030922
2 ej.

Universidad Nacional Autónoma de México

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
Posgrado en Geofísica

DEFORMACION TRIDIMENSIONAL Y PATRONES COMPLEJOS DE FALLAS EN NIVELES SUPERFICIALES DE LA CORTEZA : TEORIA Y ESTUDIO DE TRES CASOS MEXICANOS

T E S I S

que para obtener el grado de

Doctor en Geofísica (sismología y física del interior de la tierra)

presenta

Angel Francisco Nieto Samaniego

1994

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I. SISTEMAS DE ESFUERZO Y DEFORMACIÓN FRÁGIL

1. Revisión crítica de los fundamentos teóricos de la deformación frágil
2. Comportamiento de un cuerpo que contiene planos de debilidad bajo un sistema de esfuerzos
   2.1. Resumen de las tendencias generales de comportamiento

CAPÍTULO II. EL MODELO DE CUERPO ANISOTRÓPICO

1. Establecimiento del modelo
2. El papel de las condiciones de frontera
3. Aplicaciones del modelo
   3.1. Ruptura y deslizamiento en niveles superficiales
   3.2. Patrones complejos de fallas y fallas normales subhorizontales

CAPÍTULO III. TRES CASOS MEXICANOS DE TIPOS DISTINTOS DE DEFORMACIÓN

1. La deformación cenozoica de la región Calvillo-Juchipila (ruptura del material que produjo deformación bidimensional)
   1.1. Hipsografía
   1.2. Estructuras principales
   1.3. Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación
2. La deformación Cenozoica de la parte sur de la Mesa Central (ruptura del material que produjo deformación tridimensional)
   2.1. Hipsografía
   2.2. Edad y fases del fallamiento
      2.2.1. Fallamiento Paleógeno
      2.2.2. Fallamiento Neógeno
   2.3 Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación
3. La deformación Cenozoica en la Falla de Oaxaca (deslizamiento sobre planos de debilidad preexistentes)
   3.1. Descripción de la megaestructura
   3.2. Análisis mesoestructural en Oaxaca, Oax.
      3.2.1. La Falla de Oaxaca
      3.2.2. La Falla de Donají
      3.2.3. Estructuras precenozoicas
   3.3. Reactivación de los planos de debilidad preexistentes
   3.4. Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación

CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN

CONCLUSIONES

REFERENCIAS

RESUMEN

A partir de un análisis teórico del deslizamiento sobre planos de debilidad, así como de deformación frágil bidimensional y tridimensional en cuerpos isotrópicos y anisotrópicos, se deduce que los planos de debilidad contenidos en un cuerpo son el factor fundamental para determinar el tipo de deformación producida por un sistema de esfuerzos, cuando la rigidez del material circundante es igual o menor que la del cuerpo deformado.

Se presenta el Modelo de Cuerpo Anisotrópico, que consiste de un bloque cortical que contiene planos de debilidad que interactúan. En el modelo, un mismo sistema de esfuerzos podrá producir deformación bidimensional o tridimensional, de acuerdo con el número de grupos de planos no paralelos que liberen el esfuerzo por medio de deslizamiento. El esfuerzo desviatorio crítico necesario para iniciar el deslizamiento es el requerido por el plano de debilidad interactuante que requiera mayor esfuerzo desviatorio. Una vez iniciado el deslizamiento, todos los planos de debilidad que requieran menor o igual esfuerzo desviatorio que el crítico sufrirán deslizamiento semi-simultáneamente.

El Modelo de Cuerpo Anisotrópico propuesto permite explicar estructuras observadas en la corteza tales como: coexistencia de deslizamiento sobre planos preexistentes y planos de ruptura, patrones de fallamiento múltiple y fallas normales de ángulo bajo.

Se documenta deformación bidimensional por ruptura en la región Calvillo-Juchipila, deformación tridimensional por ruptura en la parte sur de la Mesa Central y la reactivación de planos de debilidad preexistentes en la Falla de Oaxaca.

Los métodos de cálculo de paleotensores de esfuerzo utilizando estrías de falla, suponen que los vectores de deslizamiento y cizalla máxima sobre el plano de falla son paralelos y que la deformación se desarrolla en un campo de esfuerzos homogéneo. El análisis de estas suposiciones indica que son válidas para regiones con deformación bidimensional por fracturamiento del material, o donde hubo

pocos o nulos planos de debilidad preexistentes, como en la región Calvillo-Juchipila. En la Mesa Central y en la Falla de Oaxaca, la presencia de deformación tridimensional y reactivación de planos de debilidad interactuantes invalidan estas suposiciones, haciendo inadecuado el uso de este tipo de técnicas.

ABSTRACT

Based on theoretical analysis of displacement along planes of weakness, as well as bi-dimensional and three-dimensional brittle deformation of isotropic and anisotropic bodies, it is deduced that preexisting planes of weakness determine the deformation type when the stiffness of the surrounding matter is equal or lesser than the stiffness of the deformed body.

It is proposed the Anisotropic Body Model that considers a crustal block with interacting planes of weakness. In the model a stress system can produce bi-dimensional or three-dimensional deformation according to the number of nonparallel planes of weakness groups that liberate the stress by sliding. The critical deviatoric stress needed to initiate sliding is equal that required by the interacting plane of weakness that needs higher deviatoric stress. Initiated the sliding, it occurs semi-simultaneously along all the planes that needs deviatoric stress lesser than the critical value. The Anisotropic Body Model explains structures observed in the crust like coexistence of fracture and reactivation, multiple fault patterns and low-angle normal faults.

It is documented bi-dimensional deformation by faulting in Calvillo-Juchipila region, three-dimensional deformation by faulting in southern Mesa Central and reactivation of planes of weakness in Falla de Oaxaca.

The methods to calculate paleostress tensors assume the parallelism between the maximum shear and slip vectors on the fault plane and homogeneous stress field. Analyses of these assumptions show they are valid in regions deformed by fracturing in bi-dimensional form, without preexisting planes of weakness like was observed in Calvillo-Juchipila. In southern Mesa Central and the Falla de Oaxaca, three-dimensional strain and reactivation of preexisting planes of weakness invalidate that assumptions, therefore it is inadequate the use of slickenside inversion methods in those cases.

INTRODUCCIÓN

La parte superior de la corteza es la que más fácilmente puede deformarse de manera frágil, aunque zonas discretas de cizalla pueden penetrarla hasta su parte media y baja (Wernike 1992). La deformación frágil puede suponerse representada por fallas, las cuales se producen de dos modos fundamentales: por fracturamiento del material que constituye la corteza, o bien por deslizamiento sobre planos preexistentes.

En años recientes, las condiciones necesarias para que ocurra deslizamiento a lo largo de planos de debilidad han sido objeto de estudio, para Sistemas Andersonianos por Huyghe y Mugnier (1992) y para sistemas más generales (con los esfuerzos principales en cualquier dirección) por Yin y Ranalli (1992). Ambos análisis están basados en el criterio de Coulomb-Navier (Mohr-Coulomb) aplicado al deslizamiento sobre un plano.

Las fallas son estructuras que comúnmente aparecen formando grupos con diferentes orientaciones y el número de grupos de fallas paralelas que pueden ser reconocidos en zonas estructuralmente complejas, depende en gran medida, de la meticulosidad de las observaciones de campo y de la escala de trabajo.

Por otra parte, la deformación puede ser bidimensional (biaxial o plana) cuando la deformación ocurre solo en dos de las direcciones principales del tensor de deformación, o tridimensional (triaxial) cuando existe deformación en las tres direcciones principales. En geología estructural la deformación bidimensional producida por fracturamiento del material ha sido comúnmente usada para explicar la deformación frágil, el estudio de este tipo de deformación está basado en el criterio de fractura de Coulomb-Navier y considera la corteza como un medio isotrópico, lo cual es una idealización válida cuando se utiliza una escala de trabajo adecuada.

Es importante hacer notar que la deformación plana es un caso particular de la deformación tridimensional, los principios teóricos de esta última fueron desarrollados por Reches (1978, 1983). El modelo de Reches asume, con el fin

de simular un medio homogéneo, un cuerpo que contiene numerosos grupos de planos de debilidad paralelos, los grupos tienen direcciones aleatorias y cada grupo contiene un número suficiente de planos individuales para permitir que la deformación pueda ser considerada homogénea. El deslizamiento ocurre de acuerdo con el criterio de Coulomb-Navier aplicado al desplazamiento sobre un plano.

La deformación bidimensional por ruptura del material predice la formación de dos grupos de fallas, cuya intersección es paralela a la dirección del esfuerzo principal σ_2, esta simetría producirá un grupo unimodal de direcciones de estrías de fallamiento, mientras que los modelos de deformación tridimensional propuestos por Reches (1983) y Krantz (1989) predicen la formación de cuatro grupos de fallas con simetría ortorrómbica y patrones bimodales de estrías. En algunas áreas se han observado patrones más complejos de fallas y estrías, véase como ejemplo Capítulo II y Krantz (1989).

Las deformaciones por ruptura y el deslizamiento a lo largo de planos de debilidad, explican las diferentes maneras en las cuales la corteza es deformada frágilmente por los eventos tectónicos. Uno de estos tipos de deformación prevalecerá sobre el otro, de acuerdo con la escala de trabajo y las características de la porción de la corteza involucrada. Los modelos de deformación frágil por ruptura, predicen el número de fallas y direcciones de estrías esperados para cada tipo de deformación (bidimensional y tridimensional) sin embargo, no explican el origen de los patrones de fallas múltiples (más de 4 grupos de fallas paralelas) o sin simetría ortorrómbica, ni tampoco el origen de cada tipo de deformación.

En este trabajo se plantea como interrogante fundamental: ¿que determina el tipo de deformación frágil producida en un cuerpo cuando es sometido a un sistema de esfuerzos?. Aquí se analiza la influencia de la trama estructural sobre el tipo de deformación preferida para liberar el sistema de esfuerzos, en niveles superficiales de la corteza y haciendo énfasis en la tectónica extensional.

Se sabe que las zonas de rift coinciden con zonas de debilidad de la corteza (Khain 1992), evidencias de campo muestran que cuando una parte de la corteza

es deformada, el tipo y la geometría de los planos de debilidad presentes influencian el estilo de deformación (Jarrige 1992) y que al someter a alargamiento zonas corticales que contengan fallas normales o de cabalgadura, liberarán la deformación por reactivación de esas estructuras (e. g. Allmendinger et al. 1987, Dewey 1988, Ivins et al. 1990, Huyghe y Mugnier 1992). En este trabajo se aplica este criterio de reactivación a algunos tipos de planos de debilidad, bajo un régimen tectónico extensional y se discute la respuesta cortical esperada.

Por otra parte, se presenta un modelo denominado "Modelo de Cuerpo Anisotrópico", el cual considera un bloque que contiene planos de debilidad que interactúan cinemáticamente, lo que implica que varios planos de debilidad no paralelos sufren deslizamiento sincrónicamente. El modelo da una explicación sobre el origen de los patrones complejos de fallas, y tiene además otras implicaciones importantes en el estudio de la deformación frágil de la corteza. A manera de ejemplo, se analizan algunas de ellas estableciendo un origen posible para las fallas normales subhorizontales y para la coexistencia de fracturamiento y deslizamiento sobre planos de debilidad.

Se documenta y estudia tres ejemplos en México, cada uno de ellos con un tipo distinto de deformación frágil: (1) La Mesa Central de México, en la cual se observó deformación triaxial por ruptura, (2) La región Calvillo-Juchipila con deformación plana por ruptura y (3) la Falla de Oaxaca, donde se observa la reactivación de planos de debilidad.

Por último, se discute la validez de las suposiciones en que están basados los métodos de cálculo de paleotensores de esfuerzos por inversión de estrías de falla, ya que un cuerpo que contiene planos de debilidad que interactúan, no satisface algunas de ellas.

CAPÍTULO I. SISTEMAS DE ESFUERZO Y DEFORMACIÓN FRÁGIL

1. REVISIÓN CRÍTICA DE LOS FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL

El criterio de fractura de Coulomb-Navier está expresado como

$$|\tau| = C + \mu\,\sigma_n \quad , (1)$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla y σ_n el esfuerzo normal, ambos en el plano potencial de fallamiento, C es la cohesión y μ la fricción interna del material, las barras verticales indican módulo. Esta ecuación representa la envolvente de los círculos de Mohr críticos (los círculos en un espacio de esfuerzos, en los cuales el material falla) y predice el fracturamiento de un material isotrópico en dos grupos de planos que contienen la dirección del esfuerzo principal intermedio y además, los ángulos formados por ellos son bisectados por las otras dos direcciones principales de esfuerzo. Un tratamiento completo de esta ecuación y su significado puede encontrarse por ejemplo en Ranalli (1987, pp. 94-98) o como "Coulomb's law" en Jeager (1979, pp. 163-165).

La deformación de un cuerpo, puede ser estudiada de dos maneras: (a) analizar el sistema de esfuerzo y entonces deducir el sistema de deformación producido, denominemos a este procedimiento "aproximación dinámica"; cuando analizamos el sistema de deformación y deducimos el sistema de esfuerzo que lo produjo, denominémoslo "aproximación cinemática". El primer tipo de aproximación, es generalmente utilizado para explicar el fallamiento cortical, asumiendo que las rocas son fracturadas como un cuerpo homogéneo de acuerdo con el criterio de Coulomb-Navier. La deformación producida es bidimensional cuando el bloque no es deformado en la dirección de σ_2 y toda la deformación tiene lugar en el plano σ_1, σ_3 (Figura 1).

Cuando el material contiene planos de debilidad, puede ocurrir deslizamiento a lo largo de ellos. La ley de Amonton muestra que el esfuerzo de cizalla necesario

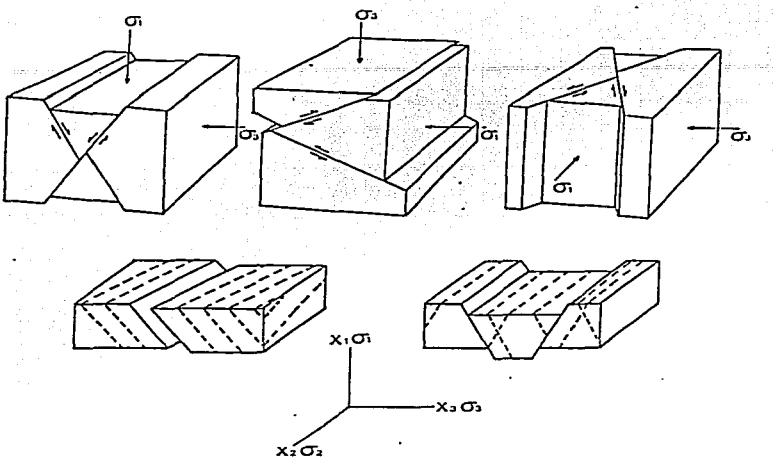


FIGURA 1.

Diagrama que muestra la deformación frágil bidimensional de un bloque. En todos los casos la deformación tiene lugar en el plano σ_1 , σ_3, siendo nula en la dirección principal de σ_2 . (a) fallas de movimiento normal, (b) fallas de movimiento inverso, (c) fallas de movimiento lateral, (d) deformación rotacional, (e) deformación irrotacional.

para iniciar el deslizamiento en un plano de discontinuidad, está relacionado con el coeficiente de fricción y el esfuerzo normal del plano, de la manera siguiente:

$$|\tau| = \mu' \sigma_n. \quad (2)$$

Esta ecuación no incluye la cohesión sobre la superficie del plano, que es la resistencia al deslizamiento en ausencia de esfuerzo normal, si la cohesión es introducida, la ecuación (2) toma la forma de la ecuación de Coulomb-Navier (1):

$$|\tau| = C' + \mu' \sigma_n \ , \ (3)$$

donde C' es la cohesión y μ' la fricción, ambos sobre el plano de debilidad.

Para nuestro análisis subsecuente, es conveniente escribir los esfuerzos de cizalla y normal en función de los esfuerzos principales. De acuerdo con la fórmula de Cauchy (Ranalli 1987, pp. 28), usando notación de subíndices y la convención de suma de Einstein, podemos escribir

$$T_i = \sigma_i N_i \ , \quad (4)$$

donde T_i es un "vector de esfuerzo" o "vector de tracción" con una dirección cualquiera y que actúa sobre un plano, σ_i el tensor de esfuerzo en función de sus componentes principales asumiendo $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, el signo positivo indica compresión y N_i un vector unitario normal al plano. El "vector de esfuerzo" puede resolverse en sus componentes normal y tangencial

$$\sigma_n = \sigma_i N_i N_i \ , \quad (5a)$$

$$\tau = \sigma_i N_i S_i \ , \quad (5b)$$

donde S_i es el vector unitario tangente al plano y paralelo a la componente de cizalla. Utilizando el teorema pitagórico $|T_i|^2 = |\tau|^2 + |\sigma_n|^2$, podemos escribir (Yin y Ranalli, 1992)

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)\,[(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{\frac{1}{2}} \ , \quad (5c)$$

donde $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ (razón de esfuerzos).

Ecuaciones que proporcionan los valores de las diferencias de esfuerzos críticas $(\sigma_1 - \sigma_3)$ necesarias para romper un material isotrópico y para producir deslizamiento a lo largo de planos de debilidad en función de parámetros del material, profundidad y orientación de los esfuerzos principales, fueron publicadas por Yin y Ranalli (1992) (ecuaciones 6 y 14). Usando la notación de este trabajo, las ecuaciones son:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{2\mu\rho g z(1-\lambda) + 2C}{(\mu^2+1)^{\frac{1}{2}} - \mu + 2\mu(M_1^2 + R M_2^2)} \ , \quad (6)$$

para romper un medio isotrópico y

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\mu' \rho g z (1 - \lambda) + C'}{[(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{\frac{1}{2}} + \mu'[(M_1^2 + R M_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)]}, \quad (7)$$

para iniciar el deslizamiento a lo largo de un plano de debilidad, donde ρ es la densidad media de la roca, g la aceleración de la gravedad, z la profundidad, λ el factor de presión de fluidos (presión de fluidos en los poros/presión litostática), y M_i un vector unitario perpendicular al plano horizontal. Comparando la diferencia de esfuerzos necesaria para romper un material que no contiene planos de debilidad (ecuación 6) con el requerido para producir deslizamiento a lo largo de planos de debilidad (ecuación 7), es posible predecir cual de las dos posibilidades ocurrirá.

Por otra parte, una "aproximación cinemática" fue desarrollada por Reches (1978, 1983), en ella asume que las direcciones principales de esfuerzo y deformación coinciden, y que la deformación tridimensional puede ser liberada por cizalla simple a lo largo de planos de deslizamiento. Estos planos son denominados fallas preferentes y guardan una simetría ortorrómbica con respecto a las direcciones principales del tensor de deformación, ya que sólo considera la parte irrotacional de la deformación. En su modelo, las fallas preferentes minimizan tanto la diferencia de esfuerzo como el trabajo disipado necesarios para iniciar el deslizamiento.

Siguiendo la notación de Reches (1978), escribimos el tensor de deformación en forma matricial

$$D_{ij} = \begin{bmatrix} D_{11} & D_{12} & D_{13} \\ D_{21} & D_{22} & D_{23} \\ D_{31} & D_{32} & D_{33} \end{bmatrix} \quad . \quad (8)$$

En la deformación biaxial sólo están determinados tres componentes, lo que generará dos sistemas de fallas. Por otro lado, en el caso de deformación triaxial, si están determinados cinco componentes se formarán tres sistemas de fallas, y si están determinados siete, cuatro sistemas. Este último es un caso irrotacional, en el cual se formarán cuatro grupos de fallas con simetría ortorrómbica, cuyas orientaciones se ilustran en la Figura 2 y fueron determinadas por Reches (1978) como se muestra a continuación.

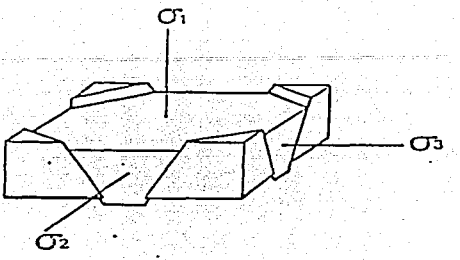


FIGURA 2.
Diagrama que muestra las cuatro fallas con simetría ortorrómbica necesarias para liberar la deformación frágil tridimensional e irrotacional. Tomado de Reches (1978).

Si X_1 es la dirección normal al plano de falla, X_3 la dirección de las estrías y X_2 es perpendicular a ambas, entonces los tensores de deformación en las coordenadas del plano de falla y en el espacio, d_{ij} y D_{ij} respectivamente, se expresan como

$$d_{ij} = \gamma \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} , \quad (9a)$$

$$D^n_{ij} = a_{ik}\, a_{jl}\, d_{kl} \quad , \quad (9b)$$

donde a_{ik} y a_{jl} son los cosenos directores entre los dos sistemas de coordenadas, γ es la cizalla simple y n indica el plano, entonces, si se hace $N_i =$ coseno director de la dirección normal a la falla, y $S_i =$ coseno director de la dirección de estrías, se puede escribir

$$D^n_{ij} = \gamma^n \begin{bmatrix} N_1 S_1 & N_1 S_2 & N_1 S_3 \\ N_2 S_1 & N_2 S_2 & N_2 S_3 \\ N_3 S_1 & N_3 S_2 & N_3 S_3 \end{bmatrix} . \quad (10)$$

Como se está considerando un caso irrotacional, el tensor total estará dado por

$$D_{ij} = \sum_{n=1}^{k} D_{ij}^{n} = \begin{bmatrix} E_{11} & E_{12} & E_{13} \\ E_{21} & E_{22} & E_{23} \\ E_{31} & E_{32} & E_{33} \end{bmatrix} , (11)$$

donde E_{ij} es la componente no rotacional de la deformación y k el número total de planos.

Ya que se forman cuatro sistemas de fallas con simetría ortorrómbica debido a que se está considerando solo la parte no rotacional de la deformación, entonces se puede establecer las igualdades siguientes:

$$\gamma_1 = \gamma_2 = \gamma_3 = \gamma_4 = \gamma \ , \quad (12a)$$

$$N_1^1 = N_1^2 = N_1^3 = N_1^4 = N_1 , \ (12b)$$

$$N_2^1 = N_2^2 = -N_2^3 = -N_2^4 = N_2 \ , \ (12c)$$

$$N_3^1 = N_3^2 = -N_3^3 = -N_3^4 = N_3 \ , \ (12d)$$

$$S_1^1 = S_1^2 = S_1^3 = S_1^4 = S_1 \ , \ (12e)$$

$$S_2^1 = S_2^2 = S_2^3 = S_2^4 = S_2 \ , \ (12f)$$

$$S_3^1 = S_3^2 = S_3^3 = S_3^4 = S_3 \ , \ (12g)$$

entonces, sustituyendo (12) en (11), y en términos de las componentes principales del tensor de deformación E_{ij}, se obtiene

$$E_{ij} = 4\gamma \begin{bmatrix} N_1 S_1 & 0 & 0 \\ 0 & N_2 S_2 & 0 \\ 0 & 0 & N_3 S_3 \end{bmatrix} . (13)$$

De esta ecuación se deduce fácilmente que

$$E_1 = 4\gamma N_1 S_1 \ , (14a)$$

$$E_2 = 4\gamma N_2 S_2 \ , \ (14b)$$

y por la simetría sabemos que

$$N_1 S_1 + N_2 S_2 + N_3 S_3 = 0 \ . \ (15)$$

Sustituyendo (14) en (15) se obtiene

$$\frac{E_1}{4\gamma} + \frac{E_2}{4\gamma} + N_3 S_3 = 0 \quad . (16)$$

Sabemos que

$$N_3 = \sqrt{1 - (N_1)^2 - (N_2)^2}\,, \quad (17a)$$

$$S_3 = \sqrt{1 - (S_1)^2 - (S_2)^2}\,, (17b)$$

Sustituyendo (12) y (17) en (16), y con un poco de álgebra se obtiene la ecuación

$$\gamma^* = \frac{\frac{1 - N_1^2}{N_2^2} + K^2 \frac{1 - N_2^2}{N_1^2} + 2K}{1 - N_1^2 - N_2^2}\,, \quad (18a)$$

donde,

$$K = \frac{E_2}{E_1}, \quad (18b)$$

$$\gamma^* = \frac{\gamma}{E_1}\,, (18c)$$

$$E_3 = -(E_1 + E_2)\,. \quad (18d)$$

Resolviendo simultáneamente las derivadas parciales $\partial\gamma^*/\partial N_1 = 0$ y $\partial\gamma^*/\partial N_2 = 0$, se obtienen los cosenos directores N_1 y N_2 del grupo de fallas predichas por Reches (1978) denominadas fallas preferentes, las cuales minimizan el trabajo disipado.

La diferencia de esfuerzo necesaria para que se produzca deslizamiento a lo largo de las fallas preferentes obtenidas de la ecuación (18a) está dado por las ecuaciones (Reches 1983):

$$(\sigma_1 - \sigma_3)\,[N_1 S_1 (1 + RK) - \mu'(N_1^2 + RN_2^2)] = C' + \mu'\sigma_3\,, \quad (19a)$$

$$(\sigma_1 - \sigma_3)\,(1 + RK) = \overline{w}\,, \quad (19b)$$

donde la razón de deformación es $K = e_2/e_1$, e_2 y e_1 son respectivamente, la deformación compresiva intermedia y máxima, y $\overline{w} = 4w/e_1$, w es el trabajo disipado por unidad de volumen en el grupo de fallas en las cuales ocurre el deslizamiento (véase Reches 1983, apéndice I).

La ecuación (19a) es la ecuación de Coulomb-Navier en términos de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3, las razones de esfuerzo y deformación, y los vectores unitarios de deslizamiento y normal, de uno de los cuatro grupos de fallas predichas por Reches (1978) para acomodar la deformación tridimensional irrotacional, cuyas orientaciones se deducen dando solución a la ecuación (18a).

La ecuación (19a) no es aplicable directamente a los casos naturales porque no incluye el estado de esfuerzos de la corteza, sin embargo, es posible introducir la presión litostática y hacer válida la ecuación para sistemas de esfuerzo no Andersonianos (con los esfuerzos principales en cualquier dirección) de la manera siguiente: el esfuerzo vertical efectivo aplicado sobre un plano horizontal es

$$\sigma_n = \rho g z\,(1 - \lambda)\,, \quad (20)$$

y de acuerdo con las ecuaciones (4) y (5) podemos escribir también

$$T_i = \sigma_i M_i \quad , (21)$$

$$\sigma_n = \sigma_i M_i^{\,2} \quad , (22)$$

usando las componentes principales del tensor de deformación. Sustituyendo la ecuación (20) y la razón de esfuerzos R en (22), resolviendo para σ_3 y sustituyendo en (19a) obtenemos

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\mu' \rho g z\,(1 - \lambda) + C'}{N_1 S_1 (1 + RK) + \mu' [(M_1^2 + RM_2^2) - (N_1^2 + RN_2^2)]} \quad , (23)$$

la cual es la ecuación (19a) incluyendo ahora la profundidad y el factor de presión de fluidos y es válida para sistemas de esfuerzo no Andersonianos. Sin embargo, debe notarse que esta ecuación es idéntica a (7) si

$$N_1 S_1 (1 + RK) = [(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{\frac{1}{2}} \ . \quad (24)$$

Para demostrar esto, usemos la ecuación (5c) en la forma

$$\frac{\tau}{(\sigma_1 - \sigma_3)} = [(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{\frac{1}{2}},$$

introduciendo ésta en (24) se obtiene

$$N_1 S_1 (1 + RK) = \frac{\tau}{(\sigma_1 - \sigma_3)}, \quad (25)$$

entonces, si esta ecuación es correcta, también lo es (24).

Considérese la ecuación (5b),

$$\tau = \sigma_i N_i S_i \ ,$$

e introdúzcase en ella las razones de esfuerzo (R) y deformación (K). Así, utilizando las relaciones siguientes: $e_1 + e_2 + e_3 = 0$, que es la condición de volumen constante, y $e_1 = N_1 S_1$, $e_2 = N_2 S_2$, $e_3 = N_3 S_3$, se obtiene

$$\tau = \sigma_1 N_1 S_1 - \sigma_3 N_1 S_1 + (\sigma_1 - \sigma_3) K R N_1 S_1 \ ,$$

de donde es fácil obtener la ecuación (25), quedando demostrada la igualdad de las ecuaciones (7) y (23). Esto constituye una demostración formal de que el "Slip Model" de Reches (1983) es consistente con el criterio de activación de planos de debilidad expresado por las ecuaciones (7) y que representa un caso particular irrotacional de un modelo más general de deformación por deslizamiento sobre planos de debilidad.

De acuerdo con Reches (1978), el caso más general de deformación frágil está representado por el tensor

$$D_{ij} = \sum_{n=1}^{k} \gamma^{n}{}_{i}^{n} S_{j}^{n}, \quad (26)$$

donde γ^n es la cizalla simple producida por el $n^{n-\text{ésimo}}$ grupo de fallas paralelas. Si un cuerpo que contiene muchos planos de debilidad es sometido a un estado de esfuerzos, ocurrirá deslizamiento sobre aquellos planos que requieran una diferencia de esfuerzos igual o menor a la aplicada. La ecuación (7) determinará cuales planos sufrirán deslizamiento.

La deformación total producida podrá ser bidimensional o tridimensional de acuerdo con el número de fallas no paralelas involucradas, ya que la deformación bidimensional rotacional puede ser acomodada por una sola falla, la deformación bidimensional irrotacional por dos fallas, la deformación tridimensional rotacional por tres fallas y la deformación tridimensional irrotacional por cuatro fallas (Reches, 1978).

Considérese ahora que un bloque cortical con un número pequeño de planos de debilidad es sometido a un sistema de esfuerzos, la deformación producida estará condicionada al número de planos no paralelos disponibles en el bloque, que requieran una diferencia de esfuerzos igual o menor a la aplicada; esto quiere decir que si tres o más planos no paralelos sufren deslizamiento, se producirá deformación tridimensional. Una deducción sobresaliente es que tanto la deformación bidimensional como tridimensional pueden ser producidas por el mismo sistema de esfuerzos y que el tipo de deformación está controlado por los planos de debilidad que contiene el bloque.

Las ecuaciones que describen el sistema de deformación frágil son (6), (7) y (26). En la ecuación (26), k es el número de grupos de fallas que requieren una diferencia de esfuerzos igual o menor que la aplicada.

2. COMPORTAMIENTO DE UN CUERPO QUE CONTIENE PLANOS DE DEBILIDAD BAJO UN SISTEMA DE ESFUERZOS

Las suposiciones básicas necesarias para el análisis siguiente son: (I) un bloque cortical será deformado bajo un sistema de esfuerzos solamente de manera frágil y sin cambio de volumen; (II) los planos de falla, preexistentes o formados por fractura, atraviesan el bloque completamente; (III) el desplazamiento es constante en cada falla.

El modo preferido de deformación ya sea por fractura o por deslizamiento sobre planos de debilidad preexistentes será el que requiera la menor diferencia de esfuerzos, para evaluar esto se determina el parámetro F, basado en las ecuaciones (6) y (7),

$$F = (\sigma_1 - \sigma_3)_{(r)} - (\sigma_1 - \sigma_3)_{(d)} \ , \quad (27)$$

donde el subíndice r indica que se utilizó la ecuación (6) del texto y el subíndice d la ecuación (7) del texto. Si $F < 0$, el material se fracturará y cuando $F > 0$, ocurrirá desplazamiento a lo largo de los planos de debilidad preexistentes.

En las Figuras 3 y 4 se utilizaron $\rho = 2650\, kg/m^{-3}, g = 9.8\, m/s^{2}$, $M_1 = 1$, $M_2 = 0$, que indica que σ_1 es vertical, y valores variables para los otros factores. Estas figuras fueron elaboradas dando solución numérica a la ecuación (27) utilizando los valores mencionados y los indicados en las figuras. Se generaron suficientes soluciones numéricas del parámetro F para cubrir el cuadrante positivo de las combinaciones N_1 y N_2 las cuales determinan la orientación de los planos de debilidad. La línea de valor 0 se contorneó utilizando el método de interpolación Kriging, con lo cual se separaron las áreas negativas y positivas, correspondientes a los dominios de ruptura y deslizamiento respectivamente.

Las gráficas obtenidas pueden usarse para determinar cuando ocurrirá deslizamiento sobre un plano de debilidad o cuando el material será fracturado. Para ello basta determinar la coordenada N_1, N_2 que representa la orientación del plano y ubicar ese punto en la gráfica que represente las condiciones corticales

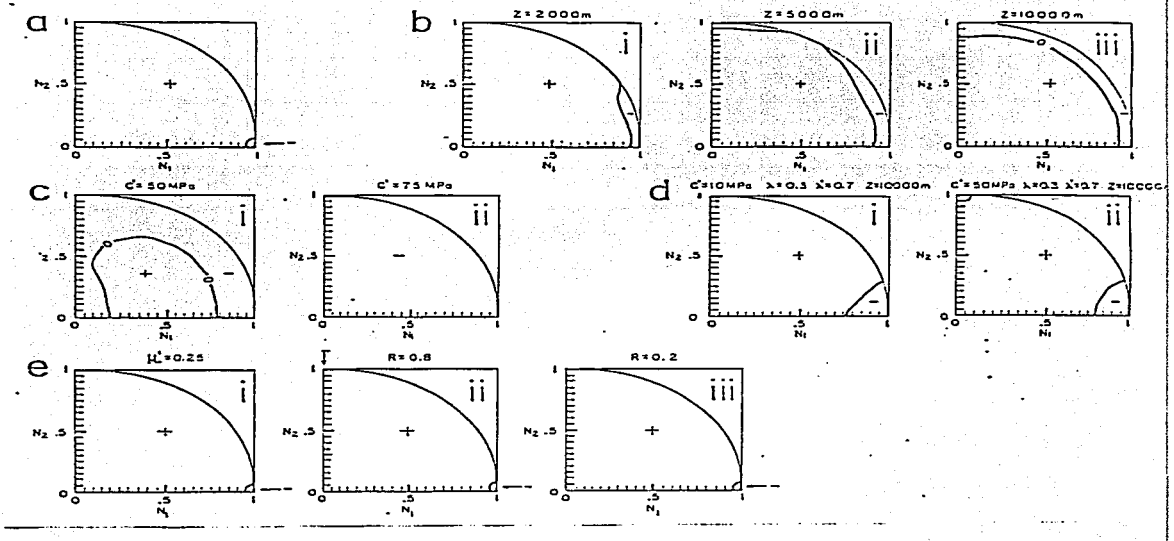


FIGURA 3.

Condiciones límite del parámetro F, las áreas positivas son el Dominio de deslizamiento y las áreas negativas el dominio de fractura. N_1 y N_2 son los cosenos directores del plano de debilidad. Las direcciones principales de esfuerzo y los ejes de referencia coinciden. Los parámetros en (a), que fue utilizada como referencia para las otras figuras son: $z = 0.1 km$, $\mu = 0.75$, $\mu' = 0.5$, $C = 75\ MPa$, $C' = 10\ MPa$, $R = 0.5$, $\lambda = \lambda' = 0$, $\rho = 2650\ k\ g\ \overline{m}^3$, $g = 9.8\ ms^{-2}$, $M_1 = 1$, $M_2 = 0$. En (b), (c), (d) y (e) los parámetros modificados se indican en cada figura y los otros parámetros permanecen igual que en (a). Véase texto para una explicación completa.

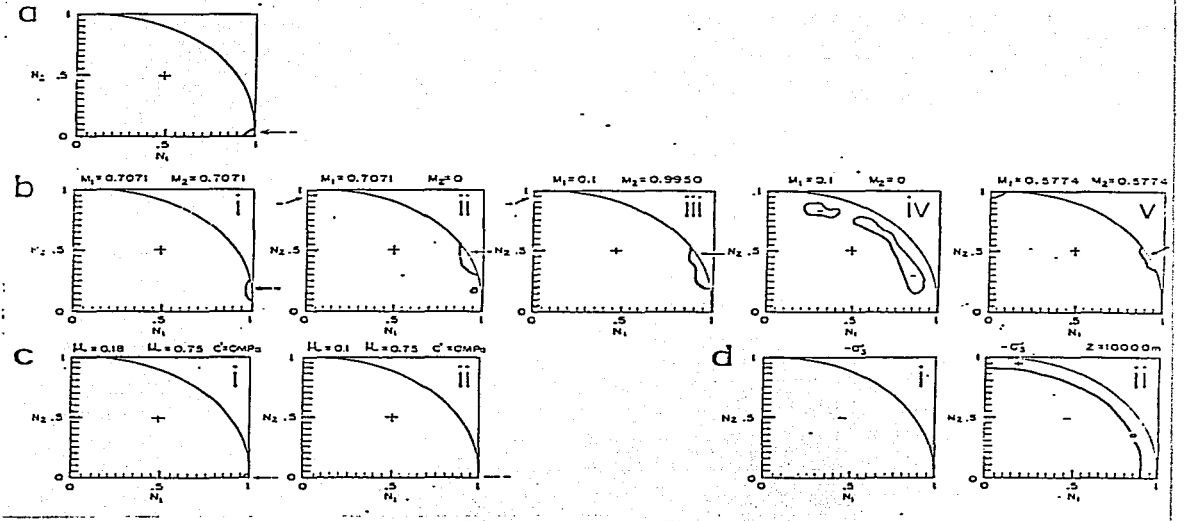


FIGURA 4.

Continuación de la Figura 3, (a) es la misma que la Figura 3a.

que se quieren simular. Si el punto cae en el área negativa indica fractura del material y si cae en el área positiva indica deslizamiento sobre el plano.

Otra posibilidad de análisis con estas gráficas es predecir las orientaciones de los planos en los cuales ocurrirá deslizamiento para unas condiciones corticales específicas. Como ejemplo, la Figura 5a representa planos de baja cohesión con valores "típicos" de fricción y en ausencia de presión de fluidos, en la superficie y en un régimen tectónico extensional. La fractura del material es preferida solo cuando los planos son subhorizontales, ya que el dominio de fractura cubre solamente valores de $N_1 > 0.95$. Para cualquier inclinación del plano es posible determinar las orientaciones en las cuales la ruptura es preferida, tómese por ejemplo una inclinación de 14°, entonces $N_1 = \cos 14° = 0.97$ (Figura 4a), para este valor N_2 puede variar solo de 0 a 0.24, de acuerdo con $N_1^2 + N_2^2 + N_3^2 = 1$, pero dentro del dominio de fractura N_2 sólo puede variar de 0 a 0.05, indicando la fractura del material cuando la dirección del plano forma un ángulo $< 12°$ con la dirección de σ_2 (Figuras 5b y 5c). El análisis puede ser hecho para varias combinaciones de factores en las ecuaciones (6) y (7) para simular distintas condiciones corticales.

Se tomó la Figuras 3a como referencia para analizar la sensibilidad del parámetro F cuando algunos factores son variados. Esta figura representa condiciones de superficie, sin presión de fluidos y con baja cohesión en los planos de debilidad. Se observa poca sensibilidad para variaciones moderadas de μ' y R (Figura 3e), mientras que variaciones en z y C' producen un cambio rápido en el parámetro F (Figuras 3b y c), por lo tanto se considera a la profundidad y la cohesión como los factores críticos para predecir cuando la deformación será liberada por fracturamiento y cuando por deslizamiento.

En la Figuras 2d se usaron valores distintos para el factor de presión de fluidos en medios isotrópico y anisotrópico, denominándolos respectivamente λ y λ', para simular condiciones en las cuales hay una presión de fluidos anómala en las fallas como la descrita por Huge and Mugnier (1992).

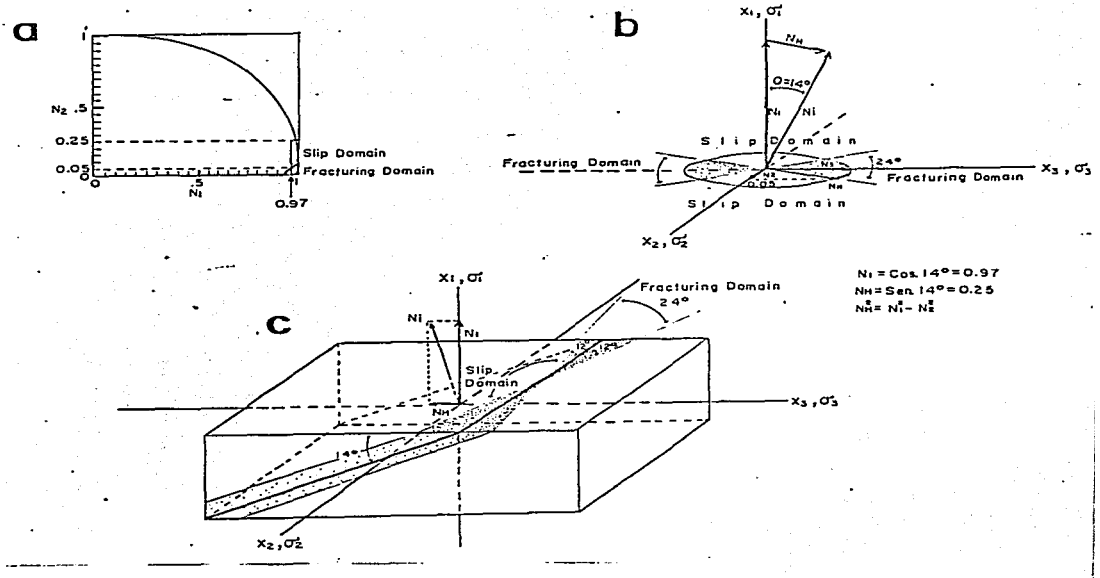


FIGURA 5.

Aplicación de las Figuras 3 y 4. (a) es la misma que en la Figura 3a, muestra los dominios de deslizamiento y fractura para planos con inclinación de 14° ($N_1 = 0.97$) y σ_1 vertical. (b) Cuando $\theta = 14°$ los dominios de deslizamiento y fractura cubren las áreas angulares indicadas en el círculo horizontal que representa las combinaciones permitidas de N_1, N_2. (c) Debido a que la inclinación es fija (14°), el dominio de deslizamiento es el área angular en la cual el plano de debilidad sufre deslizamiento cuando es rotado alrededor de la dirección X_1.

2.1. Tendencias generales de comportamiento

Para los casos donde σ_3 es positivo (compresivo), se observan las siguientes tendencias generales en el comportamiento del parámetro F: (1) planos de debilidad preexistentes cercanos a ser paralelos a la dirección de σ_3 (área periférica en el cuadrante mostrado) son inadecuados para que se produzca deslizamiento en ellos en condiciones superficiales si tienen inclinaciones $< 18°$ (Figuras 3a, b(i) y e), y si $z > 5000$ m, entonces la fractura es preferida para cualquier inclinación de los planos (Figura 3b); (2) En niveles superficiales ($z < 5$ km), la fractura es preferida para $N_2 \approx 0$ y $N_1 > 0.95$ (planos con inclinaciones $< 18°$ y subparalelos a σ_2) (Figuras 3a,b(i)-(ii) y e), por lo tanto, se deduce que en condiciones Andersonianas en un régimen extensional, los planos de debilidad con direcciones cercanas a σ_2 e inclinaciones $> 18°$ son propensos a acomodar la deformación por deslizamiento a lo largo de ellos; (3) en niveles superficiales, cuando $\mu' < \frac{1}{4}\mu$ (coeficiente de fricción anómalamente bajo en el plano de debilidad) el deslizamiento ocurre sobre planos sin cohesión que se inclinan $> 10°$ (Figura 4c), lo cual es acorde con la explicación propuesta por Ivins et al. (1990) y Huge and Mugnier (1992) para la reactivación de fallas de ángulos muy bajos en un régimen extensional; (4) conforme C' se aproxima a C y z se incrementa también, el dominio de fracturamiento se incrementa progresivamente hasta la ruptura del material para todas las orientaciones de los planos (Figuras 3b y c); (5) finalmente, ocurrirá también deslizamiento sobre planos de debilidad subhorizontales ($N_1 > 0.95$) y subverticales ($N_1 < 0.05$) si las direcciones de los esfuerzos son rotadas adecuadamente, como lo muestra el dominio de deslizamiento en la Figura 4b.

Un caso especial es cuando el esfuerzo mínimo es de tensión. Siguiendo las deducciones de las ecuaciones (6) y (7) realizadas por Yin y Ranalli (1992) y usando valor negativo para σ_3 se obtiene

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^* = \frac{2C - 2\mu\rho g z(1-\lambda)}{(\mu^2+1)^{\frac{1}{2}} - \mu - 2\mu(M_1^2 + R M_2^2)}, \quad (28)$$

para romper un medio isotrópico y

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^* = \frac{C' - \mu' \rho g z (1 - \lambda)}{[(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{\frac{1}{2}} - \mu'[(M_1^2 + R M_2^2) + (N_1^2 + R N_2^2)]}, \quad (29)$$

para producir deslizamiento sobre planos de debilidad.

El comportamiento del parámetro F cambia significativamente cuando σ_3 es negativo (usando las ecuaciones (28) y (29)). Las tendencias descritas para σ_3 positivo cambian, haciéndose ahora más fácil el fracturamiento del material que el deslizamiento sobre planos de debilidad en niveles superficiales (Figura 4d(i)). Además, cuando z se incrementa ocurre deslizamiento a lo largo de planos de debilidad orientados subparalelos a la dirección de σ_3 (Figura 4d(ii)).

CAPÍTULO II. EL MODELO DE CUERPO ANISOTRÓPICO

1. ESTABLECIMIENTO DEL MODELO

De acuerdo con el análisis presentado en el Capítulo I, los planos de debilidad con inclinaciones $>18°$ son adecuados para el deslizamiento para la mayoría de las condiciones, a niveles superficiales (profundidad $<$ 10km). Cuando un bloque que contiene tal tipo de planos está bajo un sistema de esfuerzos, solo el plano o grupo de planos paralelos que requiera la menor diferencia de esfuerzos experimentará desplazamiento, si atraviesa completamente al bloque. El esfuerzo aplicado no puede incrementarse para iniciar deslizamiento en los otros planos de debilidad, porque es liberado por deslizamiento a lo largo del plano donde ya se inició el deslizamiento. Sin embargo, para producir direcciones múltiples de estrías, patrones múltiples de fallas y deformación tridimensional, es necesario que haya deslizamiento en tres o más planos de debilidad no paralelos.

La condición necesaria para incrementar la diferencia de esfuerzos hasta producir deslizamiento en más de un plano o grupo de planos paralelos, es que los planos de debilidad estén interactuando cinamáticamente, es decir, que el movimiento en uno de ellos produzca necesariamente desplazamiento en los otros o ruptura del material.

Consideremos un modelo con planos de debilidad que obedecen la ecuación (7), interactuando en un bloque cortical. No puede producirse deslizamiento a lo largo de uno de ellos sin que se produzca deslizamiento en otros planos o sin ruptura del material, dada la configuración geométrica de los bloques menores formados por los planos de debilidad (Figura 6). Dada esta condición, para iniciar el deslizamiento se requiere una diferencia de esfuerzos tan grande como la requerida por el grupo de fallas paralelas interactuante que necesita mayor diferencia de esfuerzos (o la suficiente para romper el material), ésta es la diferencia de esfuerzos crítica. Una vez iniciado el deslizamiento, éste ocurrirá de manera semi-simultánea a lo largo de todas los planos de debilidad que requieran menor

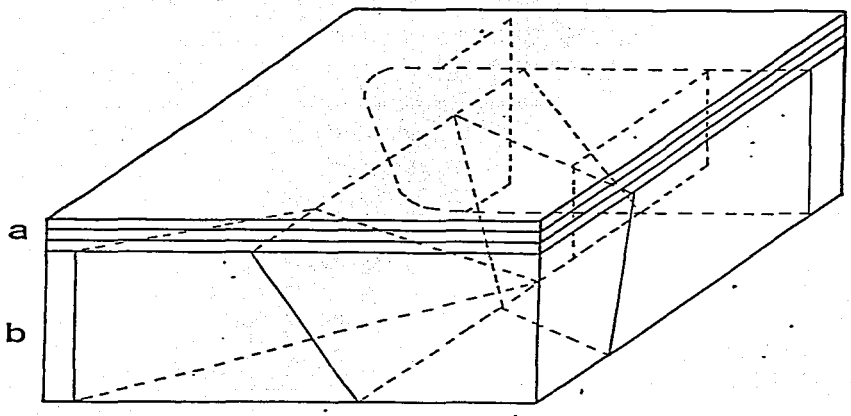


FIGURA 6.

Diagrama que muestra planos de debilidad interactuantes. La parte superior (a) es una secuencia estratificada horizontal y la parte inferior (b) un patrón estructural complejo definido por planos de debilidad que no se cruzan. Debido a la interacción cinemática, cuando un plano sufre deslizamiento, se da deslizamiento a lo largo de otros planos, incluyendo el plano horizontal de contacto entre (a) y (b). La deformación será bidimensional si ocurre deslizamiento solamente a lo largo de uno o dos planos conjugados y será tridimensional si ocurre deslizamiento a lo largo de mas de dos planos no conjugados.

diferencia que el valor crítico y se producirá deformación tridimensional si estos grupos son más de dos, de acuerdo con la ecuación (26).

2. EL PAPEL DE LAS CONDICIONES DE FRONTERA

Si se ignoran las fuerzas de cuerpo, el estado de esfuerzos al que está sometido un bloque es producido por las fuerzas que actúan sobre sus caras. En la naturaleza, cualquier bloque cortical está rodeado de tierra sólida, salvo cuando se encuentra en superficie, en cuyo caso no hay esfuerzo que actúe sobre esa cara, o cuando forma parte del fondo oceánico, en cuyo caso la presión ejercida por la columna de agua que yace sobre él actuará sobre la cara que tenga contacto con el agua. El material que rodea un bloque cortical producirá esfuerzo dentro del bloque de dos maneras: en forma activa, cuando el material adyacente se mueve con respecto al bloque, o en forma pasiva cuando el material adyacente permanece fijo.

Por simplicidad, considérese las caras del bloque orientadas perpendicularmente a las direcciones principales de esfuerzo. Si tres de las caras mutuamente perpendiculares se mueven empujadas por el material circundante, la deformación producida es tridimensional, si solo dos caras mutuamente perpendiculares se mueven empujadas por el material circundante, entonces la deformación es bidimensional. De esta manera las condiciones de frontera determinarán cuando la deformación será bidimensional y cuando tridimensional. Sin embargo, en realidad no existen caras fijas, ya que no hay cuerpos rígidos reales. Cuando una cara "fija" es empujada hacia afuera del bloque como reacción del movimiento en las otras caras, al menos una deformación elástica tiene lugar en el material circundante a la cara "fija", permitiendo la deformación del bloque en la dirección principal perpendicular a dicha cara. Esta es una característica fundamental que implica que siempre es posible la deformación tridimensional. Podemos entonces decir que hay dos casos fundamentales: (1) cuando la rigidez del material circundante es mayor que la rigidez del bloque, las condiciones de frontera determinarán la cantidad de deformación del bloque en esa dirección, (2) cuando la rigidez del material circundante es igual o menor que la rigidez del bloque, la cantidad de deformación

en cada dirección principal, será controlada por las características internas del bloque.

Por este razonamiento se deduce que para el caso (2), la trama estructural de un bloque continental es el factor fundamental para determinar cuando la deformación será bidimensional y cuando tridimensional, ya que determina los planos de debilidad sobre los cuales ocurrirá deslizamiento, consecuentemente, permite conocer cuando se formará un patrón complejo de fallas. Para el caso (1), si las condiciones de frontera imponen deformación bidimensional se formarán dos grupos de fallas conjugadas obedeciendo la ecuación de Coulomb-Navier y si las condiciones de frontera imponen deformación tridimensional, se formarán cuatro grupos de fallas con simetría ortorrómbica obedeciendo el "Slip Model" de Reches (1983).

El modelo conceptual descrito tiene implicaciones importantes en la deformación de la corteza, dos ejemplos de estas implicaciones son descritos a continuación.

3. APLICACIONES DEL MODELO

3.1. Ruptura y deslizamiento en niveles superficiales

Han sido reportadas cabalgaduras antiguas reactivadas como fallas normales (Ivins et al. 1990, Huyghe and Mugnier 1992, Nieto-Samaniego et al. en prensa) en estos casos hay un grupo dominante de planos de debilidad, debido a que una estructura principal controla la anisotropía del medio y como consecuencia, la deformación esperada debería ser bidimensional o con muy poca deformación en una de las direcciones principales del tensor de deformación.

En los casos citados se reporta la presencia de planos de debilidad preexistentes, a los cuales se les supone sin cohesión y con coeficientes de fricción de $\mu' \leq \frac{1}{4}\mu$ e inclinaciones $> 10°$, como se esperaría en una cabalgadura abandonada (Ivins et al. 1990, y Fig. 4D). En todos los casos se observó ruptura de la roca

en superficie aun y cuando, de acuerdo con lo descrito en el Capítulo I, en superficie debería ocurrir deslizamiento a lo largo de los planos de debilidad preexistentes. Esta observación no es fácil de explicar, Huyghe y Mugnier (1992) propusieron como explicación la presencia de presión de fluidos anómalamente alta, mientras que Nieto-Samaniego y colaboradores (en prensa) propusieron dos posibilidades: (a) la rotación de los planos de debilidad o de las direcciones de los esfuerzos y, (b) la exhumación de niveles profundos donde la ruptura fue preferida y al encontrarse cerca de la superficie, se produjo el deslizamiento sobre los planos de debilidad.

Aquí se propone una explicación alternativa: El fracturamiento de la roca es el resultado de la interacción entre los grupos de planos de debilidad preexistentes. Supongase que hay grupos secundarios preexistentes de fracturas (diaclasas o fallas) con orientaciones que caen dentro del dominio de ruptura y que estas fracturas interactúan con el grupo principal, entonces, la formación de fallas nuevas es necesaria para producir la deformación porque los grupos secundarios no permiten el deslizamiento antes de la ruptura. De esta manera se predice la coexistencia de planos de deslizamiento y ruptura. Este caso se ilustra en el apartado 3.4 del Capitulo III.

3.2. Patrones complejos de fallas y fallas normales subhorizontales

El comportamiento del parámetro F predice, en niveles superficiales, deslizamiento sobre estructuras tales como fallas, discordancias u otros contactos geológicos que tengan inclinaciones $> 18°$ cuando σ_3 es positivo y σ_1 vertical (Figura 3). Centremos ahora nuestra atención en la dificultad para producir deslizamiento sobre planos subhorizontales considerando factores de cohesión y fricción comunes, en estas condiciones estos planos no son favorables para el deslizamiento si σ_3 es positivo, sin embargo, tanto con σ_3 negativo o con un sistema de esfuerzos no Andersoniano, puede darse el deslizamiento en lugar de la ruptura (Figuras 4b, 4d). Estas dos posibilidades explican satisfactoriamente las fallas normales de ángulo bajo y las cabalgaduras de ángulo alto, como fue sugerido por Sibson (1985). Otra

posibilidad, es cuando los planos tienen $\mu' \leq 1/4\mu$ y no tienen cohesión como fue sugerido por Ivins et al. (1990) (Figura 4c).

Regiones sometidas a alargamiento que tienen patrones de fallas formados por más de dos grupos, no pueden ser explicados por el criterio de fractura de Coulomb-Navier y además, su mecanismo de formación no está bien entendido. Debido a que estos patrones sugieren deformación tridimensional, el "slip model" de Reches (1983) es una explicación viable (Krantz, 1989), también eventos múltiples de deformación con rotaciones de las direcciones de esfuerzo fue propuesta como otra explicación (Donath 1962), sin embargo, la deformación de cuerpos anisotrópicos por deslizamiento a lo largo de planos de debilidad permite la siguiente explicación más general.

Una situación común en la corteza es que un cuerpo fuertemente anisotrópico con muchos grupos de fallas esté cubierto por otro cuerpo con planos de debilidad subhorizontales (Figura 6), por ejemplo zonas orogénicas cubiertas por secuencias sedimentarias o volcánicas más jóvenes, las cuales comúnmente son afectadas por tectónica extensional en etapas posteriores (Dewey 1988). Durante el evento de alargamiento esas zonas constituyen sistemas muy complejos en los que hay, potencialmente, una deformación tridimensional en el cuerpo inferior y una bidimensional en el superior. Si se asumen condiciones Andersonianas, la deformación tridimensional de la parte inferior no puede ser liberada porque es más fácil romper el cuerpo superior que producir deslizamiento sobre el contacto horizontal. Sin embargo, cuando el límite de ruptura es alcanzado y la parte superior podría ser deformada en forma plana, este tipo de deformación no puede ser liberada porque la interacción de los grupos de fallas de la parte inferior lo impide, en estas condiciones se tiene dos posibilidades para liberar la deformación: (1) alcanzar la diferencia de esfuerzos necesaria para producir deslizamiento sobre el grupo de planos horizontales, de esta manera se formará un "detachment fault" y las partes superior e inferior podrán deformarse independientemente, o (2) la placa superior se rompe en tres o más grupos de fallas y libera así la deformación tridimensional

de la parte inferior sin formación de "detachment fault". Al igual que en los casos anteriores, el valor crítico es aquel que requiere menor diferencia de esfuerzos.

Este modelo proporciona un mecanismo sencillo para explicar la formación de los patrones complejos de fallas observados en zonas de alargamiento cortical y explica además, un origen alternativo para las fallas normales de ángulo bajo. El modelo es acorde con las observaciones de campo presentadas por Jarrigie y colaboradores (1990) y Jarrigie (1992).

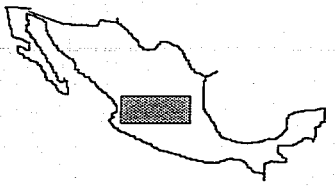
CAPÍTULO III. TRES CASOS MEXICANOS DE TIPOS DISTINTOS DE DEFORMACIÓN

En este capítulo se documenta, por medio de observaciones de campo, dos casos de deformación por ruptura del material. En la región Calvillo-Juchipila, la deformación producida fue bidimensional formándose un patrón de fallas tipo Anderson, se cree que este ejemplo ilustra el Caso 1 del Apartado 2, Capítulo II, en el que la deformación es determinada por las condiciones de frontera. En la Mesa Central, la deformación producida fue tridimensional, formándose un patrón complejo de fallas, se cree que ejemplifica el Caso 2 del Apartado 2, Capítulo II, en el que la deformación es determinada por los planos de debilidad preexistentes en el cuerpo deformado. Un tercer caso es documentado en el Sur de México, en la Falla de Oaxaca, en donde se observó deformación por deslizamiento a lo largo de planos de debilidad preexistentes, generando un patrón complejo de estrías de falla. En todos los casos se trata de fallamiento normal de edad Cenozoica.

1. LA DEFORMACIÓN CENOZOICA DE LA REGIÓN CALVILLO - JUCHIPILA (ruptura del material que produjo deformación bidimensional)

1.1. Hipsografía

El área cubierta por el mapa hipsográfico (Figura 7) corresponde a las partes sudoriente de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y sur de la Mesa Central (MC). En la SMOc las cotas son menores a los 2400 msnm, si se observa la curva de nivel 2000, es muy evidente que dentro de esta zona la configuración hipsográfica consiste de grandes depresiones alargadas con dirección N10°E. Las partes coloreadas en amarillo 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 ancho en comparación con su longitud y la penetración profunda de valles angostos en los límites.



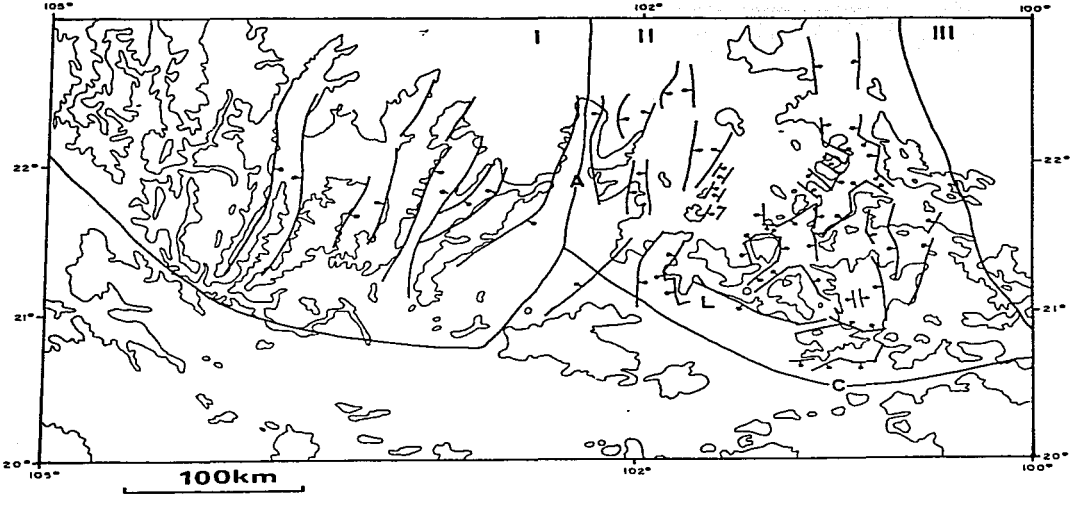


FIGURA 7.

Mapa hipsográfico de la zona estudiada. La zona I corresponde a la Sierra Madre Occidental, la II a la Mesa Central y la III a la Sierra Madre Oriental. Se muestran las principales fosas tectónicas y fallas de edad Neógena, obsérvese la diferencia en la configuración hipsográfica y estructural de las tres regiones. En I deformación bidimensional, en II deformación tridimensional y en III ausencia de fallamiento Neógeno. (A) Aguascalientes, (L) León, (c) Celaya.

La totalidad del área correspondiente a la SMOc tiene características hipsográficas semejantes y, aunque se cuenta con poca información geológica de su parte poniente, se sabe que hay continuidad en cuanto a la litología. Además, han sido 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 mostrada en la Figura 7.

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 depresiones y elevaciones del mapa hipsográfico, ejemplos de esto son las fosas tectónicas de Calvillo y Juchipila (Figuras 7 y 8).

1.2. Estructuras principales

Las estructuras más prominentes de la zona estudiada son las fosas tectónicas de Calvillo, Juchipila y Tlaltenango, en las dos primeras se realizaron levantamientos estructurales de detalle, en la última de ellas no se hizo trabajo de campo. Las fosas de Juchipila y Tlaltenango son paralelas y tienen una dirección promedio N10 °E. La Fosa de Calvillo es mas pequeña, se intersecta con la de Juchipila en los alrededores de Jalpa, tiene una dirección N45°E en su intersección, esta dirección cambia paulatinamente hasta su extremo norte donde presenta N15ºE. En la zona de intersección de estas dos estructuras no se observa desplazamiento relativo importante en ninguna de ellas, por lo que es más razonable considerar a la Fosa de Calvillo como una ramificación de la Fosa de Juchipila (Figuras 7, 8 y 9).

La fosa de Calvillo está formada por una depresión alargada bien definida, de 40 km de largo y 12 km de ancho, con un desnivel topográfico de 900 m en promedio. Los límites de la fosa son fallas normales de ángulo alto. La Fosa de Juchipila es una depresión alargada de aproximadamente 80 km de longitud y 15

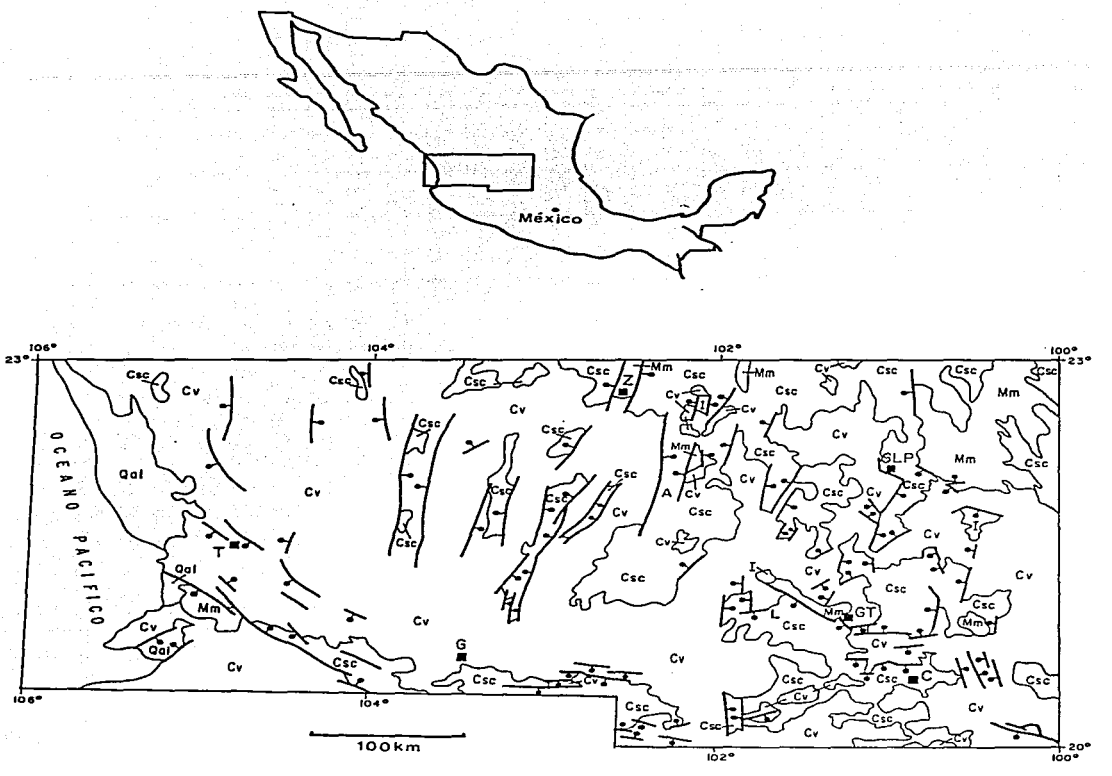


FIGURA 8.

Mapa geológico simplificado. Se muestra la parte sur de la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Obsérvese la distribución mayor de los sedimentos continentales (Csc) en la Mesa Central, estos sedimentos rellenan fosas tectónicas Cenozoicas, por lo que se interpreta que son un indicador indirecto de la cantidad de deformación sufrida. (Qal) Aluvión, (Cv) Rocas volcánicas Cenozoicas, (Csc) Sedimentos continentales Cenozoicos con intercalacion de material volcánico, (Mm) Rocas mesozoicas marinas. (A) Aguascalientes, (C) Celaya, (G) Guadalajara, (GT) Guanajuato, (L) León, (SLP) San Luis Potosí, (Z) Zacatecas.

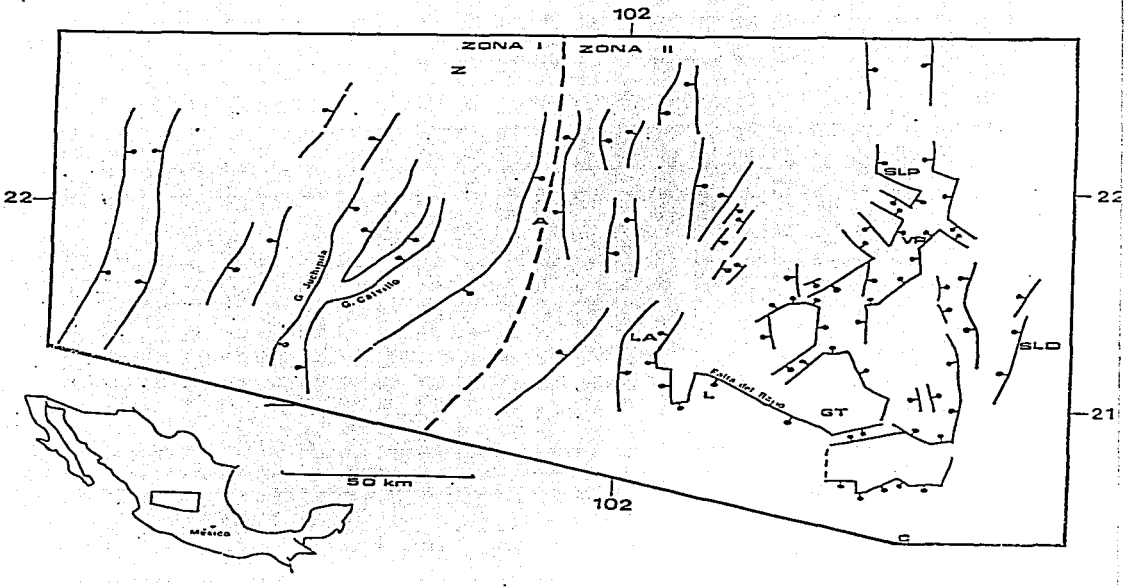


FIGURA 9.

Mapa estructural simplificado que muestra la distribución de las fallas Neógenas. Se muestra la parte sur de la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Obsérvese la configuración de las fosas tectónicas, en la Sierra Madre Occidental son alargadas y paralelas con dirección N10°E indicando deformación bidimensional, mientras que en la Mesa Central forman polígonos irregulares sin una dimensión mayor dominante indicando deformación tridimensional. (A) Aguascalientes, (C) Celaya, (GT) Guanajuato, (LA) Lagos de Moreno, (L) León, (SLD) San Luis de la Paz, (SLP) San Luis Potosí, (VR) Villa de Reyes, (Z) Zacatecas.

km de ancho, con un desnivel topográfico que alcanza los 1000 m. En ambos hombros de la fosa se midieron fallas normales de ángulo alto.

No se hicieron mediciones del hundimiento de las fosas, sin embargo, se asume mayor que las depresiones producidas, ya que la zona hundida está rellena de sedimentos aluviales y lacustres, observándose solamente en algunos lugares afloramientos de las unidades superiores, formadas de derrames basálticos, que presentan basculamientos de entre 10° y 20 °.

Los pilares tectónicos los constituyen las sierras de Morrones, Nochistlán y Sierra Fría, cuyas cimas están formadas de derrames basálticos que yacen sobre una secuencia muy potente de ignimbrita riolítica con algunas intercalaciones de lava básica. En estas sierras las capas de basalto e ignimbrita de las partes superiores no presentan basculamiento, en general, los derrames están horizontales o bien presentan inclinaciones $< 10°$.

No se observaron fosas perpendiculares u oblicuas a las fosas principales, pero sí se observaron fallas menores con esa orientación.

1.3. Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación

En las fosas de Calvillo y Juchipila se midieron un total de 33 fallas, en 23 de las cuales se obtuvieron direcciones de estrías. En la Figura 10a aparecen los polos de los planos de falla, de manera evidente se observa tres grupos, uno con dirección promedio N10°E, otro con dirección promedio N45°E y uno más con dirección promedio E-W, los dos primeros corresponden a las fosas de Juchipila y Calvillo respectivamente, el tercero se cree que corresponde a fallas menores oriente-poniente asociadas a las estructuras mayores, ya que con esa dirección no se observan fallas importantes, desniveles mayores, ni truncamientos de las fosas tectónicas principales.

Considerando solamente la geometría de las fosas principales, hay dos interpretaciones posibles sobre el tipo de deformación producida: (1) que en la

parte poniente la deformación fue bidimensional con dirección principal de alargamiento N80°W, producido por las fosas de Juchipila y Tlaltenango, y que en la parte oriente la deformación fue tridimensional ya que en ese lugar, además del alargamiento producido por las fosas de Juchipila y Aguascalientes, hubo alargamiento con dirección N45°W, producido por la fosa de Calvillo; (2) que la deformación haya sido producida en un régimen transtensivo, en cuyo caso puede tratarse de una deformación plana, este tipo de deformación produciría deslizamiento oblicuo sobre las fallas de las fosas, teniendo así todas ellas una componente normal y una de movimiento lateral.

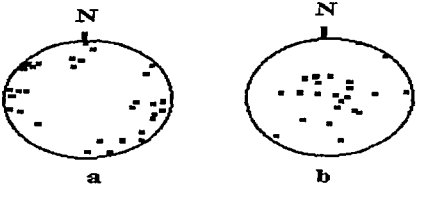


FIGURA 10.

Proyecciones estereográficas de las mediciones en fallas hechas en la región Calvillo-Juchipila. Red equiareal, hemisferio inferior. (a) polos de las fallas medidas en las fosas de Calvillo y Juchipila, se observa tres concentraciones N10°E, N45°E y E-W. (b) direcciones de estrías de falla, se observa dos concentraciones N35°W 65° y S65°E 70°.

Para someter a prueba la segunda opción, se procedió a invertir los datos de estrías utilizando el método de Reches (1987). El método es similar a otros de inversión de estrías de falla (e. g. Armijo et al. 1982, Angelier 1984, Gephart and Forsyth 1984), los que permiten calcular el paleotensor de esfuerzos a partir de mediciones de planos y estrías de falla.

El método de Reches (1987) se fundamenta en tres suposiciones básicas: (1) que la dirección de la estría es paralela a la dirección de la cizalla máxima sobre el plano, (2) que las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal para el deslizamiento sobre el plano de falla satisfacen el criterio de Coulomb-Navier y (3) que el deslizamiento ocurre bajo condiciones de cohesión, fricción y sistema de esfuerzo uniformes.

Las orientaciones del plano de falla y de la estría de falla, pueden ser representados por dos vectores unitarios denominados N_i y S_i respectivamente, considerando un sistema de coordenadas tridimensional X_i . Sabemos que

$$N_i N_i = 1, \quad (30)$$

$$S_i S_i = 1 \ , \quad (31)$$

$$B_i = \varepsilon_{ijk} N_j S_k \ , \quad (32)$$

donde B_i es un vector sobre el plano de falla y normal a la dirección de la estría y ε_{ijk} es el tensor alternante. La expresión (32) es equivalente al producto vectorial N x S. Las suposiciones del modelo pueden escribirse usando las ecuaciones (15), (30), (31) y (32), de esta manera la condición de deslizamiento paralelo a τ máximo sobre el plano de falla queda expresada como

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_1B_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_2B_2 + \tau_{23}\,(N_2B_3 + B_2N_3) +$$
$$\tau_{13}\,(N_1B_3 + B_1N_3) + \tau_{12}\,(N_1B_2 + B_1N_2) = 0 \ , \quad (33)$$

y la condición de Coulomb-Navier como

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_1S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_2S_2 + \tau_{23}(N_2S_3 + S_2N_3) +$$

$$\tau_{13}(N_1S_3 + S_1N_3) + \tau_{12}(N_1S_2 + S_1N_2) = C +$$
$$\mu[(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_1{}^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_2{}^2 + \sigma_{33} +$$
$$2\tau_{23}N_2N_3 + 2\tau_{13}N_1N_3 + 2\tau_{12}N_1N_2] \quad . \quad (34)$$

Si se tiene un número K de fallas medidas, entonces las ecuaciones (33) y (34) constituyen un sistema de 2K ecuaciones lineales, que junto con las componentes desconocidas del tensor de esfuerzos σ_{11}, σ_{22}, σ_{33}, τ_{13}, τ_{12}, pueden formar la multiplicación matricial **A** x **D** = **F** , donde **A** es una matriz de 2K por 5 (ecuaciones (33) y (34)), **D** un vector formado por componentes desconocidas del tensor de esfuerzos y **F** un vector formado por 2K términos conocidos. Ya que el sistema está sobredeterminado, el tensor de esfuerzos se obtiene resolviendo para el vector **D**, usando un valor para μ seleccionado a juicio del analista. El algoritmo implementado calcula el vector **D** para cada falla, después calcula por mínimos cuadrados una solución única para la totalidad de las fallas y a partir de esa solución obtiene el tensor general de esfuerzos. Posteriormente, usando el tensor general calcula la dirección de cizalla máxima para cada falla y comparándola con la dirección de la estría conocida, obtiene los ángulos de error entre la estría observada y el vector de deslizamiento calculado. Con esos datos calcula las desviaciones entre el tensor general y el tensor de esfuerzos para cada falla, calculado con los datos individuales de cada una de ellas, denominándolo tensor ideal. El método arroja soluciones múltiples para los datos, permitiendo que se elija una de ellas utilizando criterios físicos, matemáticos o geológicos.

Primeramente se utilizaron la totalidad de las mediciones, para obtener un solo tensor de esfuerzos, el cual debería tener un buen ajuste si la deformación que formó a las estrías medidas fuese homogénea y plana. Debido a que el método utilizado requiere el uso de un factor de fricción arbitrario, en este análisis se optó por considerar más adecuado el que satisfaga simultáneamente dos condiciones: que arroje desviaciones angulares pequeñas y que sea un coeficiente de fricción común en fracturas, cercano a 0.7 de acuerdo con resultados obtenidos experimentalmente (Jaeger 1959). Se eliminaron los datos cuyo promedio de las desviaciones angulares de los tres ejes principales con respecto al sistema general

era mayor que 60° y se obtuvo soluciones variando el coeficiente de fricción cada 0.05 entre 0.1 y 0.95, prefiriéndose un valor de 0.8 de acuerdo con los criterios ya establecidos. Los resultados obtenidos fueron:

Número de Fallas: 17

Direcciones Principales

σ_1 = 89°/264° σ_2 = 00°/028° σ_3 = 00°/118°

Cohesión promedio calculada: 0.12

Desviaciones angulares

(A1) Angulo promedio entre las direcciones de deslizamiento observada y calculada: 11.18°

(A2) Angulo promedio entre las direcciones principales el tensor general y el ideal (promediando las tres direcciones principales): 29.61°

La solución permite establecer que el sistema de esfuerzos es claramente Andersoniano y transtensivo, ya que la dirección principal σ_1 es vertical y σ_2 bisecta a las fosas de Juchipila y Calvillo, sin embargo, esta solución presenta un problema: el ángulo promedio de desviación (A2) indica que tensores individuales de las fallas se desvían unos de otros en ángulos mayores que 60°, lo que no permite discriminar si las fosas de Juchipila y Calvillo se formaron bajo un mismo tensor de esfuerzos, ya que entre ambas estructuras hay un ángulo aproximado de 35°.

Alternativamente se procedió a separar las fallas que fueron medidas en el hombro poniente del graben de Juchipila obteniendo los resultados siguientes:

Número de fallas: 7

Direcciones principales

σ_1 = 87°/203° σ_2 = 02°/019° σ_3 = 00°/109°

Cohesión promedio calculada: -1.68

Desviaciones angulares

(A1) Angulo promedio entre las direcciones de deslizamiento observada y calculada: 5.40°

(A2) Angulo promedio entre las direcciones principales del tensor general y el ideal (promediando las tres direcciones principales): 23.13°

Y las que fueron medidas en el hombro oriente de la fosa de Calvillo:

Número de fallas: 6

Direcciones principales

σ_1 = 79°/027° σ_2 = 10°/211° σ_3 = 00°/121°

Cohesión promedio calculada: 1.12

Desviaciones angulares

(A1) Angulo promedio entre las direcciones de deslizamiento observada y calculada: 7.66°

(A2) Angulo promedio entre las direcciones principales del tensor general y el ideal (promediando las tres direcciones principales): 17.79°

Posteriormente se intentó separar los grupos usando como criterio las desviaciones angulares (A1 y A2) y los rumbos de las fallas, sin embargo, ninguna agrupación dio mejor ajuste que la separación por fosas.

Con la separación por fosas se logró disminuir los ángulos A1 y A2, lo cual permite discriminar ambas estructuras. Sin embargo, la fosa de Juchipila presenta ángulos y cohesiones grandes y las direcciones principales de los tensores obtenidos para cada una de las fosas tienen desviaciones de 10° con respecto a la esperada con base en su morfología, por otra parte, sus direcciones σ_3 forman un ángulo de tan solo 12°, lo que no permite separarlos dadas las desviaciones angulares que se están manejando de 23.13° en un caso y 17.79° en el otro.

Un último ejercicio realizado con los datos fue intentar disminuir los ángulos A1 y A2 eliminando, del total de los datos, las fallas que presentan desviaciones mayores, los resultados son:

Número de fallas: 14

Direcciones principales

σ_1 = 88°/205° σ_2 = 01°/023° σ_3 = 00°/113°

Cohesión promedio calculada: -0.06

Desviaciones angulares

(A1) Angulo promedio entre las direcciones de deslizamiento observada y calculada: 10.65°

(A2) Angulo promedio entre las direcciones principales del tensor general y el ideal (promediando las tres direcciones principales): 25.07°.

El análisis se hizo con un total de 14 fallas, que quedaron al eliminar los datos con mayores valores para (A1) y (A2), los valores altos pueden corresponder a fallas secundarias cuyos vectores de deslizamiento sufrieron desviaciones mayores debido a interacciones cinemáticas o dinámicas de las fallas, o bien a que fueron rotados posteriormente a su formación.

Del análisis anterior se deduce como lo más probable que la zona entre las fosas de Aguascalientes y Juchipila sufrió una deformación aproximadamente bidimensional, es decir con nula o mínima deformación en la dirección σ_2., desarrollándose un sistema de fallas en el que hacia el poniente de Juchipila, σ_1 fue aproximadamente perpendicular a las fosas tectónicas. En la intersección de las Fosa de Calvillo y Juchipila, las fallas de la Fosa de Calvillo, que tienen dirección N45ºE fueron sometidas a tensión oblicua, formando un ángulo aproximado de 15° con σ_2.

2. LA DEFORMACIÓN CENOZOICA DE LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL (ruptura del material que produjo deformación tridimensional)

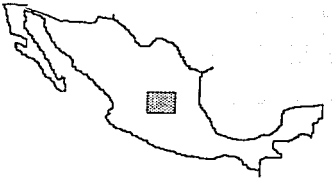
Durante los últimos diez años, el conocimiento sobre la estratigrafía y la estructura de la parte sur de la Mesa Central (MC) se ha incrementado notablemente gracias a los trabajos cartográficos efectuados por Labarthe-Hernández y colaboradores (1982), y a la cartografía de la Sierra de Guanajuato compilada por Martínez-Reyes (1992). También fueron publicados algunos trabajos acerca de la estructura de la región por Pascuaré y colaboradores (1987), Aranda-Gómez y colaboradores (1989), Nieto-Samaniego (1990), y Nieto-Samaniego y colaboradores (1993), y sobre su significado tectónico Henry y Aranda-Gómez (1992). .

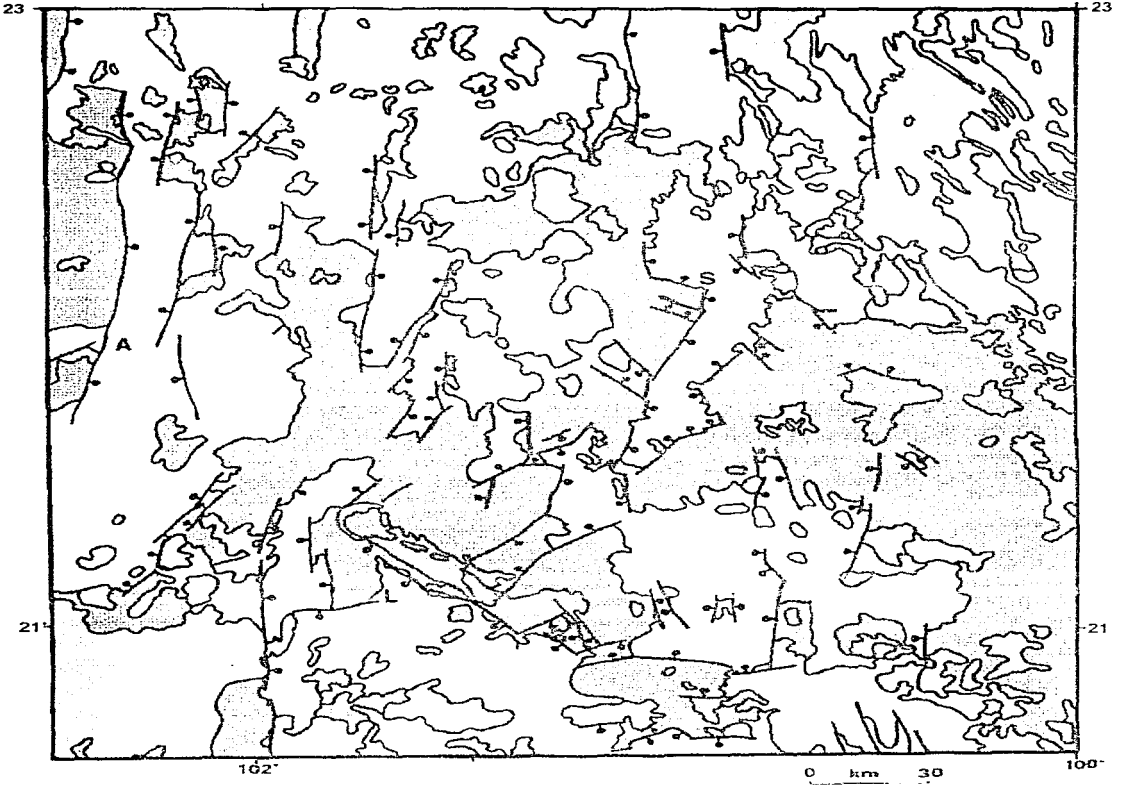
Como parte de esta investigación se hizo la cartografía geológica de las hojas Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende y Celaya (INEGI, escala 1:50,000) y levantamientos estructurales regionales en toda la parte sur de la Mesa Central, con el objeto de complementar la información ya existente e integrar un mapa geológico del área (Figura 11). Durante los levantamientos de campo y la compilación de la información publicada se puso énfasis en la estratigrafía y el fallamiento cenozoicos.

Una vez integrada la información geológica disponible, se hicieron generalizaciones en la estratigrafía y en la distribución de las estructuras, con el fin de establecer el estilo estructural del área estudiada. Para completar el mapa geológico en las áreas cuya estratigrafía es desconocida se extrapolaron, por medio de fotointerpretación y reconocimientos de campo, las unidades cartografiadas en lugares cercanos.

Muchas de las fallas marcadas en las Figuras 9 y 11 como estructuras continuas mayores, representan conjuntos de fallas menores asociadas que siguen una dirección.

La presencia de fallamiento normal de edad cenozoica está documentada ampliamente en toda el área de estudio (Labarthe-Hernández et al., 1982; Aranda-Gómez et al. 1989), pero no han sido reportados movimientos transcurrentes




23
23
A
S
21
21
102°
100°
0 km 30

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

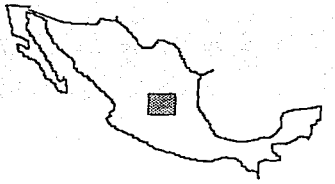


FIGURA 11.

Mapa Geológico. 1 Intrusivo Cretácico, 2 volcano-sedimentario marino Mesozoico, 3 sedimentario marino Mesozoico, 4 volcánico continental Paleógeno (andesita), 5 sedimentos continentales Paleógenos (conglomerado y arenisca, intercalaciones de basalto), 6 Intrusivo Paleógeno, 7 sedimentos continentales del Cenozoico Superior (arenisca, conglomerado, depósitos lacustres y toba, intercalaciones de basalto e ignimbrita riolítica), 8 volcánico continental Cenozoico (domos riolíticos, ignimbrita riolítica, andesita), 9 basalto Neógeno, 10 basalto alcalino Neógeno. y Cuaternario. A Aguascalientes, G Guanajuato, L León, S San Luis Potosí.

importantes en las estructuras conocidas, observándose sin embargo, muchas estrías de falla oblicuas o incluso horizontales. Por otra parte, las mediciones de los desplazamientos en las estructuras son pocas, sólo se dispone de las reportadas por Gross (1975), Tristán-González (1986), Quintero-Legorreta (1992) y Nieto-Samaniego (1990).

En trabajos precedentes se estableció la existencia de fases de fallamiento de edad paleógena y neógena susceptibles de ser diferenciadas (Nieto-Samaniego et al. 1992).

2.1. Hipsografía

En la MC se observa áreas pequeñas y aisladas con cotas >2400 m (Figura 7), la característica más importante de esta zona es que tiene numerosas depresiones y elevaciones que forman valles y sierras que no tienen una dimensión mayor, sino que forman polígonos irregulares.

Se puede apreciar en la Figura 7 que hay cuatro grandes depresiones topográficas dentro del área 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 Lagos de Moreno a Celaya y otra en cuyo interior están ubicadas las poblaciones Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende. De la información geológica se sabe que estas depresiones corresponden al Graben de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986), Graben de Aguascalientes (Aranda-Gómez, 1989) y a las semifosas de El Bajío y San Miguel de Allende - Dolores Hidalgo, respectivamente.

En el interior de las partes elevadas, coloreadas de amarillo en la Figura 7, se aprecia elevaciones mayores que son 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 las que presentan la Sierra Madre Occidental (SMOc) y Sierra Madre Oriental (SMOr). En la primera de éstas se observa una serie de fosas tectónicas paralelas orientadas N10°E (véase más adelanta apartado 2.1.), mientras que en la SMOr hay ausencia casi absoluta de fosas tectónicas.

La MC, ubicada al centro, tiene las cotas máximas y el parteaguas continental, su cota media es de 2250, mayor que la SMOc con 1650 y la SMOr con 1550. Para la estimación de las dos últimas no se tomó en cuenta la planicie costera. Los límites de la zona elevada y el cambio en los comportamientos hipsográfico, estructural y de anomalías gravimétricas coinciden geográficamente, en la parte oriente está ubicado en el sistema de fallas de Querétaro y en el poniente en la Fosa de Aguascalientes (Figuras 7, 8 y 9). Por otra parte, las estimaciones de los espesores de la corteza de la SMOr, SMOc y MC, basados en datos sísmicos y gravimétricos que han sido reportados por Meyer et al. (1958), Fix (1975), Rivera y Ponce (1986), Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992), y Campos-Enriquez et al. (1992), permiten asignarles 37 km, 40 km y 32 km respectivamente, la simetría de estos espesores a lo largo de una sección E-W muestra un bloque cortical adelgazado y elevado entre dos bloques más gruesos y deprimidos, sugiriendo la separación relativa de los bloques gruesos como mecanismo de adelgazamiento para la MC (Figura 12).

2.2. Edad y fases del fallamiento

Todas las fallas representadas en la Figura 11 cortan a unidades estratigráficas Cenozoicas. Las edades de esas fallas permitieron distinguir fases distintas de fallamiento con edades que van desde el ¿Paleoceno?-Eoceno hasta el Plioceno-Pleistoceno (Nieto-Samaniego, 1990). Este evento tectónico extensional, que abarca todo el Cenozoico, está sobrepuesto a otro de tipo compresivo, que afecta solamente a las rocas Mesozoicas. Estos dos eventos tectónicos mayores se diferencian claramente por el registro estructural distintivo que imprimieron en las rocas del área.

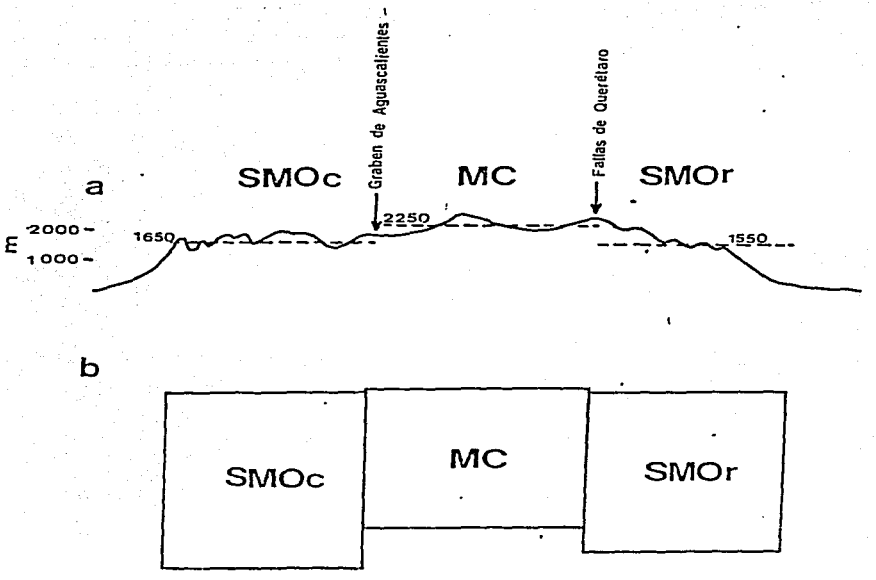


FIGURA 12.

(a) Perfil hipsográfico. Se muestra las elevaciones relativas de la SMOr, SMOc y MC. (b) Esqueama que muestra la disposoción de los bloques corticales correspondientes al perfil (a), se interpreta que la MC constituye un bloque adelgazado debido a la separación relativa de los bloques de la SMOr y SMOc.

Las fases del fallamiento cenozoico han sido agrupadas en dos conjuntos fácilmente distinguibles entre sí, uno de edad paleógena cuyas fallas afloran en los núcleos de las sierras, y el otro de edad neógena cuyas fallas limitan a esas sierras (Nieto-Samaniego et al., 1992). Las fallas del primer conjunto fueron estudiadas con mucho detalle en el Distrito Minero de Guanajuato, por lo que se cuenta con información abundante acerca de la distribución, orientación y desplazamiento de las estructuras, gracias a las aportaciones de Guiza (1949), Echegoyén-Sánchez y colaboradores (1970), Gross (1975) y Nieto-Samaniego (1985). Desafortunadamente, no se dispone de información acerca de este grupo de estructuras en otras sierras, exceptuando la dada en los trabajos cartográficos de Pérez-Ibargüengoitia (1967) y Pérez-Ibargüengoitia (1968) quienes aportaron información de la parte norte de la Sierra de Santa Bárbara y el de Ledezma-Guerrero (1960) acerca de la parte oriente de la Sierra de Codornices.

2.2.1. Fallamiento paleógeno

Dado que las fallas de edad paleógena solo afloran en los núcleos de las sierras, no se pudo determinar sus arreglos estructurales regionales. En el Distrito Minero de Guanajuato, las fallas paleógenas tienen inclinaciones que varían de 45° a 60° y rumbos predominantes NW y NE. Por su edad se pueden separar en dos grupos, uno de edad Paleoceno-Eoceno, asociado con sedimentación de cuencas continentales, representada por conglomerado y arenisca y con actividad volcánica subordinada de composición principalmente andesítica. El otro grupo tiene edad Oligocénica y está asociado con volcanismo riolítico, representado por mantos ignimbríticos y domos, estos últimos alineados a lo largo de las fallas. También hay, en cantidad menor, derrames andesíticos producto de actividad fisural, lo que se infiere por la ausencia de aparatos centrales y la abundancia de diques, entre otros criterios.

Las fallas Paleógenas tienen desplazamientos que van desde pocas decenas de metros hasta más de un kilómetro. Es difícil medir los basculamientos producidos por estas fallas, dado que afectan rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentos

conglomeráticos. Haciendo una generalización, se puede decir que las unidades cenozoicas más antiguas (conglomerado y arenisca) sufrieron basculamientos $<45°$, un poco mayores que los observados en conglomerados volcánicos de edad oligocénica que son $<30°$.

Es importante resaltar que las direcciones NW y NE de las fallas se presentan en los distintos conjuntos estructurales de edad paleógena y que las relaciones de edad relativa son muy ambiguas (Nieto-Samaniego, 1990).

2.2.2. Fallamiento neógeno

La Figura 9 muestra las fallas de edad neógena de toda el área de estudio, es claro que las estructuras principales tienen direcciones distintas: las fosas de Lagos de Moreno y San Antonio, así como las fallas de San Miguel de Allende y San Luis de La Paz tienen dirección N-S; el graben de Villa de Reyes tiene dirección NE, la Falla del Bajío dirección NW y las fallas de Juventino Rosas dirección E-W. Un caso importante de resaltar es la Sierra de Santa Bárbara, que salvo en su parte SW, está limitada por fallas normales con direcciones distintas. Al observar toda el área de estudio en conjunto, se aprecia que el esquema de fracturamiento es bastante complejo y que no puede ser explicado por un evento único de fallamiento producido por deformación plana, es decir, que obedezca el criterio de fractura de Coulomb-Navier.

Los basculamientos producidos por estas fallas pueden observarse directamente solo en los bloques levantados. Para obtener información cuantitativa de la magnitud de los basculamientos, se midió directamente en el campo la inclinación de las unidades más jóvenes que tienen forma tabular observadas en las partes altas de las sierras, y usando fotografías aéreas, se extrapolaron estos datos a la totalidad del área. De manera general las inclinaciones observadas son $<10°$ y comúnmente $<5°$.

En los bloques hundidos no fue posible hacer mediciones de los basculamientos, se cuenta solamente con las mediciones hechas en la Estación San Felipe (cerca

de San Miguel de Allende) y en Juventino Rosas, en ambos casos las inclinaciones no superan los 15°.

Las fallas neógenas terminan longitudinalmente de tres maneras: (1) intersectándose con otra falla y provocando el desplazamiento de alguna de ellas, en este caso queda determinada su edad relativa, (2) intersectándose con otra falla sin que haya continuación en ambas o alguna de ellas, en este caso no queda determinada su edad relativa y (3) disminuyendo el desplazamiento vertical de la falla hasta hacerse imperceptible.

Las fallas de los casos (1) y (2) pudieron formarse, ya sea en un sistema de deformación bidimensional (plana), o en un sistema de deformación tridimensional como el descrito por Reches (1978, 1983) y Reches y Dieterich (1983). Si se asume el caso bidimensional, es razonable pensar que se formaron en fases sucesivas de deformación, en las que los sistemas de esfuerzos de cada fase tuvo orientación distinta. En este modelo de deformación, alternativamente puede suponerse que la dirección de las dos fallas involucradas pudo ser heredada de planos de debilidad de las rocas mesozoicas y tener actividad ambas estructuras en la misma fase.

Si se asume que las fallas se formaron en un régimen de deformación tridimensional, las fallas pudieron formarse, ya sea en una sola fase, o en varias fases sucesivas, en ambos casos, las direcciones de las fallas pudieron ser o no heredadas.

En el caso (3) la magnitud del hundimiento relativo de un bloque respecto al otro es máximo en el centro y nulo en los extremos de la falla, lo que implica un arqueamiento de la superficie. Si la deformación de este arqueamiento es liberada por plegamiento, las capas superiores sufrieron alargamiento, y si la deformación fue liberada por fractura, es necesario que se formen fallas transversales u oblicuas a la estructura principal, para que liberen la deformación tal como se muestra en la Figura 13. Se documentó la existencia de una falla de este tipo, a la cual se la denominó falla de Los Pájaros. En ella no se pudieron observar fallas transversales u oblicuas, posiblemente por haberse formado en el bloque hundido

que está sepultado por sedimentos contemporáneos o posteriores a la actividad de la falla, y por lo tanto es inaccesible a la observación directa. En un modelo balanceado de una estructura como la descrita, se puede tener dos casos distintos: (1) que las fallas sean transversales y tengan inclinación de 90°, fallas de este tipo fueron descritas por Sengör (1990), en este caso se trata de deformación plana; (2) que las fallas transversales u oblicuas tengan inclinaciones distintas a 90°, lo que hace necesario que haya alargamiento paralelo a la dirección de la falla principal, este alargamiento se libera por medio de movimiento a rumbo en las partes terminales de la estructura; ambos casos se ilustran en la Figura 13.

2.3. Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación

La deformación total observada en la MC es tridimensional y se presentó durante casi todo el Cenozoico, en fases sucesivas reactivando estructuras. Por este motivo se considera inadecuado usar métodos de inversión de estrías de falla para determinar paleotensores de esfuerzo, ya que dichos métodos asumen: deformación bidimensional, un campo de esfuerzo homogéneo y que los vectores de deslizamiento y cizalla máxima sobre el plano de falla son paralelos. Implícitamente esto significa que el vector de deslizamiento es resultado directo de la acción del campo de esfuerzos regional, lo que implica que no hay interacción cinemática entre las estructuras.

Las observaciones de campo presentadas en este trabajo y en Nieto-Samaniego (1990) y Nieto-Samaniego y colaboradores (1992) indican que hay planos de debilidad preexistentes que sufrieron reactivación durante el Cenozoico y que esta deformación se presentó en etapas múltiples reactivando planos de debilidad preexistentes, los cuales interactuaban cinemáticamente, por ello se consideran inválidas en esta región las suposiciones de los métodos de inversión de datos de estrías para calcular paleotensores de esfuerzos. Se propone el mecanismo de deformación de un cuerpo con planos de debilidad que está cubierto por capas subhorizontales, presentado en el apartado 3.2. del Capítulo II, como explicación

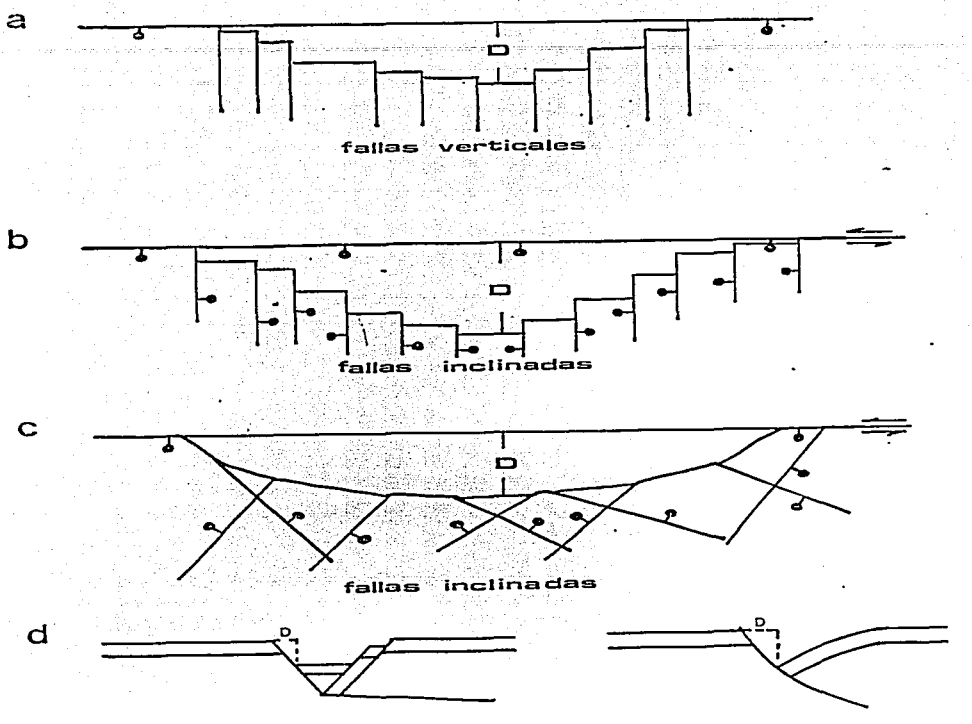


FIGURA 13.

Esquema de las estructuras asociadas a una semifosa. (a), (b), y (c) son vistas de planta y (d) vista de perfil. (a) si las fallas asociadas que liberan la deformación del bloque hundido son verticales, la deformación es bidimensional. (b) y (c) si las fallas asociadas que liberan la deformación del bloque hundido son inclinadas, la deformación es tridimensional. (d) en perfil, la deformación del bloque hundido puede liberarse por plegamiento o por fallamiento.

de la deformación tridimensional y los patrones complejos de fallas observados en la parte sur de la Mesa Central.

La magnitud del alargamiento total de la parte superior de la corteza durante el Cenozoico está determinada por la suma de alargamientos producidos en las etapas de fallamiento Paleógena y Neógena, las mediciones de la deformación producida por las fallas Neógenas son muy escasas y por otra parte, no se está en condiciones de determinar la producida por las fallas Paleógenas, lo que imposibilita hacer una estimación de la deformación por medición directa en las estructuras. Asumiendo que el adelgazamiento cortical de la MC fue producido completamente por la tectónica extensional Cenozoica, la simetría en los espesores de la corteza descrita en el apartado 1.3. sugiere que la separación relativa de los bloques corticales que constituyen la SMOr y SMOc produjo adelgazamiento en la MC. Si se asume que antes de iniciar la fase extensional Cenozoica el espesor de la corteza para las tres provincias era aproximadamente el mismo, alrededor de 40 km, se puede tener una idea de la cantidad de deformación sufrida en el área. Debe tomarse en cuenta que la deformación es tridimensional, lo que implica que la elongación sufrida es de área. Considérese un rectángulo de 200 km en dirección E-W y 150 km en dirección N-S que representa el área final (Af) entonces, asumiendo volumen constante (volumen inicial (Vo) = volumen final (Vf)), se puede obtener el área inicial $Ao=(Af)(Ef)/Eo$, siendo Eo y Ef los espesores inicial y final respectivamente. La elongación de área está dada entonces por $e_A=Af-Ao/Ao$, y se tiene entonces que la corteza sufrió una elongación total de 0.25 (25%) dentro del área mostrada en la Figura 7. Si se calcula la elongación lineal a lo largo de una sección E-W de 200 km usando los datos anteriores, se obtiene el mismo resultado (0.25).

Determinar el tensor total de deformación por la suma de tensores locales para cada falla constituye un paso subsecuente de esta investigación, por el momento no se cuenta con la información cuantitativa suficiente para dicho cálculo.

De acuerdo con Fix (1975), la estructura de los 380 km superiores del manto y la corteza en la MC, obtenida usando modelos de inversión de ondas Rayleigh

y Love, muestra un espesor cortical de 30 km y una zona que inicia alrededor de los 34 km, con valores entre 10 y 20 porciento de fusión parcial, que se extiende hasta los 260 km, disminuyendo paulatinamente los porcentajes de fusión. Esto muestra el estado térmico-magmático actual de la MC, en donde la actividad tectónica y volcánica es notablemente menor en relación con la ocurrida durante el Oligoceno Medio - Mioceno temprano, cuando fueron producidas grandes cantidades de rocas volcánicas principalmente riolíticas dispersas en toda la MC. Esto sugiere que durante esta etapa de mayor actividad hubo fusión parcial en el manto, en la corteza, o en ambas, sincrónicamente con la deformación, este evento térmico-magmático que implica transferencia de energía y material del manto hacia la corteza ocurrió en toda el área de estudio, como lo indica la distribución de las unidades volcánicas en la Figura 8, permitiendo una explicación para la elevación relativa mayor observada en la MC, ya que tanto la expansión volumétrica por aumento de temperatura o el cambio en la composición promedio de la litósfera producen disminución de la densidad promedio (Keen 1987, Lachenbruch y Morgan 1990). Por último, debe notarse que, debido a que ambos fenómenos tuvieron una distribución amplia en la zona de estudio, ésta fue susceptible de sufrir deformación tridimensional.

3. LA DEFORMACIÓN CENOZOICA EN LA FALLA DE OAXACA (deslizamiento sobre planos de debilidad preexistentes)

Uno de los rasgos geomorfológicos más prominentes del sur de México consiste en una depresión alargada con relleno fluviolacustre, limitada en su parte central, hacia el oriente, por la Falla de Oaxaca. Esta falla (Figura 14) se extiende desde Tehuacán, Pue., hasta Oaxaca, Oax., donde se intersecta con otra falla de dirección oriente-poniente denominada Falla de Donají (Figura 15), ese lugar fue considerado por Centeno-García 1988 el límite meridional de la Falla de Oaxaca, quien le supuso ahí un desplazamiento nulo.

No obstante, más al sur de la Ciudad de Oaxaca, la Falla de Oaxaca se manifiesta por segmentos de falla interrumpidos por valles transversales que fueron

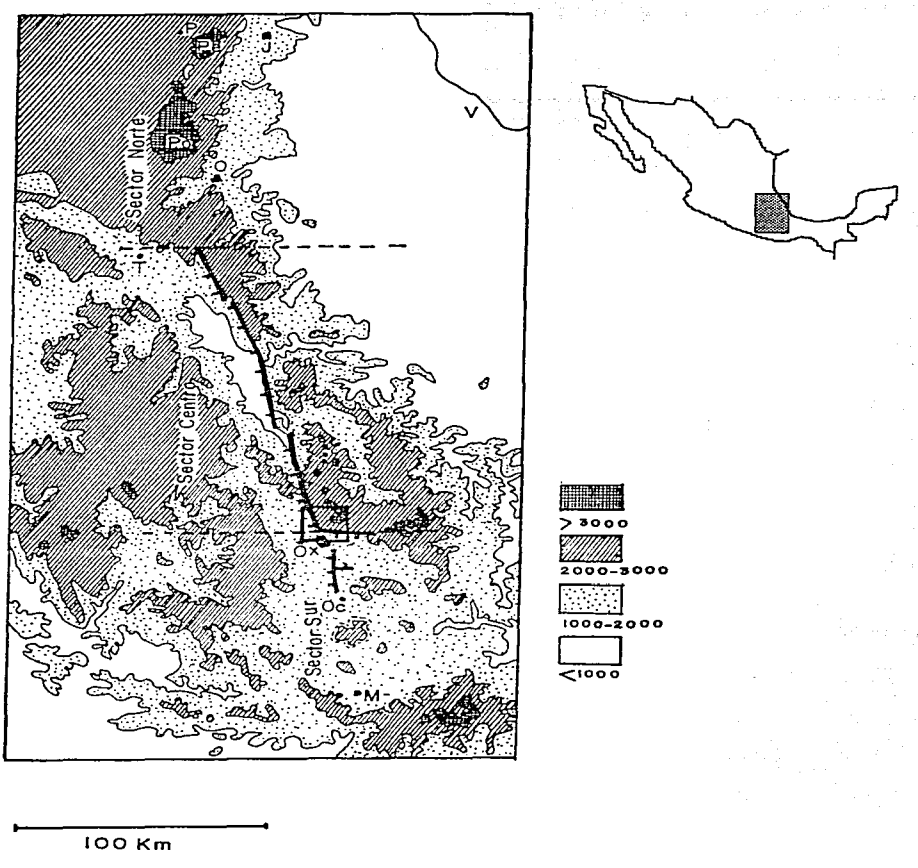


FIGURA 14.

Figura 1. Mapa hipsográfico del área donde se reconoció a la Falla de Oaxaca. El rectángulo pequeño muestra el área estudiada con detalle. (P) Perote, Ver.; (Pe) Volcán Cofre de Perote; (O) Orizaba, Ver.; (Po) Volcán Pico de Orizaba; (V) Veracruz, Ver.; (T) Tehuacán, Pue.; (Ox) Oaxaca, Oax.; (Oc) Ocotlán, Oax; (M) Miahatlán, Oax.

reconocidos hasta Ocotlán. Además, la depresión alargada descrita persiste hasta Miahuatlán, donde una sierra transversal la limita (Figura 14).

La Falla de Oaxaca tuvo una actividad principal de falla normal durante el Cenozoico (Centeno-García, 1988) y su traza coincide con otro rasgo estructural más antiguo constituido por el complejo milonítico Sierra de Juárez, cuya actividad como falla inversa con componentes de movimiento lateral tuvo lugar en el Mesozoico temprano o Paleozoico terminal (Alaniz-Alvarez, et al., en prensa). La Falla de Oaxaca actuó sobre rocas cuya estructura está dominada por foliación milonítica, lo que implica su desarrollo en un medio fuertemente anisotrópico (i.e. que contiene planos de debilidad).

Debido a que el trabajo a escala de mesoestructuras se hizo solamente en un área pequeña, las mediciones hechas y los resultados cuantitativos son aplicables, de manera estricta solo al área estudiada, sin embargo las interpretaciones generales se consideran extrapolables a otras regiones.

3.1. Descripción de la megaestructura

El mapa hipsográfico (Figura 14) define un rasgo lineal sobresaliente que se extiende desde Perote, Ver., hasta Miahuatlán, Oax. Al norte de Tehuacán Pue., se identificó solamente por el alineamiento de los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, hacia el sur, consiste de una depresión alargada limitada al oriente por la Falla de Oaxaca, que entre Tehuacán y Oaxaca presenta un escarpe bien definido; al sur de la ciudad de Oaxaca, hasta Ocotlán, se la observa segmentada mostrando un escarpe discontinuo cortado por varias depresiones menores de dirección oriente-poniente y más al sur, sólo se percibe la depresión topográfica que se extiende hasta Miahuatlán (Figura 14). Este rasgo geomorfológico tiene así 380 km de longitud.

No se conocen trabajos publicados que describan las características estructurales del límite poniente de la depresión, sin embargo, se le considera un origen tectónico

ya que el contraste hipsográfico que forma es lineal y paralelo al límite oriente y en toda su longitud no se separa de éste por una distancia mayor que 20 km.

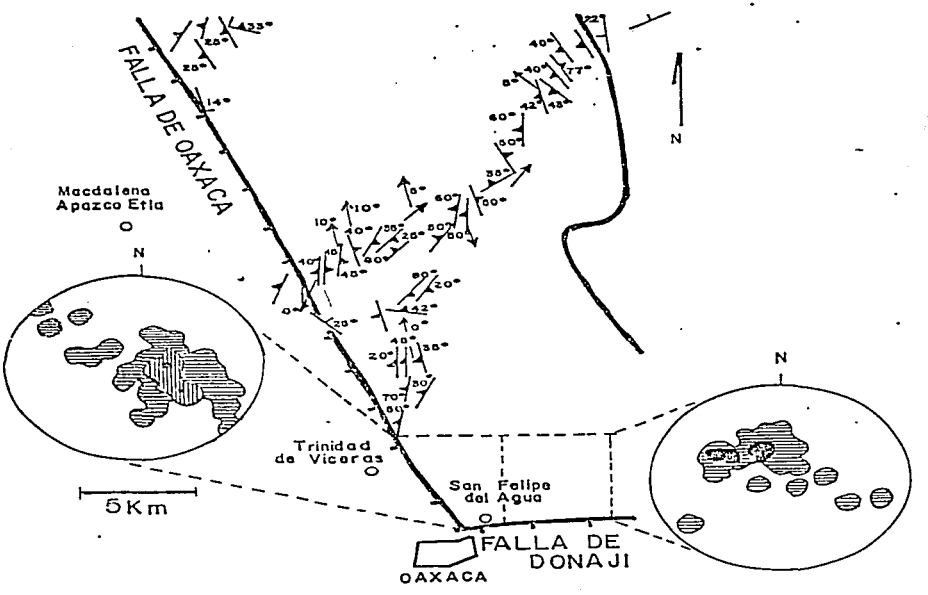


FIGURA 15.

Esquema estructural de la parte sur de la Sierra de Juárez. Las proyecciones estereográficas muestran polos de las foliaciones del área estudiada con detalle. Obsérvese que las foliaciones se inclinan hacia el W-NW en la parte poniente y hacia el S-SE en la parte oriente.

3.2. Análisis mesoestructural en Oaxaca, Oax.

3.2.1. La Falla de Oaxaca

En el área estudiada con detalle (Figura 14) la Falla de Oaxaca se manifiesta como un escarpe rectilíneo de dirección 350° y consiste de un grupo de fallas de rumbos que forman ángulos pequeños o son paralelos a esta dirección. En el bloque del bajo están las rocas del complejo milonítico Sierra de Juárez, cuya edad mínima es Jurásico Medio (Alaniz-Alvarez et al. en prensa) y en el bloque del alto rocas pertenecientes al Complejo Oaxaqueño de edad Precámbrica y su cobertura Cretácica, o bien rocas volcánicas y sedimentarias continentales de edad Terciaria.

La Figura 16 muestra de manera esquemática un perfil de la disposición de las fallas que en conjunto forman la Falla de Oaxaca. No se pudo determinar la edad relativa de las estructuras mostradas, sin embargo, Centeno-García (1989) realizó un estudio geomorfológico detallado a partir de la ubicación y forma de los abanicos aluviales y del análisis de la sinuosidad y la morfología del escarpe de la falla, concluyendo que se sucedieron fases múltiples de actividad y sugiere que las fallas formadas en las fases más jóvenes se ubicaron al poniente de las precedentes, observándoselas actualmente en la parte baja del escarpe. Apoyó esto en la morfología actual del escarpe y en la presencia, en partes elevadas del escarpe, de depósitos aluviales correspondientes al relleno del valle; asumió que esos depósitos se formaron durante etapas más antiguas de actividad.

El contacto entre las milonitas, ubicadas al oriente y las rocas que forman la cobertura del Complejo Oaxaqueño, ubicadas al poniente, es una falla que se inclina 35° en dirección 255°. Hay numerosas fallas asociadas a esta estructura que tienen orientación semejante, sin embargo, por su inclinación pueden separarse en dos grupos: (1) fallas con inclinación $>60°$ ubicadas en la cobertura del Complejo Oaxaqueño y (2) fallas de inclinación $<45°$ que predominan en las milonitas, aunque en cantidad menor, también hay fallas de inclinación $<45°$ (Figura 16).

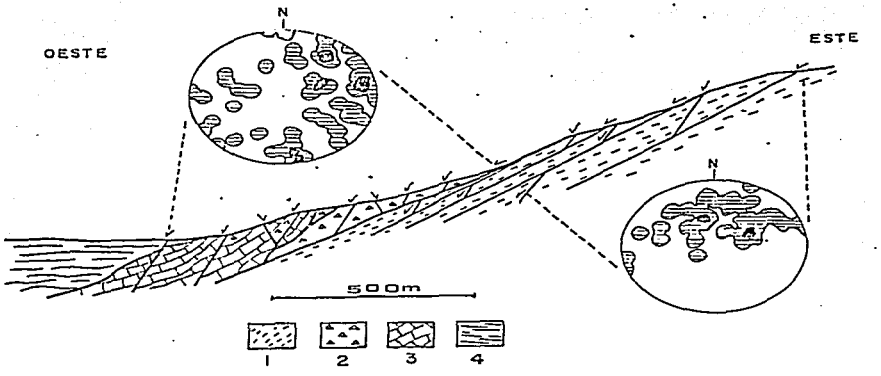


FIGURA 16.

Sección esquemática que muestra la estructura interna de la Falla de Oaxaca. La zona de falla consiste de numerosas fallas menores asociadas a la falla principal, la cual se ubica en el contacto entre que las rocas Mesozoicas y a las Milonitas. (a) polos de fallas en las rocas mesozoicas, predominan las fallas de ángulo alto. (b) polos de fallas en las milonitas, predominan las fallas de ángulo bajo, aunque también hay en menor número de ángulo intermedio a alto. Las proyecciones estereográficas representan el hemisferio inferior de red equiareal.

El desplazamiento vertical mínimo de la Falla de Oaxaca en el área de estudio está dado por el desnivel medido en el escarpe, 1800 m en promedio. Esta deformación ocurrió en un lapso comprendido entre el Mioceno y el Pleistoceno, ya que las rocas Miocénicas de la Formación Suchilquitongo (Wilson y Claubaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1990) rellenan la Fosa de Oaxaca y por otra parte, la morfología del escarpe indica actividad tan joven como el Pleistoceno (Centeno-García, 1988).

3.2.2. La Falla de Donají

En la Figura 15 se observa que la Falla de Donají se intersecta con la Falla de Oaxaca al poniente de San Felipe del Agua, su traza coincide con el límite norte de una depresión alargada de dirección oriente-poniente que se extiende hasta la carretera federal 175 (Figura 14). Esta depresión tiene un desnivel de 1500 m con respecto al cerro La Peña, ubicado cinco kilómetros al norte de San Felipe del Agua; el límite septentrional de la depresión es rectilíneo y además, el pie de monte muestra un escarpe con facetas triangulares bien desarrolladas. Estas características morfológicas son indicativas de la presencia de fallas normales.

La traza de la Falla de Donají se ubicó gracias a que los bloques que limita tienen litologías fácilmente distinguibles; en el bloque norte afloran milonitas pertenecientes al complejo milonítico Sierra de Juárez y en el bloque sur afloran el Complejo Oaxaqueño Precámbrico, sedimentos marinos de edad Cretácica (Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985), o bien rocas volcánicas o sedimentarias continentales de edad Terciaria. Un plano de falla que pone en contacto los sedimentos Cretácicos con rocas milonítticas se observó en un afloramiento cercano a San Felipe del Agua, donde se midió 25° de inclinación en dirección 210°.

No se encontraron marcadores estratigráficos para determinar la magnitud y sentido del movimiento relativo de los bloques limitados por la Falla de Donají, pero se considera que la morfología descrita y la presencia de las rocas terciarias en el bloque del alto indican que el movimiento principal fue de tipo normal. Por

otra parte, se observó numerosas estrías horizontales en planos de falla dentro de las rocas volcánicas terciarias ubicadas muy cerca de la estructura principal.

Si la Falla de Donají tuvo actividad sincrónica con la Falla de Oaxaca, como lo indica la semejanza del relieve formado por ambas estructuras, debió haber movimientos laterales de ajuste en una o ambas estructuras dada la perpendicularidad de sus rumbos, esto explica las estrías horizontales observadas sin tener que suponer movimientos a rumbo importantes, de los cuales, debe señalarse, no hay evidencia morfológica ni estratigráfica.

3.2.3. Estructuras precenozoicas

Las rocas de edad más antigua que el Cenozoico presentes en el área de estudio tienen planos de debilidad numerosos, representadas en un caso por los planos de estratificación de las rocas mesozoicas y en otro por los planos de foliación de las milonitas. Una anisotropía mayor es el cambio litológico entre el Complejo Milonítico Sierra de Juárez y las rocas ubicadas en el bloque poniente de la Falla de Oaxaca.

En el caso de los planos de estratificación se pudo observar que en escala regional su actitud es variable por encontrarse plegados, no obstante, en la sección mostrada en la Figura 16, se inclinan en promedio 45° con dirección que varía de norte a norponiente. Las foliaciones miloníticas tienen dos actitudes preferentes, cada una de las cuales se ubica geográficamente en lugares distintos: hacia el oriente de San Felipe del Agua, las foliaciones tienen inclinaciones entre 10° y 30° en dirección que varía entre 160° y 175° y hacia el poniente de San Felipe del Agua, inclinaciones entre 20° y 35° en direcciones que varían de 260° a 290°.

El complejo milonítico de la Sierra de Juárez fue interpretado como la zona de yuxtaposición de los terrenos Zapoteco y Cuicateco (Ortega-Gutiérrez, et al. 1990), lo que le confiere una geometría de falla inversa con una dirección de transporte hacia el oriente (Alaniz-Alvarez et al. en prensa).

3.3. Reactivación de los planos de debilidad preexistentes

En el área de estudio los dos planos de falla medidos que limitan a las rocas miloníticas, tienen inclinaciones de 25° en un caso (Falla de Donají) y 35° en otro (Falla de Oaxaca), en esos mismos lugares, las foliaciones tienen inclinaciones de 25° y 30° respectivamente. Las direcciones promedio de las trazas de las fallas y de las foliaciones respectivas forman ángulos pequeños ($<15°$) (Figura 15). Estos hechos indican que el fallamiento cenozoico fue controlado por las foliaciones precenozoicas, ya que en un medio isotrópico, de acuerdo con la ecuación (1) y la Figura 17, el ángulo mínimo de inclinación de las fallas debería ser 45°, lo que excluye la posibilidad de ángulos como los observados.

Por otra parte, dentro de las rocas miloníticas hay fallas cuyas inclinaciones son $>60°$ y cortan a los planos de debilidad, mostrando así que los planos no tuvieron influencia en el desarrollo de esas fallas.

Si se calcula $(\sigma_1 - \sigma_3)$ en las ecuaciones (6) y (7) utilizando los valores siguientes: $\mu = 0.75$, $\mu' = 0.60$ (fricción interna y coeficiente de fricción comunes en roca y fracturas, se asume que el coeficiente de fricción sobre el planos de debilidad es claramente menor que la fricción interna de la roca intacta), $\rho = 2650 kg\, m^{-3}$, $R = 0.5$ (el esfuerzo intermedio es el promedio de los esfuerzos máximo y mínimo), $\lambda = 0$ (ausencia de presión de fluidos), $C = 75\, MPa$ (valores típicos (Yin y Ranalli (1992)), $C' = 5\, MPa$ (se asume que los planos de debilidad tienen muy baja cohesión pero sin llegar a ser estructuras "abiertas"), y varias profundidades (z); usando la orientación de las foliaciones medidas junto a la falla de Oaxaca, $N_1 = 0.866$, $N_2 = 0.0436$, $N_3 = 0.4981$, se observa que los planos de debilidad controlarán la dirección del fallamiento hasta una profundidad cercana a los 10 km y si se introduce un valor arbitrario para la presión de fluidos de $\lambda = 0.4$ para observar el comportamiento de la gráfica, la profundidad en que se formarán nuevas fallas aumenta a 14 km como se puede observar en la Figura 18, ya que la presión de fluidos en la falla facilita el deslizamiento sobre ésta.

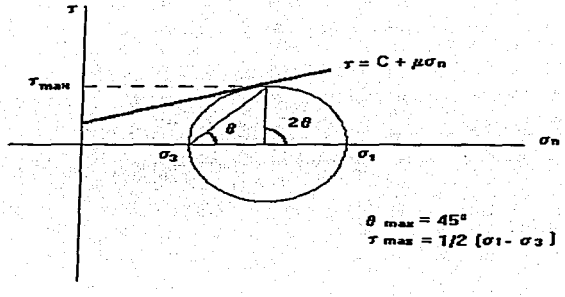


FIGURA 17.

Espacio τ , σ_n, el círculo crítico de Mhor muestra el límite de ruptura del material. Obsérvese que τ toma su valor máximo cuando θ =45° y de acuerdo con la ecuación $\tau = C + \mu\, \sigma_n$, éste ángulo constituye el valor límite de inclinación mínima cuando σ_1 es vertical.

Tomando la ecuación (7), dándole los valores ya mencionados de μ', ρ, g, λ, C', μ_o, m_i, R, una profundidad de 0.1 km y variando los valores de N_2 se obtiene la gráfica de la Figura 19a, de ella se deduce que en superficie, asumiendo σ_1 vertical, mientras se mantenga el ángulo de 30° de inclinación del plano de debilidad, la rotación sobre el eje vertical ya sea del plano de debilidad o de los esfuerzos principales σ_2 y σ_3 , no generará fallas nuevas, ya que la gráfica no alcanza los 75 MPa necesarios para crear una falla nueva, bajo las condiciones asumidas. Si

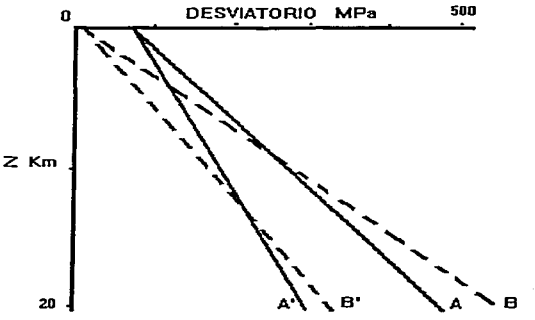


FIGURA 18.

Gráfica de las ecuaciones 6 y 7 del texto, usando los valores μ=0.75 , μ'=0.60 , ρ=2650$kg\,m^{-3}$, R=0.5 , C=75MPa , C'=5MPa , $n_{\cdot}$=0.866 , $n_{\cdot}$=0.0436 , para las líneas A' y B' se usó λ=0.4 y para las líneas A y B λ=0 . A y A' corresponden a un medio isotrópico y B y B' a un medio anisotrópico.

en las mismas condiciones se hace variar N_1 se obtiene la gráfica de la Figura 19b, que muestra la formación de fallas nuevas cuando las foliaciones tengan ángulos de inclinación menores que 24°.

Se desconoce el comportamiento del contacto entre las milonitas y las rocas adyacentes a profundidad, sin embargo, por tratarse de la zona de acreción de dos terrenos tectonoestratigráficos, cabe esperar que afecte a la totalidad o la mayor parte de la corteza y que su actitud cuando menos hasta una profundidad considerable, se mantenga. Por otra parte, en zonas profundas de la corteza es difícil suponer

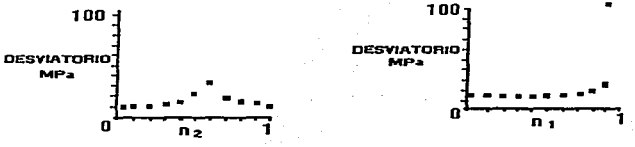


FIGURA 19.

Gráficas que muestran la variación del esfuerzo desviatirio necesario para que se de deslizamiento sobre las anisotropías medidas cerca de la Falla de Oaxaca al rotarlas sobre el eje horizontal (formado por su dirección) (A) y sobre el eje vertical (B). Se usaron los parámetros indicados en el texto. Nótese que al girar sobre el eje vertical no se alcanza los 75 MPa necesarios para formar fallas nuevas y al girar sobre su eje horizontal sólo se alcanza con ángulos menores que 25°.

que la deformación sea frágil, lo que hace inadecuado el uso del criterio de Coulomb-Navier, en el que se basó el desarrollo de las ecuaciones usadas.

Las fallas normales con ángulos de inclinación grandes fueron observadas tanto en las milonitas como en las rocas adyacentes, en éstas, la presencia de dichas fallas se explica porque las rocas no milonitizadas carecen de planos de debilidad, como en el caso de las rocas mesozoicas observadas a lo largo de la sección de la Figura 16, donde la roca predominante es una brecha masiva, o bien, porque las rocas involucradas contienen planos de debilidad no adecuadas para que se dé el deslizamiento sobre ellas en las condiciones asumidas, ya sea por ser planos de debilidad pequeños, no penetrativos o presentar actitudes que se distribuyen aleatoriamente. En las rocas miloníticas, las fallas con inclinaciones grandes no siguen los planos de debilidad, estas estructuras pueden deberse a varias causas no excluyentes: (1) que se hayan formado en fases antiguas de deformación, cuando los planos de debilidad tenían actitudes no adecuadas para que se diera el deslizamiento sobre ellos y que posteriormente hayan sufrido rotación hasta presentar las actitudes actuales, esto es consistente con el ángulo cercano a 60° que se forma entre las fallas y los planos de debilidad, como se muestra en las Figuras 16 y 20, (2) que la dirección de los planos de debilidad o de los esfuerzos principales haya variado, ya sea en el espacio, presentando distintas orientaciones en lugares diferentes, o en el tiempo, teniendo orientaciones distintas durante fases de deformación diferentes y (3) que se hayan formado por sistemas de esfuerzos secundarios, cuya orientación no fue adecuada para reactivar los planos de debilidad.

3.4. Consideraciones sobre el origen y la mecánica de la deformación

La megaestructura analizada presenta comportamiento diferente en los distintos sectores que la constituyen, especialmente en los sectores centro y sur. En la parte meridional del sector centro, el límite oriente de la megaestructura es la Falla de Oaxaca, la cual se desarrolló sobre rocas miloníticas que ejercieron un control fundamental en el desarrollo de la estructura, en contraparte, en el sector sur no afloran las milonitas sino sedimentos marinos plegados y rocas volcánicas terciarias,

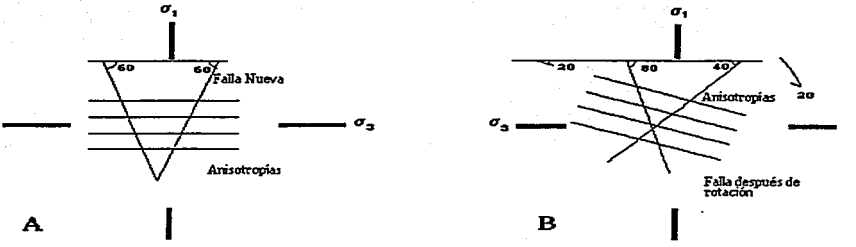


FIGURA 20.

Esquema que muestra las relaciones geométricas de anisotropías y fallas al ser rotadas subre un eje horizontal.

en este sector el bloque levantado presenta varias depresiones transversales, de las cuales solo se visitó dos, que fueron reconocidas como de origen tectónico por estar limitada la mayor de ellas por la Falla de Donají y en la otra, más pequeña, se documentó la presencia de fallas transversales a la Falla de Oaxaca (Figura 14). Si las depresiones transversales a la Falla de Oaxaca ubicadas hacia el sur de Donají son fosas tectónicas, lo que parece probable dada la morfología que presentan, esto implica que el estilo de la deformación cambia radicalmente al pasar del sector central al sur, ya que en el sector central este tipo de fosas

transversales no fueron reconocidas. La presencia de fosas tectónicas con simetría ortorrómbica como las que se infiere que hay en el sector sur, implica deformación tridimensional de la corteza, ya sea que las fosas se hayan formado sincrónicamente en un sistema de deformación triaxial como el descrito por Reches (1978), o por la sobreposición de eventos de deformación plana en los que hubo rotación de las direcciones principales de esfuerzo σ_2 y σ_3. En el sector centro, en cambio, sólo se observa la fosa del Valle de Oaxaca sin fosas tectónicas transversales u oblicuas identificables, lo que indica que la deformación fue bidimensional. Se cree que la coincidencia del cambio litológico descrito y el cambio en el estilo de la deformación al pasar del sector central al sur, responden a anisotropías mayores de la corteza involucrada.

En una escala menor, las fallas que siguen los planos de debilidad preexistentes no tienen la misma dirección ni inclinación que los planos de debilidad medidos en esos mismos lugares, creemos que esto es debido a variaciones locales, provocadas por las ondulaciones de los planos de debilidad, que en el caso que nos ocupa presenta comúnmente una estructura trenzada, lo que provoca que las mediciones realizadas en lugares cercanos arrojen valores distintos. Estas variaciones locales en la dirección e inclinación de los planos de debilidad pueden llegar a producir localmente la formación de fallas nuevas que corten a dichos planos, estas fallas se extenderán hasta el punto donde se encuentre otro plano de debilidad en posición adecuada para que ocurra deslizamiento sobre él.

El grado de incertidumbre al hacer estimaciones de los valores de $\sigma_1 - \sigma_3$ usando las ecuaciones (6) y (7) para profundidades mayores que dos kilómetros es grande, por lo que no se cree razonable intentar un modelado cuantitativo del control de los planos de debilidad sobre el fallamiento cenozoico a profundidades mayores, sin embargo, los cálculos hechos se consideran indicadores cualitativos adecuados para establecer un modelo conceptual de la relación del fallamiento cenozoico con las estructuras preexistentes, basado en las observaciones geológicas realizadas.

La Figura 21 muestra las direcciones de las estrías y polos de los planos de falla medidos en San Felipe del Agua, en ella se puede observar que la dispersión es mucho mayor que en el caso de Calvillo-Juchipila (Figura 10).

Se utilizó también el método de inversión de estrías de falla de Reches (1987) igual que en el caso de Calvillo-Juchipila, obteniéndose soluciones no satisfactorias de los paleotensores calculados. Para ilustrar lo anterior, se presenta a continuación una solución general de todos los datos:

Número de fallas: 44

Direcciones principales

σ_1 = 79°/218° σ_2 = 09°/022° σ_3 = 02°/112°

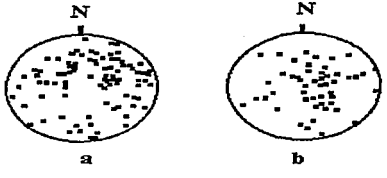


FIGURA 21.

Proyecciones estereográficas de las mediciones en fallas hechas en la Falla de Oaxaca. Red equiareal, hemisferio inferior. (a) polos de las fallas y (b) direcciones de estrías de falla medidas a lo largo de la sección mostrada en la Figura 16. La dispersión en los datos es muy grande, indicando que no representan un grupo homogéneo. Compárese con los datos mostrados en la Figura 10.

Cohesión promedio calculada: 5.97

Desviaciones angulares

(A1) Angulo promedio entre las direcciones de deslizamiento observada y calculada: 27.27°

(A2) Angulo promedio entre las direcciones principales del tensor general y el ideal (de las tres direcciones principales): 39.51°.

En el análisis se utilizó un valor de 0.8 para el coeficiente de fricción, los criterios para elegirlo se explican en apartado 1.3 del Capítulo III. Se eliminó 16 datos por tener ángulos (A1) y (A2) mayores que 90° y 60° respectivamente. Obsérvese que la solución tiene valores de (A1) y (A2) muy grandes, al igual que la cohesión promedio calculada, lo que indica que si se consideran las suposiciones hechas por el método de inversión, los datos analizado no representan un grupo homogéneo (evento o sistema homogéneo de deformación). Además, no se logró separar los datos de manera que formaran grupos con ángulos (A1) y (A2) razonablemente pequeños para considerarlos como grupos homogéneos, lo que indica que el sistema de deformación no cumple las suposiciones del método de inversión utilizado.

De los datos y la discusión presentados se puede hacer las siguientes deducciones:

(1) Los comportamientos estructurales distintos que presentan los sectores centro y sur de la megaestructura descrita, coinciden con cambios litológicos de las rocas que afloran, por lo que se cree que estas anisotropías mayores de la corteza determinaron los estilos estructurales observados.

(2) La Falla de Donají es una falla de tipo normal, que intersecta a la Falla de Oaxaca en los alrededores de San Felipe del Agua.

(3) Aunque al sur de la Ciudad de Oaxaca la Falla de Oaxaca continúa, pierde su expresión morfológica, observándose que su escarpe está segmentado por depresiones transversales.

(4) La estructura interna del sector centro de la Falla de Oaxaca fue controlada por los planos de debilidad preexistentes, liberándose la deformación principalmente por deslizamiento a lo largo de los planos de debilidad. El principal de estos planos lo constituye la zona de contacto entre las milonitas y las rocas adyacentes, por lo que se cree que la falla sigue ese contacto al menos hasta profundidades cercanas a los 10 km, sin descartar la posibilidad de que lo siga hasta zonas tan profundas como la parte media o baja de la corteza.

(5) La formación de las fallas normales que tienen ángulos de inclinación cercanos o mayores que 60° pueden ser explicadas, por una parte, debido a que pudieron formarse en medios con planos de debilidad de actitudes muy variables o no adecuados para que se diera el deslizamiento sobre ellos, o bien, por la rotación de las direcciones de los esfuerzos principales o de los planos de debilidad, ya sea en áreas localizadas, o en fases de deformación distintas.

(6) El sistema de deformación no tiene las características asumidas por el método de inversión de estrías de Reches (1987), por lo que se formó un patrón complejo de estrías de falla, debido a la interacción cinemática de los planos de debilidad preexistentes.

CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN

Sin considerar las condiciones de frontera, los elementos principales que intervienen en la deformación de la corteza son: un tensor de esfuerzo, un tensor de deformación y las características del cuerpo. Deformación y esfuerzo están relacionados como un sistema reversible de causa y efecto, de manera que en la "aproximación dinámica" el tensor de deformación es la variable dependiente y en la "aproximación cinemática" lo es el de esfuerzo. Tómese como ejemplo la teoría de la elasticidad, donde esfuerzo y deformación están relacionados por un tensor de cuarto orden cuyos componentes son parámetros del material (e.g. Condon y Odishaw 1967) de esta forma, los tres elementos mencionados anteriormente están presentes. El experimento de Reches y Dietrech (1983) representa una "aproximación cinemática" ya que fue llevado a cabo con el campo de deformación determinado y permitiendo la variación del campo de esfuerzos. En el experimento mencionado, la condición de ruptura predicha por el modelo elástico fue consistente con la condición de ruptura del experimento, pero no con el comportamiento posterior a la ruptura, debido evidentemente a que una vez formadas las fracturas, el cuerpo ya no constituía un medio isotrópico.

En el análisis teórico presentado en este trabajo se dedujo que en un medio que contiene planos de debilidad preexistentes, un mismo sistema de esfuerzos puede producir deformación frágil tanto bidimensional como tridimensional. Si se considera al esfuerzo como variable independiente y a la deformación como variable dependiente, entonces la variable dependiente puede tomar distintos valores para un mismo valor de la variable independiente, implicando necesariamente que el tercer factor que interviene en el sistema es el que determina el valor de la variable dependiente. En otras palabras, si no hay agentes externos al sistema considerado, las características del material determinarán cuando la deformación será bidimensional y cuando tridimensional. En esta investigación se analizaron, como características del material, planos de debilidad que comúnmente se observan en la corteza y los resultados nos permitieron establecer que las características geométricas y físicas de los planos de debilidad determinan el tipo de deformación

cortical producida por el tensor de esfuerzos. No obstante lo anterior, esta deducción puede ser invalidada por las condiciones de frontera.

Se propone el modelo de cuerpo anisotrópico para simular las condiciones en que la parte superior de la corteza es deformada de manera frágil. El objetivo fundamental del modelo es explicar el origen de los patrones complejos de fallamiento, en los cuales hay más de dos grupos de fallas no paralelas y dos o más grupos de direcciones de estrías de falla. El modelo no tiene restricciones de escala y predice el comportamiento de un cuerpo que contiene planos de debilidad, al ser sometido a un estado de esfuerzos. Sin embargo, no toma en cuenta condiciones de frontera, lo que significa que el modelo está restringido a los casos en los que las condiciones de frontera no determinan el tipo de deformación sufrida por el cuerpo (véase apartado 2. del Capítulo II). De lo anterior se desprende una suposición básica del modelo de cuerpo anisotrópico propuesto: la deformación tridimensional siempre está permitida. La validez de esta asunción se discute a continuación.

La deformación tridimensional representa un modelo general, del cual la deformación plana es un caso especial (Krantz 1988), por este motivo, un patrón complejo de fallas puede ser producido por la sobreposición de múltiples eventos de deformación plana, con rotación de las direcciones principales de esfuerzo. Del análisis teórico presentado en los Capítulos I y II, se dedujo que el tipo de deformación sufrida por una región (bidimensional o tridimensional) es determinada por las condiciones de frontera cuando la rigidez del cuerpo deformado es menor que la del material circundante, en este caso, para que se produzca deformación plana, es necesario que las condiciones de frontera impidan la deformación en una dirección principal. Por otra parte, la deformación puede estar determinada por las características físicas del cuerpo deformado cuando su rigidez es igual o mayor que la del material circundante, en este caso para lograr la deformación plana, es necesario que las características internas del cuerpo condicionen a que la deformación sea bidimensional y al mismo tiempo, que las condiciones de frontera no obliguen

a la deformación tridimensional. En el resto de los casos posibles la deformación tridimensional permanente está permitida.

Determinar cuales son las condiciones de frontera es un problema de escala, ya que éstas cambiarán al cambiar el tamaño del bloque considerado y como consecuencia, el tipo de deformación esperado puede cambiar. Tómese como ejemplo la Figura 9, en ella se muestra las estructuras principales de la parte sur de la MC, ahí la deformación es tridimensional ya que las fallas con movimiento de tipo normal tienen distintas direcciones. Sin embargo, si se considera un área más pequeña, que abarque solamente una fosa tectónica (Figura 22), la deformación puede ser considerada plana ya que las fallas que constituyen la fosa son aproximadamente paralelas. Si se cambia nuevamente la escala y se utiliza un mapa más detallado se observará que hay fallas menores que produjeron deformación en tres dimensiones (Figura 22a). Se deduce entonces, que en un sistema natural la deformación en la dirección de elongación principal intermedia podrá ser o no apreciada de acuerdo con la escala de observación y la magnitud de la deformación presente en esa dirección principal. Por lo tanto deformación bidimensional y tridimensional coexisten.

Sintetizando lo anterior, podemos decir que cuando la deformación es liberada por fallamiento y todas las fallas tienen rumbos paralelos a la dirección principal intermedia, entonces se está en presencia de deformación bi-dimensional, pero es posible que haya fallas no paralelas a la dirección principal intermedia, que pasen desapercibidas a la escala de observación. Para evaluar el segundo caso, se hace necesario hacer observaciones en escalas distintas.

El comportamiento de los cuerpos naturales al cambiar la escala de observación ha sido estudiado intensamente durante la década pasada, utilizando las herramientas de la geometría fractal. En numerosos trabajos se ha propuesto que los patrones de fallas y fracturas tienen este tipo de geometría (e. g. Hobbs 1993, Turcotte 1992).

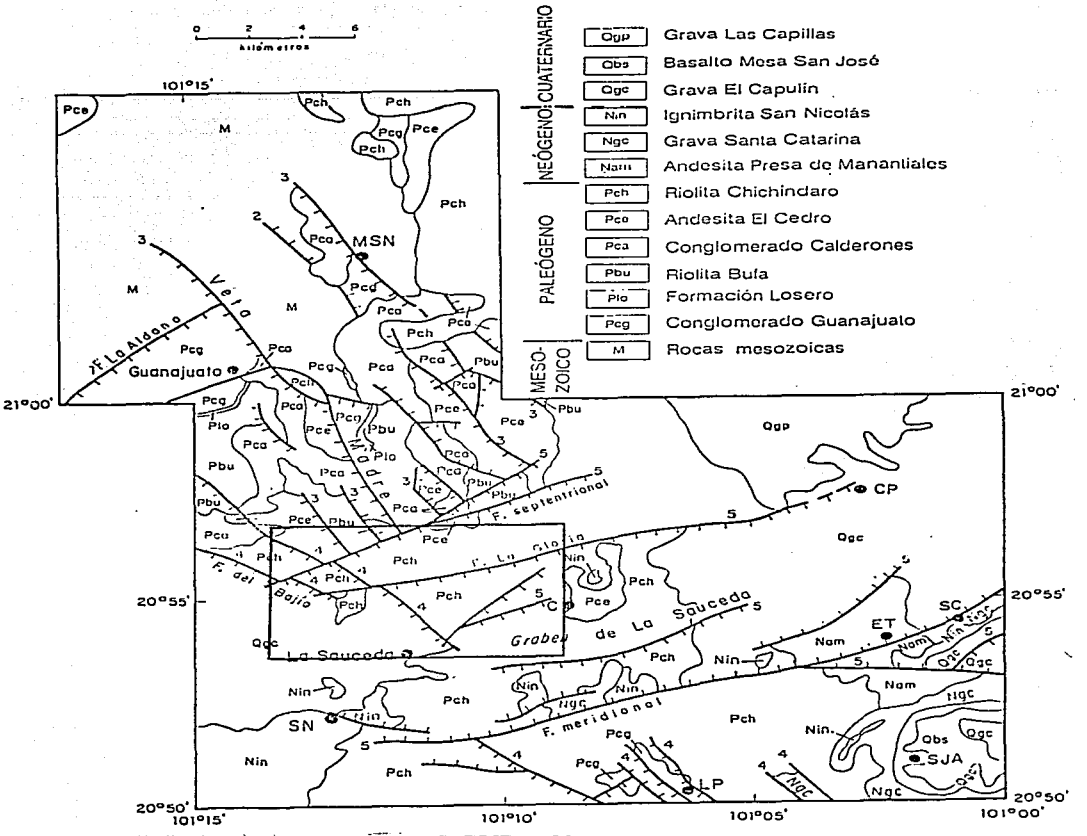


FIGURA 22.

Mapa geológico del Graben de la Sauceda (véase Figura 9). (C) Campuzano, (CP) La Cruz del Pastor, (ET) El Terrero, (LP) La Palma, (MSN) Monte de San Nicolás, (SC) Santa Catarina, (SJA) San José de los Allende, (SN) San Nicolás. Los números del 1 al 5 indican la fase de fallamiento de la más antigua a la más jóven. (a) obsérvese que en el área interna del recuadro, la disposición de las fallas indica deformación tridimensional. Tomado de Nieto-Samaniego (1990).

Si se asume que el arreglo formado por las trazas de fallas en un plano es un fractal, entonces estará caracterizado por su dimensión fractal, la cual es comúnmente determinada usando la técnica del "box-counting method", aunque existen otras maneras de hacerlo. En esta técnica se sobreponen al mapa con las fallas, rejillas de cuadrados con lados de longitud r haciendo que $r \rightarrow 0$, y se cuenta el número de cuadrados que son cortadas por fallas $N(r)$. Si se satisface la condición

$$N(r) \propto r^{-D}, \quad (35)$$

entonces el arreglo de fallas es un fractal de dimensión D. Esto significa que el arreglo de fallas será **estadísticamente similar** dentro de un intervalo de escalas determinado, fuera del cual (30) no es satisfecha. En dos dimensiones, si $f(rx, ry)$ es estadísticamente similar a $f(x, y)$, entonces el fractal tiene "self-similarity", lo que quiere decir que se repite en distintas escalas sin sufrir distorsión. Si este es el caso, la dimensión fractal será la misma en todas las direcciones indicando que el arreglo es estadísticamente homogéneo.

Los arreglos de fallas y fracturas observados en la naturaleza se caracterizan por presentar direcciones preferentes y agruparse en ciertas zonas, comúnmente alrededor de las estructuras mayores. Valde y colaboradores (1990), usando el "Cantor's Dust method" que es el caso unidimensional del "box-counting method", analizaron la variación de la dimensión fractal en direcciones distintas y observaron que ésta varía significativamente. De su estudio se desprende que entre menores sean las variaciones de la dimensión fractal en distintas direcciones el patrón es más isotrópico y que entre menores sean las dimensiones fractales, las fallas o fracturas tiene una distribución más homogénea, este caso se observó en un arreglo ortogonal de juntas de enfriamiento. Por otra parte, un patrón romboédrico formado por dos grupos de fallas conjugadas vistas en sección, presentó tanto dimensiones fractales grandes, como variación grande de las dimensiones fractales en direcciones distintas, si bien esta variación fue simétrica con respecto a la dirección principal X_1 (considerando que X_i y σ_i coinciden).

En el caso que nos ocupa cabría esperar que el comportamiento del patrón de fallas en la Mesa Central se aproximara al caso de las juntas de enfriamiento ortogonales, si fue formado de acuerdo con el "Slip Model" y con elongaciones aproximadamente iguales en las direcciones principales X_2 y X_3. De manera contraria, entre mayor haya sido la diferencia en las elongaciones sufridas en esas direcciones, el comportamiento de las dimensiones fractales deberá aproximarse al caso de las fallas conjugadas. Por último, si el fracturamiento obedece al Modelo de cuerpo anisotrópico, lo más probable es que se observe dimensiones fractales pequeñas, con variaciones direccionales grandes y con poca o sin simetría con respecto a la dirección principal X_1.

Es posible también que las fallas no paralelas a la dirección intermedia sean más grandes en cierto intervalo de escalas, haciéndose pequeñas al cambiar la escala, hasta hacerse imperceptibles. Esto implica que al cambiar de escala, el arreglo cambia de manera distinta en diferentes direcciones, en cuyo caso $f(rx, r^H y)$ debe ser **estadísticamente similar** a $f(x, y)$, si esto se satisface, se dice que el fractal tiene "self-affinity", lo que explicaría que las fallas no paralelas a la dirección principal intermedia sean observables solamente en ciertas escalas.

Por otra parte, las dimensiones Euclidianas de una línea y un plano son 1.0 y 2.0 respectivamente, por lo tanto la dimensión fractal de un arreglo de fracturas en un plano variará entre estos dos valores, será $D = 2.0$ para valores de r en los cuales todos los cuadrados sean cortados por una o más fracturas y $D = 1.0$ para valores de r en los cuales ningún cuadro sea cortado por más de una falla. De lo anterior se desprende que la dimensión fractal de un arreglo de fallas será mayor conforme el arreglo tienda a ser más complejo y llenar la totalidad del plano, lo que significa que a mayor dimensión fractal del arreglo, se hace más probable la presencia de deformación tridimensional.

No se han hecho estudios de los patrones de fallas observados en los casos de estudio utilizando las herramientas de la geometría fractal, sin embargo, es claro que estudios de este tipo son una alternativa prometedora para comprender

sistemas complejos de fracturamiento. Se espera realizar trabajo con este enfoque en las investigaciones subsecuentes al desarrollo de esta tesis.

En síntesis, los patrones complejos de falla pueden formarse de tres maneras fundamentales: (1) por eventos múltiples de deformación plana con rotación de las direcciones principales de esfuerzo, obedeciendo cada uno de ellos al criterio de Coulomb-Navier, (2) por un evento de deformación tridimensional impuesta por las condiciones de frontera, en este caso se formará un patrón de cuatro grupos de fallas con simetría ortorrómbica, obedeciendo el "Slip Model" de Reches (1983) y (3) por un evento de deformación tridimensional impuesta por los planos de debilidad preexistentes en el cuerpo deformado, en este caso se puede formar cualquier tipo de patrón de fallas, obedeciendo al Modelo de Cuerpo Anisotrópico.

Se propone la última opción como la más común para la parte superior de la corteza continental, ya que en ella hay numerosos planos de debilidad propensos a liberar la deformación por deslizamiento, y que además, dentro de una misma área pero en distintas escalas, pueden abundar patrones de fallas distintos, indicando el predominio de alguno de los casos mencionados arriba. Esto estará determinado por las condiciones de frontera del área considerada y por la cantidad y características de los planos de debilidad preexistentes que contenga.

Se documentó deformación plana por ruptura en la región Calvillo-Juchipila y deformación tridimensional por ruptura en la Mesa Central. Se estudió también la influencia de los planos de debilidad preexistentes sobre la deformación frágil en la Falla de Oaxaca (Capítulo III). Los resultados del estudio de las estrías de falla en Calvillo-Juchipila y la Falla de Oaxaca muestran que en el caso de la deformación plana por ruptura, el cálculo de paleotensores de esfuerzos arroja resultados que son consistentes con las observaciones geológicas cualitativas, a diferencia de lo que ocurre cuando se está en presencia de la reactivación de planos de debilidad preexistentes, donde no se logró obtener paleotensores con ángulos de error pequeños. Esto sugiere que un cuerpo que contiene planos de debilidad no cumple con las dos suposiciones generales en las que están basados los métodos para obtener paleotensores de esfuerzos a partir de de estrías de falla

(Armijo et al. 1982, Angelier 1984, Michael 1984, Gephart and Forsyth 1984, Gauthier and Angelier 1985, Angelier 1989, Reches 1987, Fleischmann and Nemcok 1991), éstas son: (a) las estrías de falla son paralelas al vector de cizalla máxima producido por el tensor general de esfuerzo sobre cada falla, y (b) el campo de esfuerzos es homogéneo. Estas suposiciones se analizan en detalle a continuación.

Los planos de debilidad presentes en un cuerpo de roca fueron originados por los eventos geológicos que afectaron dicho cuerpo, entre estos eventos destaca el fallamiento, por este motivo, en términos generales, los cuerpos de roca más antiguos contendrán mayor número de planos de debilidad. Si planos de falla nuevos afectan a planos preexistentes, las relaciones geométricas obtenidas serán como las mostradas en la Figura 23, donde se observa como resultado un patrón de planos de debilidad que interactúan cinemáticamente. Cuando este cuerpo es sometido a deformación y los planos sufren deslizamiento, la dirección de las estrías será paralela a la intersección de dos planos interactuantes, produciéndose una desviación entre la estría y la dirección de cizalla máxima, la cual está determinada por la orientación de cada plano. Esto invalida la suposición (a), lo que no permite utilizar métodos de inversión de datos de estrías para el cálculo del paleotensor de esfuerzos. Por otra parte, la presencia de planos de debilidad genera perturbaciones en el campo de esfuerzos, invalidando la asunción (b) y estas perturbaciones producen también desviaciones importantes entre las direcciones de estría y de cizalla máxima (Dupin et al. 1993), lo cual invalida la asunción (a). La magnitud de estas desviaciones aumenta directamente con la densidad de planos de debilidad (Pollard et al. 1993). Además, en presencia de deformación tridimensional se producirán grupos bimodales de direcciones de estrías, los que pueden ser interpretados como dos eventos de deformación plana con distintas direcciones principales de los paleotensores de esfuerzos. Por lo anterior se considera que las suposiciones de los métodos de inversión de datos de estrías de falla se cumplen solamente para cuerpos homogéneos, con pocos o ningún plano de debilidad preexistente y donde la deformación fue aproximadamente bidimensional.

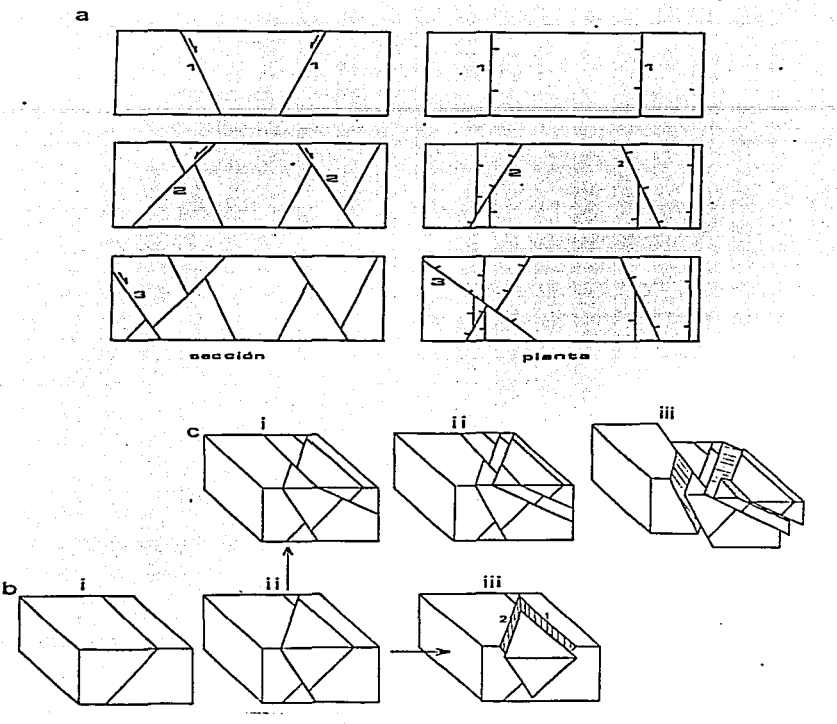


FIGURA 23.

(a) Esquema que muestra fases sobrepuestas de fallamiento, que forman un patrón interactuante, las relaciones geométricas resultantes son independientes del tipo de fallamiento y de la escala. (b) Bloque diagramático de un patrón de dos fallas sometido a deformación, en (b-iii) se las relaciones geométricas no permiten el movimiento a lo largo del plano 1 sin que ocurra deslizamiento sobre el plano 2; las estrías producidas son paralelas a la intersección de las fallas. (c) Bloque diagramático de un patrón complejo de fallas sometido a deformación, en (c-iii) las estrías de falla, independientemente de la orientación de las fallas, son paralelas a la intersección de los pares de fallas que sufren deslizamiento, mientras que la orientación del vector de cizalla máxima es función de la orientación de la falla, por lo tanto, la interacción cinemática desvía las estrías, del vector de cizalla obtenido de la solución del tensor general de esfuerzo sobre cada plano.

En los ejemplos del uso de métodos de inversión de estrías reportados en la literatura, se documentan dos situaciones: (1) cuando el grupo de estrías analizado puede ser invertido en un solo tensor, obteniéndose errores pequeños y (2) cuando el grupo de estrías analizado no puede ser invertido en un solo tensor sin que se incurra en errores grandes. En el primer caso es evidente que el cuerpo deformado cumplió con las suposiciones del método utilizado. Para el segundo caso, la generalidad de los autores consideran como hipótesis que hay varias fases de deformación sobrepuestas, cada una de ellas producida por un tensor de esfuerzos distinto que imprimió un grupo de estrías, en consecuencia, proceden a separar las estrías en tantos grupos como sea necesario para disminuír los errores a un nivel aceptable, tomando en cuenta criterios matemáticos y geológicos para hacer la separación de los grupos. Este procedimiento presenta un problema fundamental, ya que no se tiene posibilidad de someter a prueba la hipótesis original, la cual será falsa si el evento ocurrió bajo las condiciones descritas en el párrafo anterior. Para sustentar la validez de los métodos de inversión de estrías se ha argumentado que se obtienen los mismos resultados utilizando varios métodos distintos para el mismo grupo de datos (e. g. Armijo et al. 1982, Reches 1987), pero el hecho de obtener los mismos grupos, solamente prueba que los grupos de estrías son susceptibles de ser separados si se consideran válidas las suposiciones de estos métodos, lo cual no constituye prueba alguna de la interpretación que se da a esos grupos, es decir, que cada uno de ellos represente una fases de deformación.

Tomando en cuenta las consideraciones hechas, cuando se tiene un grupo de estrías que no puede ser invertido en un solo tensor de esfuerzos, caben dos posibilidades: (1) que se hayan formado en varios fases de deformación y que cada una de estas fases imprimió un grupo de estrías susceptible de ser invertido para obtener un solo tensor de esfuerzos y (2) que se haya formado en una o varias fases de deformación, formando grupos de estrías que no son suceptibles de ser invertidos en un solo tensor de esfuerzos. Este segundo caso se presenta cuando el cuerpo deformado contiene planos de debilidad preexistentes.

CONCLUSIONES

- Se demostró formalmente que las ecuaciones usadas por Reches (1982) para la deformación por ruptura tridimensional, considerando un sistema irrotacional, pueden ser transformadas en las ecuaciones de Yin y Ranalli (1992) para el deslizamiento sobre planos de debilidad, por lo que se concluye que el modelo de Reches constituye un caso especial no rotacional de un modelo más general de deslizamiento sobre planos de debilidad.

- Se propone un modelo denominado "Modelo de cuerpo anisotrópico", el cual consiste de un bloque cortical que contiene planos de debilidad que interactúan cinemáticamente. La validez del modelo está condicionada a: (1) los casos en que las condiciones de frontera inducen la deformación tridimensional, (2) cuando la rigidez del material circundante es menor o igual que la rigidez del cuerpo deformado.

- Dado que el modelo de cuerpo anisotrópico propuesto en este trabajo está basado en las ecuaciones de Yin y Ranalli, entonces contiene implícitamente a las deformaciones tridimensional y bidimensional producidas por deslizamiento sobre planos de debilidad.

- La diferencia de esfuerzos crítica para iniciar el deslizamiento sobre los planos de debilidad en el modelo de cuerpo anisotrópico es la requerida por el plano interactuante que necesita la mayor diferencia de esfuerzos para que ocurra deslizamiento sobre él (o el necesario para romper el material). El deslizamiento ocurrirá semi-simultáneamente a lo largo de todos los planos que requieran menor diferencia de esfuerzos que el valor crítico y el tipo de deformación será determinado por el número de planos no paralelos que sufran deslizamiento.

- Los patrones complejos de fallas pueden formarse por: (1) varios eventos sobrepuestos de deformación plana con rotación de las direcciones principales de esfuerzo, obedeciendo el criterio de Coulomb-Navier, (2) un evento de deformación tridimensional impuesto por las condiciones de frontera, obedeciendo al "Slip Model" de Reches (1983), y (3) un evento de deformación tridimensional impuesto

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

por los planos de debilidad preexistente, obedeciendo al Modelo de Cuerpo Anisotrópico. Se propone el último caso como el más común para la corteza continental, por contener ésta numerosos planos de debilidad preexistentes.

- El modelo de cuerpo anisotrópico explica el origen de los patrones complejos de fallas y estrías observados en zonas de alargamiento cortical y es también una explicación alternativa sobre el origen de las fallas normales de ángulo bajo, así como de la coexistencia de planos de deslizamiento y ruptura.

- Durante el Cenozoico la región Calvillo-Juchipila sufrió deformación bidimensional por ruptura, la parte sur de la Mesa Central sufrió deformación tridimensional por ruptura, y la deformación en la Falla de Oaxaca fue por reactivación de planos de debilidad preexistentes.

- El cálculo de paleotensores de esfuerzo usando inversión de datos de estrías de falla es válido solamente para zonas con pocos o ningún planos de debilidad interactuantes y para la deformación bidimensional, ya que la presencia de planos de debilidad interactuantes invalida las suposiciones de estos métodos.

- Los patrones de falla complejos observados en la Mesa Central y los patrones complejos de estrías observados en la Falla de Oaxaca son producto de la interacción cinemática de planos de debilidad preexistentes.

REFERENCIAS

Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, en prensa, Structural evolution of the Sierra de Juárez Mylonitic Complex, State of Oaxaca, Mexico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, revista.

Allmendinger, R. W., Hauge, T. A., Hauser, E. C., Potter, C. J., Klemperer, S. L., Nelson, K. D., Knuepfer, P. & Oliver, J. 1987. Overview of the COCORP 40°N Transect, western United States: The fabric of an orogenic belt.

Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of slip data sets: Jour. Gephys. Res. 89, p. 5835-5848.

Angelier, J., 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data: Jour. Struct. Geol. 11, p. 37-50.

Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. J., y Nieto-Samaniego, A. F., 1989, Consiederaciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Meseta Central, México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, recista, vol. 8, num. 1, p. 33-46.

Armijo, R., Carey, E., and Cisternas, A., 1982, The inverse problen in microtectonics and the separation of tectonic phases: Tectonophysics 83, p. 145-160.

Campos-Enriquez J. O., Kerdan T., Morán-Zenteno J. D., Urrutia-Fucugauchi J., Sánchez-Castellanos E., y Alday-Cruz R., 1992, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, vol. 12, p. 75-76, resumen.

Centeno-García, Elena, 1988, Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis de maestría, 156 p., inédita.

Condon, E. U., & Odishaw, H. 1967. Handbook of physics. Second Edition. McGraw-Hill Book Company.

Dewey, J. F. 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123-1139.

Donath, F. A. 1962. Analysis of Basin-Range structure, south-central Oregon. Geol. Soc. Am. Bull. 73, 1-16.

Dupin, J.-M. Sassi. W & Angelier, J., 1993, Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a disctint element analysis: Jour. Struct. Geol. 15, p. 1033-1043.

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), Bol. 75, 36 p.

Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1990, Biostratigraphy of the mexican continental miocene: Part II, the southeastern (Oaxacan) faunas: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, paleontología mexicana, núm. 56, p. 60-109.

Fix J. E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico: Geophys. J. Roy. Soc., vol. 43, p. 453-499.

Fleischmann, K. H., and Nemcok, M, 1991, Paleostress inversion of fault-slip data using the shear stress solution of Means (1989): Tectonophysics 196, p. 195-202.

Gastil, R. G., 1978, Reconaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, México: Geol. soc. Am., Map and Chart Series, Map MC-24.

Gauthier, B. and Angelier, J., 1985, Fault tectonics and deformation: a method of quantification using field data: Earth Planet. Sci. Lett. 74, p. 137-148.

Gephart, J. W., and Forsyth D. W., 1984, An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal data: application to San Fernando Earthauake Sequence: Jour. Geophys. Res. 89, p. 9305-9320.

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, Ch. D., y Aranda-Gómez J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, vol. 20, p. 701-704.

Hobbs, B. E., 1993, The significance of structural geology in rocks mechanics: in Hudson, J. A., Chief Editor, Comprehensive rock engineering, vol. 1, principles, practice and projects: Pergamon Press, p. 25-62.

Huyghe, P. & Mugnier, J.-L. 1992. The influence of depth on reactivation in normal faulting. J. Struct. Geol. 14, 991-998.

Ivins, E. R., Dixon T. H. & Golombek, M. P. 1990. Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime. J. Struct. Geol. 12, 303-314.

Jaeger, C. 1979. Rock mechanics and engineering. Cambridge University Press.

Jaeger, J. C., 1959, The frictional properties of joints in rock: Geofisica pura e applicata 43, p. 148-158.

Jarrige, J.-J. 1992. Variation in extensional fault geometry related to heterogeneities within basement and sedimentary sequences. Tectonophysics 215, 161-166.

Jarrige, J.-J., d'Estevou, P. O., Burollet, P. F., Montenat, C., Prat, P., Richert, J.-P., Thiriet, J.-P. 1990. The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suesz and northern Red Sea continental rift from field observations. Tectonics 9, 441-465.

Keen, C. E., 1987, Some important consequences of lithospheric extension: In Continental Extensional Tectonics, Coward, M. P., Dewey, J. F., & Hancock P. L., editors, Geol. Soc. special publication núm. 28, p. 67-73.

Khain, V. Ye. 1992, The role of rifting in the evolution of the Earth's crust: Tectonophysics 215, 1-7.

Krantz, R. W. 1988, Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. J. Struct. Geol. 10, 225-237.

Krantz, R. W. 1989. Orthorhombic fault patterns: the odd-axis model and slip vector orientations. Tectonics 8, 483-495.

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: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, folleto técnico 85, 208 p.

Lachenbruch, A. H., and Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb: Tectonophysics 174, p. 39-62.

Ledezma-Guerrero, Odilón, 1960, Bosquejo geológico de la zona de Neutla, Guanajuato: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 68 p. (inédita).

Martínez-Reyes, Juventino, 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajauto, con Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, cartas geológicas y mineras 8.

Meyer R. P., Steinhart J. S., and Woolard G. P., 1958, Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico: Trans. Am. Geophys. Union, vol. 39, p. 525-

Nieto-Samaniego, A. F., 1985, Geología de un área de 237 km2 al norte de Guanajuato, Gto.: Univ. Guanajuato, Fac. Minas. Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p. (inédito)

Nieto-Samaniego, A. F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, revista, v. 9, núm. 2, p. 146-155.

Nieto-Samaniego, A. F., y Alaniz-Alvarez, en prensa, Estructura interna de la Falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas en su actividad cenozoica: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, revista

Nieto-Samaniego, A. F., García-Dobarganes Bueno, J. E., y Aguirre-Maese, A. L., 1992a, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, revista, vol. 10, núm. 1, p. 1-5.

Nieto-Samaniego, A. F., Aranda-Gómez, J. J., y Machorro-Sagastume, R. A., 1992b, Fases y estilos cenozoicos de fallamiento en el límite septentrional del Bajío: Soc. Geol. Mexicana, XI convención geológica nacional, Veracruz, Ver., México, libro de resúmenes, p. 132-133.

Ortega-Gutiérrez, Fernando, y González-Arreola, Celestina, 1985, Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la Sierra de Juárez, Oaxaca: Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, revista, vol. 5, p. 100-101.

Ortega Gutiérrez, Fernando, Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, Jaime, Sánchez-Rubio, Gerardo, y De la Fuente-Duch, Maurucio, 1990, H-3 Middle America Trench-Oaxaca Gulf of Mexico: Geol. Soc. Am. Centenial Continent/Ocean transect, no. 14.

Ortega-Gutiérrez, Fernando, Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, Jaime, Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Alvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, quinta edición, escala 1:2'000,000, con texto explicativo: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México - Sría. Energ. Min. Ind. Paraestatal.

Pasquaré, G., Vezzoli, L., and Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: Gefísica Internacional, v. 26, núm 2, p. 159-193.

Pérez-Ibargüengoitia, J. M., 1967, Estudio geológico del área de San Felipe en el Estado de Guanajuato: Univ. Nal. 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. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 91 p. (inédita).

Pollard, D. D., Saltzer, S. D., and Rubin, A. M., 1993, Stress inversion methods: are based on faulty assumptions?: J. Struct. Geol. 15, p. 1045-1054.

Quintero-Legorreta, Odranoel, 1992, Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, revista, vol. 10, núm 1, p. 6-25.

Ranalli, G. 1987. Rheology of the earth. Allen & Unwin.

Reches, Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. Tectonophysics 47, 109-129.

Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. Tectonophysics 95, 133-156.

Reches, Z., 1987, Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition: Tectonics 6, p. 849-861.

Reches, Z. & Dieterich, J. H. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. Tectonophysics 95, 111-132.

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: Gofísica Internacional, vol. 25, núm. 3, p. 383-402.

Sengör, A. M. C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey: In Continental Extensional Tectonics, Conrad, M. P., Dewey, J. F., & Hanckoc, P. L., editors, Geological Society Special Publication No. 28, p. 575-589.

Sibson R. H. 1985. A note on fault reactivation. J. Struct. Geol. 7, 751-754.

Tristán-González, 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, folleto técnico 107, 91p.

Turcotte, D. L., 1992, Fractals and chaos in geology and geophysics: Cambridge University Press, 221 p.

Urrutia-Fucugauchi J., y Molina-Garza R., 1992, Estructura de la corteza y el manto superior en el sector occidental del Terreno Guerrero, Jalisco y Colima, México: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, vol. 12, p. 75, resumen.

Valde, B., Dubois, J., Touchard, G., y Badri, A., 1990, Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust method: Tectonophysics 179, p. 345-352.

Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera: in Burchfiel, B. C., Lipman, P. W. and Zoback, M. L., editors, The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S., Decade of North American Geology, The Geology of North America Volume G-3, p. 553-581

Wilson, J. A., and Claubagh, S. E., 1970, A new miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca: Soc. Geológica Mexicana, libro guía de la excursión México-Oaxaca, p. 120-128.

Yin, Z.-M & Ranalli, G. 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. J. Struct. Geol. 14, 237-244.