



Efecto de una falla en la superficie de la tierra (antes de ser erosionada o de roturar nuevamente el campo de cultivo). California, USA.

5.-COMPORTAMIENTO FRÁGIL

Para completar el aprendizaje de este tema es imprescindible el conocimiento en su totalidad del **TEMA 2.6 FALLAS** de la asignatura **Cartografía Geológica** que se imparte en el primer curso de la Licenciatura en Geología en la Univesrsidad de Salamanca. Para su repaso podeis consultar las páginas 65 a 98 de los apuntes de la mencionada asignatura.

- Definición de falla.**
- Reconocimiento de los elementos geométricos que las caracterizan.**
- Clasificación de las fallas.**
- Criterios de reconocimiento.**
- Representación cartográfica.**
- Asociaciones de fallas.**
 - Fallas inversas y cabalgamientos.
 - Fallas normales.
 - Fallas de desgarre.

5.1.-CRITERIOS TEORICOS DE FRACTURACION DE COULOMB Y GRIFFITH

Esencialmente, existen dos tipos de fracturas en las rocas: las producidas por esfuerzos tensionales y las producidas por esfuerzos de cizalla. Las primeras se llaman **fracturas de tensión** y se producen según superficies aproximadamente perpendiculares a la dirección de aplicación del esfuerzo tensional. Una vez creadas, las dos partes del cuerpo a ambos lados de la fractura tienden a separarse, dejando un hueco que puede ser ocupado por precipitados minerales o por material fundido que se encuentre en las proximidades. Cuando no se rellena, la fractura se denomina **grieta** si es grande y **fisura** si es pequeña. Si se rellena de material por precipitación a partir de fluidos se llama **filón**, si es grande, y **vena** si es pequeña. Cuando es ocupado por un magma da lugar a un **dique**.

En las producidas por esfuerzos de cizalla, denominadas **fracturas de cizalla**, los labios no tienden a separarse, sino que deslizan uno sobre otro. Parece lógico, a primera vista, que una roca sometida a un estado de esfuerzo triaxial podría romperse si se alcanza el esfuerzo de rotura, que es un determinado valor del esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) y que se rompería por los planos que están sometidos al máximo esfuerzo de cizalla ($\tau_{\text{máx}} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$), que son los que están a 45° de los esfuerzos mayor y menor y que contienen al esfuerzo principal intermedio. Esto daría lugar a dos familias de fracturas conjugadas perpendiculares entre sí. Sin embargo, esto no sucede ni en la naturaleza ni en el laboratorio

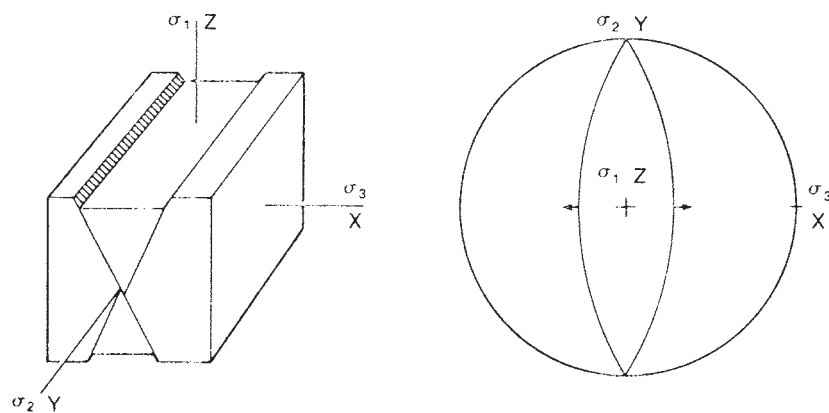


Figura 5-1- Planos de fractura y su relación con los esfuerzos principales. A la derecha, proyección estereográfica de las fracturas y esfuerzos principales.

Universidad de Salamanca
y cuando se producen dos familias de fracturas conjugadas, el ángulo menor que forman es de entre 50° y 70° , siendo la bisectriz de este ángulo la dirección de aplicación del esfuerzo principal mayor (Fig.5-1).

La razón de que esto suceda es que los planos sometidos al máximo esfuerzo de cizalla, están sometidos, también, a un esfuerzo normal bastante fuerte, en general, y que ese esfuerzo, actuando perpendicularmente al plano de posible fractura, tiende a impedir su movimiento, debido al rozamiento. En efecto, la fuerza de rozamiento que hay que superar para deslizar un labio de la falla sobre el otro

depende del coeficiente de rozamiento, un parámetro característico del material, y del esfuerzo que tiende a juntar ambos labios. En la Fig.5-2 A puede apreciarse que para un estado de esfuerzo con $\sigma_1 = 107$ y $\sigma_3 = 30$ (el mayor de los círculos de Mohr dibujados), el plano a 45° de σ_1 , representado por el punto 1 en el diagrama, sufre un $\tau = 40$ y un $\sigma = 68$, mientras que el plano a 33° de σ_1 , representado por el punto 2, tiene un $\tau = 37$ y un $\sigma = 53$. En el plano a 33° , el esfuerzo de cizalla es 3 unidades de esfuerzo menor que en el situado a 45° , pero el esfuerzo normal es 15 unidades menor. Aunque el plano a 45° sufre un esfuerzo de cizalla mayor, la roca tenderá a romper por el otro, debido a que el esfuerzo normal que se opone a su deslizamiento es mucho menor.

Una teoría o modelo de fracturación que se basa en las consideraciones anteriores fue propuesta por los físicos Coulomb y Navier, por lo que recibe el nombre de **criterio de Coulomb** o de **Navier-Coulomb**. Esta teoría o criterio propone que las rocas se rompen por planos en los que se cumple la ecuación:

$$\tau = C_0 + \mu \sigma$$

donde τ y σ son las componentes de cizalla y normal sobre el plano.

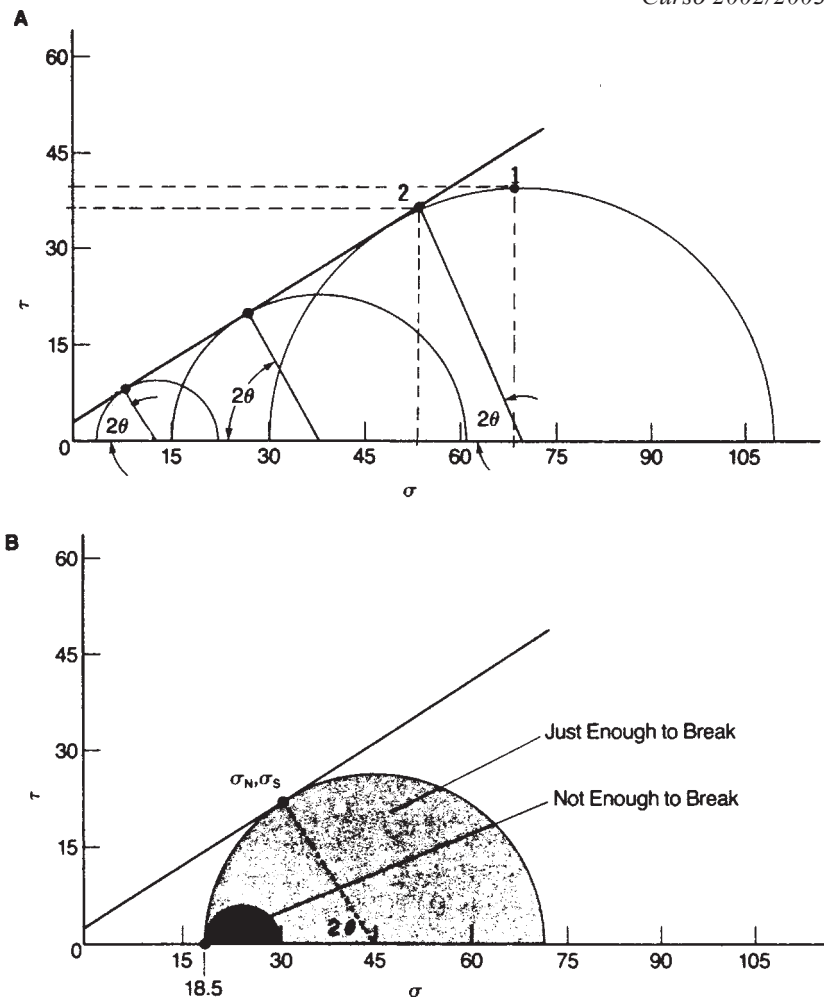


Figura 5-2- Criterio de Coulomb representado en un diagrama de Mohr.

C_0 se denomina **resistencia cohesiva** o **cohesión primaria**, y es el esfuerzo de cizalla necesario para romper una roca por un plano en el cual el esfuerzo normal es cero. A veces se denota como τ_0 o como S ó S_0 (de “shear”: cizalla).

μ es el llamado **coeficiente de rozamiento interno** o **coeficiente de fricción** (y no tiene nada que ver con la viscosidad, pese a utilizarse el mismo signo). Multiplicado por el esfuerzo normal da el esfuerzo de rozamiento que hay que superar para producir deslizamiento.

El significado del criterio es el siguiente: si en un plano de una roca el esfuerzo de cizalla supera la resistencia que la roca opone a la rotura, debida a la cohesión entre las partículas que la componen y, además, es capaz de vencer la fuerza de rozamiento que se opone al deslizamiento de los dos bloques de roca a ambos lados de dicho plano, la roca se romperá por él. La ecuación es la de una recta, llamada **línea de fracturación** y representada en la Fig.5-2 A como la tangente a los círculos de Mohr. Supuestamente, cada roca estará caracterizada por una recta de ese tipo. La pendiente de la recta es el coeficiente de fricción, y su ordenada en el origen es la resistencia cohesiva. Si en un determinado estado de esfuerzo, el círculo de Mohr para los esfuerzos mayor y menor no toca a la recta, como en el caso del círculo negro de la Fig.5-2 B, no se producirán fracturas. Si el círculo toca a la recta, como en el caso del círculo gris, la roca se romperá por planos que forman con la dirección del esfuerzo mayor un ángulo θ . Puede producirse rotura en un plano o en varios y, en este último caso, los planos pueden ser todos paralelos o pertenecer a dos familias distintas (conjugadas) que formarían entre sí un ángulo igual a 2θ . En ningún caso el círculo de Mohr puede cortar a la recta en dos puntos, pues cuando es tangente en un punto, la roca rompe y no puede sostener esfuerzos diferenciales mayores. Por tanto, ningún plano de la roca puede soportar esfuerzos de cizalla y normales que se proyecten por encima de la recta de fracturación.

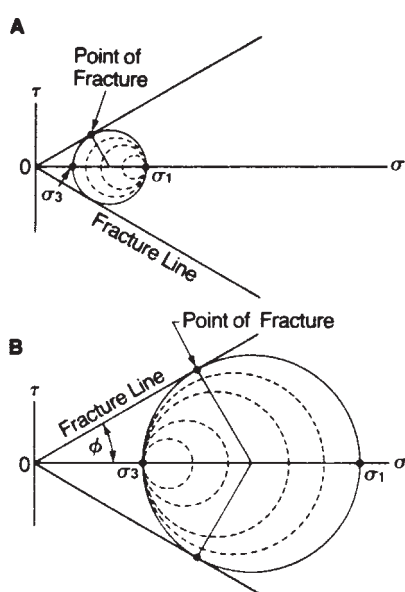


Figura 5-3- Experimentos de fracturación realizados con arena seca (resistencia cohesiva nula).

Aunque a menudo se representa sólo la parte superior del diagrama de Mohr cuando se trata de la fracturación, hay que señalar que el diagrama completo incluye dos rectas simétricas con respecto al eje de abscisas. Eso se debe a que la ecuación se cumple tanto para valores de τ positivos (senestros, según nuestro convenio de signos) como negativos (dextros). De hecho, las dos familias de fracturas conjugadas que pueden desarrollarse corresponden cada una a uno de los dos signos posibles de τ . La Fig.5-3 muestra lo que sucede en dos experimentos diferentes con arena seca no consolidada, que es un material que se adapta perfectamente al criterio de Coulomb pero que carece de cohesión primaria. En el dibujo superior, se han fijado σ_1 y σ_3 y se ha ido disminuyendo σ_3 (sucesivos círculos a trazos) hasta que el círculo de Mohr toca a la línea de fracturación definida por el criterio de Coulomb. En ese momento, se producirán fracturas. En el dibujo inferior, se han fijado σ_1 y σ_3 y se ha ido aumentando σ_1 hasta que el círculo de Mohr toca a la recta, produciéndose también

fracturación. Como puede verse aquí y en la Fig.5-2, hay infinitos estados de esfuerzo posibles que pueden provocar rotura en una roca determinada. Pero en una roca que se adapte perfectamente al criterio de Coulomb, los planos de rotura por cizalla siempre forman el mismo ángulo con σ_1 : el ángulo 2θ es siempre el mismo porque el radio del círculo de Mohr que pasa por el punto que representa el plano de rotura es perpendicular a la línea de fracturación (Fig.5-2A). El ángulo que forma la recta con el eje de abscisas se suele denotar como Φ y se denomina **ángulo de fricción** o **rozamiento interno**. Su tangente es μ , y se relaciona con los planos de rotura por: $\Phi = 90 - 2\theta$ (Fig.5-4). Los valores típicos de Φ en las rocas oscilan entre 30° y 40° .

Para un comportamiento perfecto de tipo Coulomb, como el ilustrado en la Fig.5-4, se producirán fracturas de cizalla siempre que el círculo de Mohr sea tangente a la línea de fracturación y esto puede darse tanto

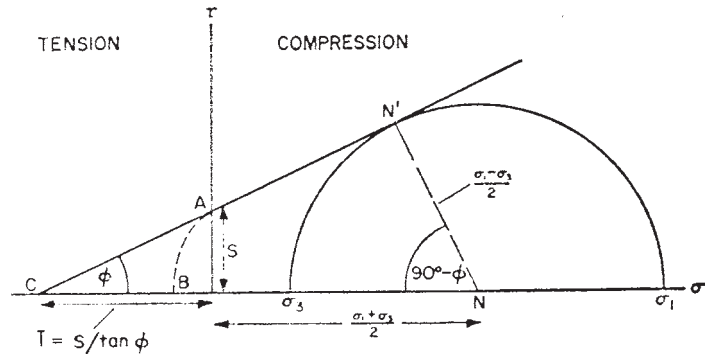


Figura 5-4- Significado de Φ , T y S.

si los esfuerzos principales mayor y menor son compresivos como si son tensionales o si uno es compresivo y el otro tensional. Una situación especial se daría en el caso de un esfuerzo de tipo hidrostático tensional con $\sigma_1 = \sigma_3 (= T)$. En este caso podrían producirse fracturas tensionales en cualquier dirección, puesto que ese punto representa un estado de esfuerzo con esfuerzos tensionales iguales en todas direcciones y está en la línea de fracturación, es decir, cumple las condiciones de rotura. T se denomina **resistencia tensional** y es el esfuerzo normal necesario para romper una roca por un plano en el cual el esfuerzo de cizalla es cero. Se denota también como σ_0 y T_0 . Como puede verse, en una roca que siga perfectamente el criterio de Coulomb, $T = S / \tan \Phi$, lo que, para los valores de Φ normales significa que T es del orden del doble o el triple de S ($S = C_0$, es la resistencia cohesiva).

Cuando se llevan a cabo experimentos de fracturación con las rocas se observa que éstas no siguen siempre el criterio de Coulomb. En general, cuando el esfuerzo menor es tensional, los ángulos que las fracturas forman con el esfuerzo mayor se apartan bastante de los previstos por el criterio. Además, la resistencia tensional no es del orden del doble o triple de la resistencia cohesiva sino, por el contrario, aproximadamente la mitad. Es decir, se necesita mucho menos esfuerzo tensional para romper las rocas del que predice el criterio de Coulomb. Un modelo más válido para cuando existen esfuerzos tensionales es el denominado **criterio de Griffith**, que tiene en cuenta la existencia de pequeñas imperfecciones en las rocas, generalmente huecos o grietas microscópicas. Aunque el esfuerzo principal tensional medio a lo largo de la roca tenga un determinado valor, en detalle se producen concentraciones de esfuerzos tensionales anormalmente altas en los extremos de grietas o huecos aproximadamente normales al esfuerzo mayor (Fig.5-5). Esa concentración de esfuerzos hace que la grieta se propague en

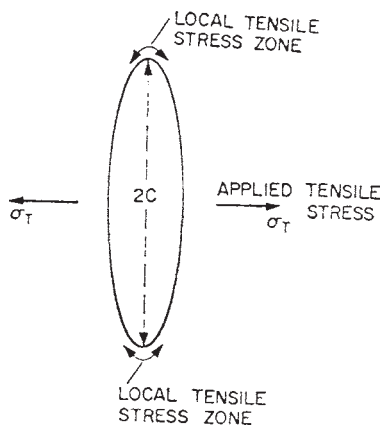


Figura 5-5- Concentración local de esfuerzo en los extremos de un hueco microscópico

esos extremos cuando el esfuerzo en ellos es suficiente, aunque el esfuerzo tensional medio en la roca sea mucho menor. La propagación de varias grietas o imperfecciones microscópicas hace que se unan unas con otras provocando fracturas macroscópicas.

El cálculo del esfuerzo medio crítico necesario para que los esfuerzos anómalos puedan hacer que el defecto inicial se propague es complicado, por lo que no lo vamos a deducir. Una de las ecuaciones que expresan el criterio de Griffith y que más se adaptan a la realidad es:

$$\tau^2 + 4T\sigma - 4T^2 = 0,$$

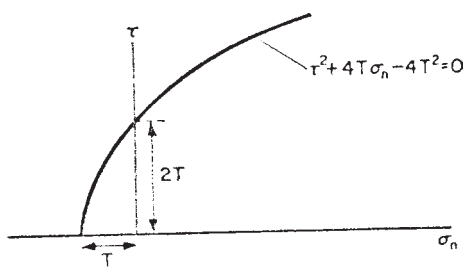


Figura 5-6- Expresión gráfica del criterio de Griffith.

donde T es la **resistencia tensional**. Esta ecuación es la de una curva parecida a una parábola (Fig.5-6) y representa el criterio de fracturación cuando al menos uno de los esfuerzos principales es tensional. Como puede apreciarse, la resistencia tensional es del orden de la mitad de la resistencia cohesiva.

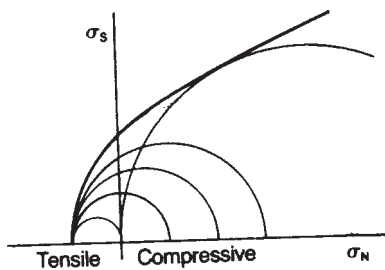


Figura 5-7- Relación entre el criterio de Griffith y distintos estados de esfuerzo.

La Fig.5-7 muestra cuatro estados de esfuerzo en los cuales el esfuerzo principal menor coincide con la resistencia tensional. En todos esos casos, se producirán fracturas tensionales, es decir, con separación de los dos labios. El ángulo de las fracturas con el esfuerzo mayor será cero, pues el punto de contacto entre el círculo de Mohr y la curva está en el eje de abscisas. Eso implica que serán perpendiculares al esfuerzo menor. La componente de cizalla en los planos de rotura será cero y la normal igual a σ_3 . La principal diferencia,

en lo que respecta a las fracturas tensionales, con el criterio de Coulomb es que éste sólo predice tal tipo de fracturas en estados de esfuerzos tensionales hidrostáticos y, en las condiciones adecuadas, se producirían en todas direcciones. El criterio de Griffith, por el contrario, predice también fracturas tensionales en estados triaxiales con un esfuerzo tensional y, dadas las condiciones adecuadas, se produciría uno sólo sistema de fracturas orientadas perpendicularmente al esfuerzo menor. Si el esfuerzo menor está muy próximo a la resistencia tensional, el círculo de Mohr puede cortar a la curva en dos puntos próximos al eje de abscisas. En ese caso, el criterio predice que las fracturas se formarán en dos sistemas conjugados a muy pocos grados de la dirección del esfuerzo mayor.

5.2.-ENVOLVENTE DE MOHR O CURVA INTRÍNSECA

Si se somete a una determinada roca a una serie de experimentos de corta duración en una prensa triaxial, puede obtenerse una línea de fracturación empírica, es decir experimental. Normalmente se fija la presión confinante, o sea, la presión del líquido que rodea a la muestra, que representa el menor de los esfuerzos principales, y se va aumentando el esfuerzo en la dirección vertical hasta que la roca rompe. El esfuerzo en el momento de la rotura queda registrado en un gráfico y con él y la presión confinante puede dibujarse el círculo de Mohr. El ángulo que las fracturas forman con el esfuerzo mayor permite dibujar un

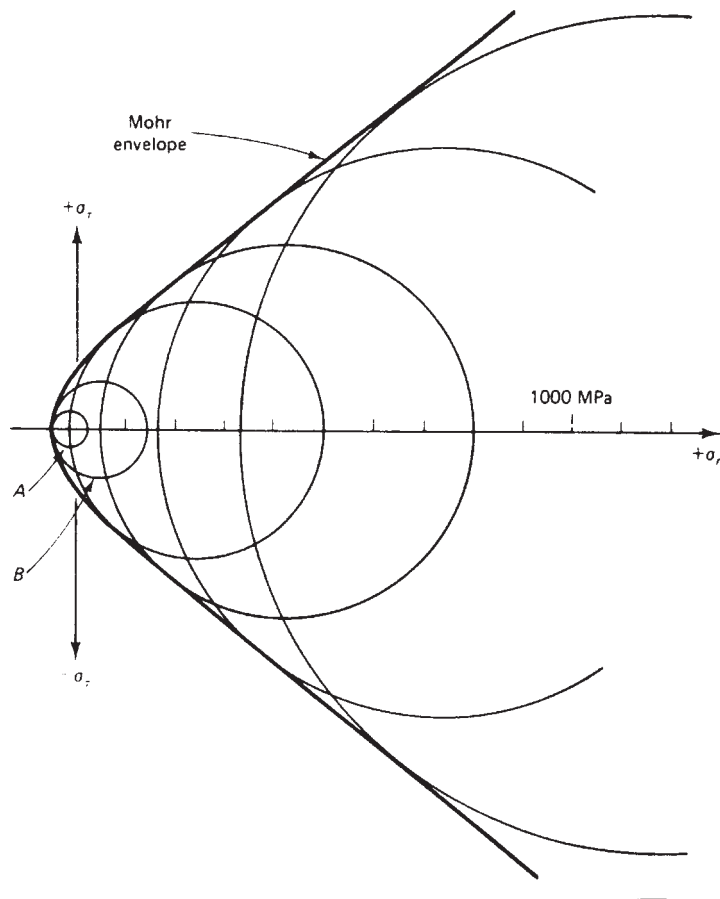


Figura 5-8- Envolventes de Mohr de una diabasa

punto en el círculo de Mohr (o dos simétricos, si las fracturas se han producido en dos sistemas conjugados) que representa el plano de fractura. Repitiendo el experimento con muestras diferentes de la misma roca para distintas presiones de confinamiento, se obtienen varios puntos y uniéndolos se obtiene la línea de fracturación.

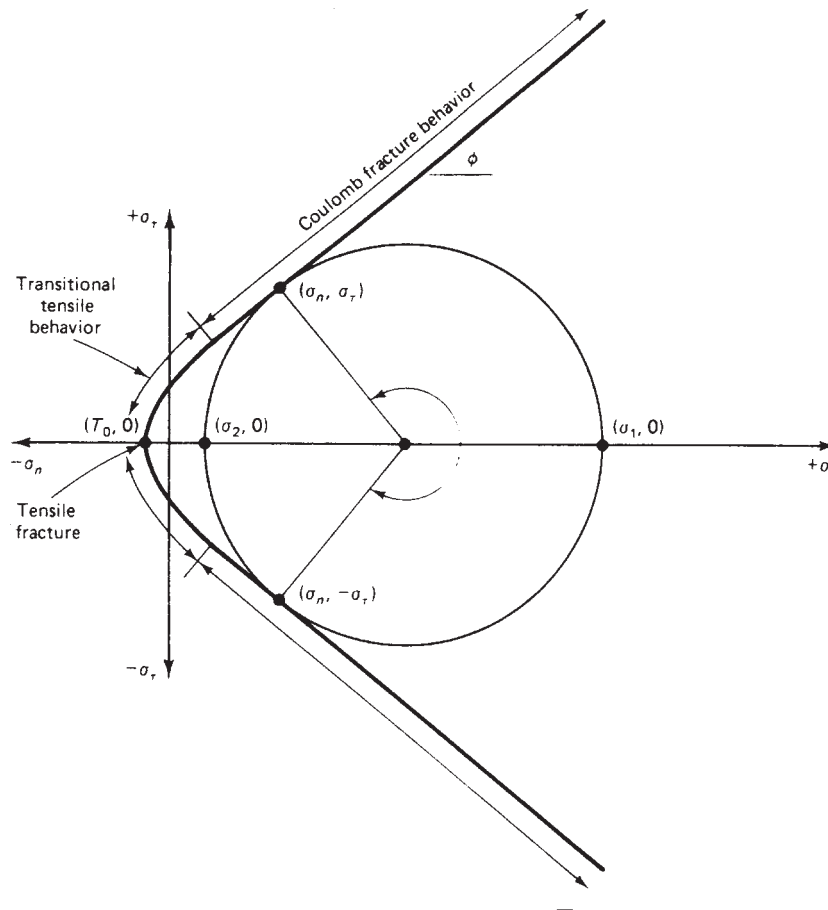


Figura 5-9- Los tres campos de la envolvente de Mohr

La mayor parte de las rocas dan una línea de fracturación como la mostrada en la Fig.5-8, que corresponde a una diabasa (roca básica). La línea de fracturación empírica se denomina **envolvente de Mohr** o **curva intrínseca** y es la línea que separa los estados de esfuerzos posibles de los imposibles para esa roca: ninguna roca puede soportar esfuerzos cuyo círculo de Mohr caiga en parte por fuera de la curva. La curva intrínseca consiste, en la mayor parte de los casos, en una especie de parábola muy parecida a la curva que expresa el criterio de Griffith, que corta al eje de abscisas en su parte negativa, y que se abre hacia su parte positiva, donde se continúa por dos rectas simétricas. Esto quiere decir que cuando al menos uno de los esfuerzos principales es tensional, el criterio de Griffith es una buena aproximación al comportamiento de las rocas ante la fracturación y que cuando todos los esfuerzos principales son compresivos, la mejor aproximación la suministra el criterio de Coulomb.

La Fig.5-9 muestra tres campos posibles de fracturación a lo largo de la envolvente de Mohr: las ramas rectas corresponden a las **fracturas de cizalla**, que siguen el criterio de Coulomb, y el punto donde la envolvente corta al eje de abscisas representa las **fracturas tensionales** puras, que se forman a 90° del esfuerzo menor (tensional) y en las que los dos labios se separan en una dirección perpendicular al plano de fractura. El tercer campo, llamado **tensional transicional**, corresponde a la parte curva de la envolvente y, en él, se producen fracturas que en parte son de cizalla y en parte de tensión, es decir, con separación de los dos labios y, además, movimiento lateral relativo de uno respecto al otro. El ángulo que esas fracturas forman con el esfuerzo principal mayor es siempre menor que el del campo que

sigue el criterio de Coulomb, y se acerca a cero a medida que el esfuerzo menor se acerca al valor de la resistencia tensional. Dicho más sencillamente: para esfuerzos principales compresivos, las rocas pueden fracturarse según dos familias conjugadas de fracturas sin separación de sus labios, que forman con el esfuerzo mayor un ángulo de entre 25° y 35°; si al menos uno de los esfuerzos principales es tensional, pueden darse fracturas con separación, que forman con el esfuerzo mayor ángulos menores de 25°, llegando a darse a 0° de él, o a 90° del esfuerzo menor, cuando éste iguala la resistencia tensional.

Se han realizado muchos experimentos de fracturación de diversos tipos de rocas, observándose que sus comportamientos no son tan diferentes como en principio pudiera parecer. La Fig.5-10 muestra un gráfico realizado por Byerlee, que relaciona el esfuerzo normal y el de cizalla máximo, aquel para el que se produce deslizamiento en las fracturas, para muchas rocas previamente fracturadas. La relación

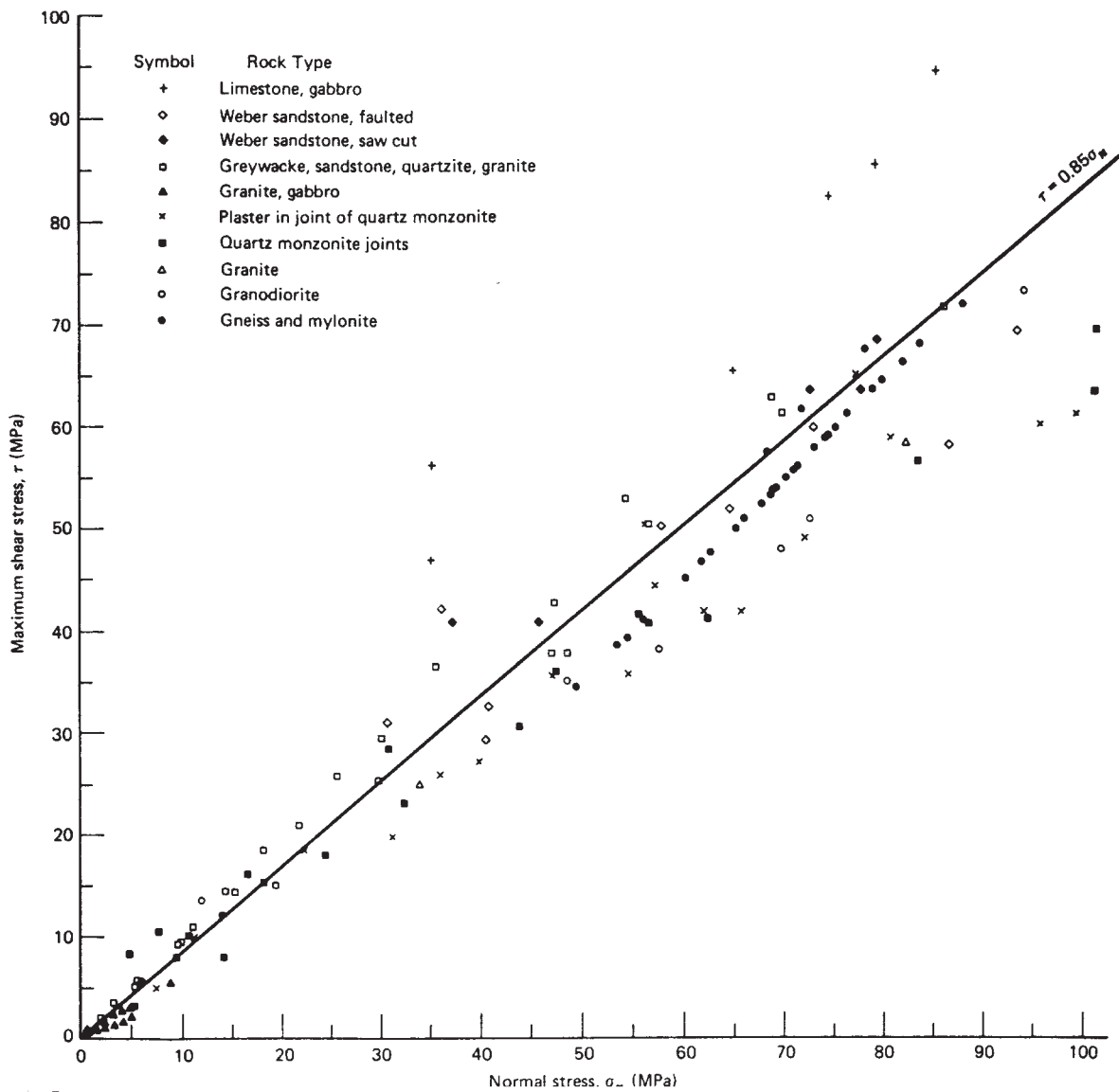


Figura 5-10- Cálculo del coeficiente de fricción para distintas rocas.

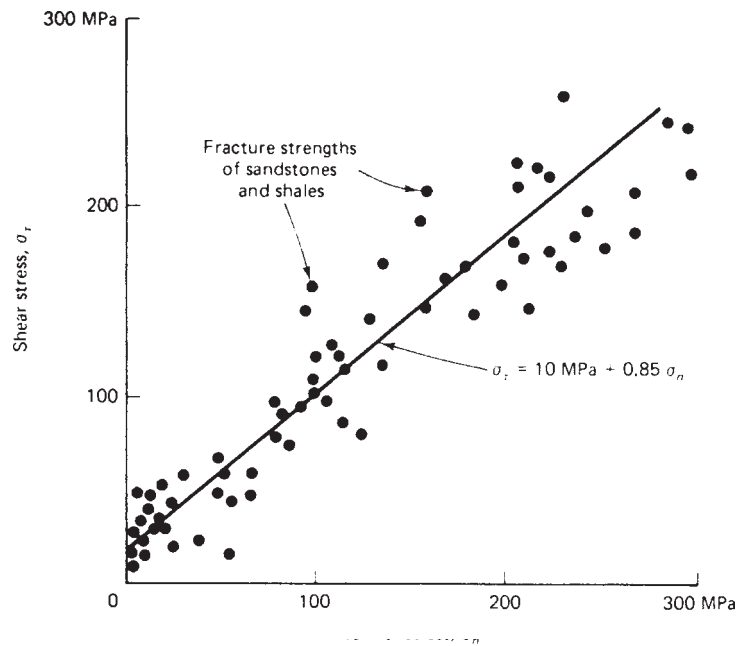


Figura 5-11- Resistencia a la fracturación de areniscas y argilitas (*sandstones* y *shales* respectivamente) y cálculo de la envolvente de Mohr.

entre τ y σ es μ , es decir, el coeficiente de fricción, pues al estar las rocas ya fracturadas, el esfuerzo de cizalla no tiene que superar la resistencia cohesiva. La mayor parte de las rocas se adaptan aproximadamente a una recta cuya ecuación es:

$$\tau = 0,85 \sigma.$$

Por tanto, un valor del coeficiente de fricción de $\mu = 0,85$ ($\Phi = 40^\circ$) es común para muchos tipos de rocas naturales. La Fig.5-11 muestra distintos puntos de fracturación en arenisca y argilita no fracturadas previamente. Los puntos definen aproximadamente una recta de ecuación:

$$\tau = 10 \text{ Mpa} + 0,85 \sigma,$$

siendo 10 MPa el valor de la resistencia cohesiva. Los valores típicos de la resistencia cohesiva para las rocas oscilan entre 5 y 200 MPa (0,05 a 2 Kb aproximadamente).

Los experimentos muestran que valores de 0,85 para el coeficiente de fricción son válidos cuando el esfuerzo normal que actúa sobre los planos de fractura es menor de 200 MPa (2 Kb). Cuando el esfuerzo normal es mayor, se observa un cambio en el comportamiento de muchas rocas, que se rigen también por el criterio de Coulomb, pero con una ecuación diferente:

$\tau = 50 \text{ MPa} + 0,60 \sigma$, es decir, para grandes esfuerzos la pendiente de la línea de fracturación es menor ($\mu = 0,6$, $\Phi = 31^\circ$).

Una consecuencia del comportamiento de Coulomb es que cuanto mayor es el esfuerzo menor, más tiene que aumentar el mayor para producir rotura: el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), equivalente al diámetro del círculo de Mohr, debe aumentar para que el círculo toque a la recta, que está cada vez más lejos del eje de abscisas. Aplicado a las condiciones naturales, como con el aumento de profundidad en

la Tierra el esfuerzo menor aumenta, debido a la carga litostática, esto implica que se necesitan esfuerzos diferenciales enormes para romper las rocas a grandes profundidades. Sin embargo, al aumentar la profundidad, también lo hace la temperatura, y ésta favorece un comportamiento dúctil de las rocas. La línea de fracturación es independiente (o casi) de la temperatura, pero la deformación dúctil es, por el contrario, extremadamente dependiente. De hecho, la deformación por deslizamiento intracrystalino con migración de dislocaciones y acompañada de restauración o recristalización, es un mecanismo cuyo comportamiento es parecido al perfectamente plástico: alcanzado un determinado esfuerzo, la deformación progresa de manera continua a una velocidad constante. El esfuerzo para el cual se produce deformación a una velocidad geológicamente razonable se denomina **resistencia plástica** de la roca (“*plastic strength*”) y su significado es, para la deformación natural, parecido al del **esfuerzo de cesión** (“*yield strength*”) para los experimentos de corta duración. Para cada roca, la resistencia plástica depende de la temperatura y, en cambio, es bastante independiente de la presión.

La Fig.5-12 muestra la línea de fracturación de una diabasa y las líneas en las que se produce deformación plástica para la misma roca a distintas temperaturas. Obsérvese que al aumentar la temperatura, la resistencia plástica decrece fuertemente. Para 425°C, p. ej., se produce deformación plástica a partir de un esfuerzo de cizalla de unos 500 MPa y para 400°, a partir de 750 MPa. Si el esfuerzo menor es pequeño, p. ej., 40 MPa, se necesita un esfuerzo mayor igual a unos 760 MPa para producir la fracturación (círculo de Mohr grande a la izda.). A una T de 475°C, con un esfuerzo máximo de poco más de 400MPa, la misma roca no rompería, sino que se deformaría plásticamente (círculo pequeño a la izda.). En teoría, podría llegar a aplicársele un esfuerzo máximo de 750 MPa y conseguir romperla, pero antes se alcanzarían velocidades de deformación plástica muy superiores a las que se dan en la naturaleza. Como esas velocidades tan rápidas no se producen en la naturaleza, salvo en casos

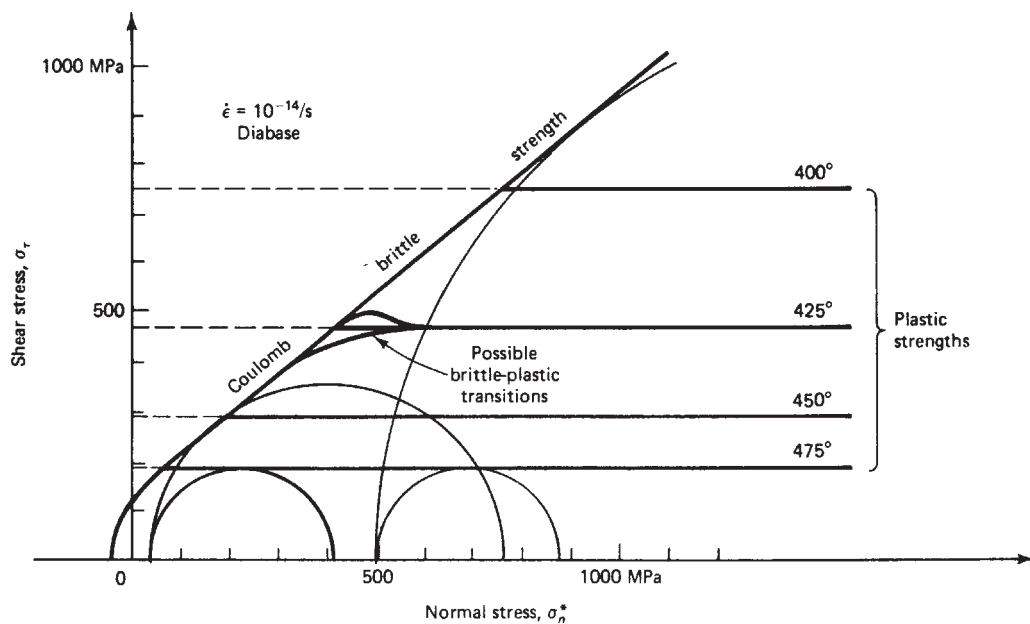


Figura 5-12- Línea de fracturación y resistencia plástica a varias temperaturas para una caliza.

excepcionales, se deduce que cuando en una roca se alcanza la resistencia plástica, la roca se deforma de manera dúctil y no resulta probable que rompa (salvo que contenga fluidos a presión, como más adelante veremos).

Una temperatura de 450° a 500°C suele existir a una profundidad de entre 15 y 20 Km en los continentes. La presión litostática a esas profundidades es de entre 380 y 530 MPa (3'8 y 5'3 Kb). Suponiendo que el esfuerzo menor fuera de ese orden (p. ej. 500 MPa), se necesitaría un esfuerzo mayor de unos 3000 MPa para romper la roca de la Fig.5-12 (círculo más grande, dibujado sólo parcialmente), mientras que con menos de 900 MPa la roca se deformaría plásticamente a 475°C con velocidad suficiente (círculo pequeño de la dcha.). Eso indica que existen dos formas esenciales de deformar las rocas o dos tipos de comportamiento de las mismas ante la deformación: el **comportamiento frágil** se da cuando las rocas alcanzan antes la línea de fracturación que la de resistencia plástica, lo que ocurre cuando están frías. El **comportamiento dúctil** se da cuando las rocas están calientes y alcanzan antes la resistencia plástica que la línea de fracturación. Entre uno y otro existe una zona de transición, en la cual el comportamiento se denomina **de transición frágil-dúctil** en el cual pueden producirse estructuras frágiles y dúctiles. Dado que la temperatura y la profundidad están íntimamente relacionadas, es obvio que el comportamiento frágil es característico de las partes más superficiales de la corteza (hasta unos 10 ó 15 km) y el dúctil de las más profundas (más de 15 o 20 km), existiendo una banda de entre 10 y 25 km con comportamientos de transición.

En el comportamiento frágil se produce lo que se llama **cesión o fallo frágil** ("brittle failure"), es decir, cuando las rocas no soportan más esfuerzo se rompen. Debido a que este comportamiento se rige, esencialmente, por el criterio de Coulomb, a mayores profundidades se necesitan mayores esfuerzos diferenciales para romper las rocas (el círculo de Mohr tiene que ser más grande para tocar la línea de fracturación cuanto más a la derecha esté). En el comportamiento dúctil, se produce **cesión o fallo dúctil** ("ductile failure"), es decir, cuando las rocas no soportan más esfuerzo se deforman dúctilmente. Debido a que la resistencia plástica es una línea horizontal para cada temperatura, a T constante el

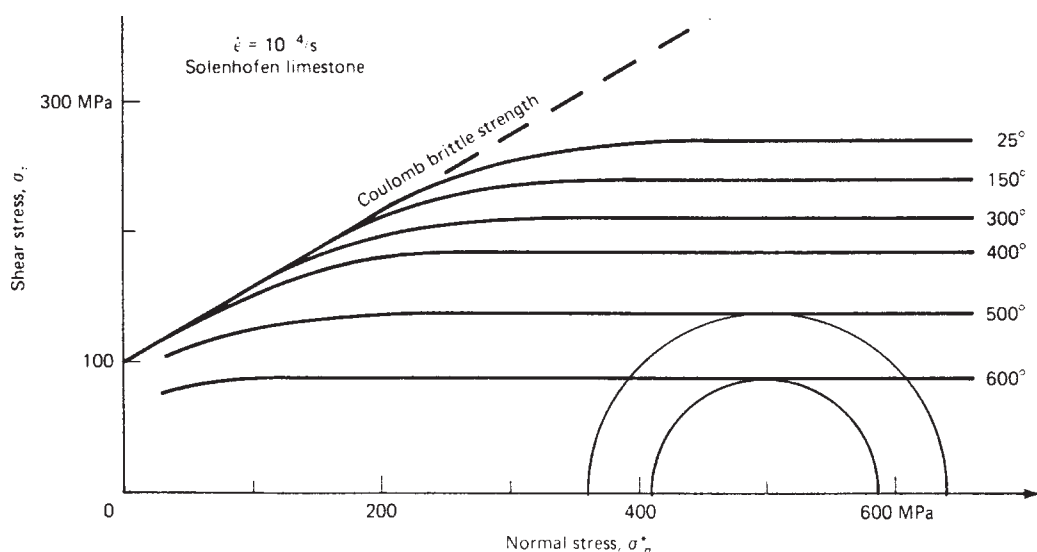


Figura 5-13- Línea de fracturación y resistencia plástica a varias temperaturas para una caliza.

esfuerzo diferencial necesario es constante, con independencia de la profundidad. Pero como la T aumenta con la profundidad, la resistencia plástica disminuye con la profundidad (Figs.12 y 13). Por tanto, a mayor profundidad, el esfuerzo diferencial necesario para la cesión es cada vez menor (el diámetro de un círculo de Mohr tangente a la línea de 600° es mucho menor que el de uno tangente a la de 500° en la Fig.5-13). Por tanto, los mayores esfuerzos diferenciales se dan en la Tierra cerca de la superficie y, a profundidades elevadas, suelen ser mínimos.

Influencia de la presión de fluidos

Ya se ha mencionado que las rocas suelen tener poros o intersticios y que éstos suelen estar llenos de fluidos. A cierta profundidad, la temperatura hace que estos fluidos estén en parte o totalmente en estado gaseoso y dado el poco espacio que tienen, ejercen una presión sobre los granos que rodean los intersticios. La Fig.5-14 muestra una serie de granos en contacto y los poros entre ellos (en punteado). En el centro se aprecia un detalle con varios granos en contacto. Los granos en contacto se transmiten esfuerzos externos (flechas) que en gran parte derivan de la presión litostática y en general tienden a mantenerlos unidos. Si los poros contienen fluidos a presión (derecha) ésta, que es hidrostática y, por tanto, igual en todas direcciones, se opone a los esfuerzos transmitidos por los granos y tiende a separarlos.

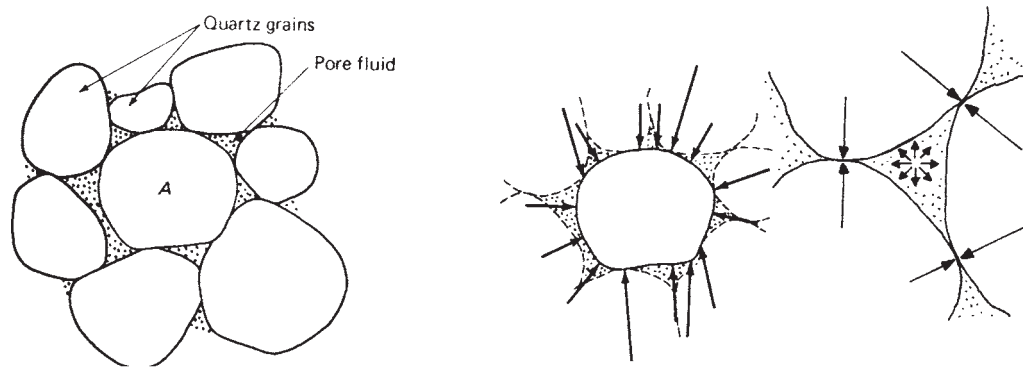


Figura 5-14- Esfuerzos transmitidos por los granos y presión de fluidos

Parece claro que el esfuerzo que actúa entre dos granos es, por tanto, igual al que tiende a mantenerlos unidos actuando perpendicularmente a la superficie de contacto menos la presión de fluidos. Este esfuerzo se denomina **esfuerzo normal efectivo** y fue definido por Terzaghi en 1923.

El esfuerzo normal efectivo en una dirección, que se denota como σ^* , es igual al esfuerzo normal real en esa dirección menos la presión de fluidos (P_f):

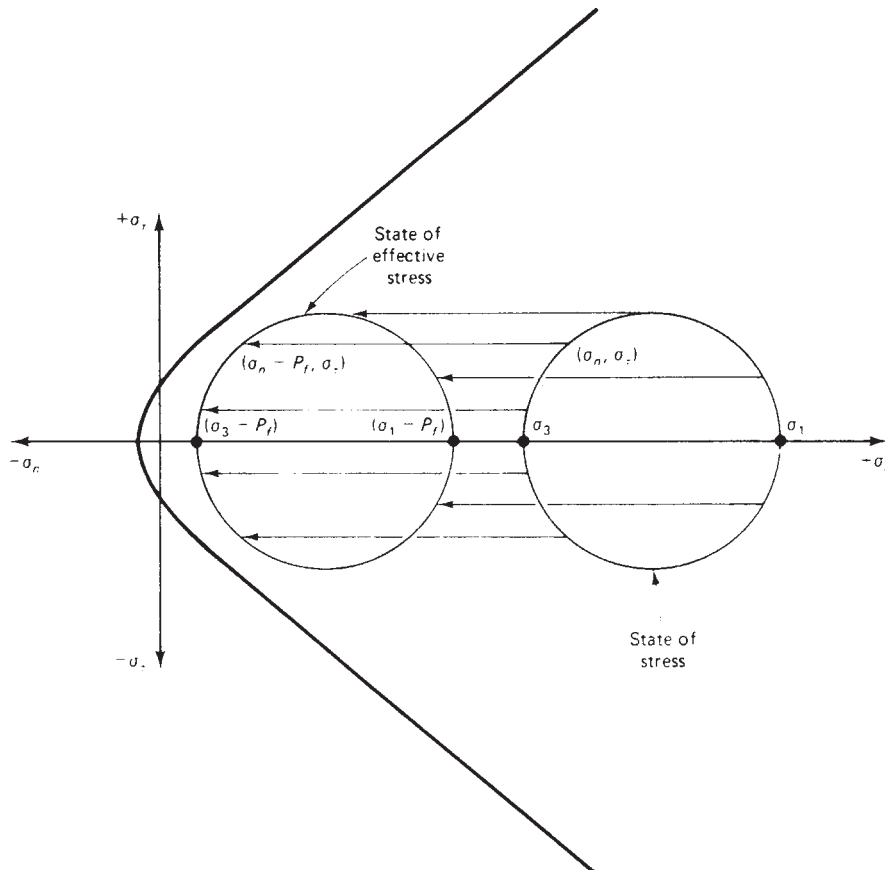


Figura 5-15- Influencia de la presión de fluidos sobre el círculo de Mohr. El concepto de esfuerzo efectivo.

$\sigma^* = \sigma - P_f$. Terzaghi propuso, y después se ha comprobado experimentalmente, que el esfuerzo que es útil para fracturar las rocas es, de hecho, el esfuerzo efectivo. En la Fig.5-15 puede verse la influencia de la presión de fluidos. Si una roca está sometida a un estado de esfuerzos como el caracterizado por σ_1 y σ_3 , no se romperá, porque el círculo de Mohr cae lejos de la línea de fracturación. Sin embargo, si contiene fluidos a presión, los **esfuerzos principales efectivos** serán:

$\sigma_1^* = \sigma_1 - P_f$ y $\sigma_3^* = \sigma_3 - P_f$, es decir, el círculo de Mohr se desplaza hacia la izquierda, aunque continúa con el mismo diámetro ($\sigma_1^* - \sigma_3^* = \sigma_1 - \sigma_3$). Si la presión de fluidos fuera un poco mayor que la representada en la Fig.5-15, el círculo de Mohr se desplazaría aun más a la izquierda y tocaría la envolvente de Mohr. En ese momento se producirían fracturas y, dependiendo del diámetro del círculo, éstas serían de cizalla ($\sigma_1 - \sigma_3$ grande), tensionales ($\sigma_1 - \sigma_3$ pequeño) o de transición ($\sigma_1 - \sigma_3$ intermedio).

La Fig.5-16 muestra la comprobación experimental de lo anterior para una arenisca. Los círculos de Mohr representan estados de esfuerzo reales que dan lugar a fracturación en experimentos con la roca seca ($P_f = 0$) y **estados de esfuerzo efectivos** ($P_f > 0$) con la misma roca húmeda y que también producen fracturas. Tanto unos como otros son tangentes (dentro del margen de error experimental) a la envolvente de Mohr definida para la roca seca. Otra comprobación de la teoría se ha

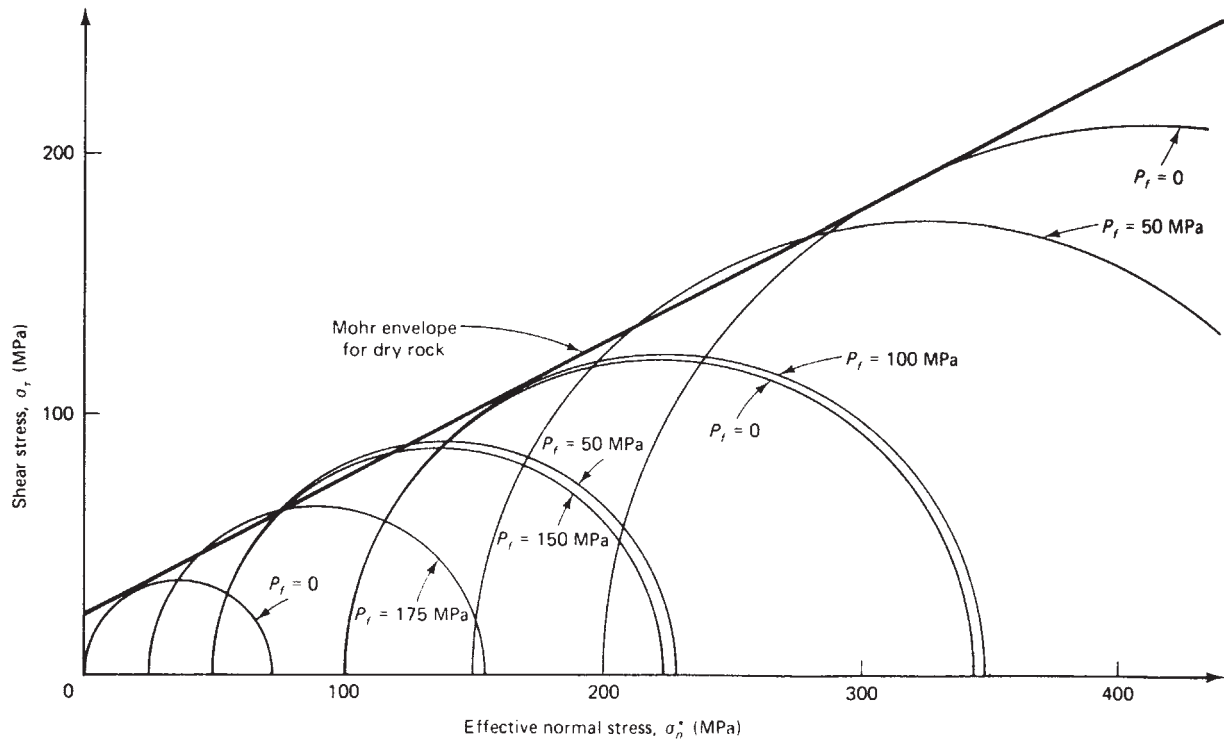


Figura 5-16- Comprobación experimental de que el estado de esfuerzo efectivo es el que induce la fracturación.

obtenido en zonas de explotación petrolífera al inyectar fluidos a presión en el interior de la corteza para recuperar hidrocarburos: a menudo se generan microsismos, lo que quiere decir que se ha producido fracturación o que algunas de las fracturas ya existentes ha rejugado.

La teoría del esfuerzo normal efectivo suministra una explicación para la presencia de fracturas en rocas deformadas dúctilmente a altas temperaturas, fracturas que generalmente son tensionales o tensionales de transición y suelen estar rellenas de precipitados minerales. Supongamos una roca a gran profundidad, sometida a un estado de esfuerzo como el de la Fig.5-15 a la derecha, suficiente para alcanzar su resistencia plástica. Esa roca se está deformando dúctilmente. Si tiene fluidos, la deformación dúctil a gran presión de confinamiento tiende a cerrar los poros, con lo que la presión de fluidos tenderá a aumentar. El círculo de Mohr del **estado de esfuerzo efectivo** se desplazará hacia la izquierda y cuando la presión de fluidos sea tal que el círculo toque a la envolvente, la roca se romperá. Como los esfuerzos diferenciales en la deformación dúctil son pequeños, las fracturas serán de tensión o tensionales, con una cierta separación entre los dos labios. Una vez abiertas las fracturas, el volumen que pueden ocupar los fluidos es mayor, por lo que su presión cae. Además, al bajar la presión, disminuye el coeficiente de solubilidad y parte del material disuelto en los fluidos se precipitará en las fracturas, formando venas o filones rellenos de cristales. La presión de fluidos decrece y la deformación continúa produciéndose dúctilmente hasta que un nuevo aumento de la misma de lugar a nuevas fracturas o abra más la ya existentes.

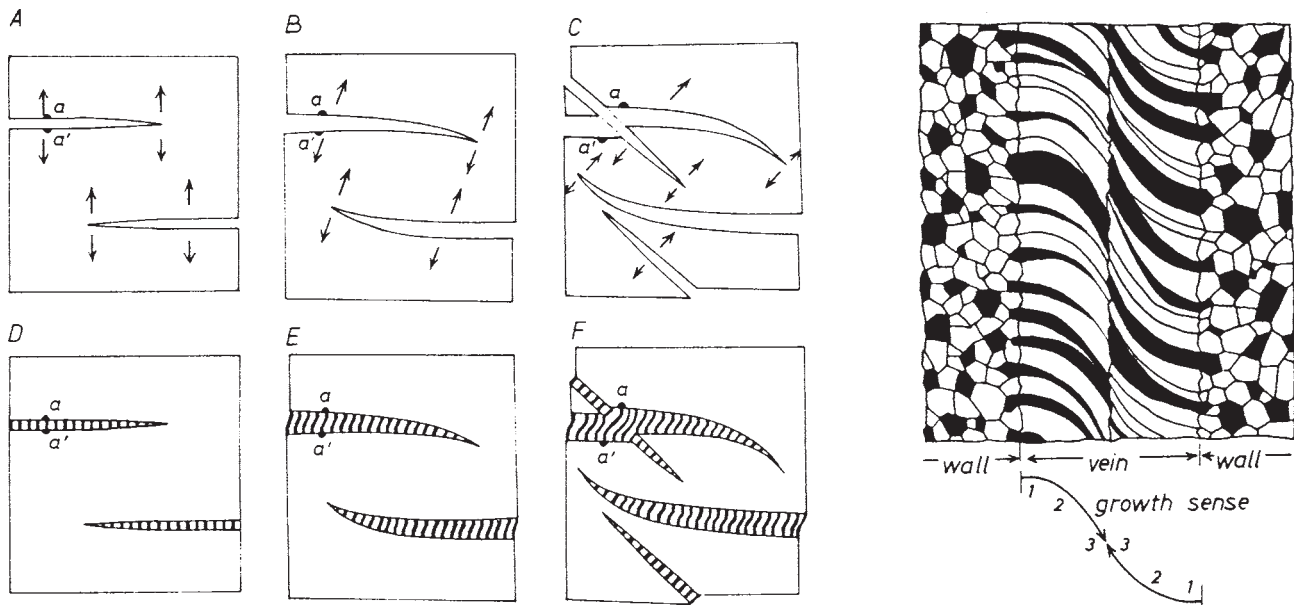


Figura 5-17- Apertura progresiva de venas (arriba) y crecimiento sintectónico de cristales fibrosos en ellas (debajo). Obsérvese la curvatura de las fibras (por ejemplo, la a-a') debido al cambio en la dirección de apertura de la vena. A la derecha, detalle de los cristales fibrosos, curvados en este caso, crecidos en continuidad cristalográfica con granos de roca de las paredes de la vena.

Frecuentemente, los cristales crecen tapizando las paredes de la grieta, formando lo que se denominan drusas. Cuando los cristales son alargados y perpendiculares a las paredes dan lugar a las llamadas **texturas en peine**, típicas p. ej., del cuarzo. Muchas veces la apertura de las fisuras y la precipitación de cristales son procesos continuos y los cristales son aciculares y al crecer todos paralelos dan agregados fibrosos con las fibras perpendiculares a la pared de la vena u oblicuas (Fig.5-17). Se denominan **fibras de crecimiento sintectónico** a estos cristales, que pueden crecer desde las paredes de la vena hacia el centro o al revés. A menudo las fibras son curvas, lo que indica que el movimiento relativo de las paredes de la vena no ha sido siempre en la misma dirección sino que ha variado en algunos de los incrementos de su apertura (Fig.5-17). Las fibras curvadas en forma de S se denominan **sigmoidales**.

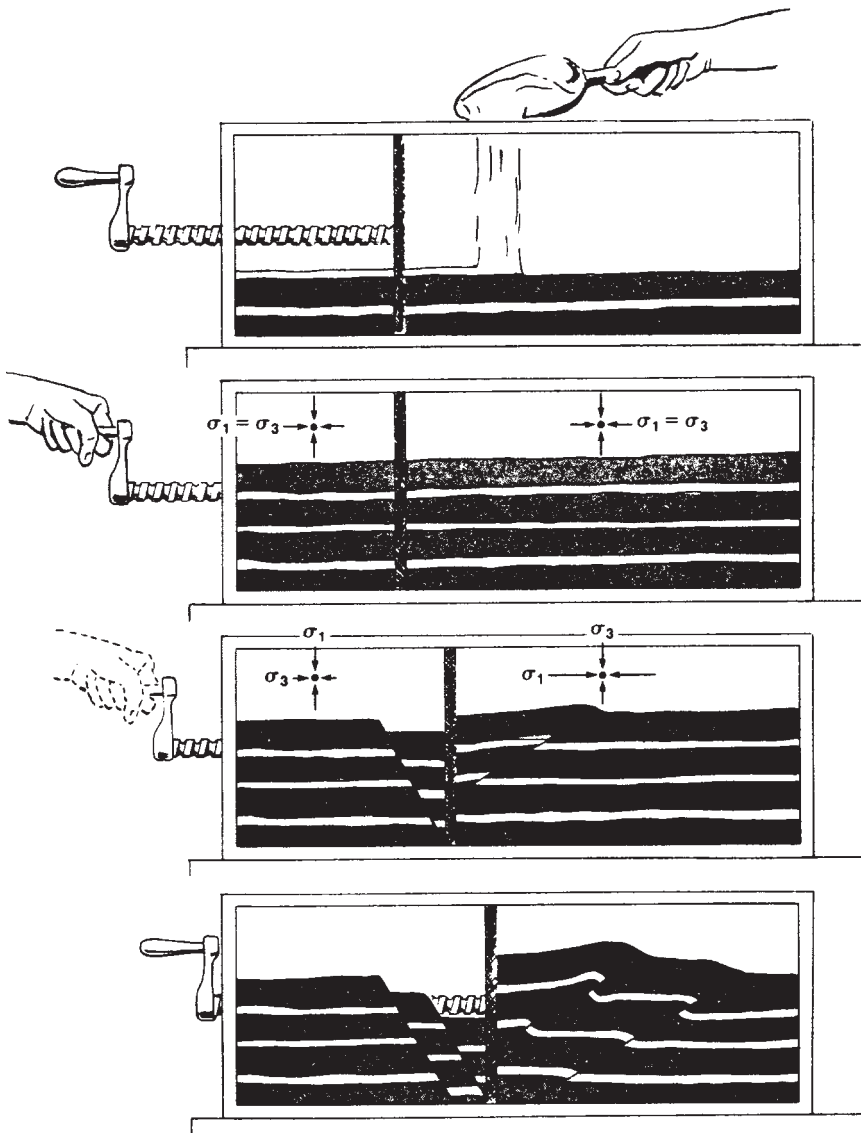


Figura 5-19- Experimento de fracturación con la caja de arena.

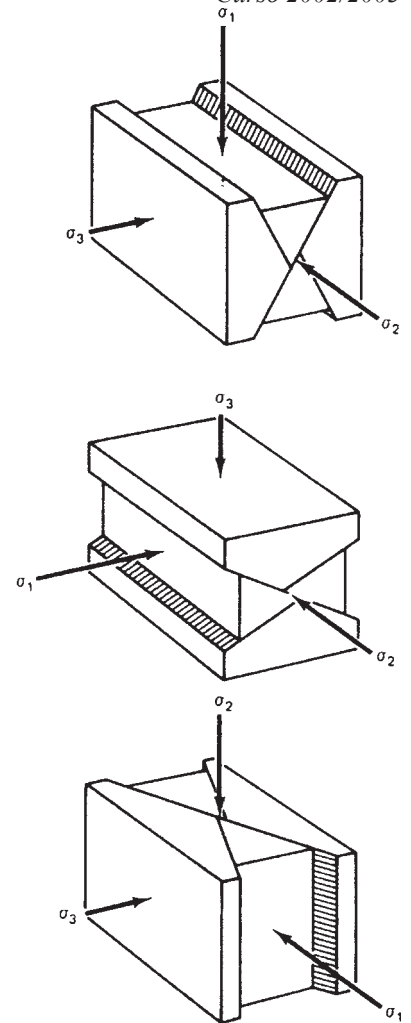


Figura 5-18- Teoría de fracturación de Anderson.

5.3.-CREACION Y MOVIMIENTO DE LAS FALLAS

Las fallas son fracturas de cizalla con un movimiento relativo apreciable. En rocas que no están fracturadas previamente, las fallas, como cualquier otro tipo de fracturas, se crean cuando el estado de esfuerzo es tal que en planos determinados de la roca se cumple la condición de fracturación, que viene dada por la envolvente de Mohr de esa roca. Como la superficie terrestre es siempre un plano principal del elipsoide de esfuerzo y como aproximadamente es horizontal a gran escala, dos de los esfuerzos principales cerca de la superficie deben ser horizontales y uno vertical. Un modelo sencillo de generación de fallas a poca profundidad es el conocido como la **teoría de fracturación de Anderson**. La teoría

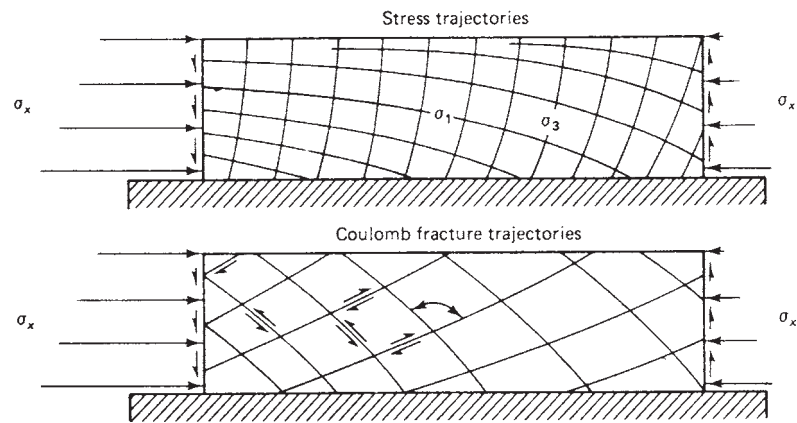


Figura 5-20- Trayectorias de esfuerzo en un bloque empujado desde la izquierda (arriba) y fallas inversas que pueden formarse (debajo).

asume un comportamiento de tipo Coulomb y predice que se formarán fallas normales allí donde el esfuerzo vertical sea el esfuerzo máximo, fallas inversas donde el esfuerzo vertical sea el mínimo y fallas de desgarre donde el esfuerzo vertical sea el intermedio (Fig.5-18). La teoría también predice que las fallas se formarán en dos familias conjugadas, que las fallas de desgarre serán verticales y que las fallas normales buzarán más que las inversas. Esto último se debe a que el ángulo que forman con el esfuerzo mayor debe ser de entre 25° y 35° . Por tanto, el máximo buzamiento de las fallas inversas previsto es de 35° y el mínimo buzamiento de las normales será de 55° .

La Fig.5-19 muestra un experimento de fracturación con la denominada “caja de arena”, un recipiente con paredes de cristal y con una lámina desplazable, que se llena de arena seca de distintos colores imitando capas horizontales. El desplazamiento de la lámina vertical crea un esfuerzo horizontal mayor que el vertical a la derecha y menor a la izquierda, formándose respectivamente fallas inversas y normales. El comportamiento de la arena es de tipo Coulomb, aunque sin cohesión primaria, y su coeficiente de fricción es igual a 0.58 ($\Phi = 30^\circ$, $\theta = 30^\circ$). El buzamiento de las fallas normales (60°) es mayor que el de las inversas (30°).

La teoría se adapta bastante bien a la realidad para el caso de muchas fallas normales y desgarres. Sin embargo, no explica las fallas inversas de alto ángulo, ni tampoco el hecho de que la existencia de dos familias conjugadas no sea frecuente en el caso de los cabalgamientos. La existencia, común, de fallas con buzamientos diferentes de los previstos, puede tener varias explicaciones. Una de ellas es simplemente que las fallas hayan sufrido rotación después de su formación, p. ej., por basculamiento debido a otra falla o por plegamiento. Otra causa posible es que sean fallas generadas en profundidad que han sido exhumadas por la erosión. En profundidad, los esfuerzos principales ya no tienen por qué ser horizontales o verticales y, de hecho, en general las trayectorias de esfuerzo se curvan hacia abajo. La Fig.5-20 muestra las trayectorias calculadas para los esfuerzos principales mayor y menor en el caso de un bloque paralelepípedo sometido a un esfuerzo horizontal que aumenta con la profundidad y es mayor, para cada profundidad, a la izda. que a la dcha. Esta situación es similar a la de una corteza

continental sometida a un empuje por parte de otra corteza, lo que ocurre p. ej. en el caso de las colisiones continentales. La parte inferior de la figura muestra las trayectorias de las fallas inversas que pueden producirse si los esfuerzos alcanzan el nivel adecuado. En una situación de ese tipo suelen producirse cabalgamientos hacia la dcha. (buzamiento hacia la izda.) con geometría lítrica, es decir, cóncava hacia arriba, siendo la curvatura una consecuencia de la curvatura de las trayectorias de esfuerzo.

Las fallas no se crean en su totalidad en un instante dado. Por el contrario, primero se crea una pequeña fractura que después se va propagando de forma más o menos radial. La zona donde se ha producido translación es la falla y se termina en la **línea terminación** (ver Capítulo 2.6.3, de los apuntes de Cartografía Geológica). La translación es mayor en el centro de la falla y se va amortiguando hacia la línea terminación. La zona donde la falla se está propagando se adapta a la envolvente de Mohr, lo que quiere decir que sigue el criterio de Coulomb de forma muy aproximada. Sin embargo, en la zona donde la fractura ya se ha producido, los esfuerzos no tienen que superar la resistencia cohesiva. En esa parte de las fallas y en fallas que se deslizan sin continuar propagándose en sus extremos, la condición de movimiento viene dada por un criterio de Coulomb modificado:

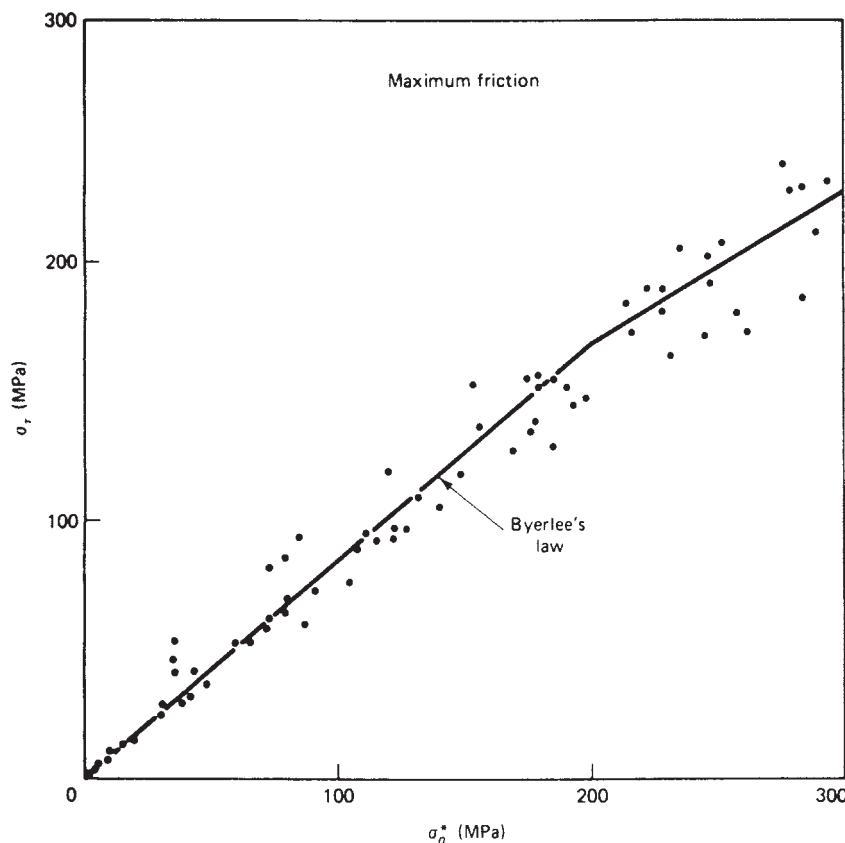


Figura 5-21- Cálculo del coeficiente de fricción para rocas sedimentarias para esfuerzos bajos y altos según Byerlee.

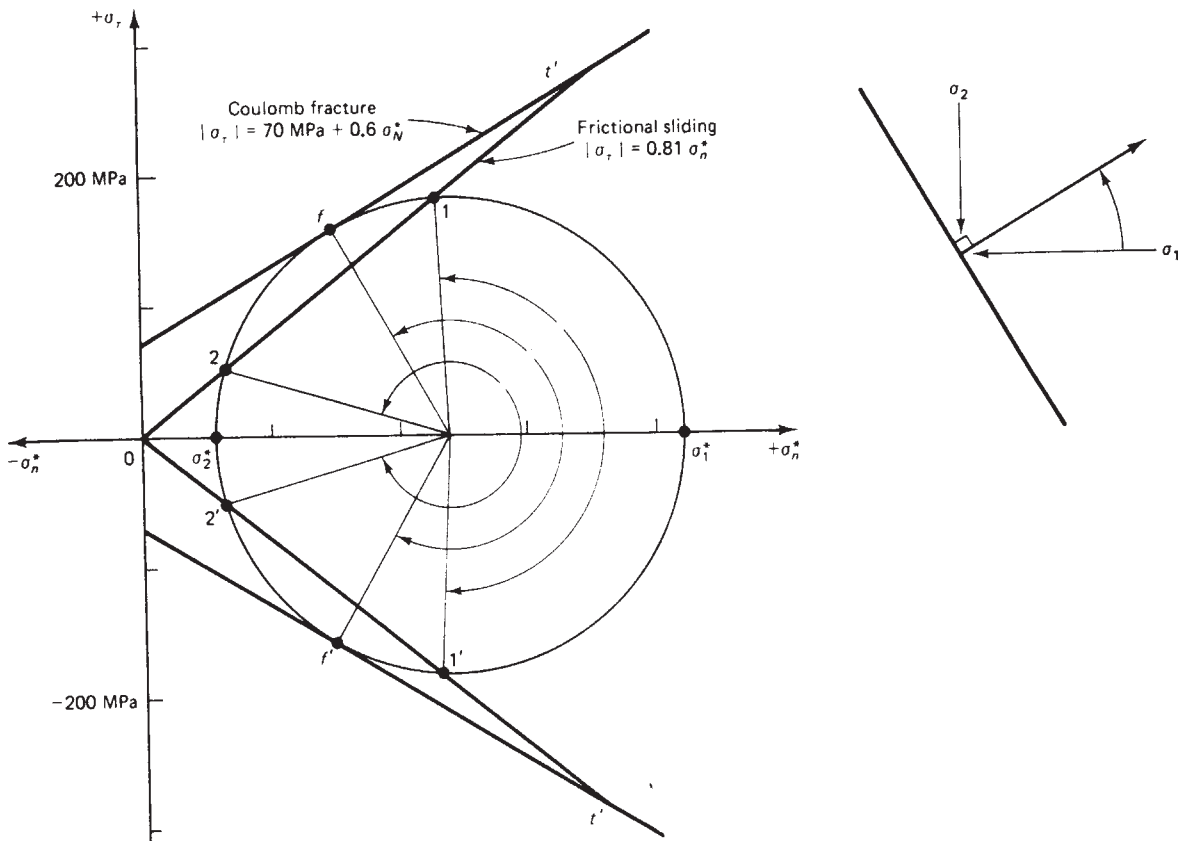


Figura 5-22- Línea de fracturación y línea de deslizamiento friccional (roca ya fracturada) de un arenisca. Cualquiera fractura previa orientada entre los puntos 1 y 2 se moverá antes de que se produzca fracturación según los planos f.

$\tau = A_0 + \mu \sigma$, donde A_0 es la adherencia, es decir, la fuerza que tiende a mantener unidos los dos labios de la falla una vez que ya se ha producido la rotura. De manera precisa, puede definirse **adherencia** como el esfuerzo necesario para mover los dos labios de una falla previamente creada, cuando el esfuerzo normal que actúa sobre ella es cero.

A poca profundidad la adherencia es prácticamente nula. Sin embargo, como ya hemos visto, para valores del esfuerzo normal sobre el plano de rotura superiores a 200 MPa (lo que equivale a profundidades superiores a unos 7 u 8 Km), la ecuación empírica de deslizamiento es:

$$\tau = 50 \text{ MPa} + 0.60 \sigma \text{ (ver Fig.5-21).}$$

Los 50 MPa de la derecha de la ecuación no equivalen a la resistencia cohesiva, puesto que Byerlee realizó sus experimentos con rocas previamente fracturadas. La conclusión es que ese término equivale a la adherencia, que tiene un valor diferente de cero a partir de cierta profundidad.

Otro aspecto del movimiento de las fallas es la existencia de fracturas o discontinuidades previas. La Fig.5-22 muestra una roca que se rige por una ley empírica de fracturación:

$$\tau = 70 \text{ MPa} + 0'60 \sigma$$

Si la roca no está rota, el esfuerzo menor efectivo es σ_2^* y el mayor σ_1^* , la roca se romperá por el plano f. Si esa misma roca está rota y el deslizamiento friccional en sus discontinuidades previas se rige por la ecuación:

$$\tau = 0'81 \sigma$$

,el estado de esfuerzo anterior corta a la recta que expresa esta última ecuación en los puntos 1 y 2 (y 1' y 2'). Esto implica que cualquier plano que tuviera una orientación comprendida entre la de esos dos puntos ya se habría deslizado antes de que se produjera nueva fracturación según el plano f. Los puntos 1 y 2 son extremos, en el sentido de que para ese estado de esfuerzo, hay iguales probabilidades de producir deslizamiento en ellos que de crear nuevas fracturas (nótese que los ángulos dibujados corresponden a α , es decir, el ángulo entre el esfuerzo mayor y la normal al plano, en vez de a θ). Por

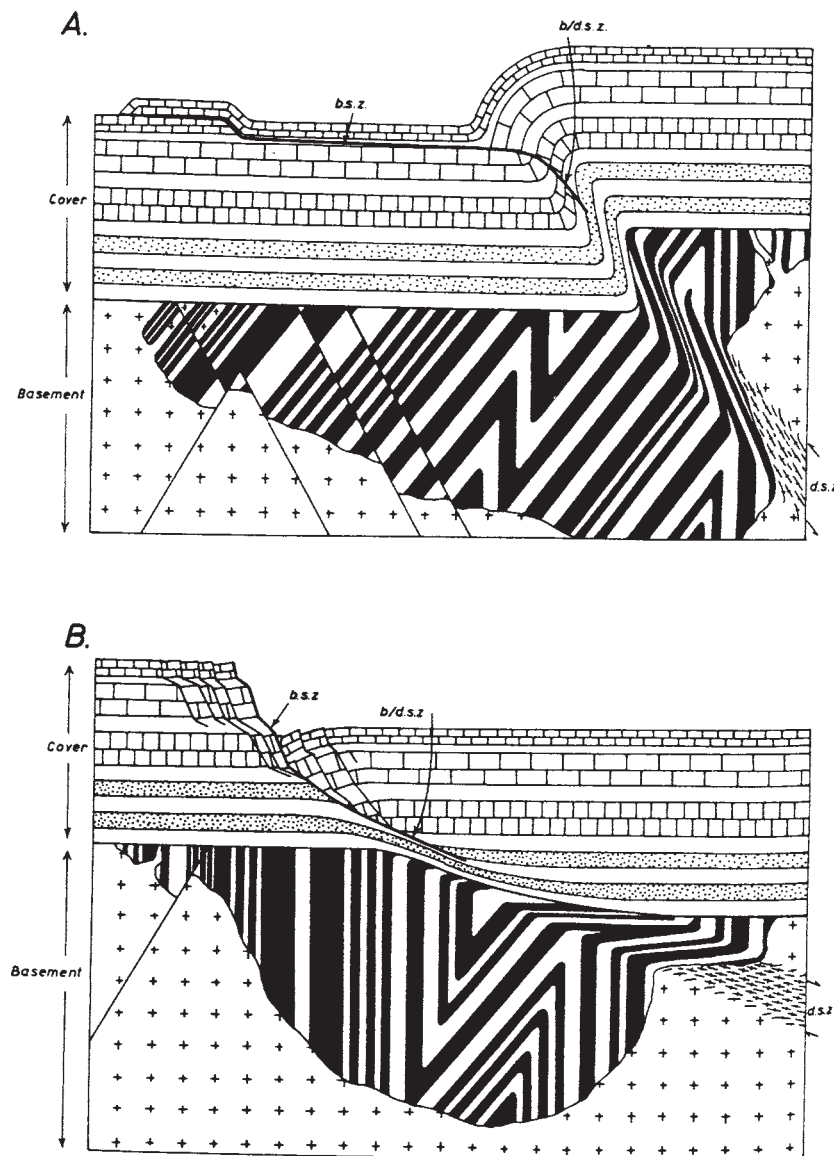


Figura 5-23- Zonas de cizalla inversa (arriba) y normal (abajo) afectando a un basamento y su cobertera.

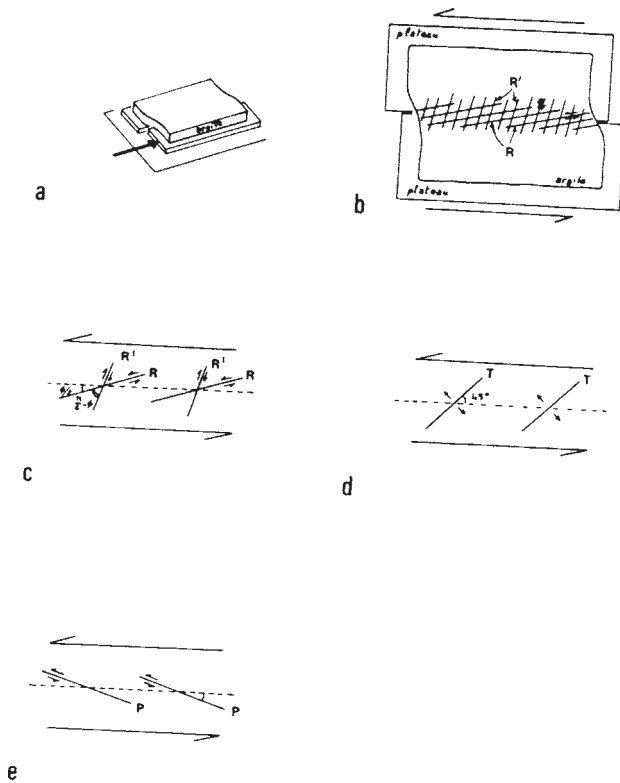
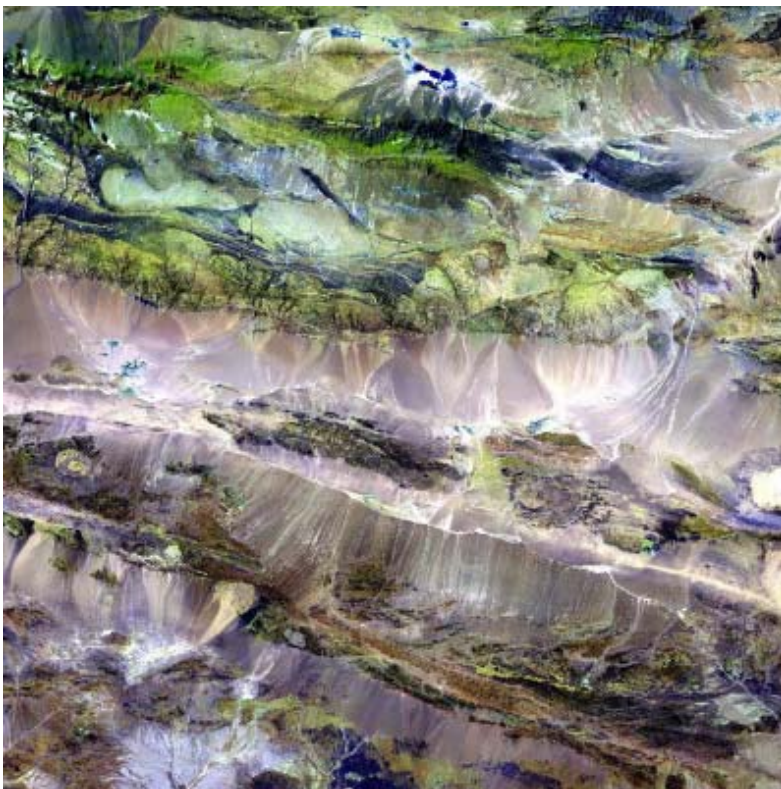


Figura 5-24- Experimento de Riedel y tipos de fracturas que se forman.

tanto, se necesita menos esfuerzo para producir deslizamiento en una falla pre-existente que para crear una nueva, y esa es la causa de que las fallas rejueguen muchas veces a lo largo de la historia geológica. Sin embargo, para que se produzca su rejuego, es necesario que la orientación de las fallas pre-existentes no difiera mucho de la que tendrían las nuevas. En la Fig.5-22, que corresponde a un caso real de una arenisca, puede apreciarse que la diferencia de ángulo θ entre el plano f y el 1 es de 14° y entre el f y el 2 de 22° .

Lo mismo es válido para los casos en los que las discontinuidades no son fracturas previas sino cuerpos tabulares de rocas con menor resistencia a la fracturación, p. ej., estratos blandos intercalados entre otros más rígidos. También lo es para el caso de las superficies de estratificación. Este tipo de discontinuidades supone la existencia de dos litologías en contacto a menudo poco unidas entre sí, por lo que su comportamiento es similar al de una fractura. Por eso, muchos cabalgamientos coinciden, a lo largo de varios kilómetros, con superficies de estratificación o con niveles estratigráficos poco resistentes y lo mismo sucede con algunas fallas normales lítricas en profundidad. Si el buzamiento que



La falla de Edrenqiyn Nuruu marca el límite entre las estepas mongolas en el Norte y los desiertos chinos en el Sur. Foto Landsat 7 (NASA).

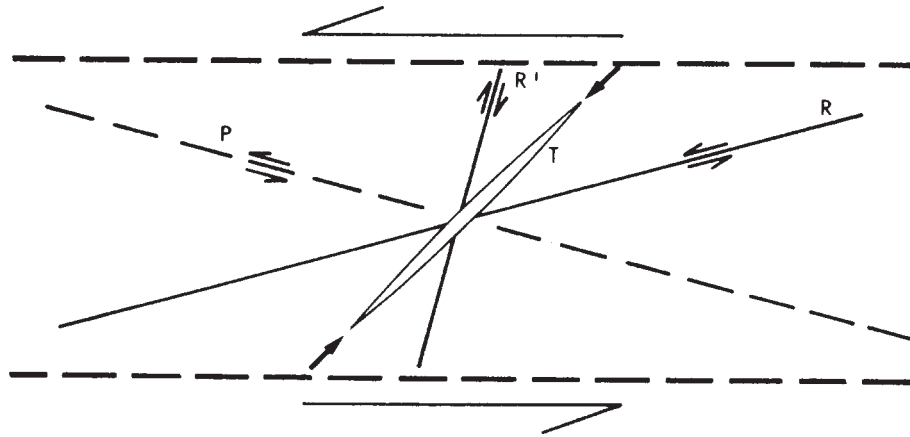


Figura 5-25- Orientación y movimiento de los sistemas de fracturas del experimento de Riedel.

cabe esperar para un cabalgamiento cerca de la superficie, de acuerdo con la teoría de Anderson, es de unos 25°, y puede producirse deslizamiento en planos favorables a unos 20° del plano de rotura teórico, los cabalgamientos que afectan a capas subhorizontales pueden, evidentemente, seguir a lo largo de grandes distancias las superficies de estratificación o los niveles poco resistentes. Este es el origen de los **llanos** (ver Capítulo 2.6.4.1 de los apuntes de Cartografía Geológica), siendo las **rampas** fracturas de cizalla típicas que no aprovechan planos o niveles de debilidad de las rocas.

5.4.-ZONAS DE CIZALLA FRÁGILES Y FRÁGIL-DÚCTILES

Una zona de cizalla es un volumen de roca deformado esencialmente por esfuerzos de cizalla y limitado por rocas que no sufrieron deformación contemporánea con la de la zona de cizalla. La geometría más común es aproximadamente tabular, aunque muchas zonas de cizalla no tienen sus límites paralelos y, en otras, éstos no son planos sino curvados. La extensión de las zonas de cizalla suele ser mucho mayor que su espesor y su significado es el de bandas en las cuales la roca ha

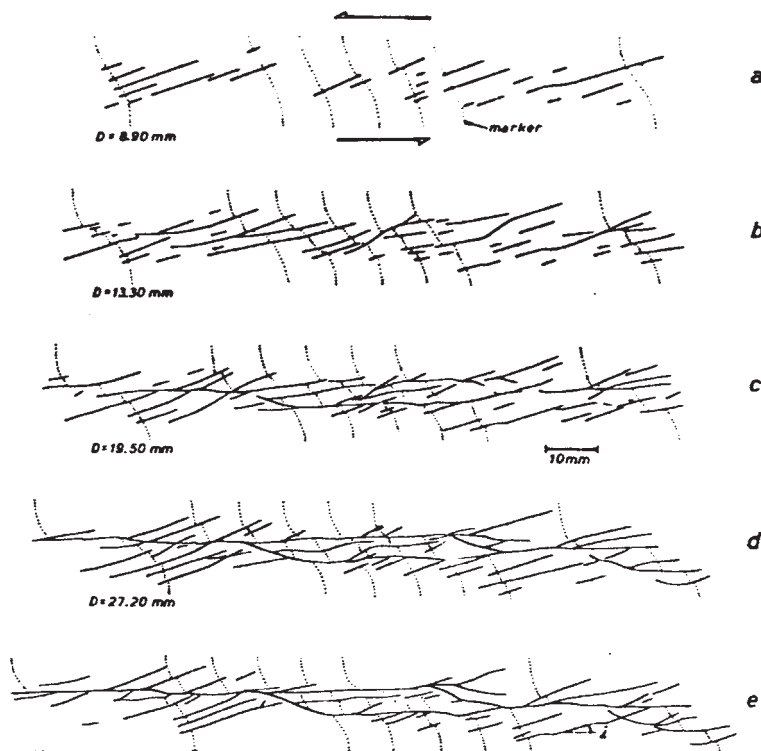


Figura 5-26- Desarrollo de un experimento de Riedel.



Figura 5-27- Fracturas dispuestas “en escalon”.

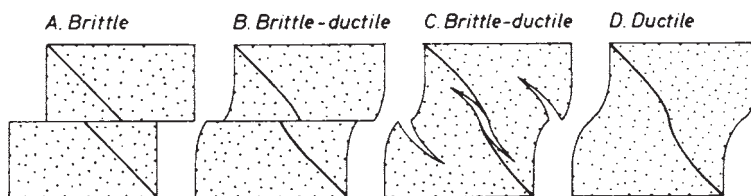


Figura 5-28- Tipos de zonas de cizalla.

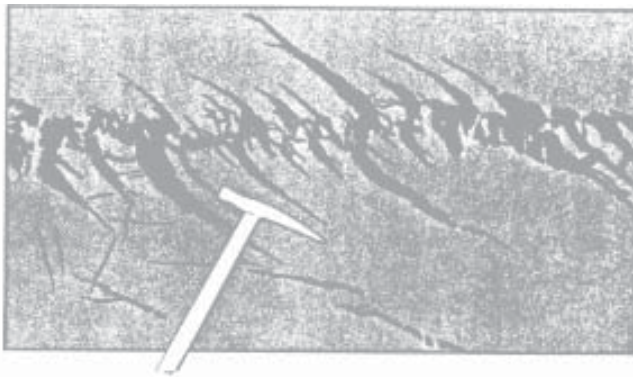


Figura 5-29- Zona de cizalla frágil-dúctil con venas sigmoidales.

cedido ante los esfuerzos, deformándose, mientras que fuera de ellas, la roca ha resistido a los esfuerzos. Las zonas de cizalla pueden ser de tamaños muy variados, desde microscópicos hasta de varios km de espesor y cientos o miles de km de longitud. Según los mecanismos de deformación dominantes en su interior, es decir, según el tipo de “fallo” o cesión que las caracterice, se clasifican en frágiles, frágil-dúctiles y dúctiles.

La Fig.5-23 muestra una serie de estratos reposando discordantemente sobre otros estratos previamente plegados y metamorfizados, intruidos por granitos y fracturados. El último conjunto se compone de rocas cristalinas, ígneas y metamórficas, y constituye lo que se denomina el **basamento** o **zócalo** (“*basement*”). Las rocas sedimentarias superiores se denominan la **cobertera** (“*cover*”). En los dos dibujos, ambos conjuntos está afectados por una zona de cizalla, inversa en el superior y normal en

el inferior. La cobertera ha sido afectada por una zona de cizalla frágil, la cual pasa gradualmente a dúctil en la parte inferior de la misma y continúa siendo dúctil en el basamento.

En este capítulo trataremos de las zonas de cizalla frágiles y de las transicionales. Ateniéndonos a la definición, una falla es una zona de cizalla frágil, aunque si la falla fuese una superficie neta, su espesor sería cero. La mayor parte de las fallas, especialmente las de tamaños superiores a varios decímetros, no son una superficie neta, sino una zona de roca afectada por muchas fracturas menores y, a menudo, muy triturada. No obstante, el término de **zona de cizalla frágil** se suele utilizar, más que para una sólo falla, para una asociación de fallas agrupadas en una banda.

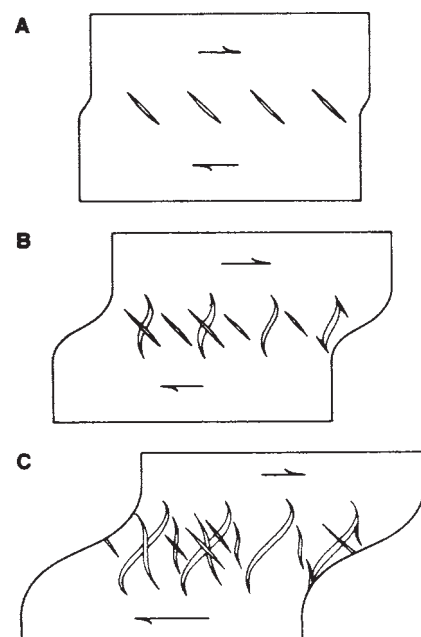
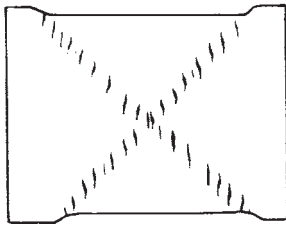
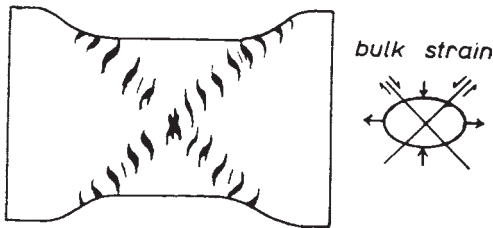


Figura 5-30- Desarrollo de venas sigmoidales.

A. First increment, initiation of conjugate shear zones



B. Irrotational finite strain



C. Rotational finite strain

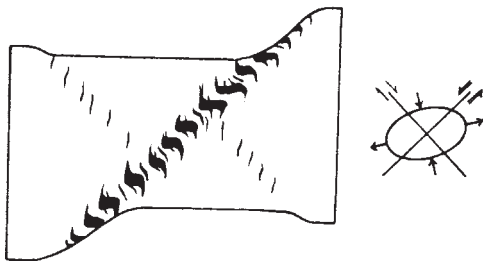


Figura 5-31- Desarrollo de venas sigmoidales.

C u a n d o una banda más o menos tabular de roca se deforma frágilmente por esfuerzos de cizalla, suelen desarrollarse varios sistemas de fracturas que, en

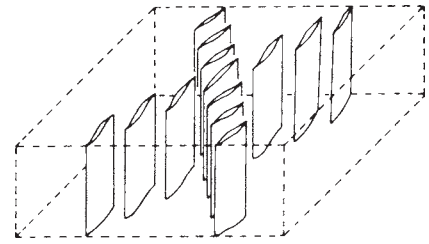


Figura 5-32- Representación tridimensional de dos zonas de cizalla conjugadas con venas sigmoidales.

general, son oblicuas a los bordes o límites de la zona, los cuales por su parte son paralelos a la dirección de movimiento relativo de los bloques. Los distintos sistemas y la evolución general de la zona fueron estudiados por Riedel en 1929 por medio de un artificio como el dibujado en la Fig.5-24. Se coloca una capa de arcilla húmeda sobre dos bloques rígidos que pueden deslizarse entre sí y que se mueven como lo haría una falla. Al moverse, se generan una serie de fracturas en la arcilla, distribuidas a lo largo de una banda de anchura constante. El **experimento de Riedel** imita el movimiento de una falla de desgarre en el basamento (los bloques rígidos) y la creación de una zona de cizalla en la cobertera (la arcilla). Los sistemas de fracturas que se forman están dibujados en las Figs.5-24 y 5-25, y se denominan R, R', P y T.

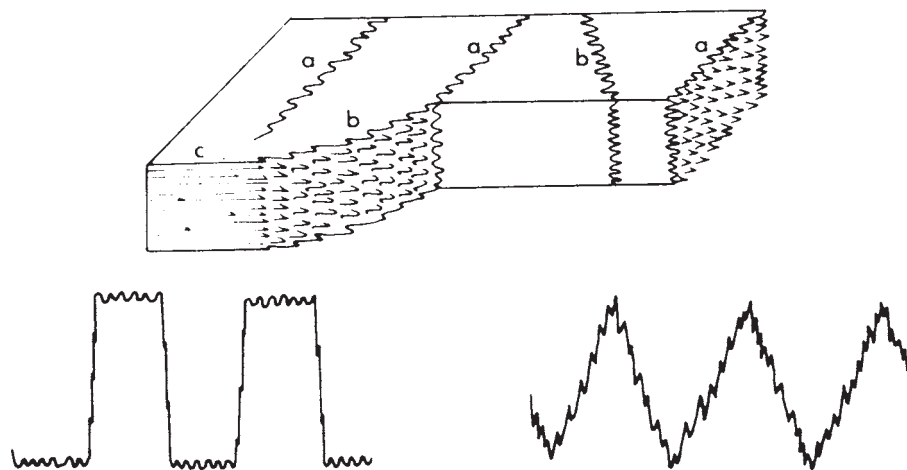


Figura 5-33- Representación tridimensional de estilolitos (arriba) y secciones de los mismos (debajo).

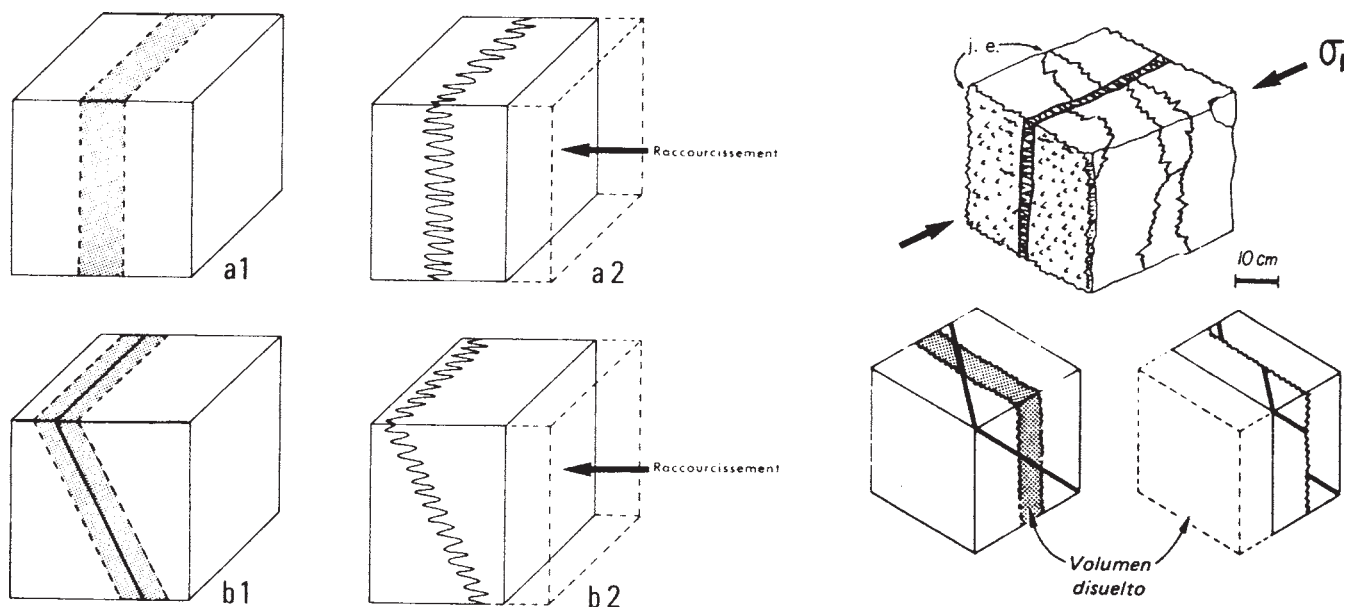


Figura 5-34- Formación de estilolitos por disolución de un volumen de roca (gris). A la derecha, relación de perpendicularidad con una vena de tensión (rayas) y desplazamiento aparente de un marcador a ambos lados de la junta estilolítica (j.e.).

Las fracturas R, también llamadas **Riedels**, se forman a unos 12° a 18° del límite de los bloques y de la dirección de movimiento y tienen el mismo sentido de movimiento que los bloques. Las R' o Riedel conjugadas se forman a unos 72° a 78° y su movimiento es al contrario de las R. Se supone que cuando se forma una zona de cizalla, lo hace en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla, es decir, a 45° del esfuerzo mayor. Las fracturas R y R' representan fracturas de cizalla que se adaptan al criterio de Coulomb y forman con el esfuerzo mayor ángulos de entre 33° y 27° . Las fracturas P se forman a unos 10° a 12° de los límites de la zona y tienen el mismo sentido de movimiento que ésta, pero el ángulo que forman con los límites (o con la dirección de movimiento) es de sentido contrario que el de las fracturas R. Finalmente, las fracturas T son grietas de tensión que se forman aproximadamente a 45° de los límites de la zona, es decir, coincidiendo con la dirección supuesta para el esfuerzo mayor.

La Fig.5-26 muestra la secuencia de desarrollo de los distintos sistemas en un experimento de Riedel (las líneas de puntos son superficies de referencia y equivalen, p. ej., a la estratificación). Al principio se forman las R y puede que algunas R'. Las R formadas al principio giran unos pocos grados y se vuelven inactivas, pasando a ser cortadas por un nuevo sistema de fracturas R. Dado que las fracturas R no atraviesan toda la zona de cizalla a lo largo, sino que se forman con una disposición “**en escalón**” (Fig.5-27), no pueden permitir grandes desplazamientos relativos de los bloques a ambos lados de la zona. Se desarrollan entonces las fracturas P, con el mismo sentido de movimiento que las R y orientadas también “en escalón”, pero al revés (Fig.5-26c). Se forman entonces grandes fallas que a menudo recorren toda la zona de cizalla a lo largo y que están compuestas por fragmentos de fallas R y fragmentos de fallas P (Fig.5-26d y e). Estas grandes fallas permiten grandes desplazamientos y, si éstos

se producen, pueden perder parte de su forma escalonada por trituración. La intensa fracturación puede dar lugar a la trituración generalizada o por zonas, originando algunos de los tipos de rocas de falla. Las grietas (T) no se han desarrollado en este ejemplo.

Las **zonas de cizalla frágil-dúctiles** o **transicionales** son las que exhiben comportamientos de ambos tipos. Un caso muy común es el de las fallas con arrastre. La falla es la estructura frágil y el arrastre o pliegue causado por cizallamiento, que afecta a un cierto volumen de roca a ambos lados, es la estructura dúctil (Fig.5-28B). Uno de los tipos más comunes de zonas de cizalla transicionales se da en rocas que pueden sufrir disolución por presión, como calizas y cuarcitas y en las que existen fluidos. Si los fluidos están a presión, se forman abundantes grietas de tensión (T) de forma lenticular y dispuestas “en escalón” dentro de la zona de cizalla y en ellas se precipitan materiales disueltos dentro de la propia cizalla. La Fig.5-29 muestra una zona de cizalla de este tipo y la Fig.5-30 el desarrollo progresivo de una de ellas. Obsérvese que las grietas se forman a 45° de los límites de la cizalla pero posteriormente giran, a medida que la deformación progresa. Además, en algunos casos continúan propagándose en sus extremos. La propagación se hace a 45° de la dirección de movimiento y, por tanto, la parte nueva de las grietas forma un cierto ángulo con la parte vieja, girada, lo que da a las grietas una forma de S. Como las grietas suelen ser centimétricas a decimétricas y suelen estar rellenas, se denominan **venas de tensión** (“tension gashes”) y, si tienen forma de S, **venas sigmoidales**. El relleno consiste a menudo en un agregado de cristales fibrosos (Fig.5-17) que suelen ser, a su vez, sigmoidales.

La Fig.5-30 muestra que mientras algunas venas se propagan, otras nuevas pueden nuclearse, superponiéndose a las anteriores. Es muy común el desarrollo de cizallas de este tipo conjugadas. Las zonas suelen formarse perpendiculares entre sí (Figs.5-31 y 5-32) a 45° del esfuerzo mayor. La deformación dúctil en el interior de la zona de cizalla se lleva a cabo esencialmente por disolución por presión, que es lo que permite el giro de las venas formadas. La disolución se efectúa a menudo entre los límites de grano, pero a veces se produce a lo largo de superficies muy irregulares denominadas **estilolitos**. Los estilolitos son estructuras aproximadamente planares, con superficies rugosas compuestas por una especie de conos de punta redondeada o picos que, en sección, pueden mostrar perfiles diversos (Fig.5-33). Su formación está esquematizada en la Fig.5-34 y consiste en que un volumen de roca

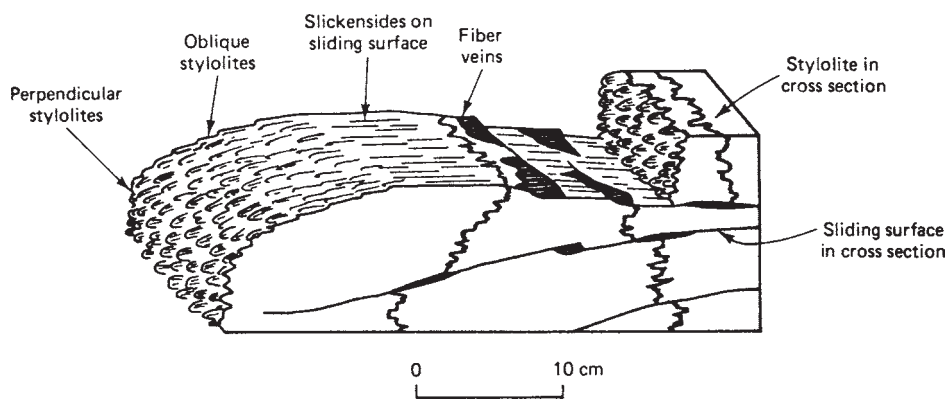


Figura 5-35- Estilolito perpendicular al esfuerzo mayor (izquierda) que pasa gradualmente hacia la derecha a un estilolito oblicuo y a una falla con estrías, escalones y fibras.

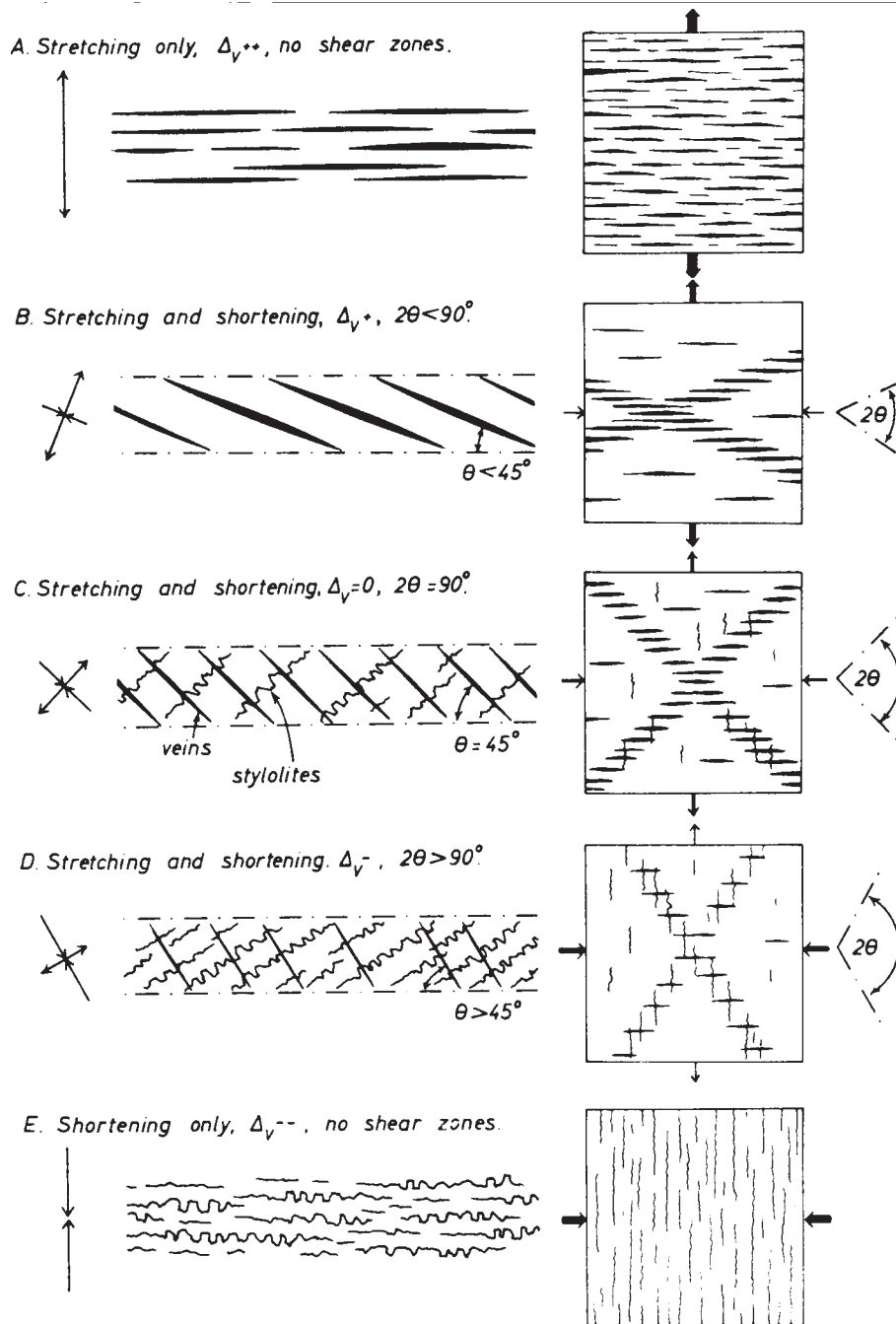


Figura 5-36- Desarrollo de venas y estilolitos en diferentes condiciones de deformación. Las flechas a la derecha indican la importancia del estiramiento (vertical) y del acortamiento (horizontal). En A sólo hay estiramiento, lo que implica un aumento de volumen. En E sólo se produce acortamiento, lo que implica pérdida de volumen. En C no hay cambio de volumen, pues acortamiento y estiramiento son iguales. B y D son casos intermedios.

aproximadamente tabular (en gris en la figura) es disuelto de forma que las partes no disueltas se interpenetran en una serie de picos. La superficie resultante contiene residuos insolubles, como óxidos o arcillas y se denomina también **junta estilolítica**. A menudo los estilolitos tienden a ser perpendiculares a la dirección del esfuerzo mayor, pero a veces son sumamente oblicuos. Sin embargo, los picos tienen

siempre su eje orientado paralelamente al esfuerzo mayor (Fig.5-35). Frecuentemente, los estilolitos se anastomosan, es decir, se unen unos con otros y, cuando intersectan a otras estructuras, producen en ellas desplazamientos aparentes, como si se tratara de microfallas (Fig.5-34).

Estilolitos y venas de tensión aparecen a menudo asociados entre sí y con fracturas de cizalla en zonas de cizalla en calizas y cuarcitas. No obstante, venas y estilolitos no son exclusivos de las zonas de cizalla. Pueden darse también en pliegues y en rocas deformadas en su totalidad y no sólo en determinadas bandas. Hay excelentes ejemplos de venas de tensión en escalón, aunque no sigmoidales, encima de la puerta de acceso al Decanato y a la Secretaría de la Facultad de Ciencias. Estilolitos muy buenos se pueden ver en los alféizares de las ventanas de algunas aulas de Ciencias. La Fig.5-36 muestra el desarrollo de venas y estilolitos asociados para distintos tipos de deformación. En A sólo hay estiramiento, vertical, y sólo se forman venas, mientras que en E sólo hay acortamiento, horizontal, y sólo se han formado estilolitos. En ninguno de los dos casos se han formado zonas de cizalla. En C, donde estiramiento vertical y acortamiento horizontal son equivalentes, se forman dos zonas de cizalla frágil-dúctiles a 45° del esfuerzo mayor, en cada una de las cuales hay muchas venas y estilolitos perpendiculares entre sí (ver el dibujo de la izda.). B y D representan casos con estiramiento dominante (B) y acortamiento dominante (D). En el primer caso predominan las venas y en el segundo los estilolitos, formándose en ambos casos zonas de cizalla. Cuando las juntas estilolíticas son muy abundantes y están estadísticamente paralelas entre sí constituyen lo que se llama un **clivaje estilolítico**.

5.5.-DIACLASAS

5.5.1 INTRODUCCIÓN

¿Para que necesitamos estudiar las fracturas de las rocas y, más concretamente, las del tipo que conocemos como **diaclasas**? Las fracturas de la corteza terrestre pueden tener una gran influencia en nuestra vida cotidiana. En la mayoría de los casos la presencia de fracturas trae beneficios a las distintas sociedades, aunque en ocasiones también tienen desventajas para el desarrollo de las distintas comunidades.

Por ejemplo, una buena parte del agua de origen subterráneo que se utiliza en el mundo está almacenada en fracturas abiertas que hacen que las rocas sean lo suficientemente permeables como para suministrar agua rápidamente y que provocan la existencia de una porosidad suficiente como para albergar cantidades de agua aptas para su explotación. Además, la recarga de aguas subterráneas, analizada a

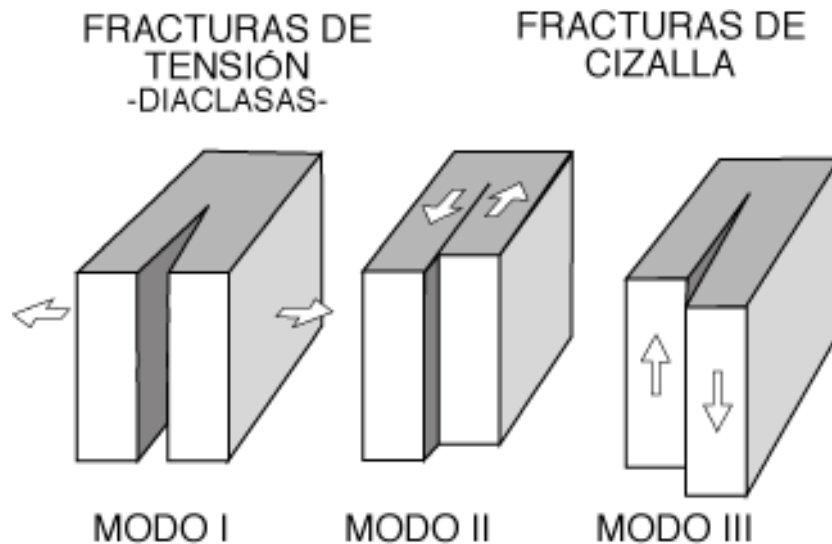


Figura 5-37- Tipos de fracturas según Anderson

escala de cuenca, es mucho más rápida si se realiza a través de rocas fracturadas. Además del agua, muchas reservas de petróleo y de gas se encuentran en rocas fracturadas, permitiendo su almacenamiento y extracción de manera comercial. Otros aspectos positivos relacionados con la existencia de fracturas son, por ejemplo, que permiten realizar excavaciones con más facilidad para establecer cimientos para obras públicas o el importante papel que juegan en la recuperación de la energía geotérmica al permitir la rápida circulación del agua y un eficiente intercambio térmico.

Como ya se ha mencionado, no todo son factores positivos, un tema de candente actualidad, el almacenamiento de residuos peligrosos, radiactivos, químicos o biocontaminados se ve muy dificultado por la presencia de fracturas en las rocas, que impiden su aislamiento de la biosfera con el consiguiente peligro de contaminación. Otro inconveniente es el efecto negativo que tienen en la explotación de rocas industriales, donde disminuyen en gran manera el rendimiento de los volúmenes de roca extraídos. Algunas obras civiles, túneles o presas, requieren sostenimientos especiales en el caso de que la roca en que estén excavados o sobre la que se asienten, respectivamente, se encuentre fracturada.

En otras ocasiones, el hombre necesita crear fracturas de manera que le permitan obtener mayor rendimiento en algunos procesos como pueden ser la recuperación de hidrocarburos, donde las fracturas hidráulicas artificiales pueden ser generadas con una determinada longitud y apertura para optimizar los procesos de extracción.

El término fractura, viene del latín *fractus* que quiere decir rotura. En geología llamamos fractura a una discontinuidad planar o curvilinear que se forma como resultado de un proceso de deformación frágil en la corteza terrestre. El conocimiento que tenemos de las fracturas en la actualidad parte de una mezcla entre las observaciones que se realizan en el campo y los conocimientos obtenidos a partir de los ensayos que se realizan en los laboratorios de mecánica de rocas. Además los estudios generales de fracturación de materiales sintéticos como vidrio, cemento, cerámicas o metales han ayudado en gran manera a entender el origen y propagación de las fracturas en materiales naturales.

Podemos distinguir varios tipos de fracturas dependiendo del movimiento relativo que tiene lugar entre las rocas situadas a un lado u otro de la misma; podemos distinguir tres tipos de fracturas de acuerdo con el tipo de movimiento (Fig. 5-37):

Fracturas de tensión (Modo I).- El movimiento es perpendicular a la superficie de fractura.

Fracturas de cizalla (Modo II).- El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma.

Fracturas de cizalla (Modo III).- El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también paralelo al borde según el que se propaga la misma.

A las fracturas de cizalla (Modos II y III), las denominamos generalmente fallas, mientras que a las de tensión, cuando su desplazamiento es nulo o mínimo las llamamos diaclasas. En la figura 5-38 se muestran los círculos de Mohr que representan las condiciones bajo las cuales se pueden originar estos tipos de fracturas.

Los trabajos de campo de un gran número de geólogos pusieron de manifiesto, ya al principio de este siglo, la importancia de las diaclasas (Sheldon, 1921 y Leith, 1913) y otros científicos se centraron en los estudios de laboratorio enfocados a conocer los mecanismos y magnitudes involucrados en los procesos de rotura de las rocas (Griggs, 1935 y Handin y Hager, 1957) en condiciones próximas a las naturales, es decir, en situaciones en que la presión de confinamiento (litostática) es importante. Como hemos visto en el tema anterior, los estudios y ensayos de laboratorio producían generalmente la existencia de fracturas de cizalla y se llegó a la conclusión de que éstas se desarrollaban en planos donde se concentraba el esfuerzo de cizalla, mientras que las fracturas de extensión se desarrollaban en planos principales del elipsoide de esfuerzo. Los científicos prestaron poca atención a las fracturas de tensión en los laboratorios dado que se pensaba que no podían generarse en condiciones profundas, sin embargo se ha probado que las condiciones en que se producen estas estructuras son más frecuentes de lo que cabía esperar.

Los trabajos recientes de reconocidos geólogos, Engelder (1987) o Pollard y Aydin (1988) han puesto de manifiesto que las fracturas de tensión son más abundantes en la corteza que las fracturas de cizalla. De hecho estos y otros autores (Lacazette, 1991) postulan que muchas de las fracturas de cizalla que se reconocen en las rocas se originaron como fracturas de tensión y que estas han sido reactivadas posteriormente como fracturas de cizalla.

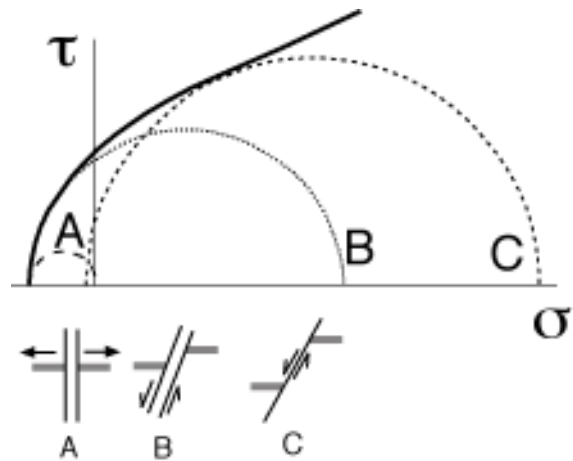


Figura 5-37- Círculos de Mohr en los que se muestran los estados de esfuerzos en los que se generarán fracturas tensionales, fracturas de cizalla y fracturas que participan de los dos tipos. Se representan, asimismo, los sentidos de movimiento en ellas

Podemos definir una diaclasa como una discontinuidad planar visible a escala mesoscópica que separa dos cuerpos rocosos sin que se aprecie un movimiento de cizalla (Bankwithz, 1966). Dependiendo de las rocas en que las diaclasas se produzcan tienen una orientación general determinada, por ejemplo en las rocas sedimentarias, las diaclasas son, por lo general, perpendiculares a la superficie de estratificación, es decir verticales si se toma ese plano de referencia como horizontal, mientras que en las rocas ígneas pueden tener cualquier orientación. Utilizando el mismo sistema de referencia para las diaclasas en rocas sedimentarias se puede decir que su mayor dimensión es siempre horizontal, mientras que en rocas ígneas, por lo general no tienen una dimensión preferente.

Las diaclasas se propagan durante un proceso de fractura continuo o mediante una serie de rupturas sucesivas. A menudo se reconocen en familias con espaciados regulares que pueden ser reconocidos en áreas con poca deformación (Nickelsen y Hough, 1967), aunque en otras ocasiones, pueden tener un espaciado irregular (Segall y Pollard, 1983). En rocas sedimentarias bien estratificadas, las diaclasas suelen tener un patrón bien definido, compuesto por diaclasas sistemáticas tempranas y diaclasas cruzadas (*cross-joints*). Las características de estas estructuras serán, por tanto, el objetivo de este tema.

5.5.2 ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LAS DIACLASAS

Muchas fracturas de las rocas, visibles a varias escalas, muestran desplazamientos en los que no se aprecian movimientos de cizalla. Si estas fracturas no están rellenas, se conocen como diaclasas (Badgley, 1965), fracturas de tensión (Griggs y Handin, 1960) o grietas de tensión (Blés y Feuge, 1986). Se prefiere el término diaclasas para las estructuras desarrolladas en la naturaleza, mientras que las originadas en ensayos de laboratorio bajo condiciones de pequeñas presiones de confinamiento se denominan fracturas de tensión. Si estas fracturas están rellenas, reciben otros nombres como venas (Ramsay, 1980), venas escalonadas (Beach, 1975, 1977) y diques (Anderson, 1951).

Las diaclasas han sugerido a los geólogos desde hace más de un siglo que las situaciones tensionales eran comunes en la corteza terrestre. Algunos ejemplos que se han utilizado para ilustrar la existencia de dichos esfuerzos tensionales son las crestas de los anticlinales (Van Hise, 1986), cuerpos ígneos enfriados (Crosby, 1882), sedimentos desecados (Le Conte, 1882) y grietas de tensión en zonas de falla (Leith, 1913). Desde entonces se ha evidenciado que las diaclasas se generan propagándose perpendicularmente a un esfuerzo principal (y por tanto paralelas a los otros dos). Las evidencias que ponen de manifiesto este hecho son: (1) existen diaclasas que cortan granos de las rocas, fósiles u otros marcadores sin que se produzcan desplazamientos de cizalla (Engelder, 1982 y Segall y Pollard, 1983); (2) el estudio análisis dinámicos de la calcita, de la orientación de estructuras como los estilólitos y ensayos de relajación de esfuerzos prueban que las diaclasas se desarrollan con una orientación que incluye σ_1 (Friedman, 1964 y Engelder, 1962); y (3) las diaclasas se desarrollan perpendicularmente al campo de esfuerzos tectónico existente tal y como se aprecia mediante el estudio de mecanismos focales de terremotos y de medidas de esfuerzos *in-situ* (Engelder, 1982 y Hancock y Engelder, 1983).

Además de esto debemos de recordar algún concepto de la génesis de fracturas frágiles para poder entender las causas y los mecanismos que operan en la génesis y propagación de estas estructuras. Sabemos del tema anterior, que una fractura de tensión se genera a partir de un punto en el cual existe un defecto en la roca, denominado grieta de Griffith, y que a partir de su inicio esta crece siempre que se cumpla la condición de que:

$$K_I = \sigma_t Y(\pi c)^{\frac{1}{2}}$$

donde:

K_I es el factor de intensidad de esfuerzo para fracturas de extensión (Modo I)

σ_t es el esfuerzo tensional remoto

Y es una variable adimensional que es función de la forma de la fractura

c es la semilongitud de la fractura

Cuando aumenta el esfuerzo tensional remoto (σ_t), K_I alcanza un valor crítico, la resistencia a la fractura, que es un parámetro propio de cada material y que, una vez alcanzado, permite que la fractura se propague. Esta fórmula también nos indica que cuanto mayor sea la fractura (c) menor será el esfuerzo necesario para alcanzar los valores críticos de K_I y, por tanto, más fácil será que se propague.

5.5.3 GEOMETRÍA DE LAS DIACLASAS

5.5.3.1 FORMA Y PARÁMETROS DESCRIPTIVOS

La manera de describir una diaclasa desarrollada en un medio isótropo, con la geometría más simple posible, es decir que tiene la forma de una moneda (Figura 5-39) en la cual, la dirección perpendicular a la fractura es el eje y, y los ejes x y z son paralelos a la misma. Este tipo de fracturas se originan en un punto y se propagan en todas las direcciones de manera radial. Otra convención usada

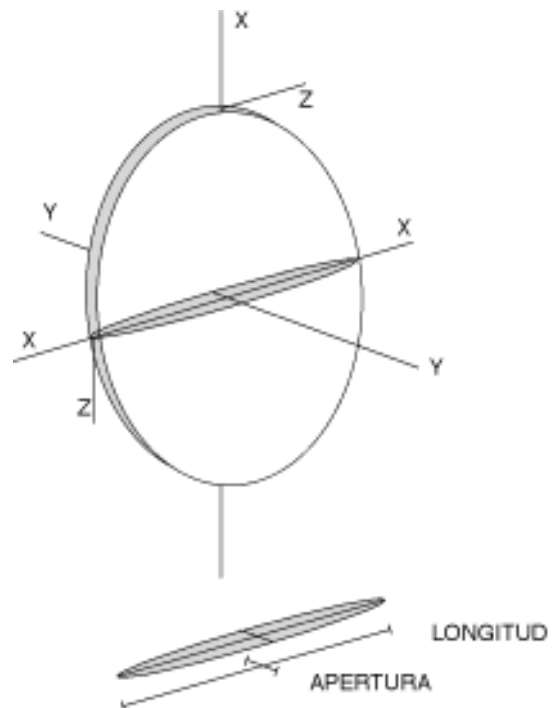


Figura 5-39- Geometría de una fractura con forma de moneda y sistema de referencia utilizado.

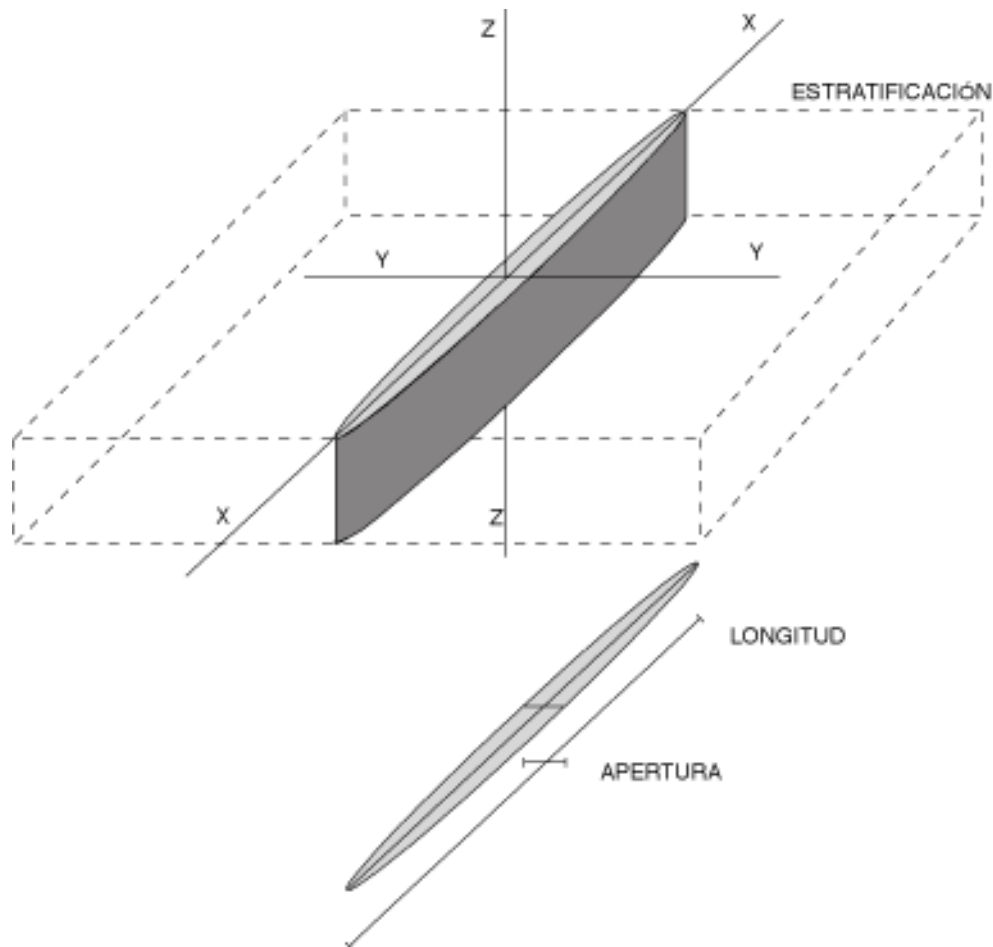


Figura 5-40- Geometría de una fractura con forma de cuchilla y sistema de referencia utilizado.

es que el eje x es la dirección en que la fractura se propaga en el caso de que la propagación no se realice de forma radial. Otros parámetros que se utilizan para describir las fracturas de extensión son la apertura y la longitud, tal y como se muestra en la figura 5-39. Las diaclasas se caracterizan por tener aperturas pequeñas en relación con las longitudes. En el caso de rocas anisótropas, como pueden ser las rocas sedimentarias estratificadas, las diaclasas se propagan, desde su inicio de manera radial hasta que algunos de sus puntos alcanza un límite de capa, un plano de estratificación que sirva como una barrera a la propagación de la fractura. Si los planos de estratificación están relativamente próximos, se impedirá la propagación de la fractura en dirección perpendicular a las capas, mientras que la fractura puede continuar creciendo en una dirección contenida en los planos de estratificación. Este hecho condiciona que las diaclasas en rocas sedimentarias tengan una geometría que se aleja de la forma de moneda, y que por el contrario adquieren una geometría de lámina o «cuchilla» (*blade*) como se representa en la figura 5-40.

5.5.3.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SUPERFICIE DE LAS DIACLASAS

Una vez descrita la geometría más común que pueden presentar las diaclasas individuales se pueden describir las características que presentan las superficies de fractura. De acuerdo con la mecánica de fracturación elástica lineal, que es la que se utiliza normalmente para analizar desde el punto de vista

físico los procesos de fracturación, las diaclasas desarrolladas en un medio isótropo deberían de tener una superficie plana y lisa como un espejo. Las observaciones en la naturaleza indican que esto no es verdad, y que la morfología de la superficie de las diaclasas presenta numerosas irregularidades que tienen su origen en diversas causas, fundamentalmente relacionadas con los procesos de propagación y crecimiento de las fracturas y con la anisotropía de los materiales involucrados.

Una de las estructuras más comunes que se pueden apreciar en las superficies de las diaclasas es la denominada **ornamentación plumosa** (Figura 5-41). En efecto, gran número de fracturas presentan en su superficie una serie de rugosidades de escasa entidad que recuerdan la geometría de una pluma. Este tipo de estructura se encuentra descrita desde muy antiguo (Woodworth, 1896) y ha sido objeto de numerosos trabajos (Lutton, 1971 por ejemplo) y ha permitido interpretar los procesos de nucleación, propagación y detención de las diaclasas (Kulander *et al.*, 1979).

Las estructuras plumosas se forman a diversas escalas, y su tamaño se puede relacionar con el tamaño de grano de las rocas afectadas. Por lo general en rocas de tamaño de grano menor las estructuras plumosas son menores, mientras que en las de mayor tamaño de grano tienen un tamaño mayor. Dentro de una estructura plumosa, podemos encontrar cuatro zonas bien definidas que se encuentran ilustradas en la figura 5-41. Estas zonas se encuentran definidas a continuación.

NÚCLEO DE LAS ESTRUCTURAS PLUMOSAS

En estructuras plumosas bien desarrolladas y preservadas se pueden seguir las irregularidades que definen esta estructura, generalmente llamadas barbas (Bahat y Engelder, 1984) hasta un punto común a partir del cual se inician. En rocas relativamente homogéneas, como puede ser el caso de una roca intrusiva sin deformar, este núcleo se genera en alguna de las microfracturas que pueden estar

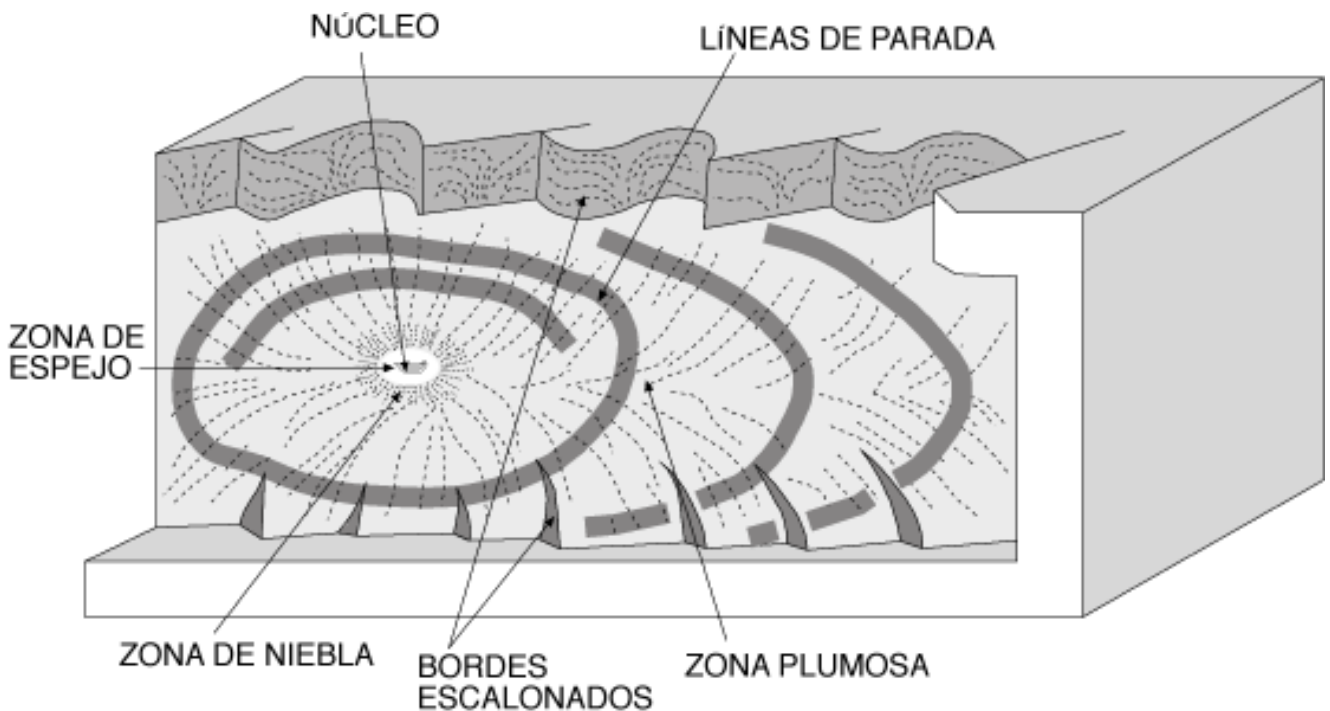


Figura 5-41- Esquema de una estructura plumosa donde se indican las diferentes zonas que se pueden encontrar en ella.

distribuidas en toda la masa de rocas (Segall, 1984). Por el contrario, en rocas sedimentarias, por lo general menos homogéneas las barbas se originan a partir de una discontinuidad de los planos de estratificación o de una inclusión dentro de la capa como puede ser un fósil, un clasto o un nódulo (Figura 5-41) (Kulander *et al.*, 1979). Si las diaclasas se nuclean en la superficie de los estratos, el origen suele estar situado en ripples. En las rocas sedimentarias, la anomalía o inclusión a partir de la cual se desarrollan las diaclasas suele ser mucho mayor que las microfracturas intergranulares a partir de las cuales se desarrollan las diaclasas en rocas ígneas. Siempre existe una relación entre una pequeña fractura, una irregularidad, un fósil u otra inclusión en el punto donde se originan las barbas, lo que deja poca duda acerca del mecanismo que origina las diaclasas, es decir, estos son los lugares en los que un defecto concentra los esfuerzos, de manera que se supera la resistencia a la rotura de la roca y se puede propagar la fractura.

5.5.3.3 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS RELACIONADAS CON LA PROPAGACIÓN DE LAS DIACLASAS

Otras de las características de la ornamentación de las diaclasas son las estructuras relacionadas con la propagación de las mismas. Se pueden encontrar hasta cinco diferentes tipos de estructuras relacionadas con la propagación (Kulander y Dean, 1985). Muchas de las características de las diaclasas tienen cierto parecido con las que se obtienen al fracturar vidrios o materiales cerámicos (Johnson y Holloway, 1966; Bahat, 1979). Los tipos de estructuras que podemos encontrar son:

La **zona de espejo** (*mirror zone*): Esta zona se sitúa inmediatamente alrededor del punto de origen y es una zona plana y muy poco rugosa (de ahí su nombre). Esta zona se aprecia mejor en las fracturas de extensión desarrolladas en vidrio o en otros materiales muy homogéneos o amorfos que en rocas u otros materiales con un tamaño de grano relativamente grande. En este último caso, las inhomogeneidades locales de escala de tamaño de grano curvan la fractura a pequeña escala impidiendo la génesis de esta zona totalmente plana. Kulander *et al.* (1979) interpretan que si existe en las diaclasas desarrolladas en las rocas una zona en torno al núcleo con rugosidades de menor amplitud que el tamaño de grano de las mismas puede considerarse como la zona de espejo. Esta zona se interpreta como originada por la propagación de la fractura de forma lenta pero con cierta aceleración. Esta propagación se produce mientras que el esfuerzo en los extremos no ha crecido lo suficiente como para permitir la rotura de enlaces en direcciones distintas a la de propagación de la fractura.

Las **líneas de Wallner** (*Wallner lines*): Son rugosidades que se observan en la región de espejo en fracturas desarrolladas en vidrio se denominan líneas de Wallner. Estas rugosidades surgen de la interferencia entre el frente de la fractura y las ondas sínicas que son más rápidas. En las diaclasas en roca no se identifican estas líneas habitualmente, ya que las fracturas se desarrollan muy despacio y son sobrepasadas inmediatamente por las ondas sínicas sin que se acoplen.

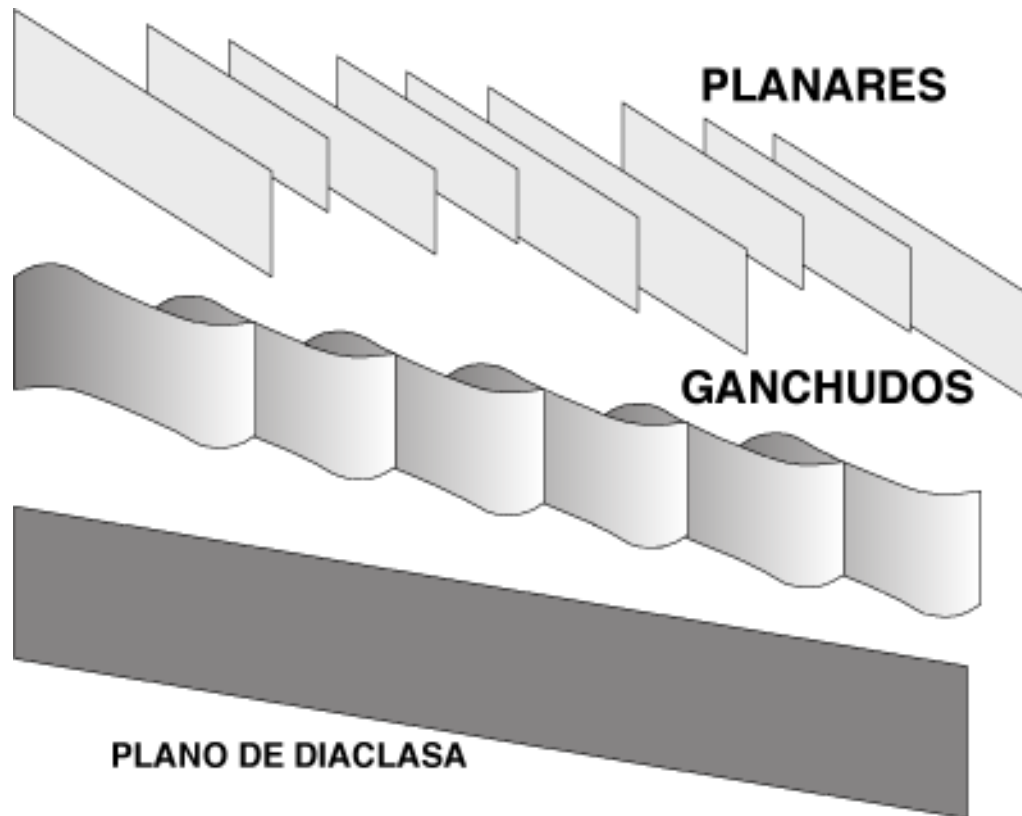


Figura 5-42- Geometría de las fracturas de borde escalonadas en relación con el plano principal de diaclasa..

La **zona de niebla** (*mist zone*): Alrededor de la zona de espejo, se sitúa una zona donde la superficie de la fractura presenta cierta rugosidad. Esta rugosidad está formada por pequeñas estrías que tienen la forma de cuchillas de escala microscópica con su dimensión mayor paralela a la dirección de ruptura (Poncelet, 1958). Estas rugosidades se producen a medida que la fractura se propaga con mayor velocidad y los esfuerzos existentes en el frente de fractura permiten romper el material en direcciones oblicuas al plano de fractura.

La **zona plumosa** (*hackle zone*): La zona plumosa, que es la más evidente en las diaclasas desarrolladas en rocas, es más rugosa que las anteriores y en ella se bifurcan las fracturas (Lawn y Wilshaw, 1975). Las características más comunes de estas estructuras se pueden observar en la figura 5-41. Generalmente la superficie de la diaclasa muestra estructuras plumosas en las que las barbas divergen de un eje (Woodworth, 1896; Kulander *et al.*, 1979; Bahat, 1979 y Bahat y Engelder, 1984) y se hacen más patentes y marcadas a medida que se van alejando del mismo. Hacia los bordes de la diaclasa, esta se segmenta en una serie de planos ligeramente oblicuos a la orientación del plano principal de fractura, formando lo que se denomina borde de pluma (*hackle fringe*). Este borde está formado por una serie de fracturas dispuestas escalonadamente (*en echelon fringe cracks*) a las que se denominan de manera individual plumas giradas (*twist hackles*) y se forman generalmente cuando el frente de la diaclasa se aproxima al límite de una capa (Hodgson, 1961). Las plumas giradas fueron inicialmente interpretadas como correspondientes a fracturas de cizalla (Roberts, 1961 y Gash, 1971) pero otros autores han presentado evidencias que indican que su origen responde a fracturas de extensión (Kulander

et al., 1979 y Engelder, 1982). Las estructuras plumosas varían su forma dependiendo de las condiciones locales. Pueden ser rectas o curvadas (Bahat y Engelder, 1984) y en ambos casos pueden ser simétricas o asimétricas a ambos lados del eje de la pluma.

Dentro de los bordes de fracturas escalonadas (Engelder, 1985; Pollard y Aydin, 1988 y Helgeson y Aydin, 1992) se han descrito dos tipos distintos planares y ganchudas (Helgeson, 1990 y Younes y Engelder, 1993) que se muestran en la figura 5-42.

La génesis de estas estructuras plumosas en general, se interpreta de dos maneras distintas: por un lado se piensa que a altas velocidades de propagación del borde de las fracturas, el esfuerzo tensional local en dicho borde adquiere una orientación oblicua a la normal al plano principal de la fractura, originando de esta manera pequeñas fracturas de orientación diferente que dan lugar a las barbas y a las plumas giradas; por otro lado se interpreta que el esfuerzo tensional local que se produce en el borde de una fractura moviéndose a altas velocidades es tan alto que se generan gran cantidad de fracturas secundarias. En todo caso el efecto de la génesis de nuevas fracturas es el resultado de la propagación del frente de las diaclasas a velocidades críticas.

Por último, las **líneas de parada** (*arrest lines*): son marcas que aparecen en la superficie de las diaclasas y que tienen forma de pequeños promontorios alargados y curvados, orientados de forma perpendicular a la dirección de propagación de la diaclasa (Figura 5-41), que a veces se conocen con el nombre de costillas. En ocasiones no son muy pronunciadas y se caracterizan por representar límites entre zonas de la superficie de la diaclasa que poseen barbas y otras zonas que no. Los experimentos realizados en vidrio demuestran que las líneas de parada se forman cuando la propagación de la fractura de extensión se detiene o disminuye su velocidad mucho, causando una brusca disminución del esfuerzo en el límite de la fractura. Otra posible causa invocada es el cambio brusco de la orientación del campo de esfuerzos en que se esta generando la fractura de extensión. En las diaclasas desarrolladas en rocas se pueden apreciar líneas de parada aisladas, situadas al final de la misma, o bien formando un conjunto de ellas alineadas a lo largo de la diaclasa.

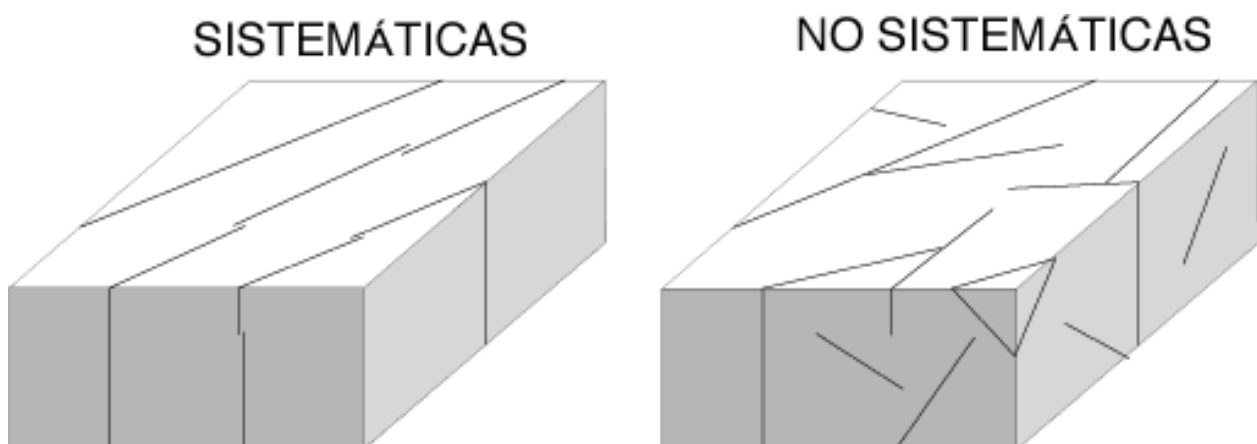


Figura 5-43- Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas.

Universidad de Salamanca
5.5.4 ASOCIACIONES DE DIACLASAS.

Una característica bien establecida acerca de las diaclasas es el hecho de que no aparecen aislada, sino que siempre se encuentran en grupos que pueden ser sistemáticos o no. De esta manera, las **diaclasas sistemáticas** son aquellos grupos de diaclasas que son paralelas o subparalelas unas a otras y mantienen un espaciado aproximadamente regular entre ellas como se muestra en la figura 5-43. No hay una regla que determine cual es el espaciado mínimo o máximo para considerar sistemáticas a una serie de diaclasas, pero por lo general se admite que deben de estar lo suficientemente juntas como para poder ver varias de ellas en el mismo afloramiento. Las diaclasas sistemáticas pueden estar restringidas a una capa o pueden afectar a varias de ellas. Por otro lado, las diaclasas no sistemáticas son menos planares que las sistemáticas, tienen una distribución espacial irregular, no son paralelas a otras diaclasas vecinas y pueden terminar contra otras diaclasas que las rodean. Tanto las diaclasas sistemáticas, como las no sistemáticas pueden darse en el mismo afloramiento.

Desde el punto de vista de las relaciones que tienen las diaclasas con sus vecinas se pueden diferenciar, además, **familias** de diaclasas y **sistemas** de diaclasas (no se deben confundir con diaclasas sistemáticas).

Las familias de diaclasas son un grupo formado por todas las diaclasas sistemáticas que aparecen en una región. Cuando existen dos o más familias de diaclasas que se intersectan formando ángulos más o menos constantes se denominan sistemas de diaclasas. En función del ángulo diedro que formen las

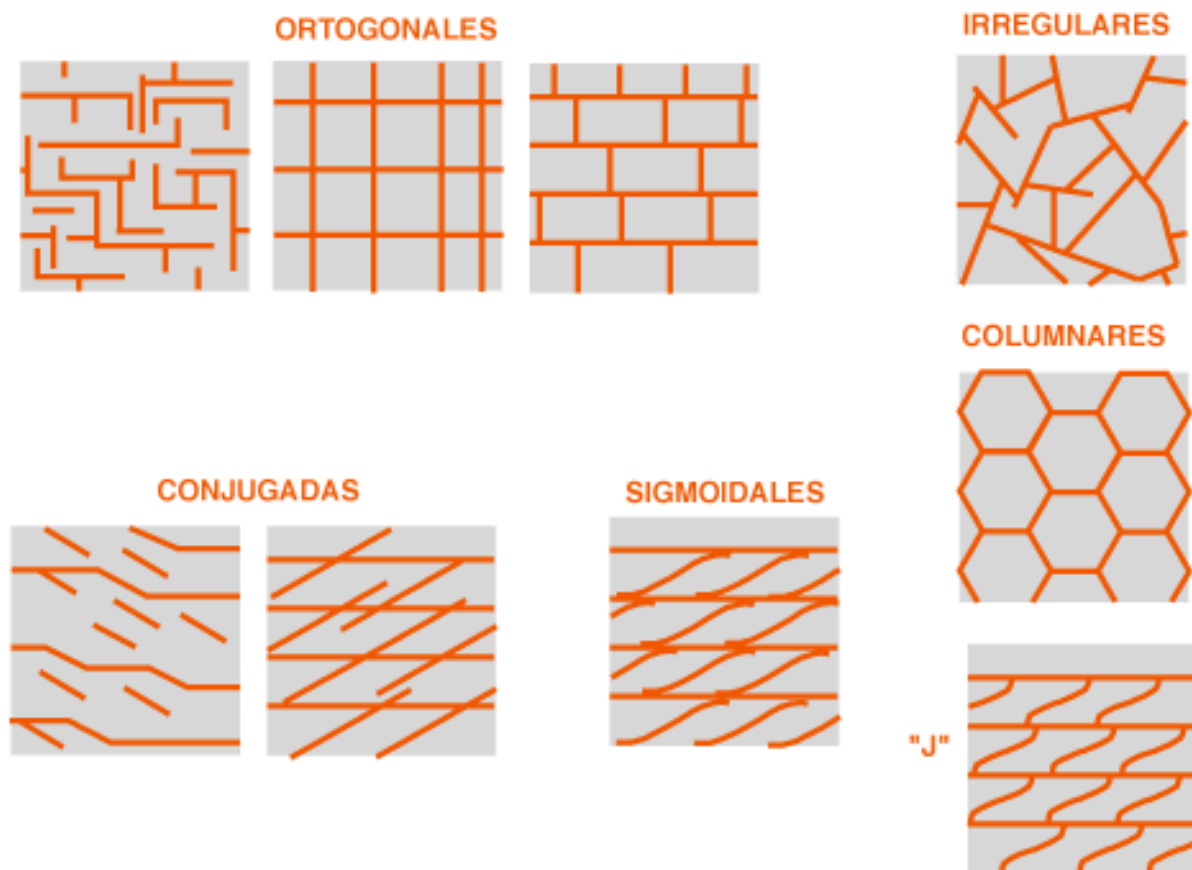


Figura 5-44- Distintos tipos de sistemas de diaclasas en función de su geometría.

distintas familias, podemos clasificar los sistemas en ortogonales (diedro 90°) o en conjugados (si el valor del diedro se sitúa entre 30° y 60°). En muchos casos el término sistema de diaclasas se utiliza para decir que las familias existentes son coetáneas, lo que no es correcto. Un sistema de diaclasa solo se refiere a la relación espacial entre las distintas familias de diaclasas y no a sus posibles relaciones genéticas.

La figura 5-44 ilustra la geometría que pueden tener distintos sistemas de diaclasas y su clasificación en base al valor del diedro y a la naturaleza de las intersecciones entre las familias. Se puede apreciar como, en algunos casos, una de las familias del sistema está formada por diaclasas más continuas, que se denominan diaclasas maestras, mientras que otra familia esta formada por otras más cortas que terminan contra las maestras y que se denominan diaclasas cruzadas (*cross joints*).

Especial mención hay que hacer a las familias de diaclasas existentes en las rocas isotropas como granitoides o migmatitas. En estas rocas abundan las diaclasas no sistemáticas, aunque se suelen encontrar familias de diaclasas que son aproximadamente paralelas a la topografía y se denominan diaclasas de exfoliación o *sheeting joints*. Por último, las rocas ígneas extrusivas y las rocas hipoabisales (que se cristalizan a muy poca profundidad, cerca de la superficie terrestre) desarrollan un sistema de diaclasas que se denomina disyunción columnar, este sistema está formado por tres familias de diaclasas cortas que delimitan cuerpos rocosos que tienen geometría de prisma hexagonal.

5.5.5 RELACIONES TEMPORALES ENTRE DIACLASAS.

La existencia de distintos familias de diaclasas dentro de un sistema hace pensar en las relaciones temporales posibles entre ellos. Por ejemplo, si las diaclasas de la familia A de la figura 5-45 terminan contra las de la familia B de la forma ilustrada en dicha figura, podremos asegurar que las diaclasas de la familia A son posteriores a las de la familia B. En efecto, una diaclasa no puede propagarse a través de una superficie libre. Es decir, una superficie sin cohesión como es una diaclasa previa. Otra característica

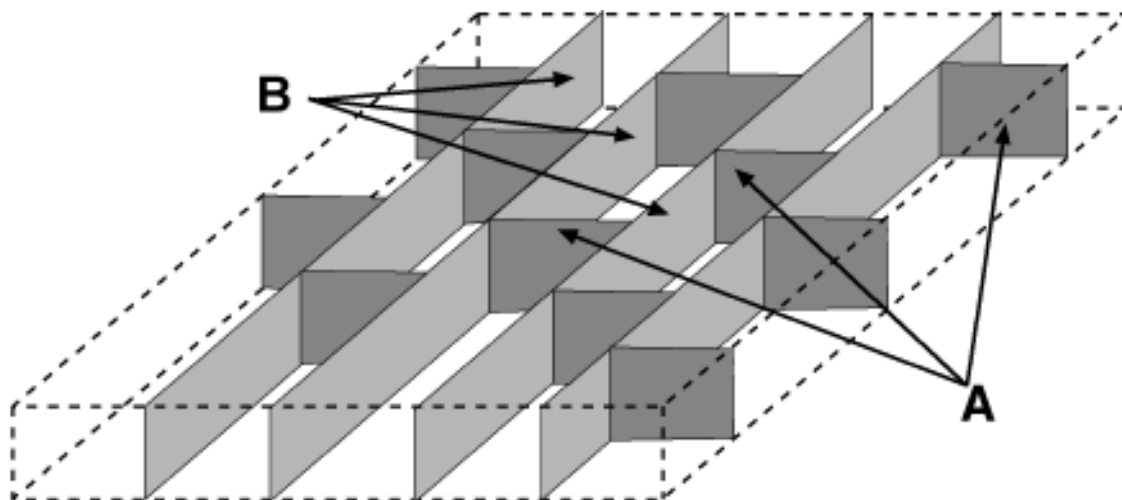


Figura 5-45- Relaciones entre diaclasas maestras (B) y cruzadas (A).

de los sistemas formados por familias de diaclasas que no son simultáneas es que, cuando no son ortogonales las diaclasas formadas más tarde tienden a curvarse bien poniéndose perpendiculares o bien paralelas a las diaclasas maestras.

El caso descrito es el más sencillo de todos, y el único en el que no existen ambigüedades. En muchos otros casos es necesaria una observación muy detallada y completa para poder establecer las relaciones temporales entre las diferentes familias de diaclasas.

En muchos casos las diaclasas describen un patrón de relaciones de corte que son difíciles de interpretar. Existen varios casos en los que se pueden dar relaciones difíciles de resolver: (1) en el caso de que una diaclasa antigua esté cementada y no actúe como una superficie libre, puede ser atravesada por otra más joven; (2) si una diaclasa temprana no ocupa toda la capa en la que se desarrolla, una posterior, oblicua a ella puede propagarse por el volumen de roca no afectado por la previa de la manera que se muestra en la figura 5-46, en la que se puede apreciar como solamente la disposición de las barbas de la estructura plumosa puede ayudar a identificar la secuencia temporal de desarrollo; y (3) otra posibilidad es que dos diaclasas se nucleen en el mismo punto, y que esta se sitúe en una diaclasa previa, por lo que se generarían dos diaclasas que podrían ser interpretadas como una sola (figura 5-47) si no se pueden apreciar las estructuras plumosas de cada una de ellas partiendo de un mismo punto.

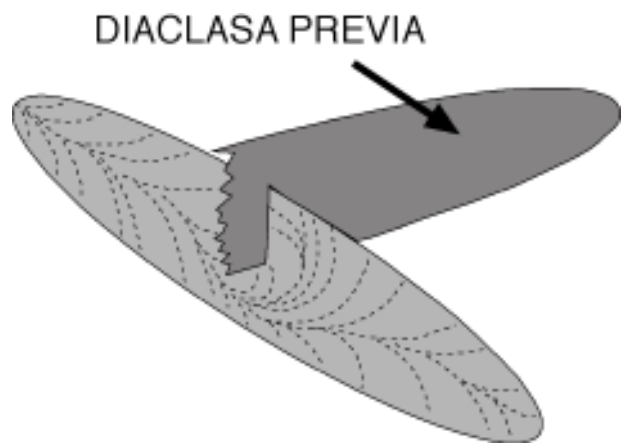


Figura 5-46- Un caso en el que la geometría de las barbas de la estructura plumosa permite la distinción entre diaclasas previas y posteriores.

5.5.6 ESPACIADO DE DIACLASAS.

Uno de los aspectos relacionados con las diaclasas que ha llamado más la atención a los estudiosos de estas estructuras es el hecho de que las mismas se generan, si son sistemáticas, con espaciados uniformes que son fácilmente reconocibles en los afloramientos. Si ocurre esto, se puede definir un importante parámetro que se denomina **espaciado** como la distancia media entre las diaclasas contiguas de una familia de diaclasas medida en la dirección perpendicular a su superficie. Por lo general, los geólogos se refieren a las diaclasas como estructuras muy espaciadas o poco espaciadas, pero se ha de ser más riguroso y dar un valor que nos permita describir el espaciado con precisión. En el caso en que se han medido con un

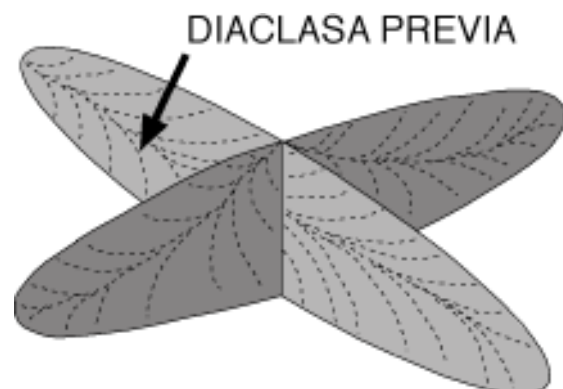


Figura 5-47- Otro caso en el que la geometría de las barbas de la estructura plumosa muestra los núcleos de las diaclasas donde se inician las distintas generaciones de las mismas.

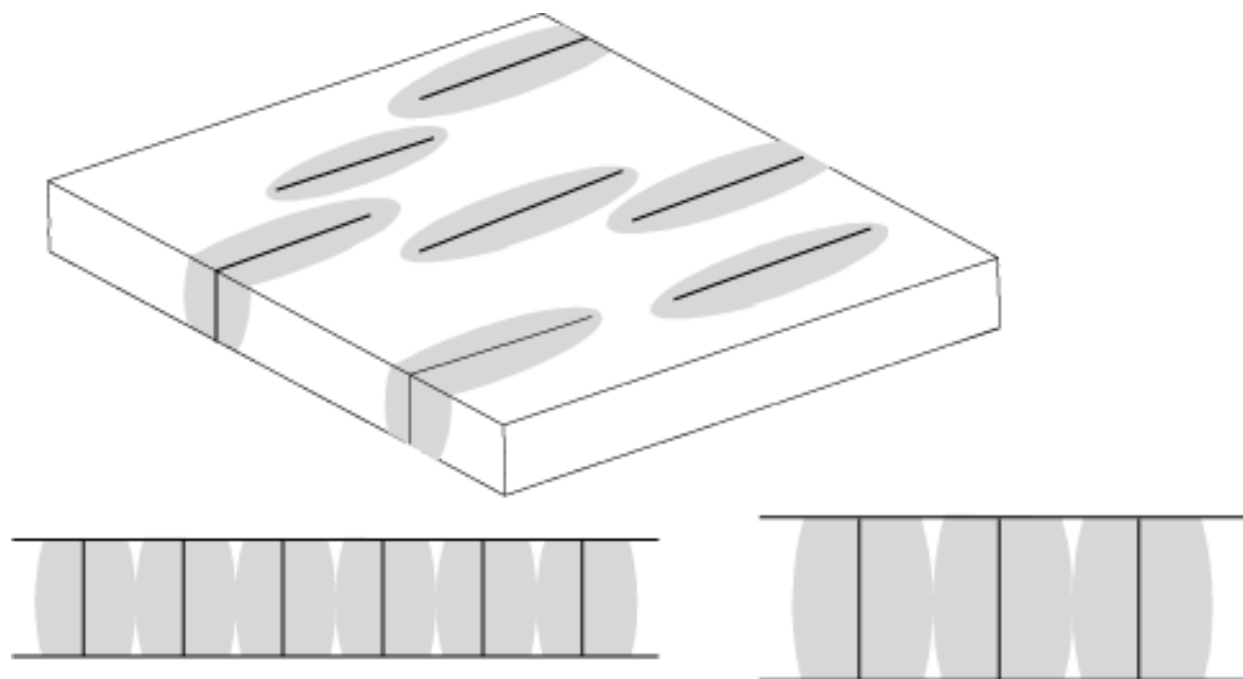


Figura 5-48- Sombra de reducción de esfuerzos. Se representa una capa en la que se desarrollan diaclasas perpendiculares a su superficie y las sombras generadas alrededor de ellas. Las capas más potentes desarrollan diaclasas con sombras de reducción de esfuerzos más extensas.

riguroso control geológico y no se han medido distintas familias de diaclasas el espaciado de las diaclasas resulta es una distribución de tipo log-normal (Huang y Angelier, 1989; Narr y Suppe, 1991 y Gross, 1993) que se explica como debida a la distribución no aleatoria de las irregularidades que nuclean a las diaclasas y a los mecanismos que las generan.

Para entender esta distribución de las fracturas, sobre todo en rocas sedimentarias poco deformadas, debemos de interesarnos primero en la manera que tienen de desarrollarse las familias de diaclasas. Cuando nosotros observamos una capa con un número determinado de diaclasas paralelas y que muestran un espaciado regular, podemos pensar que las diaclasas se desarrollaron al mismo tiempo o que unas se han desarrollado a continuación de otras. Los trabajos experimentales (Rives *et al.*, 1992) o teóricos (Hobbs, 1967) indican que las diaclasas sistemáticas de una misma familia, dentro de una capa, se desarrollan secuencialmente, es decir, unas después de otras. Este desarrollo se debe a los procesos de reducción de esfuerzos alrededor de las diaclasas formadas que lleva al mecanismo de **relleno secuencial** (*sequential joint infilling*).

Si consideramos una capa en la que se genera una diaclasa, en el entorno de la misma, los esfuerzos tensionales a que esta sometida la capa se reducen como se muestra en la figura 5-48. Esta reducción de los esfuerzos hace que no se pueda desarrollar una nueva diaclasa en el entorno próximo de la que ya ha sido formada, por lo que la siguiente en generarse lo hará a cierta distancia, fuera de la sombra de reducción de esfuerzos (*joint stress shadow*). El tamaño de esta sombra controlará por tanto la distancia mínima a la que se puede generar la siguiente diaclasa con lo que determinará el espaciado de las mismas.

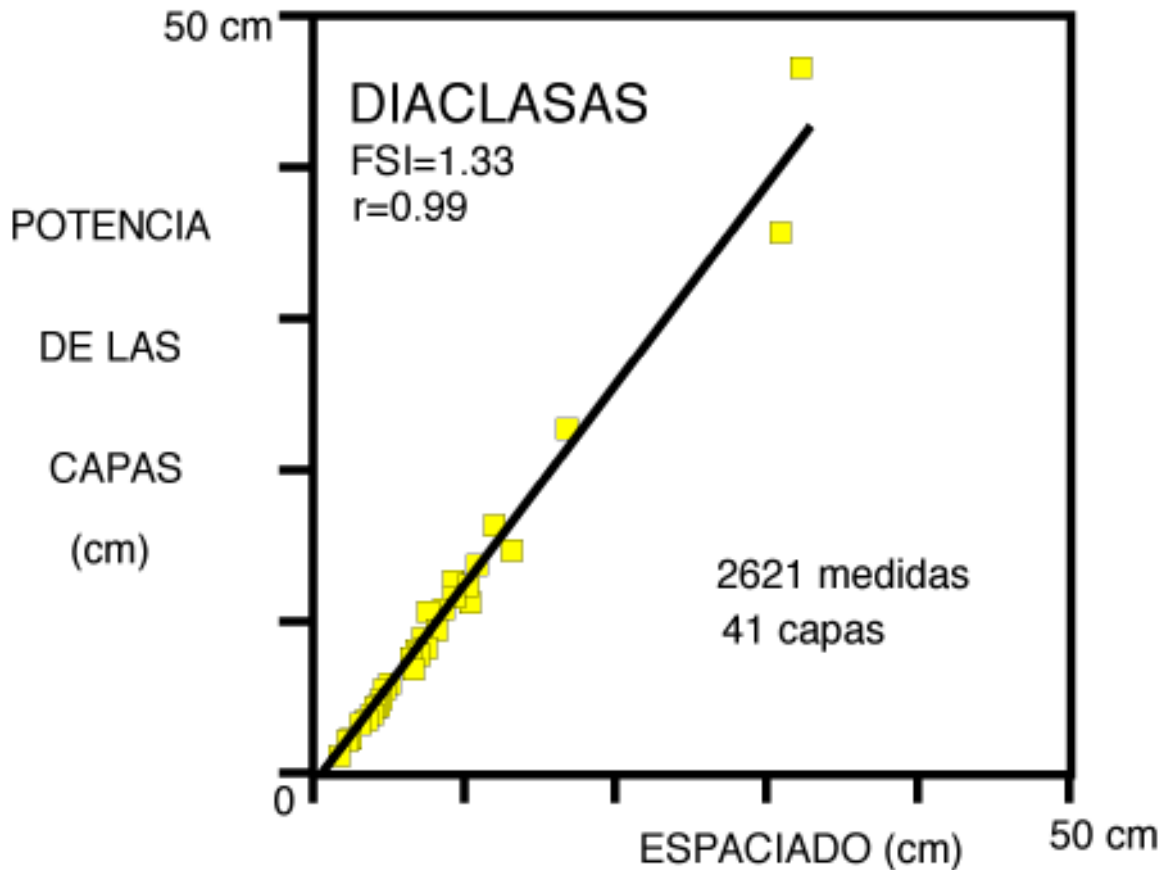


Figura 5-49- Espaciado de diaclasas frente a potencia de la capa en que se desarrollan, su relación es lineal.

Uno de los hechos que se observan con más frecuencia en el campo es la relación existente entre el espaciado de las diaclasas y la potencia de la capa en que se desarrollan (Figura 5-49). Los planos de estratificación son anisotropías que transmiten los esfuerzos de manera muy poco eficiente, por lo que las diaclasas se restringen a unidades mecánicas, que en las rocas sedimentarias, se identifican como capas. Las capas más gruesas tienen, por lo tanto diaclasas más espaciadas, mientras que las capas más finas tienen, lógicamente, diaclasas más juntas. Esto es debido a que la sombra de reducción de esfuerzos se hace mayor alrededor de las diaclasas de mayor tamaño, las desarrolladas en estratos más potentes. El desarrollo mayor de la sombra de esfuerzos evita que se genere una nueva diaclasa en las proximidades de una previa, lo que se traduce en que cuanto mayor sea la sombra de reducción de esfuerzos mayor será el espaciado de las mismas.

Según lo expuesto se puede entender como las diaclasas se generan secuencialmente fuera del ámbito de las sombras de reducción de los esfuerzos tal y como se puede observar en la figura 5-50.

Los factores que influyen en el espaciado de las diaclasas son variados. El más importante es, como ya se ha apuntado, la potencia de la capa. También influye la litología, el módulo de Young varía con la naturaleza de las rocas, por lo que los esfuerzos generados de acuerdo con la ley de Hooke para un determinado estiramiento variarían dependiendo de la litología (Figura 5-51); por término general las capas más resistentes tendrán diaclasas menos espaciadas que las menos resistentes, aunque no es una ley, ya que el módulo de Young no es el único factor a tener en cuenta, sino que la resistencia a la fractura

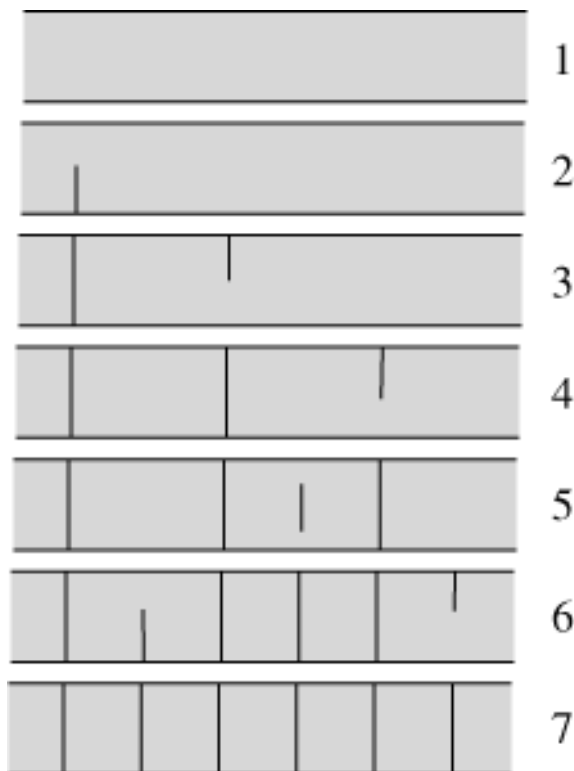


Figura 5-50- Secuencia de formación de diaclasas por relleno secuencial.

juega además un papel importante. Por último, un factor importante es la magnitud de la deformación existente, las rocas que hayan sufrido un estiramiento mayor tendrán un mayor número de diaclasas, y por lo tanto estarán menos espaciadas, mientras que las que estén menos estiradas mostrarán, un espaciado mayor (Narr, 1991; Gross *et al.*, 1995, 1997; Wu y Pollard, 1995; Becker y Gross, 1996).

El espaciado de las diaclasas es un aspecto muy relevante en diversos aspectos de la geología, por lo que su estudio debe de realizarse con cuidado. Desde el punto de vista del transporte y acumulación de fluidos en las rocas (ya sea agua o petróleo) se puede predecir la porosidad de las rocas producida por las fracturas si conocemos las características de los espaciados de las diaclasas en las mismas. Otro aspecto en el que conviene tener en cuenta este hecho es en los estudios de evolución de los relieves; es bastante patente la relación entre el espaciado de las diaclasa y la facilidad que muestran

las rocas para erosionarse. Por último, en los estudios de carácter geotécnico nos permiten calcular sostenimientos y perfiles de equilibrio de túneles o carreteras al conocer, a priori, el tamaño de los bloques que se pueden desprender, con lo que se pueden optimizar mucho los presupuestos en este tipo de obras.

5.5.7 MEDIDA DE DIACLASAS.

A lo largo de la descripción que hemos realizado a lo largo de este tema, se han apuntado una serie de aplicaciones que puede tener el estudio estructural de las diaclasas en diferentes campos de la geología. Es por ello que la toma de datos para su estudio es muy importante puesto que la calidad de los mismos dependerán los resultados que obtengamos posteriormente.

Los datos que nosotros debemos de recoger y las preguntas que nos debemos de hacer durante el estudio de las diaclasas son:

1.- ¿Son sistemáticas?; es decir, ¿podemos de definir una o varias familias de diaclasas planares de igual orientación y espaciado regular?

2.- En el caso de que sean sistemáticas debemos medir las orientaciones de las familias y observar si las relaciones angulares entre los mismos son constantes.

3.- ¿Que relaciones de corte existen entre las familias de diaclasas?. ¿Que geometría tienen las intersecciones entre las mismas?.

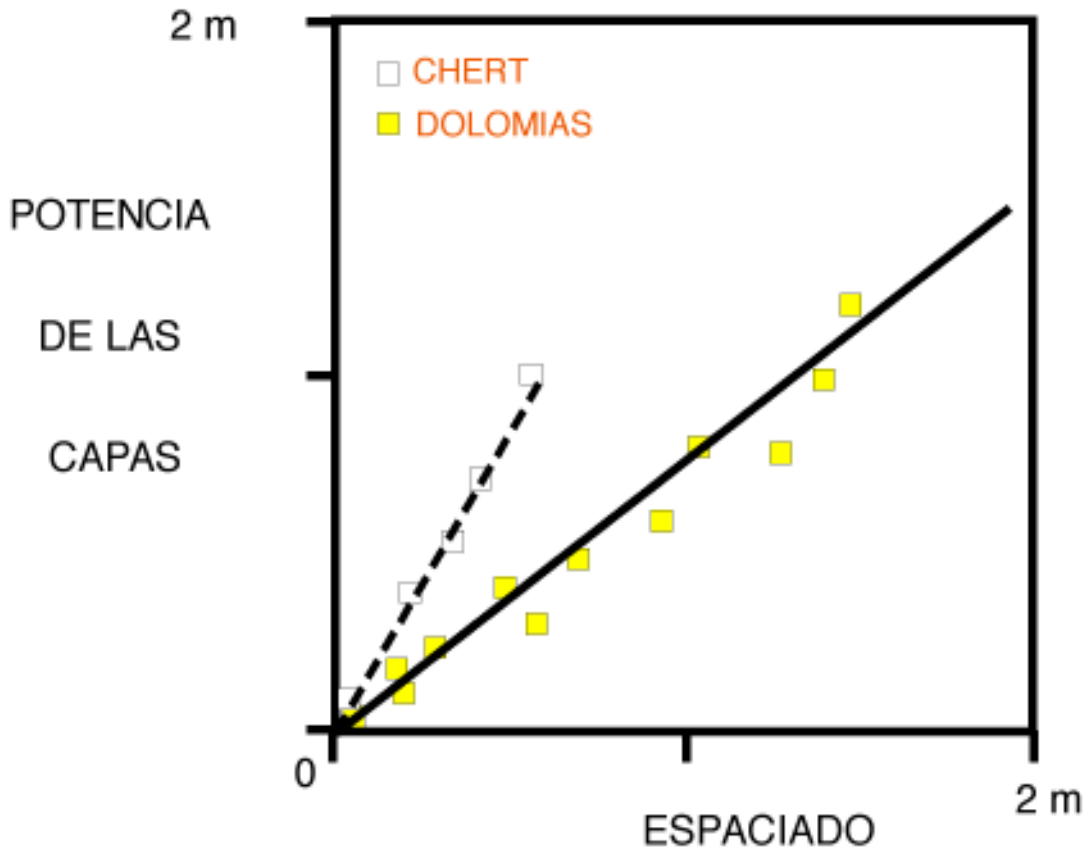


Figura 5-51- Variaciones entre el espaciado de diaclasas frente a potencia de la capa en que se desarrollan para distintas litologías.

4.- ¿Cual es la morfología de la superficie de las diaclasas? ¿Tienen estructuras plumosas? ¿Tienen líneas de avance?

5.- ¿Que medidas tiene la diaclasa? ¿Puede seguirse su traza durante centímetros o durante cientos de metros?

6.- ¿Cual es el espaciado y la densidad de las diaclasas en el afloramiento?

7.- ¿Tiene alguna relación el espaciado y la densidad de las diaclasas con la litología?

8.- ¿Están unas diaclasas conectadas unas con otras?

9.- ¿Que relación tienen las diaclasas con otras estructuras?

Una vez respondidas estas preguntas, debemos de realizar medidas que cuantifiquen los parámetros que nos permitan hacer una descripción formal de las familias y sistemas de diaclasas existentes en distintos afloramientos. Para ello se utilizan generalmente dos métodos: (1).- Se realiza un censo de todas las diaclasas en un sector que se considere representativo o a lo largo de una línea de muestreo. Una vez descritas todas las diaclasas se puede establecer la densidad de fracturas y se puede analizar la orientación dominante de las mismas utilizando métodos estadísticos, con el problema que supone la existencia de diaclasas no sistemáticas que pueden enmascarar la existencia de familias o sistemas de diaclasas sistemáticas. (2).- En el caso de que nos interesen más las diaclasas sistemáticas se debe de

inspeccionar el afloramiento e identificar cuales son las familias de diaclasas sistemáticas y de esta manera se puede establecer de manera directa su orientación y su espaciado aunque no podamos establecer la densidad de fracturas, ya que filtramos las que no son sistemáticas.

Para el estudio de las diaclasas debemos determinar varias características de las mismas que se encuentran resumidas en la figura 5-52. Estas características son: (1) la litología que se ve afectada por las diaclasas; (2) la orientación de las diaclasas; (3) las relaciones entre diaclasas sistemáticas y cruzadas; (4) la forma de las diaclasas, planas o curvadas; (5) la longitud de las diaclasas en el afloramiento; (6) la altura de las diaclasas; (7) el espaciado de las mismas; (8) el material de relleno o las pátinas; y (9) la geometría de su superficie.

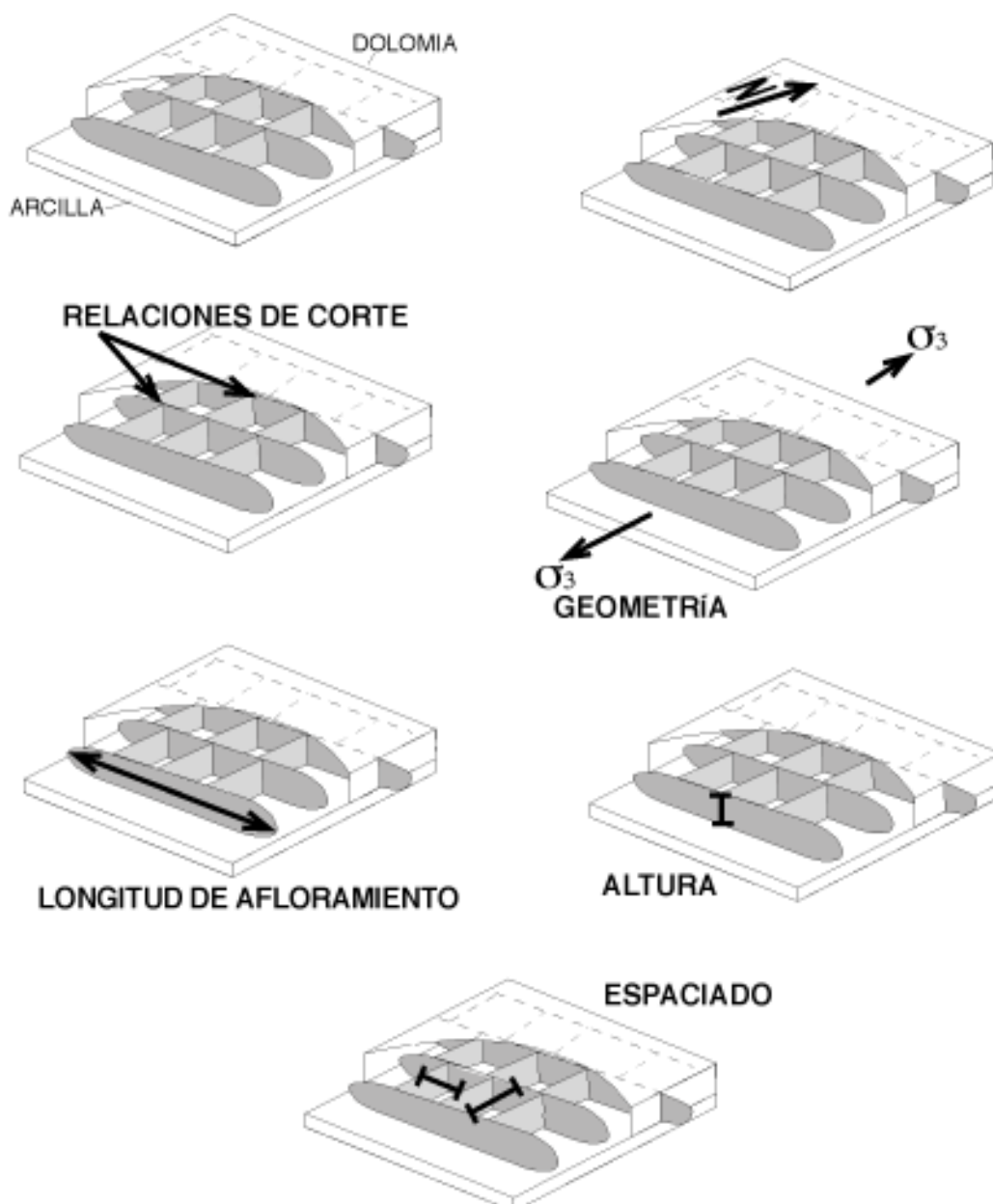


Figura 5-52- Distintos aspectos a tener en cuenta durante la descripción de diaclasas.

Por último, debemos de dar a los datos tomados un formato legible para la comunidad geológica, para lo que se usan varias representaciones. Por un lado, se puede representar su orientación como un plano en cualquier mapa, y preferentemente sobre un mapa geológico, También se puede representar el conjunto de medidas mediante proyecciones estereográficas, diagramas en rosa o histogramas de rumbo si las diaclasas son verticales. Un método muy efectivo de representar las diaclasas existentes en grandes extensiones es reflejar las denominadas trayectorias de diaclasas, es decir dibujar líneas que nos muestren la orientación de la misma familia de diaclasas en diversos puntos (Figura 5-53). Además, como se ha mencionado al principio, se debe de hacer una detallada descripción de los aspectos que no puedan ser cuantificados o de aquellos cuya cuantificación no sea susceptible de poderse representar en diagramas comparativos y cuando sea necesario se deben de utilizar dibujos o fotografías para ilustrar aquellas relaciones o características que sean más difíciles de describir por otros métodos.

5.5.8 ORIGEN E INTERPRETACIÓN DE LAS DIACLASAS.

Una vez descritas las diaclasas podemos acercarnos a los procesos que las originan y, por lo tanto, podemos intentar inferir el significado de las mismas. Hemos estudiado en la introducción como las diaclasas se forman cuando el esfuerzo tensional en la roca supera la resistencia a la rotura de la misma y comienzan a propagarse las grietas de Griffith. Siempre se pensó que las diaclasas se formaban en la parte más alta de la corteza, muy cerca de la superficie, donde es más fácil encontrar grandes esfuerzos tensionales, aunque en la actualidad ya se piensa que las situaciones en que se forman estas estructuras pueden ser más vairadas. Uno de los hechos a tener siempre en cuenta durante el estudio de estas estructuras es el hecho de que un sistema de diaclasas puede estar formado por varias familias de diaclasas que se hayan formado en distintas situaciones o que respondan a variaciones locales de los

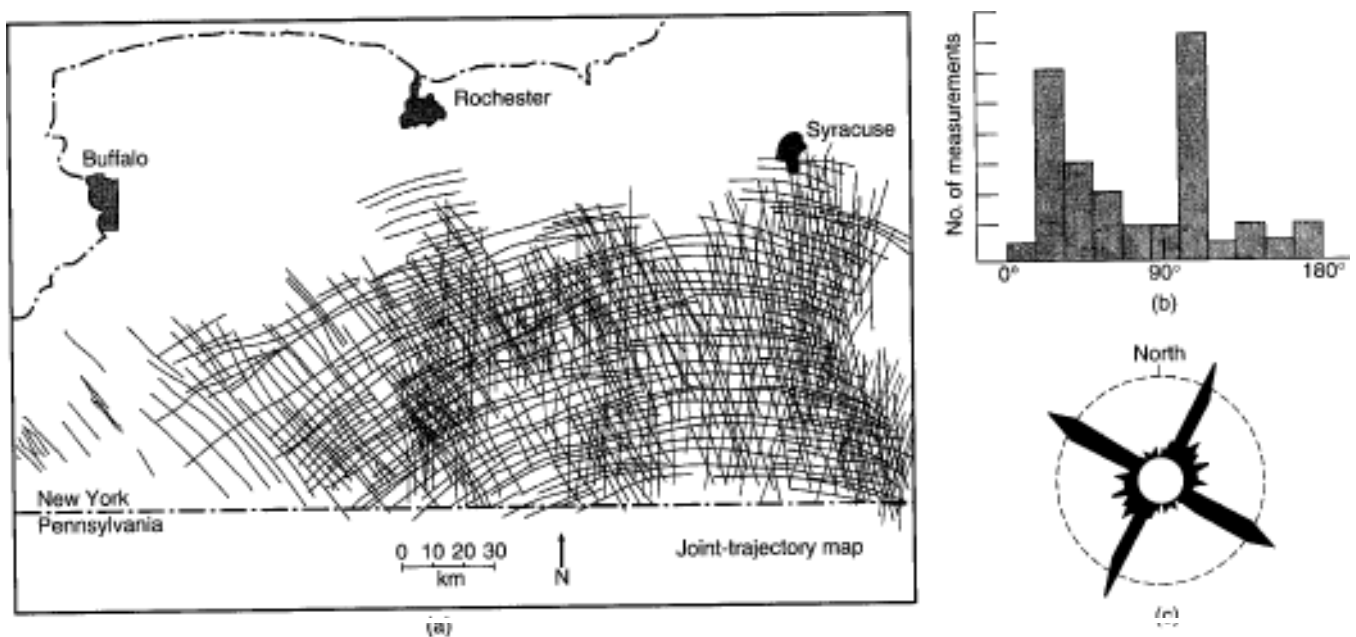


Figura 5-53- Ejemplos de representación de diaclasas. Mapas de trayectorias, diagrama de frecuencias y rosa de

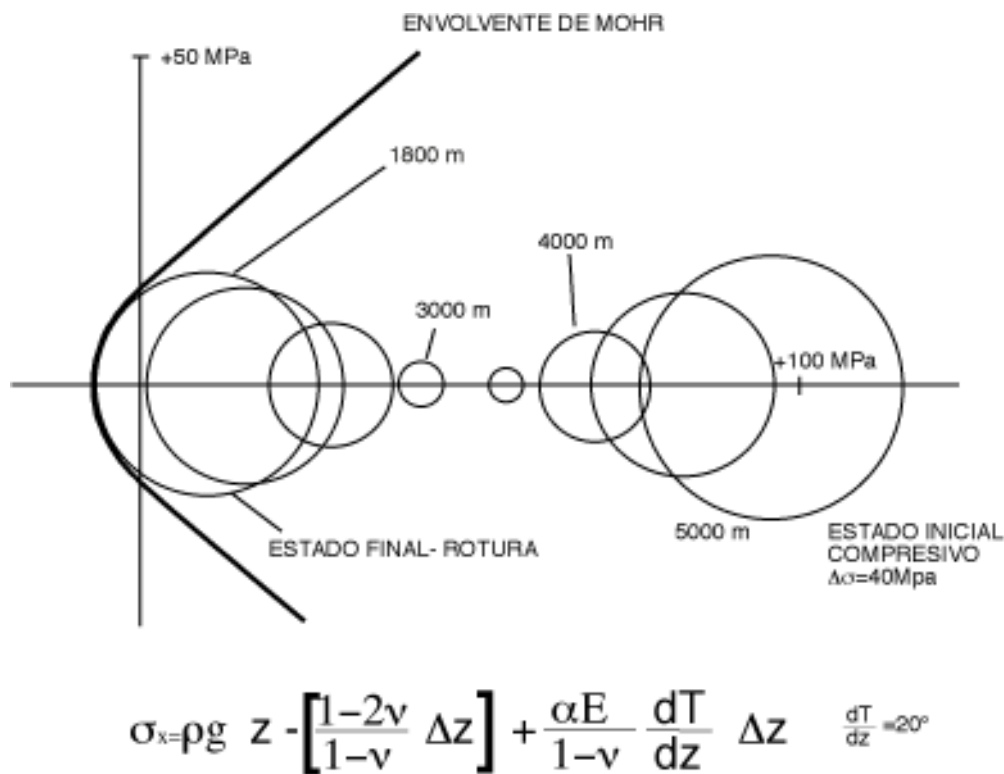


Figura 5-54- Cambio en las condiciones de esfuerzo como resultado de la erosión de las rocas suprayacentes y del enfriamiento asociado (20° C/km). Una roca en un estado inicial compresivo a 5 km de profundidad se convierte en un estado litostático tras 1,7 km de erosión y se fractura tensionalmente cuando se encuentra a 1.8 km de la superficie.

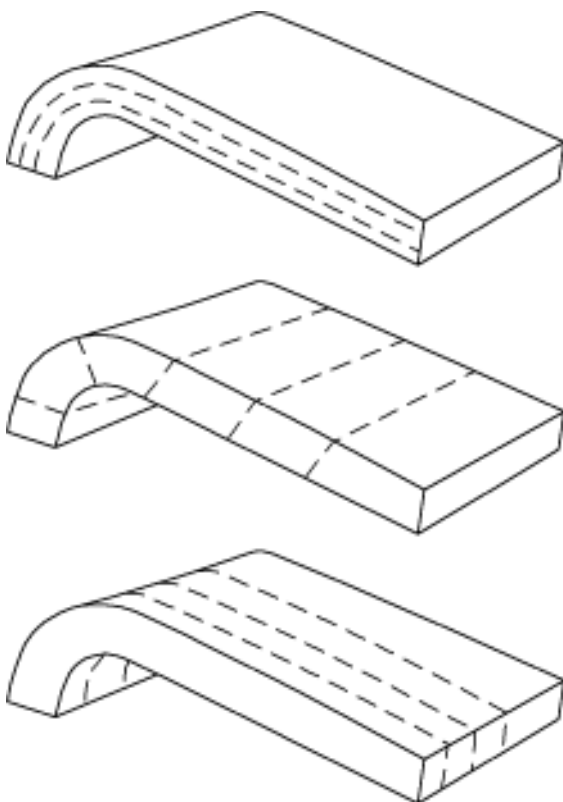


Figura 5-55-Relación entre diaclasas y pliegues, según Hancock (1985).

campos de esfuerzos. Existen ciertos procesos bien conocidos que dan lugar a la génesis de diaclasas, que describiremos a continuación, además existen diaclasas que no pueden correlacionarse con procesos conocidos, por lo que su interpretación sigue siendo objeto de estudio.

Los procesos que provocan la génesis de diaclasas son:

1.- Levantamiento y descompresión.- La presión litostática resultante de la carga que una roca soporta por el peso de las supradayacentes, acompañada del aumento de temperatura derivado del gradiente geotérmico, hace que cuando una roca, por las causas que sean, erosión, etc., se acerque a la superficie, esté sometida a unos esfuerzos distintos que se derivan de tres causas. La tres causas que hacen que se generen esfuerzos tensionales en una roca que esta siendo levantada o acercada a la superficie terrestre son: perdida de calor que hace que las rocas se enfríen y

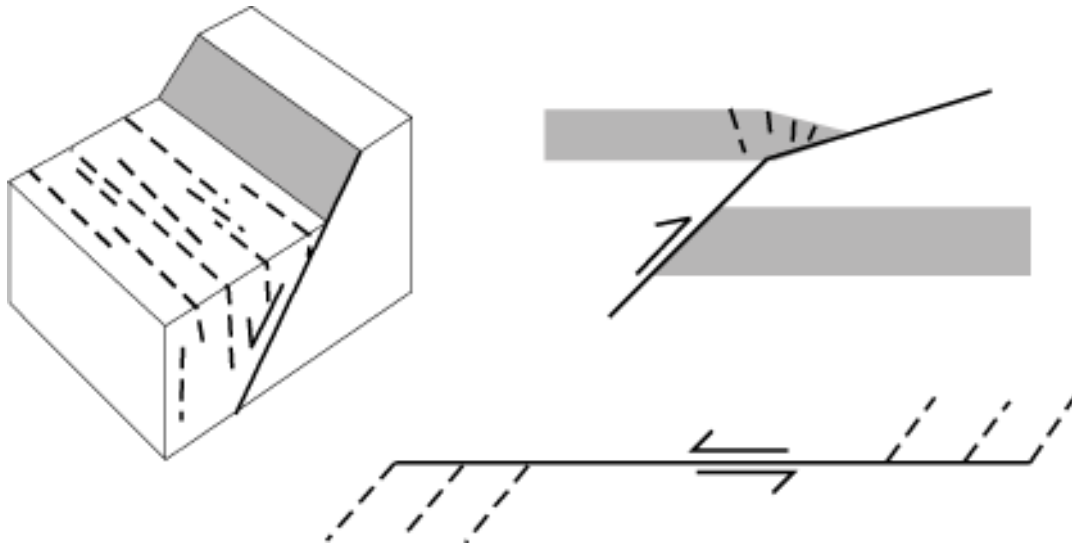


Figura 5-56-Relación de las diaclasas con fallas normales, inversas y de desgarre.

contraigan en todas las direcciones, lo que pueden hacer libremente en el la vertical, pero no en la horizontal por lo que se generarán esfuerzos tensionales; el efecto producido por la pérdida de presión litostática provoca una expansión de la roca en la vertical por la liberación de energía elástica, lo que se resuelve asimismo con la génesis de esfuerzos compresivos horizontales, que no colaboran a la génesis de las diaclasas, al no poder expandirse libremente en esta dirección ; por último, el efecto membrana causa esfuerzos tensionales horizontales al aumentar el tamaño una superficie determinada de roca al alejarse del centro de la tierra. Si los esfuerzos tensionales generados por estas causas son lo suficientemente altos, la roca se fracturará dando lugar a diaclasas como se puede apreciar en el ejemplo de la figura 5-54.

2.- Diaclasas laminares o descamaciones.- Además de las diaclasas descritas previamente, en los centenares de metros más próximos a la superficie se suelen generar diaclasa paralelas a dicha superficie. El origen de estas diaclasas es bastante problemático ya que no son fácilmente explicables como fracturas tensionales debido a que cerca de la superficie suele haber esfuerzos verticales compresivos y la presión de fluidos no es elevada. La mayoría de los autores consideran que estas diaclasas se generan donde los esfuerzos compresivos horizontales son más importantes que los originados por la carga vertical, o

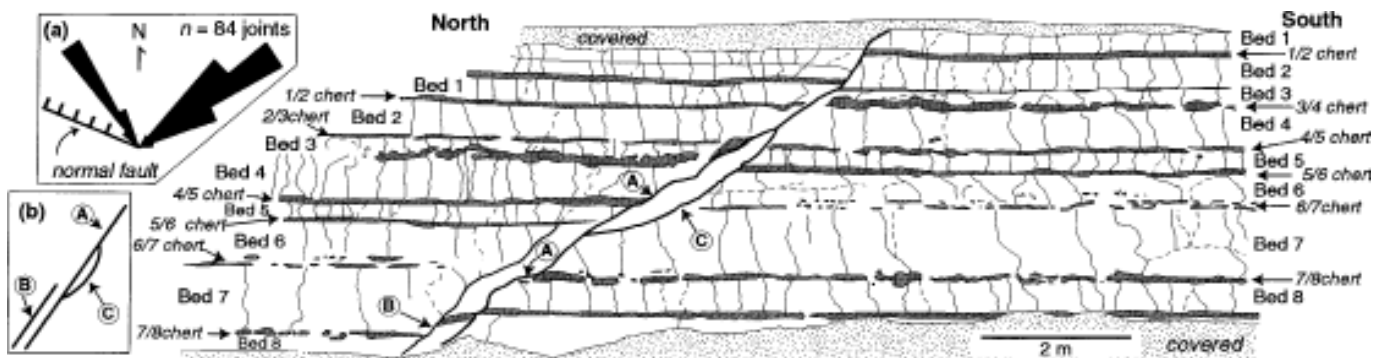


Figura 5-57-Ejemplo de diaclasas relacionadas con fallas normales (Gross et al., 1997).

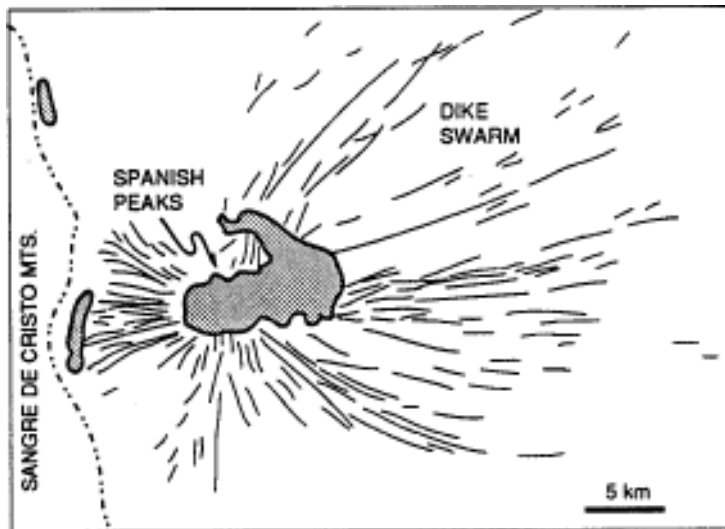


Figura 5-58-Enjambre de diques al rededor de los Picos Españoles (Johnson, 1961).

donde existen esfuerzos residuales que se liberan durante la aproximación de la roca a la superficie. Este ultimo caso es el que se invoca con más frecuencia para explicar la presencia de este tipo de diaclasas en rocas intrusivas. En este caso el enfriamiento de las rocas intrusivas produce una contracción mayor que la de las rocas del encajante.. Esta contracción no puede acomodarse hasta el momento que la roca deja de ser sometida a esfuerzos litostáticos, dando lugar a familias de diaclasas paralelas a la superficie del plutón o a la superficie topográfica.

Un hecho importante relacionado con este tipo de diaclasas y que aún esta sujeto a grandes controversias es el hecho de que su disposición paralela a la topografía es su causa o si, por el contrario, ellas son la causa de la topografía existente.

3.- Fracturación hidráulica.- Las diaclasas que se forman en profundidad donde no existen, en principio, esfuerzos tensionales se deben al efecto de la actuación de los fluidos existentes en las rocas a través de la presión de poro como ya vimos en el capítulo anterior. En efecto, si la presión de poro es lo suficientemente elevada se generan esfuerzos de tensión que pueden causar la propagación de fracturas tensionales debido al efecto poroelástico. Este mecanismo esta muy bien conocido y es aprovechado

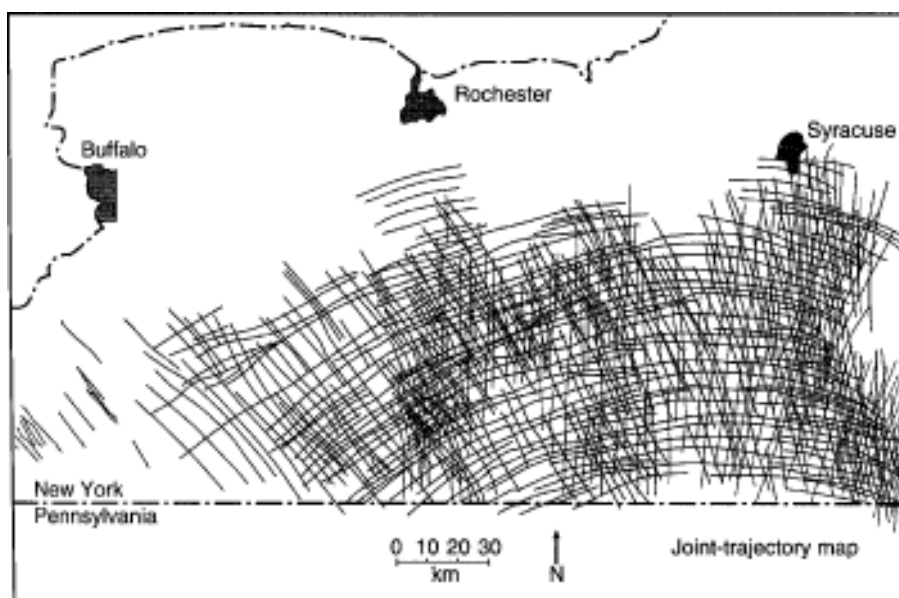


Figura 5-59-Mapa de diaclasas en el Plateau de los Apalaches. Las líneas se han construido paralelas a las diaclasa que se reconocen en afloramientos a lo largo de todo el estado de Nueva York (Engelder y Geiser, 1980).

para aumentar la porosidad de los acuíferos o almacenes de petróleo generando presiones elevadas de los fluidos que causan la rotura de la roca y generan un mayor número de conductos por los que se pueden desplazar los mismos.

4.- Diaclasas ligadas a procesos tectónicos.- Por lo general, se pueden relacionar diaclasas con dos tipos de estructuras, pliegues y fallas. En el caso de pliegues, se pueden describir un gran número de familias de diaclasas en relación con ellos. La clasificación de diaclasas relacionadas con pliegues más común es la que propone Hancock (1985) que se muestra en la figura 5-55. En dicha figura se identifican 3 tipos de diaclasas dispuestas de manera simétrica respecto a la estratificación y al eje del pliegue, aunque de todas ellas las más comunes son aquellas normales al eje (debidas a la extensión paralela al mismo) y las paralelas al mismo y perpendiculares a la estratificación, generadas en el estrados de los pliegues (originadas por los esfuerzos tensionales que se generan durante el proceso de plegamiento de una capa).

Respecto a las fallas, se describen tres tipos de diaclasas relacionadas con ellas y que se muestran en la figura 5-56:

I.- Aquellas diaclasas relacionadas con el mismo campo de esfuerzos en que se esta generando la falla.

II.- Aquellas que estan asociadas a las tensiones locales que puedan estar relacionadas con los movimientos de los bloques separados por las fallas.

III.- Diaclasas generadas en relación a los esfuerzos tensionales que se producen localmente durante el movimiento de la falla. (Figura 5-57, Gross et al., 1997)



Figura 5-60- Orientación de diaclasas paralelas a campo de esfuerzos actual en el NE de los Estados Unidos (Gross y Engelder, 1991).

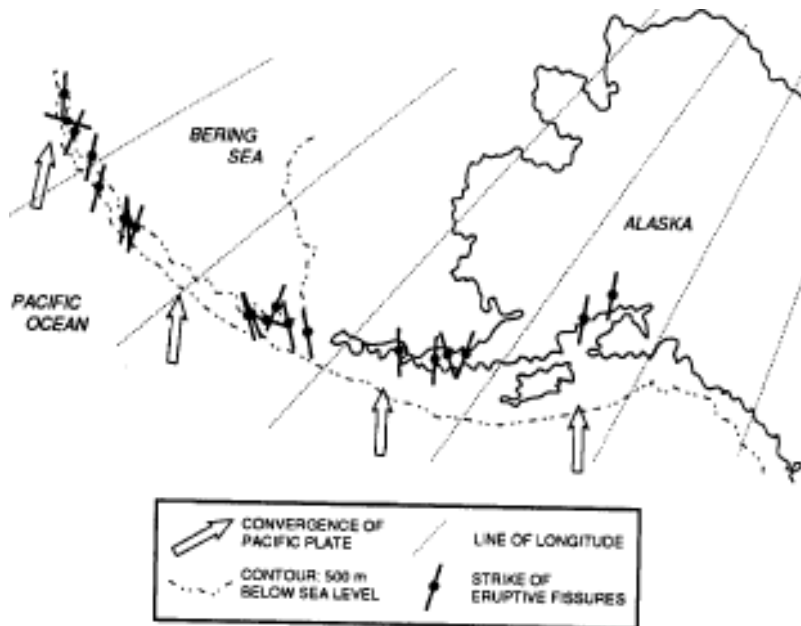


Figura 5-61- Mapa de Alaska donde se muestra orientación de fisuras por las que asciende magma a los volcanes de el Arco Aleutiano (Nakamura et al. 1977).

5.- Diaclasas debidas a la intrusión de rocas ígneas o diapiros salinos .- El emplazamiento de rocas ígneas o salinas produce tensiones locales en sus alrededores que dan lugar a la génesis de diaclasas. Dada la forma que tienen estos cuerpos de roca, aproximadamente circulares, se producen dos tipos de diaclasas , unas de carácter radial y otras concéntricas alrededor de la intrusión o del diapiro si no existe un campo de esfuerzos remoto. En el caso de que exista dicho campo de esfuerzos remoto, ese patrón se ve distorsionado perdiendo la simetria radial perfecta como se aprecia en la figura 5-58. En ella se ve como los diques, que pueden ser considerados como diaclasas o fracturas tensionales rellenas de material fundido, que generalmente se propagan de manera radial alrededor de in volcan, se reorientanm hacia una situacion paralela al esfuerzo máximo horizontal, que en el caso de este ejemplo sería aproximadamente Este-Oeste.

Por último queda describir como se interpretan las diaclasas a escala regional. Hasta ahora hemos hablado de las diaclasas como estructuras mesoscópicas que pueden estar relacionadas con otras estructuras de escala más o menos grande. Sin embargo se han reconocido en diversos lugares del mundo familias y sistemas de diaclasas que pueden ser reconocidos a lo largo de centenares de kilómetros. Debido a la clara relación que tienen las diaclasas con el campo de esfuerzos son una herramienta muy útil para describir la orientación de el campo de esfuerzos en grandes áreas para un momento determinado, siempre que conozcamos la edad de las familias de diaclasas utilizados (figura 5-59). Además de lo dicho, hay que destacar que por ser estructuras que pueden generarse cerca de la superficie, es posible identificar las que se estén generando en el presente, y ha sido una herramienta muy utilizada para

investigar las trayectorias de los esfuerzos que tienen lugar en la actualidad (Engelder, 1982; Hancock y Engelder, 1985; Gross y Engelder, 1991) sobre todo en los lugares donde estas medidas no se pueden realizar de manera instrumental (Figuras 5-60 y 5-61).

Un buen ejemplo de este caso es la representación del esfuerzo máximo horizontal en el Arco de las Aleutianas, que está marcado por la orientación de las fisuras por las que se emplazan volcanes como se muestra en la figura 5-61. Esa orientación es paralela a la dirección de movimiento relativo entre las placas Americana y Pacífica, por lo que es lógico pensar que también serán paralelas al esfuerzo máximo horizontal.

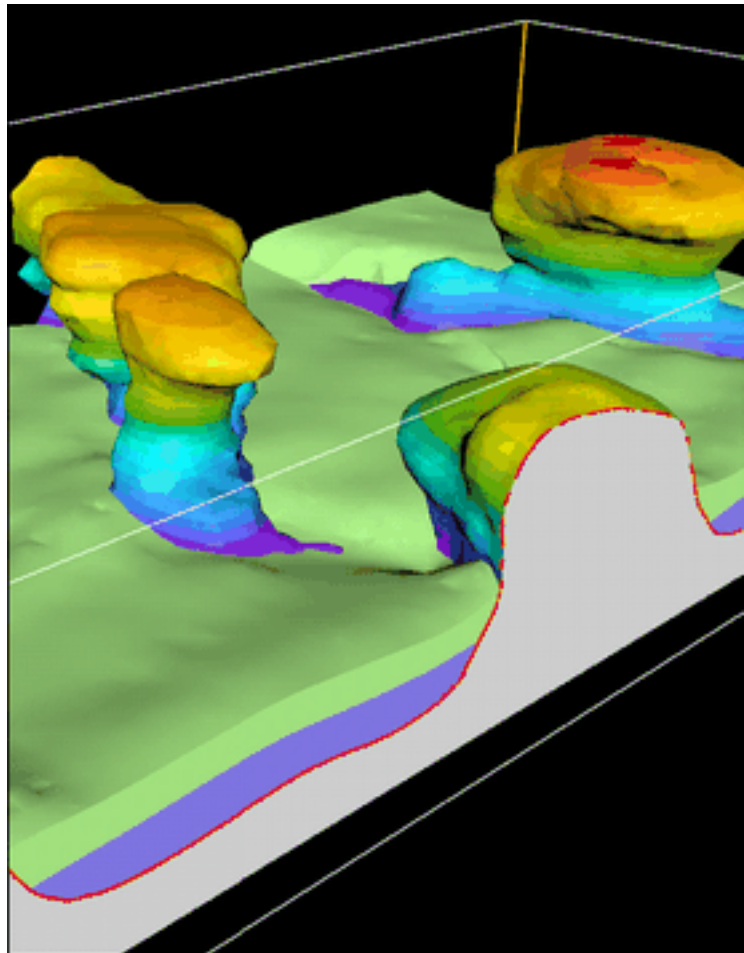
5.6.-DIAPIROS

5.6.1.-DEFINICION Y TIPOS PRINCIPALES

Un **diapiro** es un cuerpo de roca que se ha movido hacia arriba atravesando y desplazando las rocas suprayacentes. La palabra deriva del vocablo griego *diaperein*, que significa perforar. La ascensión de tales cuerpos de roca tiene una causa gravitatoria: la

menor densidad de las rocas que ascienden, en relación con la densidad de las rocas atravesadas, les confiere una fuerza ascensional. Para que la ascensión se produzca se necesita, además de una menor densidad, que proporcione la fuerza, la existencia de rocas suficientemente dúctiles como para poder fluir y la posibilidad de que las rocas superiores o suprayacentes puedan hacer sitio a la masa ascendente deformándose.

Los diapiros más comunes son los de **evaporitas**, rocas formadas por concentraciones excesivas de sales como cloruros, sulfatos o nitratos, que precipitan formando capas de espesor a veces considerable. Frecuentemente, tales concentraciones se dan en cuencas continentales endorréicas en las que la evaporación de agua es superior a los aportes fluviales debidos a las precipitaciones. Se dan también casos en mares interiores cuya comunicación con el mar abierto es interrumpida durante un cierto periodo



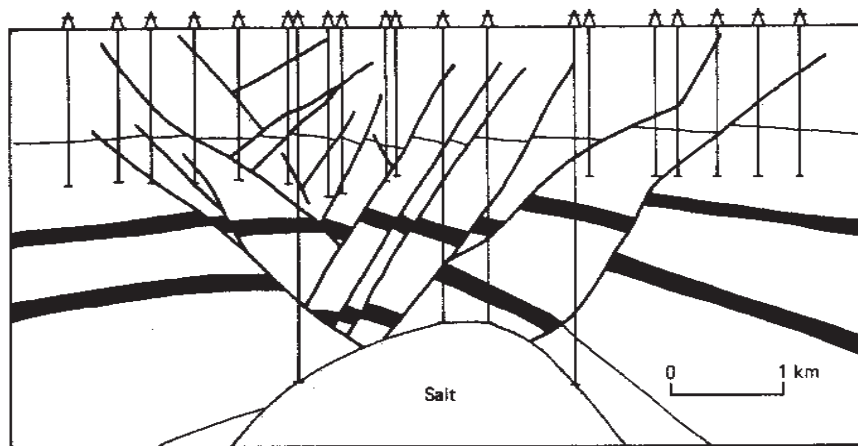


Figura 5-62- Diapiro salino en forma de domo. Obsérvese el sistema de fallas normales conjugadas asociado. Este de los Estados Unidos.

de tiempo y en los que también la tasa de evaporación supera a la de aporte. Este fue el caso de Mediterráneo hace 6 m.a. (millones de años), en el Mioceno Superior, cuando la comunicación con el Atlántico quedó cortada por el cierre del Estrecho de Gibraltar. El episodio de desecación y depósito debió durar medio millón de años y a lo largo de él se acumularon varios cientos de metros (localmente hasta 2000 m) de evaporitas sobre el fondo de la cuenca marina, a 3000 m de profundidad bajo el nivel medio actual del mar.

También son comunes los **diapiros de arcilla y barro**, materiales muy plásticos y poco densos cuando están empapados de agua. Estos y los salinos son característicos de depósitos sedimentarios en la parte superior de la corteza terrestre, a profundidades menores de 15 km en general. A mayores profundidades, todavía dentro de la corteza, se dan otro tipo de diapiros: las **intrusiones graníticas**.

Los granitos son masas de roca fundida cuya composición química es muy rica en óxidos de elementos ligeros como SiO_2 , Na_2O , K_2O y CaO . Debido a su composición y a encontrarse en estado líquido o parcialmente líquido (más del 10% líquido), su peso específico es menor que el de la mayor parte de las rocas que se encuentran en la corteza continental media e inferior, entre 10 y 30 km de profundidad, por lo que ascienden, formando plutones discordantes, llamados batolitos o stocks, que son estructuras diapíricas.

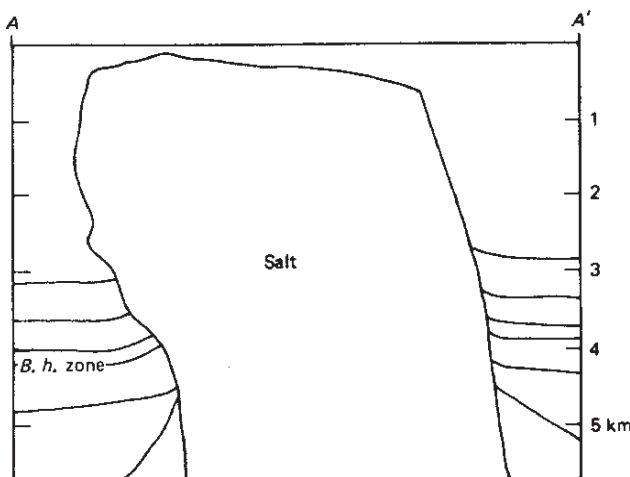


Figura 5-63- Diapiro en forma de pistón o cilindro. Obsérvese el arrastre producido en las capas encajantes debido a su ascenso.

Más abajo, en el manto de la Tierra, que comprende las profundidades de entre 10 a 35 km y 2900 km, las rocas, muy densas, son en general bastante dúctiles, y están en un continuo

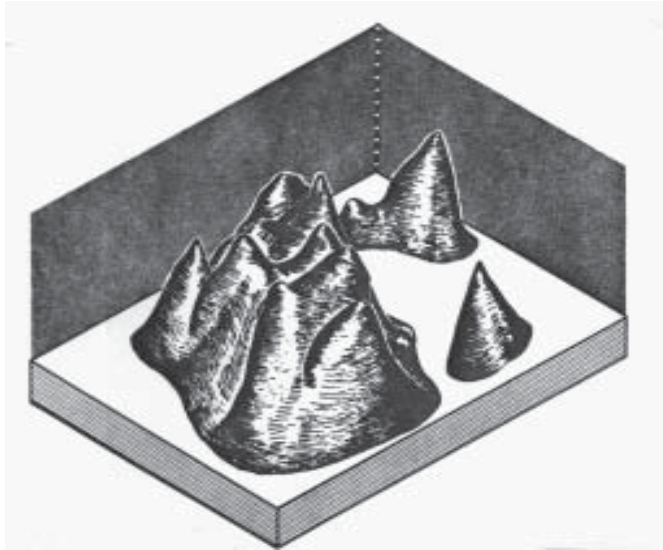


Figura 5-64- Diapiros cónicos en el Golfo de México.

movimiento que transfiere calor de las parte profundas a las superiores por medio del ascenso de masas profundas calientes. Aparentemente, parte de este proceso se realiza por medio de estructuras similares a las diapíricas que se llaman **penachos mantélicos** (“mantle plumes”), que pueden tener del orden de 100 km de diámetro y ascender, a veces, desde la zona de contacto entre el manto y núcleo terrestre, recorriendo distancias de 2600 a 2800 km.

En este capítulo vamos a ocuparnos esencialmente de los diapiros salinos, también llamados **domos de sal**, describiendo su estructura y evolución. La formación de

diapiros salinos y, en general, todo lo relacionado con los movimientos de rocas salinas, las estructuras a que dan lugar y sus implicaciones estratigráficas, se engloban dentro del proceso denominado **halocinesis**, palabra derivada del griego que significa movimiento de la sal. Los diapiros salinos son muy importantes desde el punto de vista económico, no sólo como yacimientos de sal sino, sobre todo, porque muy a menudo crean estructuras favorables para la acumulación de petróleo.

5.6.2.-MORFOLOGIA, EVOLUCION Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Las diferentes formas de los diapiros dependen de la ductilidad de las rocas encajantes y de las anisotropías que existan en ellas pero, en gran medida, dependen también de la evolución del diapiro en un momento dado, de manera que las diferentes formas representan a la vez distintos estadios en su evolución. Las formas más características son las de **almohadilla**, **domo** (Figs.5-62 y 5-65), **cilindro** o pistón (Fig.5-63 y 5-65), **cono** (Fig.5-64), **tubo** o espina (Fig.5-66) y **champiñón** u hongo (Fig.5-67). La mayor parte de los diapiros responden a su nombre, es decir, son perforantes, pero algunos no interrumpen la continuidad de las capas encajantes, limitándose a deformarlas (Fig.5-65). Muchos diapiros llegan a extruir, es decir, a atravesar toda su cobertera y aflorar en superficie. A menudo, la erosión de la cobertera contribuye al afloramiento de la masa salina. Como suelen dar un relieve elevado,

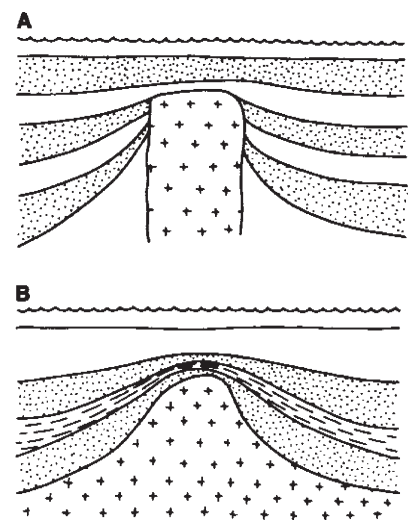


Figura 5-65- Diapiro perforante (arriba) y no perforante (abajo).

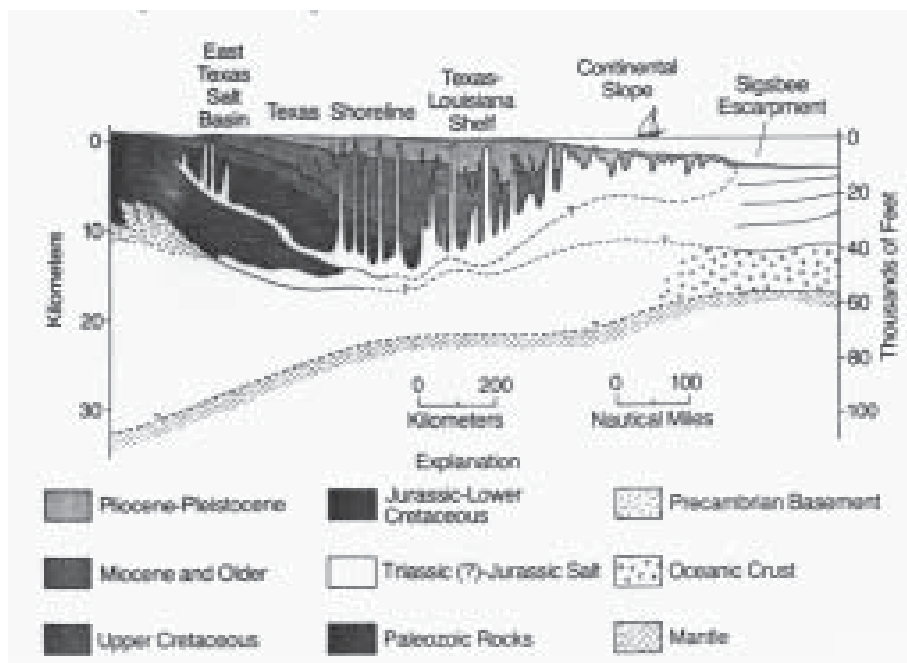


Figura 5-66- Diapiros con morfología de espina en la costa sureste de los Estados Unidos, en el Golfo de México.

en forma de domo más o menos alargado, la masa salina puede desbordarse y descender por los lados del domo formando lo que se han llamado flujos o **glaciares de sal**. Esto sucede en climas es áridos, pues en los húmedos, la velocidad de disolución de la sal supera a la de extrusión y los flujos no llegan a formarse.

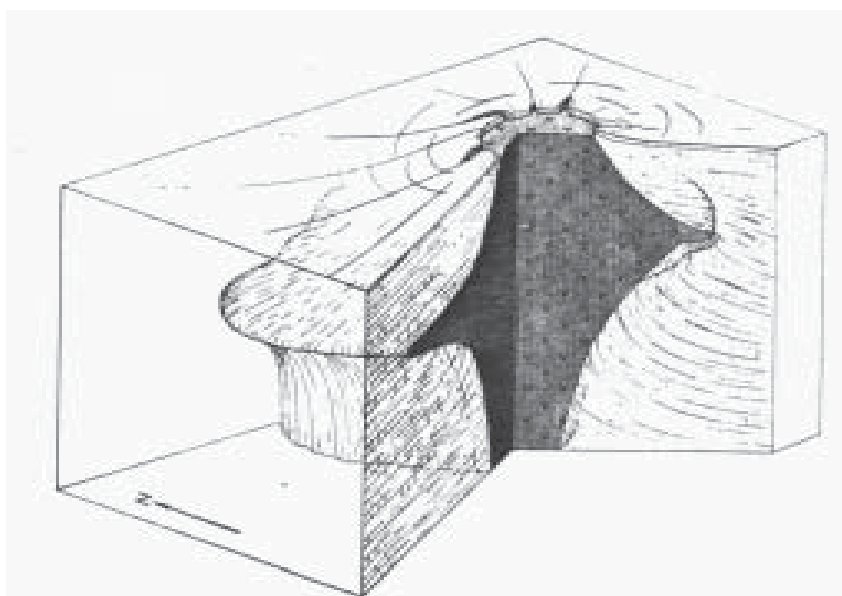


Figura 5-67- Diapiro con forma de champiñón en los Pirineos españoles. Este diapiro llegó a extruir.

La Fig.5-68 muestra el caso de un diapiro que extruyó en tiempos cretácicos y la sal se desbordó

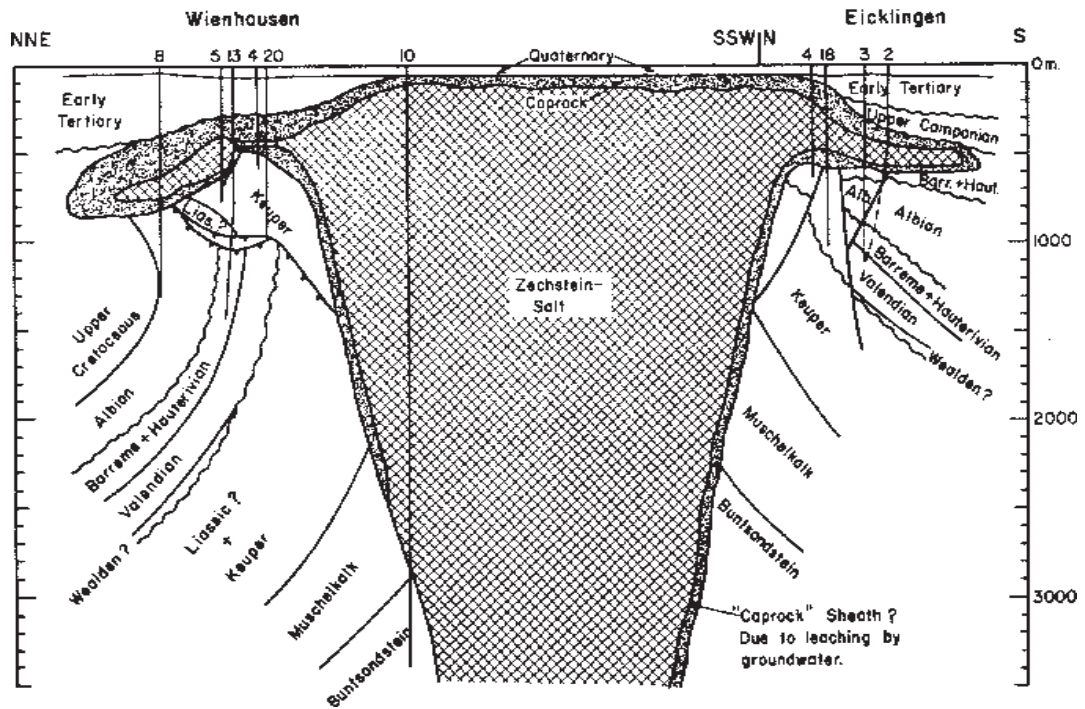


Figura 5-68- Diapiro con forma de champiñón causada por una extrusión de edad cretácica. el diapiro se desbordó por los lados dando glaciares de sal que, luego, fueron cubiertos por sedimentos más recientes.

por los lados creando glaciares de sal. Posteriormente, fue cubierto por sedimentos más recientes (Cretácico Superior y Terciario Inferior). En este caso, por tanto, la forma de champiñón no es debida a la intrusión sino a la extrusión y su posterior fosilización por capas más modernas. La Fig.5-69 muestra dos cortes transversales de un **diapiro extruido** actual, en Irán, y los glaciares de sal asociados. El nombre de **namakier** (del farsi *namak*, sal) ha sido propuesto para estas estructuras. El diapiro mostrado, llamado de Kuh-e-Namak, está constituido por la llamada sal de Hormuz, de edad Cámbrico Inferior (590-550 m.a.), comenzó a intruir en el Jurásico (210-145 m.a.), extruyó en el Cretácico (145-65 m.a.) y desde entonces ha seguido ascendiendo sal, manteniendo el domo topográfico y alimentando los namakiers, hasta la actualidad. Arriba a la derecha de la figura, un esquema muestra un nivel de sedimentos marinos (rayas oblicuas) y el perfil de la playa en aquel momento (línea de trazos), correspondientes al Cuaternario y, como puede apreciarse, ya basculado por el continuo ascenso de la sal. Esto da una idea de la duración de los procesos halocinéticos.

Las distintas formas de los diapiros representan, a menudo, distintos grados de evolución, como puede verse en la Fig.5-70, que se basa en los análisis efectuados en la **cuenca de Zechstein**, en el NW de Alemania. El nivel salino, también llamado Zechstein, se formó al final del periodo Pérmico (250 m.a.) en un mar llamado con el mismo nombre que se extendía por Europa central y los Países Bajos hasta Inglaterra. La intrusión de los diapiros más antiguos comenzó hace unos 230 m.a., en el Triásico, y pasó

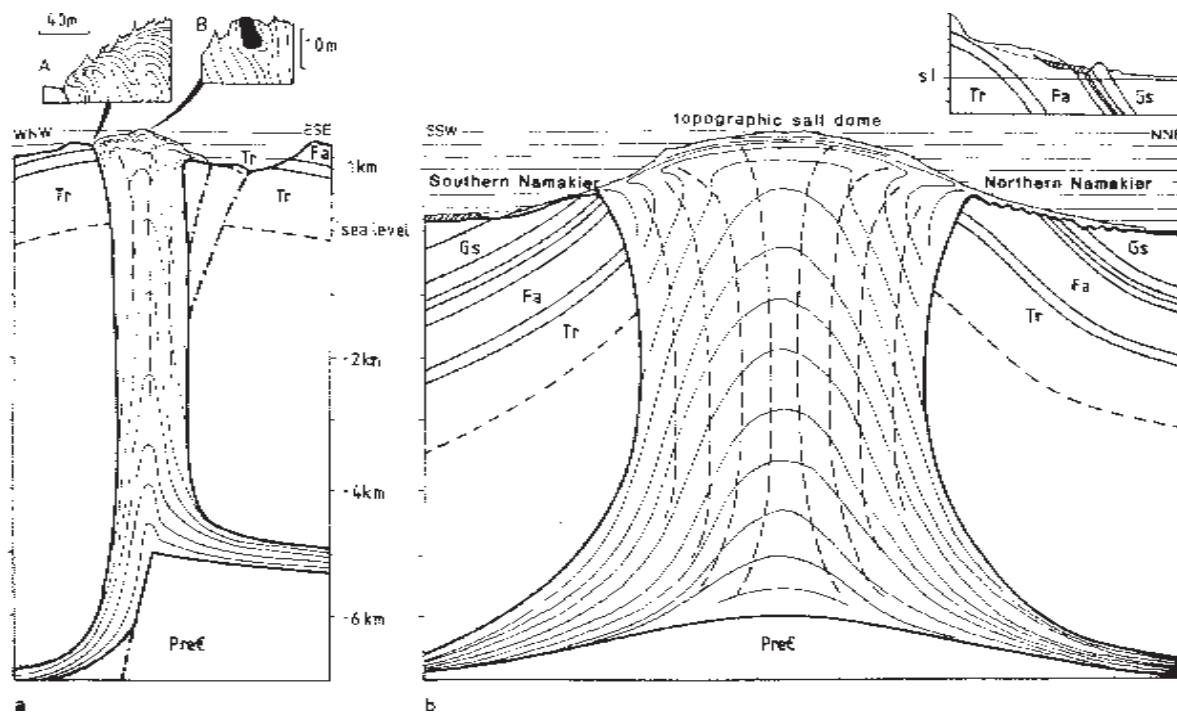


Figura 5-69- Dos secciones de un diapiro extruido en Irán. Las líneas finas continuas dentro del diapiro representan la estratificación y las de trazos la foliación. Arriba, a la derecha, detalle de un nivel marino reciente (33.000 a 283.000 años A.de C.) que se encuentra actualmente inclinado (rayas oblicuas y líneas a trazos).

por sucesivos estadios de almohadilla, domo y champiñón. Obsérvese cómo, al final, casi toda la sal se halla en el diapiro, habiendo desaparecido del nivel en que originalmente se encontraba. La Fig.5-71 muestra el mismo tipo de evolución, obtenida en un experimento con líquidos viscosos de distinta densidad.

La evolución hacia una forma de hongo está condicionada por las características de las capas encajantes, y no siempre se produce. A profundidades menores de 1 km, los sedimentos recién depositados son tan porosos que su densidad es igual o menor que la de la sal. Entonces, ésta no tiende a ascender más, sino a extenderse lateralmente por ellos si son suficientemente blandos, formando los diapiros en forma de hongo. Si los sedimentos no son tan dúctiles como para permitir la expansión lateral de la sal, ésta continúa ascendiendo, empujada por la que hay a profundidades mayores, llegando a perforar toda la cobertera. La forma de champiñón se puede ver favorecida, además, cuando hay una alternancia de capas rígidas y capas muy dúctiles: cuando la sal llega a un contacto de una capa dúctil con una rígida, puede encontrar dificultades para perforar la rígida, por lo que tiende a extenderse por debajo de ella, aprovechando la ductilidad de las rocas inferiores.

La evolución del diapiro genera estructuras en las capas suprayacentes. Lo primero que se forma en éstas es un domo. Sin embargo, como la sal ya se ha concentrado en la almohadilla, ha desaparecido de sus extremos, lo que provoca el hundimiento de las capas alrededor del domo, dando lugar al llamado **surco periférico primario**, que suele ser más o menos circular en planta. Este surco es rápidamente ocupado por sedimentos, cuya edad marca el inicio del diapiro. Más tarde en la evolución, cuando el diapiro se encuentra en el estadio de pistón o champiñón, se forma una estructura sinclinal a su alrededor

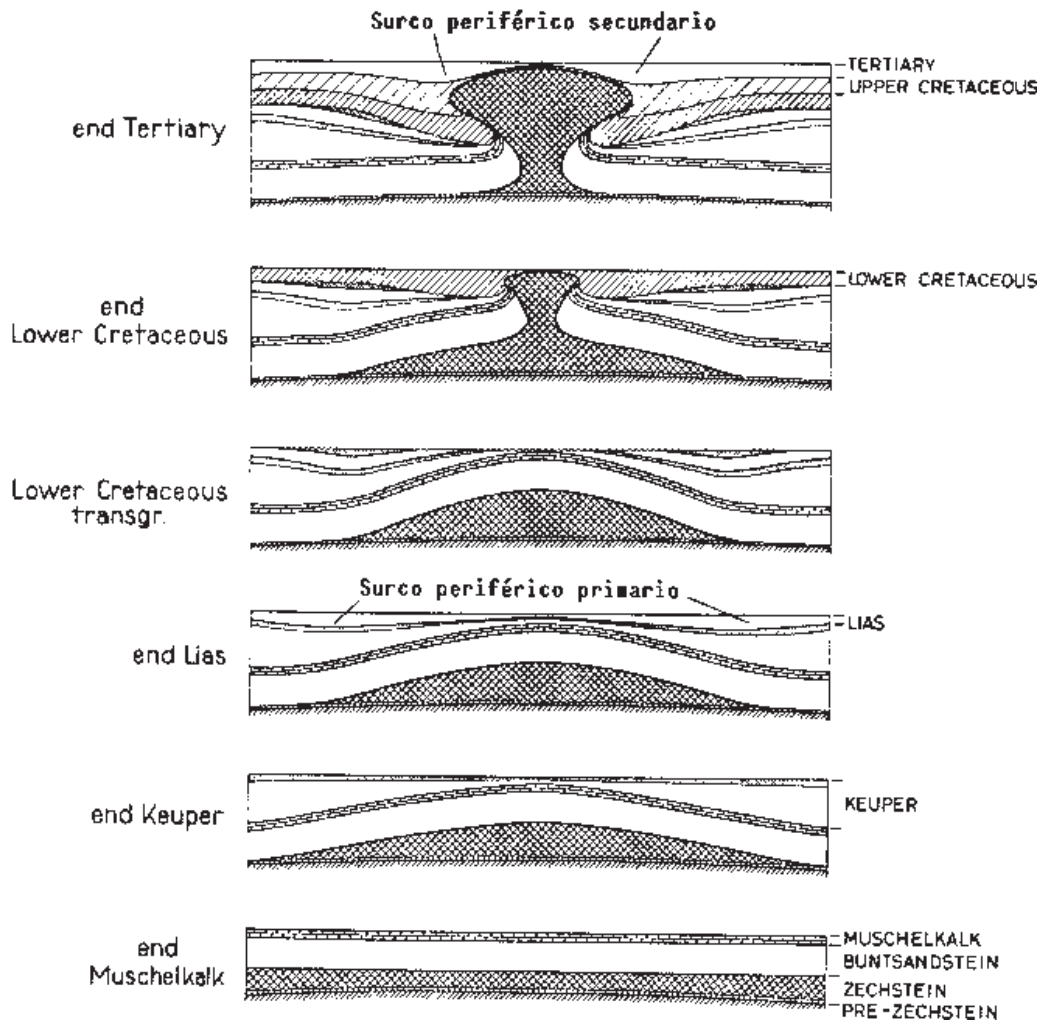


Figura 5-70- Evolución de un diapiro salino pasando por los estadios de almohadilla y champiñón- Obsérvense las relaciones de las distintas formaciones que se van depositando y que configuran dos surcos concéntricos, el primario y el secundario. El ejemplo se basa en un diapiro de la cuenca de Zechtein, en Alemania.

que se denomina **sinclinal de borde** (“rim syncline”) y que a menudo tiene flancos inversos. En superficie, éste sinclinal se manifiesta como un surco de menor diámetro que el primario, que se llama **surco periférico secundario**. Como puede apreciarse en la Fig.5-70, la sedimentación puede ser continua a lo largo del proceso. Los sedimentos contemporáneos con los últimos estadios son más potentes cerca del diapiro, en el surco secundario y, debido a la continuidad entre sedimentación e intrusión, forman con los más antiguos una especie de discordancia progresiva, aunque puede haber discordancias netas entre distintas formaciones. Mientras los sedimentos inferiores están a menudo invertidos en el sinclinal de borde, los superiores no suelen estarlo.

La deformación de las capas suprayacentes no sólo se efectúa de una manera dúctil, sino que muy a menudo se producen fallas. La Fig.5-72 muestra la evolución de un diapiro y la creación de fallas en su encajante y la Fig.5-73, la disposición de las fallas mayores en un domo topográfico situado sobre un diapiro y en un diapiro aflorante. Al principio, las capas que se encuentran sobre el nivel salino experimentan una extensión, debido al abombamiento inducido en ellas por la almohadilla o el domo.

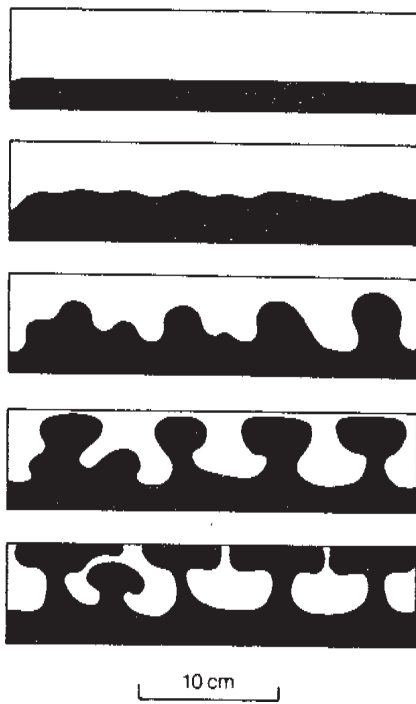


Figura 5-71- Diapiros experimentales obtenidos con líquidos viscosos de diferentes densidades. Cada diapiro pasa por los estadios de almohadilla, cilindro y champiñón.

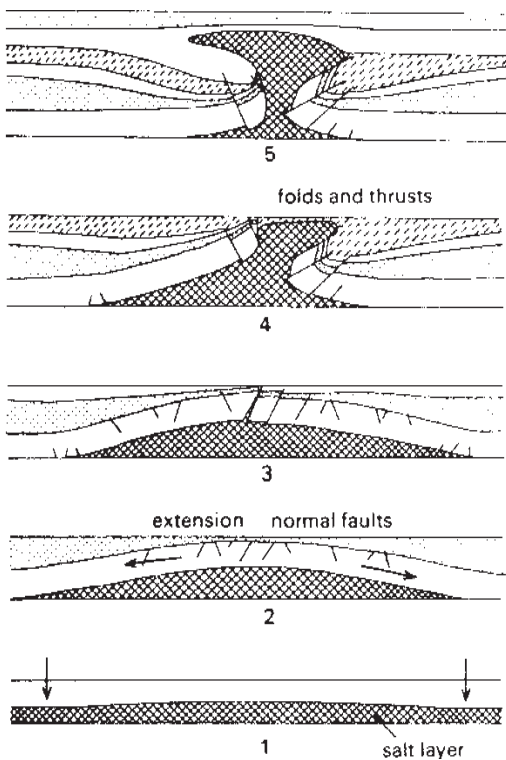


Figura 5-72-Evolución de un diapiro mostrando las fracturas desarrolladas durante su ascenso, normales al principio e inversas al final. Obsérvese también el desarrollo de pliegues.

Esta extensión se resuelve a menudo frágilmente, formándose fallas normales que en sección suelen ser conjugadas (Figs.5-72 y 5-73) y en planta muestran una disposición radial (Fig.5-63). Más adelante, en relación con la formación del sinclinal de borde, se desarrollan fallas inversas (Fig.5-62).

En los mapas, los diapiros aparecen como unidades más o menos redondeadas, rodeadas de una estructura sinformal, el sinclinal de borde, y de fallas a menudo radiales. El límite de la unidad suele ser un línea continua, símbolo de contacto mecánico. A veces, la forma es alargada o irregular, debido a que el diapiro aprovecha para ascender alguna fractura o fracturas pre-existentes. Esto es común en diapiros de arcilla. Cuando el material diapírico no aflora, la existencia de un diapiro en profundidad se puede inferir de la estructura en domo y de las fallas radiales. Por otra parte, los diapiros suelen disponerse en familias y, a menudo, varios de ellos aparecen alineados.

La propia sal tiene un bandeo, de origen sedimentario. Capas de distintos tipos de sales y con diferentes cantidades de impurezas marcan la estratificación, como también lo hacen intercalaciones de otras capas, en general arcillosas o de carbonatos. En el proceso de ascenso, el bandeo se deforma, como puede apreciarse por las líneas finas continuas de la Fig.5-69. En realidad, la deformación suele ser más compleja que la indicada en esa figura. Diferencias en la velocidad de flujo de unos sitios a otros, por una parte, y el rozamiento entre la sal y las rocas encajantes, por otra, producen **pliegues fluidales**, de tipo similar y geometría muy complicada (Fig.5-74). En general son pliegues superpuestos de varias generaciones, que no pueden asimilarse a episodios separados de deformación sino que se han generado de un modo continuado. El flujo produce también estructuras nuevas, consistentes en la ordenación según líneas o superficies aproximadamente paralelas, de impurezas, y en la orientación de las dimensiones mayores de los cristales de sal. Cuando la ordenación es según

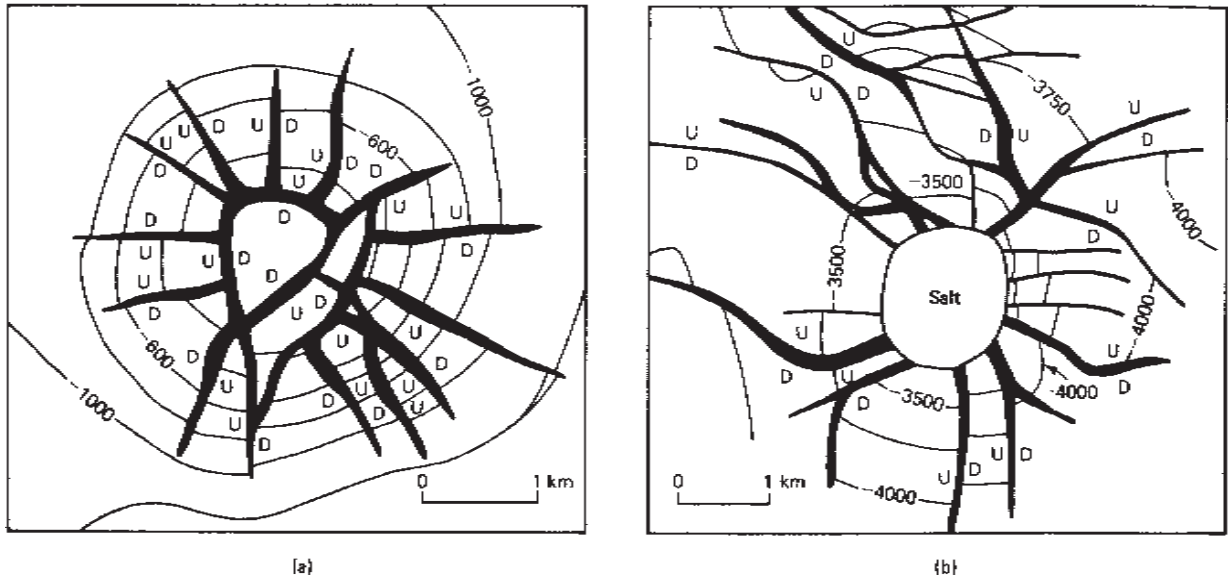


Figura 5-73- Fallas, esencialmente radiales, en un diapiro no aflorante (izquierda) y en uno aflorante (derecha). U- labio levantado; D- labio hundido.

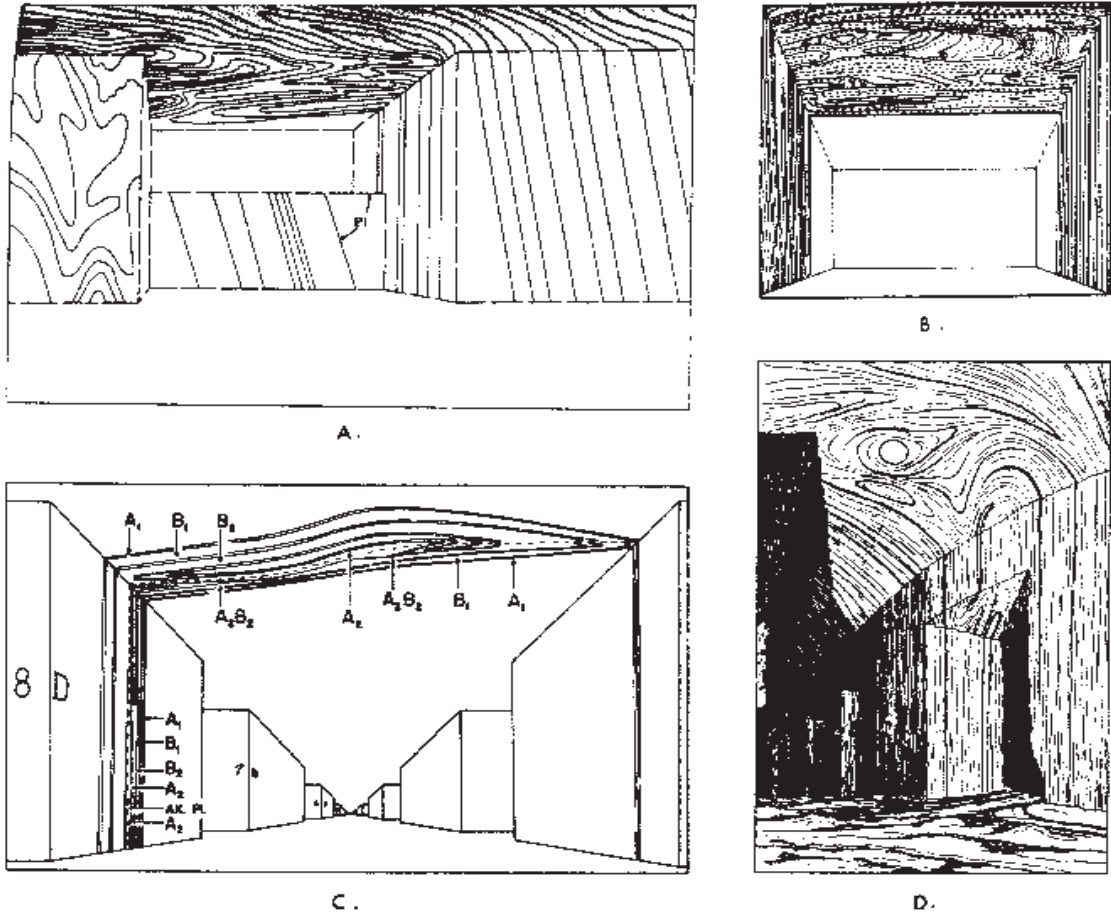


Figura 5-74- Bandeado salino mostrando un patrón complejo de plegamiento fluidal en el interior de galerías de minas de sal.

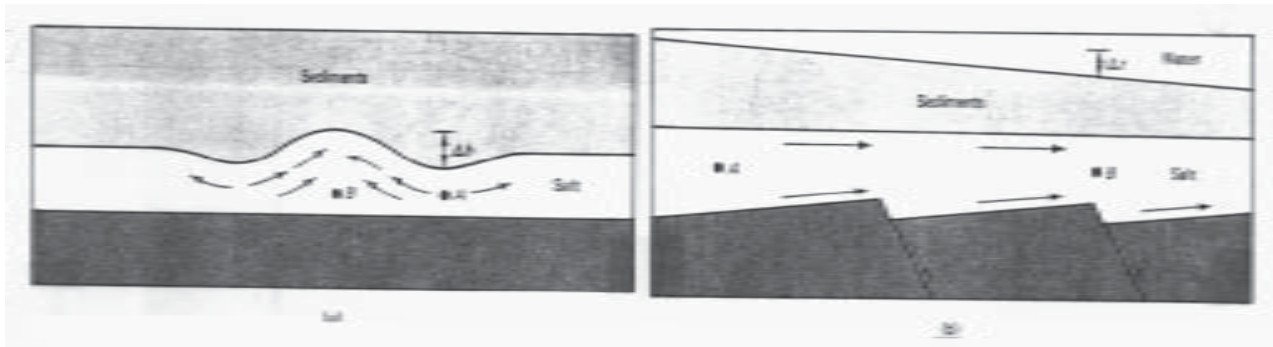


Figura 5-75- Flujo de sal en respuesta a diferencias en la presión de carga.

superficies, se denomina una **foliación** (del latín *foliatus*, foliado, dispuesto en hojas). La disposición de la foliación en el caso del diapiro de Kuh-e-Namak está representada por líneas de trazos en la Fig.5-69.

En los climas húmedos, la parte superior del diapiro sufre disolución por la circulación de aguas, superficiales si aflora y subterráneas si no lo hace. En ambos casos, ello produce un residuo de material insoluble en su parte superior, constituido por yeso, anhidrita (sulfato cálcico, hidratado y no hidratado, respectivamente), caliza porosa y azufre, que recibe el nombre de **montera del diapiro** (“cap”). Si se produce extrusión del diapiro en un medio subacuático, es decir, en el fondo del mar o de un lago, la concentración de iones salinos puede favorecer la sedimentación de nuevos depósitos de sal. Es posible, además, que se formen capas que contengan fósiles contemporáneos junto con otros arrastrados por el diapiro desde capas más antiguas, produciendo una extraña mezcla de faunas de edades muy separadas en el tiempo.

Los diapiros, como otras estructuras, dan lugar a trampas donde se acumula petróleo o gas. Los hidrocarburos, en general, no se encuentran en la capa en la que se han originado, sino que tienden a moverse por las capas porosas hacia arriba, debido a que son menos pesados que el agua, y se acumulan allí donde encuentran rocas impermeables que no pueden atravesar. Por tanto, son posibles **trampas de hidrocarburos** las culminaciones de capas porosas en contacto con capas impermeables, bien sea este contacto concordante o discordante, las zonas donde una capa porosa es interrumpida por una falla que la pone en contacto con una capa impermeable y las zonas donde una capa porosa es cortada por un diapiro salino, que es impermeable. También la montera del diapiro es a veces una buena trampa, porque contiene rocas porosas. La Fig.5-76 muestra varias posibles trampas en relación con distintas estructuras. En el dibujo de la esquina superior izquierda, el petróleo está en antiformes y contactos con fallas, en relación con unos sistemas de fallas de desgarre con “flower structure”. Se observan otras situaciones posibles, como un domo, una falla inversa de gran ángulo, un cinturón de cabalgamientos en una zona de tectónica epidérmica, un depegue normal y un diapiro.

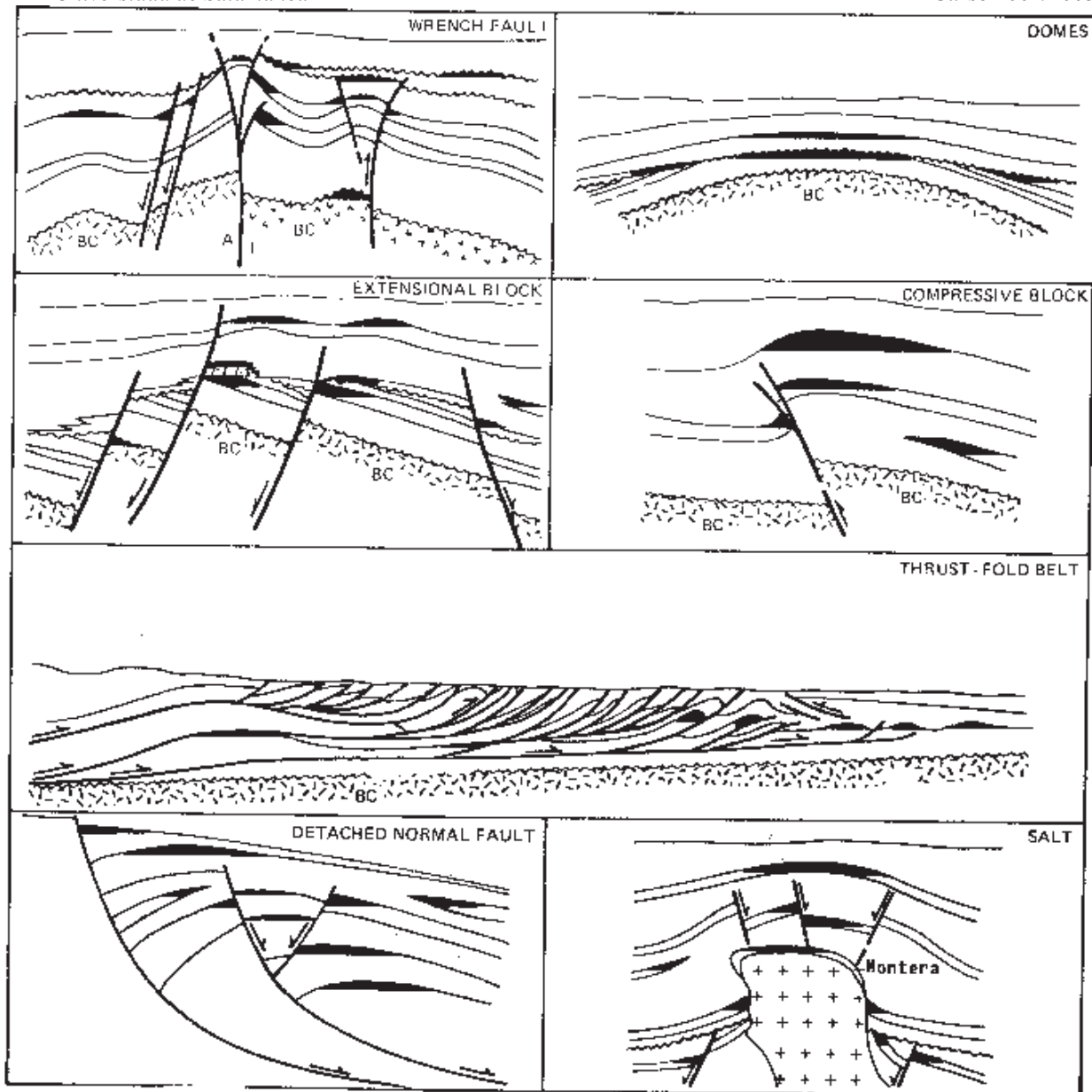


Figura 5-76- Diagramas esquemáticos de trampas de hidrocarburos. BC-basamento. Obsérvese que los diapiros, abajo a la derecha, pueden dar lugar a acumulaciones en varias partes de las series sedimentarias a su alrededor.

Los **diapiros de barro** se forman porque éste es poco denso debido a la gran cantidad de agua y, a veces, de gas que contiene. Esto se debe a que no ha sido suficientemente compactado, es decir, no ha tenido tiempo de perder gran parte de su porosidad al sedimentarse las capas superiores. Este fenómeno es típico de zonas con una velocidad de sedimentación elevada, como deltas de ríos, p. ej. Los diapiros de barro tienen diámetros de 50 o 100 m y producen en superficie pequeños montículos que son rápidamente erosionados. A veces, la presión de los fluidos en el barro es tan grande, que éste se comporta como un fluido a alta presión y hace erupción formando pequeños **volcanes de barro** o **macalubas**. Se dice entonces que el sedimento está fluidificado o que es un **material tixotrópico**. Esto sucede a veces con arenas muy porosas, que se fluidifican e intruyen formando cuerpos tabulares discordantes de arenisca llamados **diques clásticos**.

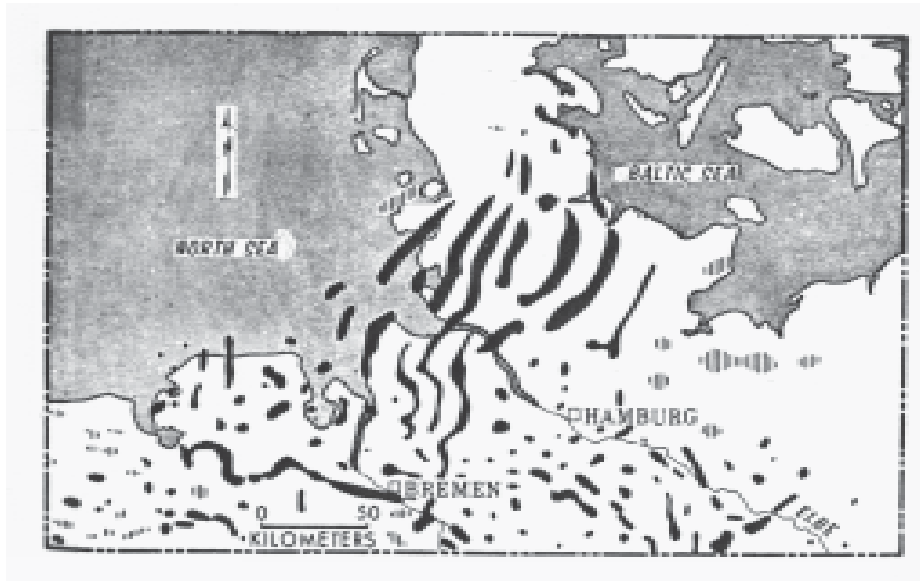
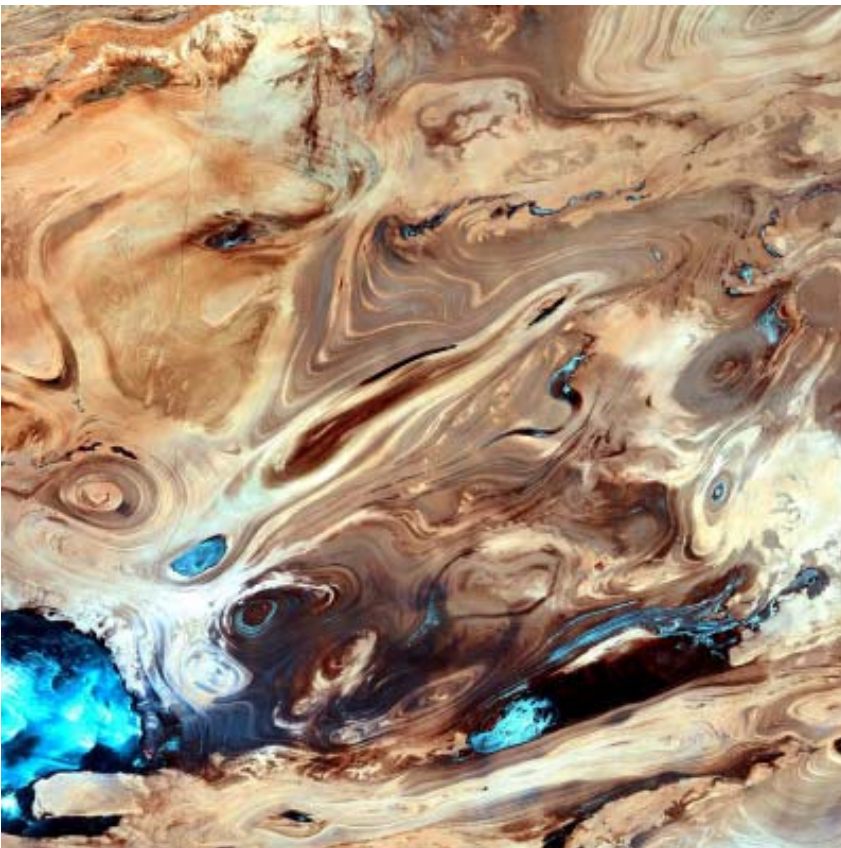


Figura 5-77- Estructuras salinas en el norte de la cuenca de Zechtein, en Alemania (en negro).

Los **diapiros graníticos** no suelen dar lugar a surcos periféricos con sedimentación contemporánea o, si lo hacen, la erosión los ha eliminado ya cuando alcanza la cúpula del batolito. Sin embargo, sí es frecuente en ellos la existencia del sinclinal marginal. Las fracturas son a menudo concéntricas y con forma de cono invertido, lo que produce los diques anulares. Una característica de este tipo de diapiros es la existencia de una banda de **metamorfismo de contacto** a su alrededor. La banda puede tener de unos pocos metros a algún kilómetro de anchura, dependiendo del tamaño del batolito, y las rocas en



El Dasht-e Kevir, o gran desierto de sal, es el mayor de los desiertos de Irán. En él se puede apreciar la existencia de diapiros. Foto Landsat 7 (NASA).

ella recristalizan total o parcialmente. En el primer caso se convierten en **corneanas** (rocas de textura córnea), perdiendo la textura que previamente tuvieron. En el segundo caso, a veces se produce el crecimiento incipiente o completo de cristales de silicatos de aluminio, como andalucita o cordierita. Esto es frecuente en pizarras y los cristales neoformados dan unas manchas oscuras de unos pocos mm o cm que recuerdan a moscas, por lo que las rocas se denominan **pizarras mosqueadas**.

5.6.3.-GENESIS Y PROPAGACION DE DIAPIROS

Los diapiros se generan por lo que se llama una **inversión de densidades**, es decir, la existencia de capas de baja densidad debajo de otras más densas. La densidad de la halita (ClNa), la más abundante de las sales, es de $2'16 \text{ gr/c.c.}$, una a cinco décimas menor que la del resto de las rocas sedimentarias, por lo que su existencia en profundidad origina una inestabilidad gravitatoria. Por otra parte, la sal se comporta como un líquido muy viscoso, pero su viscosidad es baja si se compara con la de otras rocas sedimentarias, exceptuando las arcillas empapadas. Además, la viscosidad disminuye con la profundidad, debido al aumento de temperatura. Una baja viscosidad está relacionada con una velocidad de deformación alta y, así, la sal puede fluir rápidamente incluso cuando los esfuerzos a los que está sometida son pequeños. En minas de sal de poca profundidad, la apertura de galerías produce un flujo inmediato hacia el hueco abierto, de 1 a $2'5 \text{ mm}$ al día que, al cabo de algunos meses, decrece a la quinta parte de esa cantidad. La velocidad de ascenso de un domo salino, que no ocupa un hueco sino que tiene que abrirse camino, se estima en unos $0'3 \text{ mm}$ al año, es decir, 1 km cada tres millones de años, aproximadamente.

Sin embargo, la existencia de una inversión de densidades no basta, pues la fuerza ascensional de una capa de sal de techo horizontal se reparte, en principio, por igual a lo largo de toda ella y no es suficiente para iniciar el ascenso, manteniéndose en una situación de equilibrio inestable. Es preciso algún factor que inicie el proceso haciendo fluir la sal en una determinada dirección y concentrándola en una

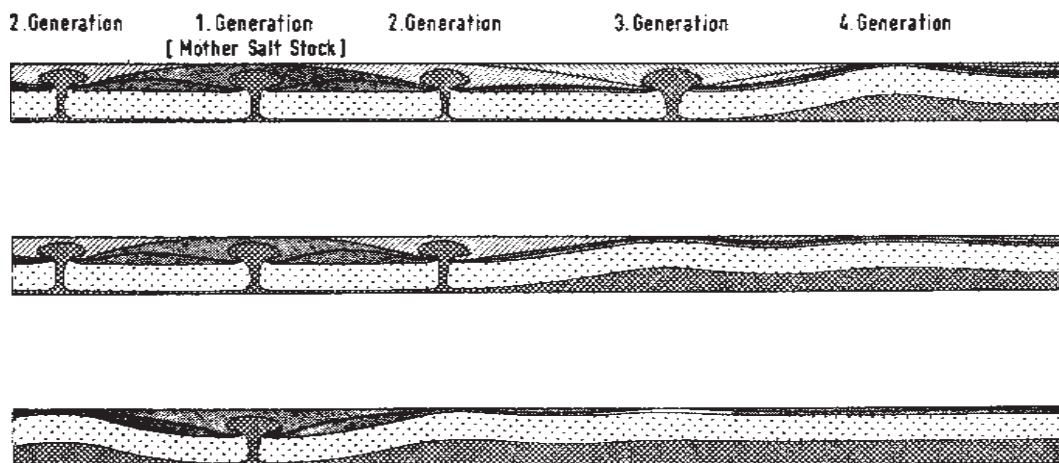


Figura 5-78- Diagrama esquemático del desarrollo de una familia de diapiros.

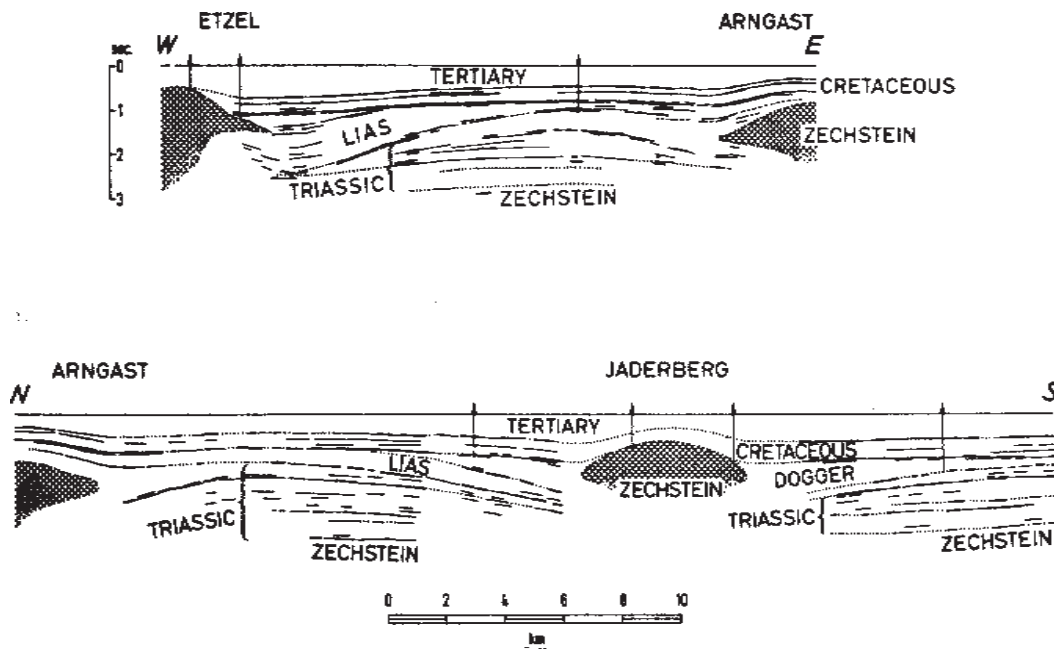


Figura 5-79- Sucesiones estratigráficas asociadas a diapiros en la cuenca de Zechstein. Obsérvense los surcos periféricos y las distintas edades de emplazamiento.

zona, para que el primer diapiro se forme. Ese factor puede ser la existencia de alguna irregularidad en la capa salina o en la topografía: un mayor espesor de los sedimentos por encima en un determinado punto genera una carga mayor, que puede hacer que el nivel salino se adelgace justo por debajo de ella (Fig.5-75 a). La presión producida por las rocas suprayacentes en un punto a una profundidad z , viene dada por:

$$P = z g \rho$$

donde P es la presión, g es la aceleración de la gravedad y ρ la densidad de las rocas por encima. El adelgazamiento induce una diferencia de la presión de carga entre A y B que viene dado por la ecuación:

$$\Delta P = \Delta h g (\rho_o - \rho_s)$$

donde ΔP es la diferencia de presión, Δh es la diferencia de altura en el techo de la capa salina, ρ_o es la densidad de los sedimentos por encima y ρ_s es la densidad de la sal. La carga es mayor en A, y esto provoca un flujo desde A hacia B que crea la **almohadilla inicial**. Cuando la acumulación de sal es suficientemente importante, puede vencer la resistencia a la deformación de la capa de encima y comenzar a ascender.

Una superficie topográfica de pendiente constante genera un flujo salino hacia la zona donde menos sedimentos hay, es decir, hacia la zona más deprimida (Fig.5-75 b), provocando una acumulación. En este caso, el gradiente de presión de carga viene dado por:

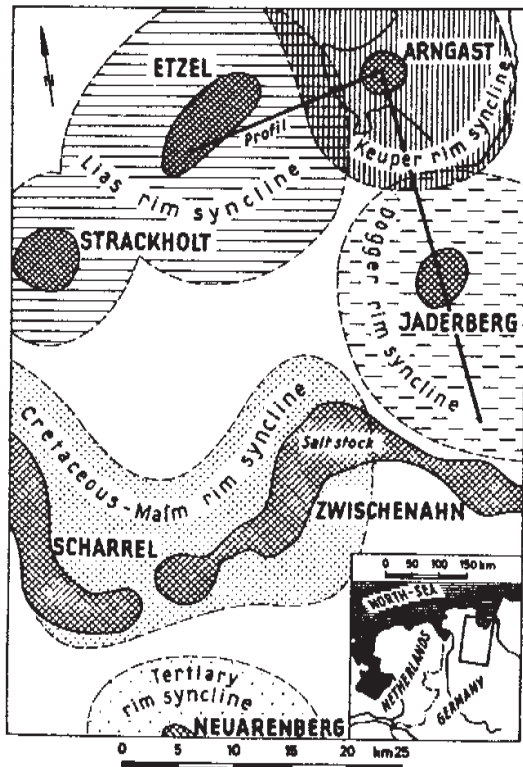


Figura 5-80- Parte de una familia de diapiros mostrando las edades diferentes de los surcos periféricos. Cuenca de Zechtein.

$$\Delta P = \Delta z g (\rho_o - \rho_a)$$

donde Δz es la diferencia de altura de la superficie topográfica entre dos puntos y ρ_a la densidad del agua (si el conjunto está sumergido; si no, este término sobra). Si en una zona confluyen dos pendientes opuestas, el flujo provocado por ambas también converge, provocando una acumulación. Si existen irregularidades en el muro de la capa salina, pueden también nuclear el proceso. En el caso de la Fig.5-75 b, la dirección de flujo es de A a B, pero los bloques levantados por las fallas provocan un flujo convergente que induce la creación de elevaciones encima de ellos, dando lugar a almohadillas incipientes que pueden desencadenar el proceso.

Las irregularidades de la unidad salina pueden deberse a algún proceso tectónico, como la nucleación de pliegues (Fig.5-75 a) o la formación de fallas (Fig.5-75 b). Es común que niveles salinos permanezcan en equilibrio durante muchos millones de años, pese a la inversión de

densidades que ello implica, y comiencen a moverse sólo como consecuencia de la actuación de un episodio deformativo. Otro factor que explica el retraso en el comienzo de la halocinesis, con respecto

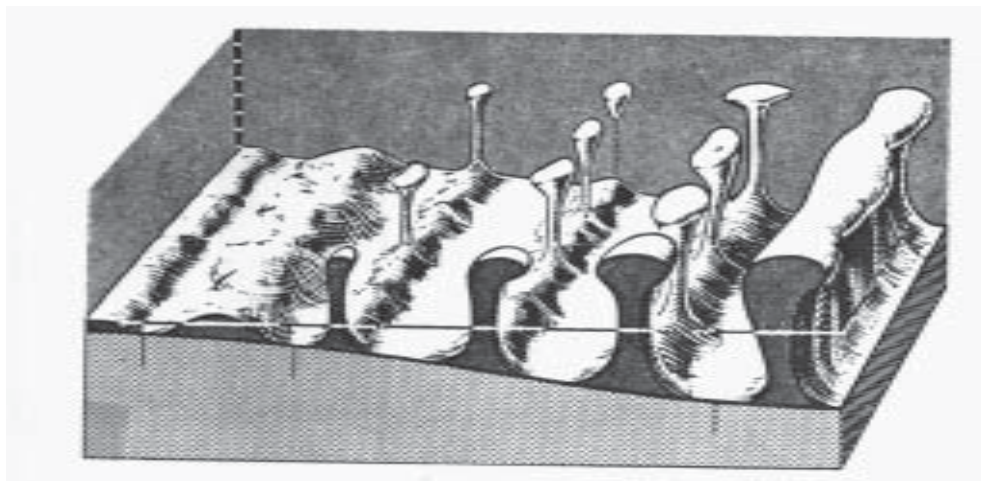


Figura 5-81- Distintas formas de diapiros en la cuenca de Zechtein.

a la sedimentación, es la temperatura. Cuando la capa salina está cerca de la superficie, es decir, a baja temperatura, su propia resistencia interna la impide fluir. En cambio, la sal es muy móvil cuando está caliente, pero para aumentar su temperatura tiene que ganar profundidad y eso implica que kilómetros de sedimentos deben depositarse encima, lo que normalmente requiere muchos millones de años.

Una vez iniciado el proceso de concentración de sal en una zona, los sedimentos depositados en los surcos periféricos provocan su hundimiento. El nivel salino a ambos lados del diapiro adquiere una inclinación que provoca un flujo centrífugo con relación a él, lo cual induce la nucleación de nuevas almohadillas, que a su vez generan nuevos diairos, etc. (ver Fig.5-78, donde este proceso está esquematizado en tres estadios, de más antiguo, abajo, a más moderno, arriba). Este modelo se puede comprobar en la cuenca de Zechstein (Fig.5-79) y está ilustrado por las Figs.5-79 y 5-80. En la segunda se aprecia cómo, a partir del domo madre de Arngast, se desarrollaron consecutivamente los de Etzel y Strackholt, Jaderberg, Scharrel y Zwischenahn y, por último, el de Neuarenberg. Las edades de intrusión de cada uno están indicadas por la de los sedimentos en su sinclinal de borde, que corresponden al Keuper (230-215 m.a.), Lias (215-190 m.a.), Dogger (190-160 m.a.), Malm-Cretácico (160-65 m.a.) y Terciario (menos de 65 m.a.). La Fig.5-79 muestra dos secciones, indicadas con líneas rectas en la Fig.5-80. En la de arriba se aprecia la potente cuña de sedimentos del Lias alrededor del diapiro de Etzel, correspondiente a su surco periférico secundario, y en la de debajo, la cuñas de sedimentos del Dogger alrededor del diapiro de Jaderberg.

La Fig.5-81 muestra la explicación de una característica de la cuenca de Zechstein: la existencia de diairos con forma de muro, que afloran como bandas alargadas (Figs.5-77 y 5-80, diairos de Scharrel y Zwischenahn). Los **muros salinos** están formados por la unión de varios diairos desarrollados a partir de ondas longitudinales en las que, al principio, se individualizan domos que dan lugar a intrusiones individuales. A medida que éstas van engrosándose por incorporación de nuevo material salino desde abajo, acaban uniéndose y formando las paredes salinas. El desarrollo de las ondas iniciales es una consecuencia de un episodio de actividad tectónica, en este caso, la reactivación de dos sistemas conjugados de fracturas en el zócalo o basamento, uno de dirección NW-SE y el otro SW-NE.



Crater de impacto de Teague (conocido en la actualidad como de Shoemaker), Australia. Tiene 30 km de diámetro y 1700 millones de años de antigüedad. Foto Landsat 7 (NASA).

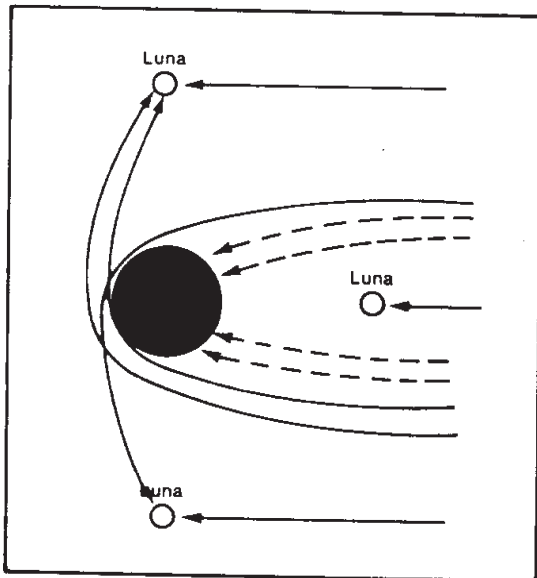


Figura 5-83- Trayectorias hipotéticas de los asteroides que son desviados por el campo gravitatorio terrestre y chocan con la cara visible de la Luna.

y no deben existir en los llamados planetas gigantes, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno, formados por una pequeña cantidad de silicatos en el núcleo de una gran masa de volátiles, lo que no implica que no se hayan producido impactos en ellos.

Los tamaños de los cráteres son muy variados. Los mayores medidos en todos los planetas y satélites terrestres son de magnitud parecida, del orden del millar de km de diámetro, como el Mare Imbrium de la Luna (Fig.5-82), con 970 km, el Caloris de Mercurio, con 1300 km y el Hellas, de Marte, con 2000 km. Los planetas con atmósfera, como Venus, la Tierra y Marte, sufren una erosión que hace desaparecer los cráteres más antiguos. Otros procesos que pueden renovar la superficie planetaria son la actividad tectónica y el vulcanismo.

Se supone que los planetas se condensaron a partir de granos o bloques de diversos tamaños, llamados **planetesimales**. Los planetesimales en órbitas contiguas tendrían velocidades parecidas y chocarían a poca velocidad. Los choques irían produciendo cuerpos cada vez mayores que, a su vez, atraerían cada vez a más cuerpos, de una forma exponencial, hasta formar los planetas y grandes satélites de una forma muy rápida, en pocos miles de años. Los cuerpos terrestres grandes habrían sufrido al principio una fusión, por calor generado durante su **condensación gravitatoria**, lo que habría inducido una distribución de sus componentes con los más densos hacia el centro. A partir de ahí, se habría solidificado su parte externa, con relativa rapidez (decenas o algún centenar de millones de años) y esta **corteza** recién formada habría empezado a registrar, como cráteres, los impactos que se produjeran a partir del momento de su formación.

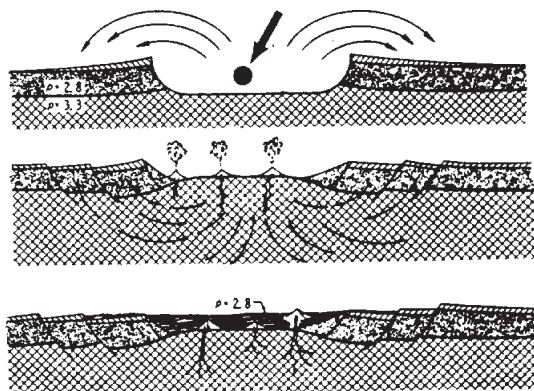


Figura 5-84- Origen de los mascons y maria. Los grandes impactos excavan gran parte de la corteza o toda, eyectando material hacia afuera, y el manto denso ocupa su lugar. Los maria se forman después por efusiones basálticas en las zonas de corteza débil o inexisiente.

El **bombardeo de meteoritos** fue muy intenso en los orígenes del Sistema Solar, de cuya historia inicial conocemos una parte importante gracias sobre todo a las rocas lunares. A partir de la datación de éstas, sabemos que la mayor parte de los cráteres y, además, los mayores, se formaron inmediatamente después de la solidificación y consolidación de su corteza de composición anortosítica, que constituye la parte clara, muy craterizada (Fig.5-82). El Sistema Solar se formó hace unos 4.500 m.a. y la Luna había conseguido consolidar su corteza unos 200 o 300 m.a. después. Muchos impactos violentos debieron afectarla

Universidad de Salamanca

hasta hace 4.000 m.a., que es la edad de las rocas más antiguas datadas, pues los relojes isotópicos se actualizan, es decir, empiezan a contar de nuevo cuando se produce un calentamiento fuerte de las rocas y un bombardeo masivo de meteoritos puede producir ese calentamiento.

Los mayores cráteres debieron formarse en esa época y fueron ocupados después por coladas masivas de basaltos, que constituyen las zonas oscuras, poco craterizadas (Fig.5-82), que llamamos **maria** (del latín, mares; el singular es mare). En esa época se alcanzó lo que se llama **saturación de cráteres**, un proceso por el cual hay tal cantidad de cráteres que los nuevos borran los más antiguos, de forma que el número de ellos se mantiene constante (Fig.5-85). Todos los cuerpos del sistema solar alcanzaron ese estadio y sus superficies saturadas han sido conservadas en aquellos formados por silicatos que no tienen atmósfera ni han sufrido procesos volcánicos o tectónicos intensos.

La Luna muestra saturación de cráteres en lo que se llaman sus **tierras altas**, correspondientes a la corteza antigua, anortosítica, de color claro. Los **maria** ocupan el 17% de su superficie y están concentrados en la cara próxima a la Tierra (Fig.5-82). Son zonas con grandes anomalías gravimétricas positivas, lo que implica que coinciden con grandes **concentraciones de masa**, por lo que se conocen también como “**mascons**”. Se cree que se formaron porque, al chocar grandes meteoritos, parte o toda la corteza fue expulsada (eyectada o arrojada de forma explosiva) hacia afuera del cráter y las rocas más profundas y densas del manto lunar ascendieron ocupando parte del hueco dejado (Fig.5-84). Su situación preferente en la cara próxima se interpreta como un efecto de la Tierra: se habrían producido por objetos desviados por el campo gravitatorio de la Tierra que acabarían chocando con la cara visible de la Luna, como se muestra en la Fig.5-83.

La velocidad de bombardeo descendió mucho hace 3.900 m.a. y entre esa edad y 3.200 m.a., se formaron los maria, por efusiones basálticas localizadas en los grandes cráteres (Fig.5-84, dibujo inferior). Aunque el proceso no se conoce muy bien, la coincidencia entre mascons y maria sugiere que las efusiones volcánicas aprovecharon las zonas previamente debilitadas por los mayores impactos que la Luna ya

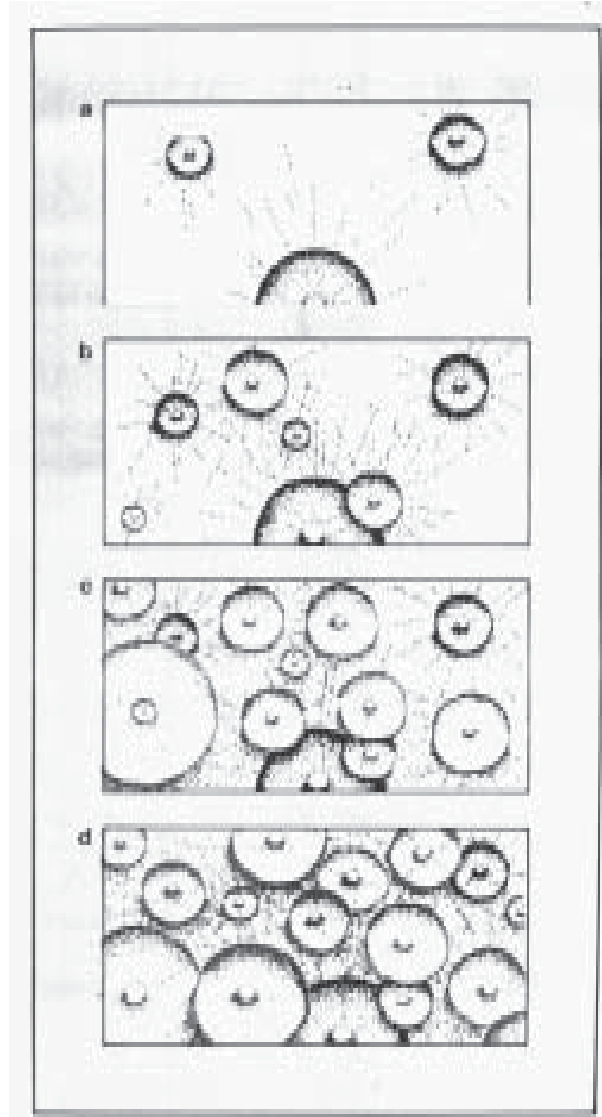


Figura 5-85- Saturación de cráteres en una superficie planetaria. En d se observa el mismo número de cráteres que en c, pese a tener varios cráteres nuevos.

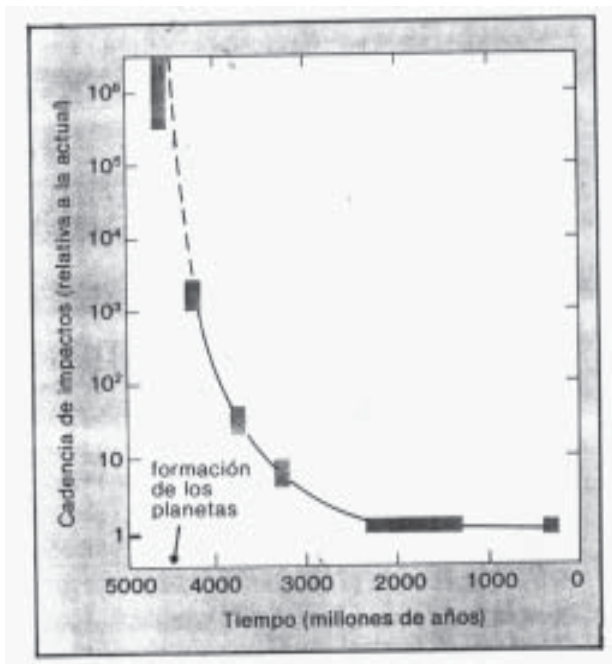


Figura 5-86- Curva que expresa en número de impactos para el sistema Tierra-Luna en el pasado en relación al número actual de impactos en la Tierra. Obsérvese que en el origen de ambas, hace unos 4500 Ma, el número de impactos era de uno a 10 millones de veces mayor y que se produjo un descenso importante en el número de impactos hace 3900 Ma.

consolidada había registrado. La actividad volcánica y tectónica cesó prácticamente en la Luna hace 3.200 m.a., aunque hay evidencias de un vulcanismo residual hasta hace 1000 m.a. Las rocas más antiguas datadas en la Tierra tienen 3.800 m.a. y la inmensa mayoría son mucho más modernas. Por eso, la Luna y otros planetas suministran una información sobre el origen del Sistema Solar que no podemos obtener en el nuestro.

Si se consiguiera definir una **tasa de craterización** de cada cuerpo, podría utilizarse la densidad de cráteres para datar superficies planetarias. En los planetas y satélites que han sufrido procesos erosivos, tectónicos o volcánicos, puede definirse una **edad de retención de cráteres** que es la edad de lo primeros cráteres que aún se conservan. Si conociéramos la tasa de craterización, podríamos estimar la velocidad de renovación de parte o toda su superficie por alguno de los procesos citados. Sabemos que en la Luna, la tasa



Figura 5-87- Distribución de los cráteres de impacto conocidos en la Tierra.

de craterización en su origen era de uno a diez millones de veces mayor que la actual (Fig.5-86), pero esto varía con la posición dentro del Sistema Solar y, en los satélites de los planetas gigantes, la tasa es 1'5 veces menor que en los planetas terrestres.

La mayor parte de los meteoritos provienen del **cinturón de asteroides**, una franja con muchos cuerpos planetesimales de tamaños variadísimos situada entre Marte y Júpiter. Probablemente, las colisiones dentro del cinturón colocan a algunos de esos cuerpos en órbitas inestables hasta que acaban siendo atraídos por alguno de los planetas. Esos planetésimos nunca constituyeron un cuerpo suficientemente grande como para fundir, por lo que guardan las huellas del origen del sistema solar mejor que ninguna roca de ningún planeta.

La Tierra recibe cada día 100 toneladas de material meteorítico. La mayor parte es polvo, que se quema con la fricción del aire, y otra buena parte son objetos de masa menor de unos 1.000 kg, que se rompen y desgastan antes de alcanzar la superficie. Sólo a partir de varias toneladas tienen tales objetos la posibilidad de producir cráteres sobre la superficie terrestre. Las velocidades a las que entran en la atmósfera son del orden de 10 a 20 km/seg. Los que no son muy grandes, con masas de algunos millones de kg, sufren una deceleración que reduce su velocidad de impacto sobre la superficie a entre 10 y 50 veces la de entrada en la atmósfera. Los mayores son, en cambio, muy poco afectados por la atmósfera, chocando con la Tierra casi a su velocidad inicial.

Se calcula que en los últimos 2.000 m.a., se formaron en la Tierra unos 100.000 cráteres mayores de 1 km de diámetro, 6.000 mayores de 5 km y 20 mayores de 100 km. En el límite entre los sistemas Cretácico y Terciario, se produjo una extinción masiva de especies animales y vegetales y en los depósitos de esa edad existe una anomalía particularmente alta de iridio. Se ha sugerido que la causa de la extinción fue el impacto y la desintegración de un asteroide muy grande (unos 10 km de diámetro), del cual no se conoce el cráter, aunque podría haber caído en el mar o haber desaparecido por efecto de la dinámica de la Tierra. Su desintegración habría producido una nube de partículas que habría cubierto la Tierra,

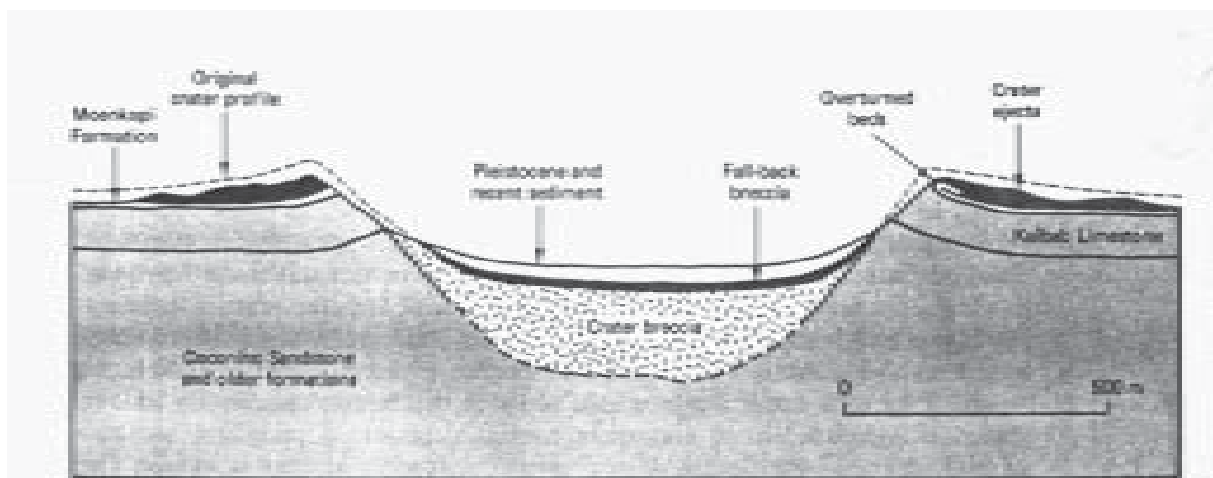


Figura 5-88- Corte geológico del cráter Meteor o Barringer, en Arizona (Estados Unidos)..

impidiendo a la luz del Sol llegar a la superficie, lo cual habría sido la causa fundamental de la extinción biológica. Este evento, del cual celebramos estos días el 65.000.000 aniversario, perjudicó a los grandes saurios y marcó el inicio del desarrollo de los mamíferos.

Pese a que toda la superficie actual de la Tierra es más joven que la época de bombardeo intenso en el Sistema Solar y a que tres cuartas partes de su superficie están cubiertas por agua, se han identificado alrededor de un centenar de cráteres de impacto (Fig.5-87), y dos de ellos tienen un diámetro de 140 km (Sudbury, en Canadá, y Vredefort, en Suráfrica). En realidad, sólo en 12 localidades los cráteres son suficientemente modernos como para haber conservado su forma, aunque en algunas existen varios cráteres asociados. En los demás casos, la existencia de un impacto se deduce de las estructuras o rocas que se encuentran, pero la forma de cráter ha sido erosionada.

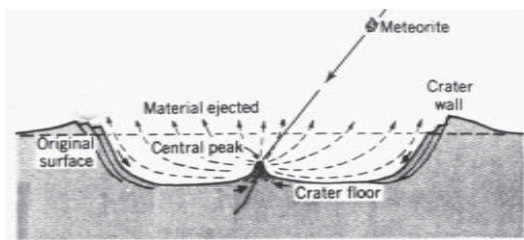


Figura 5-89- Corte de un cráter con fallas normales en su borde y formación de una elevación o pico central.

Dado que la velocidad media de erosión en los continentes es de 0'1 mm/año, un cráter con paredes de 100 m y con rocas deformadas por impacto hasta una profundidad de 1 km tardaría en erosionarse 1 m.a. y las rocas deformadas unos 10 m.a. Sin embargo, los grandes cráteres afectan a las rocas hasta profundidades mucho mayores y éstas tienen más posibilidades de preservarse después de que el cráter haya sido erosionado.

5.7.2.-DESCRIPCION Y CRITERIOS DE RECONOCIMIENTO

El mayor de los cráteres bien preservados en la Tierra es el llamado Meteor, Cañón Diablo o Barringer Crater, en la Meseta de Colorado en Arizona (Fig.5-88). Su forma es intermedia entre rectangular y redonda, su diámetro es de 1'2 km, su profundidad de 180 m y sus bordes se elevan 50 m sobre el nivel de la Meseta. Alrededor del cráter, en un diámetro de 5 km, se han encontrado miles de pequeños fragmentos meteoríticos, pero no hay evidencia alguna de la existencia de una gran masa meteorítica enterrada en su interior. Se ha calculado que un meteorito con la densidad de los fragmentos encontrados (7'8 gr/c.c.) y 25 m de diámetro, chocando a una velocidad de 10 a 15 km/seg, generaría una energía capaz de producir un cráter de este tamaño.

En el borde del cráter, los estratos han sido levantados y, los más superiores, a menudo invertidos (Fig.5-88), lo que evidencia su carácter explosivo. Este tipo de inversiones se dan en otros cráteres de impacto y también en algunos producidos por explosiones nucleares, pero no en los cráteres volcánicos. El suelo del cráter está relleno de varios cientos de metros de rocas fracturadas o **brechas** ("breccia") y, en algunos casos fundidas, así como de fragmentos meteoríticos pequeños. La parte superior son brechas

formadas por material expulsado y caído de nuevo (“fall-back breccia”), similar al eyectado y depositado fuera (“crater ejecta”), además de algunos sedimentos recientes. La “**fall-back breccia**” muestra una granoselección, con material más fino hacia arriba. Los **fragmentos meteoríticos eyectados**, próximos al borde del cráter, contienen diamante, a veces, lo que es una indicación de las altas presiones experimentadas. Los fragmentos de la brecha eyectada tienen tamaños de hasta 30 m.

Los meteoritos masivos no pierden prácticamente velocidad en la atmósfera, por lo que chocan con la Tierra a una velocidad superior a la de las ondas sonoras en las rocas (unos 5 km/seg cerca de la superficie). Se llaman entonces **impactos hiperveloces**, y producen **ondas de choque**, que avanzan por las rocas más rápidamente que las ondas sónicas que ellas mismas generan. Dentro de un intervalo de microsegundos, los impactos hiperveloces generan esfuerzos que son de intensidad muy superior a la resistencia del meteorito o de las rocas, por lo que ambas se comportan como fluidos. Las altas presiones generadas afectan a ambos fluidos haciéndoles explotar. Por eso, la mayor parte del material meteorítico es eyectado fuera del cráter y las capas de sus bordes son localmente invertidas. Por eso también, los cráteres son aproximadamente circulares, sin evidencias de que el impacto se haya producido en una dirección oblicua a la Tierra, lo que es el caso general. Son realmente **estructuras explosivas**, aunque la presión que las causa tiene su origen en un impacto. La energía que se libera en la explosión es similar a la energía cinética del meteorito:

$$E = \frac{1}{2} M v^2$$

donde M es la masa y v la velocidad de impacto. Se ha calculado una ecuación empírica, a partir de cráteres de explosiones nucleares, según la cual, el diámetro D del cráter es aproximadamente proporcional a la energía liberada elevada a un tercio:

$$D = 0.55 (\frac{1}{2} M v^2)^{0.294}$$

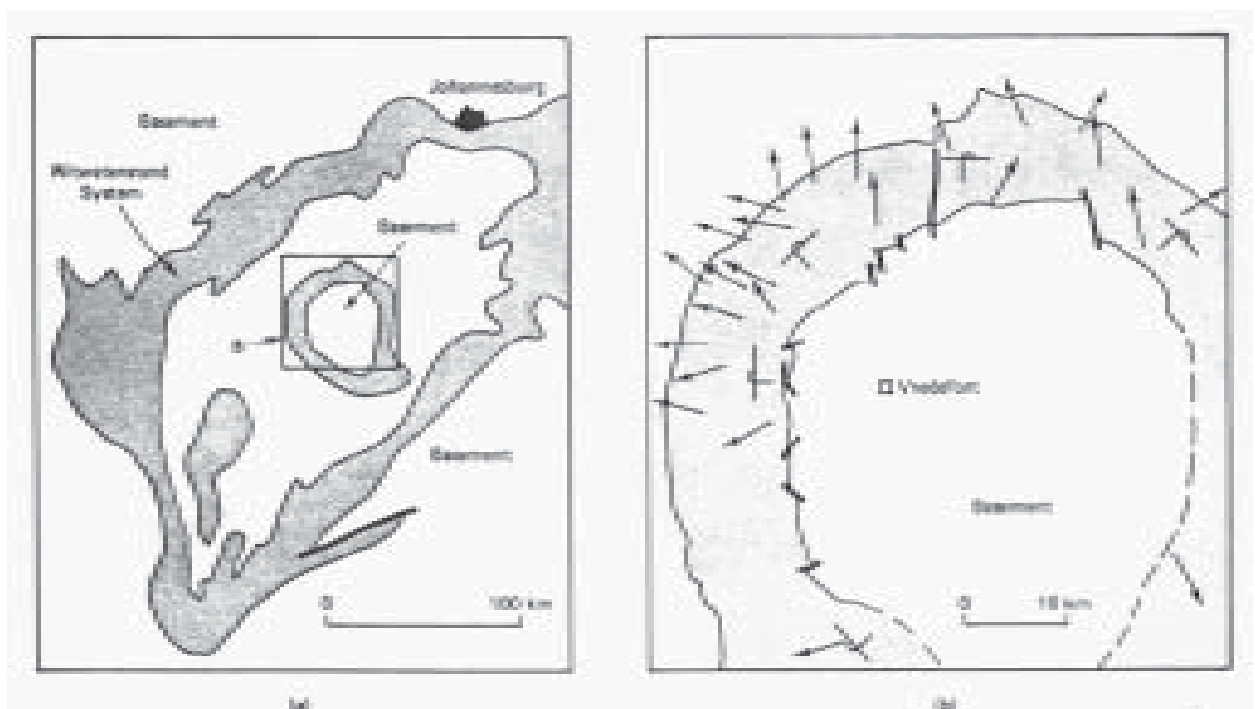


Figura 5-90- Cráter de Vredefort, en Suráfrica. Las flechas en el mapa de detalle indican hacia donde apuntan los ápices de los conos.

donde D está en metros, M en kilogramos y v en km/seg. La gravedad o las propiedades de las rocas son muy poco importantes en la producción de cráteres, por lo que esos cálculos son válidos para cualquier planeta o satélite. La gravedad es, en cambio, importante en los procesos que siguen a la formación del cráter. Los materiales eyectados podrán viajar más o menos lejos dependiendo de ella. Cuando son suficientemente grandes, forman cráteres secundarios y puede observarse que en Mercurio están más cerca del cráter principal que en la Luna, debido a que la gravedad de ésta es 2/3 veces menor que la del primero.

De entre los 10.000 meteoritos conocidos, provenientes en su mayor parte del cinturón de asteroides, hay un grupo de 8 meteoritos (llamados SNC) que por su edad y características se piensa que provienen de Marte. Recientemente, se han encontrado sobre el hielo de la Antártida tres meteoritos que parecen venir de la Luna. Estos extraños cuerpos, que no son originarios del cinturón de asteroides, son interpretados como materiales eyectados de la Luna y Marte por impactos en esos astros. Para estar sobre el hielo de la Antártida, los tres de origen lunar deben ser realmente muy recientes. Se ha calculado que un asteroide de 0'1 a 1 km de diámetro chocando oblicuamente sobre la superficie de Marte con un ángulo de entre 25 y 60° y con una velocidad de 7'5 km/seg, produciría un chorro de vapor, con una velocidad de 20 km/seg en dirección contraria a la de su incidencia. Este chorro podría arrastrar fragmentos a una velocidad superior a la de escape de ese planeta, que es de 5 km/seg.

La gravedad puede inducir la formación de **terrazas de deslizamiento concéntricas** en el interior del cráter. Son en realidad una especie de fallas normales cuyo labio hundido está hacia el interior del cráter. Su formación empuja parte del material hacia el centro del cráter formando una **elevación o pico central** (Fig.5-89). Los pequeños, como el de Barringer, no desarrollan este tipo de estructuras, y se denominan **cráteres simples**. Los mayores, con una elevación central y un valle marginal, se llaman **cráteres complejos**. Los muy grandes pueden desarrollar elevaciones, no en el centro sino lejos de él, que tienen formas anulares. Si son muy grandes, estas elevaciones también lo son y pueden sufrir

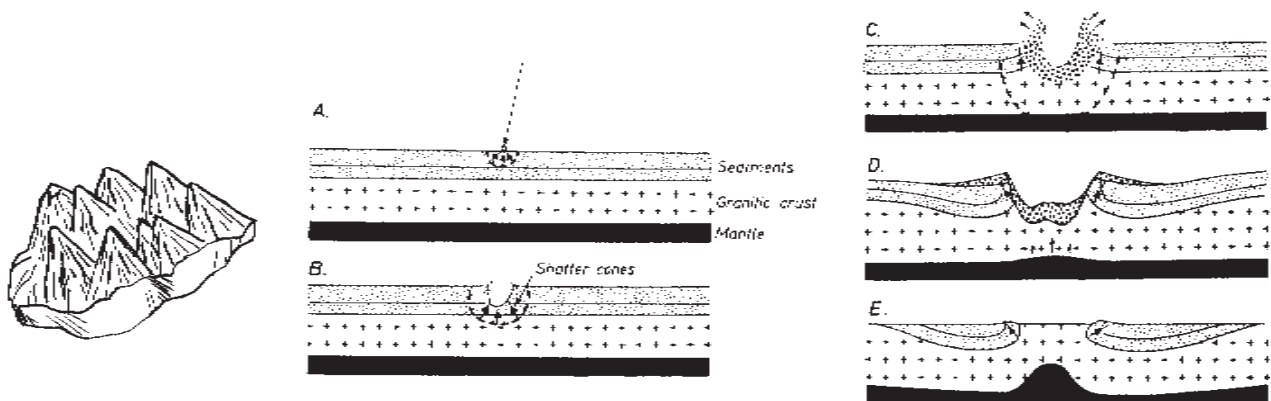


Figura 5-91- A la izquierda, muestra de mano (de unos 20 cm de largo) de *shatter cones*. A la derecha, evolución de un cráter de impacto. Los triángulos negros representan *shatter cones*.

hundimientos en su parte interna que, a su vez, dan lugar a otras elevaciones, anulares o centrales y así sucesivamente. En la Tierra, los cráteres con un diámetro de más de 2 km en rocas sedimentarias y más de 4 km en rocas ígneas o metamórficas, son complejos, mientras que los menores son simples.

Los impactos producen unos tipos especiales de roca que estudiaremos en el capítulo dedicado a las rocas producidas por deformación. Son rocas muy peculiares, debido a la enorme presión (10 a 100 veces mayor que la experimentada por cualquier otra roca de la corteza terrestre) y a la gran temperatura (de entre 1.500 y 2.000 ° C) a las que se formaron. Además, las estructuras son características de una gran velocidad de deformación, lo que contrasta con las velocidades, normalmente lentas, de los procesos deformativos terrestres. Las rocas transformadas por un impacto son un tipo muy especial de rocas metamórficas y el proceso que las produjo se denomina **metamorfismo de choque** (“shock metamorphism”).

Una estructura muy típica de los impactos son los “**shatter cones**” (conos astillados), que son como fragmentos de superficies cónicas estriadas que aparecen en familias (Fig.5-91). Normalmente no aparecen conos completos, sino partes de ellos, y su tamaño suele oscilar entre unos pocos centímetros y 7 m. Aunque los mecanismos de su formación no están muy claros, es evidente que se forman por algún tipo de interacción entre las ondas de choque y las heterogeneidades de las rocas. Este tipo de estructuras se forman también en explosiones nucleares subterráneas. El eje de los conos es perpendicular al frente de la onda de choque que avanza y, por tanto, éstos se disponen radialmente, convergentes hacia el punto donde se produce el impacto. Los ápices de los conos apuntan hacia arriba, aunque a menudo se encuentran actualmente girados e incluso apuntando hacia abajo en las capas invertidas del borde de algunos cráteres. En el cráter de Vredefort (Fig.5-90) puede apreciarse que los conos apuntan hacia afuera del cráter (punta de las flechas en la figura) mientras que su eje converge hacia dentro del cráter (la inclinación es en dirección contraria a la indicada por la punta de las flechas).

En la Fig.5-91, la secuencia de dibujos a la derecha muestra la evolución de un gran cráter de impacto como el de Vredefort, en Suráfrica. En A se produce el impacto y las ondas de choque viajan hacia abajo radialmente formando los conos astillados. El mismo proceso continúa en B. En C, separado de los anteriores por un intervalo de unos pocos microsegundos (millonésimas de segundo), parte del material comienza a ser eyectado, aunque las ondas de choque siguen transmitiéndose hacia abajo. D muestra la inversión de los bordes del cráter, el giro experimentado por los conos astillados y el depósito del material eyectado. E muestra el ascenso de material del manto por debajo, para compensar el hueco dejado por el impacto en la corteza. Los giros producidos en los conos astillados indican que éstos se forman antes de la explosión, y suministran un criterio del carácter explosivo del cráter.

Las estructuras circulares que, en principio, pueden ser sospechosas de impactos, pueden deberse también a otras causas: conos volcánicos, diques anulares, chimeneas volcánicas, plutones no aflorantes y diapiros. Cuando los cráteres de impacto están muy erosionados, no se encuentra material meteorítico que los identifique fuera de toda duda. Por otra parte, la presencia de rocas de tipo volcánico no es

siempre un criterio seguro de que las estructuras sean de origen ígneo, porque muchos cráteres de impacto también las tienen, bien por fusión inducida por las ondas de choque, bien por efusión posterior aprovechando la zona debilitada en la corteza. Los impactos se identifican por las rocas que han sufrido metamorfismo de choque, por los “shatter cones” y por la inversión de las capas en los bordes de sus cráteres, además de por los restos meteoríticos. Incluso en áreas bastante erosionadas, las rocas con metamorfismo de choque pueden ser identificadas a veces. En la Fig.5-87, los círculos abiertos son estructuras con fragmentos meteoríticos y los rellenos son los que muestran metamorfismo de choque.

En los mapas, las estructuras de impacto aparecen como bandas circulares y concéntricas formadas por litologías o formaciones diferentes. Los impactos recientes, como el Meteor, conservan aún la morfología característica del cráter, lo que no sucede en los más antiguos. La inversión de las capas en los bordes es un criterio para los poco erosionados. Una vez que la naturaleza de un cráter de impacto ha sido reconocida, pueden representarse en el mapa los depósitos de gravedad (bechas de material eyectado) y la orientación de los conos astillados. También suele incluirse la distribución de las rocas producidas por fusión, si las hay, y la de las volcánicas intruidas posteriormente, así como los depósitos sedimentarios más recientes.

REFERENCIAS

- AHRENS, J. y O'KEEFE, W. (1977).- Equations of state and impact induced shock wave attenuation on the Moon. en: RODDY et al., eds. *Impacts and explosive cratering*, Pergamon Press, Oxford.
- ALONSO, J. L. (1987).- Sequences of thrust and displacement transfer in a superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 9, 969-983.
- AMICE, M., BOUCHEZ, J. L., ARANGUREN, A., ALVAREZ, F. & VIGNERESSE, J. L. (1990).- El batolito granítico de Cabeza de Araya (Extremadura): comparación de sus estructuras magmáticas y magnéticas. *Bol. Geol. Min. España*.
- AMICE, M. & BOUCHEZ, J. L. (1989).- Susceptibilité magnétique et zonation du batholite de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 308, 1171-1178.
- ANDERSON, E.M. (1951).- *Dynamics of faulting and dyke formation*. Oliver and Boyd, 191 pp.
- ANGUITA, F. (1988).- Origen e historia de la Tierra. Editorial Rueda.
- ARTHAUD, F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. France* 11, 729-737.
- ASHBY, M.F. y HALLAM, S.D. (1986).- The failure of brittle solids containing small cracks under compressive stress states, *Acta Metallurgica*, 34, 498-510.
- ATKINSON, B.K. ed. (1987).- *Fracture mechanics of rocks*, Academic Press, 534 pp.
- ATKINSON, B.K. ed. (1987).- *Fracture mechanics of rocks*, Academic Press, 534 pp.
- BAHAT, D. y ENGELDER, T. (1987).- Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania, *Tectonophysics*, 104, 299-313.
- BALK, R. (1953).- Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberian and Bermillian Parishes, Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 37, 2455-2474.
- BASTIDA, F. MARCOS, A. PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A. (1984).- Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Geol. Min.* 95, 517-539.
- BEACH, A. (1975).- The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics* 28, 254-263.
- BEACH, A. (1977).- Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics* 40, 201-225.
- BEACH, A., (1975).- The geometry of en-echalon vein arrays, *Tectonophysics*, 28, 245-263.
- BERNIER, S., BOUCHEZ, J. L. & ROCHETTE, P. (1987).- Anisotropie de la susceptibilité magnétique du granite de Beauvoir (Sondage G. P. F. d'Echassière, Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 305, 1167- 1173.
- BLES, J. L. & FEUGA, B. (1981).- *La fracturation des roches*. Manuels & Methods, Ed. B.R.G.M. (Orleans), vol. 1, 121 pp.

- BLES, J. L. & FEUGA, B. (1981).- *La fracturation des roches*. Manuels & Methods, Ed. B.R.G.M. (Orleans), vol. 1, 121 pp.
- BLES, J.L. & FEUGA, B. (1981).- *La fracturation des roches*. Manuels & Methods, Ed. B.R.G.M. (Orleans), vol. 1, 121 pp. (Ver p: 76-111).
- BORRAIDALE G. J. (1988).- Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1-20.
- BOUCHEZ, J. L., GLEIZES, G. & DJOUADI, T. (en prensa).- Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix zoned pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics* (en prensa).
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982).- Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- BRACE, W.F. y BOMBOLAKIS, E.G. (1963).- A note on brittle crack growth in compression. *Journal of Geophysical Research*, 68, 3709-3713.
- BURG, J. P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G. M. & LIU, G. H. (1984).- Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, 6, 535-544.
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. (1978).- Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* 47, 15-42
- BUTLER, R.W.H. (1982).- Hangingwall strain: a function of duplex shape and footwall topography. *Tectonophysics* 88, 235-246.
- CAREY, E. (1979).- Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Geologie dynamique et de Geographie physique* 21, 57-66.
- CASEY, M. (1980).- Mechanics of shear zones in isotropic dilatent materials. *Journal of Structural Geology*, 2, 143-147.
- COOPER, M.A.; GARTON, M.R. & HOSSACK, J.R. (1982).- Strain variation in the Ménaux Basse, Normandile duplex, Northern France. *Tectonophysics* 88, 321-323.
- COOPER, M.A.; GARTON, M.R. & HOSSACK, J.R. (1983).- The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *Journal of Structural Geology*, 6, 743-747.
- COX, S. J. D. & SCHOLZ, C. H. (1988).- On the formation and growth of faults: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 10, 413-432.
- CHESTER, F. M. & LOGAN, J. M. (1987).- Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9, 621-634.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969).- Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.* 6, 743-747.
- DAVIS, G. H. (1984).- *Structural geology of rocks and regions*. Ed. John Wiley & Sons, 492 pp.
- DE VICENTE, G. (1988).- The e/K' diagram. An application of the «Slip model» to the populational fault analysis. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1: 97-112.
- DENCE, M., GREIVE, R. y ROBERTSON, D. (1977).- Terrestrial impact: principal characteristics and energy considerations. en: RODDY et al., eds. *Impacts and explosive cratering*, Pergamon Press, Oxford.

- DIOT, H. & BOUCHEZ, J. L. (1989).- Les granitoïdes hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc) : leur structure primaire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place. *Bull. Soc. Géol. France* 5, 705-716.
- DIXON, J. M. & SIMPSON, D. G. (1987).- Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *Journal of Structural Geology*, 9, 87-104.
- DIXON, J.M. (1975).- Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures, *Tectonophysics*, 28, 89-124.
- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. (1973).- Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. In: *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley & Sons (New York), p. 67-96.
- ELLIOT, D. (1976 a).- The motion of thrust sheets. *J. Geoph. Res.* 81, 949-963.
- ELLIOT, D. (1976 b).- The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. London A* 283, 289-312.
- ELLIOT, D. (1980).- Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 1, 185-187.
- ELLIOT, D. (1983).- The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 5, 101.
- ELLIS, M. A. & DUNLAP, W. J. (1988).- Displacement variation along thrust fault: implication for the development of large faults. *Journal of Structural Geology*, 10, 183-192.
- ENGELDER, T. & GEISER, P. (1980).- On the use of regional joints sets as trayectories of paleostress field during the development of the Appalachian Plateau, New York. *J. Geophys. Res.* 85, 6319-6341.
- ENGELDER, T. (1993).- *Stress regimes in the lithosphere*, Princeton University Press, Princeton, 457 pp.
- EVANS, J. P. (1988).- Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 5, 437-444.
- EVANS, J. P. (1990).- *Thickness-displacement relationships for fault zones*. *J. Struct. Geol.*, 12, 1061-1066.
- GAMOND, J. F. (1987).- Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. Struct. Geol.*, 9, 609-621.
- GIBBS, A.D. (1983).- Balanced cross-section constructions from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.* 5, 153-160.
- GIBBS, A.D. (1984).- Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society London* 141, 609-620.
- GROSS, M.R. (1993).- The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, 15, 1303-1318.
- GROSS, M.R. (1995).- Fracture partitioning: failure mode as a function of lithology in the Monterey Formation of coastal California. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 779-792.
- GUILLET, P., BOUCHEZ, J. L. and WAGNER, J. J. (1983).- Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif. *Tectonics* 2, 419-429.

- GUILLET, P., BOUCHEZ, J. L. & VIGNERESSE, J. L. (1985).- Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne): Mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés. *Bull. Soc. Géol. France* 1, 503-513.
- GUSSOW, W.C. (1968).- Salt diapirism: importance of temperature and energy source of emplacement. En: *Diapirism and diapirs*, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 8, 16-52.
- HAFNER, W. (1961).- Stress distributions and faulting. *Bull. Soc. Geol. Am.* 62, 373-398.
- HANCOCK, P. L. & BARKA, A. A. (1987).- Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 573-584.
- HANCOCK, P.L. (1985).- Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 438-457.
- HANCOCK, P.L. (1972).- The analysis of en-echelon vein arrays. *Geol. Mag.* 109, 269-276.
- HENRY, B. & HROUDA, F. (1989).- Analyse de la déformation finie des roches par détermination de leur anisotropie de susceptibilité magnétique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 308, 731-737.
- HODGSON, R.A. - Classification of structures on joint surfaces. *American Journal of Science*, 259, 493-502.
- HOSSACK, J. R. (1979).- The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction, a review. *Journal of the Geological Society London*, 136, 705-711.
- HOSSACK, J. R. (1984).- The Geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sumifjogd, W Norway. *Journal of the Geological Society London* 141, 629-637.
- HROUDA, F. (1982).- Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.
- HUBBERT, M.K. y RUBEY, W.W. (1954).- Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 115-205.
- JAEGER, J. C. y COOK, N. G. W. (1979).- *Fundamentals of rock mechanics*. Ed. Chapman and Hall (London), 593 pp.
- JELINEK, V. (1981). - Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 563-567.
- JOVER, O. & BOUCHEZ, J. L. (1986).- Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Paris* 303, 969-974.
- JOVER, O., ROCHETTE, P., LORAND, J. P., MAEDER, M. & BOUCHEZ, J. L. (1989).- Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central : inference on magnetic fabric interpretation. *Phys. Earth Plan. Int.* 55, 79-92.
- JULIVERT, M. (1971).- Decollement tectonics in the Hercinian Cordillera of NW Spain. *Am. Jour. Sci.* 270, 1-29.
- KEIL, K. (1983).- Meteorites from Moon, Mars, *Geotimes*, 28, 25-27.
- KELLER, E y PINTER, N. (1966).- *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*, Prentice Hall, Engelwood Cliffs.
- KNIPE, R. J. & WHITE, S. H. (1979).- Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, S.W. Wales. *Journal of Structural Geology*, 1, 53-66.

- KULANDER, B.R., BARTON, C.C. y DEAN, S.L. (1979).- *The application of fractography to core and outcrop fracture investigations*, Report to U.S. Department of Energy, METC/SP-79/3, 174 pp.
- KUPFER, D.H. (1968).- Relationships of internal to external structure of salt domes. En: *Diapirism and diapirs*, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 8, 79-89.
- LAGARDE, J. L., AIT-OMAR, S. & RODDAZ, B. (1990).- Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *Journal of Structural Geology*, 12, 805-822.
- LAWN, B.R. (1993).- *Fracture of brittle solids*, Cambridge University Press, 378 pp.
- LEWIS, R.S. y ANDERS, E. (1983).- Materia interestelar en meteoritos, *Investigación y ciencia*, 85, 42-53.
- MAIER, G. & MÄKEL, G. H. (1982).- The geometry of the joint pattern and its relation with fold structures in the Aywaille area (Ardennes, Belgium). *Geol. Rundschau* 71, 603-616.
- MANDL, G. (1988).- *Mechanics of Tectonic Faulting. Models and Basic Concepts*. Ed. Elsevier, Amsterdam. 407 pp.
- MOLNAR, P. & CHEN, W. P. (1982).- Seismicity and mountain building. In: *Mountain Building Processes*. Ed. Academic Press (London), 41-57.
- MURRAY, G.E. (1968).- Salt structures of Gulf of Mexico basin-a review, En: *Diapirism and diapirs*, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 8, 99-121.
- NARR, W. y SUPPE, J. (1991).- Joint spacing in sedimentary rocks, *Journal of Structural Geology*, 13, 1038-1048.
- NICKELSEN, R.P. y HOUGH, V.D. (1967).- Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 609-630.
- NICOLAS, A. (1987).- *Principios de Tectónica*. Ed. Masson (Paris), 185 pp. (Ver p: 17-24).
- O'KEEFE, J.D. y AHRENS, T.J. (1986).- Oblique impact: a process for obtaining meteorite samples from other planets. *Science*, 234, 246-248.
- PARKER, T.J. y McDOWELL, A.N. (1955).- Model studies of salt-dome tectonics, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 39, 2384-2470.
- PATERSON, M.S. (1978).- *Experimental rock deformation. The brittle field*. Ed. Springer-Verlag (Heidelberg), 254 pp.
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H. & TOBISCH, O. T. (1989).- A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-364.
- PETIT, J. P. (1987).- Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
- POLLARD, D.D. y AYDIN, A. (1988).- Progress in understanding jointing over the past century, *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1181-1204.
- PRICE, N. J. (1966).- *Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks*. Ed. Pergamon Press (Oxford) , 176 pp.

- PRICE, R.A. (1981).- The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In. *Thrust and nappe tectonics*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 9, 427-448.
- RAGAN, D.M. (1987).- Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas. Ed. Omega, Barcelona, 207 pp. (Ver p: 74-80).
- RAMSAY, J.G. (1969).- The measurement of strain and displacement in orogenic belts. In: *Time and Place in Orogeny*. Geol. Soc. London, Spec. Paper, vol. 3, p. 43-79.
- RAMSAY, J.G. (1977).- *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, Madrid. 590 pp. (Ver p: 307-311)
- RAMSAY, J.G. (1980).- The crack seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, 135-139.
- RAMSAY, J.G. (1989).- Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 11, 191-210.
- RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1987).- *The techniques of modern structural geology. Vol. 2, Folds and Fractures*. Ed. Academic Press (London), 308-700 pp. (Ver p: 561-594).
- RATHORE, J. S. & KAFAY, A. M. (1986).- A magnetic fabric study of the Shap region in the English Lake District. *Journal of Structural Geology*, 8, 69-78.
- RECHES, Z. & DIETERICH, J. H. (1983).- Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, (I) Failure of rocks in polyaxial servocontrol experiments, (II) Theoretical analysis. *Tectonophysics* 95, 133-156.
- RECHES, Z. (1976).- Analysis of joints in two monoclines in Israel, *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1654-1662.
- RIOS, J.M. (1948).- Diapirismo, *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 155-390
- RIVES, T., RAWNSLEY, K.D. y PETIT, J.P. (1994).- Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish, *Journal of Structural Geology*, 16, 419-429.
- ROCHETTE, P. (1987).- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9, 1015-1020.
- SANNEMANN, D. (1968).- Salt-rock families in northwestern Germany. En: *Diapirism and diapirs*, American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 8, 261-270.
- SCHOLZ, C.H. (1990).- *Mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press. 439 pp.
- SECOR, D.T. (1965).- Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263, 633-646.
- SEGALL, P. (1984).- Formation and growth of extensional fractures set, *Geological Society of America Bulletin*, 94, 563-575.
- SEYA, K. & SUZUKI, I. (1980).- A new fracture criterion for brittle rocks. *Tectonophysics* 64, 175-187.
- SHOEMAKER, E.M. (1977).- Astronomically observable crater-forming projectiles. en: RODDY et al., eds. *Impacts and explosive cratering*, Pergamon Press, Oxford.
- SIBSON, R. H. (1977).- Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London* 133, 191-213.

- SIMPSON, C. (1985).- Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7, 503-512.
- SOSSA-SIMAWANGO, M., HENRY, B. & DALY, L. (1987).- Magnetic structural analysis of the Montmarault granite (French Massif Central). *Journal of Structural Geology*, 9, 911-914.
- SUPPE, J. (1983).- Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.* 283, 684-721.
- SUPPE, J. (1985).- *Principles of Structural Geology*. Ed. Englewood Cliffs (New Jersey), 537 pp.
- SYLVESTER; A.G. (1988).- Strike-slip faults, *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- TALBOT, C.J. y JARVIS, R.J. (1984).- Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran. *Journal of Structural Geology*, 6, 521-533.
- TRUSHEIM, F. (1960).- On the mechanisms of salt migration in Northern Germany. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 44, 1519-1540.
- TWISS, R.J. y MOORES, E.M. (1992).- *Structural geology*. Freeman & Co. 532 pp.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- *Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill. 495 pp.
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. (1982).- Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 4, 105-115.
- WISE, D.U., DUNN, D.E., ENGELDER, J.T., GEISER, P.A., HATCHER, R.D., KISH; S.A., ODOM, A.L. y SCHAMEL, S. (1984).- Fault related rocks: Suggestions for terminology, *Geology*, 12, 391-394.
- WOODWARD, N. B. BOYER, S.E. & SUPPE, J. (1985).- *And outline of balanced cross-section*. In: *Studies in Geology II*. Ed. University of Tennessee Department of Geological Science, 170 pp.

LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN LA WWW

Estas son algunas direcciones en las que se pueden encontrar aspectos relacionados con el tema tratado:

Deformación frágil y dúctil por Shun-ichiro Karato (Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota) y Teng-fong Wong (Department of Earth and Space Sciences, State University of New York at Stony Brook)

<http://www.agu.org/revgeophys/karato01/karato01.html>

Structural Geology of Fault Rocks and Brittle Shear Zones (Darrel Cowan, University of Washington):

<http://www.geology.washington.edu/~cowan/faultrocks.html>

Brittle shear zones (Bernhard Grasemann, Institut für Geologie, University of Vienna):

<http://bigaxp.geologie.univie.ac.at/grasemann/big33.html>

Brittle structures: Joints and Veins (J. Waldron):

<http://www.stmarys.ca/academic/science/geology/structural/brittle.html>

Giovanni Guglielmo's (Texas University) Research Page on Salt Tectonics:

<http://www.utexas.edu/research/beg/giovanni/>

Chicxulub Impact Crater Provides Clues to Earth's History. Earth in Space Vol. 8, No. 4, December 1995, p. 7. © 1995 American Geophysical Union. An extraterrestrial impact 65 million years ago changed the course of life on Earth. The crater it carved in the Earth's surface could now help scientists study past global change by Virgil L. Sharpton, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas

http://www.agu.org/sci_soc/sharpton.html

Wetumpka Meteor Crater, by Dr. David King Jr., of the Auburn University Department of Geology:

<http://www.mindspring.com/~rwhigham/wetu.htm>

Impact Craters, Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawai'i at Manoa

http://www.soest.hawaii.edu/spacegrant/class_acts/CrateringDoc.html