierra de Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 1–5.
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Macías-Romo, M.C.; y Alaniz-Álvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 117–122.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana (5ª edición): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, carta geológica, escala 1:2'000,000, con texto explicativo de 74 p.
- Pasquaré, Giorgio; Vezzoli, Luigina; y Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional (México)*, v. 26, p. 159–193.
- Pasquaré, Giorgio; Ferrari, Luca; Garduño, V.H.; Tibaldi, Alessandro; y Vezzoli, Luigina, 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico: *Geological Society of America Map and Chart Series MCH072*, con texto explicativo, 20 p.
- Pérez-Ibarguengoitia, J.M., 1967, Estudio geológico del área de San Felipe en el Estado de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 71 p. (inédita).
- Pérez-Ibarguengoitia, Rafael, 1968, Estudio geológico de la región occidental del distrito de San Felipe, Estado de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 91 p. (inédita).
- Quintero-Legorreta, Odranoel, 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 6–25.
- Ramos-Salinas, Alberto, y Flores-Castro, Sergio, 1991, La caldera excéntrica La Ordeña, Salamanca, Estado de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía, A.C.; Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Congreso Mexicano de Mineralogía, 1, Pachuca, Hgo., México, Memoria, p. 167–171 (resumen).
- Reches, Ze'ev, 1983, Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; II, Theoretical analysis: *Tectonophysics*, v. 95, p. 133–156.
- , 1987, Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition: *Tectonics*, v. 6, p. 849–861.
- Rivera, J., y Ponce, L., 1986, Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh: *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, p. 383–402.
- Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274–281.
- Schaaf, Peter; Heinrich, W.; y Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico:

- Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, v. 118, p. 63-84.
- Tristán-González, Margarito, 1986, *Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato*, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Urrutia-Fucugauchi, Jaime, y Molina-Garza, Rafael, 1992, *Estructura de la corteza y el manto superior en el sector occidental del terreno Guerrero, Jalisco y Colima*, México: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, v. 12, p. 75 (resumen).
- Webber, K.L.; Fernández, L.A.; y Simmons, Wm. B., 1994, *Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico*: *Geofísica Internacional (México)*, v. 33, p. 77-89.
- Manuscrito presentado: 4 de octubre de 1996.  
Manuscrito corregido devuelto por el autor: 13 de abril de 1997.  
Manuscrito aceptado: 8 de mayo de 1997.