

CAPÍTULO 3. FRACTURAMIENTO.

La palabra "fractura" ha sido definida en varias formas por diversos autores, algunos puramente descriptivos, otras en relación con su origen y otras más enfocadas al aspecto mecánico; estos dependen de los particulares intereses de cada autor. En este capítulo se describe en forma simplificada las características morfológicas de las fracturas y las consideraciones para definir su ubicación y cuantificación espacial.

3.1.- Fractura.

La palabra Fractura proviene del latín fractus, que significa "quebrar" y se ha empleado para referirse a las superficies discretas que segmentan o dividen en bloques a rocas y minerales en la naturaleza; estas definen superficies de baja cohesión. Son el resultado del comportamiento quebradizo de los materiales.

Las fracturas pueden ser generadas por la concentración de esfuerzos en zonas de contraste composicional (contactos de capas, cambio de facies), por pérdida de volumen (compactación), por enfriamiento, durante deformación contraccional o extensional.

Pueden ser más abundantes en lugares donde existan heterogeneidades en la roca como: presencia de fósiles, nódulos minerales, en clastos, huecos cársticos, burbujas por gas, ondulaciones en la base de la capa (marcas de ondulaciones y estructuras de carga) entre otros puntos heterogéneos. Las fracturas se distinguen por los movimientos relativos que ocurren a lo largo de la superficie durante su formación (Nelson, 2001).

Para cumplir los objetivos del presente trabajo nos enfocaremos al contexto de los sistemas de fracturas en los yacimientos naturalmente fracturados y de zonas urbanas con fracturamiento de suelos que implican un riesgo geológico.

Una fractura natural en una roca corresponde con una discontinuidad macroscópica planar que ha sido resultado de esfuerzos que han excedido la resistencia a la ruptura (Stearns,1990). Esta definición es concreta, pues no toma en cuenta el aspecto microscópico y morfológico de los sistemas de fracturamiento. La siguiente definición tiene un enfoque más técnico, ya que considera que todo cuerpo sólido responde a las cargas externas experimentando grandes deformaciones o fracturamiento.

El fracturamiento corresponde a una pérdida de la continuidad entre dos partes del cuerpo rocoso. Además implica la generación de una grieta y su propagación hasta que se presente la falla general o que se alcance un nuevo estado de equilibrio (Aubinet G. y Arias A.1991).

Una fractura de yacimiento es la ocurrencia natural de una discontinuidad en forma macroscópica o microscópica, con tendencia a seguir un plano en la roca,

generado durante el proceso de deformación o diagénesis. Por razones prácticas, se asume que inicialmente están abiertas y subsecuentemente pueden o no ser alteradas y mineralizadas; es por esto que pueden tener un efecto positivo o negativo en la capacidad de permitir el flujo de fluido a través de la roca. En general una falla o fractura son producto de la deformación frágil en cualquier tipo de roca, se forman por esfuerzos cortantes y en zonas de tensión o de compresión.

Los mecanismos que explican la génesis de las principales familias de fracturas son:

- Esfuerzos de cualquier tipo.
- Pérdida de carga.
- Pérdida de volumen.
- Enfriamiento.
- Por efecto de la diagénesis.
- Actividad biológica.

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de rompimiento se denominan fracturas cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos lados o paredes definidos por la superficie de discontinuidad, en sentido paralelo a la propia superficie.

Las fracturas son discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura. Lo que consecuentemente nos hace suponer, que la dirección del flujo de los fluidos dentro de la roca, puede presentar una alta anisotropía creada por las diversas características de las fracturas, sin tomar en cuenta las diferencias mecánicas en su generación y propagación.

Estos comportamientos mecánicos al relacionarlos y compararlos, nos aportan interesantes resultados sobre la generación y propagación del fracturamiento. Como ejemplos de estas relaciones entre sus características mecánicas particulares podemos tener: la comparación entre las formas de fracturamiento como serían las siguientes: extensión vs. cizalla, modo 1 vs. modo 2, fractura vs. micro fractura (Nelson, 2001). Este enfoque nos permite hacer notar los efectos de las variadas morfologías de las fracturas sobre el flujo de los fluidos.

Como consecuencia de esta variación morfológica podemos deducir que el incremento de la permeabilidad, generado por las fracturas abiertas en el comportamiento de un yacimiento, contrastan con la fuerte anisotropía de la permeabilidad en la roca generada por la baja permeabilidad consecuencia de las fracturas, deformadas, que frecuentemente están rellenas con minerales postgenéticos.

Hay que tomar en cuenta que debido a las características de los particulares sistemas de fracturamiento natural, siempre hay una variedad de efectos en su comportamiento dentro de un yacimiento fracturado que pueden afectar los procesos de recuperación (primaria, secundaria, y terciaria).

3.2.- Características de las rocas fracturadas.

Las fracturas se identifican cuando existen rompimientos o separaciones en la masa de un volumen de roca, a lo largo de los cuales la cohesión del material se ha perdido y se registran como una separación perpendicular entre planos o superficies de discontinuidad.

Cuando se aprecia un desplazamiento paralelo a lo largo del plano de fractura, precisamente cuando la roca ha tenido un movimiento relativo a lo largo del plano de fractura, se considera que ha sucedido una falla. Esta distinción es un tanto ambigua y depende de la escala de observación; en la práctica la mayoría de las fracturas no muestran o es insignificante el desplazamiento y son clasificados como juntas o diaclasas.

3.2.1.- Juntas.- Es un rompimiento a lo largo del cual no se aprecia que haya ocurrido un movimiento paralelo al plano de discontinuidad. Se originan principalmente por esfuerzos tectónicos, pero también, por procesos magmáticos durante el enfriamiento de las rocas ígneas y por contracción y expansión de las capas más superficiales durante la erosión.

3.2.2.- Diaclasas (Joints): Fracturas que muestran pequeños desplazamientos normales a su superficie o muy pequeño paralelo a su superficie, por lo que su apertura es limitada y no contienen cemento cristalino. Se generan principalmente por esfuerzos tensionales y de cizalla, en respuesta a movimientos mayores de la corteza terrestre, también se desarrollan en la superficie y pueden ser resultado del intemperismo. Comúnmente tienen una orientación paralela entre sí, siendo en muy pocos casos de orientación aleatoria y mayoritariamente se encuentran en juegos o familias de diaclasas conjugadas.

3.2.2.1.- Clasificación descriptiva de las diaclasas. La clasificación de las fracturas se realiza tomando en cuenta, su disposición espacial, sus dimensiones y su presencia o abundancia relativa.

3.2.2.1.1.- Según su forma:

Diaclasas sistemáticas: Son aquellos grupos de diaclasas que poseen geometría planar y son paralelas o subparalelas unas a otras, manteniendo un espaciado aproximadamente regular entre ellas.

Diaclasas no sistemáticas: Diaclasas curvas y de geometría irregular, pueden ocurrir en distintas longitudes. En la figura 3.1, se ilustra la disposición espacial distintiva entre las diaclasas sistemáticas y diaclasas no sistemáticas.

3.2.2.1.2.- Clasificación Según su longitud:

- Diaclasas maestras o principales.
- Diaclasas mayores.
- Diaclasas menores.

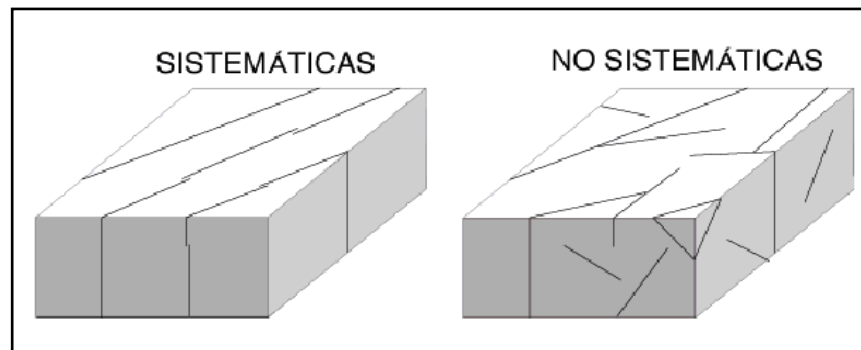


Fig.3.1.-Clasificación de diaclasas, sistemáticas y no sistemáticas (Tomado de: www.u-cursos.cl/ingenieria/2005/2/GL55C/1/material_docenteobjeto, 2005).

3.2.2.1.3.- Clasificación según su importancia o presencia relativa:

- Frecuencia: Número de planos de diaclasas intersecados por una línea perpendicular a ellas.
- Densidad: Número de diaclasas contenidas en una unidad de área
- Espaciamiento: Distancia promedio entre los diferentes planos de fracturas, reconocidos a lo largo de una distancia determinada.
- Diaclasas primarias
- Diaclasas secundarias.

3.2.2.2.- Sistemas de diaclasas: Dos o más juegos de diaclasas presentes en un afloramiento o cartografiadas en un mapa. Cuando existen dos o más familias de diaclasas que afectan el mismo volumen de roca y se intersecan formando ángulos más o menos constantes y geometrías semejantes, La figura 3.2 muestra las principales formas tipo de los sistemas de diaclasas; dentro de los que destacan los ortogonales, conjugados, irregulares y sigmoidales.

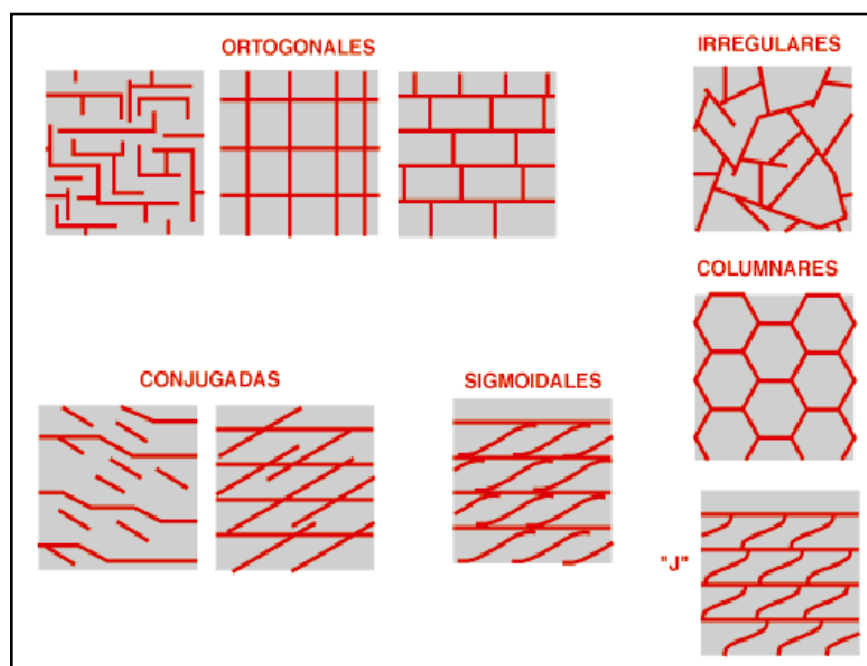


Fig.3.2.- Principales formas tipo de los sistemas de diaclasa (Tomado de: www.ucursos.cl/ingenieria/2005/2/GL55C/1/material_docente/objeto, 2005).

3.2.2.3.- Conjunto de diaclasas: Son un grupo de diaclasas adyacentes con geometría semejante. Por las relaciones espaciales que presentan entre las vecinas, se pueden diferenciar, en familias de diaclasas y sistemas de diaclasas

3.2.2.4.- Juego o Familias de diaclasas: Grupo de diaclasa de origen común y aproximadamente paralelas entre sí; si involucran a todas las diaclasas sistemáticas que aparecen en una región.

3.2.2.5.- Diaclasas en capas o laminadas o diaclasas de exfoliación: Fracturas de extensión curvas que son subparalelas a la topografía, dando origen a una topografía suave, redondeada (ejemplo: granitos) (fig. 3.3).

3.2.2.6.- Diaclasas en columnas: Fracturas de extensión, en rocas intrusivas someras tabulares, diques, sills o flujo extrusivo espeso, perpendicular al contacto del cuerpo ígneo.

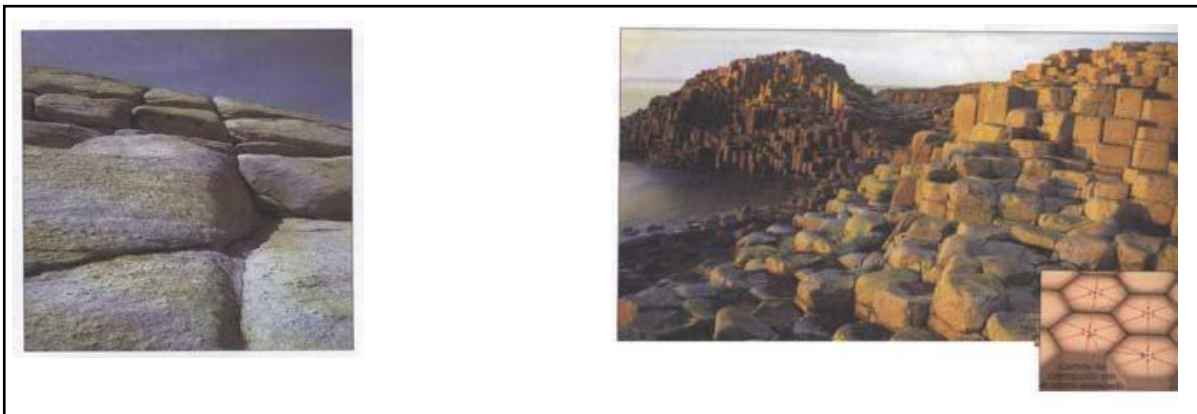


Fig. 3.3.- Imágenes de dos tipos de diaclasas. A la izquierda diaclasas en capas generadas por intemperismo y a la derecha Diaclasas columnales generadas por enfriamiento de magma columnas basálticas (Tomado de: www.efn.uncor.edu/dep/GeoBas/GeoGral/Unidad7, 2008).

3.2.2.7.- Diaclasas en lajas: se generan por expansión de los cuerpos ígneos grandes como los batolitos. Esto se debe a que el cuerpo ígneo sufre un cambio en las condiciones de presión al sufrir exhumación; este se descomprime generando lajas levemente curvadas, también llamada fracturas por inemperismo esferoidal o “cascaras de cebolla”.

La Figura 3.4, muestra imágenes representativas de diaclasas en cuerpos ígneos. a) Izquierda diaclasa en laja desarrolladas por intemperismo en rocas tipo graníticas, b) Derecha, fracturas en forma de cascaras de cebolla característica de rocas tipo andesiíticas.

3.2.2.8.- Diaclasas plumosas o de cizallamiento (feather joint, pinnate shear): Se forman en el medio de una falla o zona de falla. El campo de fuerzas provoca una cierta expansión adentro de la zona de falla; las estructuras expansivas tienen una forma característica sigmoidal, es decir, de una "S" (figs. 3.5 y 3.6. Frecuentemente estas estructuras se rellenan con calcita o cuarzo. Las diaclasas plumosas entonces se pueden agregar al listado de los indicadores directos de fallas.



Fig.3.4.- Diaclasas en cuerpos ígneos. (Tomado de WWW.efn.uncor-redu/geobas/geogal/unidad7, 2008).

La figura 3.5 ejemplifica el tipo de diaclasas plumosas, en la imagen derecha se marca la dirección de los desplazamientos relativos.



Fig. 3.5.- Diaclasas plumosas en la Sierra Peineta, cerca de Inca de Oro en la Región Atacama / Chile (Tomado de W. Griem; digital 2006).

En la figura 3.6, se muestra un diagrama del desarrollo de diaclasas plumosas de cizalla; durante un movimiento producido por tectonismo, se pueden abrir pequeñas fracturas, las cuales se rellenan con calcita, yeso o cuarzo. La forma es siempre como un "S" y en dimensiones entre milímetros hasta metros



Fig.3.6.- Diaclasas plumosas de cizalla (Tomado de W. Griem; digital 2006).

3.2.3.- Venas o Vetas.- Es un rompimiento en la roca en el cual se puede apreciar un mínimo desplazamiento variable en un rango que va de (μ - cm.).

Pueden estar total o parcialmente rellenas por minerales masivos o compuestos de granos de cristal fibrosos como cuarzo o calcita.

Los minerales fibrosos pueden ser usados para interpretar la deformación asociada con la abertura de las venas. Generalmente se desarrollan en el subsuelo, donde suelen ser abundantes. Las características (distribución, continuidad, abundancia etc.) y tipo de relleno mineral en las venas, nos permite darnos una idea de los diferentes procesos diagenéticos que ha sufrido la roca; ayudando a deducir la historia geológica de esta. Con esto se revela información importante acerca del origen, tiempo y condiciones en las cuales el fracturamiento fue originado.

La característica más importante de las venas en las rocas del subsuelo, radica en que pueden existir venas parcialmente abiertas y por lo tanto pueden contribuir notablemente en la conducción de fluidos en el subsuelo.

3.3.- Morfología de las fracturas.

Un factor importante que determina en gran parte la porosidad y permeabilidad de las fracturas, es la morfología de los planos de fractura. La morfología relaciona la forma natural de las fracturas y por sus características, se han clasificado en fracturas abiertas, deformadas, rellenas de mineral y las fracturas por cavidades (Nelson., 2001).

3.3.1.- Fracturas abiertas. Este tipo de fracturas se caracterizan por no presentar material diagenético en el espacio entre las paredes de la fracturas, por tal razón no se encuentran cementadas y en consecuencia no contienen algún tipo de mineralización secundaria, el ancho de la fractura es muy pequeño, probablemente del tamaño de poro, pero incrementan significativamente la permeabilidad paralelamente a la fractura y por otra parte hacen que decrezca la permeabilidad perpendicularmente.

En la figura. 3.7, se muestra un ejemplo de la coexistencia de dos sistemas de fracturamiento, el primero y más antiguo es el de la parte inferior el cual incluso se encuentra totalmente lleno de cementante, y en la parte superior se observa otro fracturamiento en el cual hay ausencia de cementante.

La porosidad en este tipo de fracturas es importante y pueden funcionar como conductos abiertos por donde pueden fluir los fluidos.

La permeabilidad es función de la separación inicial de las fracturas, lo que depende de la componente normal del esfuerzo efectivo in-situ con respecto al plano de fractura, de la rugosidad del área de contacto entre las paredes de la fractura. Este tipo de fractura se evidencia en afloramientos por pigmentación color óxido que se disemina en bandas paralelas a la fractura. Estas características denotan el flujo de agua subterránea a lo largo de los planos de fracturamiento.

En lámina delgada las fracturas abiertas reflejan poca deformación asociada, esto se determina bajo observaciones en el microscopio electrónico de barrido.

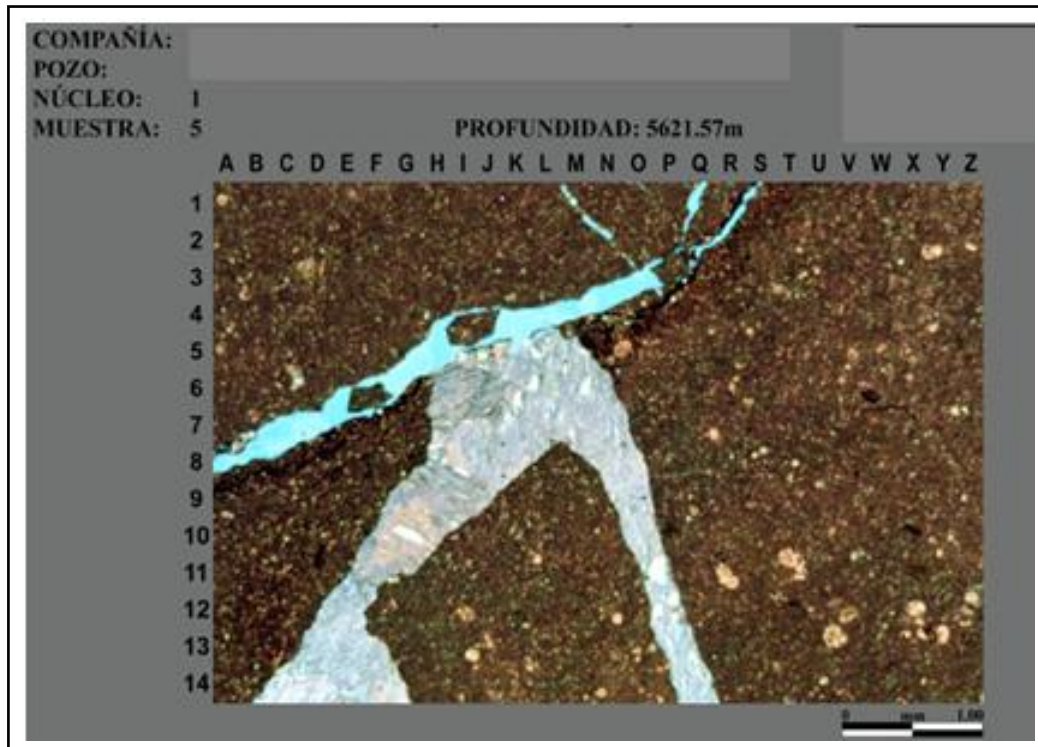


Figura 3.7.- Fracturas abiertas en la parte superior izquierda y fracturas totalmente llenas, en caliza tipo mudstone bioclastica, Prof. 5619.42 m; (Laboratorios Agat, 2004).

Las fracturas angostas y abiertas permiten la migración fácil de cualquier fluido (una fractura de 0.025 mm, puede permitir la fuga de 150 MBA en 1000 años).

3.3.2.- Fracturas deformadas. Este tipo de fracturas involucra a las que inicialmente fueron abiertas en su formación y han sido subsecuentemente alteradas por deformación. Dentro de este tipo se encuentran las fracturas de desgarramiento y relleno y las de lados deslizados. Los desgarramientos ó socavaciones, son cubiertos por material fino producto de los procesos de abrasión, trituramiento y deslizamiento. Esto reduce drásticamente la permeabilidad.

Los lados deslizados generan superficies que son resultado del movimiento friccional dentro de la fractura o plano de falla, creando superficies pulidas y estriadas. Estas incrementan la permeabilidad paralela y reducen la permeabilidad perpendicular con respecto al plano de fracturamiento; pueden ser causantes de una gran anisotropía.

3.3.2.1.- Fracturas de desgarre y relleno. El gauge o salbanda, es el material fino resultado de la abrasión entre las paredes de la fractura al haber deslizamiento, contacto y desprendimiento de material entre las rugosidades de cada pared.

El desplazamiento de masas de roca a lo largo de un plano de fractura forma cataclasis o granulación entre los granos en contacto a través de la fractura, afectando a los granos de varios tamaños en una zona cercana a la fractura,

reduciendo la porosidad y la permeabilidad, debido a que este material de relleno finamente triturado puede poseer alta saturación de agua e impedir el flujo de hidrocarburos (Nelson., 2001).

Debido a que las fracturas son largas y estrechas, se registra una reducción de la permeabilidad perpendicularmente a la fractura o zona de gauge. La ductilidad de la roca y el desarrollo de deslizamiento y fricción son de gran importancia en el desarrollo del gauge y ambas varían dependiendo de la composición y textura de la roca.

En general la fricción deslizante (que es diferente a la fricción interna), a lo largo de un plano de fractura es relativamente baja si consideramos una roca frágil o quebradiza y relativamente alto si consideramos una roca dúctil.

3.3.2.2.- Fracturas en planos de deslizamiento o lados alisados. Un lado alisado es una superficie pulida o estriada que fue resultado de un deslizamiento friccional a lo largo de la fractura o plano de falla.

Su desarrollo involucra tanto pulverización como cataclasis en la roca huésped, o la creación de vidrio por mezcla de granos de cuarzo, debido a deslizamiento friccional a lo largo de la superficie de la fractura. Como resultado de esta deformación hay reducción de la permeabilidad en la dirección perpendicular a la superficie deslizada, e incremento en dirección paralela a las superficies de las paredes emparejadas ó alisadas.

3.3.3.- Fracturas rellenas de mineral. Estas fracturas son aquellas que han sido rellenas por una mineralización secundaria o diagenética. Principalmente por cuarzo o calcita, o ambos; esta mineralización puede llenar completa o parcialmente las fracturas.

Considerando esto, las fracturas resultan ser formidables barreras de la permeabilidad. Por otra parte pueden tener un efecto positivo en la recuperación de hidrocarburos al evitar el cierre parcial o total de la fractura. Son importantes en la predicción y cuantificación del flujo, pero afortunadamente no siempre las fracturas están cerradas.

3.3.3.1.- Fracturas completamente llenas. Los sistemas de este tipo de fracturas no aportan atributos positivos al yacimiento (fig. 3.8), pero pueden aportar información importante para definir los esfuerzos e interpretar el comportamiento estructural y diagenético, tomando en cuenta que las fracturas pueden considerarse como registros de los eventos de deformación y cementación.

Como evidencia de estos eventos podemos tener: maclado y traslación en los cristales formados por relleno, así también, la existencia de múltiples secuencias de cementación, e inclusiones fluidas. Estas evidencias nos pueden ser totalmente útiles para descifrar la profundidad, alteración, e historia de la migración de los fluidos.

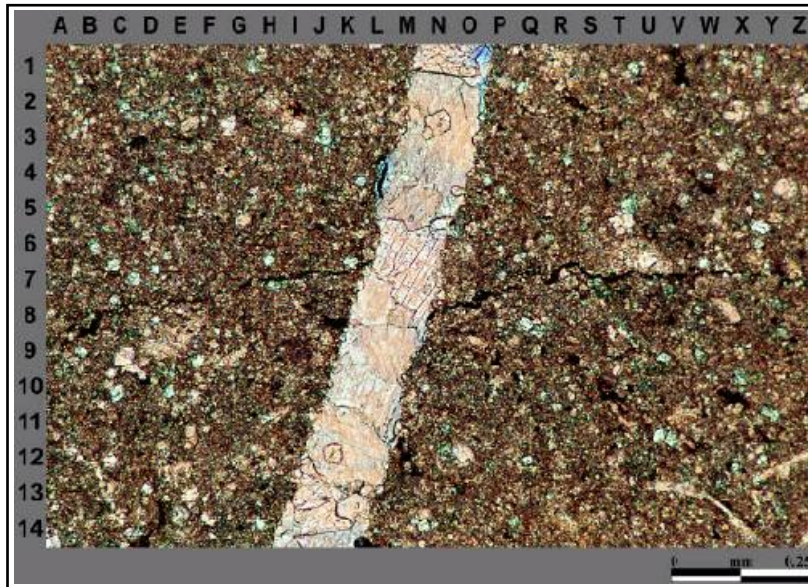


Figura 3.8.- Fractura completamente cerrada, en caliza tipo mudstone, Prof. 5626.05 m. Tomado de: Laboratorios Agat.(2004).

3.3.3.2.- Fracturas incompletamente llenas. En este tipo de fracturas se pueden presentar algunos espacios de poro medibles dentro del mineral de relleno. Estos espacios pueden ser de naturaleza primarios o secundarios a la fractura (fig. 3.9), frecuentemente la porosidad secundaria se desarrolla en el relleno de la fractura, como resultado de la disolución de la calcita.

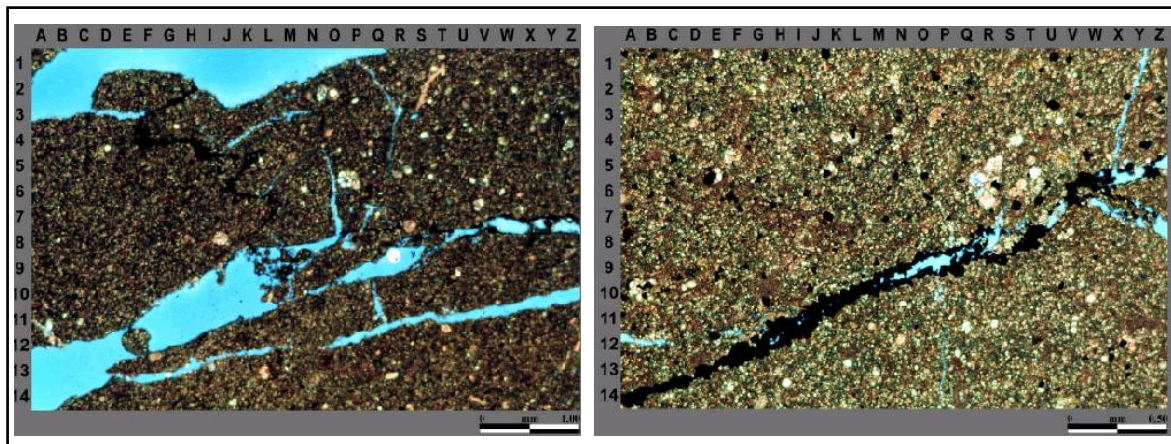


Figura 3.9.- Fracturas incompletamente llena, en caliza tipo mudstone bioclastica, Prof. 5621.82 m. Fuente (Laboratorios Agat, 2004).

Este tipo de porosidad de fractura por disolución es resultado de una diagénesis compleja del relleno de la fractura; después del fractuamiento se desarrollan generalmente cuatro periodos de mineralización en los espacios de las fracturas dentro de un sistema de fracturamiento tectónico (fig. 3.9), los cuales son:

- 1- Temprano revestimiento de clorita en las paredes de la fractura.
- 2- Mineralización euهدral de cuarzo.
- 3- Mineralización de calcita.
- 4- Mineralización de sulfuros (principalmente: pirita, calcopirita y galena).

Subsecuentemente a esta serie de mineralización, toma lugar un periodo de disolución de la calcita, lo cual origina la porosidad y permeabilidad secundaria esencial en el yacimiento.

En esta serie de imágenes de rocas de tipo carbonatado, se hace hincapié en que las muestras con menos de 3% de bioclastos son llamadas simplemente mudstones; en el caso de las muestras que presentan un contenido bioclástico de entre 3% y 10% se denominaron mudstones bioclásticos, Los bioclastos más abundantes son las calciesferas, seguidos de los foraminíferos planctónicos; presentándose cantidades traza a muy raras (hasta 0.8%) de bioclastos de ostracodos. En general los bioclastos tienen un rango de tamaños de grano que varía de 80 a 250 micrones, siendo el tamaño promedio arena fina. Los bioclastos más finos son las calciesferas mientras que los más gruesos son las conchas de foraminíferos.

La matriz de la roca está constituida exclusivamente por lodo calcáreo. Las rocas son masivas a sumamente fracturadas. Las características de estas muestras de mudstone incluyen: cemento de calcita no ferrosa de relleno de fracturas e intrabioclástica, estilolitos, cemento de calcita no ferrosa a ferrosa, pirita, dolomita de reemplazo no ferrosa, dolomita de reemplazo de relleno de fracturas, cuarzo autógeno (trazas y local), anhidrita y bitumen. La figura 3,10 muestra Diferentes periodos de mineralización recristalización provocando relleno de fracturas en caliza tipo mudstone bioclastica, profundidad 5623.82 m.

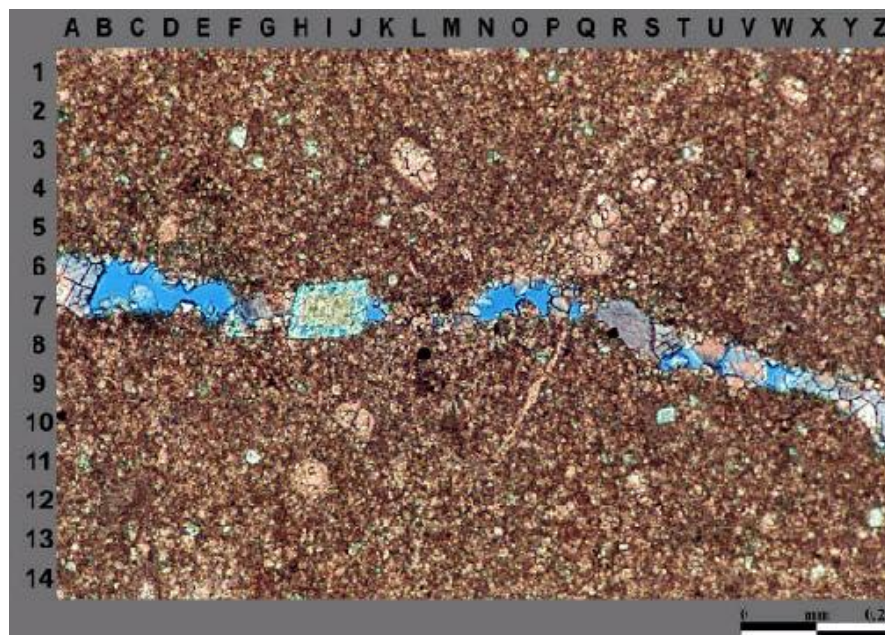


Figura 3.10.- Diferentes periodos de mineralización recristalización (Laboratorios Agat, 2004).

3.3.4.- Fracturas por cavidades o vugulos. Este tipo de fracturas no son en realidad una parte morfológica de la fractura, más bien son el resultado de la alteración de la matriz al rededor de la fractura. Se producen por la circulación de aguas ácidas, percolladas a través de las grietas en las rocas carbonatadas, disolviéndolas y dando lugar al desarrollo de formas kársticas (Fig. 3.11).

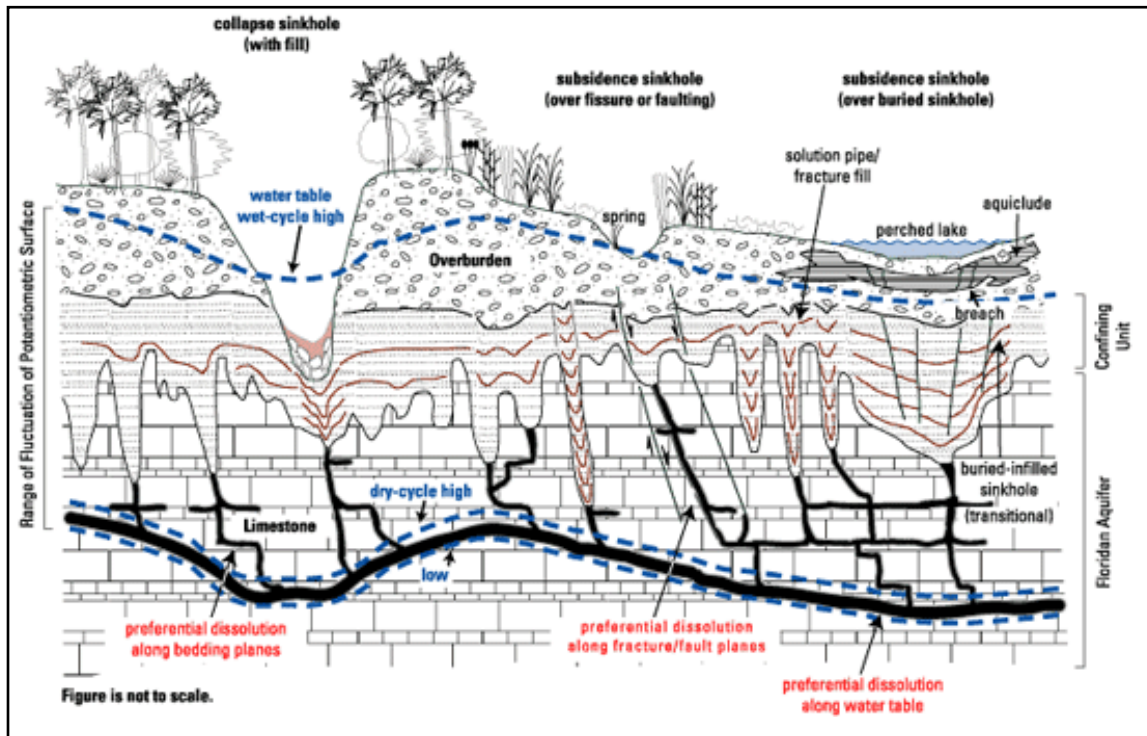


Fig.3.11.- Esquema que muestra la solución y colapso en una secuencia de calizas, dando como resultado una topografía kárstica (Tomado de U.S. Geological Survey, www.nationalatlas.gov/.karst_features, 2009).

Los karst pueden formar vugulos, cavernas y causes de ríos subterráneos; también generan porosidad y permeabilidad significativa creadas por la forma amplia de las cavidades desarrolladas, las cuales son muy importantes en los grandes yacimientos carbonatados del mundo.

3.4.- Características particulares entre las relaciones de la microestructura interna de los minerales con la propagación de las microfrazuras.

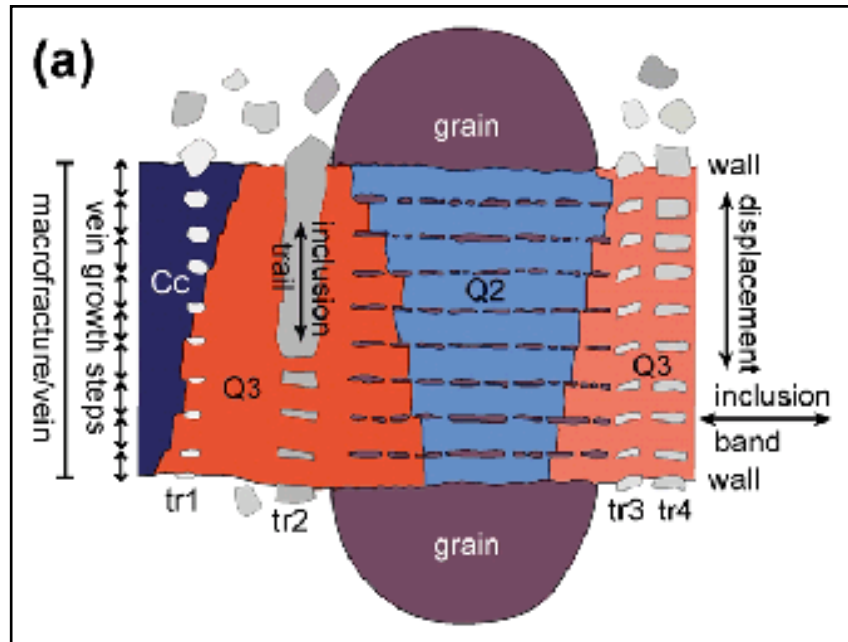
Una parte esencial en el entendimiento de los patrones de microfracturamiento, es la apreciación de los procesos químicos en el crecimiento de los sistemas de fracturas del modo abierto.

Para fracturas en rocas sedimentarias dentro de ambientes diagénéticos (1,000–6,000 m de profundidad), se tiene que las fracturas representan nueva superficie de roca, creada por altas presiones en condiciones de elevadas temperaturas y con la presencia de fluidos reactivos. Estas características controlan la precipitación y disolución de minerales. Estos efectos diagenéticos pueden ser significativos en lo referente a los atributos de las fracturas y su crecimiento. Las observaciones en los análisis de núcleos han mostrado que las fracturas desarrolladas en estos ambientes, típicamente contienen al menos un cementante antigénico. Aunque la evolución de reacciones diagenéticas y los procesos mecánicos del fracturamiento y sus efectos en los atributos de las fracturas siguen siendo poco conocidas.

Tratando de ilustrar la importancia entre la interacción de los procesos mecánicos y diagenéticos, se han realizado estudios en areniscas durante el proceso del

crecimiento del microfracturamiento, encontrándose que dentro de los granos minerales de las rocas, se forman numerosos rompimientos o "cracks" individuales y eventos de precipitación de cementante. Estos rompimientos describen una Pequeña flexión o extensión alineados y expandiéndose hacia afuera, por lo que se ha denominado Textura crack-seal (fig.3.12).

Fiig. 3.12.- Esquema que muestra las características asociadas con el mecanismo crack-seal, El espaciamiento de las bandas de inclusiones es de 50 μm . (Ramsay, 1980). (Tomado de Laubach, 2004).



Esta se asocia con la porosidad de fracturamiento (Laubach, 2004). Una de las características asociadas con el mecanismo crack-seal, son los patrones de inclusiones en series de fragmentos de granos paralelos a la dirección del desplazamiento. Los fragmentos de diferentes granos definen las bandas de inclusiones, las cuales presentan un arreglo perpendicular a la dirección de desplazamiento y estas bandas son formadas durante el mismo proceso de crecimiento. En las figuras 3.13 y 3.14, se distinguen fracturas alineadas en granos de cuarzo dentro de areniscas y formado por numerosos rompimientos o "cracks" individuales y eventos de precipitación de cementante. En la (fig. 3.14), los granos de cuarzo y el cemento componen casi la totalidad de la imagen, los fragmentos no luminiscentes son feldespato y las áreas en color verde son fragmentos de roca. La muestra es una arkosa, de la formación, Wind river, Wyoming, USA

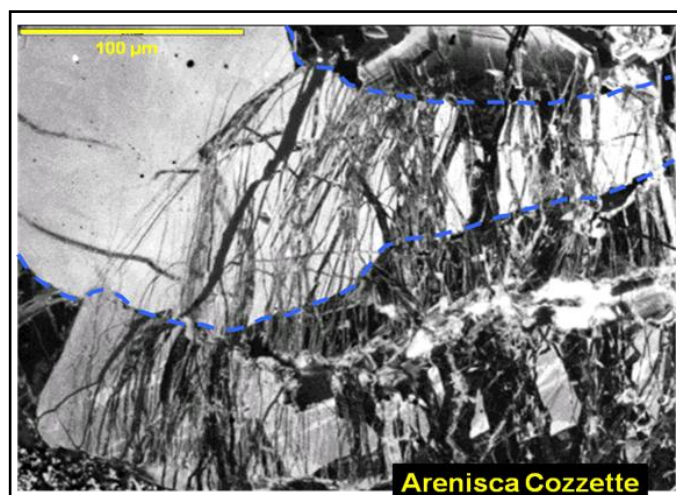


Fig. 3.13. Microfotografía que muestra la típica textura "Crack Seal" en una muestra de arenisca.

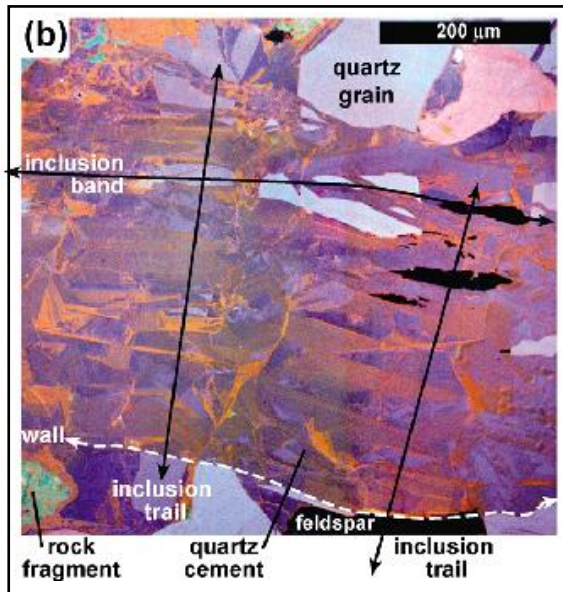


Fig. 3.14.- Imagen de un mosaico en cátodo luminiscencia a color, La muestra es una arkosa, de la formación, Wind river, Wyoming. Tomado de (Laubach, 2004).

3.4.1.- Puentes de Mineral. Ocurren en la mayor parte de las areniscas fracturadas en ambientes diagenéticos donde la cementación puede ser contemporánea con la apertura del fracturamiento. En este tipo de rocas y ambientes es muy común encontrar estructuras crack seal acompañadas por puentes de mineral discontinuos dentro de las fracturas.

Los puentes son depósitos de cemento a lo ancho de las fracturas y puede estar rodeada por porosidad de fracturas o de cementsos recientes. El volumen de fractura puede estar ocupado por puentes de diversos tamaños. Algunos puentes de cuarzo tienen forma de columna o raíz, consistentes en cristales aislados de cuarzo o masas de cristales.

Las texturas crack seal, ocurren dentro de estos cristales aislados o en masa. (Gale et al., 2004). Los fragmentos de granos y cemento definen las bandas de inclusiones que son perpendiculares al desplazamiento del fracturamiento.

En la figura (Fig. 3.15), se observa una fractura abierta soportada por puentes de cuarzo, en una cuarzo arenita, el rumbo de la "macrofractura", presenta una orientación casi vertical y es la misma en todas las imágenes, se distingue por el color azul en la imagen (a), la cual muestra una microfotografía obtenida con luz plana polarizada, la flecha roja señala el puente de cuarzo. (b) mosaico pancromático en CL del puente de cuarzo entero. Note las diversas fracturas que han roto el grano de cuarzo y han sido rellenas (crack seal). (c) imagen de CL en color de una parte de (b) existe la asociación con estilolitos subhorizontales; (d) imagen pancromática en CL de una parte de (b), muestra la pared de la fractura, del grano original roto, y el puente de cuarzo adyacente. Las líneas rojas conectan los puntos correspondientes (Laubach, 2004).

3.5.- Clasificación de las fracturas.

La interpretación del origen de los sistemas de fracturas en las rocas, requiere principalmente de un amplio conocimiento geológico y desde luego de los fundamentos de la mecánica de rocas. Para adentrarse al problema es

conveniente asumir que las formas o patrones de fracturamiento natural representan un estado local de esfuerzo, durante el tiempo de fracturamiento en las rocas del subsuelo.

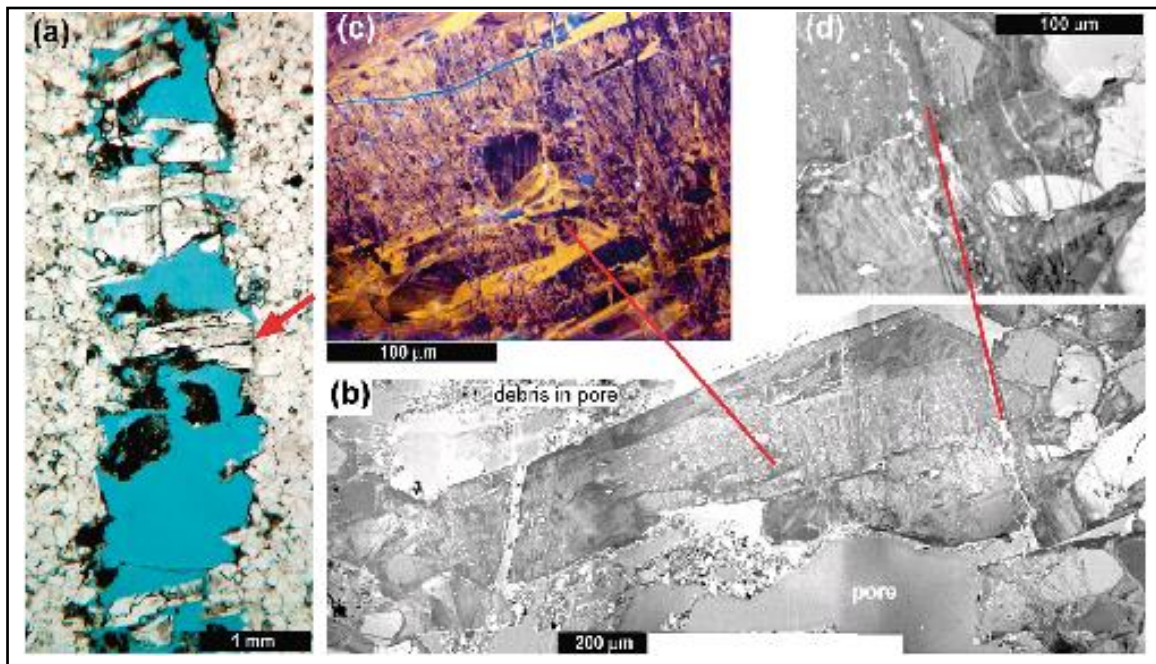


Fig. 3.15.- Forma simple de una textura de rompimiento y relleno (crack seal), (Tomado de Laubach, 2004).

El fracturamiento en campo de manera cualitativa puede ser similar al de la roca equivalente bajo pruebas de laboratorio controladas, desarrollando condiciones ambientales análogas.

En general cualquier modelo físico o matemático que represente los campos del esfuerzo y la deformación, pueden tener varios niveles de extrapolación que pueden ser usados como modelo de distribución de fracturas (Handin y Hager., 1957; Hafner., 1951; Nelson., 2001).

En lo referente a la clasificación de las fracturas, dependiendo de su geometría y regularidad pueden ser llamadas fracturas seriadas. Las fracturas sistemáticas se caracterizan por su geometría plana con orientación paralela y un espaciado regular, las fracturas no sistemáticas, son curvas y de geometría irregular. Las fracturas de exfoliación son fracturas curvas de extensión que son subparalelas a la topografía y que presentan una característica de redondeado suave. Las fracturas pinadas, son fracturas de extensión, en echelon a lo largo de una zona de cizalla de deformación frágil.

Las fracturas Gasch, son fracturas de extensión, usualmente mineralizadas, se forman en un campo de deformación frágil-dúctil, ellas son generalmente en forma de S o Z, dependiendo de su ubicación a lo largo de la zona de cizalla y pueden ser derechas o izquierdas.

Los trabajos precursores en la clasificaciones genérica y geológica para fracturas son los desarrolladas por Stearns y Friedman, (1972), las cuales fundamentaron sus observaciones en experimentos de laboratorio, en afloramientos y núcleos.

En este trabajo nos basaremos principalmente en la clasificación modificada por (Nelson, 2001), que se muestra en la tabla 3.1.

3.5.1- Clasificación genérica de las fracturas. Tres tipos de fracturas han sido observadas en forma consistente y en ángulos predecibles con referencia a las tres principales direcciones de esfuerzo, durante pruebas de compresión, extensión y tensión, en laboratorio. Todas las fracturas en las rocas caen dentro de estos tipos básicos de fracturas. Cizalla, extensión y tensión.

Tabla 3.1.- Clasificación experimental y natural de las fracturas, adaptado de: (Nelson, (2001).

<p><u>Clasificación experimental o genérica de las fracturas.</u></p> <p>1.- Fracturas de cizalla.</p> <p>2.- Fracturas de extensión.</p> <p>3.- Fracturas de tensión.</p> <p><u>Clasificación por ocurrencia natural de las fracturas.</u></p> <p>1.- Fracturas tectónicas. (creadas por fuerzas de superficie).</p> <p>2.- Fracturas regionales (creadas por fuerzas superficiales).</p> <p>3.- Fracturas contraccionales (creadas por fuerzas de cuerpo).</p> <p>4.- Fracturas relacionadas a superficie (creadas por fuerzas de cuerpo).</p>
--

3.5.1.1.- Fracturas de cizalla. Este tipo de fracturas tienen un sentido de desplazamiento paralelo al plano de fractura, estas forman algún ángulo agudo con respecto a la máxima dirección del esfuerzo compresivo principal (σ_1) y un ángulo obtuso con respecto a la dirección mínima de esfuerzo compresivo (σ_3) dentro de la muestra de roca.

Las orientaciones potenciales de cizalla se pueden desarrollar en cualquier experimento de fracturamiento en laboratorio, con uno u otro lado fuera y orientado al mismo ángulo a (σ_1). En estos experimentos, esta forma de fracturas son paralelas con (σ_2) y forman un ángulo obtuso con (σ_3). En la Fig.3.16. Se muestra la forma de la fractura de cizalla cuando los tres principales esfuerzos son compresivos (el esfuerzo compresivo es considerado positivo y viceversa el extensional es negativo), (Nelson, (2001). El ángulo agudo entre las fracturas de cizalla es llamado el ángulo conjugado y este depende principalmente de:

- 1.- De las propiedades mecánicas del material.
- 2.- De la magnitud absoluta del esfuerzo principal mínimo (σ_3).
- 3.- De la magnitud del esfuerzo principal intermedio (σ_2) relativo a los esfuerzos máximo y mínimo (como σ_2 se acerca a σ_1 , el ángulo entre σ_1 y el plano de la fractura decrece).

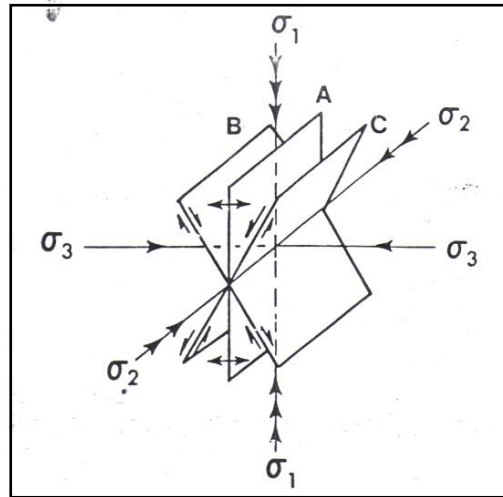


Fig. 3.16 -Planos potenciales de fracturamiento desarrollados en pruebas de compresión en laboratorio. (A) Fracturas de extensión (B y C) Fracturas de cizalla (Tomado de Nelson, 2001).

3.5.1.2.- Fracturas de extensión. Este tipo de fracturas son aquellas en las cuales las dos paredes de la roca agrietada se muevan a cierta distancia una de otra en sentidos opuestos, alejándose del plano de fractura. El plano (A) de la figura 3.16, representa el tipo de fractura de extensión. Este plano contiene a los tres ejes principales de esfuerzo el mayor (σ_1), el intermedio (σ_2) y el menor (σ_3), que es perpendicular a los primeros dos. Este tipo de fracturas se desarrollan cuando los tres esfuerzos principales son de extensión.

3.5.1.3.- Fracturas de tensión. Estas Fracturas son similares a las fracturas de extensión por que en ambos casos las paredes se separan perpendicularmente, a una cierta distancia del plano de fracturamiento.

Se debe tomar en cuenta que las fracturas de extensión se forman debido a una componente mínima de esfuerzo principal (compresivo positivo), que es opuesto a la generación de las fracturas de tensión que se forman por una componente mínima de esfuerzo tensional negativo.

Para cualquier estado de esfuerzo triaxial, puede haber dos orientaciones de fractura de cizalla y una orientación de fractura de extensión. El ángulo del esfuerzo principal mayor (σ_1) biseca el ángulo agudo entre la fractura de cizalla. La fractura de extensión es normal (perpendicular) a (σ_3) y la línea de intersección de las Fracturas es paralela a (σ_2), (Fig.3.16).

3.5.2.- Clasificación geológica de las fracturas. Desde el punto de vista geológico, la clasificación genética natural de las fracturas ha sido claramente definida por (Stearns., 1972. Nelson., 2001). Quienes la han elaborado tomando en cuenta las siguientes suposiciones:

- 1.- Los patrones de fracturamiento natural (cizalla conjugada y fracturas de extensión o tensión) describen fielmente los estados locales de esfuerzo en el tiempo de fracturamiento.
- 2.- El fracturamiento en rocas del subsuelo desde un punto de vista cualitativo es similar al de la roca equivalente bajo pruebas de laboratorio desarrolladas bajo condiciones ambienteles similares.

A si se asume que los patrones de fracturamiento natural reflejan la misma geometría con respecto a las fracturas generadas al aplicar cargas sobre la misma litología en pruebas controladas en laboratorio. Asumiendo que esto es correcto, la clasificación de las fracturas naturales, puede fundamentarse en el origen de las fuerzas que causan o dan origen a las fracturas, basándose en los datos de laboratorio y en la geometría de los sistemas de fracturas observados, la clasificación resultante es:

- 1.- **Fracturas tectónicas** (Debidas a fuerzas del subsuelo).
- 2.- **Fracturas regionales** (Probablemente debidas a fuerzas del subsuelo).
- 3.- **Fracturas contraccionales** (Debidas a fuerzas de cuerpo).
- 4.- **Fracturas relacionadas en superficie** (Debidas a fuerzas de cuerpo).

En la fig. 3.17, muestran la circunstancia general de los esfuerzos producidos naturalmente por las condiciones geológicas, en este caso generados por la acumulación de carga y la acción de la gravedad.

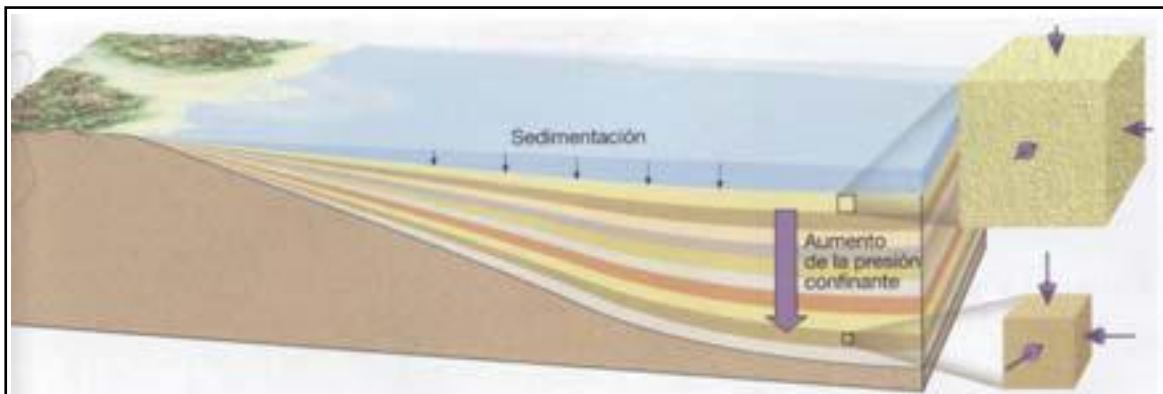


Fig. 3.17.- Esquema que muestra como la presión litostática o confinante desarrollada por la acumulación sucesiva de sedimentos, genera un aumento progresivo de la presión en los puntos subyacentes (Tomado de: [www.efn.uncor.edu/dep/GeoBas/GeoGral/Unidad7, 2008](http://www.efn.uncor.edu/dep/GeoBas/GeoGral/Unidad7,2008)).

3.5.2.1.- Fracturas tectónicas. Son aquellas cuyo origen, orientación, distribución, y morfología. Pueden ser atribuidos o asociados con eventos tectónicos locales. Así también se pueden desarrollar por la aplicación de fuerzas externas o de superficie (Nelson, 1985), y pueden ser relacionadas con el tectonismo como en el caso del plegamiento y fallamiento (fig. 3.18).

3.5.2.1.1.- Sistemas de fracturamiento asociados con fallas y productos pétreos relacionados. Los planos de falla son de cizalla, por definición (Anderson, 1951). Si se conoce la orientación de la falla, se puede conocer la orientación de la fractura. Si se realiza en forma inversa, desde la orientación de la fractura, para conocer la orientación de la falla, también se cumple esta condición (Stearns, 1968).

Las fracturas asociadas con fallas pueden ser relacionadas con el mismo conjunto de esfuerzos que dieron origen al fallamiento. Consecuentemente las fracturas de cizalla pueden ser consideradas de pequeña escala con relación a la falla y su orientación, bien puede ser la orientación de las fracturas de extensión y pueden ser determinadas por el comportamiento de la falla. En algunos casos los "logs" o estrías, permiten estimar la distancia lateral de la falla.

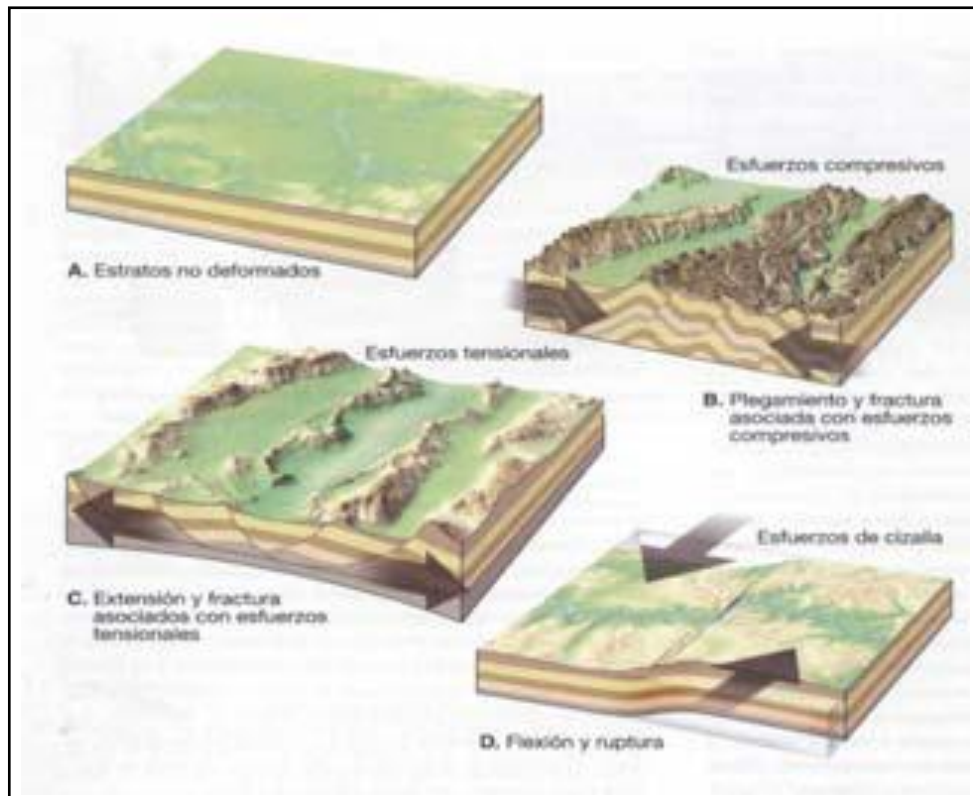


Fig. 3.18.- Presión dirigida, provocados por esfuerzos diferenciales de origen cortical. Se muestran los efectos de las direcciones principales de esfuerzos (Tomado de www.efn.uncor.edu/dep/GeoBas/GeoGral/Unidad7, 2008).

Los planos de falla son por definición planos de cizalla, en su mayoría las fracturas asociadas en la vecindad de las fallas, son fracturas de cizalla paralelas a la falla, fracturas de cizalla conjugada a la falla, o fracturas de extensión bisecando el ángulo agudo entre estas dos direcciones de cizalla. Estos sistemas de cizallamiento definen en su proximidad un área o zona de falla, conocida como de deslizamiento y salbanda. La cual es compleja y tiene su propia morfología interna de deformación.

Las tres orientaciones que son correspondientes con las tres direcciones potenciales de fracturamiento durante la realización de experimentos de fracturamiento desarrollados en laboratorio (fig.3.16), han sido generadas relativamente en un estado local de esfuerzo causante de fallamiento, tal que el fallamiento es el resultado de los mismos campos de esfuerzo que causan las fracturas.

De la relación entre fracturamiento y fallamiento es posible determinar la dirección de los principales esfuerzos o cargas al tiempo de formación; también conociendo la orientación del plano de falla y de las fracturas asociadas con este, se puede deducir el sentido de movimiento de la falla. La relación entre fallamiento y fracturamiento existe en todas las escalas. Friedman (1969), habilitó el uso de la orientación de las microfracturas en núcleos orientados en el campo Saticoy en California para determinar la orientación y profundidad de una falla cercana. Actualmente bajo condiciones ideales es posible determinar la orientación y sentido de desplazamiento de una falla cercana por el análisis de las fracturas,

pero todavía es difícil determinar la proximidad de la falla (Shepherd, 1982). Existen tres conceptos fundamentales relacionados entre sí: falla, zona de falla y zona de cizalla (McClay, 1987; Davis y Reynolds, 1996), que se han aplicado a veces de manera indistinta e incorrecta.

Una falla es por definición una fractura a lo largo de la cual ha ocurrido un desplazamiento visible, en general paralelo a la superficie de la misma. Por su parte una zona de falla se encuentra compuesta por innumerables superficies de falla subparalelas e interconectadas, estrechamente espaciadas conteniendo zonas de brecha o milonita de falla.

3.5.2.1.2.-Fracturas asociadas a fallas normales. De acuerdo con la morfología de las fracturas provocadas por fallas normales, éstas se desarrollan en una franja angosta a lo largo del plano de la falla, las fracturas utilizan el plano de la falla para presentarse, como se ve en el modelo de deformación para una falla normal en la figura 3.19 (Padilla y Sánchez2002).

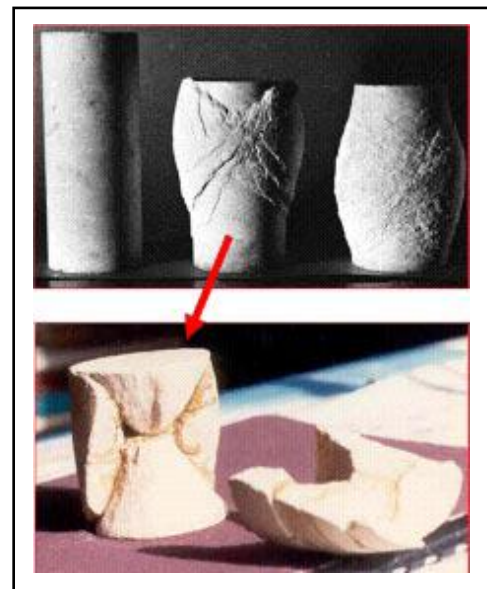


Figura 3.19. Fracturas ocasionadas por una falla normal (Tomado de Padilla y Sánchez, 2002).

Los diagramas de la figura 3.20, las fracturas siguen los planos de la falla, y sus dimensiones dependen de su posición y cercanía respecto a la falla.

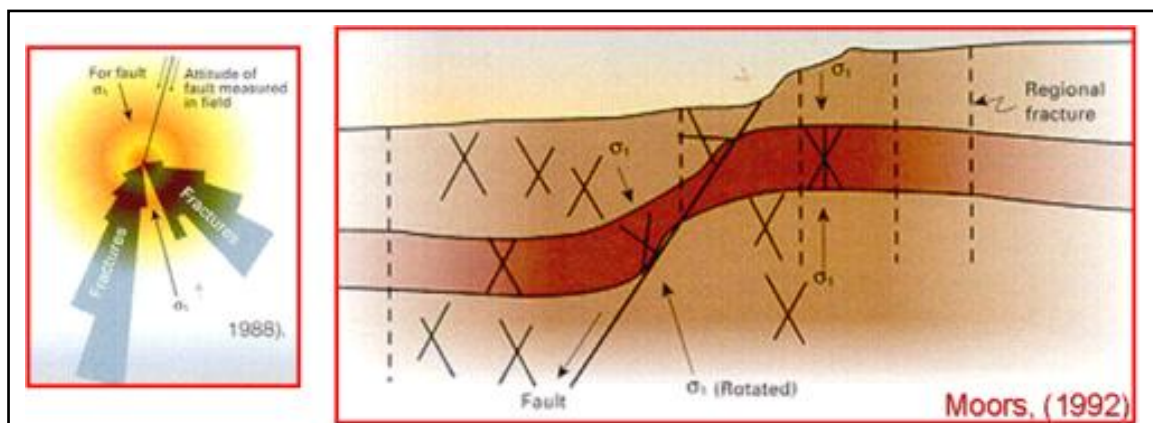


Figura 3.20. Fracturas asociadas a una falla normal. Las fracturas siguen el plano de la falla y dependen de su cercanía o alejamiento del plano de la falla, debido a que la intensidad de sigma 1 está variando (Delgado R, 2006).

De la figura anterior derecha, en el bloque alto, sigma 1 es paralelo a la vertical, mientras que en el bloque bajo sigma 1 está inclinado. La fractura se orienta en la dirección a sigma 1, de esta manera obtenemos un sistema de fracturas conjugado, donde sigma 1 es el ángulo agudo.

3.5.2.1.3.- Fracturas relacionadas a fallas inversas. Como se observa en la figura 3.21, las fracturas que formadas por fallamiento inverso siguen los planos de las fallas y en este caso, sigma 1 es la bisectriz del ángulo agudo y sigma 3 es la bisectriz del ángulo obtuso. Estos dos planos serán el sistema de fracturas asociadas a la falla inversa, y no se espera que estén muy separadas de la falla.

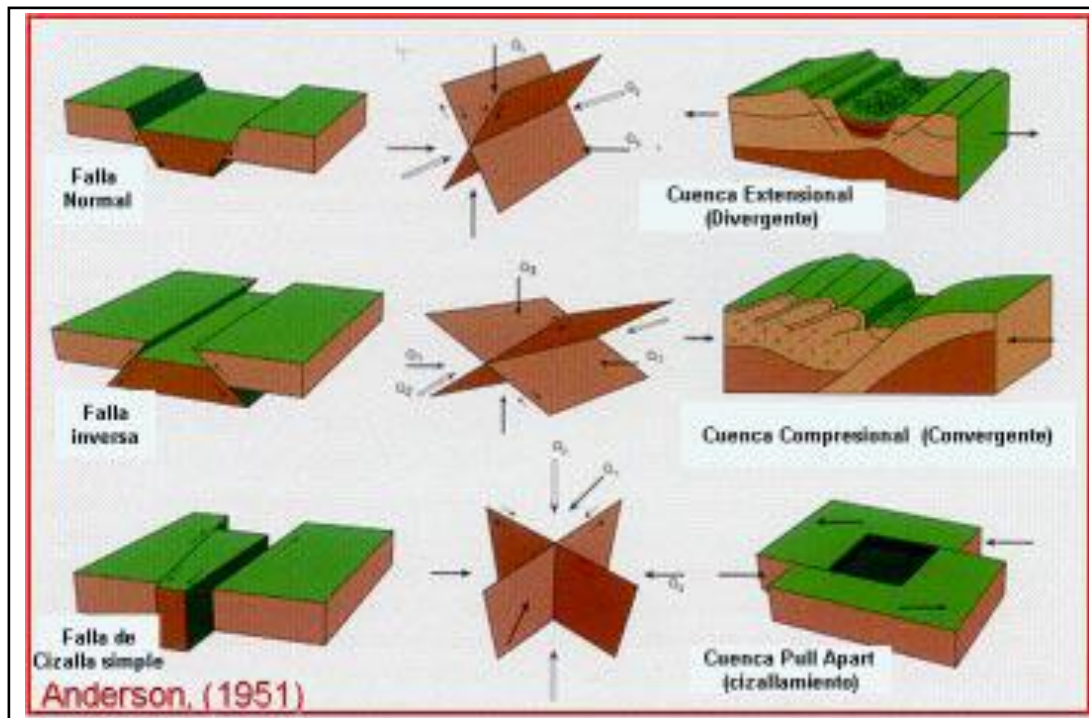


Figura 3.21.- Fracturas asociadas a una falla normal. Fracturas relacionadas a falla inversa en la parte central. Fracturas formadas por cizalla simple (tomado de Anderson, 1951).

3.5.2.1.4.- Fracturas relacionadas a cizalla simple. La geometría y estilo de las estructuras asociadas a zonas de desplazamiento lateral dependen de varios factores, los cuales intervienen en distintos lugares y lapsos de tiempo a lo largo y dentro de la zona principal de desplazamiento.

En lo concerniente a fenómenos de levantamiento o hundimiento a lo largo de la zona de desplazamiento lateral, el factor más importante es la curvatura superficial que presente la falla con respecto a su vector de desplazamiento, como lo muestra la Figura 3.22, ya que esta geometría curvada determinará eventos locales de convergencia o de divergencia entre los bloques, que delimitan el movimiento de desplazamiento lateral o transcurrente.

Cuando el movimiento lateral está dominado por un curvamiento, que provoca el choque entre los dos bloques, se desarrolla una transcurrencia convergente; de otra forma, cuando el curvamiento provoca un alejamiento entre los bloques, se presenta una transcurrencia divergente.

La zona de cizalla (Fig.3.23) corresponde a una ancha zona de deformación generada bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles; una zona de cizalla grada hacia arriba hacia una zona de falla. Las rocas son deformadas frágilmente en los niveles superiores de la corteza terrestre y dúctilmente en lo inferiores.

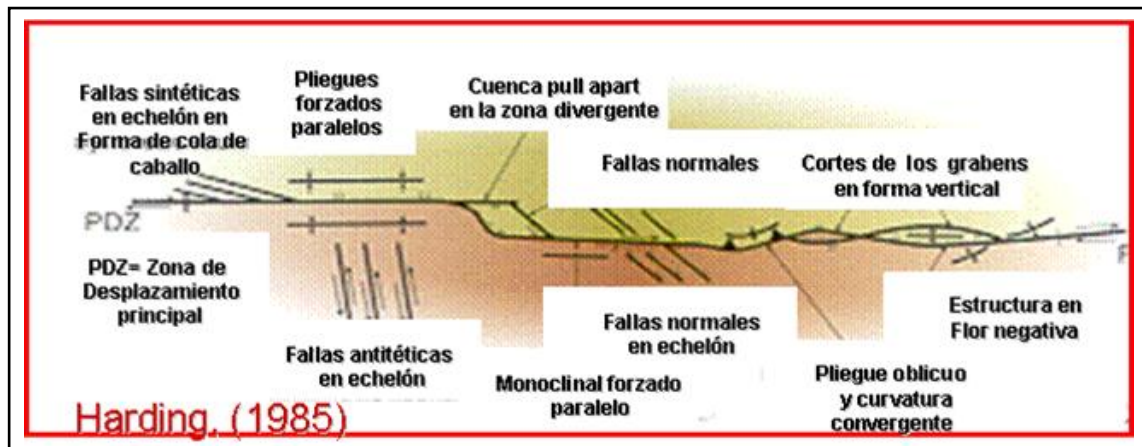


Figura 3.22.- Estructuras asociadas a una falla de desplazamiento lateral y sus fracturas asociadas (Delgado R, 2006).

La profundidad a la que la deformación pasa de frágil a dúctil es conocida como la transición dúctil-frágil y generalmente se encuentra a unos 10-15 km bajo la superficie (e.g., Sibson, 1990), (Fig. 3.23). En dicha transición se desarrollan ambos tipos de deformación, mientras que por encima o por debajo la importancia relativa de una de estas disminuye progresivamente. De cualquier manera los 10-15 km antes mencionados deben ser solamente considerados como un referente general solamente, ya que las zonas de deformación dúctil pueden desarrollarse a profundidades menores bajo condiciones de un gradiente geotérmico anómalamente alto, por ejemplo magmatismo activo, actividad hidrotermal de alta temperatura generalizada, etc.).

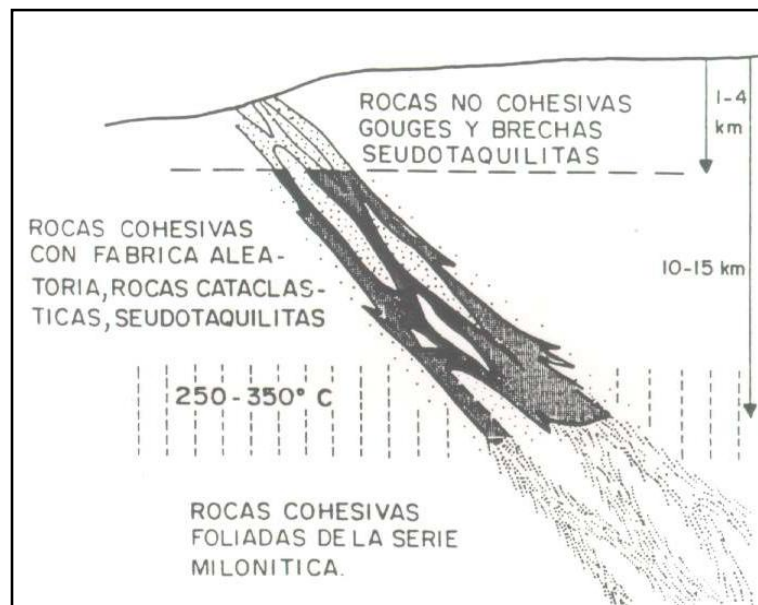


Fig. 3.23.- Esquema de una gran zona de cizalla y rocas asociadas. Transición dúctil-frágil en líneas verticales (Tomada de Sibson, 1977).

También pueden darse deformaciones frágiles en profundidad como respuesta a movimientos sísmicos bruscos. Existen dos series o tipos de rocas producto de la

deformación relacionada con las zonas frágil y dúctil, que representan tipos extremos dentro de una serie intermedia muy amplia: la serie cataclástica y la serie milonítica respectivamente (Fig. 3.23). La textura de las rocas deformadas es principalmente el resultado de la relación dinámica entre la deformación y la recuperación/recristalización del material sometido a esfuerzos (Wise et al., 1984).

El balance entre la cantidad de deformación y la cantidad de recuperación/recristalización determina la textura de la roca producto del fallamiento. A su vez, ambas cantidades son función de variables tales como la composición de la roca, el tamaño de grano, la temperatura, la velocidad, la presencia/ausencia de fluidos y el campo de esfuerzos.

Las rocas producto del fallamiento y fricción de materiales que se encuentran sometidos a una rápida deformación, a relativamente baja temperatura, con recuperaciones bajas o nulas, generan las rocas pertenecientes a la serie cataclástica.

En el otro extremo, donde domina la recuperación/recristalización, a temperaturas más elevadas, se formarán rocas pertenecientes a la serie milonítica (Wise et al., 1984). Considerando que en muchos aspectos texturales (y su modo de formación) esta última recuerda a las rocas metamórficas; las rocas miloníticas pueden ser consideradas como tales. Sin embargo, a diferencia del metamorfismo regional (que abarca extensas zonas), en el caso de las rocas miloníticas el proceso se encuentra circunscrito a una banda de deformación más o menos estrecha, también conocida bajo el término "corredor milonítico". Sin lugar a dudas esto puede crear innumerables problemas de interpretación en aquellas zonas donde coexisten deformaciones metamórficas de carácter regional con grandes zonas de cizalla.

Las rocas de la serie cataclástica se generan en un régimen frágil e incluyen rocas tales como brechas, microbrechas, o harina de falla fig.3.24, y las seudotaquilitas. Dado que las dos primeras son fácilmente reconocibles, nos centraremos en las últimas.

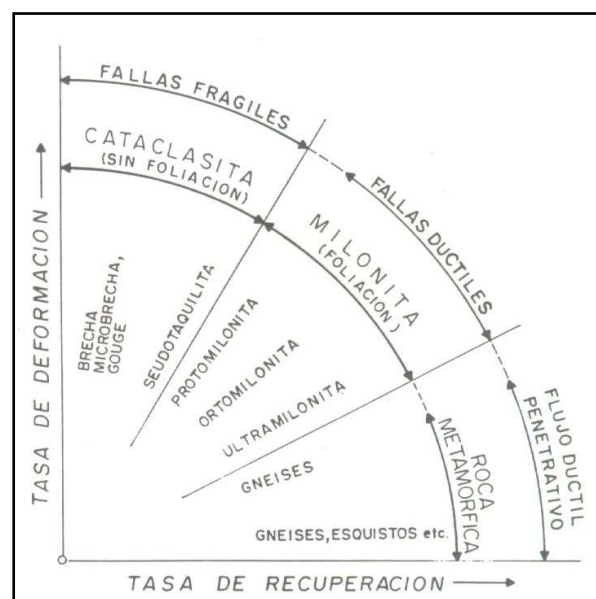


Fig. 3.24.- Clasificación de las rocas producidas por fallas en función de las tasas de deformación/recuperación. Simplificada de Wise et al. (1984).

La salbanda de falla es una roca arcillosa (fig. 3.25), poco consolidada y rompible con los dedos, salvo cuando ha sido cementada por fluidos hidrotermales; que puede presentar colores desde el blanco grisáceo hasta llamativos colores rojos, verdes o violáceos. Esto último puede provocar grandes equívocos al ser confundida con aquellas rocas fuertemente alteradas asociadas a yacimientos minerales epitermales o con ciertas rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado como son: arcillas, pelitas, esquistos de bajo grado.

Para su distinción lo importante es ver si esta roca tiene una persistencia regional dentro de una zona de cizalla con estructuras internas típicas de estas deformaciones, si pertenece a una formación geológica cartografiable con marcada estratificación o esquistosidad interna o corresponde a una fenomenología local de morfología irregular por ejemplo una zona de alteración (Doblas, 1997).



Fig. 3.25: Ejemplos de "gouge" en una falla con movimiento sinistral, en material "cohesivo" modificado por la circulación de fluidos hidrotermales del sureste de España (Doblas, 1997).

3.5.2.1.5.- Las pseudotaquilitas. (Fig.3.26) son rocas de origen mecánico (friccional) generadas por un movimiento muy rápido de la falla bajo régimen sísmico que originan que se funda o recrystalicen. La inyección de este fundido en grietas de tensión locales conlleva el enfriamiento instantáneo del material dando una roca con aspecto vítreo de allí el nombre. Las rocas de la **serie milonítica** son cohesivas y foliadas, se desarrollan en régimen dúctil (asísmico) e incluyen a las protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. Las **protomilonitas** presentan una matriz producida por procesos de recrystalización sintectónica y muestran foliación.

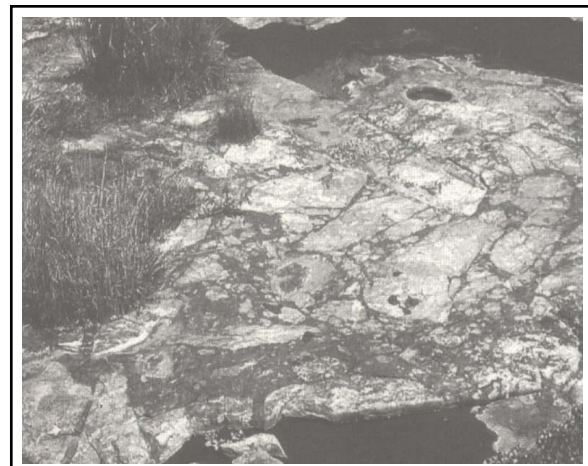


Fig. 3.26: Pseudotaquilita, de Vaal River (Sudáfrica). El afloramiento tiene unos 2 m, note los bloques angulosos de granito en una matriz negra de grano fino a microcristalina (Tomada de Spray, 1998).

3.5.2.1.6.- Las milonitas. (fig.3.27) presentan una matriz de recristalización sintectónica y foliaciones internas. En estas rocas son claramente reconocibles las denominadas estructuras S-C (del francés: schistosité-cisaillement).

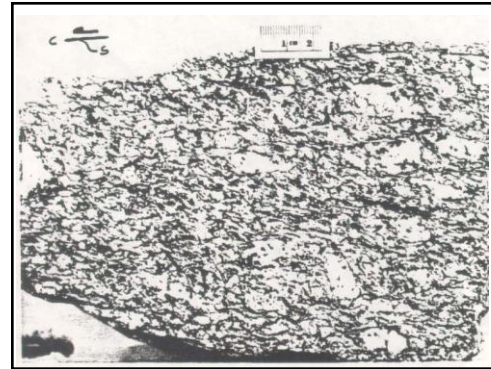


Fig. 3.27: Granito milonítico S-C del Sistema Central Español (Tomado de Doblas, 1990).

Finalmente, las ultramilonitas (fig.3.28), representan el caso extremo de deformación dentro de la serie; la recristalización es muy avanzada y los planos S se hacen paralelos a la fábrica C dando lugar a una foliación milonítica y estructuras de tipo SCC'. En la figura 3.28 se muestra una serie de muestras de roca que representan la evolución de la deformación en granitos cizallados del Sistema Central Español. La evolución de la deformación va desde grados medios (A) hasta grados ultramiloníticos (F).

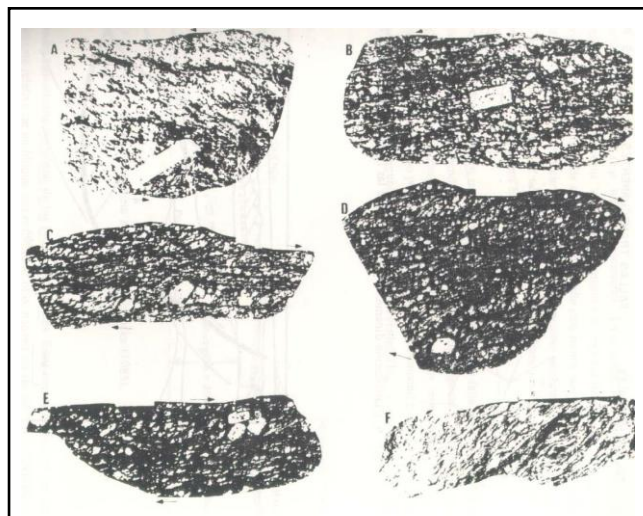


Fig. 3.28.-: Evolución de la deformación en granitos cizallados (Tomado de Doblas, 1990).

3.5.3.- Zona de cizalla. Una zona de cizalla, es de acuerdo con Davis y Reynolds, 1996, una estructura ancha formada bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles compuesta por **rocas** de la serie milonítica (fig. 3.27). La intensidad de la deformación dentro de una zona de cizalla es muy grande.

Las zonas de cizalla pueden tener desde centenares de kilómetros de largo y kilómetros de ancho y hasta solo algunos centímetros de largo por un milímetro de ancho. Las grandes zonas de cizalla pueden mostrar desplazamientos relativos de los bloques de decenas a centenares de kilómetros. Muchas veces las zonas de cizalla son en realidad conjuntos de múltiples subzonas de mayor o menor grado de deformación, subparalelas a oblicuas entre sí, resultando en una morfología anastomosada.

Una zona de cizalla dúctil evoluciona hacia zonas más superficiales hacia una zona de cizalla más estrecha en régimen dúctil-frágil, dando lugar en las zonas más someras a una compleja zona de falla frágil. Por lo tanto una zona de falla es a menudo la prolongación en superficie de una ancha zona de cizalla dúctil en profundidad. Los planos de falla son por definición planos de cizallamiento, donde la mayoría de las fracturas asociadas a la vecindad de las fallas, son fracturas de cizalla paralelas a la falla, fracturas de cizalla conjugadas respecto a la falla o fracturas de extensión bisecando el ángulo agudo entre las dos direcciones de cizallamiento (la zona de falla deslizamiento y milonita, es compleja pues presentan deformación morfológica interna).

Las zonas de falla consisten en conjuntos de fallas relacionadas cuya envolvente o límite externo está marcado por un paso más o menos discreto hacia rocas no fracturadas. Las fallas internas suelen envolver a su vez a rocas con una fracturación más o menos intensa (Davis y Reynolds, 1996).

Las zonas de falla pueden desarrollarse a todas las escalas, con potencias desde unos pocos centímetros a un kilómetro o más. Cabe destacar sin embargo, que este término se aplica principalmente a los conjuntos potentes observados en la zona de deformación frágil. Otra característica de las zonas de falla es la potencia variable que presentan, mostrando adelgazamientos y engrosamientos.

Las tres orientaciones mostradas en la (fig. 3.24), corresponden a las tres direcciones potenciales obtenidas durante experimentos de fracturamiento desarrolladas en laboratorio (fig. 3.16), las cuales han sido desarrolladas en un estado local de esfuerzos que generan el fallamiento, comprobando que la falla es el resultado del mismo campo de esfuerzos que generan las fracturas. Varios autores han coincidido en esta relación entre falla – fracturamiento (Stearms 1968, Friedman, 1975).

De la relación entre el fallamiento y fracturamiento es posible determinar las direcciones de los principales esfuerzos y cargas al momento de su formación. Solo conociendo la orientación del plano de falla y de las fracturas asociados con ella, se puede determinar el sentido del movimiento de la falla puede ser determinado (Nelson, 2001).

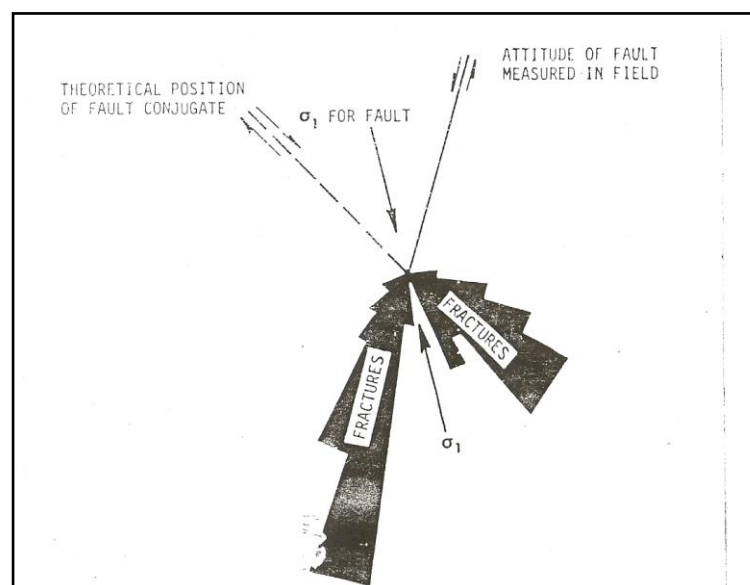


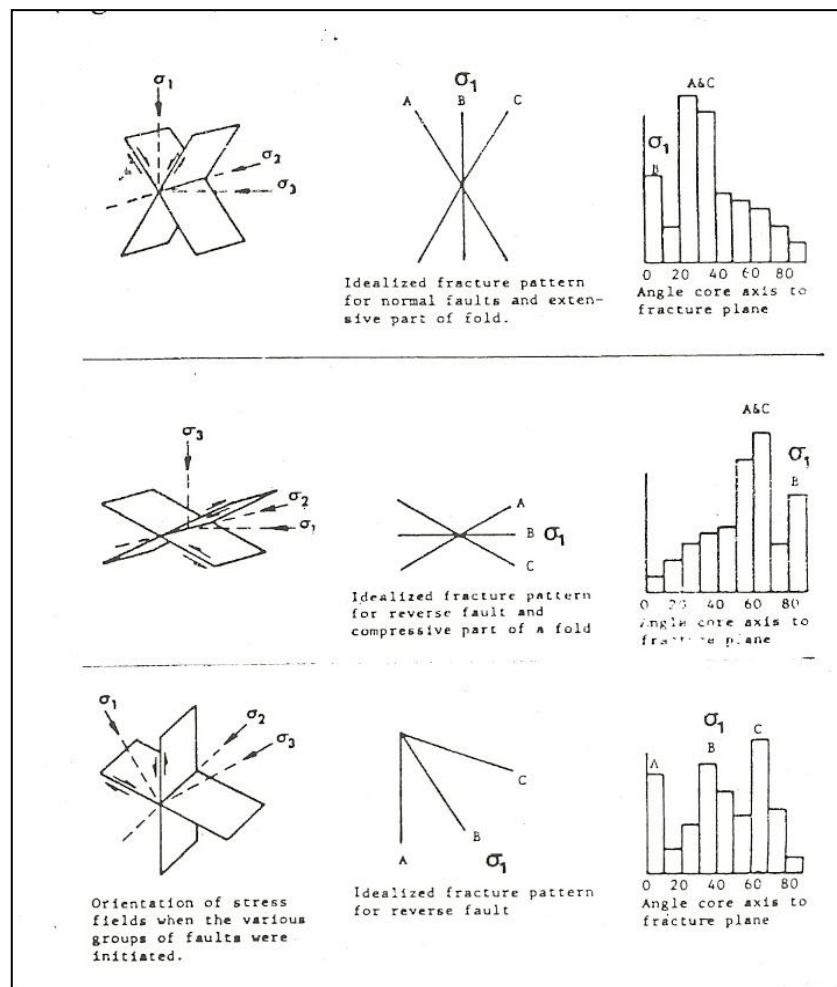
Fig. 3.24.- Diagrama de rosa, representando fracturas de cizalla asociadas con una falla normal (Tomado de: Nelson, 2001).

La relación entre fallamiento y fracturas existe en todas las escalas. Friedman 1969, indicó que es aplicable el uso de la orientación de las fracturas microscópicas en núcleos orientados para determinar la orientación de fallas profundas y someras en el campo Saticoy de California (fig. 3.25).

La intensidad del fracturamiento asociado con el fallamiento, es función de la litología, distancia al plano de falla, equivalente al desplazamiento a lo largo de la falla, deformación en la masa de la roca, profundidad de sepultamiento y posiblemente el tipo de falla. Cada uno de estos parámetros puede dominar la intensidad del fracturamiento y varía de falla a falla. Existen otras orientaciones menos frecuentes de fracturamiento asociadas al fallamiento en varias escalas.

Uno de estos grupos de fracturas del tamaño de grano, ocurre con ángulos agudos en el plano de falla y son llamadas **fracturas microscópicas** (Friedman y Logan, 1970; Conrad., 1974). Quienes relacionan estas fracturas con el desplazamiento a lo largo de la falla y los esfuerzos normales a través del plano de falla. Mientras este tipo de fracturas es útil para la determinación del origen del fallamiento y en exámenes microscópicos de los planos de falla para determinar el sentido del movimiento de cizalla, su importancia en la conducción de hidrocarburos es mínima. Otro tipo de fracturas asociadas con el fallamiento ocurren dentro de la zona de deslizamiento y milonita las cuales por sí mismas reflejan los complejos y cambiantes estados de esfuerzo y deformación (Higos, 1981).

Fig.3.25.- Relación entre los estados de esfuerzo y las orientaciones de las fallas y fracturas derivadas de estos estados de esfuerzo. Además de los histogramas obtenidos después del análisis, los cuales representan los echados (Tomado de Nelson, 2001).



3.5.3.1.- Estructuras de rumbo. Las zonas de deformación de rumbo son aquellas en que la componente de movimiento paralela al rumbo del plano de falla es importante. Se encuentran vinculadas a distintos ambientes tectónicos:

- Zonas transformantes vinculadas a dorsales oceánicas.
- Zonas transformantes vinculadas al límite de placas.
- Zonas de convergencia oblicua de placas.
- En zonas de intraplaca.

Su estudio y caracterización es sumamente importante y lleva implícito una complicación adicional, que es la necesidad de trabajar en tres dimensiones (3D). Sin embargo, la teoría es más eficiente para explicar ejemplos reales de estructuras de rumbo que para hacerlo en casos de desplazamientos en dirección del echado. Esto se debe a que en general, las fallas de rumbo son de alto ángulo y la estratificación de bajo ángulo, por lo que las anisotropías de la roca son menos condicionantes de la estructura (Woodcock y Shubert, 1994).

La figura 3.26, muestra una sección en planta de una zona de cizalla de rumbo dextral. La evolución teórica de esta zona de cizalla simple (fig.3.26a) puede resumirse en tres etapas:

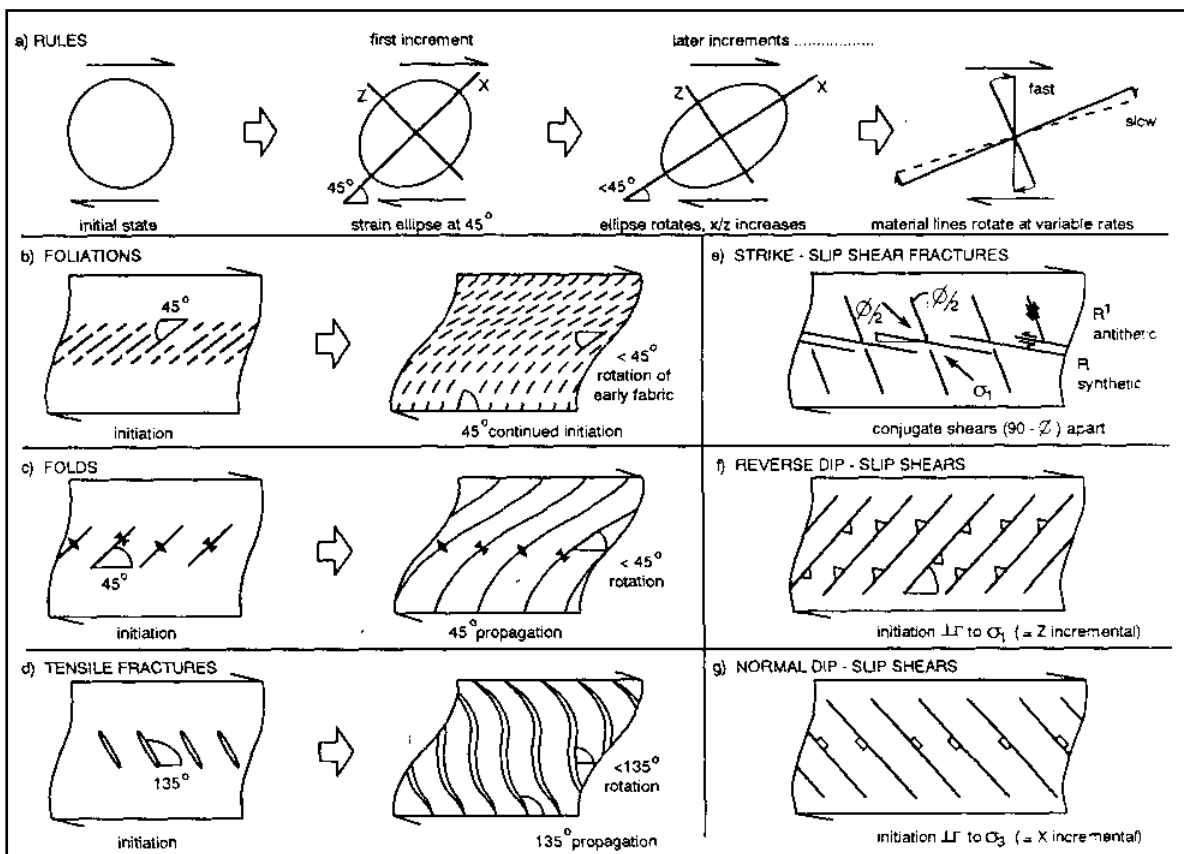


Figura 3.26.- Sección en planta de una zona de cizalla de rumbo dextral, la evolución teórica de esta zona de cizalla simple, se puede resumir en tres etapas; las figuras restantes muestran los patrones característicos de fracturamiento dentro de las zonas de cizalla (Tomado de Woodcock y Shubert, 1994).

Las tres etapas correspondientes a la evolución teórica de una zona de cizalla se simplifican de la siguiente forma:

1. El primer movimiento es a escala infinitesimal en la zona de rumbo, un marcador inicialmente circular se transforma en una elipse cuyos ejes principales se encuentran a 45° de los límites de la zona.
2. Posteriores movimientos en la misma zona harán que el eje principal máximo de la elipse se estire y rote haciéndose cada vez más paralelo a la zona de cizalla. El eje principal mínimo se acortará y tenderá a hacerse perpendicular a dicha zona.
3. Las líneas marcadoras en el material van a rotar rápidamente en sentido horario (si la zona de cizalla es dextral) si originalmente formaban un alto ángulo con los límites de la zona de cizalla, y lentamente si definían un bajo ángulo. Las líneas originalmente paralelas a la zona de cizalla no van a rotar en absoluto durante la deformación.

Los diferentes tipos de estructuras que se pueden generar vinculadas a una zona de cizalla simple de rumbo, pueden ser la combinación de algunas de estas estructuras en tres dimensiones, puede complicar el análisis en las zonas de desplazamiento de rumbo generando geometrías complicadas. Las imágenes de la figura 3.27 muestran dos zonas de cizalla simple de rumbo, la del lado izquierdo: a) es una zona de cizalla frágil lateral derecha, con venas escalonadas y fallas conjugadas. La zona termina hacia la derecha en un abanico de fracturas y venas compatible con un desplazamiento hacia la izquierda del bloque inferior. La imagen derecha b), muestra cabalgamiento y zona de cizalla frágil-dúctil con duplex inversos, entre dos superficies de estratificación.

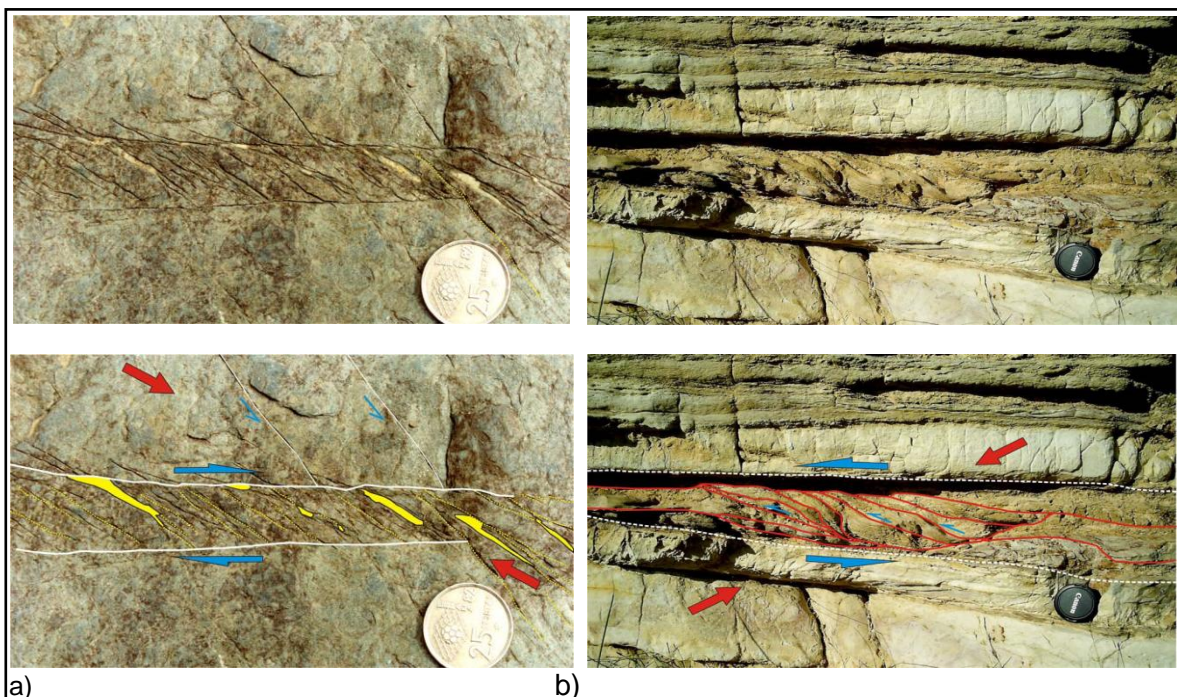


Fig. 3.27- Imágenes de dos zonas de cizalla simple de rumbo: a) zona de cizalla frágil lateral derecha, b) Derecha cabalgamiento y zona de cizalla frágil-dúctil (Tomado de la Colección de microestructuras frágiles: www.ucm.es/info/geodina/curriculums/gdv/estructures.pdf, 2008).

3.5.3.2.- Transtensión y transpresión. Las zonas de cizalla de rumbo suelen tener componentes extensivas o compresivas, en cuyo caso se denominan zonas de transtensión y transpresión relativamente.

La figura 3.28, muestra como estas componentes afectan teóricamente la deformación en la zona de cizalla. En la transpresión las estructuras secundarias van a tender a ser más paralelas a la zona de cizalla, mientras que en las de transtensión tenderán a la ortogonalidad. La transtensión y transpresión ocurren a diferentes escalas, tanto en límites de placa con divergencia o convergencia oblicua, como en cualquier falla de rumbo que no sea totalmente plana. En cualquier caso, la deformación puede ser analizada como una combinación de cizalla simple y de cizalla pura.

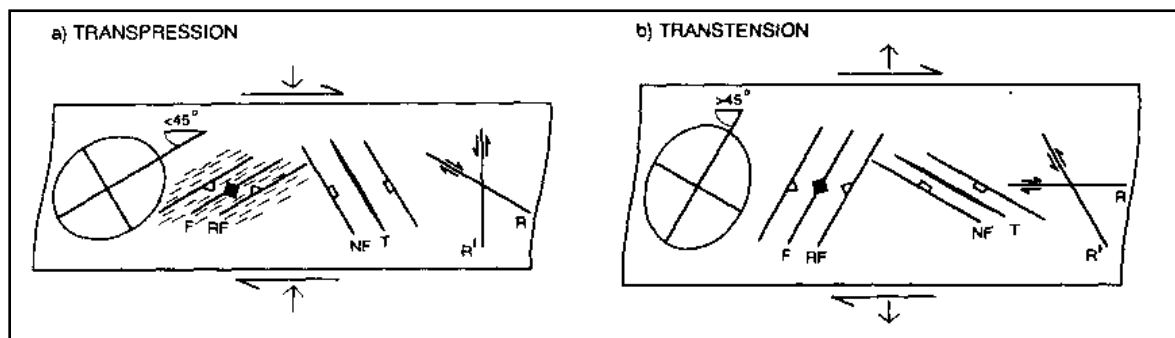


Figura 3.28: Sección en planta de zonas de cizalla de rumbo dextral: a). transpresiva y b). transtensiva (Tomado de Woodcock y Shubert, 1994).

En numerosos experimentos bajo condiciones análogas mostraron estructuras más complejas que las predichas por la teoría (Sylvester, 1988; Dooley y McClay, 1997) y que además de repetirse en los distintos experimentos, pueden asimilarse a estructuras encontradas en ejemplos reales. Al comienzo de los experimentos, se genera una serie de fracturas de cizalla denominadas R (fracturas de Riedel). Dentro de las características internas de las zonas de cizalla dúctiles y las zonas de falla frágiles, existen determinados tipos de rocas y fracturas que podemos esperar en una zona de falla frágil. Entre las primeras se encuentran las brechas, gouge de falla y seudotaquilitas (Wise et al., 1984).

De la segundas, existen tres conjuntos de fracturas que pueden desarrollarse en una zona de falla frágil. Estas son los denominados planos de Riedel), (R) 1 y 2 (R_1 y R_2 ; también denominados R y R') y los planos P (Fig. 3.29). Los planos sintéticos R_1 se forman a un ángulo agudo ($\sim 15^\circ$) con la envolvente general de la zona de falla. Su arreglo geométrico es en échelon (escalonadas), es decir, paralelas entre ellas dentro de la zona de cizalla.

Las fracturas antitéticas R_2 son conjugadas con respecto a R_1 y forman un ángulo de unos 75° con respecto a la envolvente de la zona de falla. Debido a la evolución dinámica de la zona de falla se producen ciertos fenómenos que llevan a la rotación de los conjuntos R_1 y R_2 . Los primeros se disponen progresivamente a ángulos inferiores ($< 15^\circ$) con respecto a la envolvente y los segundos evolucionan hacia un ángulo más grande ($>75^\circ$). Por otra parte, durante esta evolución aparece un tercer set de fracturas, esto es, los planos P, formando un ángulo agudo con la envolvente.

Otras estructuras que se pueden formar en esta zona son pliegues y grietas de tensión en échelon, aunque estas últimas suelen ser más representativas de transición dúctil-frágil. Las grietas de tensión tienen sus puntas orientadas de forma paralela a s_1 y suelen rellenarse de minerales fibrosos que crecen en la dirección de s_3 .

Una zona de cizalla dúctil, está caracterizada por la presencia de rocas de la serie de la milonitas (proto a ultramilonitas; Wise et al., 1984). Como podemos imaginar esta zona dúctil se caracteriza por una altísima deformación, que ha generado importantes niveles de recristalización dinámica en las rocas afectadas.

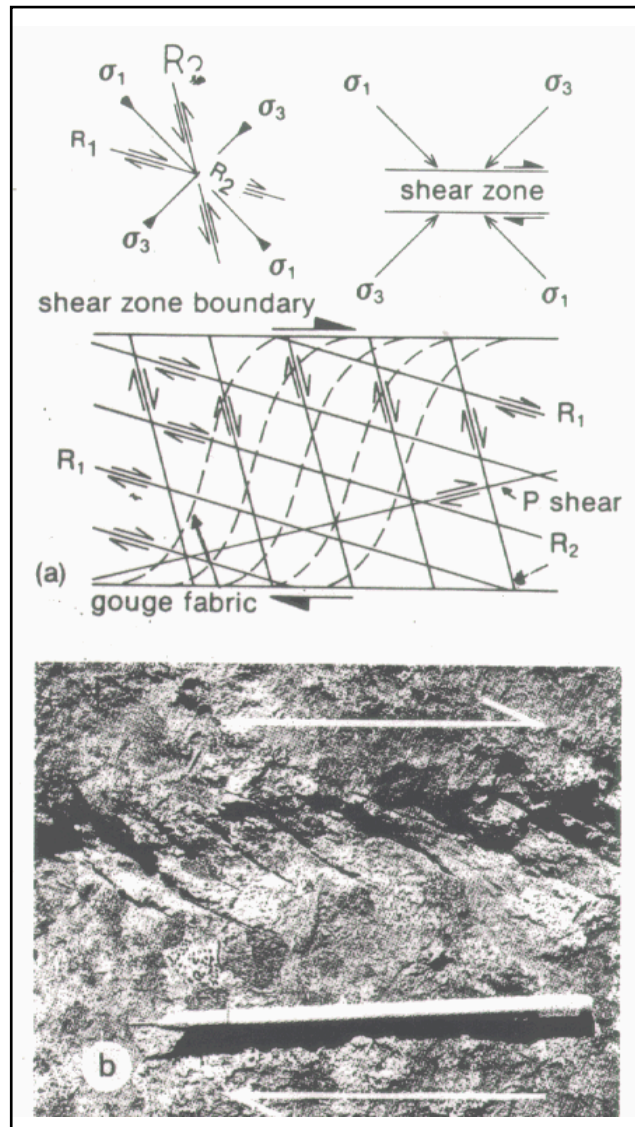


Fig. 3.29.- Fracturas de Riedel (1 y 2) y planos P (Tomada de McClay, 1987).

Las estructuras más notables en la zona dúctil son las denominadas S-C (del francés: schistosité-cisaillement), que corresponden a planos de foliación (S) y de cizallamiento (C). Los planos C son fácilmente reconocibles (superficies discretas), siendo paralelos a la dirección de cizallamiento. Los planos S son sigmoidales y oblicuos a la dirección de cizallamiento (oblicuos con respecto a C) y perpendiculares a la dirección de compresión (planos de aplastamiento, perpendiculares a s_1). Como veremos más adelante, esto permite determinar el sentido de movimiento en una milonita.

En la práctica, muchas zonas de cizalla presentan en realidad un carácter dúctil-frágil, ya que han operado mecanismos propios de ambos tipos de deformación (e.g., Davis y Reynolds, 1996). Gran parte de los yacimientos de oro asociados a zonas de cizalla en Canadá y otras regiones del mundo se han originado justamente en este ambiente.

Alternativamente, las zonas de cizalla pueden presentar una evolución en el tiempo, de dúctil a frágil o de frágil a dúctil si el sector en concreto ha sufrido un levantamiento o hundimiento tectónico progresivo mientras funcionaba el sistema que además de tener movimiento de rumbo sintético a la zona principal, presentan un poco de movimiento de inclinación que puede cambiar de sentido en el punto central de la zona de cizalla (figura 3.30), como si fuera una falla en tijera. Ocasionalmente se desarrollan las fallas antitéticas de Riedel (R') en las zonas de superposición de las R.

El par R-R' es tal que la bisectriz del ángulo que forman ($90-f$; donde f es el ángulo de fricción interna) coincide con el esfuerzo compresivo máximo σ_1 . Las fracturas R se generan a $f/2$ de la zona de cizalla y las R' a $90-f/2$. Con un poco más de desplazamiento en la zona de cizalla, las fracturas R comienzan a unirse a través otras fracturas de cizalla denominadas P (Tchalenko, 1970), que se orientan a $-f/2$. Si el movimiento continúa las fracturas R y P se unen en lo que se denomina zona de desplazamiento principal (ZDP) que constituye un grupo de fallas anastomosadas que acomodan el movimiento principal de la zona de cizalla sobre la línea de cizalla central denominada Y. Para completar el panorama, algunos experimentos detectaron la formación de fracturas de cizalla a $90+f/2$ que fueron denominadas X (Barlett et al., 1981).

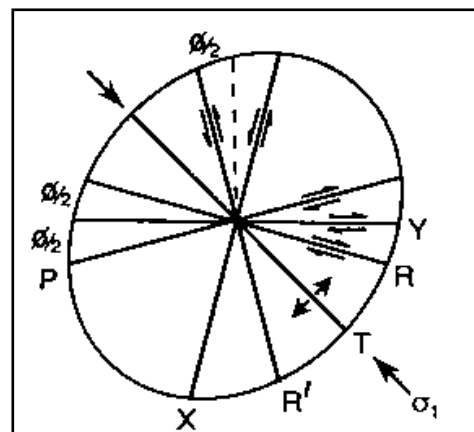


Figura 3.30.- Secuencia de fracturas desarrolladas en experimentos análogos en una zona de cizalla dextral; vista en planta, (Tomado de Barlett et al., 1981).

3.5.3.3.- Estructuras en flor (tulipán y palmera). En una vista tridimensional las fracturas Riedel y sus relacionadas no son verticales, generalmente tienen forma helicoidal con ápice en la falla principal (figura 3.31).

En zonas transtensivas tienen geometría cóncava hacia arriba (figura 3.31-a) y se denominan “estructuras en tulipán” (Naylor et al., 1986). En zonas transpresivas tienen forma convexa hacia arriba (figura 3.31-b) y se denominan “estructuras en palmera” (Sylvester, 1984). En una sección estas estructuras tienen forma de flor y así se las denomina siendo positivas (+) las transpresivas y negativas (-) las transtensivas (figura 3.31-c).

3.5.3.4.- Cuencas pull-apart. Cuenca de dimensiones variables originada por distensión local fruto del movimiento en dirección del rumbo de una fractura lateral con inflexiones en su traza. Los cambios de curvatura en la zona de desplazamiento principal (ZDP) pueden dar origen a zonas de transpresión o transtensión. El segundo de los casos puede resolverse en pequeñas cuencas extensionales (fig. 3.32), que se denominan pull-apart.

Figura 3.31.- Esquema de estructuras en flor. a. Estructura en tulipán. b. Estructuras en palmera. c. Flor positiva y flor negativa (Tomado de Twiss y Moores, 1992).

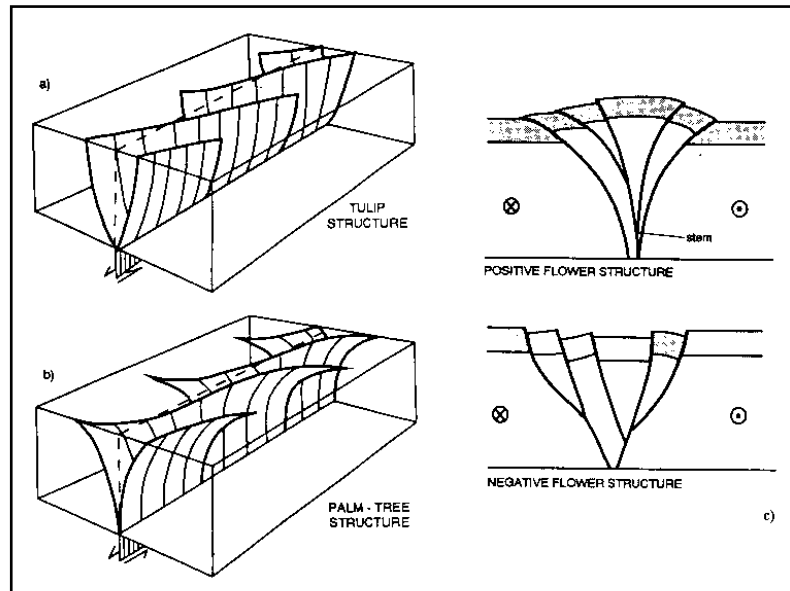
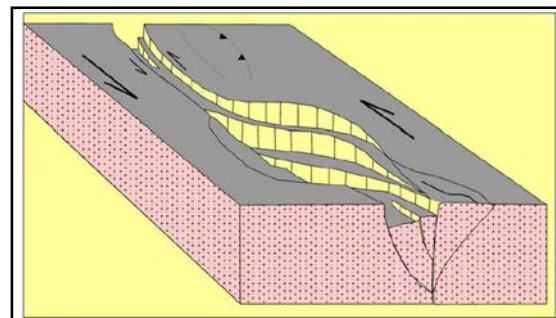


Fig. 3.32.- Esquemas de cuencas pull-apart (Tomado de Univ. of Illinois at Chicago. Earth and Environmental Sciences. EaES 350-13, 2008).



Este tipo de cuencas se producen por desplazamiento de sistemas de fallas de rumbo y por efectos transtensionales. La longitud es variable, desde decenas hasta centenares de kilómetros. La subsidencia es mayor cuanto más amplia sea la cuenca, aunque las más alargadas pueden llegar a tener sustrato de magma basáltico.

El desplazamiento rápido según el rumbo de las fallas causa rápida subsidencia también, con lo que se desarrolla una fase inicial de fuerte profundización, de tipo sin-rift. En cambio, la subsidencia tardía está determinada por el efecto de la carga sedimentaria. Las cuencas continentales se rellenan con sedimentos aluviales, fluviales y lacustres, con registro fuertemente asimétrico en los sentidos longitudinal y transversal. Los depocentros suelen migrar a lo largo del margen transcurrente, por lo que la complejidad estructural y de facies sedimentarias es mayor que en las cuencas de rift. La vida de estas cuencas es relativamente corta, de unos pocos millones de años.

3.5.3.5.- Sistemas de fracturas asociadas al plegamiento. La historia del esfuerzo y deformación se refleja en los diversos patrones de fracturamiento durante el inicio y crecimiento del plegamiento en la roca, siendo frecuentemente muy complejo. La descripción de su geometría dentro de los pliegues ha sido abordado por diversos autores pero la mas general y comúnmente usada es la creada por (Stearns, 1968), (fig. 3.33). Para la correcta interpretación de las relaciones temporales entre el fracturamiento se puede utilizar el modelo de plegamiento de Price and Cosgrove (1992), mejorado por Peterson-Rodríguez (2001). Para la nomenclatura puede ser utilizada la clasificación de las fracturas de Hancock (1985) y Stearns (1996); ambas se fundamentan en el establecimiento primero del rumbo y echado de la capa plegada que contiene a las fracturas, y a partir de lo anterior pueden definirse tres ejes a, b y c, los cuales son la base de la clasificación tanto de las fracturas de tensión como las de cizalla.

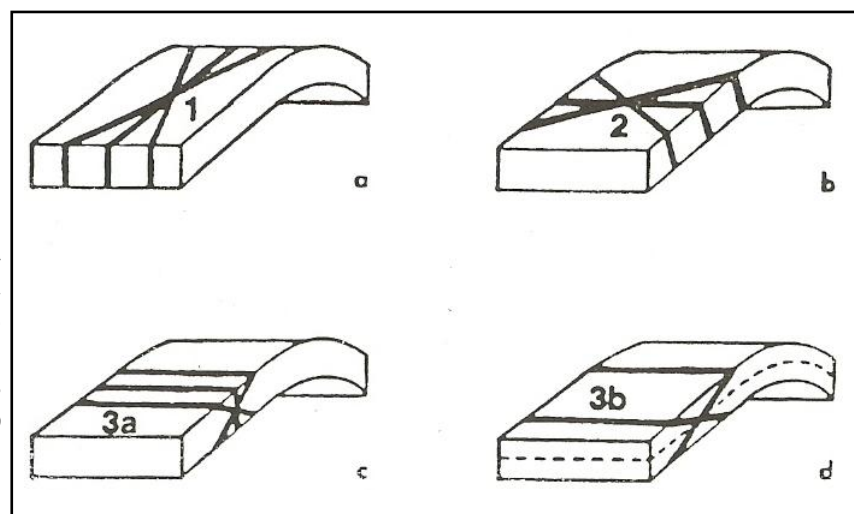


Fig.3.33.- Esquema que muestra una generalización de los principales tipos de fracturas relacionadas con el plegamiento (Tomado de Stearns, (1968).

Cuando se tienen rocas involucradas en plegamientos, es conveniente la referencia con orientación dentro de un sistema de coordenadas ortogonal (**a**, **b**, **c**) relacionada a la geometría del pliegue y la estratificación (Figura 3.35). El eje (**a**) es paralelo al echado en la estratificación, el eje (**b**) es paralelo al rumbo de la capa y al eje del pliegue y el eje (**c**), es en todas partes perpendicular a la capa. El plano de fractura que contiene al eje **a** y **c** es llamada fractura **ac**; la fractura con un plano paralelo al eje **b** y **c** es llamada fractura **bc** y la fractura que contiene al eje **a** y **b** es llamada **ab** (ésta última paralela a la estratificación). Estos tipos de fracturas son catalogadas como fracturas de tensión (Figura 3.34).

Por otro lado, las fracturas de cizalla se forman siempre en planos conjugados con un ángulo de 60° entre sí. Estas se representan mediante una nomenclatura utilizando las consonantes **h**, **k**, **l** que en un sistema de coordenadas ortogonal serian **a**, **b** y **c** respectivamente. Se asigna un **0** al eje paralelo a la línea definida por la intersección de los planos de fractura y posteriormente, se indica el eje contenido en el ángulo agudo (zona de máximo esfuerzo de compresión (σ_1)) que definen el par conjugado de fracturas (Figura 3.34).

En las fracturas de cizalla se generan 6 diferentes tipos de fracturas: **hk0** con ángulo agudo al eje **a**, **hk0** con ángulo agudo al eje **b**, **h0l** con ángulo agudo al eje

a, **h0l** con ángulo agudo al eje **c**, **0kl** con ángulo agudo al eje **b** y **0kl** con ángulo agudo al eje **c**.

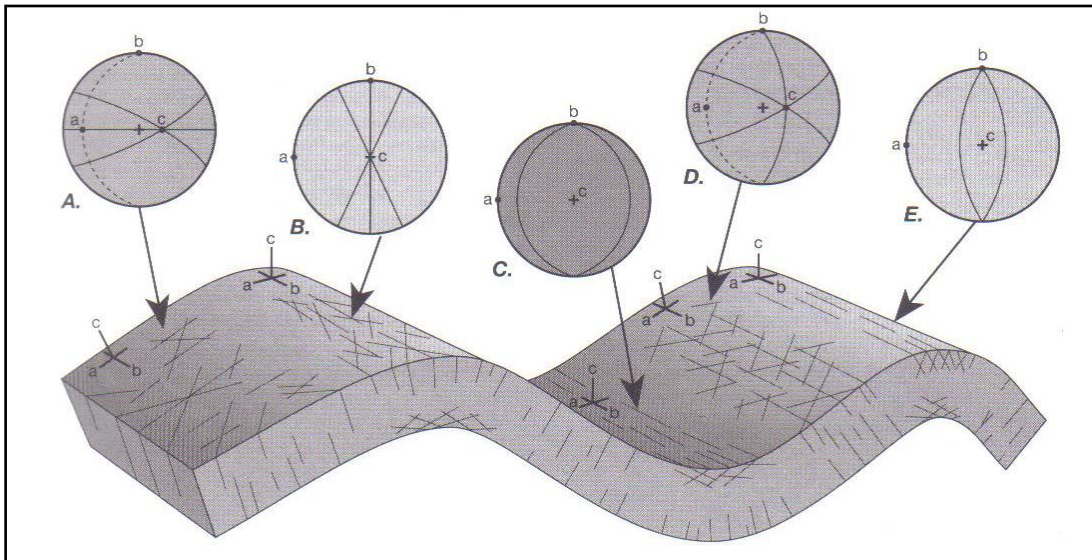


Figura 3.34-. Esquema que muestra fracturas asociadas a un pliegue. Se muestra también la posición de las fracturas en una proyección estereográfica. Tomado de: Twiss & Moores, 1992.

La descripción más utilizada para definir la geometría de las fracturas dentro de los pliegues es la mostrada en la siguiente tabla, Hay que tomar en cuenta que mientras la posición e intensidad de estos sistemas de fracturas varía de acuerdo con la forma y origen del pliegue, se han observado infinidad de sistemas en diversos tipos de pliegues y se han estudiados a detalle.

Tabla 3.2. Geometría de las fracturas dentro de los pliegues.

TIPO DE SISTEMA.	ESFUERZO.		
	σ_1	σ_2	σ_3
I	Paralelo a las direcciones de echado y estratificación.	Perpendicular a la estratificación.	Paralelo a la estratificación.
II	Perpendicular a la dirección de echado y paralelo a la estratificación	Perpendicular a la estratificación.	Paralelo a la estratificación.
III	a Perpendicular a la estratificación	Paralelo al rumbo de estratificación.	Paralelo a la dirección del echado.
	b Paralelo a la dirección del echado.	Paralelo al rumbo de estratificación.	Perpendicular a la estratificación.
IV	Paralelo a la estratificación.	Paralelo al rumbo de estratificación.	Perpendicular a la estratificación
V	Con cierto ángulo respecto Al plano de estratificación. (Ángulo dihedral).	Paralelo al rumbo de Estratificación.	Con cierto ángulo respecto al plano de estratificación. (90°- ángulo dihedral)

Dentro de los tipos de sistemas, se tienen los siguientes casos representativos:

- I Asociado a inflexión o curvatura en la dirección de la sección.
- II Asociado a inflexión o curvatura en la sección del buzamiento.
- III Asociado a inflexión o curvatura en corte geológico a) extensional, y b) compresional.
- IV Asociado a plegamiento.
- V Asociado a planos de estratificación superficiales

Otra clasificación de las fracturas asociadas a pliegues, es la mostrada en la figura 3.35 (Aguilera, 1995). En esta el esquema (a) representa el primer tipo de fracturas donde σ_2 es paralelo a la profundidad, y σ_1 y σ_3 están en el plano de estratificación.

En el esquema (b) se muestra el segundo tipo de fracturas, donde σ_1 y σ_3 permanecen paralelos a la estratificación y σ_2 paralelo al rumbo. El esquema (c) muestra el tercer tipo de fracturas, donde σ_1 es perpendicular al plano de estratificación y σ_2 es paralelo al rumbo, y por último el esquema (d) muestra el cuarto tipo de fracturas, donde σ_1 es paralelo al rumbo y σ_3 es perpendicular a la estratificación.

Las cuatro orientaciones de los tres esfuerzos principales generan 12 planos potenciales de fracturamiento, incluyendo dos cizalladuras y una de extensión para cada orientación, también los esquemas 2 y 3 muestran un plano común de fractura de extensión. Además la estratificación es paralela al plano de fractura de extensión en el esquema (c). En conclusión se puede decir que hay 10 orientaciones potenciales para planos de fractura y además un onceavo, el cual es un plano común conjugado de deslizamiento en la estratificación.

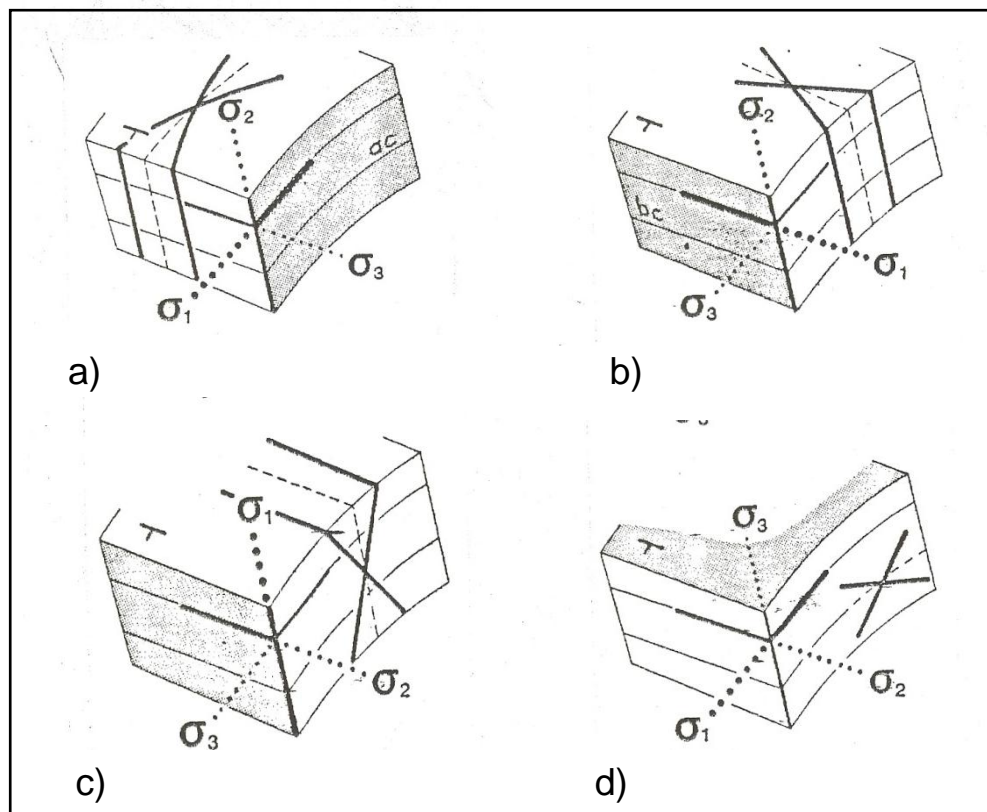


Figura 3.35.- La clasificación de fracturas en pliegues (Tomada de Aguilera, 1995).

Las fracturas asociadas con pliegues, figura 3.35, son relacionadas generalmente a esfuerzos regionales que originan el plegamiento. Stearns y Friedman, 1972, mostraron que las geometrías más comunes de fracturas formadas por compresión y extensión en las formaciones de roca se pueden ejemplificar tomando en cuenta cuando el eje (σ_2), es casi perpendicular o paralelo a la estratificación, esto nos indica que los tres ejes principales de esfuerzos pueden tener cuatro diferentes orientaciones. La figura 3.36 nos ilustra la disposición característica del fracturamiento en una secuencia sedimentaria plegada.



Figura 3.36.- Pliegue anticlinal, donde se observan claramente las fracturas relacionadas al pliegue (Tomado de Padilla y Sánchez, 2002).

3.5.3.6.- Fracturas en domos. Las fracturas en domos, han sido poco estudiadas, pero se ha encontrado que la distribución de fracturas en un domo es análogo al plegamiento de un anticlinal equidimensional con buzamiento en todas las direcciones "radial".

3.5.3.7.- La litología y espesor de las capas como condicionantes del fracturamiento. Se ha comprobado que la litología y el espesor de las capas sedimentarias son dos factores determinantes que controlaron el espaciamiento de las fracturas, siendo la caliza, luego la marga y al final las areniscas las rocas que presentan un espaciamiento más reducido entre las fracturas. Se ha observado que gran parte del fracturamiento es generado a partir de la frontera de las capas, especialmente donde existen contrastes litológicos y accidentes en la geometría de las capas (fig. 3.37).

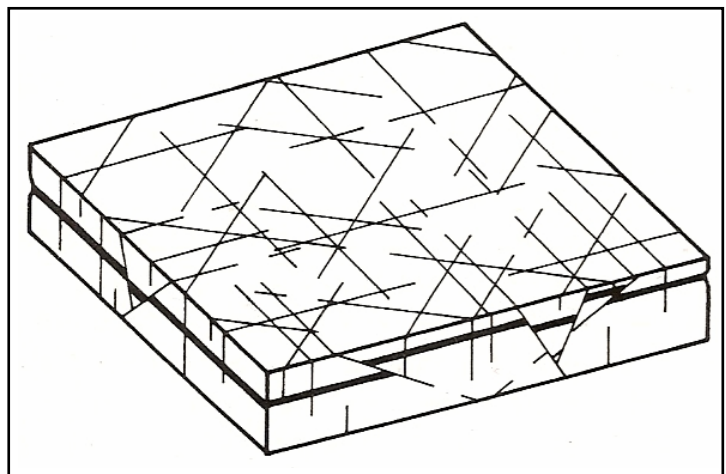


Figura 3.37. Fracturas generadas durante el sepultamiento de una cuenca, de acuerdo al modelo de (Price y Cosgrove, 1992).

Otro tipo de fracturas consideradas como tectónicas, son las desarrolladas por impactos y perforación en el laboratorio, las cuales pueden ser generadas para determinar la dirección del esfuerzo principal de falla; esto se conoce como proceso de deformación experimental. En general las fracturas tectónicas resultan ser las de mayor importancia puesto que originan la porosidad secundaria, por lo que pueden formar yacimientos fracturados, los cuales son muy importantes en la producción de hidrocarburos alrededor del mundo.

En el trabajo de Shaocheng.1998, se presenta la generación de los sistemas de juntas de tensión, desarrollados en sistemas sedimentarios donde hay la presencia de alternancias de estratos competentes entre estratos de menor competencia o dureza y las cuales han sufrido plegamiento de moderado a alto. Este autor considera que existe una relación lineal entre un espaciamiento saturado de fracturas y el espesor de la estratificación, dentro de rocas sedimentarias ínterestratificadas. Su modelo se basa en la consideración de que el esfuerzo de cizalla se aplica en el límite entre capas no diaclasadas y decrece linealmente del máximo valor a cero en la interface de matriz dentro de la capa. Considera que la distancia es exactamente igual entre el espesor de la capa donde se generaron las juntas de la interface.

El autor realizó un modelo analítico que toma en cuenta el decaimiento no lineal del esfuerzo de cizalla y los efectos del espesor de las capas (figs. 3.38. y 3.39), en las cuales los esquemas nos muestran la generación de un sistema de fracturamiento, en donde se consideran capas con diferente dureza y sin haberseles sometido a esfuerzo alguno.

En la Figura 3.38, se muestran los componentes continuos y alineados, (f), la capa incompetente (m) capas de mayor competencia e igual longitud (a) estado de no esfuerzos, (b) las capas paralelas sujetas a un esfuerzo de extensión uniforme, en este caso la capa competente involucra un mayor esfuerzo que la capa incompetente.

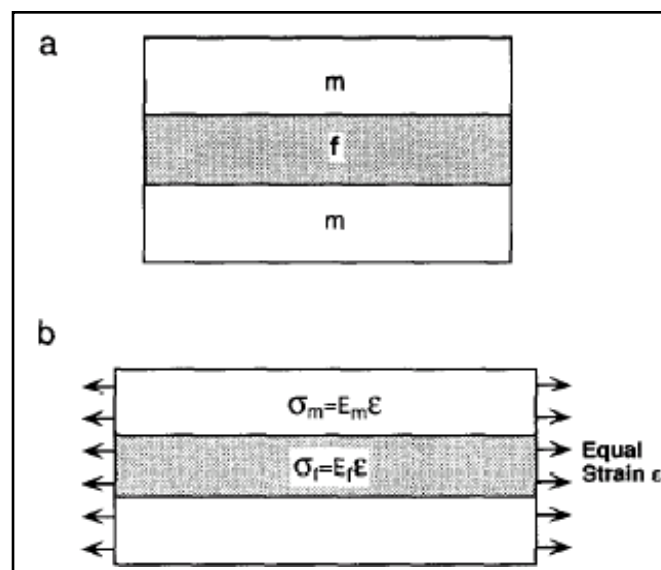


Fig. 3.38.- Esquema que muestra dos capas de diferente dureza sometidas a fuerzas extensionales de igual magnitud (Tomado de Shaocheng, 1998).

Los esquemas de la figura. 3.39, ejemplifican el proceso de rompimiento entre estratos de roca de diferentes características. Basándose en una celda unitaria la cual registra todos los esfuerzos y deformaciones, mediante un análisis de equilibrio mecánico del modelo de cizallamiento por cargas,

Para el sistema de matriz en la capa, en el esquema (a) el origen coordinado se localiza en el centro del segmento de la capa y el eje Z es perpendicular a los ejes X-Y, bajo un esfuerzo uniforme, en el esquema (b) los dos extremos finales de la celda unitaria pueden flexionarse o plegarse. Como resultado hay la formación de espacios en forma de "lentes" que se forman entre dos celdas unitarias adyacentes esquema (c), finalmente en el esquema (d) se muestra la variación de los desplazamientos longitudinales introducidos con la aplicación de esfuerzos extensionales uniformes en los extremos de la matriz. Las aperturas de las juntas son exageradas.

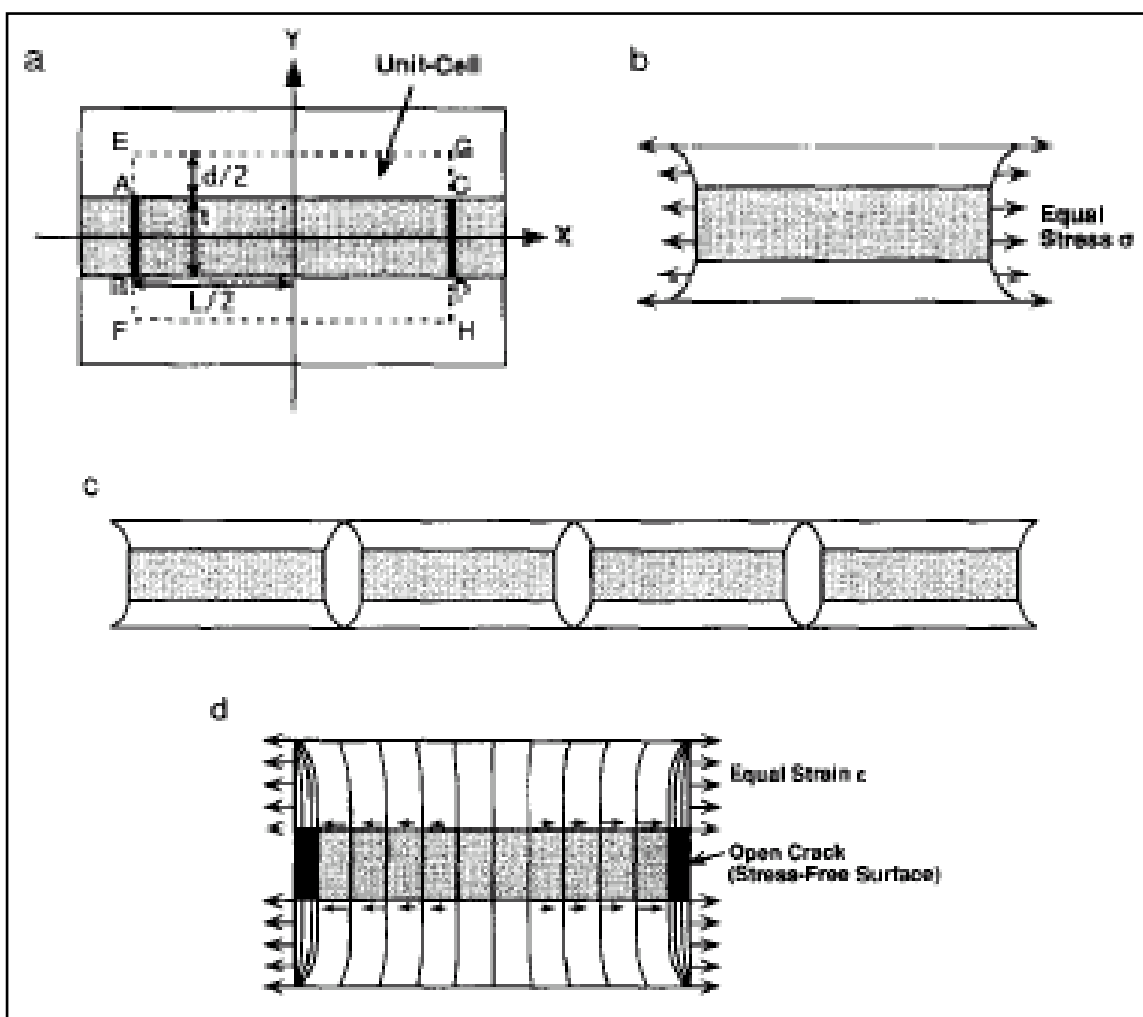


Fig. 3.39. Ilustración esquemática de una celda unitaria usada en el análisis del equilibrio mecánico del modelo de cizallamiento por cargas (Tomado de Shaocheng, 1998).

3.5.4.- Fracturas regionales. Este tipo de fracturas son aquellas que se han desarrollado a lo largo de grandes áreas de la corteza terrestre y que solo han sufrido pequeños cambios relativos a su orientación; no muestran evidencias de separación a través de sus planos de fractura y siempre son perpendiculares a las superficies de estratificación en rocas sedimentarias.

Estas fracturas parecen no pertenecer a las estructuras locales y probablemente son creadas por fuerzas superficiales, tienden a seguir un patrón ortogonal y pueden ser muy abundantes.

El cambio de su orientación puede ser muy pequeño de 10 a 15 grados y puede presentar grandes longitudes. Por lo general permiten fácilmente el flujo de fluidos. Varias son las razones que tratan de explicar su existencia entre las cuales tenemos:

- (1) Levantamientos regionales.
- (2) Deformación creada por ciclos de esfuerzos diferenciales de bajo grado.
- (3) Formación de fracturas en forma rápida después de la sedimentación y debidas a la continuación de fracturas por debajo del lecho de roca.

Al parecer la primera explicación es la más aceptable, la segunda es interesante pero no está claramente comprobada, y la tercera tiene fundamentos muy débiles.

3.5.4.- Fracturas contraccionales. Esta clase de fracturas es una combinación de fracturas de tensión y extensión asociadas a una reducción de volumen general en la roca; se manifiestan como resultado de alguno de estos procesos:

- 1.- Deseccación.
- 2.- Sinéresis.
- 3.- Gradiente termal.
- 4.- Cambios de fase mineral.

3.5.4.1.- Fracturas por deseccación.- Son las grietas en forma de polígono (fig.3.40), que se desarrollan en los depósitos de arena fina, limo y arcilla, en condiciones subáereas y de posterior deseccación. Se forman por la pérdida de agua y consiguiente encogimiento, que originan esfuerzos de tensión, son de poca profundidad con respecto al espesor de la capa donde se forman (fig.3.41). Estas fracturas presentan forma de cuña y a menudo posteriormente a su formación son rellenas de material semejante. Son de baja importancia económica, pero nos aportan indicaciones de condiciones paleoambientales.

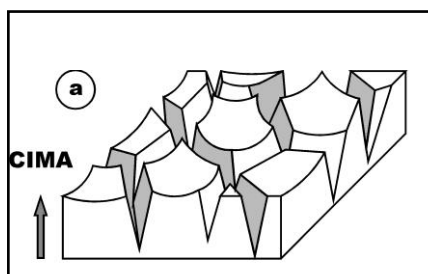


Fig.3.40.- Diagrama de la geometría de las fracturas por deseccación. (Tomadas de



Fig.3.41.- fracturas por deseccación. En material limo-arcilloso (Tomadas de

3.5.4.2.- Fracturas por sinéresis. Estas son el resultado de procesos químicos en condiciones subacuosas o cercanas a la superficie y son generadas por reducción del volumen en las arcillas, gel, o suspensión coloidal; son generadas por cambios en la salinidad, o en la química del poro (Nelson, 2001). Pueden ser generadas por fracturamiento de tensión o extensión, desarrollando formas poligonales en tres dimensiones (Fig.3.42), tienen la particularidad de ser regularmente espaciadas e isotrópicamente distribuidas y ocurren principalmente en rocas del tipo lutitas, areniscas finas, calizas y dolomitas (Fig.3.43).

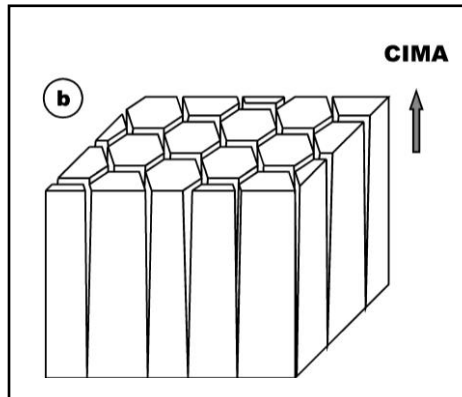


Fig.3.42.-Diagrama de las fracturas por Sinéresis.

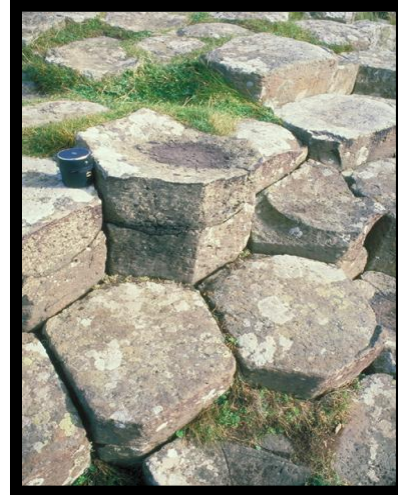


Fig.3.43.--Fracturas por sinéresis.

3.5.4.3.- Fracturas contraccionales termales. Este tipo de fracturas se forman por el enfriamiento de la roca principalmente ígneas, su formación es dependiente de la generación de un gradiente térmico a través de la roca, el cual altera las propiedades mecánicas y el comportamiento reológico de las rocas. Este gradiente es condicionado por la profundidad y el sepultamiento, por lo que pueden generarse fracturas de extensión o tensión dependiendo de la profundidad de enterramiento. Se forman juntas en forma de columna en rocas ígneas de grano fino (fig. 3.44).



Fig.3.44.- Imágenes de los prismas basálticos de Huasca de Ocampo Estado de Hidalgo, México (Tomados de www.prismasbasalticos.com.mx, 2009).

Un ejemplo de este tipo de fracturas relacionado con yacimientos de hidrocarburos es el basalto fracturado Offshore en Salt lake City, Utha, E.U; (Nelson, 2001).

3.5.4.4.- Fracturas generadas por cambios de fase mineral. Estos sistemas de fracturamiento están compuestos por fracturas tanto de extensión como de tensión; a menudo presentan una geometría irregular relacionada a una reducción del volumen ocasionado por un cambio en la fase mineral en los constituyentes de carbonato y arcilla de las rocas sedimentarias (Nelson, 2001) Estos cambios químicos pueden ser de calcita a dolomía, el cual involucra una reducción en el volumen molar de aproximadamente del 13%. Otro cambio de fase es el de la montmorilonita a illita, lo cual involucra un cambio volumétrico semejante.

3.5.4.5.- Estilolitos. Estas estructuras son iniciadas por la concentración de esfuerzos planares dentro de la roca, los cuales ocurren en los límites litológicos, vetas de arcilla y en zonas de baja porosidad. Principalmente ocurren en rocas carbonatadas, (fig. 3.45), se asocian con la disolución de minerales y llegan a ser un problema en los yacimientos pues reducen la permeabilidad vertical.

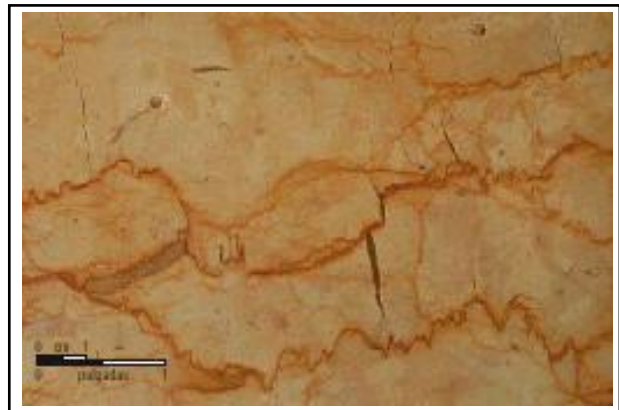


Fig. 3.45.- Desarrollo de superficies de estilolitos en caliza. Tomado de:

En la fig. 3.46 se ilustra gráficamente la relación entre la aplicación de los esfuerzos y la generación de los estilolitos en las rocas carbonatadas.

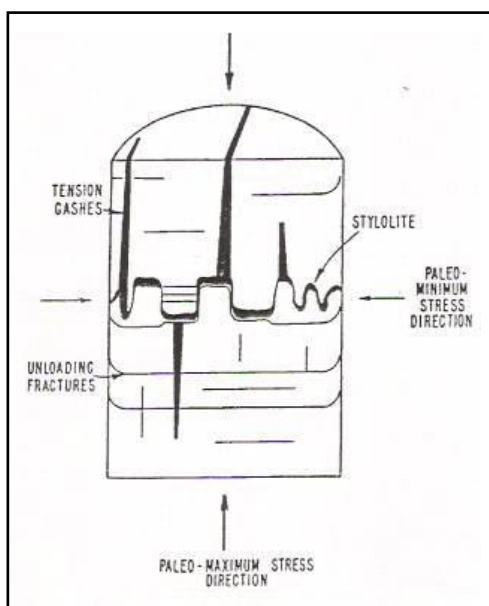


Fig. 3.46, Diagrama del desarrollo de los estilolitos y su relación con los esfuerzos principales (Tomado de Aguilera, 1999).

Las principales características de los estilolitos son las siguientes:

- La presión por sobrecarga origina la disolución de calcita.
- Hasta un 40% del carbonato se puede disolver.
- Hay concentración de materiales insolubles como arcillas y materia orgánica.

En la figura 3.47 se muestra un afloramiento de rocas carbonatadas, en la imagen izquierda se distinguen los rasgos subhorizontales y de forma sigmoideal de los estilolitos, y tenuemente se aprecian las venas en forma de aguja con dirección casi perpendicular a las superficies de los estilolitos; en la imagen derecha se marcaron las trazas de las superficies de los estilolitos y venas, con las direcciones respectivas de los esfuerzos de compresión y extensión que les dieron origen.

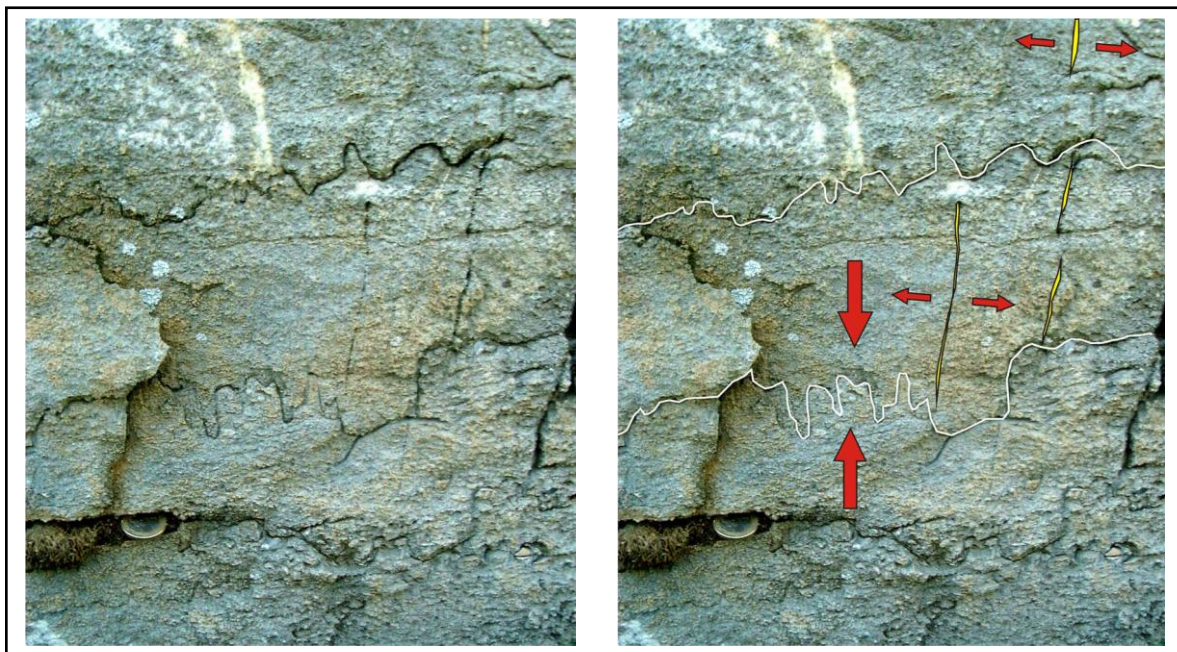


Fig. 3.47.- Estilolitos y venas compatibles con un acortamiento en la vertical (Tomado de: www.ucm.es/info/geodina/curriculms/gdv/estructures, 2008).

3.5.5.- Fracturas relacionadas a superficie. Estas fracturas se desarrollan como resultado de la aplicación de fuerzas de cuerpo. En este grupo tenemos la formación de fracturamiento generado por la explotación de material petreo en el terreno, en el caso de las canteras; por las condiciones climáticas, representado principalmente por los procesos mecánicos y químicos de congelamiento y derretimiento. En pequeña escala están los colapsos, subsidencia, alteración de minerales y diagenesis.

3.6.- Fuentes de información sobre las características del fracturamiento.

Para el desarrollo de los estudios del fracturamiento, se pueden obtener información procedente de fuentes directas e indirectas.

3.6.1.- Fuentes directas de información. Proceden de afloramientos, núcleos (figura 3.48), cortes de perforación y sistemas de cámaras de fotografía y video en

los pozos de sondeo. El análisis de núcleos, los núcleos orientados, cortes de perforación y el video de pozos, proveen la información requerida en la evaluación de fracturas en yacimientos o en zonas de riesgo geológico.

En el análisis de núcleos, comúnmente las recuperaciones incompletas de los núcleos en pozos de exploración, coinciden con los intervalos que presentan un fracturamiento mas intenso.



Fig.3.48.- Muestras de núcleos con fracturas interco-nectando vugulos (Tomado de: Cinco Ley. 2006).

Las fuentes indirectas de información corresponden a todo tipo de registros geofísicos de pozos, incluyendo los registros de echado, de imágenes de pared de pozo y los datos de pruebas de pozos.

En la figura 3.49 se muestra una secuencia de imágenes que muestran la perspectiva del fracturamiento desde diferentes formas de observación, en la imagen izquierda se muestra un intervalo dentro de los registros geofísicos el cual corresponde con la sección de núcleo de la imagen central, del cual se realizaron laminas delgadas para la observación bajo luz polarizada, en la imagen superior derecha y de epifluorecencia en la imagen inferior derecha.

3.6.2.- Fuentes indirectas de información. Este tipo de procedimientos son aplicables para la detección de propiedades físicas de las fracturas las cuales son registradas por diferentes instrumentos de percepción, los cuales se describen a continuación.

3.6.2.1.- Registros geofísicos de pozo. Los Registros geofísicos de pozo son técnicas que se utilizan en pozos para la exploración y explotación petrolera, minera, geohidroeléctrica, geotermia, geotecnia y estudios ambientales. Sirven para determinar in-situ las propiedades físicas de la roca.

Son mucho más económicos que el corte de núcleos, dan información continua en el pozo y tienen un mayor radio de investigación; la aplicación de un conjunto de registros en cualquier área, representa alrededor del 5 al 10% del costo total de un pozo.

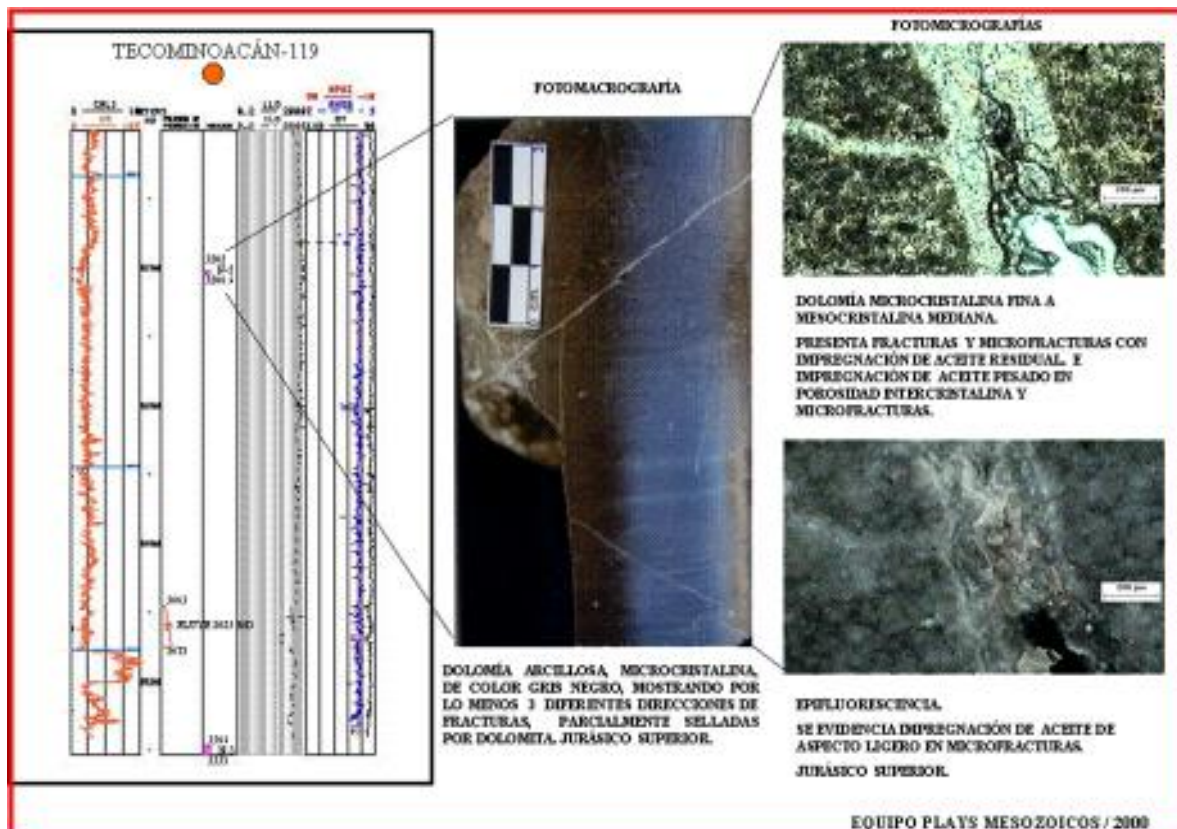


Figura 3.49.- Las evidencias de fracturas pueden observarse en registros geofísicos, núcleos, láminas delgadas, luz polarizada y epifluorecencias (Delgado R, 2006).

Un registro de pozo es una representación digital o analógica de las propiedades físicas de las rocas que se miden contra la profundidad (fig.3.50). Su obtención se realiza a partir de una sonda que se desliza del fondo del pozo hacia arriba y que mediante un equipo en superficie se registra la señal proveniente de la sonda que viaja a través de un cable para que la información sea grabada en cinta magnética, película fotográfica, o memorias electrónicas.

Los datos obtenidos pueden ser de tipo eléctrico (resistivo-conductivo), acústico (tiempo de tránsito), radioactivos (rayos gamma, espectrometría de GR, neutrones, densidad, etc.), electromagnéticos (dieléctricos), magnéticos, sísmicos. En la figura 3.50 se muestran los datos estándar de registros adquiridos en agujero descubierto se muestran en los carriles 1 y 2, las imágenes FMI en el carril 3, las aperturas de las fracturas calculadas a partir de los datos FMI se presentan en el carril 4, kf y RPI se muestran en el carril 5 y kr con los puntos de calibración de los núcleos, en el carril 6.

El recuadro amarillo, en el carril de la profundidad, indica la localización de las pérdidas de circulación significativas durante la perforación. Los carriles 7 y 8 incluyen los resultados de los registros de producción interpretados en la primera operación de pruebas de pozos, inmediatamente después de perforar el pozo.

El carril 9 presenta la tasa (gasto, caudal, rata) de los registros de producción interpretados, donde se muestran las zonas de contribución de agua (azul) y petróleo (rojo).

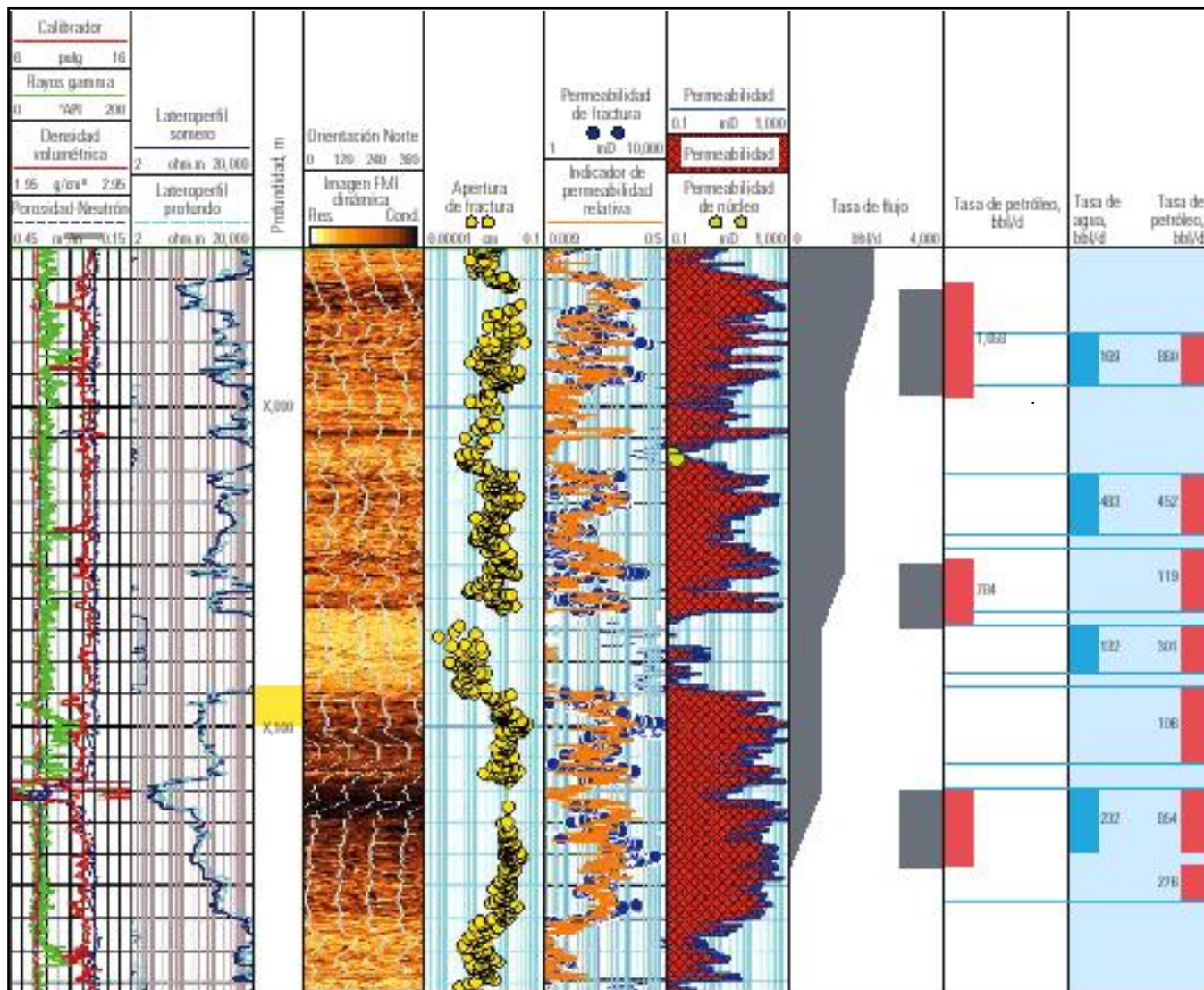


Fig.3.50.- Análisis integrado de permeabilidad de fracturas que muestra una comparación de la permeabilidad computada con los resultados de la adquisición de registros de producción y de las pruebas de pozos (Tomado de www.slb.com/media/services, 2006).

En la figura 3.51 se muestran imágenes obtenidas con la herramienta de generación de imágenes microeléctricas de cobertura total (FMI), muestran claramente el fracturamiento con las líneas sinusoides azules en el Carril 3 y con las flechas en el Carril 4, la estratificación de la formación son las líneas sinusoides verdes y flechas. El Carril 1 muestra los datos del calibrador de orientación del pozo y de rayos gamma. Los Carriles 2 y 3 muestran las imágenes FMI estáticas y dinámicas, respectivamente. Las flechas correspondientes al echado se presentan en el Carril 4.

3.7.- Propiedades de las fracturas que afectan el comportamiento de los yacimientos petroleros.

La investigación del fracturamiento generalmente se enfoca en 4 aspectos:

- (1) En el estudio de la distribución y geometría de sistemas fracturados.
- (2) En el estudio de la superficie de la fractura.

- (3) En conocer los mecanismos de formación.
- (4) En determinar su relación genética con otras estructuras.

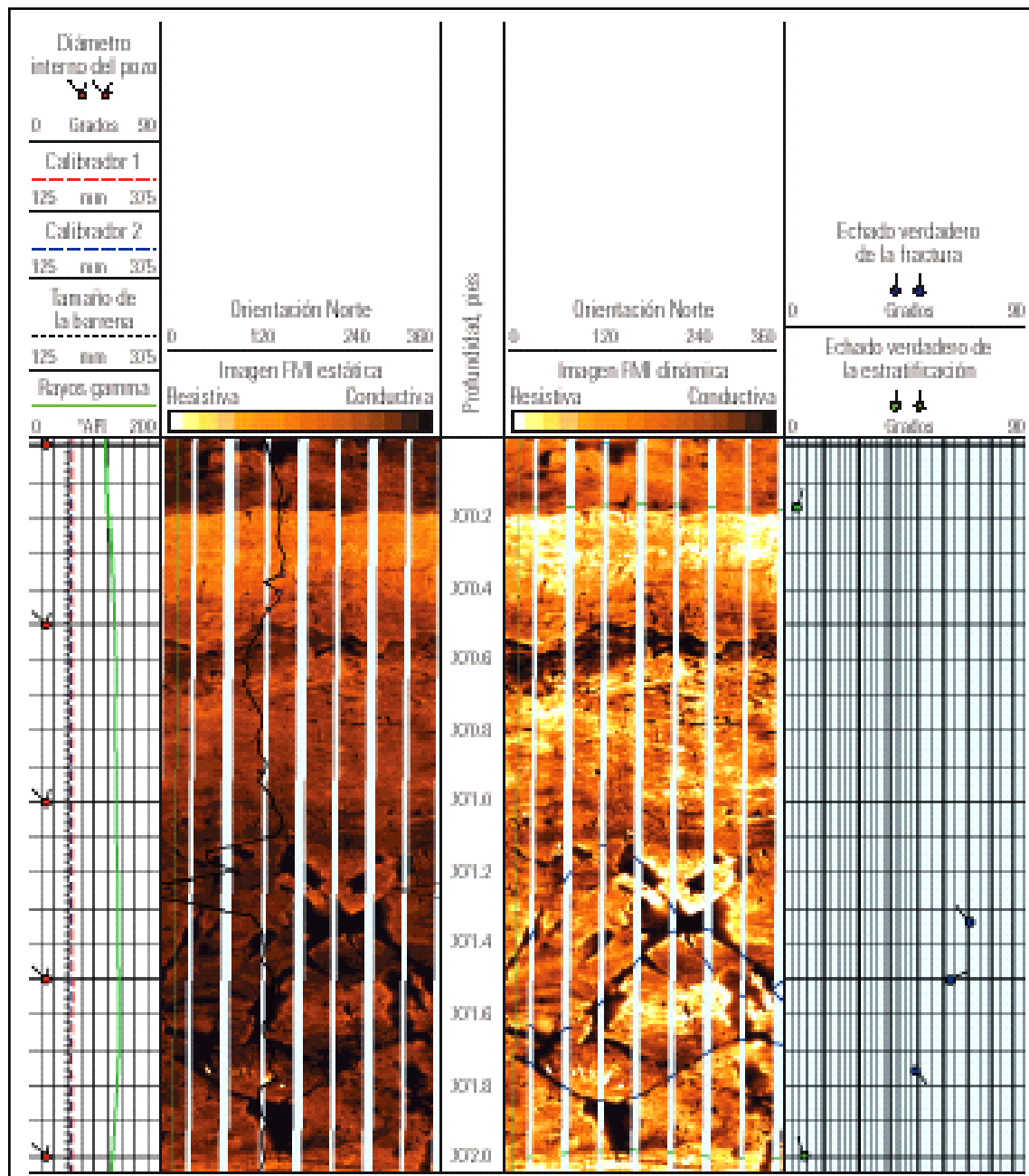


Fig. 3.51.- Ejemplo de fracturas no sistemáticas de bajo ángulo en lutitas, detectadas en imágenes obtenidas con la herramienta de generación de Imágenes Microeléctricas de Cobertura Total FMI (Tomado de www.slb.com/media/services, 2006).

Las diaclasas desarrolladas en condiciones naturales nunca están aisladas, estas forman parte de sistemas complejos, que pueden ser densos y cortar a la roca en una gran cantidad de elementos. Su estudio no puede ser más que estadístico y se apoya para ello con la proyección estereográfica (Red de Schimidt).

Una vez que el origen y forma del sistema de fracturamiento ha sido determinado en el yacimiento, la secuencia de estudio sugiere la identificación de las propiedades petrofísicas de los sistemas roca-fractura; esto involucra la

caracterización del sistema de fracturas en términos de la morfología física, distribución y estimación de las propiedades petrofísicas del yacimiento (porosidad, permeabilidad, saturación etc.), las cuales en forma directa son condicionadas por las características de los sistemas de fracturamiento.

Las fracturas son estructuras comunes en la mayoría de las formaciones de roca que tienen comportamiento frágil, tanto en el subsuelo como en afloramientos. El carácter físico de estas fracturas está dictaminado por el modo de origen, carácter mecánico de la roca en cuestión y los procesos diagéneticos que experimenta el subsuelo. La combinación de estos factores en el desarrollo de las fracturas, pueden ya sea incrementar o hacer decrecer, la porosidad y la permeabilidad. Pero es solo cuando las fracturas ocurren con suficiente espaciamiento y longitud que afectan el flujo de los fluidos y resultan importantes en la precisión para evaluar un efecto positivo o negativo en un flujo dado.

Definitivamente es importante conocer las propiedades del flujo del fluido dentro de una fractura representativa individual y en qué forma algunas de estas fracturas con orientaciones y dimensiones particulares, existen dentro de un volumen de un yacimiento dado. Por esto, aunado a la determinación petrofísica normal realizada para la matriz de fractura en la roca (fig. 3.52); que es el espacio de la roca donde la fractura reside, esto es también necesario para conocer las propiedades del sistema de fracturamiento en el yacimiento y poder determinar si afectan ventajosa o desfavorablemente el flujo de fluidos a través de estas y cómo cambian con respecto a la profundidad. Puesto que mecánicamente el resultado con el incremento de la profundidad es el cierre de las fracturas y en consecuencia el agotamiento del yacimiento.



Figura 3.52.- Imagen en catodoluminiscencia en color mostrando el centro de una macrofractura. El área de la imagen es de aproximadamente de 12 mm². Se observan granos de cuarzo dentro de una cuarzoarenita cementada, con una profundidad de 3008.8 m, del Cretácico. Formación Travis Peak Texas (Tomado de Laubach, 2004).

Las cuatro determinaciones petrofísicas más utilizadas en la evaluación son, en incremento de la dificultad de evaluación:

- 1.- Permeabilidad de la fractura.
- 2.- Porosidad de la fractura.
- 3.- Saturación de fluidos dentro de las fracturas.
- 4.- El factor de recuperación esperado del sistema de fracturamiento.

Los datos más utilizados para estas determinaciones son derivados ya sea del análisis de muestras de núcleos, de pruebas simples o múltiples; también de datos derivados de los registros geofísicos de pozos. De acuerdo a Aguilera, 1980, los análisis de núcleos son recomendables por dos circunstancias.

Las muestras son relativamente largos volúmenes de roca y así potencialmente muestran fracturas de yacimiento separadas con más regularidad.

Las muestras se pueden realizar análisis convencionales de permeabilidad en tres dimensiones (vertical, máximo horizontal y horizontal a 90° con respecto a la máxima permeabilidad horizontal).

Estos análisis no solo permiten determinar la permeabilidad absoluta en la fractura o fracturas en condiciones de superficie, también nos puede representar la anisotropía desarrollada durante la presencia de estas fracturas. En adición, los tapones correlacionables fracturados ó no fracturados tomados de las muestras de núcleos pueden ser sujetos a pruebas de medición de la variación de las propiedades de las fracturas y la matriz, bajo condiciones simuladas de sepultamiento. Estas se realizan en pruebas de presión confinada bajo una variedad de combinaciones de cargas en condiciones simuladas a las del subsuelo.

La determinación de la permeabilidad del fracturamiento bajo condiciones de presión confinada son importantes porque las fracturas abiertas son en general originan una mayor permeabilidad absoluta que la matriz; pero las fracturas son mucho más compresibles y por eso presentan una reducción de la porosidad y la permeabilidad mucho más rápidamente que la matriz (Jones, 1975 y Nelson, 1981).

Las muestras de núcleos pueden también ser utilizadas en pruebas de inyección de mercurio y saturación de fluidos, para pruebas de permeabilidad relativa. Estas pruebas se deben efectuar en material fracturado y no fracturado, siendo considerada la diferencia entre ambos resultados como una medida de la distribución del espesor de fracturamiento. En las pruebas de inyección de mercurio (el espesor de la fractura es análogo al tamaño de garganta de poro), se observan las variaciones en la saturación del fluido.

3.8.- Relación entre la morfología de las fracturas y su deformación en la conducción de los fluidos.

En lugar de las observaciones directas de la morfología de las fracturas, hay quienes opinan que es posible predecir la morfología del fracturamiento, a través de los principios de la mecánica de rocas y de pruebas mecánicas en laboratorio. Existen varios parámetros que pueden definir o afectar la morfología de los planos de fracturamiento y falla en el subsuelo como serian profundidad, coeficiente de

deformación, nivel de esfuerzo, composición y textura de la roca. Estos factores combinados afectan y controlan de cierta forma la fortaleza, debilidad o ductilidad de las rocas en el subsuelo. La morfología en los planos de la fractura, dependen entre otros parámetros de la dureza y ductilidad del tipo de roca en cuestión.

Se ha notado una potencial transición generada por fracturas abiertas, de lados alisados, de desgarre y relleno. Cuando ocurre una disminución en la dureza o un incremento en la ductilidad en cualquier roca (Logan, 1972).

3.8.1.- Abertura de la fractura y permeabilidad. En esta sección abordaremos el problema de cuantificar el efecto de los sistemas de fracturas naturales en la calidad y productividad de los yacimientos.

Una exacta cuantificación del yacimiento durante la exploración es muy complicada, por lo que la determinación de los espesores, la permeabilidad y ciertos parámetros geológicos de las rocas en el subsuelo, son necesarios para un temprano entendimiento del efecto de las fracturas en el comportamiento del yacimiento. Para comenzar es importante realizar un preámbulo que involucra las interpretaciones matemáticas del flujo de algún fluido en un medio rocoso.

3.8.2.- Ecuaciones del flujo de los fluidos. La primera descripción cualitativa del flujo de los fluidos a través de un medio poroso fue realizada por Darcy en 1856, en su ecuación general, desarrollada para un flujo Newtoniano, laminar, incompresible y de una sola fase; desarrollado en un material poroso, homogéneo y continuo. El coeficiente de flujo (Q) es:

$$Q = KA \frac{dh}{dl}$$

Donde:

K = conductividad hidráulica.

A = área transversal

$\frac{dh}{dl}$ = gradiente hidráulico.

Hubbert, (1972). Demostró que:

$$K = k (\rho g / \mu)$$

y

$$k = N d^2$$

Donde:

k = permeabilidad intrínseca.

ρ = densidad del fluido.

g = aceleración de la gravedad.

μ = viscosidad del fluido.

N = coeficiente característico del medio es adimensional.

d = promedio del diámetro de los granos constituyentes de la roca.

Las dimensiones resultantes son: longitud al cuadrado.

Posteriormente se reviso que Nd^2 podía no estar definida para un flujo a lo largo de la fractura. Por lo tanto como una alternativa se desarrollo la teoría de las placas-paralelas para el flujo en un modelo de fracturamiento.

Para el flujo en esta teoría, se asume que ocurre entre dos placas, alisadas (sí existieran rugosidades se generan turbulencia en el flujo y complica el desarrollo de la ecuación) y separadas a una distancia (e), esta ecuación básica ha sido utilizada desde Huitt., (1955) hasta Sharp., (1972), la cual tiene la formula:

$$\frac{Q}{A} = \frac{e^3}{12D} \frac{dh}{dl} \cdot \frac{\rho g}{\mu}$$

Donde (D) es el espaciamiento de las fracturas. El cual es el promedio entre las distancias paralelas, de fracturas regularmente espaciadas.

Esta ecuación es válida para fluidos newtonianos, de fase simple y con flujo laminar en fracturas planares y sobre todo con pequeños cambios de espesor. Cada una de las relaciones cuantitativas, describen solo una porción del flujo total a través de roca porosa y fracturada (Parsons, 1966); este autor determino el acercamiento lógico para determinar el flujo total, al combinar las relaciones antes mencionadas.

Y

$$k_{fr} = k_r + \frac{E^3 \cos^2 \alpha}{12D}$$

$$K_F = \frac{E^3}{12} \cdot \frac{\rho g}{\mu}$$

Donde k_{fr} = permeabilidad de la fractura con el sistema intacto de la roca.

K_F = permeabilidad de fractura.

k_r = permeabilidad de la roca intacta.

α = ángulo entre el eje del gradiente de presión y los planos de fractura.

Esta ecuación asume que el flujo es laminar entre las placas paralelas no movibles y cruza cualquier superficie de fractura o matriz, no altera el flujo de otros sistemas y las fracturas se consideran homogéneas con respecto a la orientación, espesor y espaciamiento.

La consideración de un flujo laminar en un reservorio del subsuelo es válido para flujos de fluido lento y superficies de baja rugosidad, puesto que al incrementarse la velocidad del flujo de fluido en el subsuelo debido a la producción de algún pozo cercano se produce turbulencia, complicando la ecuación, siendo necesario hacer otro tipo de cambios como el cálculo de la permeabilidad e involucrar otro tipo de parámetros. Aunque simple, esta ecuación de Parsons es aplicable para el cálculo del movimiento da gas y aceite dentro de una secuencia de rocas fracturadas.

Hay autores que consideran que un yacimiento fracturado es equivalente a un medio poroso homogéneo, si las dimensiones de los cubos son pequeños menores a 1 m y las permeabilidades de matriz son significativas, mayores a los 0.01 md (Long, 1982). Este concepto de un medio poroso equivalente es importante primero en su uso para el modelado de yacimientos fracturados, mereciendo más discusión de este tópico. Podemos mencionar que las ecuaciones del flujo dentro de un medio rocoso fracturado pueden tratarse en varios niveles de complejidad.

En un simple acercamiento, el reservorio puede tratarse como un sistema poroso sencillo con un flujo anisotrópico tipo Darcy (flujo paralelo a las placas si solo las fracturas están presentes). Las formas de modelado más complejas, tratan a la masa de roca fracturada como un sistema dual de porosidad utilizando la ley de Darcy, para un sistema de matriz poroso y un flujo paralelo a las placas para el sistema de porosidad de fracturamiento.

En ambos acercamientos, la continuidad del sistema de fracturamiento es importante. Para una escala dada, el sistema de fracturamiento es continuo e interconectado, pudiendo ser tratado como un medio poroso y continuo ya sea usando el modelo de porosidad simple o el dual. Pero si de lo contrario el sistema de fracturamiento es distintivamente discontinuo y no interconectado en una escala dada. Este no puede ser tratado como un medio poroso equivalente (Gale, 1982). Si este último fuera el caso, este enfoque simplista de acercamiento a un medio poroso equivalente y algunas características, tales como la simetría del tensor de permeabilidad, no se pueden tener y el yacimiento no puede ser tratado usando abstracciones estadísticas para el sistema de fracturamiento. Es mejor para el modelado del yacimiento utilizar la imitación discreta de fracturas, la real orientación, posición y tamaño, es otra tarea.

En la exploración para la ingeniería de yacimientos de hidrocarburos naturalmente fracturados del subsuelo, nunca hay los suficientes datos de fracturamiento, para la adecuada aplicación del modelado ya sea continuo o discreto del sistema de fracturamiento, por lo que para realizar aproximaciones más certeras sobre el flujo de los fluidos a través de rocas de permeabilidad apreciable y altamente fracturadas se necesita de ecuaciones más complejas.

El flujo de fluidos a través de rocas de porosidad apreciable y altamente fracturadas se ha deducido por diferentes autores, por ejemplo Berenblatt, Zheltov, y Kochina, 1969, quienes mediante pruebas de laboratorio con rocas carbonatadas de baja permeabilidad, plantearon las siguientes ecuaciones aproximaciones semicuantitativas del flujo en un yacimiento naturalmente fracturado.

$$\frac{K_m}{\mu_w} \nabla^2 P_m = (C_m + \phi_m C_w) \frac{d P_m}{d t} + \frac{\alpha}{\mu_w} (P_m - P_f)$$

y

$$\frac{K_f}{\mu_w} \nabla^2 P_f = (C_f + \phi_f C_w) \frac{d P_m}{d t} + \frac{-\alpha}{\mu_w} (P_i - P_f)$$

Donde:

K = Permeabilidad.
 P = Presión.
 t = Tiempo.
 \emptyset = Porosidad.
 C = Compresibilidad.
 μ = Viscosidad.
 α = Coeficiente del cruce de fluidos (\emptyset_m a \emptyset_f).

Subíndices: (m) es matriz, (f) es fractura, (w) es agua (fluido).

Después Duguid, 1973, dedujo las ecuaciones de continuidad, deduciendo la siguiente ecuación de continuidad para fluidos en medios porosos:

$$(1 - \emptyset_f) \emptyset_m C_w \frac{d P_m}{d t} + (1 - \emptyset_f) \emptyset_f C_w \frac{d P_f}{d t} + \frac{r}{\rho_w} + \nabla \cdot \langle \vec{V}_m \rangle = 0$$

Ecuación de continuidad para fluidos en fracturas:

$$(1 - \emptyset_m) \emptyset_m C_w \frac{d P_m}{d t} + (1 - \emptyset_m) \emptyset_f C_w \frac{d P_f}{d t} - \frac{r}{\rho_w} + \nabla \cdot \langle V_m \rangle = 0$$

Donde:

$$\langle V_m \rangle = \frac{K_m}{\mu_w} \left[\rho_w - \frac{d \langle V_m \rangle}{d t} + \nabla P_f \right] \cdot \langle \vec{V}_m \rangle = 0$$

Esta escrita en términos de tres componentes: velocidad de los fluidos en las fracturas, presión en la matriz y presión en las fracturas. Considerando la dilatación del medio, r = termino del cruce de los fluidos (\emptyset_m a \emptyset_f). Después Parsons (1966), postula:

$$K_{fm} = K_m + \frac{e^3 \cos A_1}{12 D_1} + \frac{e^3 \cos A_N}{12 D_N}$$

$$K_f = \frac{e^2}{12} \cdot \frac{\rho_w g}{\mu_w}$$

Para 1 → N Sistemas de fracturamiento.

Donde: K = Permeabilidad.
 e = Espesor del fracturamiento.
 D = Espaciamiento del fracturamiento.
 A = Angulo entre el eje del gradiente de presión y los planos de fracturamiento.
 ρ = Densidad.
 μ = Viscosidad.
 g = Acción de la gravedad.

Subíndices: (m) es matriz, (f) es fractura, (fm) es la combinación de matriz y fractura, (w) es agua (fluido).

Parson (1966) planteo que la ecuación (3.5) podía ser expandida incorporando múltiples sistemas de fracturamiento:

$$k_{fr} = k_r + a \cos^2 \alpha + b \cos^2 \beta + \dots$$

Donde:

$$a = \frac{e_1^3}{12 D_1}$$

para el primer sistema de fracturamiento.

Y

$$b = \frac{e_2^3}{12 D_2}$$

para el segundo sistema de fracturamiento.

Cada uno de estos términos adicionales se refiere a un sistema de fracturamiento paralelo con un espaciamiento constante (D_n) y apertura (e_n), como en la ecuación (3.5), donde se utiliza $\cos^2 \alpha$; $\cos^2 \beta$, etc. Estos parámetros se refieren al ángulo entre cada uno de los sistemas de fracturamiento paralelos y el gradiente de la presión.

3.8.3.- El efecto directo de las fracturas en el flujo de los fluidos. Contrario a la creencia generalizada, las fracturas en los yacimientos, no siempre funcionan como canales de alta permeabilidad, pues a menudo funcionan como barreras impidiendo el flujo del fluido.

El efecto de las fracturas individuales en la permeabilidad es dependiente del carácter de la morfología de los planos de fracturamiento. Siendo a menudo una dificultad determinar si las fracturas naturales juegan un rol importante en la producción de fluidos dentro de un pozo dado. Algunas pistas para tener un control relativo del fracturamiento, incluyendo los datos de núcleo y algunos indicadores como son:

- Observaciones directas del manchado de aceite o "sangrado" de los planos de fracturas en muestras de núcleos pueden indicar un control de fractura.
- De pruebas de permeabilidad con altos flujos en zonas de relativamente baja recuperación de núcleo, la permeabilidad del tapón puede indicar un control del flujo de las fracturas naturales
- Un mejor control del flujo del fluido puede ser revelado con un análisis de permeabilidad en núcleo, sobre las tres direcciones principales (K horizontal máxima, K horizontal a 90°, K vertical).

Para el estudio de la simulación del flujo de fluidos dentro de yacimientos en el subsuelo. Se han desarrollado variadas pruebas controladas, tanto en campo como en laboratorio, que ayudan a realizar estimaciones de las permeabilidades de matriz (K_m) y de fractura (K_f),

El porcentaje de permeabilidad en las fracturas del subsuelo y las relaciones entre: la permeabilidad de la fractura, contra la presión de confinamiento; y la abertura de la fractura, contra la presión de confinamiento, pueden ser evaluada aproximadamente con los datos de laboratorio o realizando pruebas in situ de las rocas fracturadas.

3.8.4.- Espaciamiento del fracturamiento. El espesor de la fractura junto con el espaciamiento de la fractura, son parámetros cuantitativos importantes de un sistema de fracturamiento, siendo necesarios para predecir la porosidad y permeabilidad dentro de un yacimiento.

El espaciamiento en diferencia al espesor de las fracturas en el subsuelo es más difícil de observar directamente, en tanto el espaciamiento de estas fracturas puede cuantificarse directamente y puede no cambiar aun cuando el yacimiento sea perturbado.

El espaciamiento de las fracturas se define como el promedio de la distancia entre las fracturas regularmente espaciadas medidas perpendicular ó paralelamente al sistema de fracturamiento o con una orientación dada (Parsons, 1966), cada termino de espaciamiento puede ser expresado como un vector (dirección y magnitud) representando un promedio de distancia a lo largo de una dirección normal a los planos de fracturamiento.

La variación del espaciamiento de las fracturas puede tener un efecto dramático tanto en la porosidad como en la permeabilidad. Y desde luego existe el efecto combinado entre el espesor y el espaciamiento del fracturamiento, en este tipo de yacimientos

3.8.5.- Técnicas para calcular el espaciamiento de las fracturas. En un sistema simple o regular de fracturamiento, con fracturas cercanamente espaciadas, el espaciamiento de las fracturas se obtiene. Calculando ya sea en afloramientos o núcleos que provean de un área o volumen de muestra que sea más largo con respecto al espaciamiento de las fracturas.

Este se desarrolla haciendo el conteo del numero de fracturas a lo largo de una línea de una longitud dada perpendicular al sistema de fracturamiento de interés, y dividiendo entre la longitud de la línea de medición, esto se realiza para cada uno de los sistemas de fracturamiento presentes. Para sistemas de fracturamiento más complejos, se hacen determinaciones a lo largo de líneas con direcciones específicas, a menudo se utilizan dos mediciones en direcciones perpendiculares, una paralela al rumbo de estratificación y otra paralela al echado.

Otro método es tratar de reconstruir la completa distribución vector desplazamiento al menos en un plano, con mediciones a lo largo de tres direcciones específicas a 120° entre ellas para posteriormente manipular los datos estadísticamente dentro de los 360° de distribución.

Los datos de laboratorio son usados usualmente para cuantificar las propiedades de los yacimientos y con ello realizar la extrapolación de estos datos a condiciones de subsuelo.

Los experimentos en los laboratorio de mecánica de rocas se han enfocado en el efecto individual de las variables ambientales, respecto al comportamiento geomecánico de las rocas, (deformación, presión confinante, temperatura, rango de esfuerzo, presión de poro, química del fluido. Etc.)

Mecánica

3.9.- Clasificación de los yacimientos fracturados.

Una vez que el origen, continuidad y propiedades de las fracturas dentro de un yacimiento han sido determinadas y la interacción del flujo entre la fracturas y la matriz, han sido investigadas, el yacimiento puede ser clasificado bajo la base de que efectos positivos provee el sistema de fracturamiento en general a la calidad del yacimiento. La siguiente clasificación (fig.3.53), ha sido desarrollada por Nelson 2001, para los yacimientos naturalmente fracturados.

Tipo 1. Las fracturas proveen la porosidad y permeabilidad esenciales en el yacimiento. Habitualmente poseen áreas de drenaje grandes por pozo y requieren menos pozos para su desarrollo. Estos yacimientos muestran regímenes de producción iniciales altos pero también están sujetos a rápida declinación de la producción, irrupción temprana de agua y dificultades en la determinación de las reservas.

Tipo 2. Existe baja permeabilidad y baja porosidad, pero las fracturas proveen la permeabilidad esencial del yacimiento.

Pueden tener regímenes de producción iniciales sorprendentemente buenos, para una matriz de baja permeabilidad, pero pueden presentar dificultades durante la recuperación secundaria si la comunicación existente entre la fractura y la matriz es pobre.

Tipo 3. Estos yacimientos poseen alta porosidad y pueden producir sin fracturas y se podría decir que estas asisten a la permeabilidad cuando ya está produciendo.

Comúnmente son más continuos y poseen regímenes de producción sostenidos buenos, pero pueden exhibir relaciones complejas de permeabilidad direccional, generando dificultades durante la fase de recuperación secundaria.

Tipo 4. Las fracturas no proveen porosidad ni permeabilidad adicional pero crean una anisotropía significativa en el pozo generando barreras al flujo.

La permeabilidad se graficaría próxima al origen porque la contribución de las fracturas a la permeabilidad en dichos yacimientos es negativa .

Tipo M. Poseen alta porosidad y permeabilidad matricial. De manera que las fracturas abiertas pueden mejorar la permeabilidad pero las fracturas naturales pueden servir en ocasiones como barreras. Poseen cualidades impresionantes en lo que respecta a la matriz pero a veces se encuentran compartimentalizados, lo que hace que su desempeño sea inferior a las estimaciones de producibilidad

iniciales y que la efectividad de la fase de recuperación secundaria sea variable dentro del mismo campo.

Tipo G. Creada para los yacimientos de gas fracturados no convencionales y se asemejan al los del tipo 2.

Los primeros tres tipos describen atributos positivos del sistema de fracturas en el yacimiento, el cuarto es importante por su inherente flujo anisotrópico y las diferencias que genera en el yacimiento.

La figura 3.53 representa los campos de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados, los cuales dependen de la relación entre la porosidad y permeabilidad propias del yacimiento.

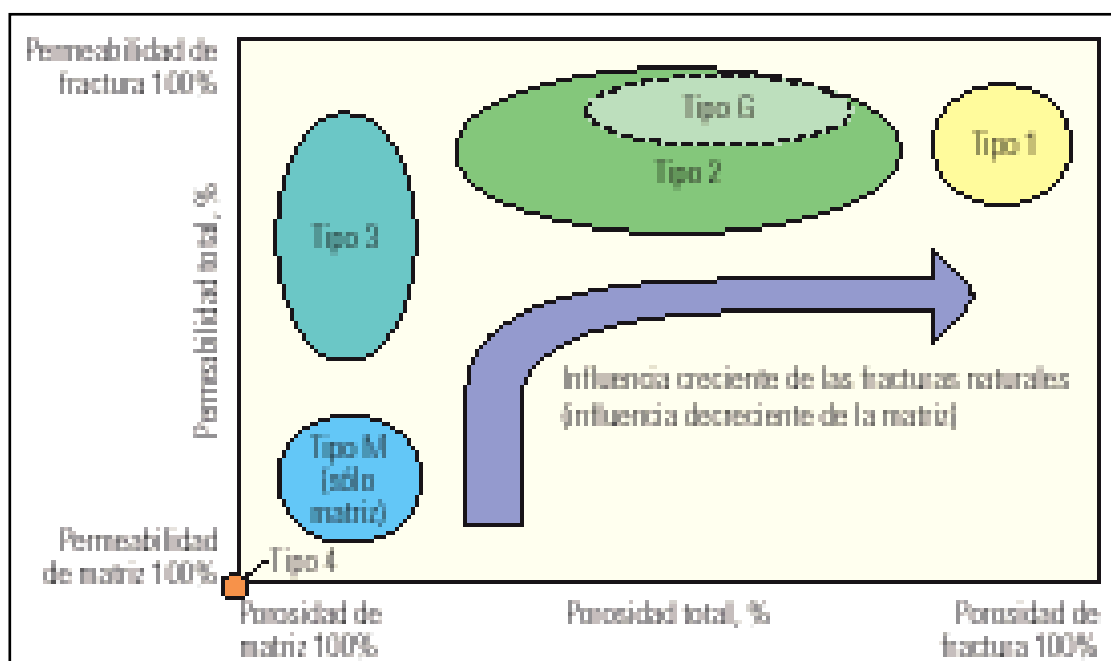


Fig.3.53.- Sistema de clasificación de yacimientos naturalmente fracturados (Tomado de:http://www.slb.com/~media/Files/resources/oilfield_review/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.as, 2006).

Entre las ventajas de esta clasificación es que delinea los parámetros del sistema de fracturamiento, lo cual es muy importante para cuantificar un yacimiento particular y nos permite la predicción del tipo de problemas de producción, de algún yacimiento semejante.