

REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS DOMINIOS DE RUPTURA Y DESLIZAMIENTO—APLICACIÓN A LA FALLA DE OAXACA, MÉXICO

Susana Alicia Alaniz-Álvarez* y
Ángel Francisco Nieto-Samaniego*

RESUMEN

En la última década, en muchos artículos se ha discutido cuál es el ángulo de inclinación mínimo que debe tener un plano de debilidad para reactivarse como falla normal. En este trabajo, se calculó las orientaciones (rumbo e inclinación) que tendrán los planos preexistentes que se reactivarán al ser sometidos a diferentes regímenes de esfuerzo y bajo diversas condiciones corticales. Los dominios de deslizamiento y de ruptura fueron calculados utilizando las ecuaciones generales del criterio de Coulomb-Navier desarrolladas por Yin y Ranalli (1992). En este análisis se obtuvo la diferencia de esfuerzos crítica para causar fallamiento, ya sea como una nueva fractura o reactivación de un plano de debilidad preexistente, en función de la profundidad, parámetros del material, presión de fluido en los poros, orientación y forma del elipsoide de esfuerzos y orientación del plano de debilidad. Se aplicó las gráficas desarrolladas a la falla de Oaxaca, ya que en trabajos anteriores se propuso que ésta reactivó un plano de cabalgadura pre-Jurásico durante el Cenozoico. De acuerdo con los datos obtenidos en este estudio, la reactivación en la falla de Oaxaca debió ocurrir cuando la inclinación del plano de debilidad principal (el contacto entre el complejo milonítico Sierra de Juárez y el terreno Zapoteco) fue mayor que 20° .

Palabras clave: Tectónica, ruptura, deslizamiento, falla de Oaxaca, México.

ABSTRACT

During the past decade, much discussion was focused on the minimum dip that a plane of weakness must have to be reactivated as a normal fault. In this study, the ranges of orientations (strike and dip) of the planes of weakness that will reactivate under different stress regimes and diverse crustal conditions, are calculated. The rupture and sliding orientational fields were calculated using the general equations of the Coulomb-Navier failure criteria developed by Yin and Ranalli (1992). In this analysis, the critical stress difference necessary to cause failure as a function of depth, material parameters, pore fluid pressure, orientation and shape of the stress ellipsoid and orientation of the plane of weakness, were obtained. This method represents the rupture-sliding fields in an equal area net for stress systems with any orientation.

Previous studies have proposed that the Cenozoic normal movement on the Oaxaca fault reactivated a pre-Jurassic thrust. Our analysis indicates that reactivation occurred on the Oaxaca fault where the main plane of weakness (the contact between the Zapoteco terrane and the Sierra de Juárez mylonitic complex) dips $>20^\circ$.

Key words: Tectonics, rupture, sliding, Oaxaca fault, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En el estudio de la deformación frágil en la corteza superior, se ha utilizado el criterio de ruptura de Coulomb-Navier para describir el fallamiento. Con base en este criterio y asumiendo una orientación vertical para uno de los esfuerzos principales, Anderson (1951) caracterizó geométricamente a tres estilos de fallamiento: normal, transcurrente e inverso. En años recientes, se ha documentado en casos naturales la reactivación de estructuras antiguas (e.g., Ring, 1994; Destro *et al.*, 1994; Hetzel y Strecker, 1994), y, por otro lado, se ha descrito áreas donde se formaron nuevas fallas en sitios donde había fallas preexistentes que no fueron reactivadas (Wernicke *et al.*, 1985). La aproximación cuantitativa del límite ruptura-deslizamiento, considerando la orientación de planos preexistentes de debilidad respecto al sistema de esfuerzos, fue establecida

utilizando el criterio de Coulomb-Navier (e.g., Jaeger, 1979) y recientemente por Ranalli y Yin (1990), Ivins y colaboradores (1990), Huyghe y Mugnier (1992), Yin y Ranalli (1992) y Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1995). Yin y Ranalli (*op. cit.*) desarrollaron las ecuaciones generales para determinar la diferencia de esfuerzos crítica para que ocurra ruptura o deslizamiento sobre un plano de debilidad preexistente (reactivación), en función de la cohesión, fricción interna, presión de fluidos y profundidad, y para sistemas de esfuerzo con los esfuerzos principales en cualquier dirección. Con base en estas ecuaciones, en este estudio se hizo el cálculo para determinar el límite entre los dominios de ruptura y deslizamiento, para distintas condiciones corticales en los tres regímenes de fallamiento andersoniano, en los cuales uno de los esfuerzos principales es vertical.

La representación de los dominios de ruptura y deslizamiento se hizo sobre una red equiareal, ya que ésta presenta las siguientes ventajas: (1) es una herramienta geométrica tridimensional de uso común en geología estructural, que permite la medición directa de relaciones angulares entre planos y

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

líneas; (2) permite una visualización rápida de la influencia de diversos parámetros en la competencia ruptura-deslizamiento bajo diferentes regímenes de fallamiento; (3) con la localización de un plano de debilidad y la identificación de las direcciones principales de esfuerzo, es posible determinar rápidamente si ocurrirá deslizamiento sobre dicho plano; y (4) permite inferir las condiciones en las cuales tuvo lugar la deformación. La novedad del método que aquí se presenta consiste en conjuntar el uso de redes equiareales, con las ecuaciones para sistemas de esfuerzos de una orientación cualquiera.

La zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), localizada en el sur de México, ha tenido desplazamientos en múltiples eventos orogénicos desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). En el último evento de deformación, que corresponde a un evento extensional cenozoico, ocurrió tanto ruptura como reactivación en un régimen de deformación frágil. Meschede (1994) y Nieto-Samaniego (1994) calcularon paleotensores de esfuerzos para las fallas cenozoicas de la ZCO correspondientes a ese evento. En este estudio, se compara las predicciones que fueron hechas con base en los diagramas ruptura-deslizamiento, con nuestras observaciones de campo y los paleotensores calculados por ellos.

GRÁFICAS RUPTURA-DESLIZAMIENTO

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL FALLAMIENTO FRÁGIL

El fallamiento por cizalla bajo un estado de esfuerzo compresivo se describe comúnmente con el criterio de Coulomb-Navier en el diagrama de Mohr para esfuerzos. Se puede construir sobre este diagrama una envolvente con los puntos donde ocurre la ruptura en distintas condiciones de esfuerzo. La línea recta que se aproxima a esta envolvente es conocida como el criterio de fractura de Coulomb-Navier (criterio de Mohr-Coulomb cuando se aplica al círculo de Mohr):

$$|\tau| = c + \mu \sigma_n \tag{1}$$

siendo:

$$\mu = \tan \phi \tag{2}$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla crítico, σ_n es el esfuerzo normal efectivo en el plano de cizalla, μ es el coeficiente de fricción interna, ϕ es el ángulo de fricción interna, y c es la cohesión. El coeficiente de fricción interna μ , está definido como la razón entre el esfuerzo de cizalla, paralelo al plano de ruptura, y el esfuerzo normal a dicho plano:

$$\mu = \tau / \sigma_n \tag{3}$$

Cuando la roca falla, se rompe en dos juegos de superficies de cizalla, las cuales se intersectan en líneas paralelas a la

dirección del esfuerzo principal compresivo intermedio (σ_2), y el ángulo agudo entre estos planos teóricamente es bisectado por el esfuerzo principal compresivo máximo (σ_1). Se ha establecido que el coeficiente de fricción interna determina el ángulo θ , formado entre el plano de ruptura y la dirección de (σ_1), de acuerdo con la relación:

$$\theta = 45^\circ - \tan^{-1} (\mu/2) \tag{4}$$

Anderson (1951) clasificó a las fallas en tres tipos, de acuerdo con la orientación de los esfuerzos principales (Figura 1), asumió que el esfuerzo de cizalla en la superficie de la Tierra es cero y, por lo tanto, dos de los esfuerzos principales estarán contenidos en la superficie y el tercero deberá ser vertical. En las fallas normales, el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) es vertical y los esfuerzos principales compresivos intermedio (σ_2) y mínimo (σ_3) están contenidos en un plano horizontal. De acuerdo con la ecuación (4), considerando la clasificación de Anderson y usando el coeficiente de fricción interna promedio para rocas $\mu=0.6$ (Afrouz, 1992, ver tabla 1.38, p. 45), se puede predecir la inclinación de las fallas producidas por ruptura: las fallas normales (σ_1 = presión litostática) tendrán $\sim 60^\circ$; las fallas inversas o cabalgaduras (σ_3 = presión litostática) tendrán $\sim 30^\circ$; y las fallas de desplazamiento lateral (σ_2 = presión litostática) tendrán $\sim 90^\circ$.

Yin y Ranalli (1992) desarrollaron ecuaciones generales para calcular la diferencia de esfuerzos necesaria para el fallamiento. En su análisis, abordaron el caso tridimensional para un sistema de esfuerzos con cualquier orientación de las direcciones principales (caso no andersoniano), introdujeron en el criterio de Coulomb-Navier la presión litostática, siendo ésta el esfuerzo normal a un plano horizontal, y consideraron que las direcciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 , coinciden respectivamente con el sistema cartesiano de referencia X_1 , X_2 y X_3 . De esta manera, la presión litostática es el esfuerzo vertical y los esfuerzos principales pueden tener cualquier orientación. La ecuación:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2\mu\rho gz(1-\lambda) + 2c}{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu + 2\mu(M_1^2 + RM_2^2)} \tag{5}$$

determina la diferencia de esfuerzos necesaria para romper el material en un medio isotrópico, en función de la cohesión c , coeficiente de fricción interna μ , densidad promedio de la roca ρ , aceleración de la gravedad g , una razón de presión de fluidos λ (presión del fluido en los poros / presión litostática), la profundidad z , la orientación de los esfuerzos principales expresada como las componentes de un vector unitario vertical M_i , y la razón de esfuerzos: $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, la cual describe la forma del elipsoide de esfuerzos.

Cuando el material contiene planos de debilidad, puede ocurrir deslizamiento a lo largo de ellos. El criterio de Coulomb-Navier para el deslizamiento sobre un plano preexistente también es una recta:

$$|\tau| = c_0 + \mu_0 \sigma_n \tag{6}$$

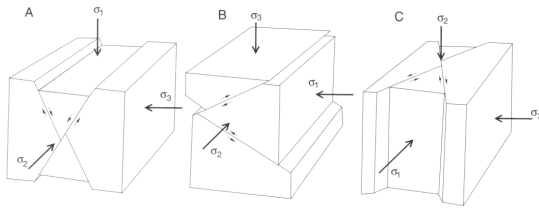


Figura 1. Fallas de tipo Anderson: A, falla normal; B, falla inversa; C, falla de desplazamiento lateral.

los valores de cohesión c_0 y del coeficiente de fricción μ_0 del plano de debilidad son, en general, menores que los valores correspondientes a la roca intacta. La orientación de cada plano puede ser definida en función del vector unitario normal al plano \vec{N} , con componentes $N_i = \cos \gamma_i$, donde γ_i es el ángulo entre \vec{N} y los ejes X_i . La ecuación:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{\mu_0 \rho g z (1 - \lambda_0) + c_0}{[(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)^2]^{1/2} + \mu_0 [(M_1^2 + R M_2^2) - (N_1^2 + R N_2^2)]} \quad (7)$$

permite calcular la diferencia de esfuerzos crítica para que ocurra deslizamiento sobre un plano de debilidad, con base en el criterio de Coulomb-Navier. Está en función de los mismos parámetros de la ecuación (5) y de una razón de presión de fluidos λ_0 y la orientación del plano de debilidad.

ELABORACIÓN DE LAS GRÁFICAS RUPTURA-DESLIZAMIENTO

Para representar gráficamente las orientaciones de planos preexistentes que permiten la reactivación, se ha utilizado distintos tipos de gráficas: círculo de Mohr bidimensional y tridimensional (e.g., Jaeger, 1979; Ranalli y Yin, 1990), diagramas X-Y usando ángulos o cosenos directores en los ejes (e.g., Sibson, 1985; Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1995), diagramas ternarios usando cosenos directores (Yin y Ranalli, 1992), diagramas X-Y-Z (e.g., Ivins *et al.*, 1990; Huyghe y Mugnier, 1992) y proyecciones estereográficas para sistemas de esfuerzos andersonianos (Jaeger y Cook, 1969; Gillcrist *et al.*, 1987). Los autores del presente artículo llevaron a la práctica un método de representación gráfica, utilizando una red equiareal y las ecuaciones (5) y (7); con ello se obtiene gráficas de uso más general, ya que las ecuaciones usadas consideran sistemas de esfuerzos con cualquier orientación.

Bajo un sistema de esfuerzos determinado, se compara la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) necesaria para romper una roca intacta, con la necesaria para producir deslizamiento sobre un plano de debilidad preexistente; se asume que actuará el mecanismo que necesite una menor diferencia de esfuerzos.

Se dio solución numérica a las ecuaciones (5) y (7) para 8,000 orientaciones de planos, utilizando en cada gráfica una combinación de parámetros adecuada para simular las condiciones corticales deseadas. Se agrupó en el dominio de deslizamiento todos los planos $(\sigma_1 - \sigma_3)_5 > (\sigma_1 - \sigma_3)_7$, donde los subíndices 5 y 7 indican la ecuación utilizada. Los planos que no se deslizarán, donde $(\sigma_1 - \sigma_3)_5 < (\sigma_1 - \sigma_3)_7$, son agrupados en el dominio de ruptura. Cada plano, representado por sus cosenos directores N_i , se proyectó como polo en una red equiareal y se dibujó el contorno que separa ambos dominios.

EFECTO DE DIVERSOS PARÁMETROS EN EL LÍMITE RUPTURA-DESLIZAMIENTO

Las asunciones del análisis siguiente son: (1) el bloque cortical es deformado en un régimen frágil sin cambio de volumen; (2) los planos de falla cortan el bloque completamente; (3) la magnitud del desplazamiento es constante sobre cada punto de la superficie de cada uno de los planos de falla; y (4) $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, siendo $\sigma_3 \geq 0$ y considerando la compresión positiva.

Para ejemplificar el análisis que se puede hacer con estas gráficas, se presenta por separado redes para los tres regímenes andersonianos (Figuras 2, 3 y 4). En los tres casos se utiliza como estado de referencia el caso de fallamiento a una profundidad representativa de la base sismogénica de la corteza (10 km), una densidad promedio de las rocas de 2,650 kg/m³, considerando para la roca intacta y los planos de debilidad el mismo coeficiente de fricción ($\mu = \mu_0 = 0.75$) y la misma presión de fluidos ($\lambda = \lambda_0$), se asumió que hay interconexión de poros. Se consideró una cohesión baja del plano de debilidad (5 MPa) y alta de la roca intacta (40 MPa) (Figuras 2, 3, y 4).

Profundidad

Es sabido que al aumentar la profundidad, la resistencia a la ruptura aumenta, alcanzando un valor máximo en la zona de la transición frágil-dúctil (Ranalli, 1987). La profundidad de esta zona depende principalmente de la composición cortical y del flujo de calor (e.g., Sibson, 1986). La zona sismogénica cortical está ubicada encima de la transición frágil-dúctil y se ha documentado que los grandes sismos tienden a formarse en la base de esa zona, donde la resistencia al deslizamiento es mayor (Sibson, *op. cit.*).

La influencia de la profundidad en el dominio de deslizamiento se observa con claridad en un círculo de Mohr. En la Figura 5, a, se muestra el caso bidimensional para fallamiento inverso donde σ_3 tiene el valor de la presión litostática en ambos círculos críticos, el de ruptura y el de deslizamiento; mientras que la Figura 5, b, muestra el caso de fallamiento normal donde ambos círculos críticos tienen el mismo valor de σ_1 . Los planos que serán reactivados son los que están en el

RÉGIMEN EXTENSIONAL

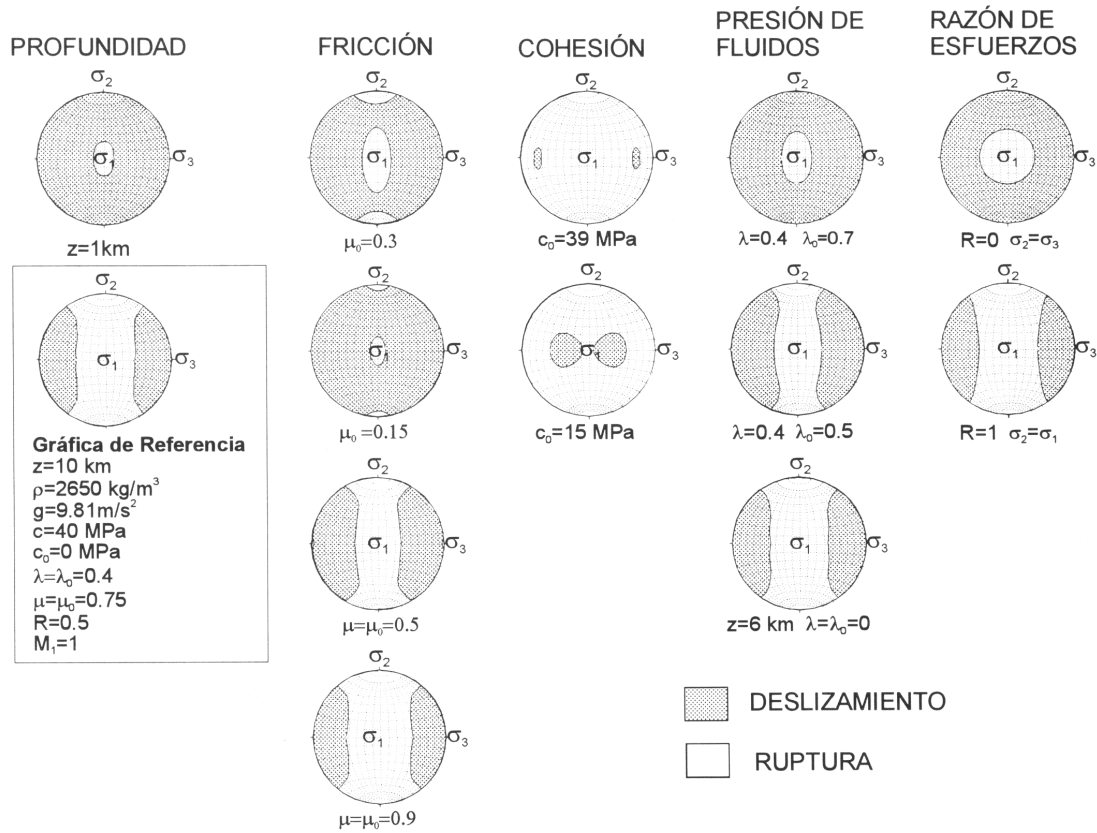


Figura 2. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen frágil extensional. Las orientaciones de planos se grafica como polos en el hemisferio inferior de una red equiareal. Los parámetros generales están consignados en el recuadro y se cambió únicamente los señalados abajo de cada red.

campo de inestabilidad del criterio de Coulomb-Navier para deslizamiento sobre un plano preexistente, y en el campo de estabilidad marcado por el criterio de ruptura para una roca isotrópica. Se puede observar que, conforme aumenta la profundidad, el rango de orientaciones de planos paralelos a σ_2 susceptibles de reactivarse decrece.

Las Figuras 2, 3 y 4 muestran la orientación de los planos que están contenidos en los dominios de ruptura y deslizamiento. En las columnas de profundidad, se varió ésta manteniendo constantes los valores de cohesión, presión de fluidos y razón de esfuerzos, de acuerdo con el estado de referencia. Además, se puede observar que el número de orientaciones de planos que se reactivarán decrece con la profundidad. En fallamiento normal (Figura 2), a un kilómetro de profundidad, los planos subhorizontales (con inclinaciones menores que 10°), son los únicos que no se reactivarán. Conforme aumenta la profundi-

dad, el dominio de ruptura aumenta, observándose que los planos paralelos y subparalelos a σ_3 con cualquier inclinación no sufrirán deslizamiento. De acuerdo con este análisis, es factible tener fallas normales con 30° de inclinación a 10 km de profundidad, producidas al reactivarse planos de debilidad paralelos a σ_2 . Es posible reactivar planos de menor ángulo de inclinación a profundidades menores.

En un régimen tectónico compresivo (Figura 3), el dominio de deslizamiento está ocupado por todos los planos, cuya inclinación es menor que 48° si el fallamiento es somero. A 10 km de profundidad, el dominio de deslizamiento está ocupado principalmente por los planos paralelos a σ_2 con una inclinación entre 15 y 40°.

En un régimen de transcurrancia (Figura 4), los planos de debilidad con un rumbo cercano a la dirección de σ_3 no se reactivarán, y si el fallamiento se encuentra a 10 km de pro-

RÉGIMEN COMPRESIVO

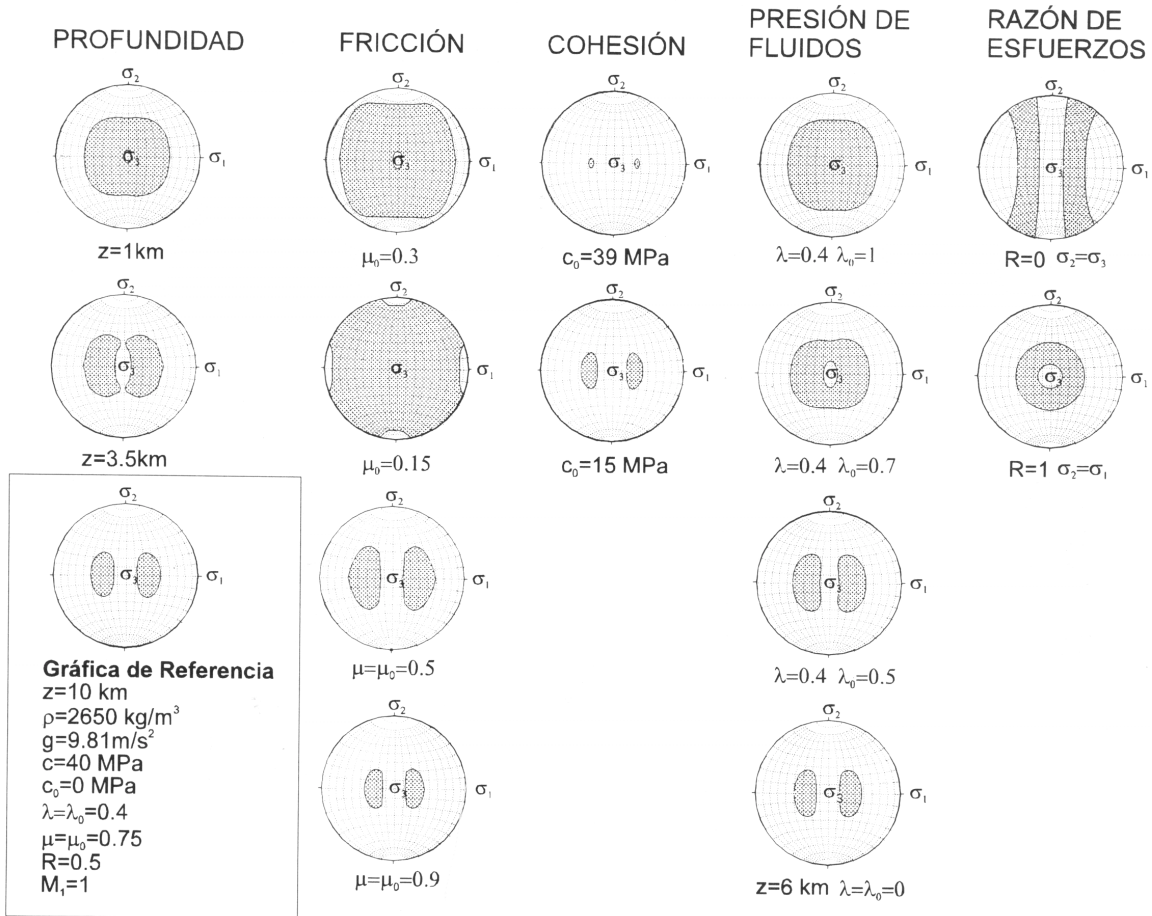


Figura 3. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen tectónico compresivo. En todos los casos analizados se usó como parámetros de referencia los mostrados en el recuadro y se cambió únicamente los señalados abajo de cada red.

fundidad, ocurrirá deslizamiento únicamente en los planos con inclinaciones mayores que 50° y orientados hasta 45° de la perpendicular de σ_3 .

Fricción

La fricción está definida como la razón que existe entre el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal, que actúan sobre un plano al inicio del movimiento, de acuerdo con la ecuación (3). Byerlee (1978) obtuvo experimentalmente, en rocas fracturadas, que con un esfuerzo normal alto (entre 200 y 2,000 MPa), el coeficiente de fricción es independiente de la rugosidad de la superficie y, por lo tanto, del tipo de roca. Sibson (1985) y Bruhn y colaboradores (1982) propusieron que es

posible la formación de fallas normales de ángulo bajo ($<35^\circ$), únicamente si los coeficientes de fricción estática son muy bajos ($\mu=0.3$). Ivins y colaboradores (1990) proponen que el ángulo mínimo que puede tener este fallamiento se da cuando el valor de la fricción del plano de debilidad es un cuarto del de la roca intacta. Bajo estas condiciones, ellos sugieren que una cabalgadura abandonada es susceptible de ser reactivada.

Las Figuras 2, 3 y 4 muestran el cambio en los dominios, variando la fricción de la roca isotrópica junto con la de los planos de debilidad. Conforme aumenta la fricción, se incrementa la resistencia de los planos a reactivarse. Si se considera que los planos de debilidad contienen salbanda rica en minerales arcillosos, el coeficiente de fricción en los planos de debilidad puede reducirse notablemente ($\mu_0=0.3$) y el dominio

RÉGIMEN TRANSCURRENTE

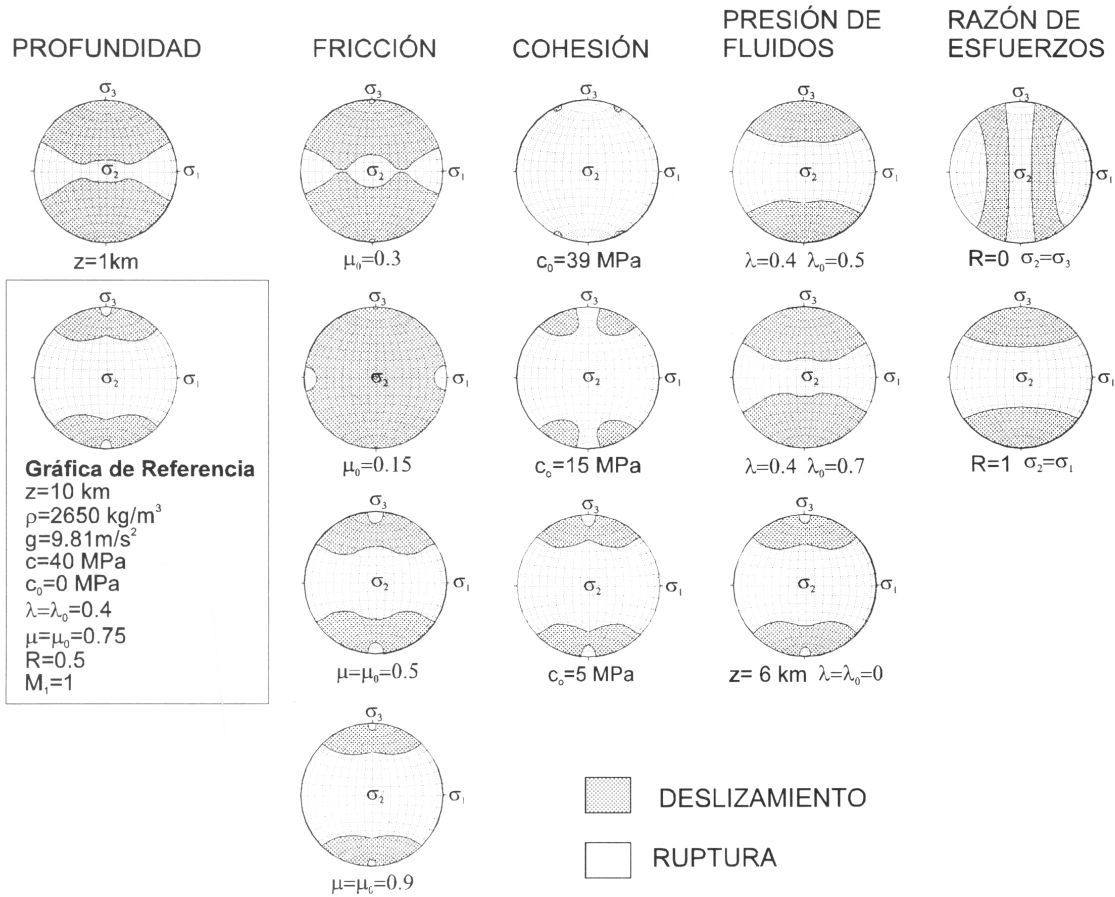


Figura 4. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen frágil de transcurencia. En todos los casos σ_2 es vertical y se usó como parámetros de referencia los mostrados en el recuadro y se cambió únicamente los señalados abajo de cada red.

de deslizamiento alcanza un máximo. En el caso de fallamiento con desplazamiento lateral, no ocurrirá deslizamiento sobre los planos subhorizontales ni en los planos paralelos a σ_3 con inclinaciones altas.

Cohesión

La cohesión se define como la resistencia al fallamiento por cizalla en ausencia de esfuerzo normal. Las rocas ígneas intrusivas tienen los valores de cohesión más altos obtenidos en laboratorio (35-55 MPa); les siguen las rocas metamórficas (20-40 MPa) y después las rocas sedimentarias (1-30 MPa) (Afrouz, 1992, véase tabla 1.39). Es evidente que la cohesión

en los planos de debilidad dependerá de su naturaleza (planos de foliación, estratificación, contactos litológicos, fallas, diaclasas, etc.). Byerlee (1978) obtuvo un valor de 0 para esfuerzos normales <200 MPa y de 50 MPa para esfuerzos normales mayores. En las gráficas de los presentes autores, se consideró profundidades <10 km y densidad promedio de 2,650 kg/m³, por lo tanto, también se está considerando esfuerzos normales <~260 MPa. Por otra parte, con relación a la distribución de los dominios de ruptura y deslizamiento, los valores de cohesión asignados al plano de debilidad pueden ser considerados relativos respecto a la cohesión de la roca intacta (Figuras 2, 3, y 4).

El análisis muestra que la cohesión del plano de debilidad puede inhibir la reactivación de manera significativa. En

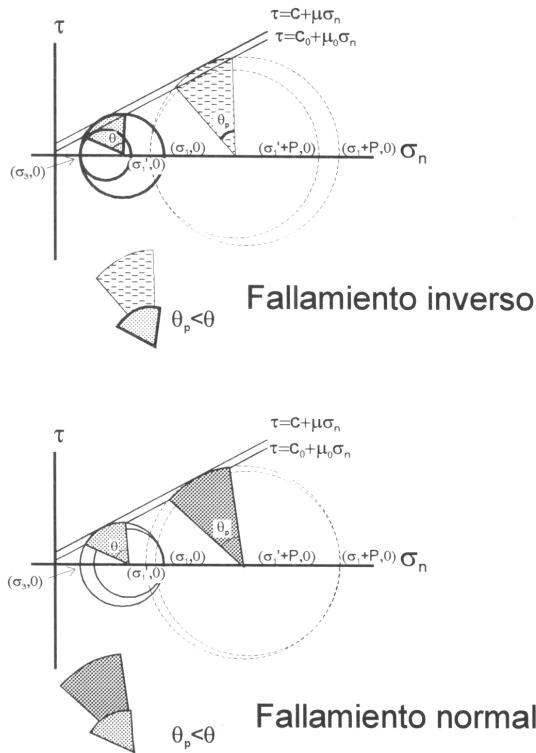


Figura 5. Efecto de la profundidad en el límite ruptura-deslizamiento en un diagrama de Mohr. Los valores primados corresponden al plano de debilidad, éste tiene menor cohesión que la roca intacta. El coeficiente de fricción es igual para el plano de debilidad y la roca intacta. Los círculos punteados representan el estado de esfuerzos a una profundidad mayor, donde los esfuerzos se ven incrementados en una magnitud P . Con pantalla se muestra las orientaciones de los planos que se reactivarán para las dos profundidades mostradas. Obsérvese que el campo de orientaciones de planos de debilidad donde se producirá reactivación disminuye con la profundidad.

la columna de la cohesión de las Figuras 2, 3 y 4, se muestra el caso de cohesión del plano de debilidad cercana a la cohesión de la roca intacta; los planos que se reactivarán son los que tienen una orientación ideal para la formación de una nueva fractura que está definida por la ecuación (4).

Presión de fluidos

La presencia de fluidos en los poros ocasiona que una roca se comporte como si la presión confinante fuera menor en una magnitud igual a la presión de los fluidos en los poros. En general, el criterio de Coulomb-Navier se describe en función de la presión efectiva, la cual se obtiene al sustraer al esfuerzo normal, una cantidad igual a la presión de los fluidos en los poros sin afectar al esfuerzo de cizalla. En un diagrama de Mohr, el diámetro del círculo no cambia debido a la presión de fluidos, pero se mueve hacia otros estados de esfuerzos por

una cantidad igual al cambio de la presión de los fluidos en los poros.

El esfuerzo efectivo normal a un plano horizontal σ_v está dado por:

$$\sigma_v = \rho_r g z (1 - \lambda) \quad (8)$$

siendo $\lambda = \frac{P_f}{P_l}$, donde la presión de fluidos P_f y la presión litostática P_l están definidas como:

$$P_l = \rho_r g z \quad (9a)$$

$$P_f = \rho_w g h \quad (9b)$$

donde ρ_r y ρ_w son las densidades de la roca y del agua, respectivamente, g es la aceleración debida a la gravedad, z es la profundidad y h es la altura de la columna de agua. Si la presión de fluidos excede la presión litostática o a σ_3 , se producirán fracturas tensionales en las que no se aplica el criterio de Coulomb-Navier. En este análisis, se considera como situación de referencia a una roca permeable saturada con poros interconectados; implicando que la presión de fluidos es hidrostática.

El incremento de la presión del fluido en los poros es equivalente a decrecer la profundidad, y así se puede definir, de acuerdo con (8):

$$\rho_r g z_1 (1 - \lambda_1) = \rho_r g z_2 (1 - \lambda_2) \quad (10)$$

donde los subíndices indican dos condiciones distintas de profundidad y presión de fluidos. Se puede obtener las profundidades equivalentes que satisfacen la ecuación (10) para distintas presiones de fluido en poros:

$$z_2 = \frac{(1 - \lambda_1)}{(1 - \lambda_2)} z_1 \quad (11)$$

La variación en los dominios de ruptura y deslizamiento debido a cambios en la presión de fluidos, representada en las Figuras 2, 3 y 4, muestra que el estereograma obtenido para 10 km de profundidad con una presión de fluidos igual a la presión hidrostática es el mismo que para 6 km de profundidad en ausencia de presión de fluidos.

Un caso especial es cuando se considera $\lambda \neq \lambda_0$, lo que equivale a que exista presión de fluidos anómala en el plano de debilidad. Es evidente que cuando $\lambda < \lambda_0$, la reactivación es fomentada al disminuir el esfuerzo normal sobre el plano de debilidad; sin embargo, los cambios que sufre el límite ruptura-deslizamiento son moderados. Este tipo de condiciones puede ser frecuente, ya que es común que en las zonas de falla haya actividad hidrotermal y mayor permeabilidad producida por las fracturas.

Razón de esfuerzos

Las variaciones moderadas en la razón de esfuerzos tienen poco efecto en los dominios de ruptura y deslizamiento, pero cuando las variaciones son grandes, los dominios de ruptura y deslizamiento se modifican sustancialmente. El deslizamiento sobre un plano de debilidad, o sobre una familia de planos paralelos, puede ser concebido como la migración de material debido a la deformación. Con esto en mente, es fácil entender el comportamiento de los diagramas ruptura-deslizamiento cuando hay variaciones grandes en R . Se preferirá la reactivación para las orientaciones que facilitan la migración del material hacia las direcciones de presión menor. Debe aclararse que en este análisis no se determina direcciones de deslizamiento, por lo que esto es un criterio cualitativo.

Obsérvese las Figuras 2, 3 y 4, cuando $R=1$ ($\sigma_2 = \sigma_1$). En este caso se reactivarán aquellos planos que facilitan la migración del material hacia la dirección de σ_3 . La migración hacia σ_2 será impedida por ser ésta una dirección de presión alta, al igual que σ_1 . Es fácil entonces entender el comportamiento de las gráficas cuando $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$), ya que este estado de esfuerzos implica que σ_2 es pequeño y, por lo tanto, representa una dirección de baja presión, al igual que σ_3 . Así, se reactivarán indistintamente los planos que producen migración de material hacia las direcciones de σ_2 y σ_3 . En el caso de las Figuras 3 y 4, el área del dominio de ruptura ocupada por los polos cercanos a σ_1 no parece tener una relación clara con el criterio de la migración del material. Se cree que esas zonas responden a otros factores de las ecuaciones utilizadas, ya que son áreas que no se modifican a partir del estado de referencia.

Las condiciones que inhiben la reactivación son: mayor profundidad, mayor cohesión, mayor coeficiente de fricción del plano de debilidad y menor presión de fluidos. El fallamiento más propicio para la reactivación de una falla de orientación arbitraria es el de tipo normal, seguido por el de desplazamiento lateral y, por último, el fallamiento inverso (Figuras 2, 3 y 4).

CASO DE ESTUDIO: LA FALLA DE OAXACA

MARCO GEOLÓGICO

El frente occidental de la sierra de Juárez, en el sur de México, está ocupado por la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO). Desde el Mesozoico hasta el Neógeno, la ZCO fue afectada por cinco fases de deformación: (1) un cabalgamiento pre-Jurásico Medio que dio origen al complejo milonítico de la ZCO; (2) una fase transcuriente y (3) una fase extensional, ambas asociadas con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio; (4) una fase compresiva correspondiente a la Orogenia Laramide; y (5) una fase extensional cenozoica.

Las rocas y estructuras formadas en esta región registran deformación, tanto dúctil (complejo milonítico Sierra de Juárez), como frágil (fallas de Oaxaca y Donají). El estudio de seis secciones W-E en el frente occidental de la sierra de Juárez revela lo siguiente:

En el sector meridional, desde la ciudad de Oaxaca hasta Cuicatlán (Oaxaca), se formó el complejo milonítico Sierra de Juárez por cabalgamiento (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). Las rocas miloníticas se deformaron dúctilmente durante el Jurásico Medio, al reactivarse la zona de cizalla como falla de desplazamiento lateral. Entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano, esta zona de cizalla se reactivó como falla frágil de tipo normal (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996). Durante la Orogenia Laramide, la cobertura sedimentaria se deslizó sobre el complejo milonítico. La orientación y las características de las fallas pertenecientes a la falla de Oaxaca, respecto a la foliación milonítica, sugieren que el evento extensional cenozoico se liberó principalmente en el contacto entre el terreno Zapoteco y el complejo milonítico de la Sierra de Juárez, el cual tiene una orientación de $345^{\circ}/35^{\circ}$ W (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

En el sector septentrional, cerca de Teotitlán del Camino, la falla de Oaxaca es de ángulo alto ($350^{\circ}/60^{\circ}$ W) y pone en contacto lechos rojos terciarios (Conglomerado Cuicatlán; Centeno-García, 1988) con gneises presumiblemente precámbricos, por lo que se supone ruptura en este caso.

Desde San José Tilapa hasta Coxcatlán, Puebla (Figura 6), en el sector septentrional, no se observa la falla de Oaxaca por encontrarse cubierta por sedimentos aluviales terciarios. Hacia el oriente de donde se infiere la traza de la falla de Oaxaca, fueron observadas rocas gnéissicas, probablemente pertenecientes al basamento precámbrico del terreno Zapoteco, que varían gradualmente a una franja milonítica de más de 5 km de espesor, y más al oriente, a sedimentos marinos mesozoicos. No obstante que el estudio geológico en este sector sea preliminar, las observaciones son consistentes con un cabalgamiento laramídico del basamento sobre los sedimentos mesozoicos.

Se utilizó las gráficas ruptura-deslizamiento para determinar la viabilidad mecánica de la reactivación durante el evento extensional cenozoico. Dado que se conoce la orientación de los planos preexistentes de debilidad (foliación, contactos litológicos y fallas) y se puede suponer un alcance aproximado de la orientación de los esfuerzos principales para esta fase de deformación (con base en paleotensores de esfuerzo), se proyectó los tensores y los planos en las redes equiareales para comparar las observaciones de campo de los presentes autores, con lo que predicen las gráficas.

DETERMINACIÓN DE LA ORIENTACIÓN DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES

Las direcciones principales de esfuerzo para el evento de extensión cenozoica en la falla de Oaxaca fueron calculadas

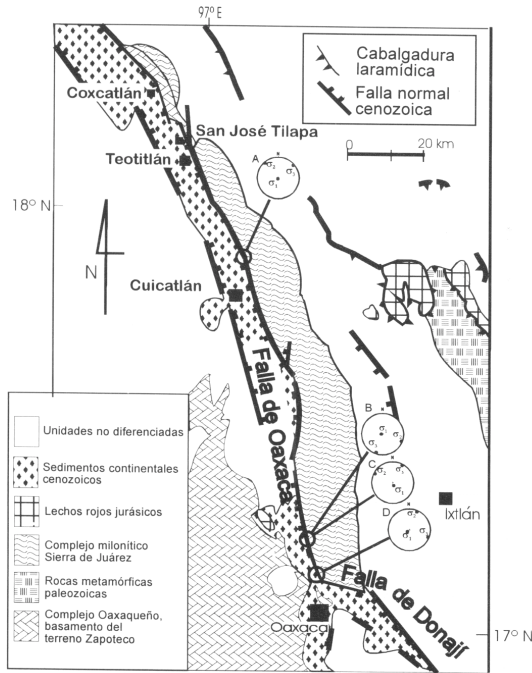


Figura 6. Mapa geológico simplificado del área de estudio. Los círculos son proyecciones equiareales, hemisferio inferior y muestran los esfuerzos principales de los paleotensores calculados por Meschede (1994) (A, B y C) y por Nieto-Samaniego (1994) (D).

por Meschede (1994) y Nieto-Samaniego (1994), por medio del análisis de estrías en falla. Ambos coinciden en que σ_1 es subvertical. La dirección de σ_3 se encuentra entre 20 y 58° respecto a la traza principal del *graben* (Figura 6, Tabla 1).

Tabla 1. Paleotensores calculados para la falla de Oaxaca.

	Localidad	σ_1	σ_2	σ_3	R	Autor
A	Norte de Cuicatlán (lechos rojos terciarios)	197°/87°	318°/01°	049°/03°	0.481	Meschede (1994)
B	Norte de la ciudad de Oaxaca (milonitas)	278°/89°	108°/01°	198°/00°	0.507	Meschede (1994)
C	Norte de la ciudad de Oaxaca (milonitas)	170°/78°	297°/07°	028°/06°	0.354	Meschede (1994)
D	Norte de la ciudad de Oaxaca (milonitas y sedimentos cretácicos)	218°/79°	022°/09°	112°/02°		Nieto-Samaniego (1994)

Las gráficas ruptura-deslizamiento tienen las direcciones principales del tensor de esfuerzos paralelos a los ejes de la red X_i ($i=1, 2, 3$), y a su vez paralelos a las coordenadas geográficas. Las direcciones de los esfuerzos principales de los paleotensores calculados en la falla de Oaxaca son denominados y_j ($j=A, B, C, D$), donde j indica cada paleotensor (Figura 7). Las direcciones principales de estos paleotensores no coinciden con las coordenadas geográficas, por lo que las gráficas calculadas en las Figuras 2, 3 y 4 no son aplicables directamente. El procedimiento seguido para poder hacer el análisis fue el de rotar las direcciones principales y_j , "arrastrando" el polo del plano de la falla de Oaxaca, hasta hacer coincidir las direcciones y_j con X_i . Esto se realizó por medio de una o dos rotaciones sucesivas, según sea el caso, de los ángulos β formado entre X_2 y y_2 , y ϕ formado entre X_3 y y_3 (Figura 7).

Los valores utilizados en la construcción de las gráficas ruptura-deslizamiento fueron los mismos que en la gráfica de referencia de la Figura 2, modificándose solamente los indicados abajo de cada red. Los paleotensores de la Figura 7, C y D son de tipo no andersoniano, ya que σ_1 no coincide con la vertical, por lo que se hizo el cálculo de los dominios de ruptura y deslizamiento, modificando los valores de M_i , como se indica en la Figura 7. Los valores de los parámetros fueron elegidos con el fin de inhibir el deslizamiento sobre planos preexistentes. De esta manera, si las gráficas indican deslizamiento en lugar de ruptura, se tendrá un grado alto de certeza en las predicciones, ya que se puede esperar que en la naturaleza haya condiciones más favorables para el deslizamiento; por ejemplo, menor profundidad, menor coeficiente de fricción en el plano de falla o presión de fluidos superior a la hidrostática.

Las observaciones de campo indican que en el evento extensional cenozoico, la reactivación predomina en el sector meridional y la ruptura en el sector septentrional (Figuras 6 y 7). Las gráficas de la tercera columna de la Figura 7, donde se usó un coeficiente de fricción de 0.75, predicen ruptura para ambos sectores de la ZCO; esto no concuerda con las observaciones hechas por los autores, y les hace suponer que alguno de los factores involucrados sea diferente a los asumidos en los cálculos. En las gráficas de la cuarta columna de la Figura 7, se usó un coeficiente de fricción de 0.5; se observa que para el sector meridional se predice reactivación de la ZCO, lo que coincide con las observaciones de campo, salvo en el caso B, que se discute más adelante. Para el sector septentrional, la gráfica de la cuarta columna predice deslizamiento; sin embargo, el polo de la falla de Oaxaca se ubica muy cerca al límite ruptura-deslizamiento, a menos de 5°, lo que implica que variaciones mínimas en la inclinación de la ZCO, en el coeficiente de fricción, la cohesión, la profundidad o bien la presión de fluidos, pueden producir ruptura.

En el caso de la Figura 7, B, el polo de la falla de Oaxaca se ubica en el campo de la ruptura, tanto para un valor del coeficiente de fricción de 0.75, como para un valor de 0.5. Esto contradice las observaciones de campo, ya que claramente se documentó que el mecanismo de deformación en esa zona fue

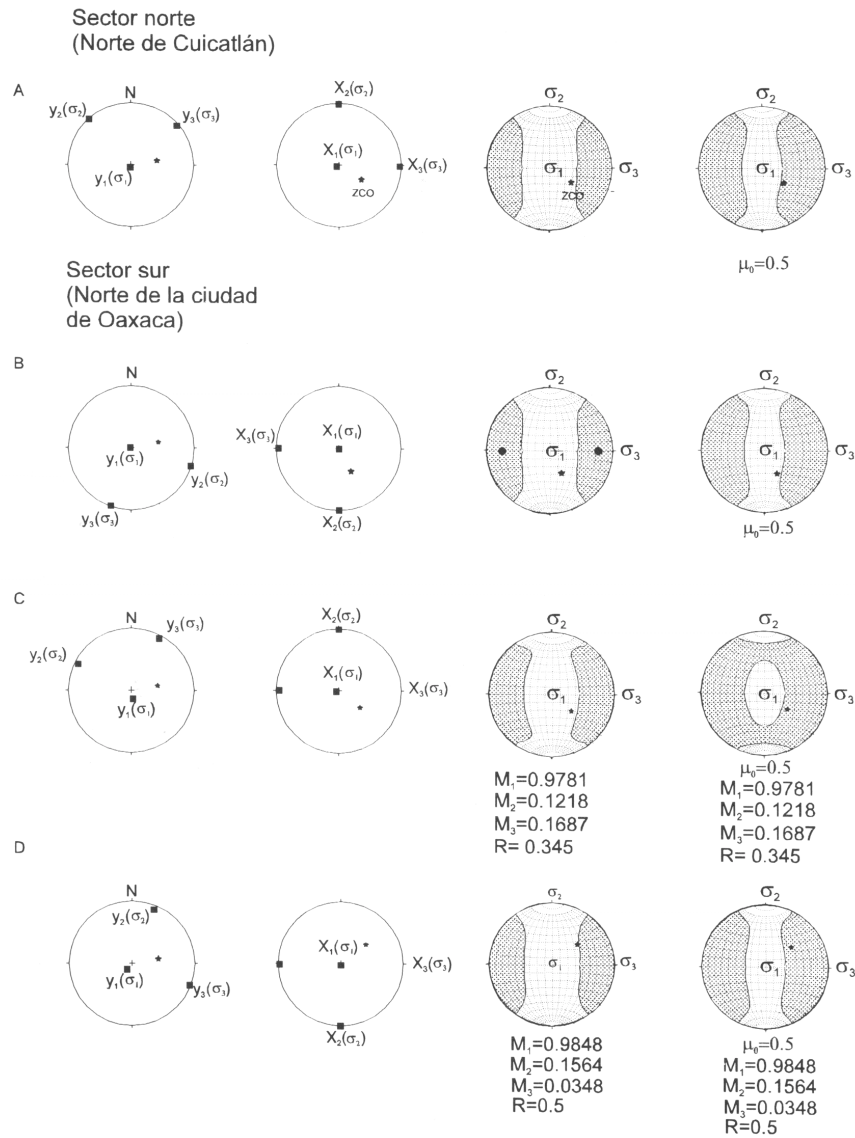


Figura 7. Ubicación geográfica, rotación y ubicación en las gráficas ruptura-deslizamiento de algunos de los paleotensores de esfuerzo que han sido calculados para la falla de Oaxaca. Los paleotensores mostrados en A, B y C fueron obtenidos por Meschede (1994), y el mostrado en D por Nieto-Samaniego (1994). Los parámetros usados en las gráficas son los de la gráfica de referencia de la Figura 2; únicamente se cambió los señalados en cada red. La estrella representa el polo del plano de la falla de Oaxaca. Los círculos rellenos mostrados en B indican la posición de los planos de ruptura producidos por ese paleotensor de acuerdo con el criterio de fractura de Coulomb. Nótese que se alejan mucho del plano de ruptura medido para la falla de Oaxaca.

la reactivación (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Los presentes autores no creen que la falla de Oaxaca se haya formado por ruptura en ese lugar, ya que el ángulo entre la dirección de σ_2

y la traza del plano de falla es de 70° . Si la falla fuera producto de ruptura, de acuerdo con el criterio de Coulomb-Navier, debiera ser paralela a σ_2 y no tener la orientación observada

(Figura 7, B). Por otra parte, para que ese paleotensor fuese capaz de producir deslizamiento, se requiere condiciones extremadamente favorables al deslizamiento, como puede ser valores del coeficiente de fricción anómalamente bajos (Figura 2). De otra manera, parece muy poco probable que el paleotensor sea correcto.

Cerca de Teotitlán, en el sector septentrional (Figura 6), la falla de Oaxaca ($350^{\circ}/60^{\circ}$ W) pone en contacto a un conglomerado terciario con gneises (¿Complejo Oaxaqueño?). La orientación de la falla en esta región es similar a la observada en el sector meridional ($345^{\circ}/35^{\circ}$ W), por lo que se cree que se mantenga el control estructural de la ZCO para la ruptura observada en este sector. Una explicación para que exista ruptura en algunos segmentos de la ZCO para las condiciones asumidas, es el cambio en el ángulo de inclinación del cinturón milonítico. En la ZCO se ha observado que las milonitas que la constituyen forman un cinturón plegado con un eje paralelo a la falla de Oaxaca; deformación que tuvo lugar al exhumarse las raíces de la ZCO (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996). Debido a este plegamiento, la inclinación a lo largo del límite occidental de la ZCO debe ser variable. De acuerdo con la Figura 7, una disminución del orden de 10° pudo ser la causa de la ruptura en niveles superficiales en el sector septentrional durante el evento extensional cenozoico.

CONCLUSIONES

El método presentado es una manera sencilla de representar los dominios de ruptura y deslizamiento. Con el uso de redes equiareales, se logra una visualización rápida, en tres dimensiones, de las relaciones geométricas entre planos de debilidad, esfuerzos principales y dominios de ruptura y deslizamiento.

El comportamiento observado en nuestras gráficas permite hacer las siguientes generalizaciones:

- En el régimen extensional, los planos de debilidad preexistentes son más susceptibles de reactivarse, y en el régimen compresivo se da más fácilmente la ruptura.
- En los regímenes extensional y transcurrente, las fallas de alto ángulo se pueden reactivar en mayor número de condiciones que las de bajo ángulo; mientras que en un régimen compresivo, los planos de debilidad con inclinaciones pequeñas se reactivarán más fácilmente.
- Los planos paralelos a σ_3 son los que ofrecen mayor resistencia al deslizamiento, cuando la razón de esfuerzos R es cercana a 0.5.
- Las condiciones que inhiben la reactivación son: mayor profundidad, mayor cohesión, mayor coeficiente de fricción del plano de debilidad y, considerando $\lambda=\lambda_0$, menor presión de fluidos.
- El fallamiento más propicio para la reactivación es el de tipo normal, seguido por el de desplazamiento lateral y por último el fallamiento inverso.

Con la aplicación de los resultados teóricos a la falla de Oaxaca, se determinó que la inclinación cercana a 30° de la zona de cizalla de Oaxaca provocó su reactivación en el régimen

extensional cenozoico. Sin embargo, en el sector septentrional ocurrió ruptura; se propone un cambio de inclinación a $<20^{\circ}$ como la causa más probable que pudo provocar la ruptura observada en niveles superficiales.

Por la sencillez de las gráficas y dado que la comunidad geológica está acostumbrada al uso de las redes equiareales, el método propuesto puede ser utilizado en la docencia, en análisis teóricos y en aplicaciones a casos reales.

AGRADECIMIENTOS

El uso de redes equiareales nos fue sugerido por Ze'ev Reches; agradecemos los comentarios hechos por Randall Marrett, Luca Ferrari y Gustavo Tolson. Este estudio fue financiado por CONACYT, proyecto 3155T.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Afrouz, A.A., 1992, Practical handbook of rock mass classification systems and modes of ground failure: Boca Raton, Florida, CRC Press, 195 p.
- Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, Á.F.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, p. 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.A.; van der Heyden, Peter; Nieto-Samaniego, Á.F.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: Geology, v. 24, p. 443-446.
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting, 2ª ed.: Edimburgo, Oliver and Boyd, 206 p.
- Bruhn, R.L.; Yusas, M.R.; y Huertas, Fernando, 1982, Mechanics of low-angle normal faulting—an example from Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah: Tectonophysics, v. 86, p. 343-361.
- Byerlee, J.D., 1978, Friction of rocks, *in* Byerlee, J.D., y Wyss, M., eds., Rock friction and earthquake prediction: Pure and Applied Geophysics, v. 116, p. 615-626.
- Centeno-García, Elena, 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 156 p. (inédita).
- Destro, Nivaldo; Szatmari, Peter; y Ladeira, E.A., 1994, Post-Devonian transpression reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 35-45.
- Gillcrist, R.; Coward, M.; and Mugnier, J.L., 1987, Structural inversion and its controls—examples from the Alpine Foreland and the French Alps: Geodinámica Acta, v. 1, p. 5-34.
- Hetzl, Ralf; y Strecker, M.R., 1994, Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 189-201.
- Huyghe, Pascale, y Mugnier, J.L., 1992, The influence of depth on reactivation in normal faulting: Journal of Structural Geology, v. 14, p. 991-998.
- Ivins, E.R.; Dixon, T.H.; y Golombek, M.P., 1990, Extensional reactivation of an abandoned thrust—a bound on shallowing in the brittle regime: Journal of Structural Geology, v. 12, p. 303-314.
- Jaeger, C., 1979, Rock mechanics and engineering: Cambridge University Press, 523 p.
- Jaeger, J.C., y Cook, N.G.W., 1969, Fundamentals of rock mechanics: Londres, Methuen and Co., Ltd., 513 p.
- Meschede, Martin, 1994, Tectonic evolution of the northwestern margin of the Caribbean Plate in the light of the terrane concept—structural and geochemical studies in southern Mexico and Costa Rica: República Federal Alemana, Universitaet Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A, 22, 113 p.

- Nieto-Samaniego, Á.F., 1994, Deformación tridimensional y patrones complejos de fallas en niveles superficiales de la corteza-teoría y estudio de tres casos mexicanos: Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, disertación doctoral, 85 p. (inédita).
- Nieto-Samaniego, Á.F., y Alaniz-Álvarez, S.A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1571-1577.
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 1-8.
- Ranalli, Giorgio, 1987, *Rheology of the Earth*: Londres, Allen and Unwin, 366 p.
- Ranalli, Giorgio, y Yin, Z.M., 1990, Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies-the two-dimensional case: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1067-1071.
- Ring, Uwe, 1994, The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi Rift (east African rift system): *Tectonics*, v. 13, p. 313-326.
- Sibson, R.H., 1985, A note on fault reactivation: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 751-754.
- 1986, Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 149-175.
- Wernicke, Brian; Walker, J.D.; y Beaufait, M.S., 1985, Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier thrusts, central Mormon Mountains, southern Nevada: *Tectonics*, v. 4, p. 213-246.
- Yin, Z.M., y Ranalli, Giorgio, 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 237-244.
- Manuscrito recibido: 31 de enero de 1996.
Manuscrito corregido devuelto por el autor: 21 de enero de 1997.
Manuscrito aceptado: 4 de febrero de 1997.