

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA



GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Métodos Modernos



2021

Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA



GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Métodos Modernos

2021

Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez

Profesor de Carrera Titular "C" de TC, Definitivo,

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez

CONTENIDO

Prefacio

	Página
Capítulo 1. Definición de una estructura a la luz de la mecánica del medio continuo	1
Capítulo 2. Estructuras primarias en las rocas	3
Capítulo 3. Dirección e inclinación de planos y capas. Dirección y buzamiento de líneas. Patrón de afloramiento. Medición de espesores de capas. Discordancias.	9
Capítulo 4. Fracturas, juntas y fallas. Nomenclatura y clasificación	17
Capítulo 5. Pliegues. Nomenclatura y clasificación	33
Capítulo 6. Fracturas en pliegues	51
Capítulo 7. Secciones Estructurales	63
Capítulo 8. La Red Estereográfica	75
Capítulo 9. Esfuerzo	87
Capítulo 10. Deformación	101
Capítulo 11. Relaciones esfuerzo - deformación	113
Capítulo 12. Estados de esfuerzo en el emplazamiento de rocas ígneas	129
Capítulo 13. Estructuras relacionadas con movimiento de evaporitas	143
Capítulo 14. Restauración y balanceo de secciones	157
Referencias citadas	165
ÍNDICE POR TEMAS	173
GLOSARIO DE TÉRMINOS EN ESPAÑOL Y SU EQUIVALENCIA AL INGLÉS	177
ANEXO 1. Modelos de papel para estudiantes de Geología Estructural	
ANEXO 2. Animaciones tridimensionales	

PREFACIO

Este libro está dedicado a todos aquellos estudiantes o profesionales, interesados en la Geología Estructural, con el objetivo de revisar conceptos fundamentales de esta disciplina de la Geología. El libro contiene ejemplos y ejercicios suficientes para habilitar al estudioso a solucionar sus problemas estructurales particulares en la localidad en la que trabaja. La obra inicia definiendo una estructura bajo el concepto de continuidad. Enseguida explica cuál es el objetivo de un estudio estructural, su diferencia con la tectónica y cuales son algunas de las estructuras primarias importantes para la Geología Estructural. Mas adelante se enfoca en la ubicación de líneas y planos en el espacio, y como estos elementos geométricos son utilizados para situar cuerpos tabulares, planos y rasgos lineales en la tierra, a través de la medición de rumbos y echados. Posteriormente analiza la relación existente entre cuerpos geométricos planos o tabulares cuando intersectan a la topografía del terreno para finalmente, a partir de esta relación, calcular rumbos, echados y espesores.

Los capítulos 4 y 5 están enfocados a fracturas, fallas y pliegues, su nomenclatura y clasificación, así como también al estudio del mecanismo y la cinemática que les dio origen. El siguiente capítulo expone las ideas del autor respecto a como se desarrollan familias de fracturas asociadas a los pliegues.

La construcción de secciones estructurales y el uso de la red estereográfica son examinados en los capítulos 7 y 8.

Los fundamentos de la Mecánica del Medio Continuo y su aplicación a la Geología Estructural se analizan en los capítulos 9 al 12.

Los capítulos 13 y 14 son temas modernos que se han desarrollado durante los últimos tres lustros a partir del extraordinario avance en las imágenes logradas con la sísmica 3D, en donde es posible observar estructuras que no fueron concebidas anteriormente, por ejemplo, una falla de soldadura asociada al desalojo de sal, o la validación geométrica de un modelo geológico a partir de una interpretación sísmica.

Finalmente se presenta un anexo para auxiliar al estudiante a la comprensión de conceptos estructurales que incluye modelos de papel de pliegues, fallas, y conceptos básicos de Geología Estructural como por ejemplo el problema de los tres puntos, reproducidos bajo permiso del Dr. Martin Schöpfer (Universidad de Viena, Austria) y de Gerhard Wiesmayr (RAG, Austria).

El autor agradece cumplidamente al Consejo Técnico a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, por el otorgamiento de la *Cátedra Especial Fernando Espinosa Gutiérrez* durante el año 2020. Sin esta distinción académica hubiera sido complicado culminar este proyecto.

Ciudad de México, 11 de enero del 2021

Ricardo José Padilla y Sánchez

Capítulo 1

DEFINICIÓN DE UNA ESTRUCTURA A LA LUZ DE LA MECÁNICA DEL MEDIO CONTINUO

Una *estructura* es una discontinuidad en el material que la contiene. Bajo esta definición es posible englobar todas aquellas estructuras que se mencionan cotidianamente en Geología, como por ejemplo las estructuras sedimentarias primarias, las estructuras de las rocas ígneas extrusivas e intrusivas, las estructuras de las rocas metamórficas, o las utilizadas en Geología Estructural, objeto de este libro.

La anterior definición es sencilla pero rigurosa y está basada en los conceptos básicos de la Mecánica del Medio Continuo que establece que un *material continuo* es aquel en el que existe materia en todos y cada uno de sus subvolúmenes, en los que, a su vez, la materia que los forma es idéntica a la del subvolumen contiguo. Si se analiza detenidamente esta definición se comprenderá que tal tipo de sustancia no existe en la naturaleza, porque

ninguno de los materiales que se conocen es absolutamente continuo y todos contienen discontinuidades representadas por huecos entre átomos, a un nivel microscópico, o por ausencia de materia en poros, a un nivel macroscópico.

Si se acepta la condición de continuidad anterior, entonces es necesario establecer otras condiciones adicionales para efectuar un análisis cuantitativo de las propiedades mecánicas de las rocas, las que evidentemente son discontinuas.

Como los materiales continuos son ideales, en Geología Estructural se ha utilizado la teoría analítica aplicable a ellos con resultados muy aceptables (Price, 1966; Ramsay 1967; Hobbs, Means y Williams, 1976; Means 1976), pero clasificando a las rocas como *materiales homogéneos*, que son aquellos en los que las discontinuidades que contienen están uniformemente distribuidas en todo su volumen, con la condicionante de que dependiendo de la escala a la que sean estudiados podrán ser catalogados como homogéneos o heterogéneos. En la figura 1.1 se muestra el concepto de estructura con base en la homogeneidad de las rocas, considerando a éstas como materiales aproximadamente continuos.

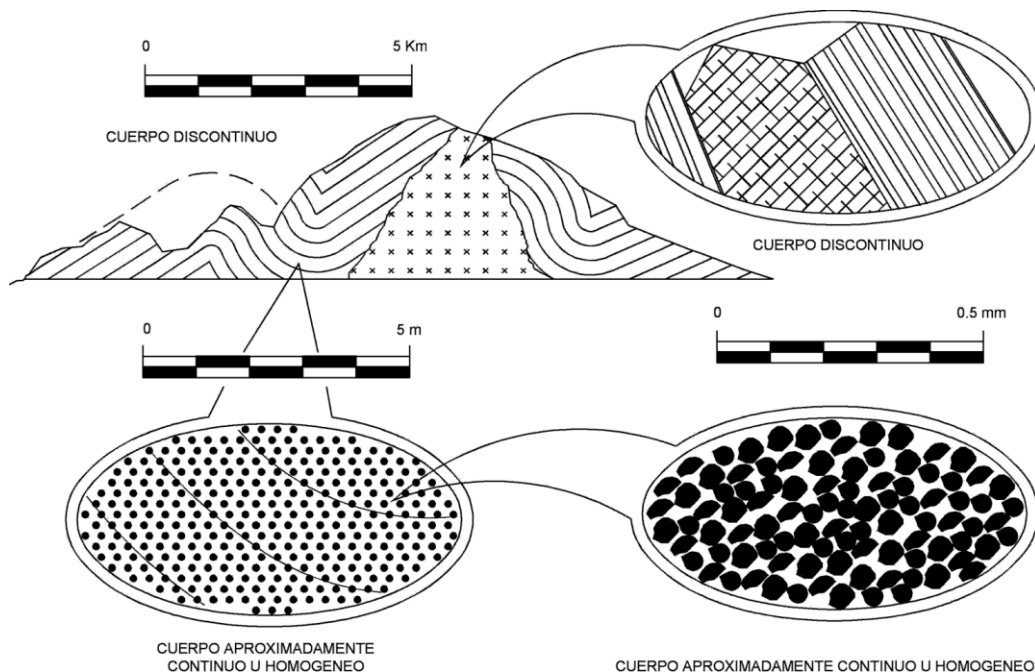


FIGURA 1.1.- Influencia de la escala sobre los conceptos de continuidad y homogeneidad.

La *Geología Estructural*, del Latín “struere”, que significa construir, es el estudio de la arquitectura de la Tierra y de su génesis. *Tectónica*, del Griego “tekton” que significa constructor, es un término sinónimo utilizado para indicar un estudio que involucra grandes extensiones de terreno, a menudo a nivel continental o del globo terráqueo, mientras que cuando se habla de geología estructural es en el sentido de indicar un área con extensión de algunos kilómetros cuadrados. Lo anterior no excluye el hecho de que la tectónica utilice en forma muy importante los principios teóricos de la geología estructural.

La Geología Estructural está íntimamente ligada con muchas otras disciplinas de la Geología y de otras ciencias, como son la estratigrafía, la sedimentología, la petrología, la paleontología, la geocronología, la fisiografía, la geomorfología, la fotogeología, la geofísica y la topografía, así como la Física, la Matemática, la Química y la Biología. Un estudio estructural resulta inútil si no se conocen las relaciones estratigráficas de las rocas

involucradas en la deformación y, en terrenos muy planos o cubiertos densamente por vegetación, es prácticamente imposible lograr una interpretación estructural si no se cuenta con datos geofísicos o de información del subsuelo derivada de la perforación de pozos.

El trabajo de un geólogo estructural debe resolver cuatro aspectos fundamentales:

- a) ¿Como es la estructura?
- b) ¿Cuándo se formó?
- c) ¿Cuál fue la secuencia de deformación? y,
- d) ¿Cuales fueron las condiciones físicas que permitieron la deformación?

La primera pregunta debe ser contestada en términos de la forma y dimensiones de la, o las estructuras respectivas, mientras que las tres últimas interrogantes deberán incluir deducciones relativas a la secuencia cronológica en que ocurrió la deformación y las condiciones de esfuerzo bajo las que las rocas se plegaron, se fracturaron, o se afallaron.

Capítulo 2

ESTRUCTURAS PRIMARIAS EN LAS ROCAS

En este capítulo se discuten aquellas estructuras de las rocas que estaban presentes antes de la deformación. Tales discontinuidades se conocen como *estructuras primarias*, porque son características originales tanto de rocas sedimentarias como ígneas y son por lo tanto, el resultado de un proceso de depósito o de emplazamiento. Por otro lado, aquellas estructuras asociadas a una estructura mayor y que resultan de una deformación o de metamorfismo, se les denomina *estructuras secundarias*.

La importancia de las estructuras primarias puede explicarse en dos partes: en primer lugar porque el objetivo fundamental es comprender la historia total de una roca y no solamente su historia de deformación y, en segundo lugar, porque proporcionan datos esenciales acerca de la geometría inicial de las rocas, de lo cual dependerá la forma que tengan éstas después de la deformación.

La aplicación principal de las estructuras primarias en geología estructural consiste en la determinación de la base y la cima de una capa cualquiera de roca.

La *estratificación* es la discontinuidad más común de las estructuras primarias. Esta es sumamente útil porque casi siempre es visible y porque permite establecer cuál era la posición horizontal de las rocas antes de ser deformadas, pero por sí sola no ayuda a conocer cuál era la base y cuál era la cima del estrato en estudio. Para esto se deben emplear otras estructuras primarias que indiquen las capas que fueron depositadas antes o después de la de interés. Esta información es muy importante para la determinación de las estructuras de un área cualquiera, ya que puede definir correctamente la posición de un pliegue que de otra manera sería erróneamente interpretado (Figura 2.1).

Las *huellas de corriente*, también conocidas como *rizaduras*, es el nombre que se ha asignado a aquel grupo de estructuras que se forman en medios subacuáticos o en medios

subaéreos. Su forma es semejante a olas u ondas y pueden variar en sus dimensiones desde unos cuantos milímetros (microrizaduras), hasta varios metros (megarizaduras), como es el caso de las asociadas a las dunas de arena. Las huellas de corriente se dividen en dos grupos: las de *oscilación* y las de *corriente* (Figura 2.2).

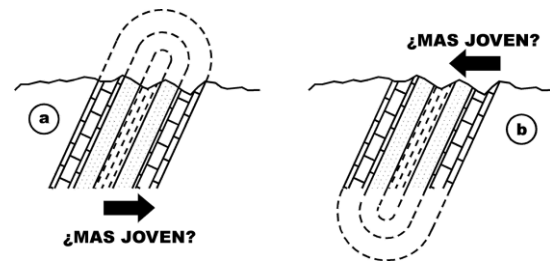


FIGURA 2.1.- Confusión posible al interpretar una estructura cuando se desconoce su secuencia estratigráfica.

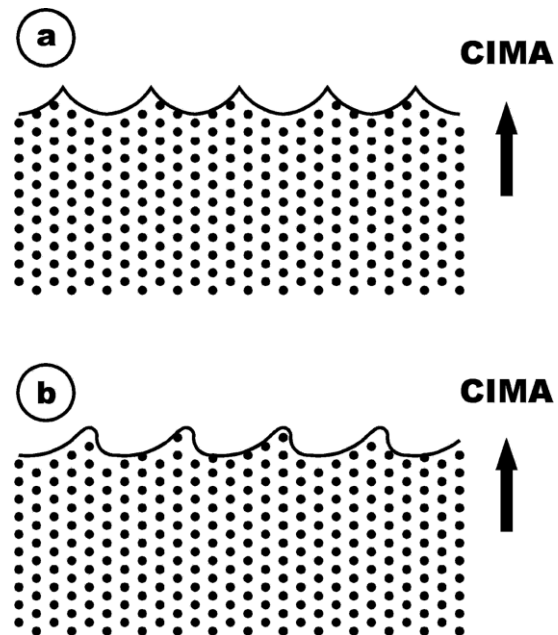


FIGURA 2.2.- Ejemplos de rizaduras de oscilación (a) y de corriente (b).

Cada una de estas rizaduras está formada internamente por grupos de estratificaciones cruzadas, otra estructura primaria, las que indican el desarrollo y migración de las huellas

de corriente. Las estratificaciones cruzadas serán descritas más adelante, pero es conveniente mencionar que éstas no siempre están presentes en todas las rizaduras, por lo que es necesario utilizar la geometría misma de éstas para identificar la cima de la estratificación. Por ejemplo, en las rizaduras de oscilación siempre se observa que las crestas (Figura 2.3a) muestran formas más angulares que los valles, con lo cual se puede determinar con certeza la cima y la base de un estrato. Por otro lado, las rizaduras de corriente presentan formas similares en sus crestas y valles, por lo que es difícil determinar la base y la cima de la capa cuando ésta se encuentra invertida. En este caso se pueden observar los valles de las rizaduras, en los cuales se depositan comúnmente los granos más grandes y los minerales más pesados, con lo que se puede determinar cuál es la base y cuál es la cima del estrato en cuestión (Figura 2.3b).

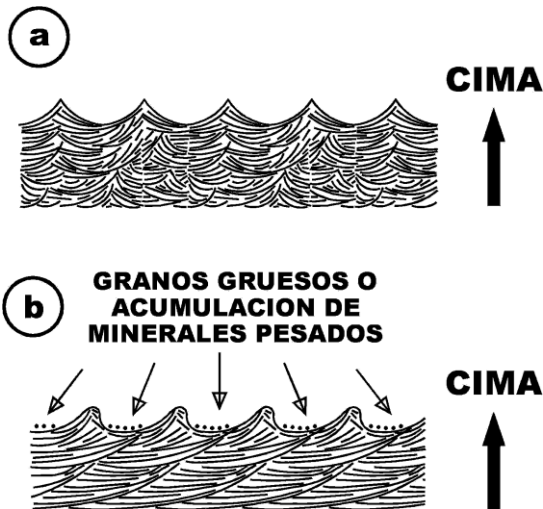


FIGURA 2.3.- Ejemplos de estratificación cruzada en (a) rizaduras de oscilación y en (b) rizaduras de corriente, ambas desarrolladas en agua.

Se denomina *estratificación cruzada* a la estratificación en la que sus capas no son paralelas. Se encuentra presente en una gran variedad de sedimentos clásticos y terrígenos depositados por agua o por viento y es muy útil para determinar la base y la cima de un estrato (Figuras 2.3a, 2.3b, 2.4a y 2.4b). Casi siempre permite determinar la posición

estratigráfica de una capa, excepto cuando es de tipo *sigmoidal* (Figura 1.5b), caso que solamente puede resolverse si se tiene información adicional, como por ejemplo que se encuentre asociada a una discordancia erosional.

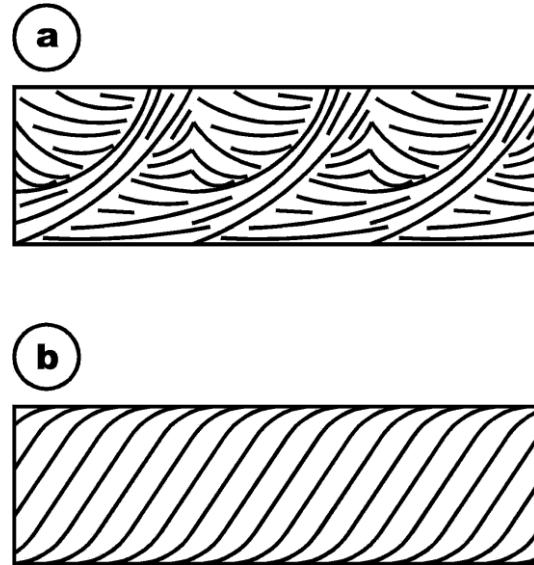


FIGURA 2.4.- Ejemplos de estratificación cruzada (a) producida por viento y (b) sigmoidal.

En rocas clásticas es común la presencia de organismos que viven sepultados en arenas, a unos centímetros del fondo marino, en donde se movilizan horizontalmente para buscar alimento; como resultado de esta actividad biológica van dejando evidencias de su paso por estos sedimentos y, cuando ocurre un incremento súbito de la cantidad de sedimentos que están siendo depositados, entonces su reacción a este cambio es subir rápidamente y ubicarse a la profundidad adecuada para sus condiciones de vida. A este tipo de estructuras se les conoce como *ichnofósiles* y se presentan en una gran variedad de formas y dimensiones, siendo muy utilizados para determinar ambientes de depósito. En Geología Estructural son útiles como indicadores de la cima y la base de los estratos (Figura 2.5). Ejemplos muy comunes de ichnofósiles son las huellas de pisadas de aves y otros animales en sedimentos suaves (Figuras 2.7^a y 2.7c).



FIGURA 2.5.- Huella de escape de algún organismo indicando la cima (arriba) de unas areniscas en las Montañas Bliss, Texas.

En la mayoría de las rocas clásticas y terrígenas existe una variación sistemática en el tamaño de grano de un estrato, de tal manera que verticalmente el sedimento se hace progresivamente más fino hacia arriba. A éste tipo de estratos se les denomina *gradados* y generalmente, pero no siempre, el material más grueso se encuentra en la base del estrato, o sea en su lado más antiguo (Figura 2.6a), mientras que al conjunto de estratos que ostentan este tipo de estructura primaria se le denomina *estratificación gradada* y es también común en calizas detríticas, arcillas varvadas, tobas (particularmente cuando son depositadas en agua) y en rocas ígneas intrusivas.

Se da el nombre de *huellas de base* a ciertas irregularidades en la cima de un depósito, generalmente arcilloso o limoso, que son posteriormente conservadas como moldes en la base de un sedimento más grueso, casi siempre arenoso, estratigráficamente depositado arriba del material fino (Figura 2.6b). Estas irregularidades representan el relieve de la superficie del lado inmediato anterior al depósito de arena y su origen se debe a varias causas. Algunas son el resultado de una corriente que erosiona el lecho de un río, otras se deben a material que ha sido arrastrado en el fondo del medio (Figura 2.6a).

Se conoce como *huellas de carga* a las estructuras que fueron desarrolladas en sedimentos suaves por una deformación impulsada por acción de la gravedad. Estas estructuras se encuentran generalmente en el contacto entre rocas de grano fino (lutitas) y rocas de grano más

grueso (areniscas o conglomerados) que las sobreyacen. Son generadas cuando la arena o grava se hunde en el sedimento subyacente, el cual debido a su alto contenido de agua y su mayor ductilidad y menor densidad permite tal movimiento. Las formas que resultan de este proceso varían considerablemente y algunas variedades tienen nombres específicos, como por ejemplo las *bolas de arena* (Figura 2.7b y 2.7d).

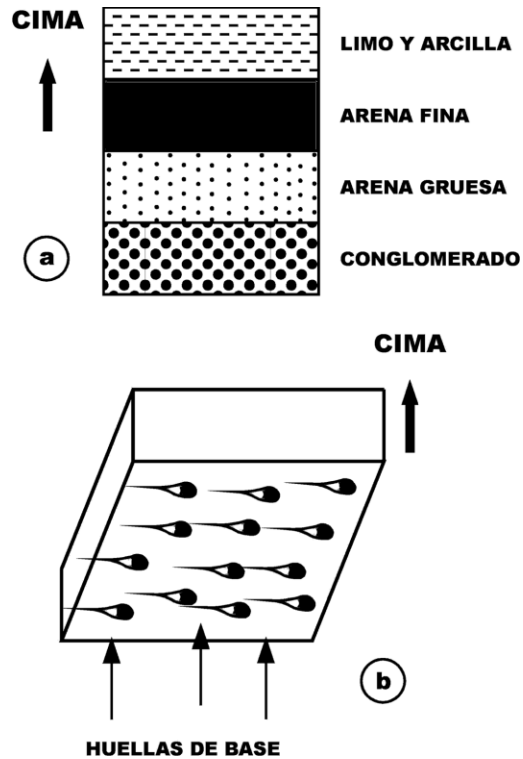


FIGURA 2.6.- (a) Estratificación graduada y (b) huellas de base.

Otro tipo muy común de estructuras primarias son las fracturas producidas por pérdida de volumen, estructuras primarias causadas por deshidratación, en el caso de las rocas sedimentarias, y por enfriamiento, en el caso de las rocas volcánicas (Figuras 2.8a y 2.8b). En ambos casos las fracturas tienden a cerrarse hacia la base de la capa.

Los *rellenos de canal* son frecuentes en ambientes de depósito costeros y continentales y son muy útiles para determinar la base y la cima de una secuencia sedimentaria (Figura 2.9a).

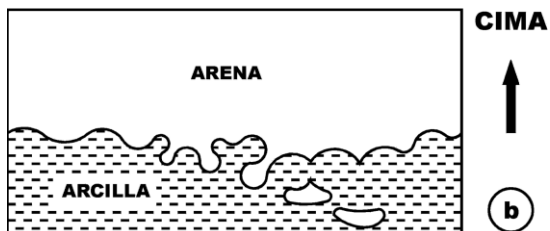
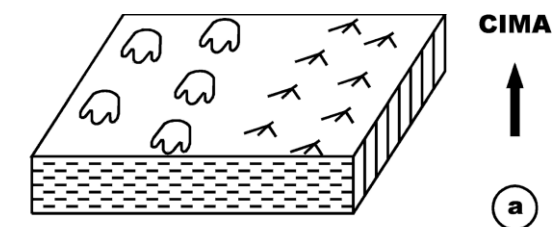


FIGURA 2.7.- (a) Huellas del paso de animales y (b) bolas de arena formadas por diferencia de densidades. (c) Huellas de camélidos en la cima de un estrato de caliza lacustre de la Fm. Balsas, Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla. (d) Bolas de arena en la base de la Fm. Las Trancas, Las Trancas Estado de Hidalgo.

En las rocas volcánicas es común determinar la base y la cima de una colada utilizando estructuras primarias, como son los *cordones de flujo* de la cima, las *vesículas de gas* que quedan atrapadas cuando la roca está en estado líquido y que van disminuyendo en abundancia y en tamaño hacia la base de ésta, o también la *zona de alteración por calor* que produce una colada en la roca subyacente (Figura 2.9b y 2.10).

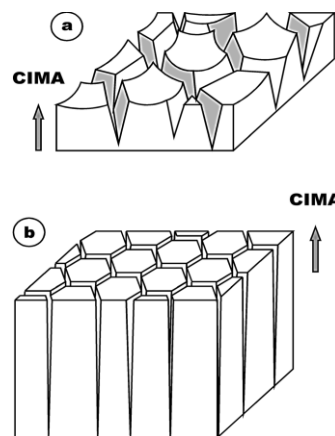


FIGURA 2.8.- Pérdida de volumen por deshidratación (a) y por enfriamiento (b).

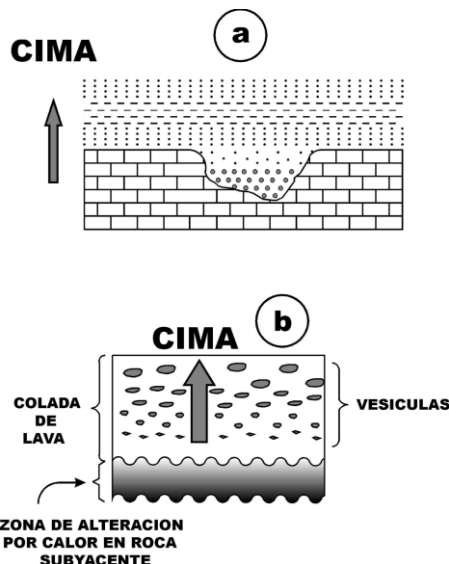


FIGURA 2.9.- (a) Rellenos de canal; (b) zoneamiento vertical en una colada de lava.



FIGURA 2.10.- (a) Zona de alteración por calor en las rocas que subyacen a una colada de lava. (b) Cordones de flujo en una colada de lava. Querétaro.



FIGURA 2.11.- Basaltos columnares, San Miguel Regla, Estado de Hidalgo.

Capítulo 3

DIRECCION E INCLINACION DE PLANOS Y CAPAS. DIRECCIÓN Y BUZAMIENTO DE LÍNEAS. PATRÓN DE AFLORAMIENTO. MEDICIÓN DE ESPESORES DE CAPAS. DISCORDANCIAS.

En geología estructural es indispensable ubicar con precisión la posición de líneas y planos en el espacio. Para lograr esto se utilizan dos marcos de referencia: a) los cuatro puntos cardinales en un plano horizontal; norte, sur, este y oeste y, b) un plano vertical.

La *actitud* de un plano en el espacio se expresa a través de su rumbo (strike) y de su echado (dip).

La orientación de un plano inclinado se define por medio de su *rumbo* y su *echado*. Para cualquier superficie plana se dice que su *rumbo* es la línea que resulta de la intersección de ésta con un plano horizontal, mientras que su *echado* es el ángulo de máxima pendiente entre el plano horizontal y ella (Figura 3.1a y 3.2).

En cualquier superficie planar inclinada solamente existe una línea horizontal (rumbo) y una línea de máxima pendiente (echado), ambas perpendiculares entre sí y contenidas en el plano (Figura 3.1a y 3.2).

El rumbo de una capa o superficie plana cualquiera se mide en el campo con una brújula en términos de cuadrantes (NE, NW, SE, SW), o en términos de azimuts (0° - 360°). Así, la orientación del plano mostrado en la figura 3.1a puede expresarse de alguna de las siguientes maneras: S30°E, 60° al SW; N30°W, 60° al SW; S60°W, 60°; 330°, 60° hacia 240°; 150°, 60° hacia 240°; 240°-60°. Las notaciones anteriores se utilizan arbitrariamente de acuerdo a las necesidades del trabajo que se esté desarrollando y su significado se desglosa en la Tabla 3.1.

Se denomina *echado aparente* al ángulo formado entre la capa o superficie en estudio y un plano horizontal, en una dirección cualquiera, que no sea la de máxima pendiente (Figura 3.1a).

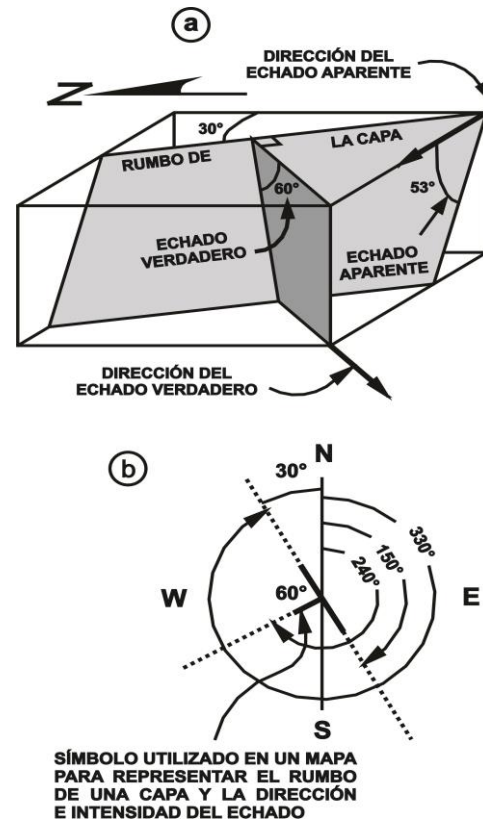


FIGURA 3.1.- (a) Diagrama tridimensional de un plano en donde se muestran las líneas y los ángulos necesarios para su ubicación en el espacio. (b) Representación "en planta" de la ubicación espacial de un plano y de su inclinación.

La *actitud* de una línea en el espacio se expresa como su *tendencia* (trend) y su buzamiento (plunge).

La *orientación* (bearing) de una línea es el ángulo horizontal entre ella y una dirección de referencia, usualmente el Norte, medido por cuadrantes en notación cardinal, o por azimuts.

Se llama *buzamiento* ("plunge") de una línea al ángulo que existe entre esa línea y un plano horizontal. La dirección de buzamiento de tal línea es el rumbo de su proyección en un plano horizontal hacia la dirección en que se inclina la línea (Figura 3.3b).

Se conoce como *pitch* o *rake* de una línea al ángulo que existe entre ella y el rumbo del plano en el que está contenida (Figura 3.3a).

En la naturaleza la erosión de las rocas provoca que los estratos que las forman presenten expresiones topográficas caprichosas que son conocidas como *patrón del afloramiento*. Dependiendo del patrón de afloramiento es posible medir el espesor de una capa directamente en el campo, en donde éste puede ser

muy simple, como en el caso de una capa vertical, o muy complicado. A continuación se revisarán los casos más sencillos y los métodos más usuales para reconocer las actitudes de cuerpos planares y tabulares y medir su espesor, a partir de su expresión topográfica.

RUMBO DE LA CAPA	DIRECCIÓN DEL ECHADO	INTENSIDAD DEL ECHADO	OBSERVACIONES
S 30° E	al SW	60°	Regla de la mano derecha
N 30° W	al SW	60°	
150°	hacia 240°	60°	Regla de la mano derecha
330°	hacia 240°	60°	
	S 60° W	60°	Notación bastante práctica. Solo es necesario medir la dirección hacia la que se inclina la capa y la intensidad del echado. Una línea perpendicular a la dirección del echado indica el rumbo de la capa.
	240°	60°	

Tabla 3.1.- Notaciones para registrar un echado en el campo. El dato mostrado en la Figura 3.1, puede registrarse de seis formas distintas si se utiliza la notación por cuadrantes o la azimutal.



FIGURA 3.2.- Fotografía adquirida en la tarde en el área de El Dehdó, Estado de Hidalgo, ilustrando la actitud de unas capa inclinadas. El rumbo de las capas es Norte-Sur y la dirección del echado es hacia el Oeste (observe las sombras). La intensidad del echado verdadero se mide en grados en un plano vertical desde la horizontal y se representa por la letra griega *.

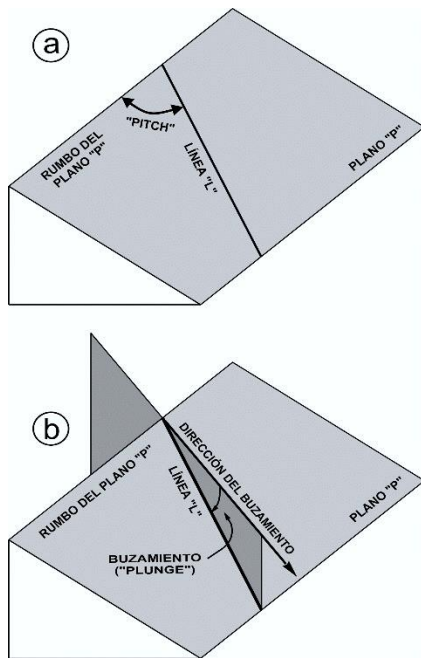


FIGURA 3.3.- Esquema para mostrar las diferencias entre (a) "pitch" y (b) "plunge" de una línea.

Se denomina *espesor verdadero* de una capa a la distancia que existe entre la base y la cima de la misma, medida perpendicularmente a ambas superficies.

El caso más simple en el que es posible medir el espesor verdadero de una capa es aquel en el que la capa es vertical y la topografía del terreno es horizontal (Figura 3.4a).

Un caso un poco más complicado ocurre cuando la capa se encuentra en posición horizontal, en el que si no se encuentra un afloramiento en algún arroyo o cañón, no sería posible medir su espesor verdadero (Figura 3.4b).

Pero el caso más común y con un grado de complejidad mayor es aquel en el que una capa se encuentra inclinada (Figura 3.5a). El afloramiento de la capa indicará un espesor mayor que el verdadero, a lo que se conoce con el nombre de *espesor aparente*. La anchura del afloramiento depende del espesor verdadero de la capa y de la intensidad del echado. Cuando se presenta esta situación, el espesor verdadero se calcula con trigonometría, tal como se ilustra en la figura 3.5b.

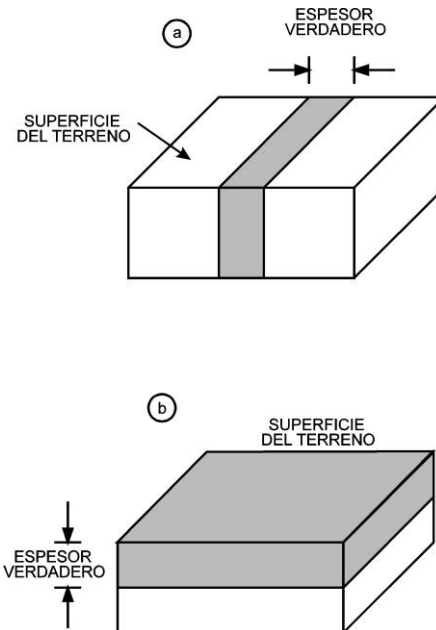


FIGURA 3.4.- Espesor verdadero en capas verticales y horizontales.

En la práctica es muy frecuente encontrar que las capas o estratos de una secuencia estratigráfica afloran en terrenos inclinados, como por ejemplo en las laderas de cadenas montañosas. En estos casos, las capas van a presentar expresiones topográficas que dependen primordialmente de su inclinación y de la inclinación de la superficie del terreno. Los casos más sencillos, considerando una topografía muy suave, se ilustran en las figuras 3.6 y 3.7. Nótese en las figuras 3.6a, 3.7a y 3.7b, que la expresión topográfica de la capa exhibe afloramientos angulares, mientras que una capa vertical (Figura 3.6b) presenta un afloramiento recto.

Las relaciones que existen entre la expresión topográfica de una capa y su echado es lo que se conoce como "*regla de las v's*", por medio de la cual es posible determinar cualitativamente el rumbo y el echado de un estrato. Los casos más ilustrativos son aquellos en los que una capa tiene una inclinación a favor de la pendiente (Figura 3.7b) y en contra de la pendiente (Figura 3.7a). Sin embargo, hay que ser cuidadoso en el caso de capas horizontales (Figura 3.6a), pues puede llegarse a confusiones.

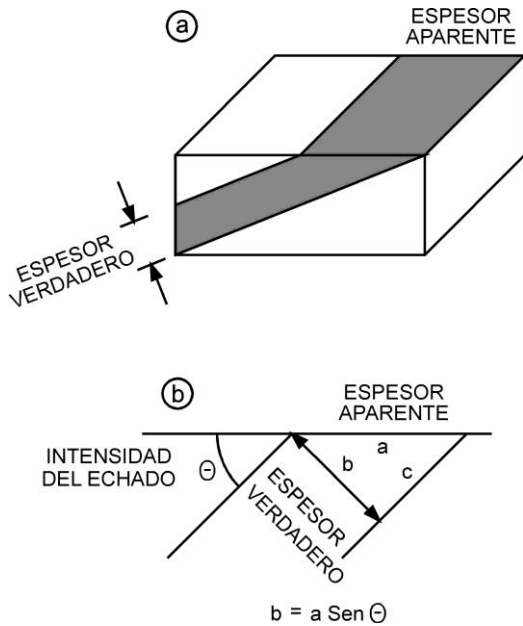


FIGURA 3.5.- Relación entre el espesor verdadero y el espesor aparente de una capa.

Hasta aquí se ha analizado de una manera cualitativa la forma de encontrar el rumbo y el echado de una capa, pero para obtener cuantitativamente esos datos estructurales se utiliza el *método de los tres puntos*, en el que es absolutamente indispensable trabajar con un mapa geológico que contenga curvas de nivel. Cuando solo se tiene un mapa litológico sin curvas de nivel y sin datos estratigráficos, es imposible interpretar correctamente el comportamiento de las rocas en el subsuelo y cualquier representación será altamente especulativa (Figura 3.8).

Supóngase que con los datos del mapa geológico de la figura 3.9 se desea conocer el rumbo y el echado de la capa "L". Recuerde que el rumbo de la capa es una línea horizontal contenida en la propia capa. Para localizar esta línea se deben identificar dos puntos en donde un mismo contacto intersecte a la misma curva de nivel. En el ejemplo de la figura 3.9, se debe trazar la línea que une los puntos "l" y "m", que es el rumbo de la capa "L" (NW-4°-SE). La dirección del echado verdadero es perpendicular al rumbo y está indicada por la línea que une los puntos "n" y "o". La intensidad del echado verdadero (26.6° al WNW) se obtiene por medio de una simple

operación trigonométrica tal como se muestra en la parte alta de la figura 3.9.

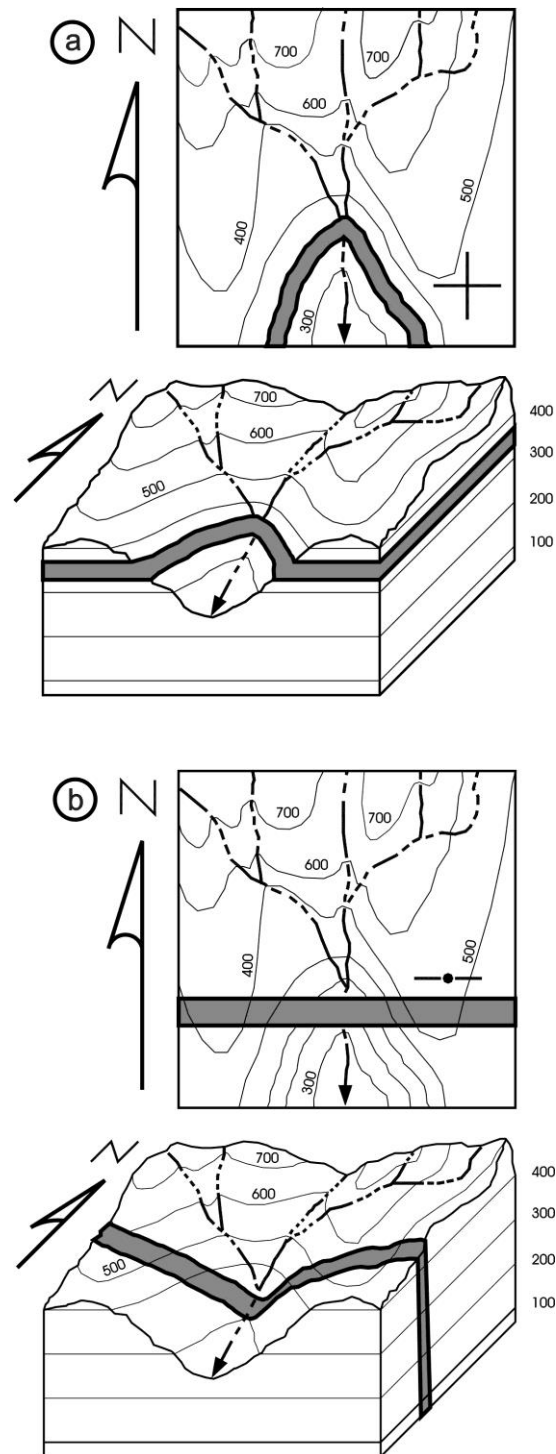


FIGURA 3.6.- (a) Capa horizontal; (b) capa vertical.

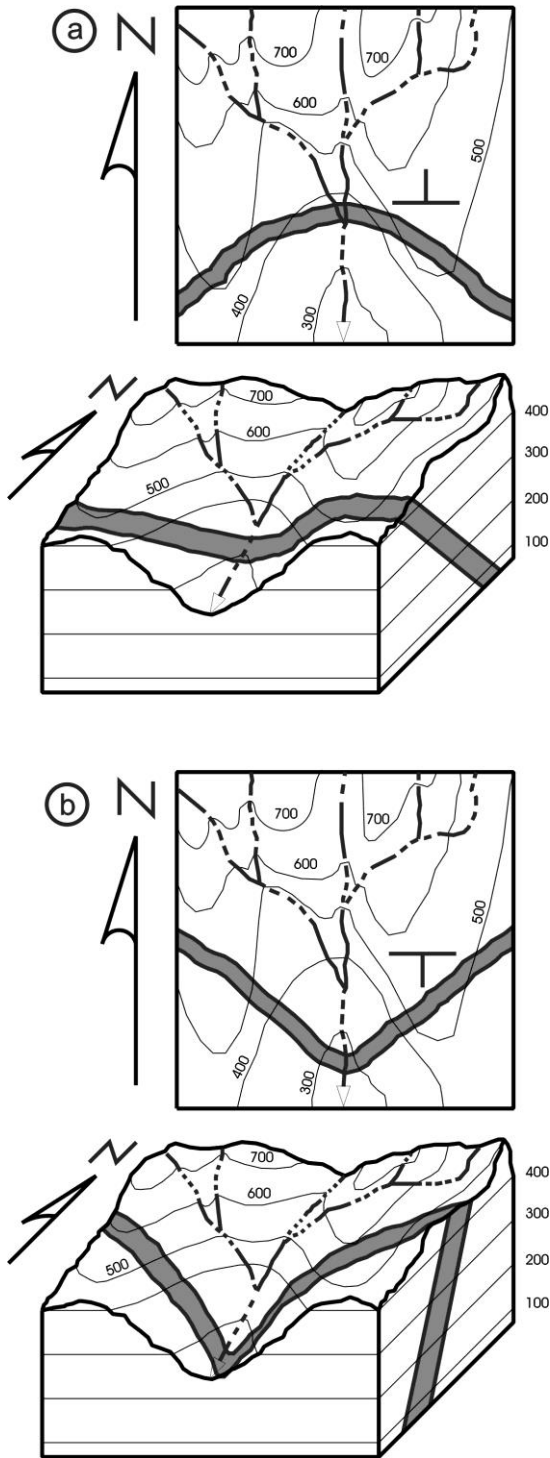


FIGURA 3.7.- (a) Capa inclinada al norte; (b) capa inclinada al sur.

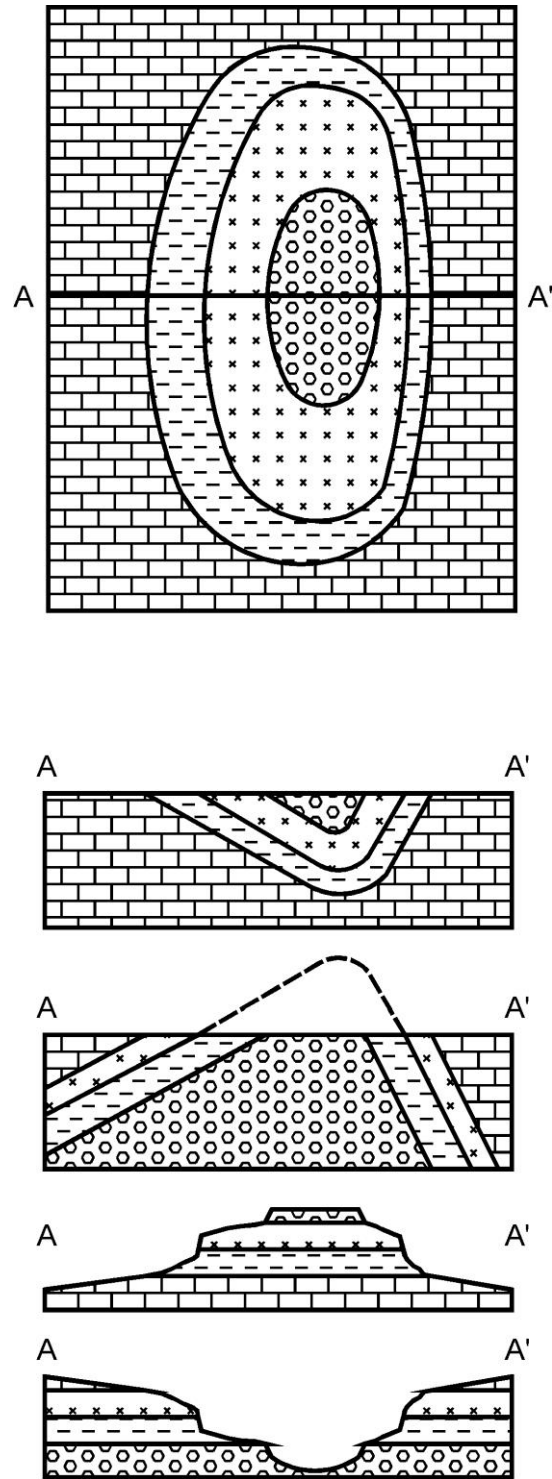


FIGURA 3.8.- Interpretaciones posibles del subsuelo de una área en donde se ignora la edad de las capas y no se cuenta con datos topográficos de altimetría.

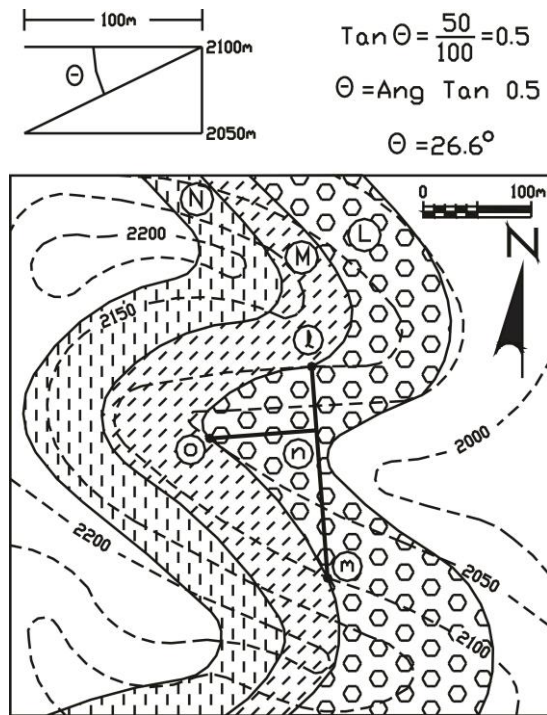


FIGURA 3.9.- Rumbo de la capa L = NW 4° SE; echado de la capa L = 26.6° al WSW

Una *discordancia* es una superficie de erosión o de ausencia de depósito que pone en contacto estratos más jóvenes con rocas más antiguas. Este tipo de discontinuidades son el resultado de procesos tectónicos, eustáticos, erosionales y sedimentarios, por lo que son también importantes para los estudiosos de la estratigrafía y de la sedimentología.

Una discordancia es una superficie irregular, importante en geología estructural porque es un indicio de erosión, de ausencia de depósito, o de ambos. Este tipo de estructura es útil también para deducir la evolución tectónica de una región, además de que en los últimos años las discordancias han cobrado relevancia porque son esenciales para el estudio de la estratigrafía de secuencias.

Aunque las discordancias son importantes cuando existe deformación contemporánea a la sedimentación, en este libro no se aborda el tema a profundidad por no ser parte del objetivo del mismo y solamente se ilustran los casos más comunes (Figura 3.10).

La nomenclatura que se utiliza en Castellano para las discordancias no refleja los conceptos

esenciales que caracterizan a cada estructura, razón por la cual, en la figura 3.10 se muestran los términos en Inglés, al lado del ejemplo correspondiente.

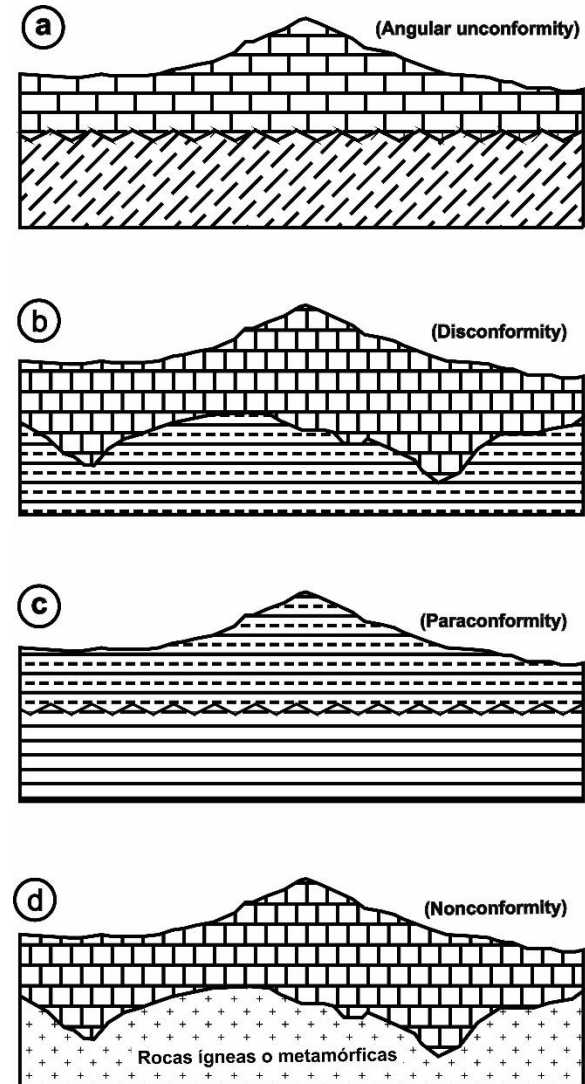


FIGURA 3.10.- Discordancias: (a) *angular*, (b) *erosiva*, (c) *paralela*, y (d) *erosiva litológica*. Según Boggs (2006).

Existen otros casos de discordancias que han sido descritos en la literatura, pero de todos ellos hay uno que merece ser analizado un poco más a fondo y es el caso de los sedimentos progradantes hacia una cuenca oceánica en el frente de un delta, que forma una estratificación "sigmoidal", que coloquialmente ha sido denominada "líneas de tiempo", concepto

muy utilizado en estratigrafía sísmica. En la figura 3.11 se ilustra este caso. Una línea de tiempo (en realidad una superficie irregular) representa la topografía de una región en un momento dado. Nótese que entre las líneas de tiempo "T₁" y "T₁₃" (líneas gruesas) transcurrió un lapso de tiempo en el que hubo el depósito de una secuencia deltáica progradante (de izquierda a derecha). Durante este lapso de tiempo, se depositaron las unidades estratigráficas 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, y 12, siendo la más antigua la unidad 2 y la más joven la unidad 12. Observe el orden en que ocurrió el depósito en la "ZONA A" (sombreada); primero se depositó la unidad 4 sobre la 1 y la 3, después se depositó la unidad 5 sobre la 1 y la 4, y finalmente se depositó la unidad 6 sobre la 5 y la 1. Durante el tiempo de depósito de las unidades en la "Zona A", no se sedimentó material alguno en la "ZONA B". Por ejemplo, si se perforara un pozo vertical arriba de la unidad 12, se observaría que

solamente se cortaron las unidades 12, quizá la 11, y la 1, y las preguntas que surgen son: ¿Por qué en la columna estratigráfica perforada no aparecen las unidades de la 2 a la 10? y ¿cuál es el significado de la ausencia de esas unidades estratigráficas?

El ejemplo anterior es importante en geología para explicar el concepto de ausencia de sedimentación, pero también es importante en geología estructural porque aporta un ejemplo claro que ilustra que no todos los cuerpos de roca son tabulares y que su geometría inicial es esencial en las formas de las estructuras que resulten después de una deformación, como por ejemplo un plegamiento. Para una discusión más profunda sobre la geometría de cuerpos sedimentarios y su influencia en la formación de pliegues, consultar el trabajo de Padilla y Sánchez (1985).

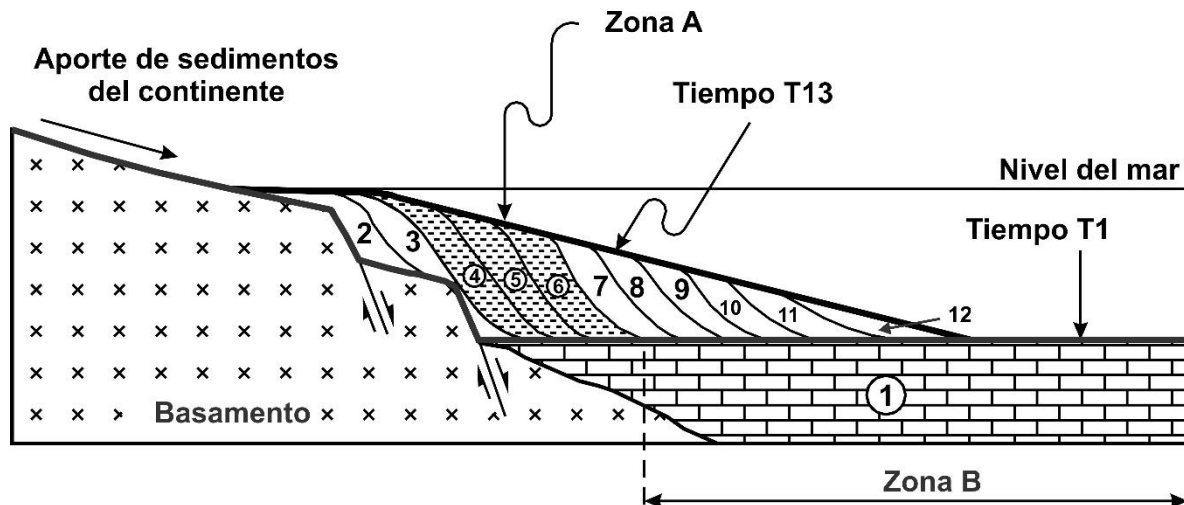


FIGURA 3.11.- Esquema mostrando la el orden de depósito en un delta progradante. Note la relación entre la geometría y posición de los estratos sedimentarios sigmoidales, cuya cima representa una línea de tiempo, y su evolución en el tiempo.

Capítulo 4

FRACTURAS, JUNTAS Y FALLAS. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION

Las fracturas, juntas y fallas son estructuras aproximadamente planares consecuencia de un comportamiento quebradizo de la roca, en el que bloques de ésta son desplazados, uno con respecto a otro, a través de estrechas discontinuidades. Después del fracturamiento inicial, la circulación de fluidos con minerales en solución a través de las juntas y fallas causa el relleno parcial o total de las mismas por minerales secundarios, que al paso del tiempo se convierten en indicadores importantes de la historia de las trayectorias de los desplazamientos de las estructuras. En este capítulo se discutirán y analizarán los diferentes tipos de discontinuidades planares que constituyen el grupo de las juntas y fallas, así como también su origen y asociaciones con otras estructuras.

Cuando una roca ha sufrido acortamiento, alargamiento, o pérdida de volumen, se forman estructuras, fracturas, juntas y fallas, que son el resultado de la pérdida de cohesión en la roca.

El término fractura es utilizado para todo tipo de discontinuidades genéricas con formas muy diferentes. La clasificación más ampliamente utilizada en Geología Estructural está basada en la naturaleza del desplazamiento en la discontinuidad, y se divide en tres tipos: las fracturas de tensión (modo I) y las fracturas de cizalla (modos II y III) (Figura 4.1).

Como parte de las estructuras con un desplazamiento perpendicular al plano de discontinuidad se han considerado a las superficies de "presión solución", también conocidas como estilolitas, o "anticracks" (National Academy of Sciences, 1996) (Figura 4.2).

Las *fracturas de tensión*, juntas, o diaclasas, se definen como aquellas en las que ocurre movimiento perpendicular a la discontinuidad, lo que aleja un bloque de otro. Estas estructuras también son conocidas como "fracturas modo I" (Figura 4.1a).

Las *fracturas de cizalla* son aquellas estructuras en las que ocurre movimiento paralelo a la discontinuidad. Estas estructuras también son

conocidas como "*fracturas modo II*", cuando su desplazamiento relativo es perpendicular al frente de la fractura, y como "*fracturas modo III*", cuando su desplazamiento relativo es paralelo al frente de la fractura (Figura 4.1b y 4.1c).

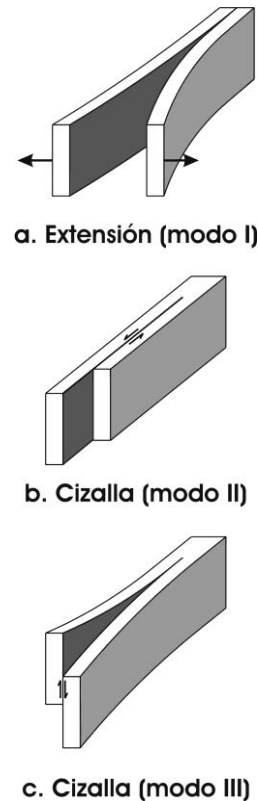


FIGURA 4.1.- Tipos comunes de fracturas según la clasificación de Lawn y Wilshaw (1975).

En síntesis, si el movimiento entre los bloques adyacentes a la discontinuidad es perpendicular a ésta, se trata de una fractura, junta, o diaclasa, pero si el movimiento es paralelo a la discontinuidad, entonces se trata de una falla.

Por otro lado, las estructuras de presión solución, *estilolitas*, son aquellas discontinuidades en las que dos bloques se desplazan acercándose uno hacia el otro, hasta que son soldados por la disolución de minerales que son expulsados de la roca y se emplazan hasta formar en el contacto entre granos en la superficie de la estilolita (Bates y Jackson, 1980) (Figuras 4.2 y 4.3).

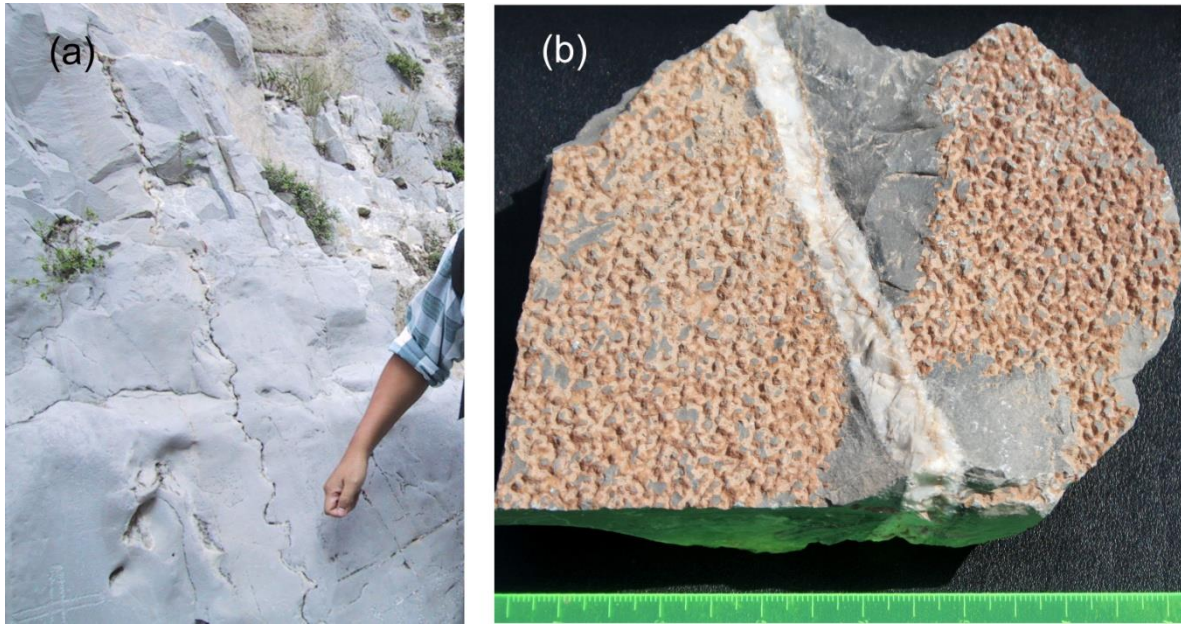


FIGURA 4.2.- (a) Estilolita en carbonatos del Cretácico Inferior en Monterrey, Estado de Nuevo León. (b) Fragmento de caliza mostrando una superficie estilolítica. Muestra colectada en el área de El Dehdó, Estado de Hidalgo.

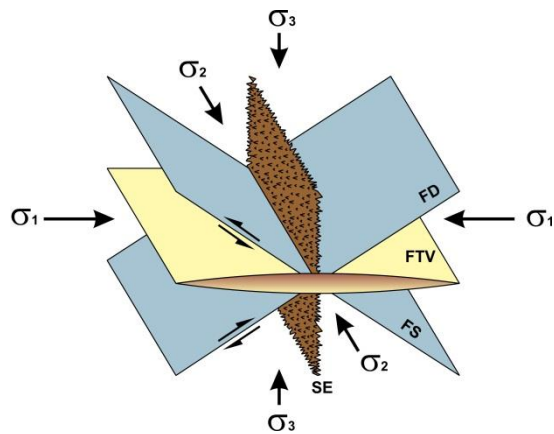


FIGURA 4.3.- Estructuras resultantes de un estado de esfuerzo compresivo. La superficie estilolítica (SE) es perpendicular al esfuerzo principal máximo (σ_1), mientras que la fractura de tensión verdadera (FTV) es paralela a este y perpendicular al esfuerzo principal mínimo (σ_3). El par conjugado de fallas de cizalla sinistral (FS) y dextral (FD) se forma a una inclinación promedio de 30° respecto al plano formado por σ_1 y σ_2 .

Una roca disminuye su volumen cuando se enfría o cuando pierde fluidos, como por ejemplo agua. Las estructuras resultantes de una pérdida de volumen en la roca se asocian a dos tipos de litologías: sedimentarias o ígneas. Las asociadas a rocas sedimentarias se conocen con el nombre de *fracturas por desecación* y se originan en diversos tipos de sedimentos (clásticos, carbonatados, o evaporíticos) generalmente de grano fino, los cuales al ser expuestos a condiciones subaéreas después de haber sido depositados en agua, se deshidratan por evaporación e infiltración y pierden volumen, lo que produce contracciones mayores en la superficie y menores a profundidad, generando formas pentagonales, como se ilustra en el capítulo 2 (Figura 2.7a) y en la Figura 4.4.

Las juntas desarrolladas en rocas ígneas a causa de una pérdida de volumen por enfriamiento son formas geométricas muy regulares, prismas hexagonales, conocidos popularmente como *basaltos columnares* o *prismas basálticos*. Estas fracturas son muy comunes en coladas de rocas volcánicas (Ver figura 2.8b y Figura 4.4), pero también son frecuentes en diques y mantos.

Las juntas que se desarrollan en cuerpos intrusivos y que de la misma manera son causadas por pérdida de volumen debido a enfriamiento, se denominan *diaclasas*.

Por otro lado, las fracturas resultantes de la deformación de una roca sometida a la acción

de un estado de esfuerzo compresivo o extensional, no están asociadas a algún tipo de roca en particular, pero sí están íntimamente ligadas a otras estructuras, como por ejemplo los pliegues (Figura 4.5).



FIGURA 4.4.- (a) Fracturas por desecación ("mud cracks"). (b) Prismas basálticos. San Miguel Regla, Estado de Hidalgo.

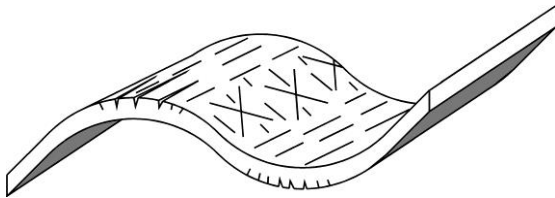


FIGURA 4.5.- Sistemas de fracturas comunes en un pliegue.

Es importante hacer notar que las fracturas se forman bajo diferentes estados de esfuerzo, en diversas direcciones, por ejemplo, en el caso más sencillo aquellas que se producen en direcciones perpendiculares al esfuerzo principal mínimo (σ_3) y paralelas al esfuerzo principal máximo (σ_1) se denominan fracturas de extensión verdadera (Figura 4.3), pero en la naturaleza existen múltiples condiciones de esfuerzo bajo las cuales las fracturas se forman en diversas direcciones, que también pueden ser alteradas por la presencia de fluidos contenidos en la roca, los cuales al variar su presión, presión de poro "p", alteran el esfuerzo efectivo $\sigma'_n = (\sigma_n - p)$ y puede ocurrir fracturamiento en condiciones aparentemente

normales. Estas condiciones se discuten a profundidad en el capítulo 11.

Como se mencionó anteriormente, una *falla* es una discontinuidad planar entre bloques de roca que han sido desplazados, uno con respecto a otro, en una dirección paralela a la discontinuidad (Figura 4.6a). Una *zona de falla* es una porción tabular que contiene varias fallas paralelas (Figura 4.6b). Una *zona de cizalla*, en el sentido empleado aquí, es una zona a través de la cual dos bloques de roca han sido desplazados de la misma manera que una falla, pero sin que haya ocurrido rompimiento (Figura 4.6c). Así, una zona de cizalla puede ser asociada a un comportamiento dúctil, mientras que una zona de falla es caracterizada por un comportamiento quebradizo.

Las rocas que se encuentran inmediatamente arriba y abajo de una falla con una inclinación cualquiera, excepto vertical, son denominadas *bloque de techo* y *bloque de piso*, respectivamente. El vector de desplazamiento que conecta puntos originalmente contiguos se conoce como *desplazamiento neto de la falla*; éste puede ser descompuesto en dos componentes conocidas comúnmente como *desplazamiento a rumbo de la falla* y *desplazamiento*

en dirección del echado de la falla. Una falla en la que su desplazamiento neto no es paralelo al rumbo ni al echado del plano de falla, se denomina *falla oblicua* (Figura 4.7).

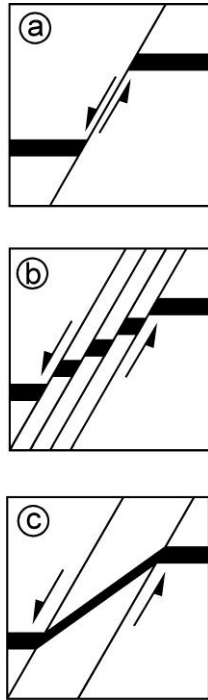


FIGURA 4.6.- (a) Falla; (b) zona de falla; (c) zona de cizalla.

Una falla con un desplazamiento neto paralelo a la dirección del echado del plano de falla se conoce como *falla de desplazamiento a rumbo del echado* (Figura 4.7).

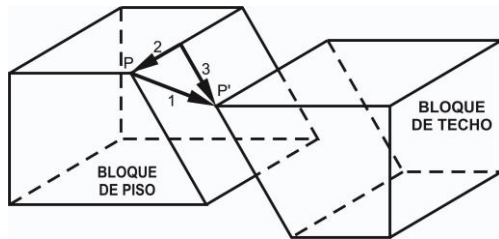


FIGURA 4.7.- (1) Desplazamiento neto de la falla; (2) desplazamiento a rumbo de la falla; (3) desplazamiento en dirección del echado de la falla.

Una falla en la que su desplazamiento neto es paralelo al rumbo del plano de falla es denominada *falla de transcurrencia* o *falla de desplazamiento lateral* (Figura 4.8).

La diferencia fundamental entre estos dos tipos de fallas es desde luego, la dirección en que ocurrió el desplazamiento, pero también lo es la inclinación del plano de falla, el cual será siempre vertical, o muy inclinado, en las fallas de transcurrencia, mientras que para las fallas de desplazamiento a rumbo del echado, la inclinación del plano de falla será siempre menor, generalmente de 45° a 70° .

Se dice que una falla de transcurrencia es *dextral* o *sinistral*, si el movimiento relativo entre los bloques a ambos lados del plano de falla es derecho o izquierdo, respectivamente (Figura 4.8).

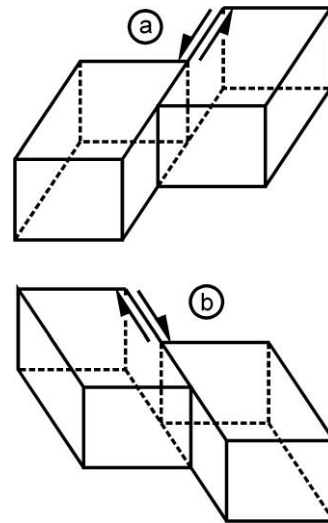


FIGURA 4.8.- Fallas de transcurrencia: (a) sinistral; (b) dextral.

Cuando el plano de una falla de transcurrencia presenta una flexión, pueden generarse otras fallas asociadas, que tendrán una dirección de desplazamiento diferente, según sea la orientación de la flexión. A este tipo de fallas se les denomina *fallas en flor*. Cuando la flexión está orientada de forma tal que se produce una zona de compresión, entonces se dice que la falla es positiva, mientras que cuando la flexión produce una zona extensional, entonces se dice que la falla es negativa (Figura 4.9)

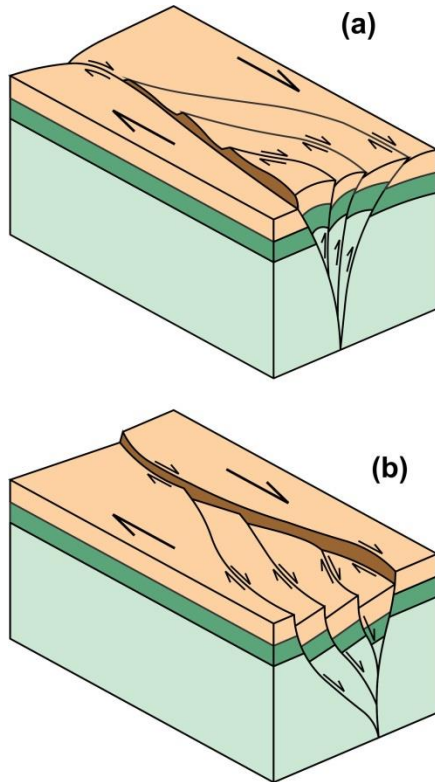


FIGURA 4.9.- (a) Falla en flor positiva. (b) Falla en flor negativa.

Las fallas que tienen una inclinación mayor a 45° son denominadas *fallas de ángulo alto*, mientras que las que tienen una inclinación menor a 45° son llamadas *fallas de ángulo bajo*.

Una *falla normal* es una falla de ángulo alto en la que el bloque de techo se ha desplazado hacia abajo respecto al bloque de piso (Figura 4.10a).

Una *falla inversa* es también una falla de ángulo alto o bajo, en la cual el bloque de techo se ha movido hacia arriba respecto al bloque de piso (Figura 4.10b).

La determinación completa del desplazamiento neto de una falla cualquiera, requiere del conocimiento absoluto de la posición de puntos contiguos o de horizontes índices, localizados a ambos lados de la falla. Así se podrá invertir el movimiento de la falla y se logrará, teóricamente, volver a colocar esos puntos en su posición original después de medir la distancia que se movieron a lo largo del plano de la discontinuidad. En la práctica la

medición del desplazamiento de una falla se considera casi siempre como aproximada, con excepción de algunos casos muy especiales. Los ejemplos de las figuras 4.11a y 4.11b ilustran dos casos diferentes de fallas, en los que si no se cuenta con datos suficientes se puede llegar a confusiones acerca de la dirección de desplazamiento de la estructura y aún del tipo de falla de que se trate.

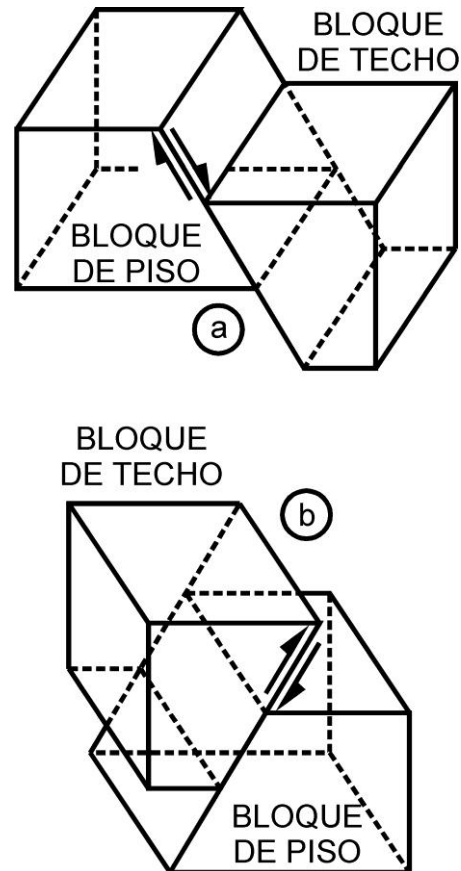


FIGURA 4.10.- (a) Falla normal; (b) falla inversa.

Como en la práctica geológica no es común disponer de horizontes marcadores o índices tan precisos como los de las figuras 4.11a y 4.11b, entonces es necesario utilizar otro tipo de características para poder estimar el desplazamiento de una falla. Casi siempre se emplean características lineales o planares que pueden estar representadas por intersecciones de diques, estratos con litologías o fósiles distintivos, ejes de pliegues, o fallas preexistentes.

Un bloque que se ha movido hacia abajo con relación a sus bloques adyacentes y que está separado de estos por fallas normales de ángulo alto se denomina *graben*. Los bloques adjuntos que se encuentran relativamente más altos se conocen como *horsts* (Figura 4.12). En una zona sometida a un estado de esfuerzos de tipo extensional se generan conjuntos de fallas normales principales y otras secundarias. Según su orientación y dimensiones reciben denominaciones diferentes, por ejemplo, aquellas fallas normales que se inclinan en la misma dirección en la que van descendiendo los bloques de techo, se denominan *fallas sintéticas*; en el caso contrario se les denomina *fallas antitéticas*. Esta terminología está asociada al principio mecánico de pares conjugados que se explica más ampliamente en el capítulo 11 (Ver también la figura 4.3).

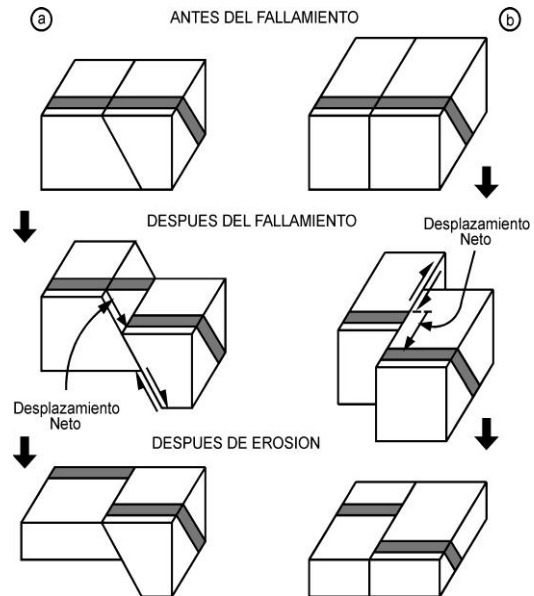


FIGURA 4.11.- Dos casos de fallas diferentes en los que después de la erosión es posible confundir el sentido correcto de desplazamiento de los bloques.

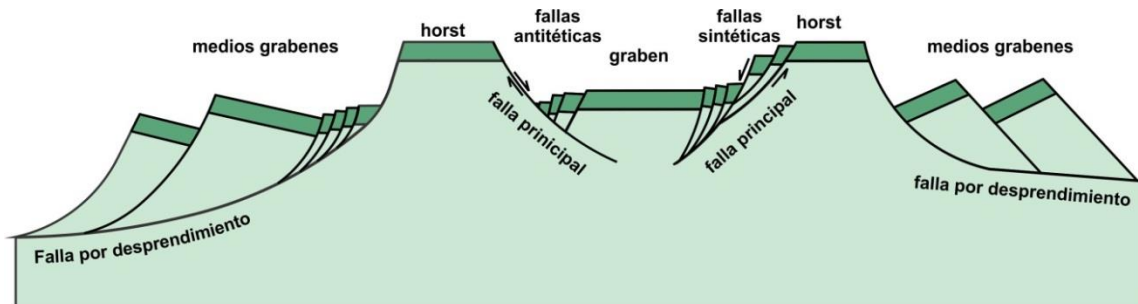


FIGURA 4.12.- Fallamiento gravitacional en bloques. Este conjunto de fallas normales se caracteriza por una falla principal asociada a fallas subsidiarias y a fallas por desprendimiento, sobre las que se deslizan por gravedad bloques del bloque de techo.

La deriva continental se inicia cuando un continente se fragmenta y una masa continental se aleja de otra a lo largo de una franja en donde el ascenso de material de la astenosfera forma una franja de bloques asociados a fallas normales curvas, que limitan *medios grabenes* (Figuras 4.12 y 4.13). A esta franja se le denomina *zona de rift*.

A una falla que presenta una geometría cóncava, sin distinguir si es normal o inversa, se le denomina *falla lístrica* (Figura 4.14).

A medida que un rift va progresando en su movimiento expansional, la corteza se va adelgazando hacia la zona central del rift, formando así una *margen continental pasiva* (Figura 4.15).

En regiones en donde se presenta un depósito rápido de rocas clásticas y terrígenas, como en el caso de la Planicie Costera del Noreste de México se desarrollan frecuentemente unas estructuras conocidas como *fallas de crecimiento* (Figura 4.16), regularmente asociadas a fallas lístricas. Este tipo particular de discontinuidades son fallas normales, a través de cuyo plano de falla existe un incremento súbito del espesor de unidades litoestratigráficas. En ellas el desplazamiento neto es variable siendo mayor hacia la parte baja del plano de falla y nulo en la parte superior de éste. Tales características son debidas a que las fallas se originan por una sedimentación rápida, que acumula gran cantidad de sedimentos en alguna depresión o irregularidad del fondo marino, el cual es comprimido por gravedad causando un hundimiento contemporáneo al fallamiento.

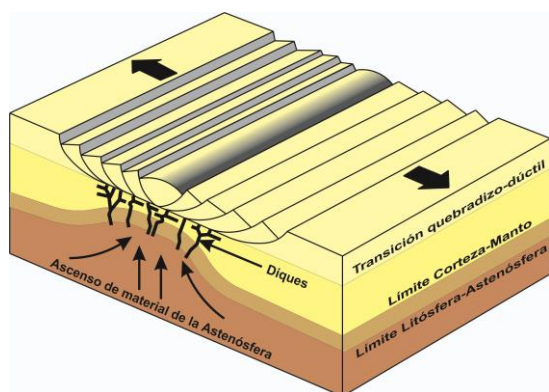


FIGURA 4.13.- Fallamiento gravitacional en bloques de medios grábenes en una zona de rift continental.

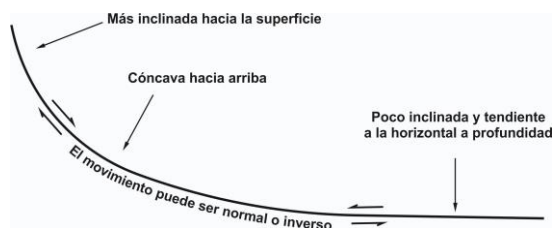


FIGURA 4.14.- Características de una falla lístrica. Observe que el término se aplica tanto a una falla de tipo normal, como a una de tipo inverso.

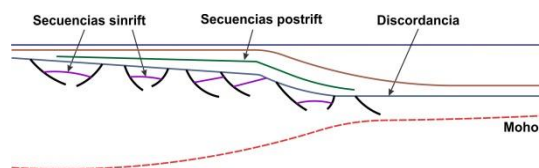


FIGURA 4.15.- Esquema mostrando la evolución de una margen pasiva. Basado en la costa oriental de México, en los estados de San Luis Potosí y Veracruz.

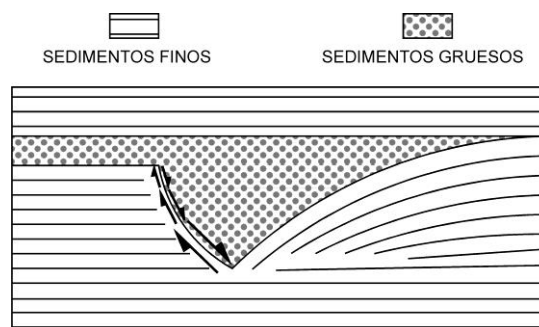


FIGURA 4.16.- Falla de crecimiento.

Las fallas normales desarrolladas en zonas de expansión en la corteza terrestre causan otras estructuras que en los últimos años han sido identificadas por la mejor resolución de la sísmica 3D. Por ejemplo, si el fallamiento fue generado por deslizamientos gravitacionales, entonces se tendrá una franja de expansión con fallas normales, una franja de contracción con fallamiento inverso y una falla de deslizamiento lateral que conecta a las otras dos (Figura 4.17).

Las *fallas de alivio*, "release faults" son un nuevo tipo de fallas asociadas a fallas normales. Destro et al. (2003) definieron estas estructuras como fallas casi perpendiculares al rumbo de una falla normal lístrica. El término "de alivio" (release) fue utilizado en un sentido genético para indicar que estas fallas liberan los esfuerzos causados en bloque de techo por la variación del desplazamiento de la falla a lo largo de del rumbo de la misma en el bloque de piso. Ellas se forman para aliviar los esfuerzos en el bloque de piso, pero no reflejan de forma alguna la orientación de los estados de esfuerzo regionales en una cuenca. Su

desplazamiento máximo ocurre en la zona cercana a la superficie de la falla principal y terminan en el nivel de desprendimiento (Figura 4.18).

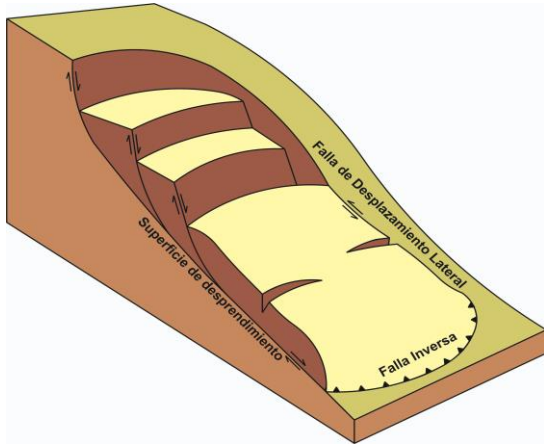


FIGURA 4.17.- Fallas normales que generan fallas inversas y de desplazamiento lateral.

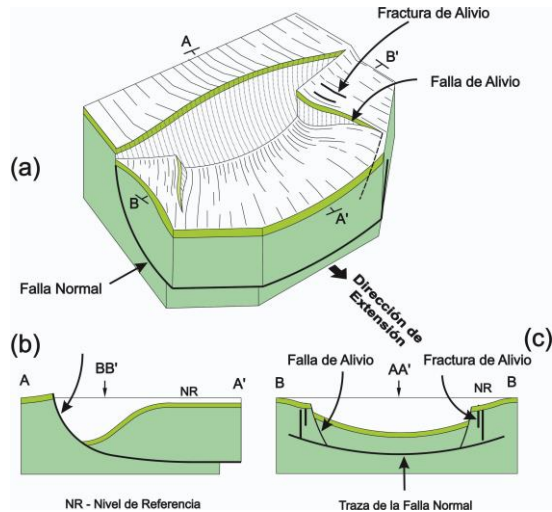


FIGURA 4.18.- Falla de alivio. Note que el rumbo de estas estructuras es paralelo a la dirección de deslizamiento del bloque de techo, y perpendicular al rumbo de la falla principal (Según Destro et al., 2003).

Una *cabalgadura* es una falla inversa de ángulo bajo, en la que su desplazamiento neto es del orden de 1 a 10 km. Un *sobrecorrimiento* es también una falla inversa de ángulo

bajo, en la cual su desplazamiento neto es del orden de 10 a 50 km. Por último, una *napa* es también una falla inversa de ángulo bajo, en la que su desplazamiento neto es de más de 50 km.

Asociados a estos tipos de grandes fallas se encuentran estructuras como las *ventanas tectónicas*, que son aquellos afloramientos de las rocas que se encuentran abajo de una cabalgadura, sobrecorrimiento o napa. Por otro lado, una *clipa* es un bloque de roca perteneciente al alóctono, que ha sido erosionado y que se encuentra totalmente rodeado por rocas más jóvenes del autóctono (Figura 4.19).

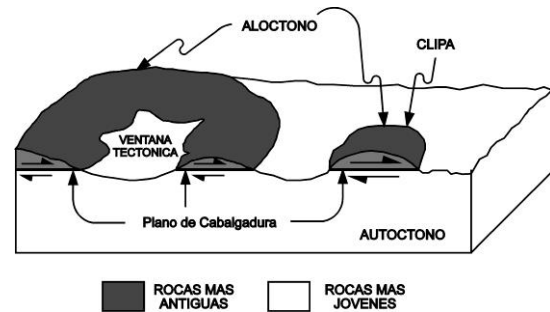


FIGURA 4.19.- Estructuras asociadas a una cabalgadura.

Se llama *décollement* a aquella zona de discontinuidad, o plano de falla, a lo largo de la cual una secuencia de roca se desprende de las rocas que la subyacen (Figura 4.20). La traducción literal de la palabra francesa *décollement* significa *desprendimiento* en Castellano. Para que se produzca un *décollement* es necesario que exista algún lubricante (evaporitas, lutitas, etc.) en la base del alóctono. Un desprendimiento ocurre tanto en fallas normales (ver también figuras 2.12 y 4.17) como en fallas inversas.

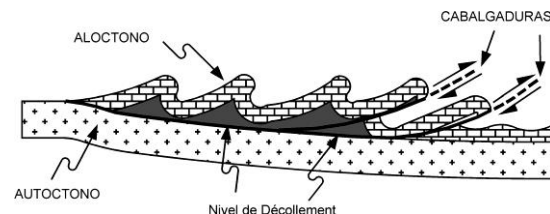


FIGURA 4.20.- Esquema de un desprendimiento ("décollement") tectónico a lo largo de un nivel estratigráfico.

Las zonas de falla están generalmente rellenas con fragmentos de material conocidos como *brechas*, o *microbrechas* si el material es fino. Cuando el material que compone las microbrechas es suave se les denomina *pugs* o *gouges*, mientras que cuando el material que las compone es duro y forma hojuelas que muestran un flujo, entonces se les llama *milonitas*. Si la estructura de flujo está muy bien desarrollada y ha sido sujeta a recristalizaciones, se dice que se trata de *blastomilonitas*. Otra clase de relleno asociado a planos de falla es aquel material de apariencia vítrea que forma una película en algunas grandes fallas y que ha sido formado a consecuencia de un recalentamiento por fricción; a éste material de relleno se le conoce con el nombre de *seudotaquilitas*. Una síntesis de los materiales comunes que rellenan los planos de falla se presenta en la tabla siguiente.

BRECHAS - Fragmentos angulares de roca <i>Megabrechas</i> - clastos > 0.5 m <i>Brechas</i> - clastos > 1.0 mm < 0.5 m <i>Microbrechas</i> - clastos > 0.1 mm < 1 mm <i>Gouges</i> (Jaboncillo) - clastos < 0.1 mm
CATACLASITAS - Fragmentos angulares de roca en una matriz de grano fino <i>Cataclasitas</i> - clastos > 0.1 mm < 10 mm <i>Ultracataclasitas</i> - clastos < 0.1 mm
PSEUDOTAQUILITAS – Material de aspecto vítreo producto de la fusión de la roca por alta temperatura. Puede contener cristales menores a una micra, inmersos en una matriz isotrópica vítrea.

Tabla 4.1.- Materiales comunes de relleno en un plano de falla

Las *estrías*, surcos formados por fricción a lo largo de un plano de falla, son una característica muy común y de gran utilidad para determinar la dirección de desplazamiento de una falla. Dichas estrías, junto con los *escalones de falla* que se encuentran en posición perpendicular a éstas, son de los pocos criterios válidos para determinar la dirección del

deslizamiento de una falla en un afloramiento (Figura 4.21a y 4.23).

Otro indicador muy útil del sentido de desplazamiento de una falla es la flexión que se desarrolla en las capas adyacentes al plano de la misma. Estas estructuras asociadas se conocen con el nombre de *pliegues de arrastre*. Cuando la curvatura es en el mismo sentido que el desplazamiento de la falla se dice que el arrastre es normal. Cuando sucede lo opuesto el arrastre es inverso (Figura 4.21b).

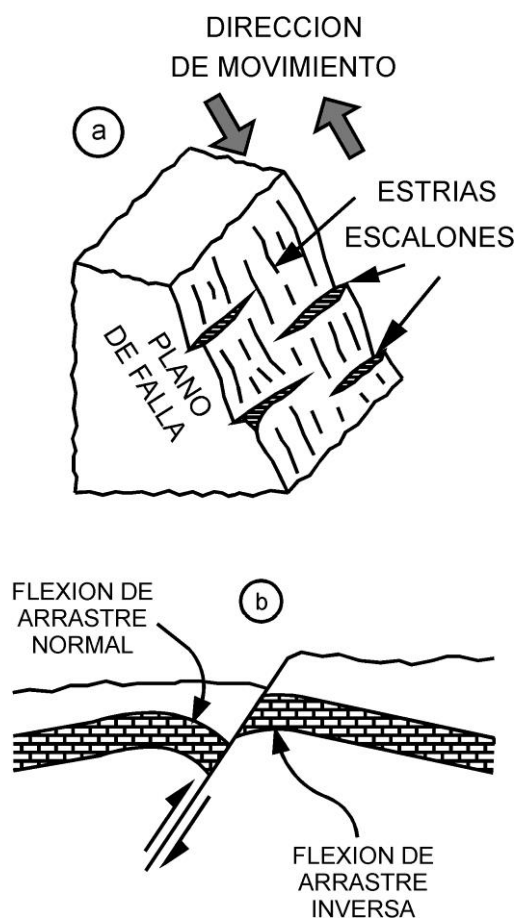


FIGURA 4.21.- Algunas características asociadas a un plano de falla que permiten determinar el sentido de desplazamiento de la discontinuidad.

En la figura 4.22 se observan pliegues de arrastre asociados a fallas normales. Observe que las fallas que cortan los estratos de caliza, inician y terminan en superficies de falla por desprendimiento en las capas dúctiles de las lutitas, tanto en sus cimas como en sus bases,

condición que permite a las rocas asimilar la deformación general a las que estuvieron sujetas. El afloramiento se encuentra en el camino entre Zimapán y El Dehdó, Estado de Hidalgo, México.

Como se mencionó antes, en los planos de falla se desarrollan estrías y escalones de falla, que indican la dirección del movimiento a lo largo del plano de falla de la estructura, rasgos conocidos como *indicadores cinemáticos* (Figura 4.23).

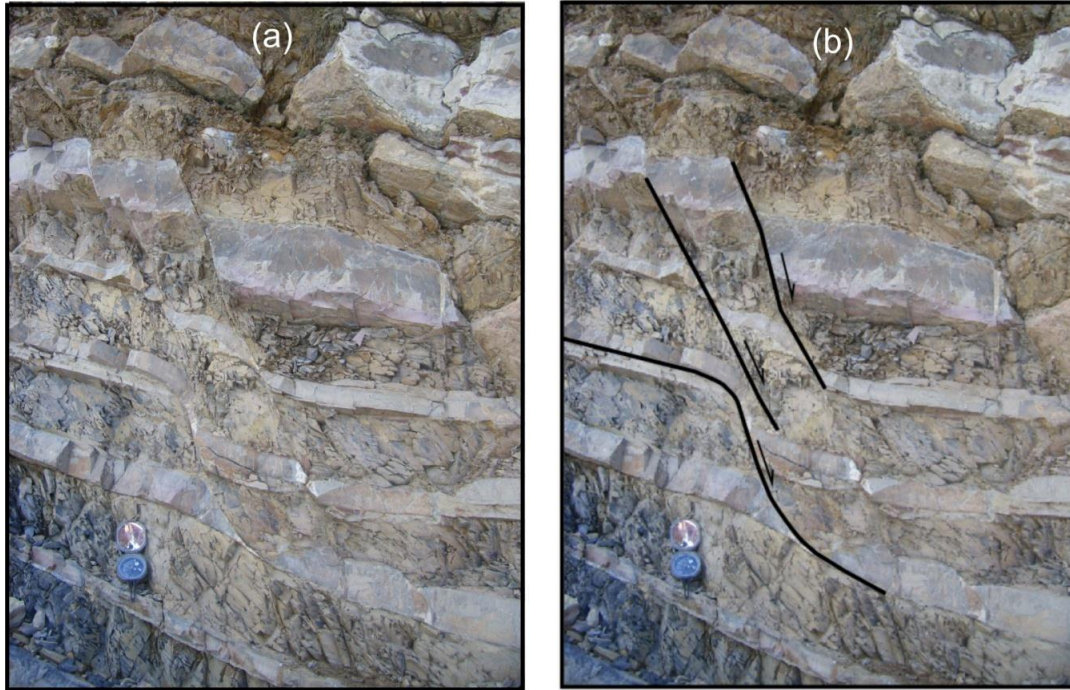


FIGURA 4.22.- Afloramiento de una secuencia de calizas y lutitas en donde se muestra como las fallas inician y terminan en superficies de despegue en los niveles lubricantes de las lutitas. (a) Sin interpretar y (b) con interpretación.



FIGURA 4.23.- Escalones de falla indicando el sentido dextral de movimiento de una falla de transcurrancia.

Existen numerosos ejemplos de indicadores cinemáticos asociados a fracturas, a fallas, a pliegues, así como a domos y plutones. A continuación solamente se mencionarán los casos más conocidos y de fácil aplicación en el campo. Si el lector desea profundizar en el tema se recomienda acudir a los siguientes artículos (Choukroune, *et al.*, 1987; Doblas, 1988; Petit, 1987).

El acortamiento que ocurre en una roca cuando está sometida a un estado de esfuerzo compresivo puede producir estructuras

diversas, como por ejemplo, zonas de cizalla (ver Figura 4.5), en las que es común el desarrollo de *fracturas escalonadas*, también conocidas como *fracturas “en échelon”*, que forman largas franjas que indican el sentido de desplazamiento relativo entre dos bloques de roca. La interpretación del sentido de movimiento de este tipo de indicador cinemático es sencilla y de fácil aplicación en el campo. En la Figura 4.24 se muestran dos ejemplos de la interpretación de estas franjas. En el caso (a) el sentido del cizalleo es izquierdo o sinistral, y en el caso (b) el sentido de cizalleo es derecho o dextral.

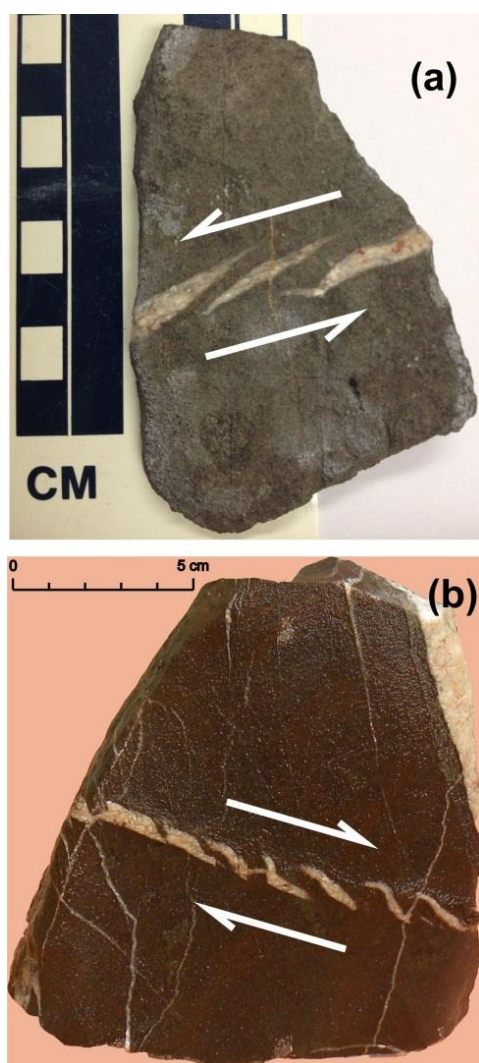


FIGURA 4.24.- Franjas de cizalleo con fracturas escalonadas. Explicación en el texto.

Otro ejemplo ilustrativo de indicador cinemático es la rotación de bloques. En este caso es posible que surja una confusión si el sentido de movimiento no es analizado cuidadosamente. En la figura 4.25 se muestran dos casos posibles de deslizamiento entre tres bloques que yacen apilados. En ambos casos se aplica un cizalleo sinistral, pero en un caso se aplica paralelo a las caras superior e inferior de los bloques y, en el otro, en los extremos de los mismos. El movimiento relativo entre bloques es totalmente opuesto en un caso y en otro. En el ejemplo de la izquierda, el movimiento entre los bloques es en un sentido sinistral, paralelo al cizalleo que se está aplicando; en el otro caso, se aplica el mismo sentido de giro del cizalleo, pero ahora en uno de los extremos de los bloques, con lo cual suceden dos cosas diferentes: la dirección del desplazamiento entre los bloques está ahora inclinada respecto a la dirección del cizalleo y continúa rotando a medida que los bloques se mueven entre sí, siendo el sentido de desplazamiento entre ellos en dirección opuesta al anterior, es decir de forma dextral.

Con este ejemplo se pretende mostrar al lector el empleo cuidadoso de los indicadores cinemáticos, pues si estos son aplicados sin un conocimiento pleno del estado de esfuerzos en que se originaron, se pueden alcanzar interpretaciones confusas.

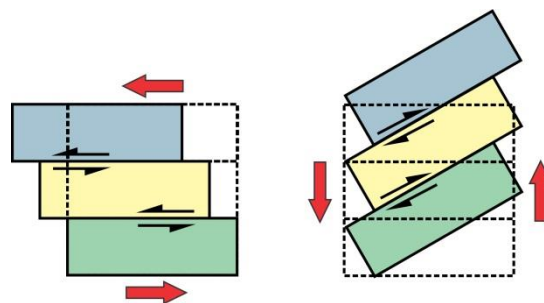


FIGURA 4.25.- Modelo ideal indicando el sentido de movimiento, totalmente opuesto, entre bloques apilados cuando se les aplica el mismo cizalleo sinistral, pero en diferente posición.

Los indicadores cinemáticos han sido ampliamente aplicados en el estudio estructural de terrenos metamórficos (Lister and Snoke, 1984; Simpson, 1986); recientemente están

siendo aplicados en la interpretación sísmica (Bull *et al.*, 2009), así como también en estudios a nivel regional y cortical para identificar el régimen de deformación y la simetría de dominios deformados en la corteza terrestre (Choukroune, *et al.*, 1987).

Wilson (1965) definió un nuevo tipo de falla aplicable a las grandes fracturas que se conocían indirectamente en el piso oceánico y que no era posible explicar dentro de las clases de fallas que se habían identificado hasta ese momento. Una *falla transformante* es aquella estructura que se forma cuando dos crestas oceánicas (cadena submarina de volcanes) generan corteza oceánica, agregando material a las placas a uno y otro lado de las crestas. En la figura 4.26 se presenta un esquema simplificado para ilustrar éste concepto. Para explicar el funcionamiento es indispensable

establecer dos condiciones: primera, que las dos crestas están fijas y segunda, que las dos crestas aportan material ascendente a la misma velocidad. Bajo éste marco de referencia, después que han transcurrido los lapsos de tiempo " t_1 ", " t_2 ", y " t_3 ", se habrán agregado a las placas tres franjas de corteza. Si se observa con detenimiento el diagrama de la figura citada, se notará que el plano de discontinuidad C-D, tiene tres segmentos principales: uno activo que va de cresta a cresta, o sea entre los puntos "A" y "B" (*transformante activa*), en el que está ocurriendo un movimiento izquierdo; y otros dos segmentos en los que ya no hay desplazamiento paralelo al plano de falla, porque en los segmentos A-C y B-D las placas se mueven a la misma velocidad y en la misma dirección y solo están separadas por una discontinuidad que se denomina *transformante muerta*.

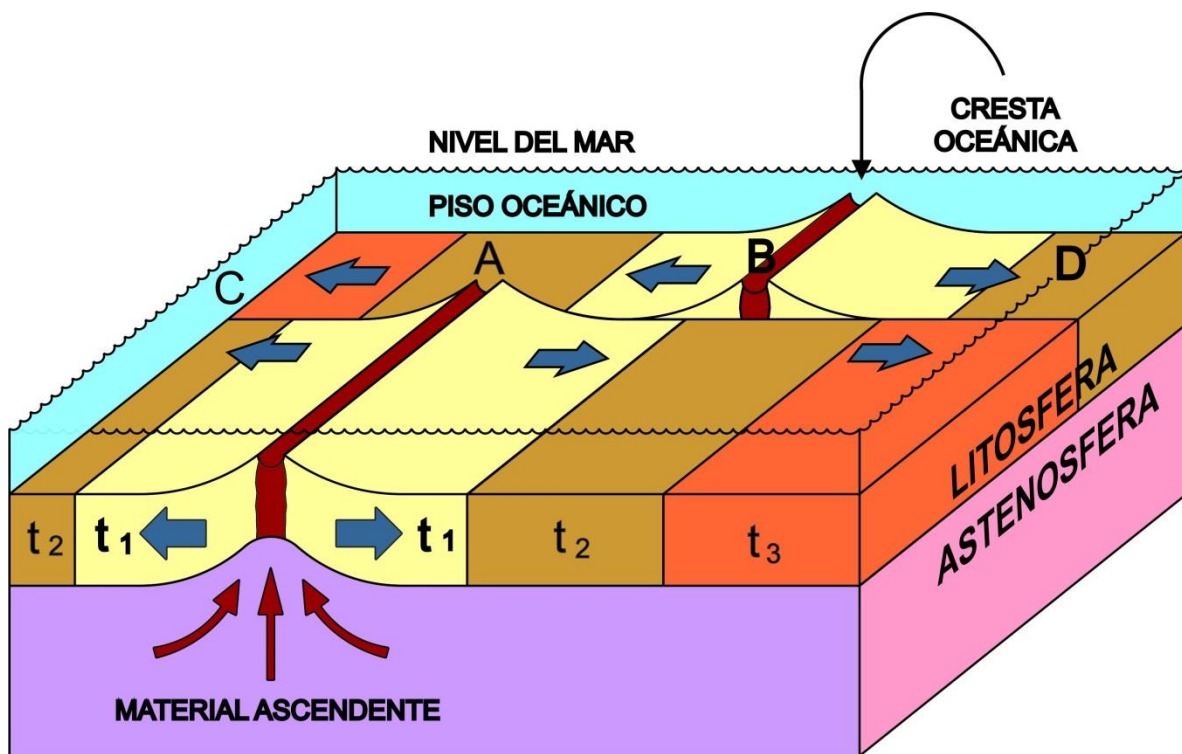


FIGURA 4.26.- C-D, falla transformante; A-B, falla transformante activa; C-A y B-D, falla transformante muerta.



FIGURA 4.27.- Fallas normales en bloques escalonados en sedimentos lacustres cuaternarios. Yanhuatlán, Estado de Oaxaca.



FIGURA 4.28.- Falla inversa en la carretera que va de Zimapán, Estado de Hidalgo, a Xilitla, Estado de San Luis Potosí.



FIGURA 4.29.- Vista panorámica de una falla normal (arriba) en la carretera que va de Zimapán, Estado de Hidalgo, a Xilitla, Estado de San Luis Potos. Detalle del plano de falla (abajo).



FIGURA 4.30.- Falla normal en sedimentos lacustres en la carretera que va del poblado de Zimapán a la presa del mismo nombre, Estado de Hidalgo.

Capítulo 5

PLIEGUES. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION

Los pliegues son una manifestación espectacular del comportamiento dúctil de las rocas y probablemente la más común. Estas estructuras se forman bajo diferentes condiciones de esfuerzo, presión confinante, temperatura y velocidad de deformación, como lo atestigua su presencia en rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. La presencia de pliegues en cualquier tipo de roca implica ciertamente algún tipo de deformación dúctil, aunque es conveniente recordar que la ausencia de pliegues no siempre indica ausencia de deformación, ya que ésta puede manifestarse a través de deformaciones internas del material y/o fracturamiento.

El objetivo principal de éste capítulo es introducir al lector a los conceptos elementales de nomenclatura, clasificación y análisis de pliegues, por lo que para un tratamiento más profundo del tema se sugiere consultar los trabajos de Biot (1961), Dahlstrom (1990), De Sitter (1970), Donath y Parker (1964), Fleuty (1964), Gibbs (1984), Handin et al. (1976), Hobbs et al. (1976), Jamison (1987), Marrett and Benthall (1997), Medwedeff and Suppe (1997), Mitra (1990), Poblet, et al. (1997), Turner y Weiss (1963), Ramsay (1967), Stoneley (1982), Suppe (1983), Suppe and Medwedeff (1984, 1990), entre los más destacados.

Con base en el estudio de la deformación de una sola capa en experimentos de laboratorio, se han alcanzado varias conclusiones que son válidas como modelos comparativos para el mejor entendimiento de la mecánica del plegamiento en la naturaleza. Una de las conclusiones más importantes alcanzadas a partir del plegamiento de una sola capa, es que existe una relación directa entre el espesor de la capa y la longitud y amplitud de onda del pliegue resultante. Así, Biot (*op. cit.*) (Figura 5.1) llegó a la conclusión de que una capa deberá desarrollar una longitud de onda acorde con la fórmula:

$$W = \pi \cdot t \sqrt{E / F(1 - \nu^2)}$$

en donde "W" es la longitud de onda del pliegue, "t" el espesor de la capa, "E" el módulo de Young de la capa, "F" la fuerza que produjo el pliegue y "v" la relación de Poisson para la capa.

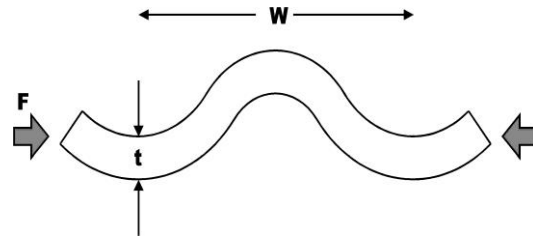


FIGURA 5.1.- Pliegue de una capa de espesor "t", con longitud de onda "W", causado por dos fuerzas coaxiales "F".

También a partir de éste tipo de experimentos se estableció que al plegar una sola capa existen tres zonas sujetas a diferentes estados de deformación: 1) una zona de compresión en la parte interna del pliegue; 2) una zona de extensión en la parte externa del pliegue; y 3) una zona neutral, en donde no existe compresión ni tensión y que no está ubicada en la parte media de la capa (Figura 5.2).

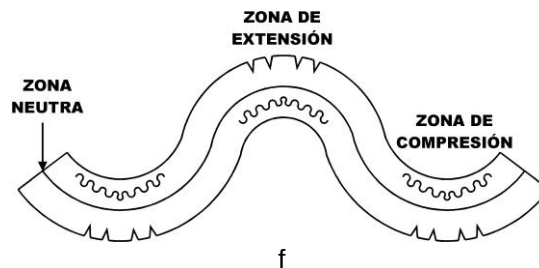


FIGURA 5.2.- Zonas de deformación en una capa plegada.

Pero los pliegues formados en rocas bajo condiciones naturales consisten siempre de varias capas y no sólo una; además, todas las capas que forman un pliegue pueden tener propiedades mecánicas diferentes y, por consiguiente, unas capas son más

competentes que otras, es decir, tienen una mayor viscosidad que otras. Estos conceptos llevaron a Biot (*ibid.*) a proponer el concepto de *longitud de onda dominante* para una capa de viscosidad " μ_1 " y un espesor " t ", embebida en una matriz de viscosidad " μ_2 " (Figura 5.3). La longitud de onda dominante de tal capa está dada por la fórmula

$$Wd = 2t \cdot \pi \cdot \sqrt[3]{\mu_1 / 6\mu_2}$$

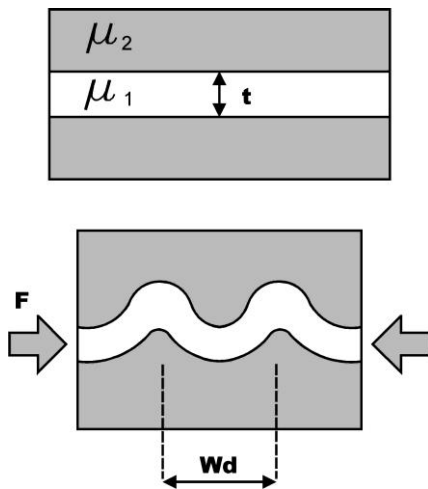


FIGURA 5.3.- Pliegue de una capa inmersa en una matriz de diferente viscosidad.

Por otro lado, cuando se pliegan varias capas ocurre un proceso muy importante conocido como *deslizamiento interestratal*, o sea aquel deslizamiento que se lleva a cabo entre capa y capa (Figura 5.4), además de que el radio de curvatura del pliegue va decreciendo hacia la parte interna del mismo. Si se incrementa más la deformación, se observará que se comienza a desarrollar un problema de espacio en la parte interna del pliegue (Figura 5.5a). Según sean las características mecánicas de las rocas involucradas, en la parte interna del pliegue se resolverá el problema de espacio por medio de plegamiento secundario (Figura 5.5b), o plegamiento secundario y fallamiento (Figura 5.5c).

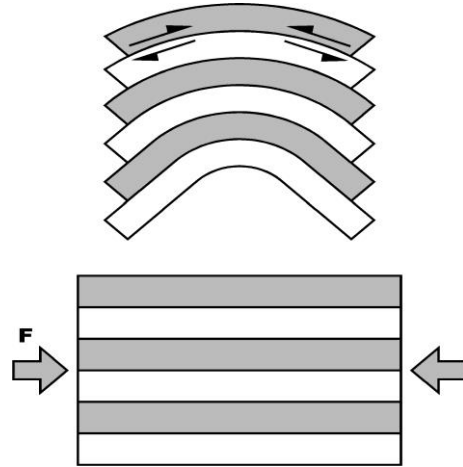


FIGURA 5.4.- Plegamiento de una secuencia de capas y el desplazamiento relativo entre una y otra.

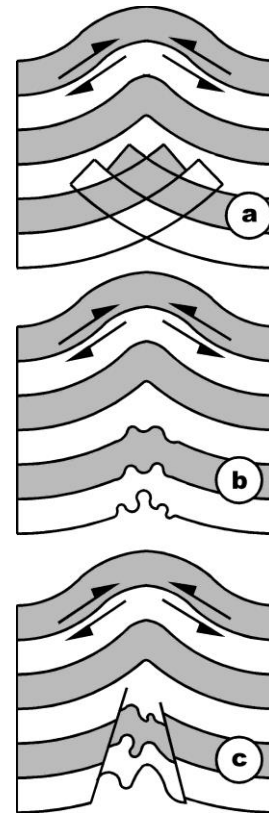


FIGURA 5.5.- (a) Problema de falta de espacio en la parte interna de un pliegue. (b) Acomodo por plegamiento secundario. (c) Acomodo por fallamiento y plegamiento secundario.

Hasta aquí se ha supuesto que las capas de la secuencia plegada se deslizan libremente, una con respecto a otra, así como también que pueden "fluir" y que el sentido del deslizamiento interestratal es el ilustrado en la figura 5.6a. Pero Handin et al. (1976), han demostrado experimentalmente que esto no es totalmente correcto, con un modelo muy simple que está basado en la restricción de que las capas que van a ser plegadas deben estar adheridas a las paredes del aparato que va a deformarlas (Figura 5.6b). Bajo estas circunstancias las capas se deslizarán en una dirección opuesta al caso en el que se pudieran mover libremente. A este sentido de deslizamiento entre los estratos se le ha denominado *desplazamiento interestratal "anti-clásico"*, aunque es realmente el sentido correcto en la naturaleza.

Las estructuras desarrolladas en las capas de este modelo (Figura 5.6b), son exactamente coincidentes con las estructuras que se desarrollarían en el caso de plegamiento de una sola capa (Figura 33), esto es, una zona de extensión, una de compresión y una neutra.

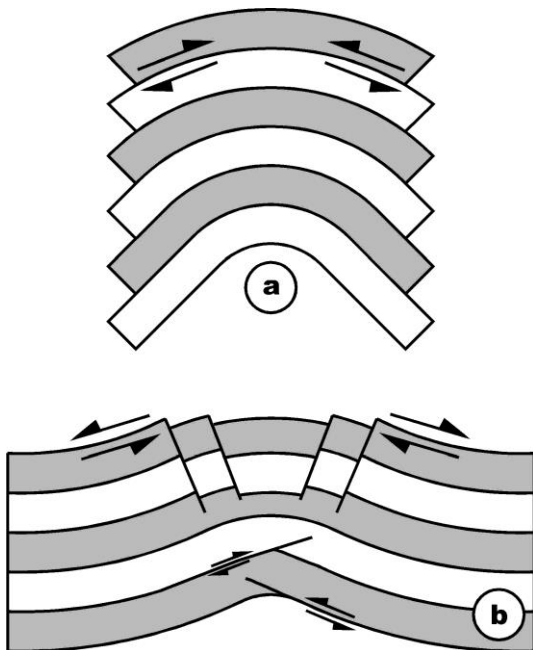


FIGURA 5.6.- Desplazamiento interestratal clásico (a) y anti-clásico (b) en una secuencia de capas.

La geometría de una superficie curvilinear puede ser relativamente simple o muy complicada, por lo que es preciso definir algunos términos de uso común en geología estructural, que son básicos para el análisis del plegamiento. La figura 5.7 muestra las partes principales de un pliegue.

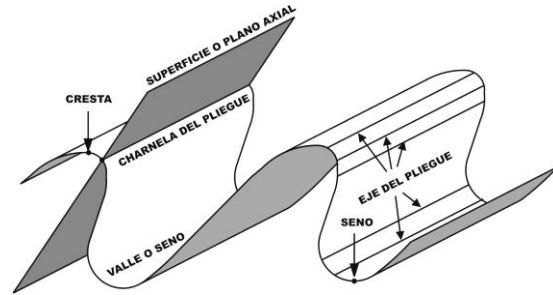


FIGURA 5.7.- Partes principales de un pliegue.

En un pliegue existen varias líneas y planos que es necesario conocer para determinar con precisión tanto su forma como su ubicación en el espacio. A continuación se definen los términos de uso frecuente en relación con éstas estructuras.

Una *antiforma* o una *sinforma* se definen como aquellos pliegues en los que se desconoce la secuencia estratigráfica de las rocas que los conforman, es decir, no se sabe cual es la edad de los estratos (Figura 5.8a).

Cuando se conoce la secuencia estratigráfica de las rocas que constituyen a la estructura, se dice que: un *anticlinal* es un pliegue convexo hacia arriba, en el que los estratos más antiguos están ubicados en la parte interna, o núcleo, y los más jóvenes se localizan en la parte externa de la estructura, mientras que un *sinclinal* es un pliegue cóncavo hacia arriba, en el que los estratos más jóvenes están ubicados en la parte interna, o núcleo, y los más antiguos se localizan en la parte externa de la estructura (Figura 5.8b).

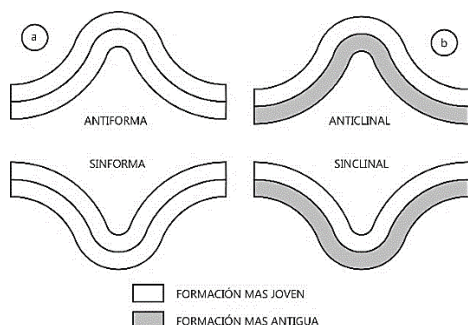
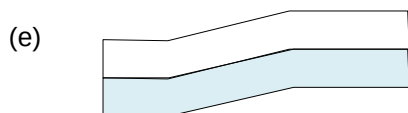


FIGURA 5.8.- Nomenclatura de pliegues cuando (a) se ignora la edad de las capas, (b) cuando se conoce la edad de la secuencia estratigráfica deformada. (c) Anticlinal, (d) Sinclinal. (e y f) Monoclinal u homoclinal, cuando un pliegue tiene solamente un flanco.



Un pliegue es *simétrico* cuando su *plano axial* lo divide en dos partes iguales (Figura 5.9). En el caso contrario se dice que el pliegue es *asimétrico*.

La posición del plano axial puede ser vertical, horizontal o inclinada y está definida por su rumbo e inclinación, en la misma forma en que lo está la posición de un estrato. Sin embargo, en muchos pliegues existe una superficie axial no plana que puede ser alabeada, en cuyo caso su rumbo y su inclinación variará de un lugar a otro.

Se denomina *charnela de un pliegue* a la línea de máxima curvatura de la superficie estrato (Figura 5.7). Así, es obvio que un pliegue contendrá muchas charnelas, una para cada estrato, pero como esas charnelas son paralelas entre sí, basta con ubicar una de ellas para definir la posición de la estructura. Por otro lado, el eje de un pliegue es un elemento estructural geométrico lineal recto, que no posee una posición fija en el espacio. Estrictamente, el *eje de un pliegue* se define como una línea recta que cuando se mueve paralela a sí misma, genera la forma de un pliegue (Donath y Parker, 1964; Ramsay, 1967; Davies y Reynolds, 1997) (Figura 5.7).

Los *limbos*, o *flancos*, de un pliegue son los costados de éste y se extienden desde el plano axial de una cresta hasta el plano axial de un seno o valle (Figura 5.9). De acuerdo a lo anterior, el flanco de un anticlinal será a su vez el flanco de un sinclinal y viceversa.

La *cresta* y el *valle* o *seno* de un pliegue son las líneas ubicadas en la parte más alta y más baja de la estructura (Figuras 5.7 y 5.9). Como en el caso de las charnelas, en un pliegue existen muchas crestas y senos que definen las superficies o planos correspondientes. En las diversas aplicaciones de la geología la distinción entre plano axial y plano crestal, o del seno, no es importante, pero la diferencia entre ellos sí lo es en la geología petrolera y en geohidrología, porque hidrocarburos y agua tienden a acumularse en esas partes de los pliegues.

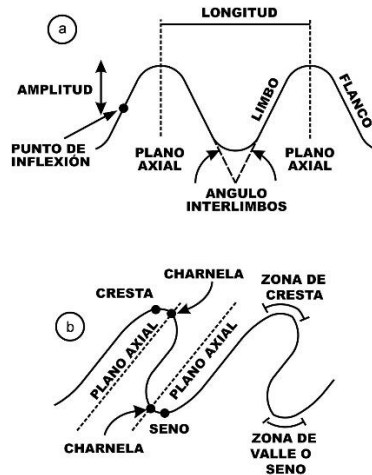


FIGURA 5.9.- Nomenclatura de las partes de los pliegues.

Se dice que un conjunto de pliegues asimétricos presenta una *vergencia* cuando sus planos axiales están inclinados en la misma dirección y han sido generados por un par de fuerzas de sentido contrario que actúan en un mismo plano, pero no en un mismo eje (Figura 5.10). Cuando el giro relativo del par de fuerzas es en el sentido de las manecillas del reloj se dice que la vergencia es *dextral*; cuando es en el sentido opuesto, se dice que la vergencia es *sinistral*. El término vergencia se usa también para hacer referencia hacia donde se muestran recostados los pliegues de una cadena montañosa, como por ejemplo: los pliegues de la Sierra Madre Oriental en el Altiplano Mexicano, presentan una vergencia hacia el noreste.

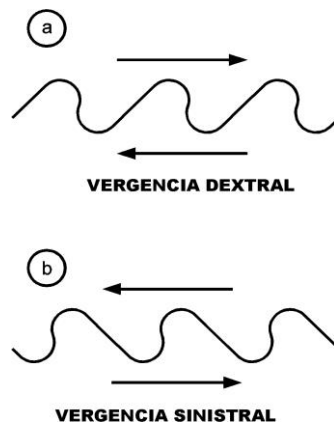


FIGURA 5.10.- Ejemplo de la dirección de la vergencia de un sistema de pliegues.

Descripción y Nomenclatura de Pliegues

Cuando se hace un análisis estructural en donde existe plegamiento de las rocas, es necesario cubrir dos aspectos: primero, describir con precisión la forma y la ubicación de los pliegues, y segundo, identificar el mecanismo que originó el plegamiento.

Para describir y clasificar cabalmente a un pliegue es necesario conocer los datos siguientes:

- Qué tan abierta o apretada es la estructura.
- Cuál es la forma de las crestas, ¿angular o redondeada?
- Como ha variado el espesor de los estratos que contiene.
- Cuál es la dirección y buzamiento de su charnela.
- Cuál es el rumbo y la inclinación de su plano axial.

A continuación se discuten cada uno de estos aspectos y las clasificaciones y nomenclatura más utilizadas.

Para definir lo apretado o lo abierto de un pliegue es necesario utilizar un elemento descriptivo denominado *ángulo interlimbos* desarrollado por Fleuty (1964). En la figura 5.11 se muestra gráficamente esta clasificación.

La forma de las crestas o senos y de los flancos de los pliegues es otro elemento importante en la clasificación de estas estructuras. Cuando las crestas son muy angulares se les denomina *pliegues kink*. En el caso de que los limbos de un kink sean de igual longitud, es decir simétricos, entonces se les denomina *pliegues en chevrón* (Figura 5.12). Cuando los flancos de los pliegues son de diferente longitud o asimétricos, entonces se les llama solamente kinks y la zona que agrupa los limbos más cortos se denomina banda de kink. La última clase de pliegue con crestas angulares es el conocido como *pliegue de caja* (Figura 5.12).

Por otro lado, la descripción de un pliegue con crestas redondeadas es mucho más amplia y considera otro tipo de parámetros, por lo que en general se habla de *pliegues angulares*, pero no kinks, o de *pliegues cilíndricos* (Figuras 5.13a y 5.13b).

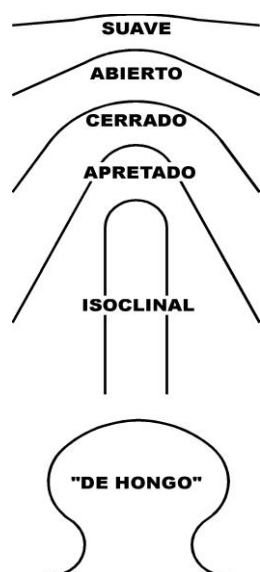


FIGURA 5.11.- Nomenclatura de un pliegue según la intensidad de su ángulo interlimbos (AI). *Suave* (AI de 120° a 179°), *abierto* (AI de 70° a 119°), *cerrado* (AI de 30° a 69°), *apretado* (AI de 1° a 29°), *isoclinal* (AI = 0°) y "de hongo" (AI = ángulos negativos).

Cuando se considera el espesor de las capas que conforman un pliegue se dice que estos son paralelos, similares, armónicos y disarmónicos.

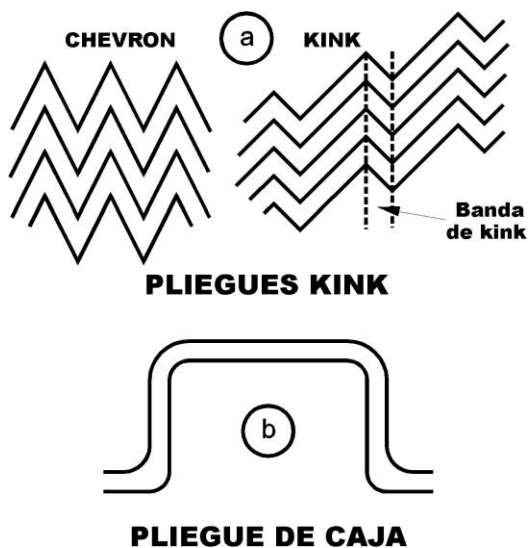


FIGURA 5.12.- Clasificación de pliegues con crestas angulares y flancos rectos.

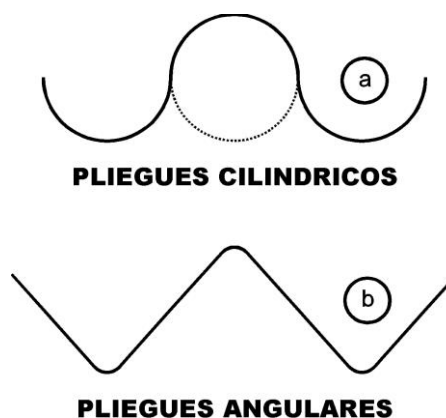


FIGURA 5.13.- Clasificación de pliegues según la geometría de sus crestas y senos.

Los *pliegues paralelos* son aquellos en los cuales el espesor de las capas es constante, cuando éste es medido normal a las capas (Figura 5.14a).

Los *pliegues similares* son aquellos en los que el espesor de una o de varias capas es constante, cuando éste es medido en dirección paralela al plano axial del pliegue (Figura 5.14b).

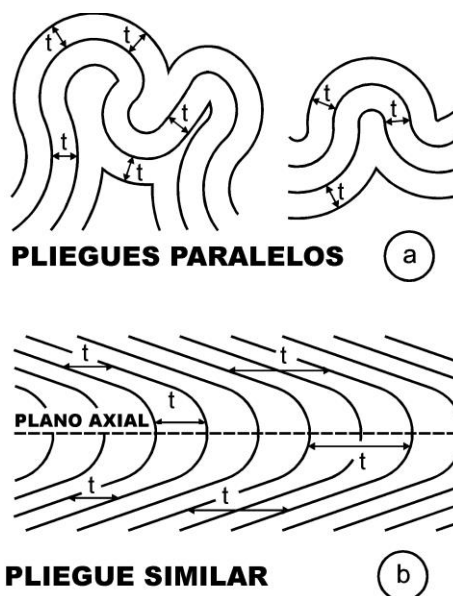


FIGURA 5.14.- Clasificación de pliegues según el espesor verdadero de sus capas y el espesor aparente de sus capas cuando es medido en una dirección paralela al plano axial.

Los *pliegues armónicos* son aquellos en los cuales las capas que los forman tienen la tendencia a repetir la forma de las capas adyacentes (Figura 5.15a). Este tipo de pliegues puede ser del tipo similar o no. Por el contrario, aquellos pliegues que no tienen las características anteriores se denominan *pliegues disarmónicos* (Figura 5.15b).

Para concluir completamente con la descripción y clasificación de pliegues, además de todo lo anterior, es necesario definir la posición de sus charnelas y de sus planos axiales.

Turner y Weiss (1963) propusieron una metodología que es una de las más utilizadas en la práctica, misma que se ilustra en la figura 5.16.

Durante el plegamiento de una secuencia de varias capas de roca existen estructuras menores, estructuras secundarias, que se forman de una manera subordinada al proceso de deformación. Así, si se sabe que durante el desarrollo de un pliegue ocurren *deslizamientos interestratales*, fracturamiento y plegamiento secundario en la parte interna de un pliegue, así también es de esperarse que estos fenómenos deformacionales tengan como consecuencia estructuras menores asociadas. Una de estas estructuras que con más frecuencia se observa en pliegues naturales son los *pliegues de arrastre*, también conocidos como *pliegues "S" y "Z"* (Figura 5.17).

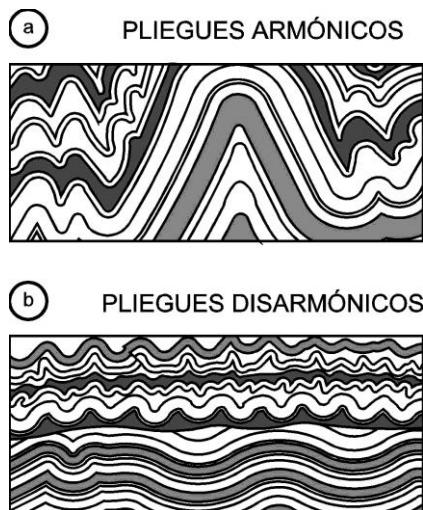


FIGURA 5.15.- La armonía en el plegamiento implica un cierto paralelismo en los estratos.

En algunos casos, los pliegues de arrastre son de gran ayuda en geología estructural, porque permiten deducir si el flanco de una estructura erosionada está en posición normal o invertida (Figura 5.17b), utilizando su vergencia como criterio. Sin embargo es necesario considerar dos aspectos importantes:

a) se debe observar al pliegue siempre desde el mismo lado, porque si no se hace así se puede incurrir en confusiones y,

b) se debe recordar que el desplazamiento interestratal ocurre en el sentido ilustrado en las figuras 5.17a y 5.17b (desplazamiento anticlásico), como ya se mencionó en párrafos anteriores.

Otro tipo de estructuras secundarias que son consecuencia del plegamiento son la *esquistosidad* y algunas *lineaciones de minerales*. Este tipo de estructuras son de utilidad porque permiten contar rápidamente con una idea sobre la geometría y el mecanismo de generación de un pliegue. Con excepción de algunos casos, generalmente la esquistosidad de un pliegue tiende a ser paralela con su plano axial (Figuras 5.18a y 5.18b).

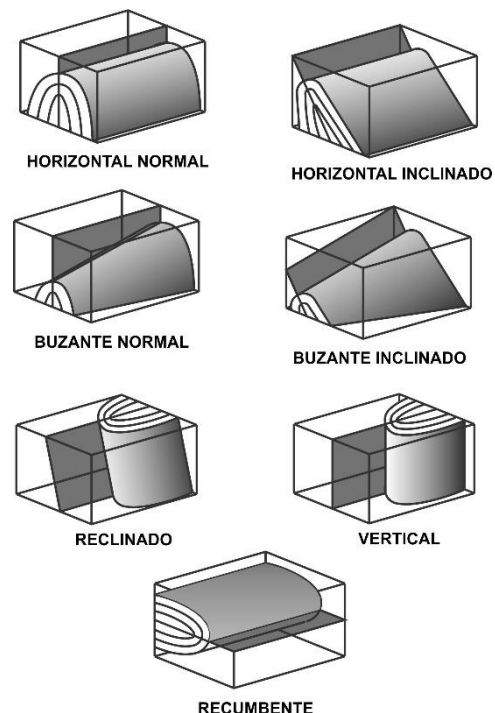


FIGURA 5.16.- Clasificación de pliegues según la orientación de su plano axial y su charnela.

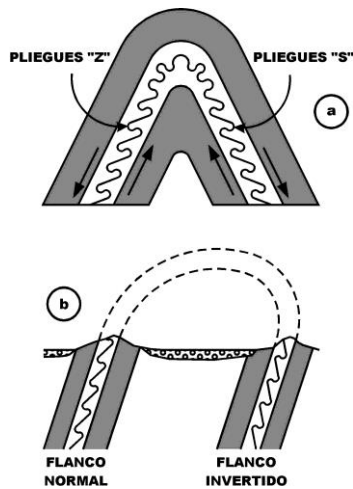


FIGURA 5.17.- Utilidad de los pliegues de arrastre "s" y "z".

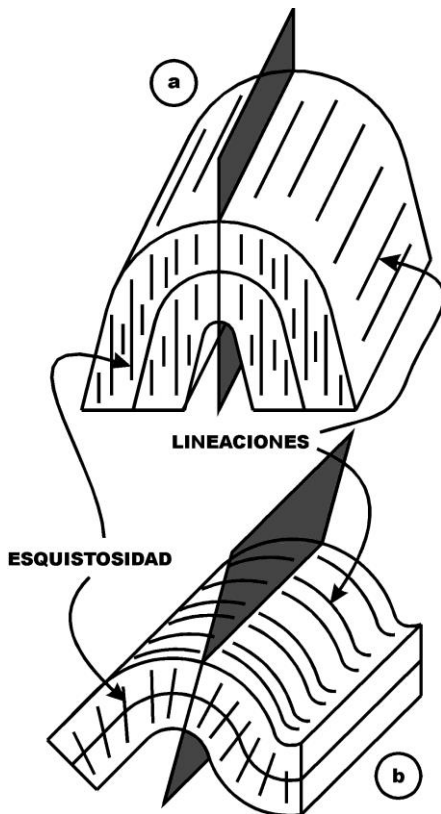


FIGURA 5.18.- Planos y líneas secundarias asociadas a un pliegue.

Otra estructura secundaria generalmente asociada con el plegamiento es el *boudinage*. La figura 5.19a muestra uno de sus posibles

orígenes y la figura 5.19b ilustra sus relaciones con el pliegue.

La posición de las charnelas de un pliegue se define por medio de dos mediciones: el rumbo de su proyección horizontal y su buzamiento. Debe recordarse que la charnela de un pliegue es una línea, que en la parte más alta de un anticlinal puede ser horizontal, pero que hacia las narices de la estructura tendrá un buzamiento. En las figuras 5.20 a 5.23 se muestra lo anterior y algunos de los pliegues más comunes con sus respectivos símbolos para representarlos en un mapa. Los pliegues de las figuras 5.20 a 5.23 son comunes en México, principalmente en el norte y noreste, en las sierras de Coahuila y en la Sierra Madre Oriental, mientras que los anticlinales de hongo con flancos fallados (Figura 5.23) son típicos en la Sierra de Chiapas. En la figura 5.24 se ilustran en perspectiva unos anticlinales doblemente buzantes, llamados así porque su charnela buza hacia las narices y, en el capítulo 7, se discute un poco más el tema de buzamiento de la charnela de un pliegue.

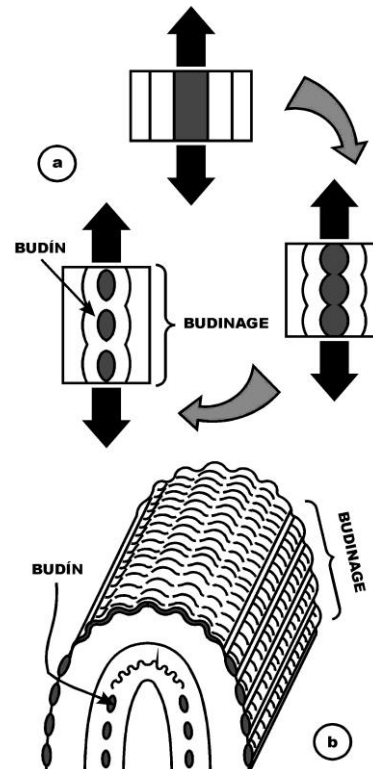


FIGURA 5.19.- Boudines y boudinage en un pliegue.

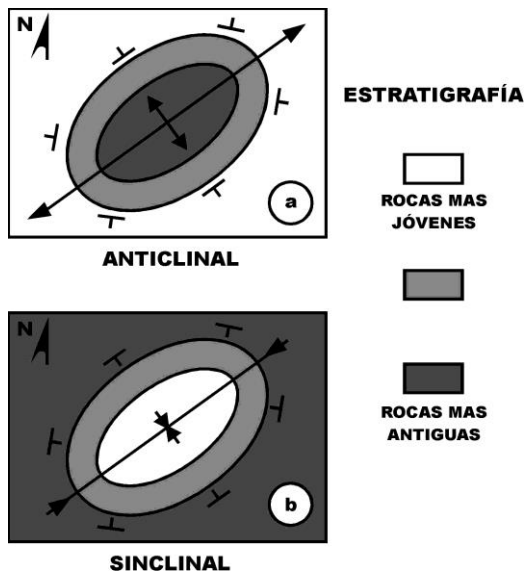


FIGURA 5.20.- Representación de un pliegue anticlinal y un sinclinal en un mapa.

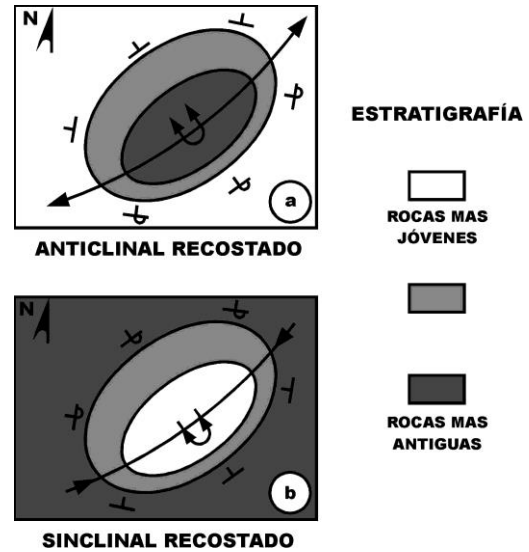


FIGURA 5.22.- Representación de un pliegue anticlinal y un sinclinal, ambos recostados, en un mapa.

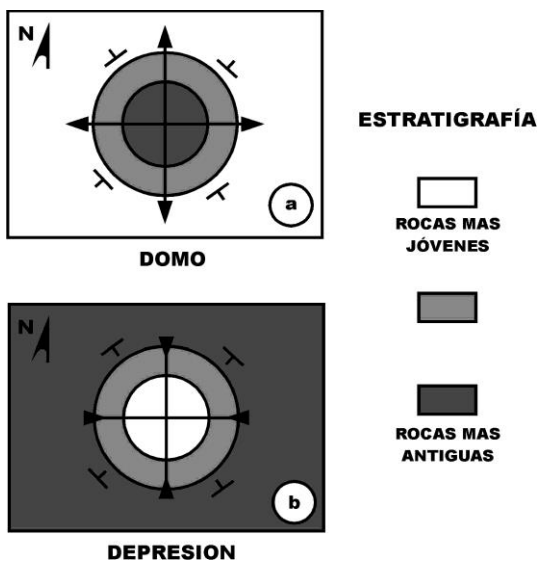


FIGURA 5.21.- Representación de un pliegue dómico y de una depresión en un mapa.

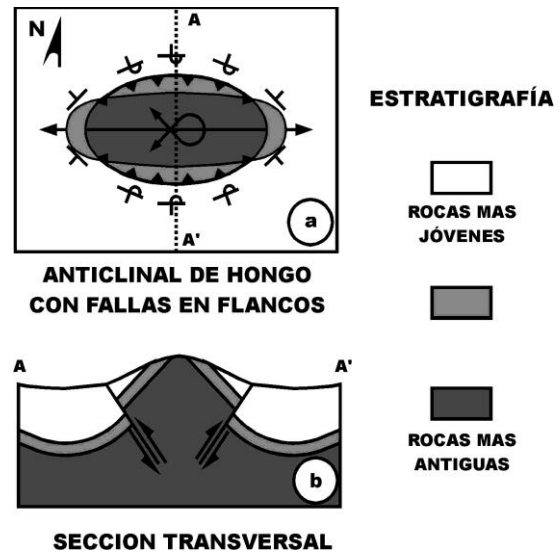


FIGURA 5.23.- (a) Representación de un pliegue de hongo en un mapa y (b) sección transversal de la estructura.

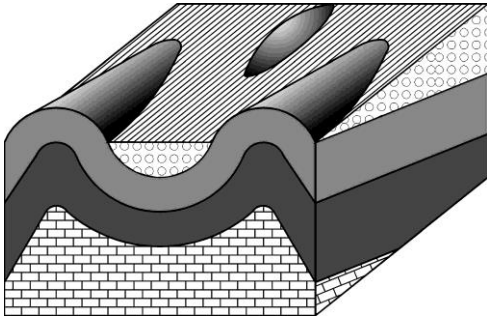


FIGURA 5.24.- Diagrama isométrico de un grupo de pliegues doblemente buzantes.

Cuando una secuencia de rocas ha sufrido una deformación, presenta complicaciones que están representadas por pliegues y/o fallas y fracturas. Pero cuando dicha secuencia ha sufrido varias deformaciones se forma lo que se conoce como *pliegues superpuestos* y el estado final de las rocas puede ser tan complicado que quizá no pueda ser explicado. Desde luego que existen métodos para reconstruir la historia de tales deformaciones (Ramsay, 1976; Turner y Weiss, 1963; Hobbs et al., 1976), pero en éste libro solamente se mencionan superficialmente deformaciones binarias. La figura 5.25 muestra un caso simplificado en el que una secuencia ha sido sometida a dos deformaciones que ocurrieron en tiempos diferentes.

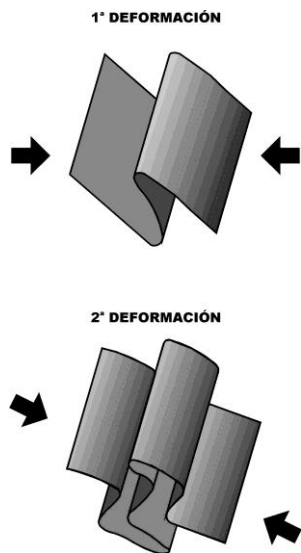


FIGURA 5.25.- Pliegues superpuestos causados por dos períodos de compresión.

Mecanismos de Plegamiento

Hasta aquí nos hemos ocupado solamente de la descripción de los pliegues en rocas; en los siguientes párrafos nos ocuparemos de discutir los mecanismos que favorecieron el desarrollo de pliegues. Donath y Parker (1964) identificaron dos mecanismos fundamentales de plegamiento: plegamiento flexural y plegamiento pasivo. El *plegamiento por deslizamiento flexural* ocurre cuando existe una fuerte influencia mecánica de las rocas de algunos estratos, de tal forma que el pliegue resultante es inducido por el espesor y por la litología de los estratos más competentes, ya que éstos participan activamente en el curvamiento y flexión del pliegue. Cuando la resistencia de los estratos al acortamiento es sobrepasada y existe un horizonte lubricante, las capas empiezan a deslizarse entre ellas y se inicia el arqueamiento de algunas, mientras que otras permanecen inalteradas. El plegamiento por deslizamiento flexural acomoda el arqueamiento a través de deslizamiento paralelo a las capas a lo largo de sus contactos. Las capas se deslizan como las hojas de una revista cuando se enrolla. El plegamiento por deslizamiento flexural amolda el curvamiento por medio de flujo paralelo a las capas, o cizalleo entre estratos mecánicamente suaves, ubicados entre unidades más rígidas (Figura 5.26).

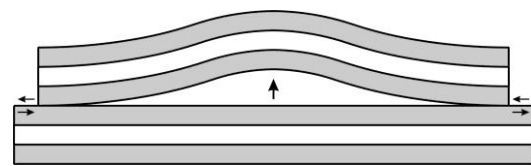


Figura 5.26. *Pliegue por desprendimiento* formado por deslizamiento flexural. También se le conoce en la literatura como "*buckle fold*" o "*detachment fold*".

El *plegamiento pasivo*, por otro lado, es el mecanismo común cuando el contraste entre las resistencias mecánicas de una secuencia estratificada de rocas es bajo. El plegamiento pasivo ha sido considerado como un "plegamiento falso" por Davies y Reynolds (1996), porque las capas son parte de una

forma plegada, pero sin que realmente hayan sido plegadas. La estratificación realmente no participa en la flexión, por lo que se le califica como pasiva (Figura 5.27). En los pliegues producidos por plegamiento pasivo es característica la presencia de clivaje penetrativo, o sea, una serie de discontinuidades planares secundarias, paralelas, poco espaciadas, que cortan a las capas del pliegue en una dirección paralela o subparalela a la superficie axial del pliegue (Figura 5.27).

Por otro lado, Davis y Reynolds (1996) utilizan una clasificación diferente en la que han dividido los mecanismos de plegamiento en dos clases: libre y forzado. En la categoría de plegamiento libre están los pliegues por desprendimiento (“buckle” o “detachment”) discutidos anteriormente, porque los pliegues así formados dependen enteramente de las características mecánicas de las capas que son acortadas. Algunos de los mejores ejemplos de plegamientos libres regionales están asociados a secuencias estratigráficas que descansan sobre sal, o sobre lutitas, es decir, sobre rocas más dúctiles que actúan como lubricante, formando una superficie de décollement sobre la cual las capas se pliegan como un acordeón.

El *plegamiento forzado* es un mecanismo en el que las características geométricas y la forma de las capas en los pliegues, son obligadas a seguir una trayectoria paralela a la orientación y la forma de las fallas a las que está asociado el plegamiento. Los pliegues resultantes de este mecanismo también han sido llamados *pliegues relacionados con fallas*. Las capas no son libres de plegarse en cualquier dirección, sino que se mueven en la dirección en la que ocurre el fallamiento, unas veces paralelamente a las capas, otras oblicuamente a ellas y a veces, en forma escalonada. Dentro del mecanismo de plegamiento forzado existen tres tipos de pliegues:

- por flexión de falla,
- por propagación de falla, y
- por “trishear” o triángulo de cizalla.

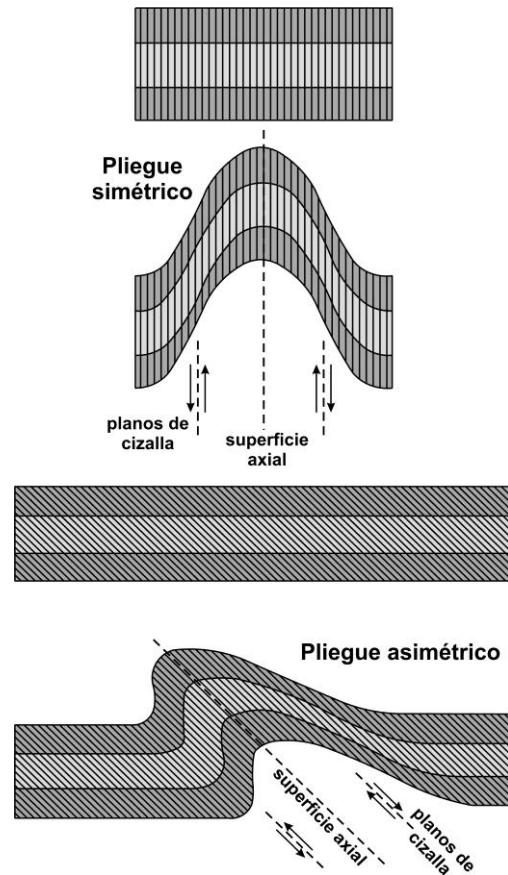


Figura 5.27.- Pliegue similar formado por flujo pasivo derivado de cizalleo simple perpendicular y oblicuo a la estratificación.

Los *pliegues por flexión de falla*, o fault-bend folds, son característicos en las cadenas plegadas y cabalgadas. Se forman cuando las capas se desplazan a lo largo de fallas inversas de cabalgadura, con planos y rampas (Figura 5.28). La forma de los pliegues está controlada por la geometría escalonada de las cabalgaduras y por la magnitud del desplazamiento a lo largo de éstas.

La primera interpretación de que una falla de cabalgadura con planos horizontales y rampas escalonadas fuera la causa de plegamiento, fue descrita por Rich (1934), en un estudio sobre la región de Pine Mountain en los Apalaches. Es notable la percepción de este autor, quien después de un trabajo geológico detallado de las estructuras y de la estratigrafía de la región, intuyó que algunas capas de lutitas sirvieron como horizontes lubricantes, a lo largo de los cuales se inició el deslizamiento interestratal,

hasta que el acortamiento de otras capas más quebradizas alcanzó su límite de resistencia al cizalleo y se rompieron en un plano de falla oblicuo a la estratificación, que finalmente alcanzó otro plano horizontal de lutitas (Figura 5.29).

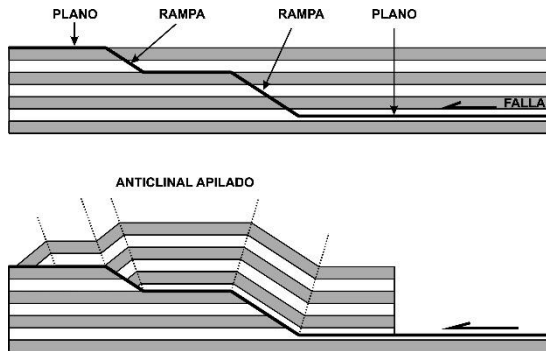


Figura 5.28. Pliegue por flexión de falla. Note que las capas del ejemplo adquieren una forma que es consecuencia de la trayectoria que han seguido las rocas en una dirección paralela a la falla inversa escalonada.

El trabajo de Rich (op. cit.) sobre la naturaleza escalonada de las fallas inversas, dió paso años

más tarde al entendimiento de la evolución cinemática de las estructuras, pliegues y fallas, en muchas de las cadenas plegadas y cabalgadas del mundo. A fines de los años setenta y principios de los ochenta, Harris (1979) y Suppe (1980a y 1980b) establecieron las reglas geométricas que rigen hoy el mecanismo del plegamiento por flexión de una falla.

Cuando las capas del bloque de techo son forzadas a moverse hacia arriba en una rampa de cabalgadura, se forma un sinclinal que se va propagando en los estratos del bloque de techo. Su posición permanece fija hasta que se alcanza el principio del plano horizontal superior, formando entonces un anticlinal (Figura 5.30). Una característica importante de estos pliegues es que incrementan su amplitud hasta que la unidad inferior del bloque de techo alcanza la cima de la rampa, pero a partir de ese momento la amplitud se mantiene constante y continúa incrementándose la longitud del pliegue mientras dure el deslizamiento a lo largo de la falla. Harris (1979) llamó a estos anticlinales "*pliegues cabeza de serpiente*", mientras que Suppe (1980) los denominó "pliegues por flexión de falla", nombre que finalmente han conservado.

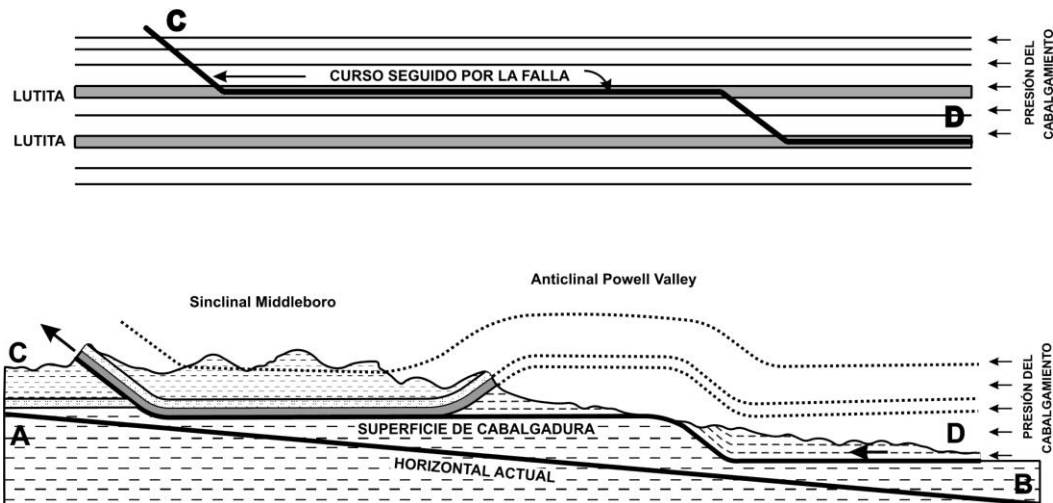


Figura 5.29.- Secciones geológicas esquemáticas mostrando la evolución cinemática del Bloque Cumberland. Arriba se ilustra el curso que seguiría la superficie de falla incipiente a través de una secuencia estratigráfica, en donde el deslizamiento se facilitaría en las capas de lutita, mientras que el rompimiento diagonal tendría lugar en las capas más quebradizas, hasta alcanzar nuevamente una capa de lutita. Abajo se muestra inclinada la sección geológica para que el Bloque Cumberland pueda ser comparado con el diagrama de arriba. Redibujado de Rich (1934).

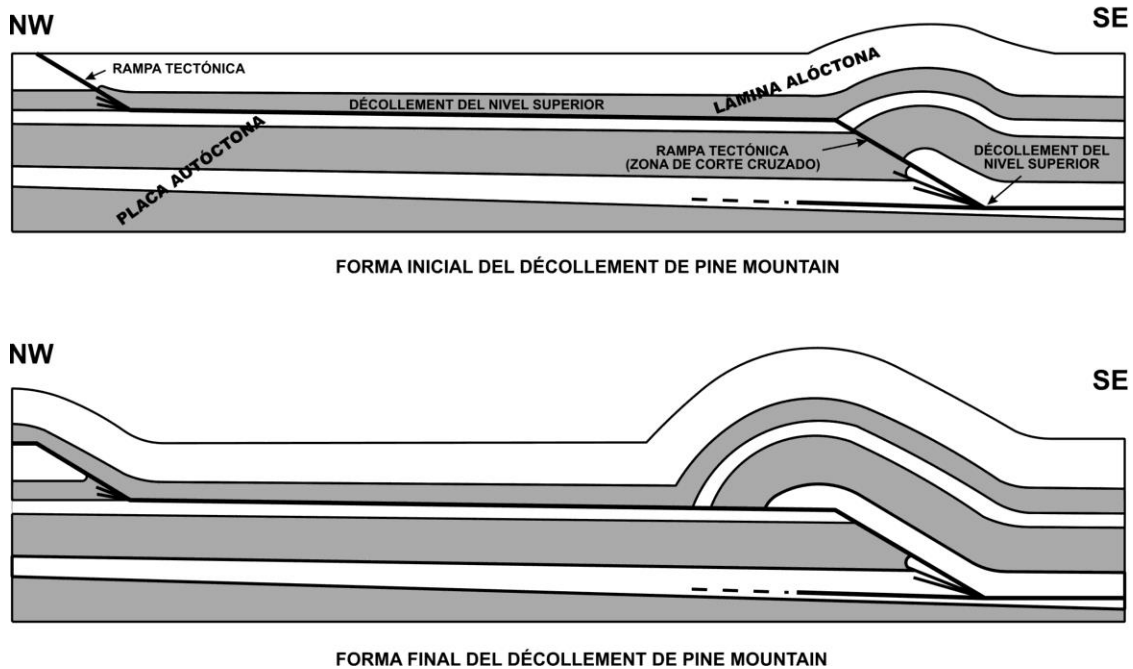


Figura 5.30.- Etapas del desarrollo cinemático del Anticlinal del Valle de Powell. Redibujado de Harris (1979).

Después de varios años de trabajo en Taiwán, John Suppe (1983) estudió la geometría y la cinemática de los pliegues por flexión de falla, desarrollando un elegante planteamiento que incluye relaciones angulares, cambio de posición de las superficies axiales activas y pasivas, así como la posición de los planos y rampas de la falla inversa en el subsuelo (Figura 5.31).

El modelo de Suppe (*Op. Cit.*), inicia con el movimiento de una falla inversa que corta los estratos a través de una rampa proveniente de un plano controlado por la litología arcillosa de una capa intermedia, hasta que la punta de la falla encuentra otra capa lubricante y continúa su propagación en una trayectoria paralela a la estratificación (Figura 5.31A y 5.31B). Los estratos del bloque de techo y del de piso, son cortados por la falla en su porción de la rampa. Observe las posiciones de los cortes del bloque de techo (hanging-wall cutoffs) (X' y Y') y las de los cortes del bloque de piso (foot-wall cutoffs) (X y Y), en la cima y la base de la rampa de la falla (Figura 5.31B). A medida que el movimiento de la falla continúa, los estratos del bloque de techo comienzan a moverse

hacia arriba de la rampa, desarrollando un sinclinal chevrón con un flanco paralelo al plano de la falla y el otro paralelo a la rampa de la falla (Figura 5.31B). Todas las rocas del bloque de techo son plegadas al pasar por el corte (Y) del bloque de piso, formándose una angosta banda kink limitada por las superficies axiales (B) y (B'). A medida que la cabalgadura progresa, la banda kink se va haciendo más ancha en el bloque de techo, adelante del corte del bloque de piso (Y). En el mismo sentido, a medida que el corte (X') ubicado en la cima de la rampa se mueve hacia el plano superior de la falla, la banda kink que sobreyace al corte (X) del bloque de piso, también en el plano superior, se va haciendo más ancha. Finalmente, el efecto del movimiento de la cabalgadura es el crecimiento de un anticlinal cuya amplitud máxima se logra cuando el corte (Y') del bloque de techo alcanza el corte (X) del bloque de piso (Figuras 5.31C y 5.31D). Nótese que después de esto, el anticlinal solamente podrá crecer en longitud, pero no en amplitud.

Suppe (1983) desarrolló las ecuaciones que describen las relaciones angulares de los pliegues por flexión de falla, con las cuales se construyeron múltiples modelos animados en computadoras, que muestran la evolución cinemática de estos pliegues. También, utilizando las ecuaciones de este autor, es posible interpretar en el subsuelo las geometrías de los planos y rampas de una cabalgadura, con base en los datos de echados medidos en los limbos del pliegue, en la superficie, o en un pozo. En la Figura 5.32 se muestran las relaciones angulares entre los limbos del pliegue anticlinal del bloque de techo y la falla inversa.

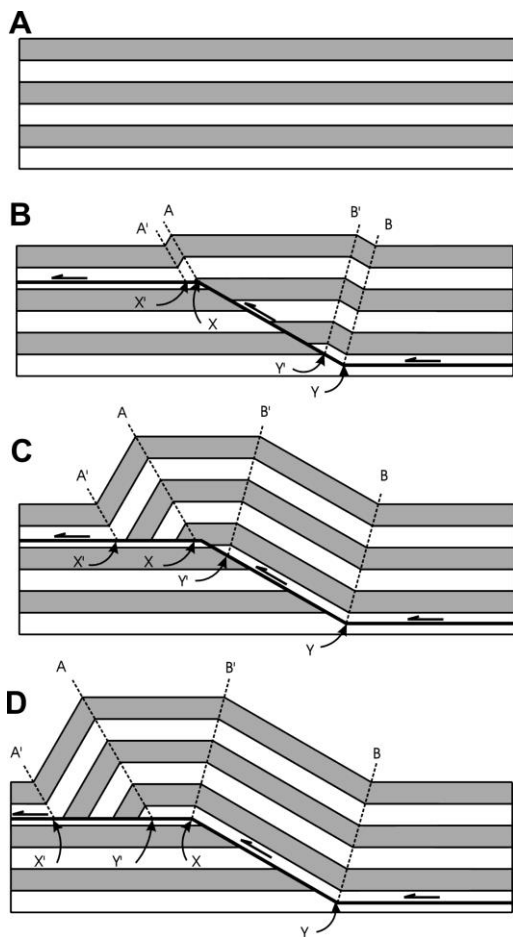


Figura 5.31.- Evolución cinemática de las formas geométricas de un pliegue por flexión de falla. (A) Secuencia estratigráfica sin deformar. (B) Inicio del cabalgamiento. X y Y son cortes de falla en el bloque de piso. X' y Y' son cortes de falla en el bloque de techo. (C) Comienzo del desarrollo de bandas kink

limitadas por las superficies axiales A, A', B, B'. Las capas se pliegan en forma kink a medida que son transportadas del plano a la rampa de falla. (D) Después que el corte Y' del bloque de techo rebasa el corte X del bloque de piso, el pliegue deja de crecer en amplitud y continua creciendo en longitud. Redibujado con base en el trabajo de Suppe (1983).

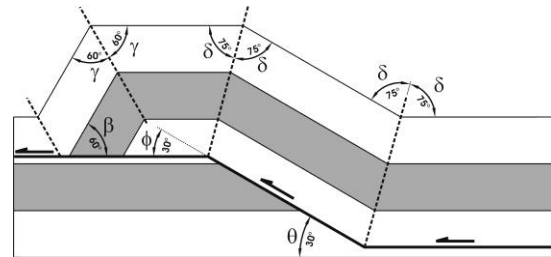


Figura 5.32.- Pliegue anticlinal asociado al bloque de techo de una falla inversa. Se ilustran los valores angulares entre los limbos del pliegue, la falla y las capas deformadas.

La ecuación de Suppe (*op.cit.*), muestra que las relaciones entre los ángulos de corte y los de la falla flexionada no son arbitrarios y que se cumplen perfectamente para el caso en el que dos planos de falla paralelos están conectados entre sí por una rampa, además de conservar la longitud y el espesor de las capas.

$$\phi = \theta = \tan^{-1} \{ \sin 2\gamma / (2 \cos^2 \gamma + 1) \}$$

En donde:

θ - ángulo entre el plano inferior y la rampa de la falla,

ϕ - ángulo entre el plano inferior y la rampa de la falla,

2γ - ángulo interlimbos del corte de falla del bloque de techo.

Otra variante de los llamados pliegues forzados son aquellos pliegues producidos por el mecanismo de propagación de una falla. También este tipo de pliegues fue propuesto a mediados de los años 80 por John Suppe en su libro de Geología Estructural. Un *pliegue por propagación de falla* (fault-propagation

fold) se forma cuando las rocas que se encuentran delante de la punta de una falla se van deformando a medida que el deslizamiento de ésta aumenta. A cada incremento del deslizamiento de la falla, los estratos del bloque de techo se mueven a lo largo de un plano y de una rampa, pero la punta de la rampa no se conecta con otro plano superior por desprendimiento, por lo que se genera un pliegue asimétrico, recostado hacia la dirección en que las rocas son transportadas. La parte baja del sistema del pliegue por propagación de falla solamente estará afectada por una cabalgadura; la parte media por un pliegue afallado, y la parte alta solamente por un pliegue sin falla (Figura 5.33).

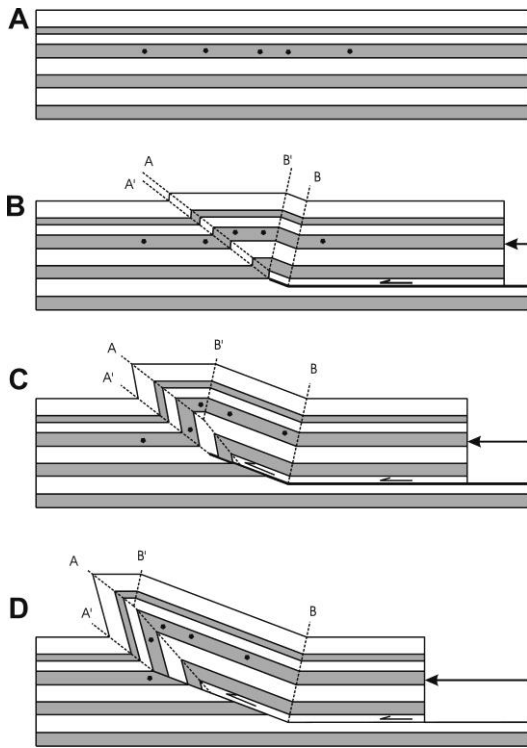


Figura 5.33.- Evolución progresiva de un pliegue por propagación de falla. La secuencia de rocas sedimentarias antes de la deformación se muestra en el diagrama A. A medida que se incrementa el desplazamiento de la falla inversa, la punta de ésta migra rápidamente hacia arriba, plegando los estratos localizados frente a ella (diagramas B, C, y D). (Redibujado de Suppe, 1985).

Una diferencia importante con respecto al modelo de plegamiento por flexión de falla es que en el caso de los pliegues por propagación de falla, el desplazamiento a lo largo de la superficie de falla no es constante, es decir, es mayor en el inicio de la misma y va disminuyendo en la dirección de movimiento de las rocas del bloque de techo, hasta hacerse cero en la punta de la falla. Es por esta razón que el limbo delantero del pliegue desarrolla una mayor inclinación que el limbo trasero, porque convierte todo el acortamiento del bloque de techo en plegamiento. El modelo más simple de un pliegue por propagación de falla considera que no hay cambio de espesor en los estratos durante la deformación. A continuación se presenta la fórmula general para los pliegues por propagación de falla (referida a la Figura 5.34) que fue desarrollada por Suppe y Medwedeff (1990), tomando en cuenta las relaciones angulares interlimbos, entre limbos y el plano de falla, así como la deformación de cizalla.

$$\text{Sen}\theta_2 = \frac{\text{Sen}\gamma^* \text{Sen}(\gamma^* - \beta_1)}{\text{Sen}(\gamma_1 - \gamma^*) + \left[\frac{\text{Sen}\gamma_1 \text{Sen}(\gamma^* - \beta_1)}{\text{Sen}(2\gamma^* - \beta_1)} \right] - \text{Tan}\alpha_p \text{Sen}\gamma^* \text{Sen}\lambda_1}$$

En donde:

$$\gamma = 90^\circ + \gamma^* - \gamma_1$$

$$\beta_2 = 180^\circ - 2\gamma^* + \beta_1$$

$$\delta b = 2(\gamma - \gamma^*)$$

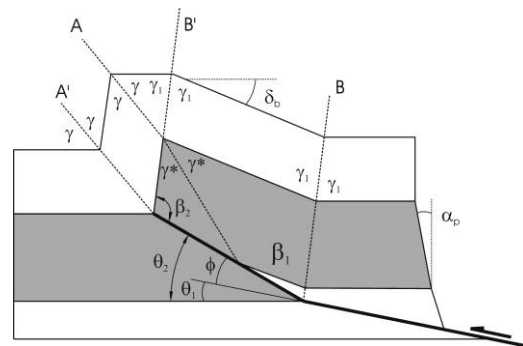


Figura 5.34.- Pliegue por propagación de falla con limbos de espesor constante.

Si no hay cambio de inclinación en la rampa de falla y $\theta_1 = 0$ y $\theta_2 = \phi$, entonces la fórmula se reduce a:

$$\tan \alpha_p = \frac{1 + 2\cos^2 \gamma^*}{\sin 2\lambda^*} + \frac{\cos \theta_2 - 2}{\sin \theta_2}$$

La última variante de los pliegues forzados son los producidos por el mecanismo de triángulo de cizalla (trishhear). Los *pliegues por triángulo de cizalla* fueron definidos por Erslev (1991) como aquellos pliegues relacionados con una falla inversa, en cuya punta se forma una zona triangular, dentro de la cual ocurre cizalleo. La mayor aportación de este modelo teórico al entendimiento del mecanismo de plegamiento de las rocas es que produce pliegues redondeados en lugar de geometrías kink, lo cual resulta muy conveniente para la mayoría de las estructuras plegadas presentes en la naturaleza.

Para explicar el mecanismo de plegamiento por triángulo de cizalla es necesario imaginar dos bloques entre los cuales una falla inversa se va propagando (Figura 5.35). La condición de conservación de volumen solamente se cumple en el caso C, en el cual el triángulo de cizalla tiene una posición simétrica con respecto al plano de falla. En los otros dos casos, se produce una pérdida de volumen (caso A), o una ganancia del mismo (caso B). Esta condición es bastante común en la naturaleza, aunque existen otras variantes

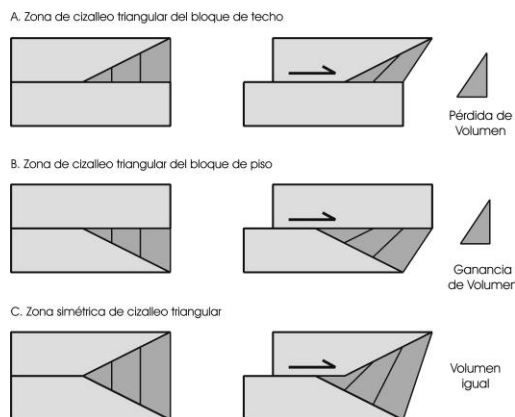


Figura 5.35. Geometría simplificada de plegamiento por triángulo de cizalla (trishhear). Redibujada de Erslev (1991).

La conservación del volumen de roca dentro del triángulo de cizalla es un aspecto importante que solamente se logra si se aplica una dirección de movimiento tal que las partículas se desplacen en una trayectoria curva a medida que avanza el movimiento de propagación de la falla. En la siguiente figura se muestra el caso general estudiado por Erslev (*op. cit.*) en el cual, a partir de la geometría inicial del modelo anterior a la deformación, sólo se conserva el área del triángulo de cizalla en el caso C (Figura 5.36).

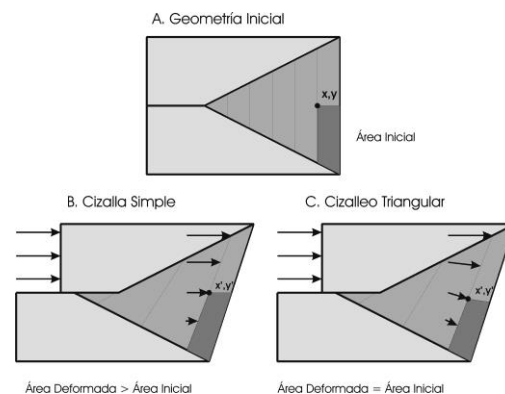


Figura 5.36. Comparación entre dos casos de deformación de un triángulo de cizalla cuando es sometido a (B) cizalla simple, o a (C) "trishhear" ("trishhear"). Note el cambio de área para el caso de cizalla simple.

Después del trabajo de Erslev (*op. cit.*), Hardy y Ford (1997) desarrollaron un algoritmo matemático para pronosticar y reconstruir diferentes tipos de estructuras utilizando el mecanismo de triángulo de cizalla ("trishhear"). En éste propusieron un campo lineal de velocidades dentro del triángulo de cizalla, en el que la velocidad disminuye en forma lineal de arriba hacia abajo, es decir, desde la frontera con el bloque de techo, hasta hacerse cero en la frontera con el bloque de piso (Figura 5.37). También es importante hacer notar que la dirección del movimiento de los vectores de velocidad en la zona del triángulo de cizalla, varía de ser paralela al plano de falla cerca del bloque de techo, a ser paralela a medida que se acerca al límite con el bloque de piso.

La aceptación de este mecanismo alternativo para explicar el plegamiento de las rocas por

parte de la comunidad geológica ha sido lenta, debido principalmente a su complejidad matemática. Sin embargo, a pesar de este obstáculo, el mecanismo ha demostrado su eficiencia para reproducir todas las formas conocidas de plegamiento, tanto en condiciones de compresión como de extensión, por lo que actualmente es utilizado por todas las compañías que producen software profesional para balanceo y restauración de secciones geológicas.

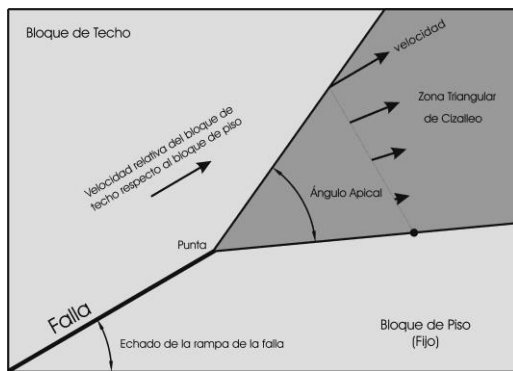


Figura 5.37. Partes principales de un triángulo de cizalla desarrollado en la punta de una falla inversa. Ver discusión en el texto.

Zehnder y Allmendinger (2000) generalizaron el modelo y desarrollaron un algoritmo matemático aplicable fácilmente en programas de cómputo. Esto ha llevado a mayores avances en el uso de este prometedor mecanismo. Actualmente se puede conseguir por internet en la dirección (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>) una versión académica del software **Fault/Fold**, desarrollado por el Profesor Rick Allmendinger en la Universidad de Cornell. La siguiente figura muestra un par de ejemplos de pliegues simulados con este software.

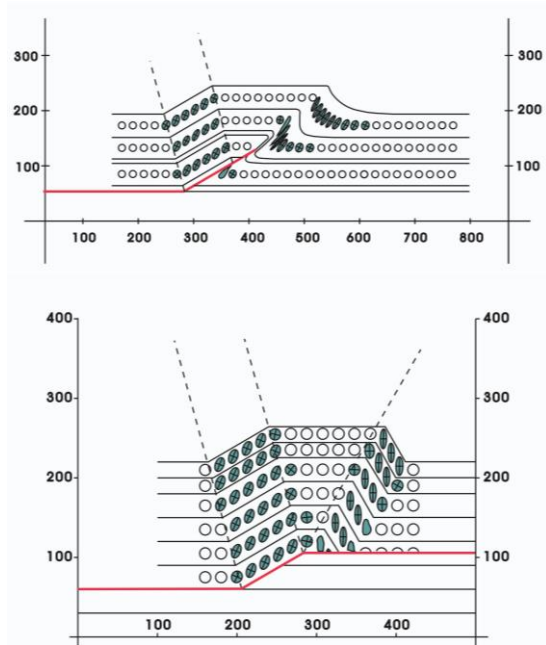


Figura 5.38. Pliegues por propagación de falla (arriba) y por flexión de falla (abajo) producidos con el software del Profesor Allmendinger, usando el mecanismo del triángulo de cizalla. El programa permite mostrar las líneas de elongación no-finita asociadas a las elipses de deformación, con el objetivo de destacar las áreas con mayor deformación.

Otros Tipos de Pliegues

Además de los pliegues discutidos anteriormente, existen otros tipos especiales de pliegues originados por actividad tectónica y sedimentación en regiones bajo expansión.

Los *pliegues rollover* se forman por la acción simultánea de movimientos tectónicos y el depósito de sedimentos (Figura 5.39). Estos pliegues llegan a tener dimensiones longitudinales de decenas de kilómetros, así como relieves estructurales de varios kilómetros, por lo que son muy atractivos para formar yacimientos de hidrocarburos.

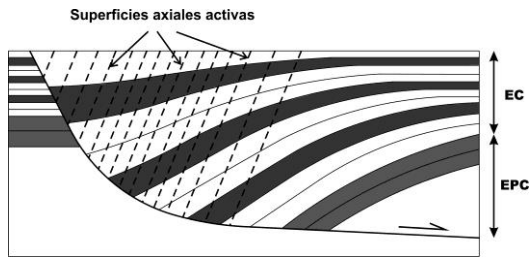


Figura 5.39. Pliegue rollover. El esquema muestra una falla lítrica normal con capas plegadas en forma anticlinal. El movimiento continuo del bloque de techo de la falla genera la forma de abanico de los estratos de crecimiento (EC). Nótese que debajo de ellos los estratos previos al movimiento de la falla (estratos pre-cinemáticos - EPC) conservan su espesor invariable.

Inversión Tectónica

La actividad tectónica y la sedimentación contemporánea son procesos comunes en la Tierra, así como también es frecuente que una región esté sujeta durante un lapso de tiempo a un estado de esfuerzo de compresión y posteriormente cambie este estado de esfuerzo a una extensión. Bajo estas condiciones se dice que ocurre inversión tectónica cuando fallas que controlan una cuenca extensional invierten su movimiento a un régimen compresional, formando pliegues anticlinales con capas de distinto espesor. Lo contrario también es posible, es decir, formar estructuras bajo compresión primero y cambiar a extensión al final. Se dice que estos rasgos son positivos cuando ocurre un levantamiento y negativos cuando ocurre una subsidencia, ambos referidos a la historia anterior inmediata de un sistema de fallas. A este tipo de estructuras se les conoce como *pliegues por inversión tectónica* (Figura 5.40). Note que la unidad estratigráfica 2 es previa a la formación del rift (pre-rift); la unidad 3 es contemporánea a la apertura del rift (sin-rift); y la 4 es depositada después de que cesó la actividad del mismo (post-rift).

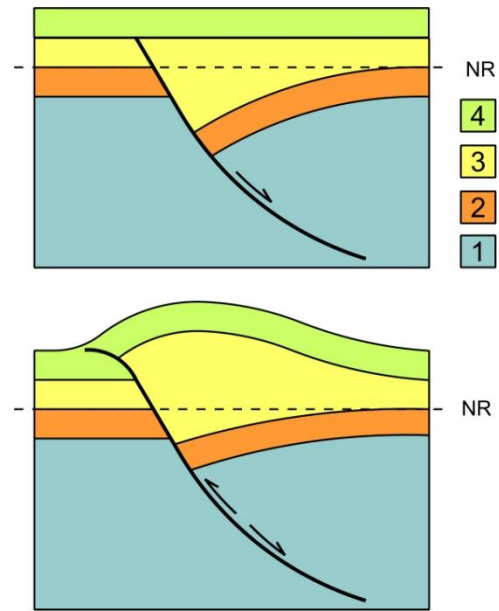


Figura 5.40. Pliegue por inversión tectónica, formado por movimientos recurrentes, primero normal (arriba) y después inverso (abajo), a lo largo de una falla lítrica. La diferencia en el espesor de la unidad 3 sólo puede explicarse por este mecanismo. (Según Williams *et al.*, 1989)

CAPÍTULO 6

FRACTURAS EN PLIEGUES

Las fracturas son quizá las estructuras más comunes en la naturaleza. Se originan cuando se sobrepasa la resistencia máxima de la roca bajo diversos estados de esfuerzo, o bien cuando se presenta un cambio de volumen por pérdida de calor o de fluidos. Están presentes en asociación con la gran mayoría de estructuras geológicas a escalas tanto microscópicas como continentales, pero irónicamente, son de las discontinuidades más difíciles de explicar.

Por otro lado, las fracturas asociadas a pliegues son muy importantes porque cuando están presentes antes del plegamiento, facilitan la flexión de la roca al reducir su resistencia y actúan como “aceleradores” durante el proceso.

Las fracturas han sido estudiadas bajo diferentes enfoques: por su comportamiento mecánico, por su relación con la litología, o por su comportamiento fractal, de hecho, en el mundo se han formado numerosos grupos de trabajo para su estudio y aún no se cuenta con resultados satisfactorios para poder pronosticar su longitud, frecuencia, apertura u ocurrencia en el subsuelo.

En este capítulo se presentan los resultados preliminares sobre una metodología de análisis de aquellas fracturas generadas con el plegamiento, de tal manera que sea posible estimar con mayor precisión sus direcciones preferenciales, sus longitudes y su posible frecuencia. La metodología combina conceptos teóricos sobre mecánica, cinemática y geometría del plegamiento.

Numerosos estudios han sido publicados sobre el tema del origen de las fracturas sin haberse encontrado una explicación satisfactoria. Aydin (1988) dice que en los últimos cien años, de 1888 a 1988, se publicaron más de 10,000 artículos relacionados con fracturas, y expone en su trabajo una magnífica revisión del estado del arte del conocimiento sobre el tema hasta 1988. Actualmente, el que escribe estima que desde entonces al año 2012 se han publicado del orden de 5,000 artículos más.

Los motivos por los que existen tantas publicaciones y también muchas dudas sobre el tema se deben a los diferentes puntos de vista de los investigadores, que pueden ser físicos, ingenieros civiles o de minas, geofísicos, geólogos, o inclusive militares; esto, aunado a los enfoques de cada uno de ellos para explicar el origen de las fracturas hace que el problema sea cada vez más complicado. Por ejemplo, hoy está de moda el uso de fractales para investigar la proporción a diferentes escalas (power law scaling) de las fracturas (Marret, *et al.*, 1999), pero también hay grupos que sólo consideran la génesis mecánica de estas discontinuidades y su asociación con la litología en la que están presentes, de hecho, se han formado toda clase de grupos interdisciplinarios para estudiar a las fracturas y aún no se ha logrado pronosticar con precisión el origen de las mismas en las rocas, así como tampoco su longitud, frecuencia, apertura u ocurrencia en el subsuelo.

Ocurre fracturamiento cuando un volumen de roca es modificado por pérdida de agua (Nelson, 1985), cede hidrocarburos (Berg y Gangi, 1999), porque pierde temperatura, o cuando cambia el estado de esfuerzos en alguna parte de la corteza terrestre (Aydin, *ibid*; Younes y Engelder, 1999). En la naturaleza los esfuerzos están distribuidos heterogéneamente debido a la constitución dinámica de la Tierra, lo que provoca que no exista cizalla pura o cizalla simple por sí solas, sino que éstas siempre actúan conjuntamente. Esto se demuestra cuando una roca es sometida en el laboratorio a un experimento compresivo de cizalla pura y se forman pares conjugados de fracturas de cizalla (Anderson, 1951; Bombolakis, 1979). (Ver los capítulos 9, 10 y 11 de este libro para mayor detalle sobre los aspectos mecánicos del fracturamiento).

Recientemente se ha estudiado el fracturamiento de rocas en un pliegue principalmente con énfasis en el radio de curvatura (Fisher y Wilkerson, 2000), su distribución geométrica (Jamison, 1997, 1999), o fractal (Ortega and Marret, 2000), pero sólo algunos autores han relacionado directamente el origen de las fracturas con superficies axiales activas, a través de las cuales la roca es transportada y deformada (Dahlstrom, 1990; Suppe *et al.*, 1992; Poblet and Hardy, 1995; Poblet *et al.*, 1997; Salvini and Storti, 1999).

En este capítulo se estudian solamente fracturas generadas en pliegues contraccionales causados por compresión, utilizando en el análisis principios mecánicos, restringidos por reglas cinemáticas y considerando que no existe comportamiento dúctil (cambio de volumen) en los casos tratados. La metodología fue aplicada a pliegues por desprendimiento, a pliegues por flexión de falla, incluyendo los pliegues de flexiones múltiples por falla, y a los pliegues por propagación de falla. En todos estos casos el concepto clave consistió en identificar las zonas de un pliegue en las que ocurre primero un acortamiento, y posteriormente un alargamiento.

Las fracturas están presentes en los pliegues con orientaciones agrupadas en direcciones conocidas y espaciamiento variable. Son paralelas, perpendiculares y oblicuas a la charnela del pliegue (Hubbert, 1951; Cloos, 1955). También se desarrollan en áreas donde no hay plegamiento (Figura 6.1), con excepción de aquellas con una dirección paralela a la charnela del pliegue.

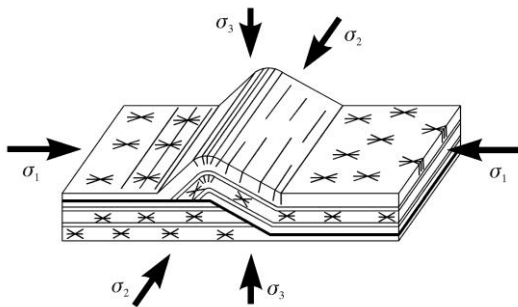


FIGURA 6.1.- Conjuntos más comunes de fracturas asociadas a un pliegue. Nótese que si se deseara perforar un pozo en la cresta del pliegue en búsqueda de fluidos contenidos en las fracturas sería difícil cruzarlas con un pozo vertical. También se muestra que detectarlas en el subsuelo con sismología o con algún otro método indirecto es muy complicado.

La dificultad en pronosticar fracturas radica en el número de combinaciones de los estados de esfuerzo a los que están sometidas las rocas en que se forman, a la gran variedad de litologías (propiedades mecánicas) involucradas, y a los diversos volúmenes y tipos de fluidos que están presentes en los espacios

porosos en el subsuelo. En la Figura 6.2 se muestran algunos ejemplos del amplio espectro de pares conjugados de fracturas de cizalla que pueden formarse bajo diferentes estados de esfuerzo. Cabe aclarar que solamente se pueden pronosticar las direcciones de las fracturas, pero no se puede inferir dato alguno acerca de su longitud, su espaciamiento o su apertura.

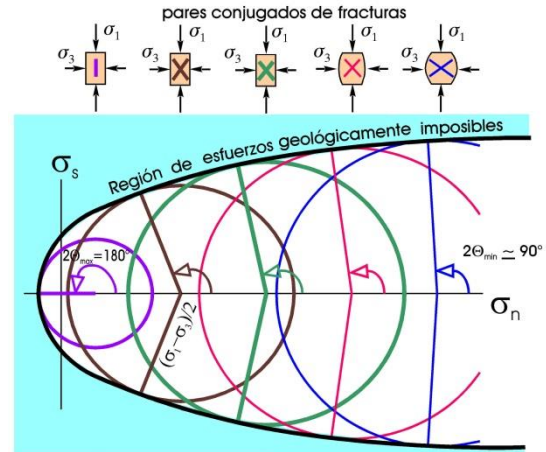


FIGURA 6.2.- Diagrama de Mohr para mostrar el número infinito de estados de esfuerzo bajo los cuales puede iniciarse fracturamiento. Note que el ángulo dihedro de los pares conjugados de fracturas de cizalla se incrementa a medida que crece el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), pero que este ángulo tiende a ser constante ($\sim 45^\circ$) cuando la Envolvente de Mohr se vuelve asintótica con respecto a σ_n . La parte interna de la curva envolvente es la región de los esfuerzos posibles geológicamente, mientras que los esfuerzos localizados en la región externa son geológicamente imposibles (Bom-bolakis, 1979).

Si se cambia cualquiera de las condiciones establecidas para la formación de conjuntos de fracturas, entonces otro conjunto nuevo de fracturas se formará. Por ejemplo, si se cambia la presión de poro, entonces el estado de esfuerzos necesario para iniciar fracturamiento será otro.

La Figura 6.2 también es útil para comprender los límites entre un comportamiento quebradizo y uno dúctil. La roca sufrirá fracturamiento cuando el ángulo 2θ sea menor de 90° , y caerá en condición de ductilidad cuando ese valor sea rebasado; dicho de otra forma, a

menor presión confinante y esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), mayor fracturamiento, mientras que la roca tenderá a ser más dúctil a medida que aumente el esfuerzo diferencial.

Examinemos ahora otro concepto que es mencionado a menudo, pero que también frecuentemente es ignorado y es una de las claves más importantes para explicar el origen de las fracturas asociadas al plegamiento de las rocas; tal concepto es conocido con el nombre de deformación progresiva y se explica fácilmente con el uso del diagrama de superposición de elipses de deformación infinitesimal y finita (Ramsay, 1967).

La deformación progresiva se conceptualiza como el cambio en la forma de un objeto a través de pequeños incrementos. Como un análogo en dos dimensiones es útil deformar un círculo circunscrito en un cuadrado en cincuenta etapas de 1 % de acortamiento (Figura 3), después de lo cual queda claro que al analizar los objetos deformados, el correspondiente a 1 % de acortamiento (deformación infinitesimal) y el correspondiente a 50 % de acortamiento (deformación finita), existen regiones en donde ocurre acortamiento continuo y otras en donde el alargamiento es también continuo, pero el tamaño de estas áreas es diferente. Si se superponen ambas elipses es claro que entre 1 % y 50 % de acortamiento, algunas direcciones dentro de esas regiones fueron primeramente acortadas y después de algún grado de deformación, comenzaron a ser alargadas; son estas las zonas de interés cuando se buscan fracturas en los limbos de un pliegue. Nótese, en la parte superior derecha de la Figura 3, que ambas zonas son simétricas respecto a las direcciones principales de deformación ϵ_1 y ϵ_3 . Una vez que una línea invierte su proceso de deformación de acortamiento a alargamiento, este último continúa hasta que se detiene la deformación.

Pero en la naturaleza existe otro proceso bajo el cual han sido deformadas las rocas, este proceso se denomina cizalla simple y se realiza de forma totalmente diferente al de cizalla pura. Este proceso es rotacional y tiende a deformar a las rocas de manera asimétrica, como se muestra en la parte inferior derecha de la Figura 6.3.

En la deformación progresiva causada por cizalla simple también existen regiones de alargamiento continuo y de acortamiento continuo. Siguiendo la secuencia explicada en

párrafos anteriores para la deformación causada por cizalla pura, o deformación irrotacional, en el caso de la deformación causada por cizalla simple, o deformación rotacional, el proceso se efectuó en treinta incrementos de 1° en el ángulo de cizalla (ϕ), hasta alcanzar un valor de $\phi=30^\circ$. Cuando se superponen ambas elipses es claro que, como en el caso anterior, algunas direcciones dentro de las regiones de $\phi=1^\circ$ y $\phi=30^\circ$ fueron primeramente acortadas y después de algún grado de deformación, comenzaron a ser alargadas, pero en este caso se ha desarrollado sólo una zona de interés, asimétrica respecto a las direcciones principales de deformación ϵ_1 y ϵ_3 . También en este caso una vez que una línea invierte su proceso de deformación de acortamiento a alargamiento, este último continúa hasta que cesa el esfuerzo (Figura 6.3).

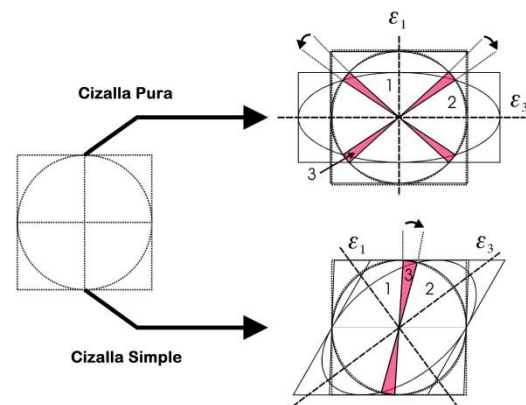


FIGURA 6.3.- Superposición de las elipses de deformación infinitesimal y finita formadas por cizalla pura y cizalla simple. En el primer caso, note que la zona de acortamiento (1) y posterior alargamiento (2) va rotando hacia la región de alargamiento continuo, agregando líneas que comienzan a alargarse después de haber sido acortadas (3). Mientras ocurre este proceso las fracturas preexistentes tienden a abrirse más. En el caso de cizalla simple, observe que la zona de acortamiento y posterior alargamiento va rotando, de forma asimétrica, dextralmente, hacia la región de alargamiento continuo, agregando líneas que comienzan a alargarse después de haber sido acortadas en un solo extremo de la zona.

La orientación de las fracturas conjugadas de cizalla con respecto a la posición de las direcciones principales de esfuerzo, (σ_1 , σ_2 , σ_3), es bien conocida (Anderson, 1951) y sin embargo puede llegar a ser muy difícil de pronosticar. Esta depende de la presión confinante, que es la que controla el esfuerzo diferencial necesario para iniciar la ruptura. En la Figura 6.4 se muestran las orientaciones probables que deberían tener los pares conjugados de fallas de cizalla en caso de dos posiciones a diferentes profundidades.

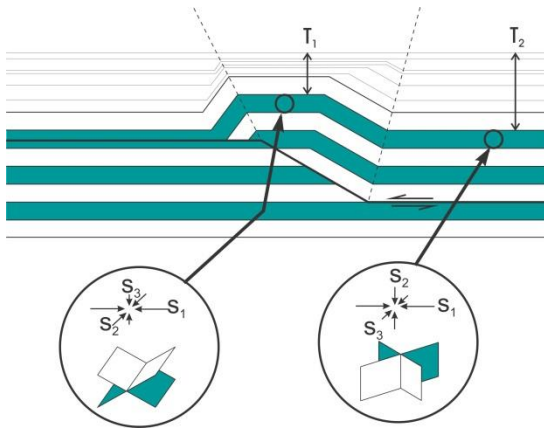


FIGURA 6.4. Posición y orientación teórica de dos pares conjugados de fracturas de cizalla en dos lugares diferentes en la misma capa de un pliegue, en donde la posición de las direcciones principales de esfuerzo, σ_1 , σ_2 y σ_3 es distinta.

¿Qué ocurre primero, fracturamiento o flexión?, algunos autores argumentan que depende de las propiedades mecánicas de las rocas, elasticidad y viscosidad, así como de la velocidad de aplicación del esfuerzo. Pero enfoquemos nuestro análisis en pliegues con capas de carbonatos fracturados por ejemplo. Si consideramos que cuando los sedimentos son sepultados y sobrecargados por más sedimentación, estos depósitos son litificados, pierden agua y deben sufrir un cambio importante en volumen, por lo que debe también ocurrir un fracturamiento inicial (Price, 1966) con orientaciones cardinales variables, pero con tres posibles conjuntos de fracturas: uno vertical y otros dos inclinados 60° con respecto a la horizontal. En ese momento las capas de roca están compuestas por un número

infinito de bloques, por lo que su resistencia se reduce considerablemente y comienzan a comportarse, en su conjunto, como un material aparentemente más dúctil. La presencia de las fracturas y la estratificación facilitará la flexión de la capa cuando se le somete a compresión (Figuras 6.5 y 6.6).



FIGURA 6.5. Fracturas de tensión verdadera originadas por sobrecarga durante la sedimentación. Foto tomada en la carretera de Cadereyta a San Joaquín, Estado de Querétaro.

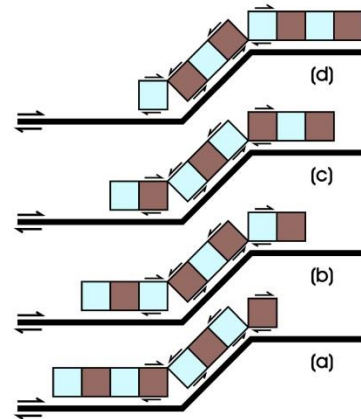


FIGURA 6.6. Posición de una serie de bloques en el desarrollo de un pliegue relacionado con una falla. Nótese como en las zonas en donde cambia de inclinación la falla de despegue, existe acortamiento y después alargamiento.

Después de esta etapa inicial de plegamiento, cuando la masa de roca se desprende a algún nivel, el proceso continúa más rápido que

antes, reduciendo a cada momento la resistencia de la roca al cizalleo paralelo a la estratificación.

El número de fracturas, su espaciamiento, apertura y orientación varían con el tipo de pliegue en donde son generadas y de acuerdo a las propiedades mecánicas de las litologías que constituyen la sección estratigráfica deformada. Supóngase que la litología está constituida por carbonatos con intercalaciones delgadas de lutitas, y con un espesor constante de las capas. Supóngase además que para este análisis son considerados los siguientes tipos de pliegues:

Pliegues por desprendimiento (De Sitter, 1970; Jamison, 1987; Dahlstrom, 1990; Poblet, et al., 1997; Marrett y Bentham, 1997).

Pliegues por flexión de falla (Suppe, 1983) y pliegues por flexiones múltiples de falla, Medwedeff y Suppe, 1997).

Pliegues por propagación de falla (Suppe y Medwedeff, 1984, 1990; Jamison, 1987; Mitra, 1990; Marrett y Bentham 1997).

En todos los casos anteriores se identifican las regiones en el pliegue en las que ha habido

una clara influencia de superficies axiales activas y, consecuentemente, volúmenes de roca deformados en donde la presencia de fracturas es muy frecuente.

a. Pliegues por desprendimiento

En el modelo de pliegues por desprendimiento estudiado por Poblet et al. (Ibid), el mayor número de fracturas ocurre en aquellos casos en los que están presentes superficies axiales activas, porque es en estas zonas en donde la roca es primero acortada y después alargada. En la figura 6.7 se muestran tres modelos cinemáticos de pliegues por desprendimiento que producen exactamente la misma forma final de pliegue. Si no se conoce su origen, sería muy difícil deducirlo a partir solamente de su forma. Sin embargo, si se contara con información sísmica bi o tridimensional, por ejemplo, en donde se observaran estratos de crecimiento, sería posible determinar el mecanismo de plegamiento y cuál de los limbos tiene la mayoría de fracturas potenciales.

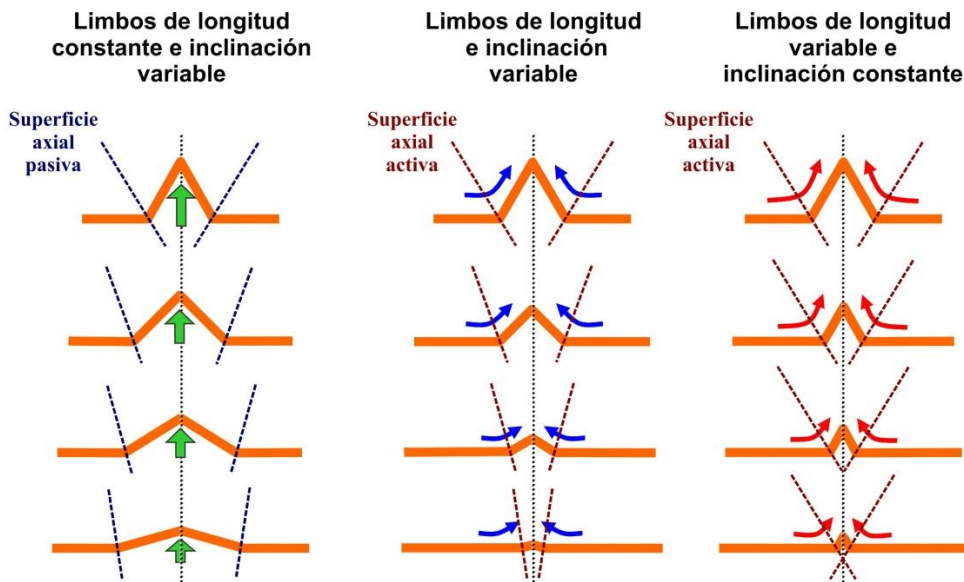


FIGURA 6.7. Modelos cinemáticos para explicar la evolución de un pliegue kink por desprendimiento de una sola capa sobre una unidad dúctil. En el caso de la izquierda las fracturas potenciales ocurrirán en las charnelas, mientras que en los otros dos casos las fracturas potenciales se desarrollarán en los flancos.

En los ejemplos de la figura 6.7 es notable como se puede lograr que la forma final del pliegue sea la misma utilizando diferentes mecanismos cinemáticos. Cuando la longitud de los limbos es constante y solamente va cambiando progresivamente su inclinación, entonces se podrían esperar fracturas en las zonas de las charnelas del pliegue, con una orientación paralela a las mismas, ya que solamente hay superficies axiales pasivas. En cambio, en los otros dos casos, de la misma figura, el del centro y el de la derecha, la mayor deformación ocurre en los flancos del pliegue porque las rocas que están siendo deformadas transitan a través de las superficies axiales activas, lo cual justifica que la mayoría de las fracturas este en los limbos de la estructura. Un ejemplo de campo de este tipo de comportamiento en un pliegue se ilustra en la fotografía de la figura 6.8.



FIGURA 6.8. Fotografía de un pliegue recumbente en el que no hay fracturas en la zona de la charnela, pero si las hay en los flancos del pliegue. Foto tomada en la carretera de Cade-reyta a San Joaquín, Estado de Querétaro.

Las orientaciones más comunes de fracturas en un pliegue por desprendimiento son cuatro: perpendicular a la charnela del pliegue, dos conjuntos de fracturas conjugadas de cizalla orientadas aproximadamente a 60° con respecto a la charnela del pliegue, y paralelas a la charnela del pliegue.

b. Pliegues por flexión de falla

En los modelos de pliegues por flexión de falla estudiados por Suppe (1983), incluyendo los pliegues por flexiones múltiples de falla, Medwedeff y Suppe (1997), el mayor número de fracturas también están presentes en las zonas asociadas a superficies axiales activas en donde hubo primero acortamiento y después alargamiento.

En la figura 6.9 se muestra un modelo para explicar la evolución de un pliegue por flexión de falla. Es claro que a medida que el desplazamiento neto aumenta en la superficie por desprendimiento, las rocas del bloque de techo son comprimidas y después alargadas cuando pasan a través de una superficie axial activa, la cual es el mejor mecanismo para producir fracturas abiertas.

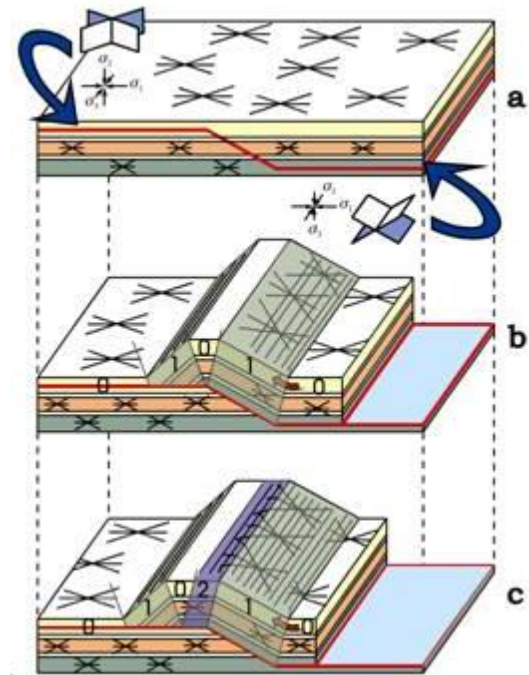


FIGURA 6.9. Evolución cinemática de un pliegue por flexión de falla. Nótese que antes de que se inicie el proceso de plegamiento, la orientación de los esfuerzos principales es con σ_2 en una posición horizontal, pero cuando el desprendimiento se inicia, entonces la posición de σ_2 puede ser horizontal o vertical. Comparar con la figura 6.4.

c. Pliegues por propagación de falla

En el caso de los pliegues por propagación de falla, la presencia de superficies axiales activas es también la causa de mayor ocurrencia de fracturamiento en ambos limbos, pero existe una diferencia considerable entre el limbo delantero y el trasero. En el delantero se presenta una compresión continua, mientras que en el limbo trasero ocurre primero contracción y después elongación. En el área de la charnela se formarán fracturas paralelas a la charnela del pliegue, mismas que irán incrementando su apertura a medida que el plegamiento progresa (Figura 6.10).

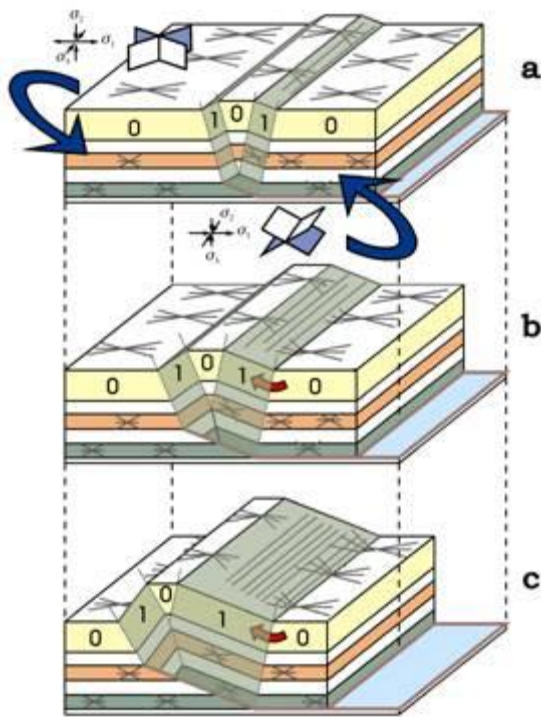


FIGURA 6.10. Evolución cinemática de un pliegue por propagación de falla. Nótese que el limbo delantero está bajo compresión continuamente, mientras que al limbo trasero se van agregando fracturas causadas por el paso del material por una superficie axial activa.

Las áreas en donde ocurren las fracturas en los pliegues están mejor delimitadas cuando se ilustran con geometría kink, o de segmentos de recta, que cuando está involucrada una geometría con segmentos de arco, razón por la cual a continuación se exponen algunos

ejemplos esquemáticos que muestran la distribución tridimensional de los volúmenes de roca dentro de pliegues relacionados con fallas, en donde existe una mayor probabilidad de contener fracturas. Las figuras 6.11-A y 6.11-B, son esquemas que muestran la mayor abundancia de fracturas en aquellas zonas en donde las rocas han pasado a través de superficies axiales activas en una o en dos ocasiones.

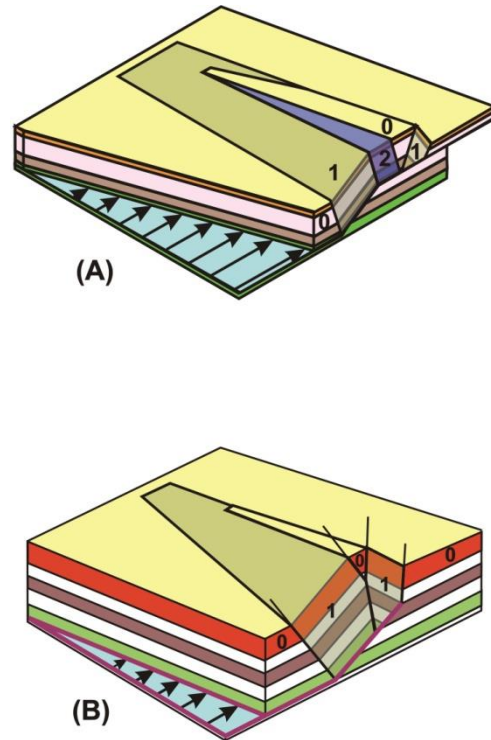


FIGURA 6.11.- Evolución cinemática 3D de un (A) pliegue por flexión de falla, y de un (B) pliegue por propagación de falla. Note como existen zonas que han sido sometidas a diversas condiciones de deformación, mismas que están íntimamente relacionadas con zonas fracturadas. El número 0 indica una región sin deformación; el número 1 significa que ese volumen fue sometido a una deformación y el número 2, es indicio de aquellos volúmenes de roca que fueron afectados por dos deformaciones sucesivas. Note también que en las áreas de la charnela no ocurrió deformación alguna. Modificado de Rowan y Linares (2000).

Cuando un pliegue va creciendo en sus dimensiones, va generando deformaciones

alrededor de él, es decir, sus flancos se van haciendo más largos y sus narices se van alejando del centro de la estructura; durante este proceso, las rocas que conforman la estructura cruzan superficies axiales activas, en donde sufren contracciones y extensiones que finalmente se traducen en fracturamiento. El tipo de pliegue es muy importante porque su evolución cinemática indicará los volúmenes que hayan sido más deformados. Así, desde un pliegue sencillo como puede ser uno por desprendimiento, hasta uno generado por flexión de falla, tendrán fracturas en volúmenes localizados en sus flancos y en sus narices, o bien en sus charnelas, según sea el caso. En las figuras 6.12 y 6.13 se muestran como ejemplo fracturas asociadas a dos pliegues por desprendimiento, pero en un caso en uno de sus flancos y en el otro en una de sus narices.



FIGURA 6.12. Fracturas desarrolladas en las capas verticales del flanco sur del pliegue por desprendimiento denominado Anticlinal de los Muertos, cerca de la ciudad de Monterrey, Estado de Nuevo León, México.

Las narices de un pliegue son partes del mismo cuya evolución raramente se analiza, probablemente porque es costumbre enfocarse en un corte transversal o longitudinal, casi siempre en la parte media de este, y raramente en los extremos. Pero el crecimiento de un pliegue ocurre hacia los flancos, hacia arriba y hacia sus extremos con transporte del material rocoso a través de superficies axiales activas (Figura 6.14). Según sea la historia cinemática y el mecanismo que haya dado origen al pliegue, este crecerá más transversalmente, longitudinalmente, o en su relieve estructural.



FIGURA 6.13. Fracturas desarrolladas en la nariz oriental del pliegue por desprendimiento denominado Anticlinal de Las Mitras, cerca de la ciudad de Monterrey, Estado de Nuevo León, México.

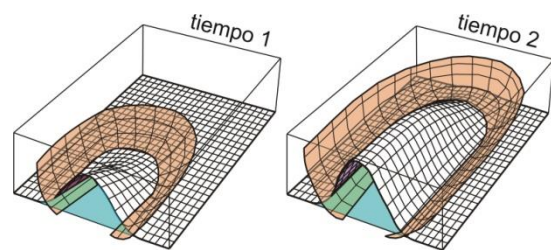


FIGURA 6.14.- La propagación de la nariz de un anticlinal por desprendimiento sigue el mismo comportamiento que los limbos del mismo, en donde la roca sufre deformación y posible fracturamiento cuando pasa por superficies axiales activas.

El esquema de la figura 6.15 muestra las direcciones promedio en las que primero ocurre acortamiento después alargamiento continuo,

cuando se sobreponen las elipses de deformación infinitesimal y finita en un plano horizontal. Las direcciones indicadas están directamente relacionadas al movimiento de la roca dentro del pliegue y es una ayuda para explicar como se pueden mantener abiertos los pares conjugados de fracturas de cizalla existentes antes del plegamiento. Este es útil cuando se compara con las fotografías de las figuras 6.17 a 6.19. No se debe olvidar en este ejemplo que también existen elipses superpuestas en planos verticales longitudinales y transversales al pliegue, en donde también hay direcciones promedio de acortamiento y posterior alargamiento. Se sugiere consultar el capítulo 11 para mayor información respecto a las relaciones esfuerzo-deformación.

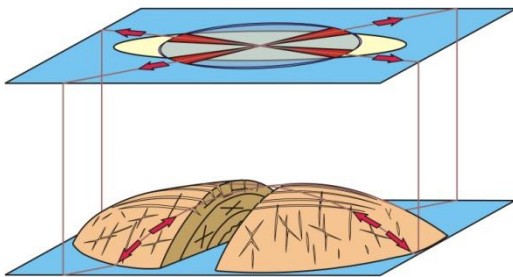


FIGURA 6.15.- Fracturas desarrolladas en un pliegue por desprendimiento. Las flechas indican el movimiento del material acorde con las direcciones promedio de acortamiento y alargamiento de la elipse de deformación horizontal. Compare con las fotografías de las figuras 6.8, 6.12 y 6.17.

Una serie de conclusiones se derivaron a partir de la aplicación de conceptos mecánicos, reglas geométricas, reglas cinemáticas, la simulación en computadoras y, todo lo anterior, comparado con casos reales de campo. Lo anterior ha sido muy útil para explicar la presencia de fracturas en pliegues.

Se utilizaron dos programas de cómputo con el propósito de corroborar las deducciones alcanzadas a partir del estudio de las condiciones mecánicas necesarias para producir fracturamiento y de la evolución cinemática de modelos de fracturamiento. Para el análisis de la deformación se usó el software Visualizing Strain, desarrollado por Girty y Reich (2001), disponible en internet en la liga (www.geology.sdsu.edu/visualstructure/), mientras que

para simular el plegamiento se utilizó el programa Trishear v. 4.5, desarrollado por Richard W. Allmendinger (2000), hoy denominado Fault Fold Forward v. 6, disponible en internet en la liga (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/>) (Figura 6.16).

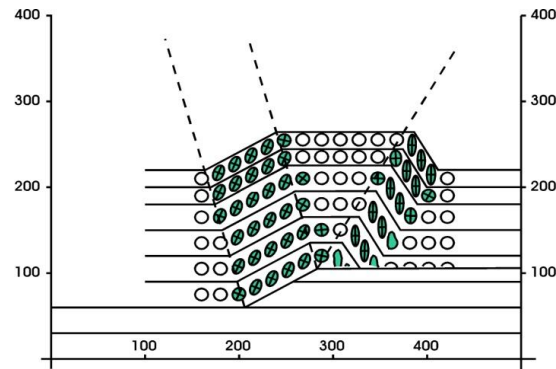


FIGURA 6.16. Simulación de un pliegue por flexión de falla en el que se evidencia que en los limbos está concentrada la mayor deformación (elipses verdes), esto implica que son las zonas en donde pueden ocurrir más fracturas. A medida que progresa el plegamiento se agregarán nuevos volúmenes deformados que van transitando a través de las superficies axiales activas. Nótese también que la zona de la cresta del pliegue permanece sin deformar.

Las conclusiones teóricas y las simulaciones por computadora se compararon con pliegues reales a diferentes escalas. En las Figuras 6.17 y 6.18 se muestran dos localidades del flanco SW de la Sierra de la Silla en el Estado de Nuevo León; en la primera se observan pares conjugados de fracturas de cizalla con aberturas considerables, mientras que en la segunda se ilustran enjambres de fracturas que se intercalan con otros enjambres, lo que ayuda a especular si la dirección de alargamiento continuo es perpendicular a los enjambres y, a su vez, es lo que las mantiene abiertas.

El objetivo final de este análisis es lograr un modelo que ayude a los Geólogos de la industria petrolera a perforar en el lugar correcto desde la primera vez.



FIGURA 6.17. Fracturas abiertas en la Formación San Felipe del Cretácico Superior en el flanco suroriental de la Sierra de La Silla, al sureste de Monterrey, Nuevo León.



FIGURA 6.12. Fracturas abiertas en la Formación San Felipe del Cretácico Superior en el flanco suroriental de la Sierra de La Silla, al sureste de Monterrey, Nuevo León.



FIGURA 6.13. Pliegue por flexión de falla. Tuscarora Sandstone near Baker, WV. <http://www.ryans-hackleton.com/news>. Accesada el 21 de diciembre del 2020.



FIGURA 6.14. Fracturas en pliegue de caliza. Localidad desconocida. <https://sketchfab.com/3d-models/s0056-d04e7e3bc7f34adea7cab9128f7b37cb>. Accesada el 21 de diciembre del 2020.

Capítulo 7

SECCIONES ESTRUCTURALES

Para efectuar un estudio estructural en cualquier área es necesario contar con un mapa geológico preciso, con curvas de nivel y con un número razonable de datos estructurales. Una vez que se dispone de lo anterior, se procede a construir secciones, o cortes del terreno en planos verticales, que intercepten a las estructuras en forma ortogonal a su dirección preferencial, con el fin de utilizar los valores angulares de los echados verdaderos medidos en campo; si no se hace así y la línea de sección es oblicua a las estructuras, entonces se deberán calcular los echados aparentes correspondientes. Supóngase que en un sitio con topografía plana aflora una capa que tiene un rumbo norte-sur y un echado de 56° hacia el oeste. Si se trazan dos líneas de sección en una dirección $S45^\circ W$, y en otra dirección $N21^\circ W$, entonces habrá que calcular cuáles son los echados aparentes que les corresponden. La solución de este problema se puede obtener a través de cinco procedimientos diferentes: a) por métodos analíticos, b) por geometría descriptiva, c) utilizando un nomograma, d) utilizando la red estereográfica, o, e) con el uso de una tabla de conversión, mismos que se discuten a continuación.

a) Cálculo de echados aparentes por métodos analíticos

En la figura 7.1 se muestra con un ejemplo como calcular el rumbo y el echado verdadero de una capa cuando se dispone de dos datos de inclinaciones aparentes. Recuérdese que el echado verdadero de una capa es la línea de máxima pendiente, que es a su vez, perpendicular al rumbo esta.

Con las ecuaciones mostradas a continuación se efectúa el cálculo de las distancias que corresponden al echado verdadero y a los echados aparentes. Note que con los datos del echado verdadero se puede calcular cualquier

echado aparente, pero si se cuenta con dos echados aparentes, entonces se podrá calcular el echado verdadero.

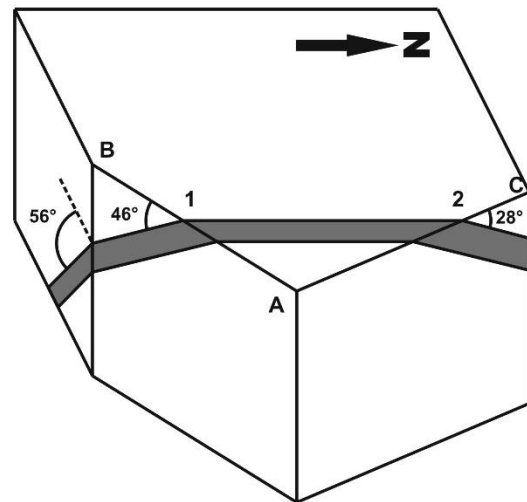
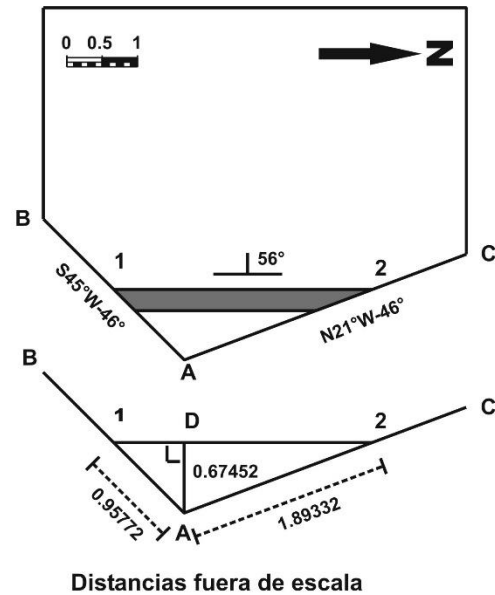


FIGURA 7.1.- Diagrama mostrando las relaciones geométricas entre un echado verdadero ($NS-56^\circ W$) y dos echados aparentes en direcciones AB ($S45^\circ W-46^\circ$) y AC ($N21^\circ W-28^\circ$).

$$Distancia A - 1 = Cot 46^\circ = \frac{1}{1.044147} = 0.95772$$

$$\text{Distancia A} - 2 = \text{Cot } 28^\circ = \frac{1}{0.528173} = 1.89332$$

$$\text{Distancia A} - D = \text{Cot } 56^\circ = \frac{1}{1.482536} = 0.67452$$

b) Cálculo de echados aparentes por geometría descriptiva

El problema anterior también puede resolverse gráficamente empleando geometría descriptiva. El primer paso consiste en dibujar, con la orientación correcta, los datos estructurales de que se dispone. Se sabe que el echado verdadero es NS-56°W y se desean calcular los echados aparentes en una dirección N21°W y en otra S45°W (Figura 7.2 A). En un punto cualquiera del rumbo de la capa se traza una línea rotada 56° respecto a la dirección del echado verdadero (Figura 7.2 B). La dirección de rotación es arbitraria; en el ejemplo mostrado se efectuó en el sentido de las manecillas del reloj, pero se hubiera

podido realizar en el otro sentido. A continuación se elige una distancia "d1", también arbitraria, medida desde el punto 1 donde se intersectan el rumbo y el echado. Esa misma distancia se traza en el punto 2, "d2", lugar en donde el rumbo de la capa intersecta a la dirección en donde se desea calcular uno de los echados aparentes (Figura 7.2 C). Se traza entonces una línea desde el punto 4 hasta el extremo de la distancia "d2"; el ángulo entre ambas líneas es el echado aparente de la capa en una dirección de 21° hacia el noroeste. De forma similar se calcula el otro echado aparente. Utilizando el mismo método es posible determinar el echado verdadero cuando se tienen dos echados aparentes, o bien, un echado aparente y se conoce el rumbo de la capa.

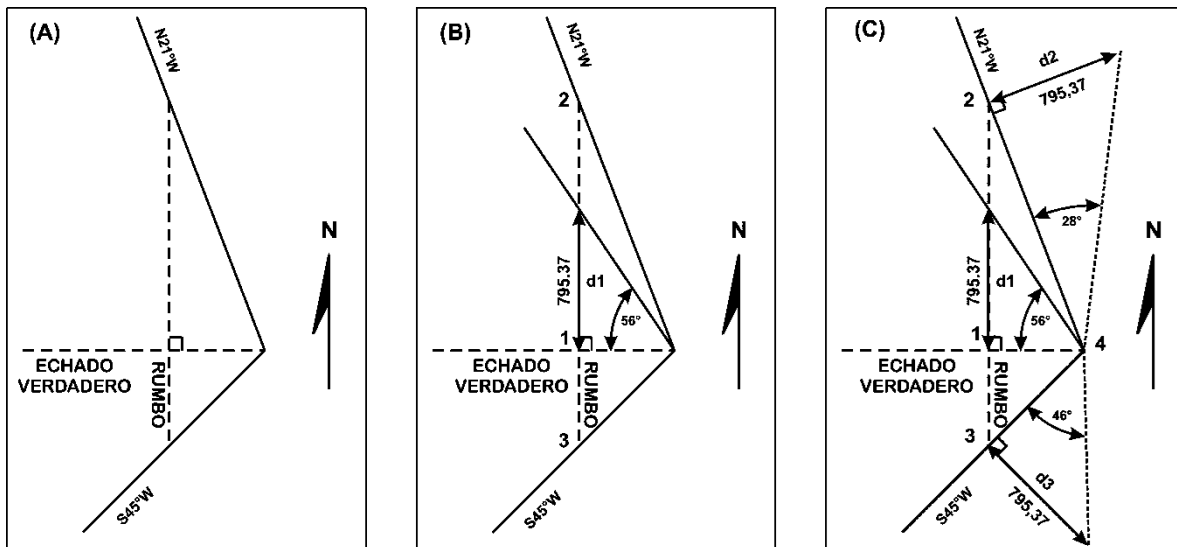


FIGURA 7.2.- Diagrama mostrando el método de geometría descriptiva para calcular dos echados aparentes a partir de un echado verdadero. Note que las distancias "d", "d1" y "d2" son iguales.

c) Cálculo de echados aparentes utilizando un nomograma

El problema planteado anteriormente puede resolverse también utilizando un nomograma, herramienta gráfica mostrada en la Figura 7.3. El uso del nomograma es bastante simple, solamente se traza una línea recta que una dos de las columnas en donde se tengan datos, por ejemplo, si se conoce la intensidad del echado verdadero (56°) y el ángulo entre el rumbo de la capa y la dirección en la que se desea conocer el echado aparente (21°), entonces en la columna de intermedia se lee el valor del echado aparente (26°). El otro echado aparente (46°) resulta de alinear el valor del echado verdadero (56°) y el ángulo entre el rumbo de la capa y la dirección en la que se desea conocer el echado aparente (45°).

d) Cálculo de echados aparentes utilizando la red estereográfica

El mismo problema anteriormente planteado también puede resolverse con una red estereográfica, herramienta gráfica que se discute con amplitud en el capítulo siguiente. El procedimiento a seguir consiste en ubicar primero en la red los datos disponibles. Suponga que se han medido en el campo dos echados aparentes ($S45^\circ W-46^\circ$ y $N21^\circ W-28^\circ$). Un echado aparente se representa en la red con un punto, mismo que indica la dirección y la inclinación de la capa en esa posición. Dos echados aparentes representados por dos puntos en el diagrama son suficientes para localizar un gran círculo que pase por ambos puntos, el cual será el plano que se busca, con un rumbo NS y un echado verdadero de 56° hacia el oeste (Figura 7.4). En el capítulo 8 se explica con más detalle el uso de la red estereográfica.

e) Cálculo de echados aparentes con el uso de una tabla de conversión

En el trabajo de campo es frecuente contar con datos de echados aparentes que es necesario proyectar a la línea de sección que se desea construir. Esto se puede resolver empleando una tabla de conversión (Tabla 7.1) cuyo uso es muy sencillo. Suponga que el echado verdadero de una serie de estratos es

$N10^\circ E-30^\circ SE$. Se desea construir una carretera en una dirección $N50^\circ E$ y se desea conocer el echado aparente. En la tabla de abajo se localiza el ángulo entre la línea de sección y el rumbo de los estratos (40°) y la intensidad del echado verdadero (30°). En la intersección del renglón y de la columna correspondiente se lee el valor buscado (20.5°). Otra aplicación de la tabla es cuando se conoce un echado aparente ($N40^\circ E-20^\circ$) y el rumbo de los estratos ($N15^\circ E$). En la columna izquierda se buscan 15° , y hacia la derecha, sobre el renglón, se localiza 19.5° , que es el valor más cercano al echado aparente, directamente abajo, se leerá el valor deseado del echado verdadero (40°).

En el campo es conveniente tener en la libreta de campo una copia de esta tabla, en caso de que no se disponga de otras herramientas para efectuar los cálculos mencionados. Recuerde que la precisión de esta tabla no es muy alta y sólo se puede lograr aproximaciones del orden de dos grados.

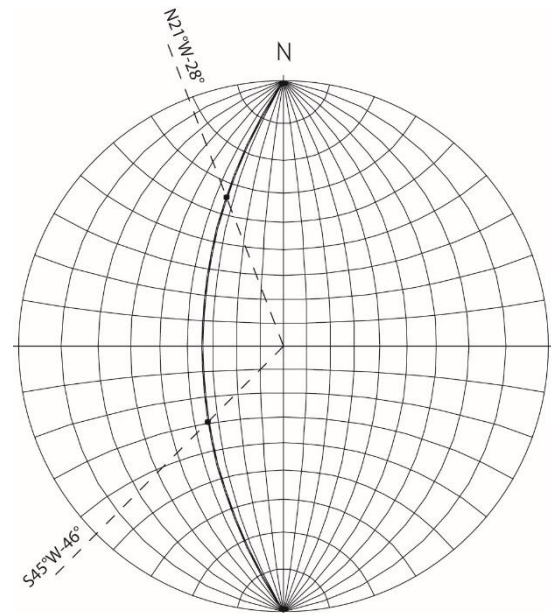


FIGURA 7.4.- Red estereográfica de igual ángulo utilizada para encontrar el echado verdadero a partir de dos echados aparentes. También se puede calcular el ángulo de inclinación de un echado aparente cuando se conoce el echado verdadero.

Una vez que se ha comprendido el significado de los echados verdaderos y aparentes, se

puede emprender la tarea de construir secciones estructurales, que son probablemente la representación más importante en la Geología Estructural, principalmente, porque es la forma de transmitir a otros especialistas la forma y distribución de las rocas en el subsuelo de una región.

Para construir una sección estructural se deben seguir rigurosamente los pasos siguientes (Figura 7.5):

1. Localizar la línea de sección en el mapa, en una posición tal, que intersecte de forma perpendicular a las estructuras existentes.
2. Construir un perfil topográfico a lo largo de la línea de sección, escogiendo un nivel base, o datum, adecuado. Es frecuente que éste sea el nivel del mar, pero puede seleccionarse otro arbitrariamente según convenga.
3. Transportar los contactos geológicos al perfil topográfico.
4. Transportar los datos estructurales al perfil topográfico. Recordar que es necesario proyectar aquellos que no se encuentren en la línea de sección pero que estén más próximos a ella. Si el rumbo de los echados no es perpendicular a la línea de sección, entonces se deberá calcular su valor angular aparente.
5. Si hay pliegues, efectuar una construcción geométrica de ellos, siempre que sea posible.

Localizar la línea de sección de forma apropiada es muy importante porque se debe recordar que el objetivo del corte en el terreno es mostrar lo más fielmente posible, las estructuras presentes en el subsuelo.

En la Figura siguiente se muestra la topografía de la Sierra de las Mitras, en el área de Monterrey, y se ejemplifica la forma en que se construye un perfil topográfico. Primero se elige la localización de la línea de sección; posteriormente, se trazan los ejes horizontal y vertical del perfil empleando la misma escala en ambas direcciones. En este caso se ha

elegido el *datum* en la curva de nivel de 1,000 metros sobre el nivel del mar. El siguiente paso consiste en ir marcando los puntos en donde la línea de sección cruza a las curvas de nivel y ubicarlos con su altura correspondiente en la sección vertical. El primer punto se localiza en el punto A, a una altura de 1,000 m; el siguiente paso consiste en medir la distancia desde el punto A hasta el punto en donde la línea de sección corta a la curva 1,200 m, con esa distancia se dibuja un punto en el eje horizontal y se localiza verticalmente su altura. Se continúa trabajando de la misma forma, es decir, midiendo desde el punto A, hacia la derecha, la distancia hasta otro cruce con otra curva de nivel y se usa esa longitud para localizar el punto correspondiente en el eje horizontal, para finalmente asignarle la altura apropiada. Cuando se han ubicado todos los puntos a lo largo de la sección, se procede a unirlos con una línea que representa finalmente el perfil topográfico de esa parte del terreno.

La importancia de mantener la escala vertical igual a la horizontal radica en que sólo así se podrá representar la inclinación correcta de una capa. Imagine una sección A-B con una longitud de 10 m; en el punto A, a una altura de 10 m, se ubica un plano inclinado 45° con respecto a la horizontal hacia B, pregúntese ¿qué pasaría con la inclinación del plano si la escala vertical se exagera? El ángulo de inclinación aumentaría y habría entonces que calcular el ángulo a usar de acuerdo a la magnitud de la exageración. Más adelante en este capítulo se proporciona una tabla para ese propósito.

Recuerde que se recomienda mantener siempre las escalas iguales, aunque existen algunos casos de excepción cuando la inclinación de las capas de roca es muy suave en estructuras conocidas como *estructuras supratenuas*, entonces conviene exagerar la escala vertical.

El siguiente paso en la construcción de una sección geológica es transportar al perfil topográfico los datos geológicos de los contactos entre formaciones y de las mediciones estructurales. En la figura de abajo se muestra gráficamente como realizar este paso.

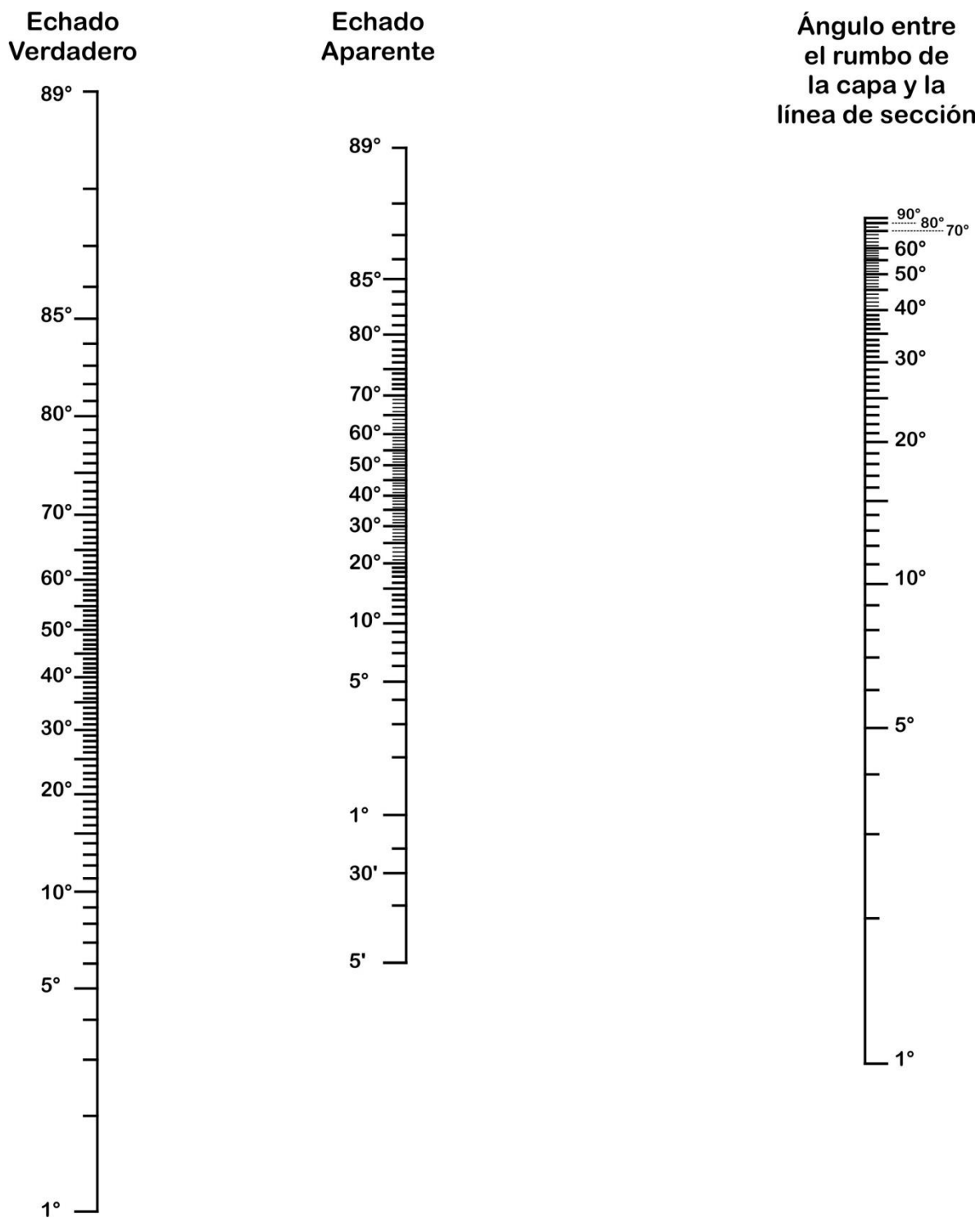


FIGURA 7.3.- *Nomograma* para calcular el ángulo de inclinación de un echado aparente a partir del ángulo de inclinación de un echado verdadero, o viceversa.

GRADOS	ECHADO APARENTE EN LA LÍNEA DE SECCIÓN																	GRADOS
	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	5.0	6.0	7.0	8.5	10.0	13.0	18.0	26.0	44.0	
5																		
10	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.5	10.0	12.0	14.0	16.5	20.0	25.0	32.0	44.0	62.0	
15	1.5	3.0	4.0	5.5	7.0	8.5	10.5	12.0	15.0	17.5	20.0	24.0	29.5	35.0	43.0	55.0	70.0	
20	1.5	3.5	5.5	7.0	9.0	11.0	13.5	16.0	19.0	22.5	26.0	31.0	36.0	42.5	51.0	62.0	75.0	
25	2.0	4.5	6.5	9.0	11.0	13.5	17.0	19.5	22.5	27.0	31.0	36.5	42.0	48.5	57.0	67.0	78.0	
30	2.5	5.0	8.0	10.5	13.0	16.0	19.0	23.0	26.0	31.0	35.5	41.0	46.5	53.0	61.0	70.5	80.0	
35	3.0	6.0	9.0	12.0	15.0	18.0	23.0	26.0	29.0	34.5	39.9	45.0	50.5	57.5	65.0	73.0	82.0	
40	3.0	6.5	10.0	13.5	16.5	20.5	24.0	28.0	32.0	37.5	43.0	48.0	54.0	61.0	67.0	75.0	83.0	
45	3.5	7.0	11.0	14.5	18.0	22.0	26.5	31.0	35.5	40.0	45.5	51.0	56.5	63.0	69.0	76.5	83.5	
50	3.5	7.5	11.5	16.0	19.5	24.0	28.0	33.0	37.5	42.5	47.5	53.0	59.0	65.0	71.0	77.5	84.0	
55	4.0	8.0	12.0	17.0	21.0	25.0	30.0	35.0	39.5	44.5	49.5	55.0	60.5	66.5	72.0	78.0	84.0	
60	4.5	9.0	13.0	18.0	22.0	27.0	31.5	36.5	41.0	46.0	51.0	56.5	61.5	67.5	73.0	79.0	84.0	
65	4.5	9.0	13.5	18.5	23.0	28.0	32.5	37.5	42.0	47.0	52.0	57.5	62.5	68.5	73.5	79.5	84.5	
70	4.5	9.0	14.0	19.0	23.5	28.5	33.5	38.0	43.0	48.0	53.0	58.5	63.5	69.0	74.0	79.5	85.0	
75	5.0	9.5	14.5	19.5	24.0	29.0	34.0	39.0	44.0	49.0	54.0	59.0	64.0	69.5	74.5	80.0	85.0	
80	5.0	10.0	15.0	20.0	24.5	29.5	34.5	39.5	44.5	49.5	54.5	59.5	64.5	69.5	74.5	80.0	85.0	
85	5.0	10.0	15.0	20.0	25.0	30.0	35.0	40.0	44.5	49.5	54.5	59.5	64.5	69.5	75.0	80.0	85.0	
GRADOS	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	
ECHADO VERDADERO																		

TABLA 7.1. Tabla para convertir al grado más cercano, el valor del echado aparente en una línea de sección oblicua al rumbo de las capas. (Después de Badgley, 1959).|

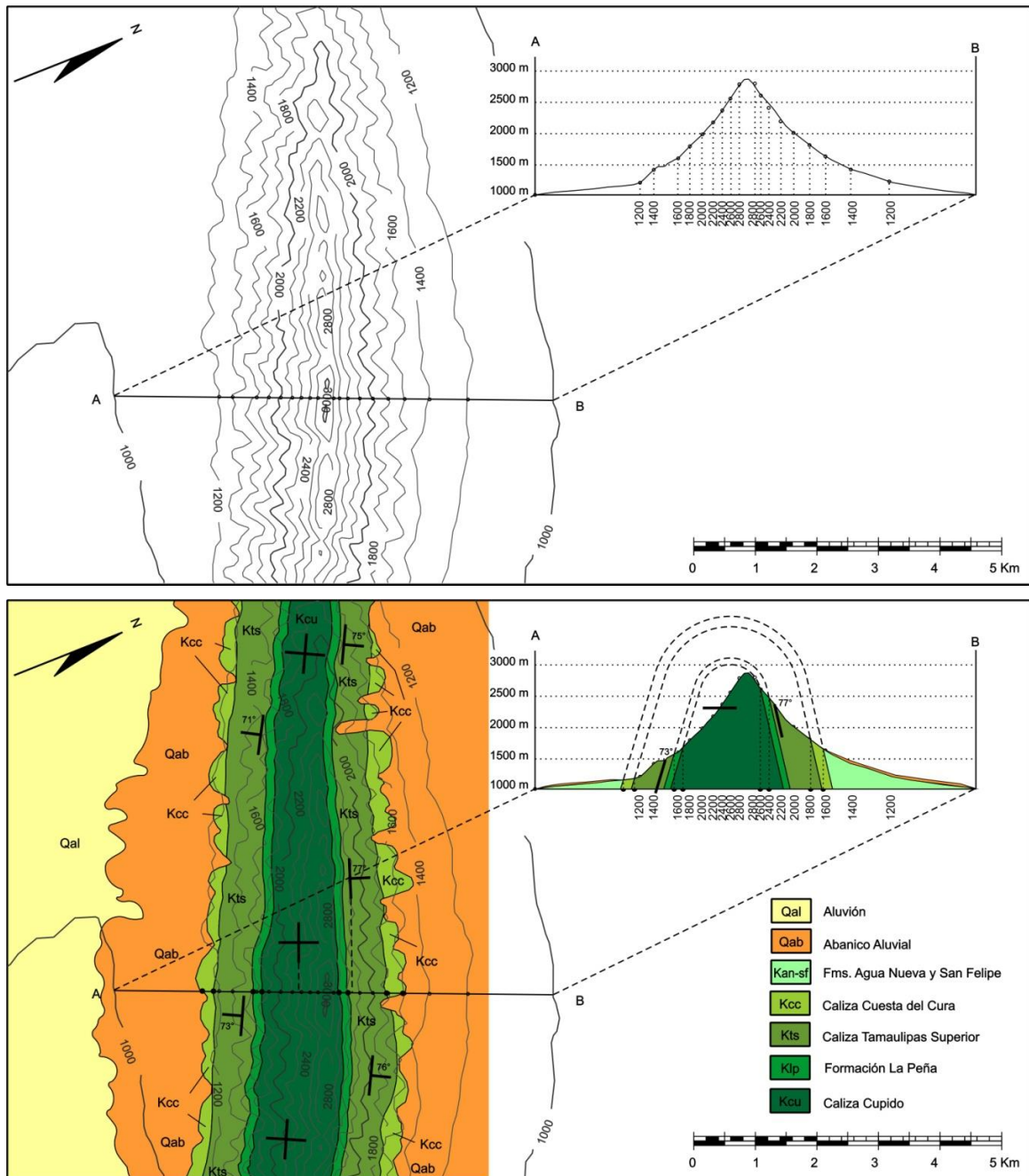


FIGURA 7.5.- Construcción del perfil topográfico (arriba) de una sección geológica (abajo).

En la figura 7.6 se ilustra el mapa geológico de un sinclinal en el que se tienen echados foto-geológicos (símbolos sin valor angular de intensidad) y echados de campo (símbolos con valor angular de intensidad). Los echados de campo se deben proyectar a la línea de sección con el rumbo de la capa, pero cuando el

rumbo no es perpendicular a la línea de sección, entonces se deberán calcular los echados aparentes con alguno de los métodos mencionados en párrafos anteriores. La sección está localizada en una dirección perpendicular a la charnela de la estructura.

A continuación se discute un método geométrico, que si bien no es el único, si es el más utilizado por su sencillez.

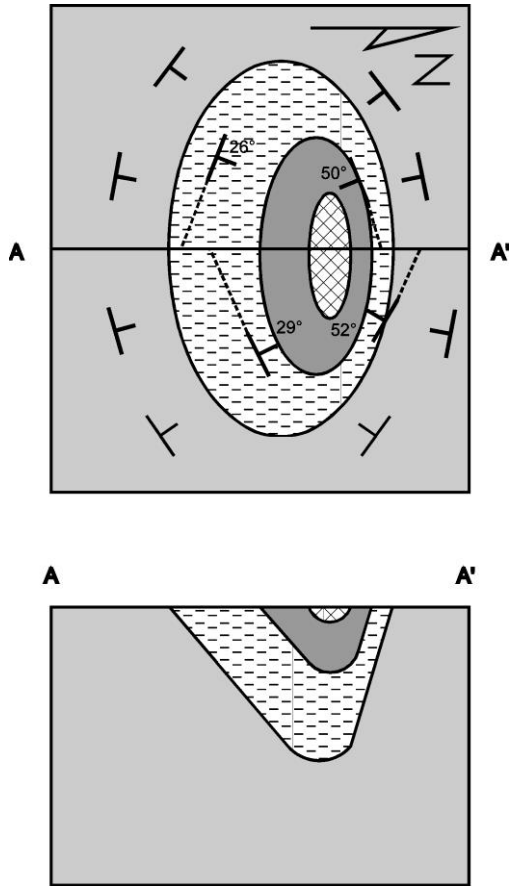


FIGURA 7.6.- Proyección de echados a una línea de sección.

El *método del arco* o de Busk (Busk, 1929) es una rutina geométrica para reconstruir pliegues paralelos y no sirve para dibujar pliegues similares o más complicados; para esto último, se sugiere al lector consultar el artículo de Gill (1953). El método del arco se ilustra en la figura 7.7. Supóngase que se cuenta con datos estructurales (echados verdaderos) tomados en el campo en los puntos indicados. Supóngase también que en el campo se midieron los espesores de las calizas y dolomitas y que esos datos se han transferido al perfil topográfico de la sección, en el que se ha considerado como nivel base al nivel del mar. Con esta información se procede a reconstruir geoméricamente a los pliegues, trazando

perpendiculares a los echados, con lo que se obtienen las intersecciones 1, 2, 3 y 4, mismas que se usan como centros de los arcos de círculo que unen los puntos A, B, C, D y E. Hasta aquí se ha obtenido la geometría de los pliegues en el contacto entre las formaciones de dolomitas y calizas, pero para reconstruir los pliegues en el resto de la sección, bastará con trazar los arcos necesarios entre las demás formaciones, respetando los espesores medidos en el campo de cada una de ellas.

Es sabido que en la naturaleza el espesor de un estrato o formación no es constante, lo que enfrenta al geólogo con otro problema que es ¿cómo reconstruir geoméricamente los pliegues resultantes de la deformación de capas de espesor variable? En éste caso, la rutina de trabajo más sencilla consiste en combinar el método del arco con dibujo a mano libre, aunque se debe recordar que existen otros métodos más laboriosos, como el citado anteriormente de Gill (op. cit.).

En la figura 7.7b se ilustra otra aplicación del método del arco. Supóngase que se cuenta con el mismo perfil topográfico de la figura 7.7a, pero que los echados verdaderos tomados en el campo son los indicados en los puntos A, B, C, y D. Tomando como centros las intersecciones de las líneas 1, 2, 3 y 4, perpendiculares a los echados, se reconstruye el horizonte respectivo que va desde el punto A hasta el E. Pero según los datos de campo, el contacto que aflora en A también aflora en F, por lo que es necesario ajustar el horizonte previamente dibujado (línea continua) al horizonte real (línea discontinua). El procedimiento para realizar lo anterior se efectúa, en primer lugar, tomando como centro la intersección de las líneas 3 y 4 y, con un radio desde ese punto hasta F, se traza un arco desde F hasta intersectar a la línea 3 en H. En segundo lugar, se debe encontrar un arco que una los puntos I y H y que sea aproximadamente tangente a los arcos adyacentes AI y HF. Para lograr esto se traza la línea recta 5 uniendo los puntos I y H, desde los cuales se dibujan las líneas 6 y 7 a 45° de la línea 5. Tales líneas se intersectan en el punto J, mismo que será empleado como centro para trazar el arco deseado. Así, el trazo más aproximado del contacto entre las formaciones según los datos de campo, será el horizonte plegado AIHF.

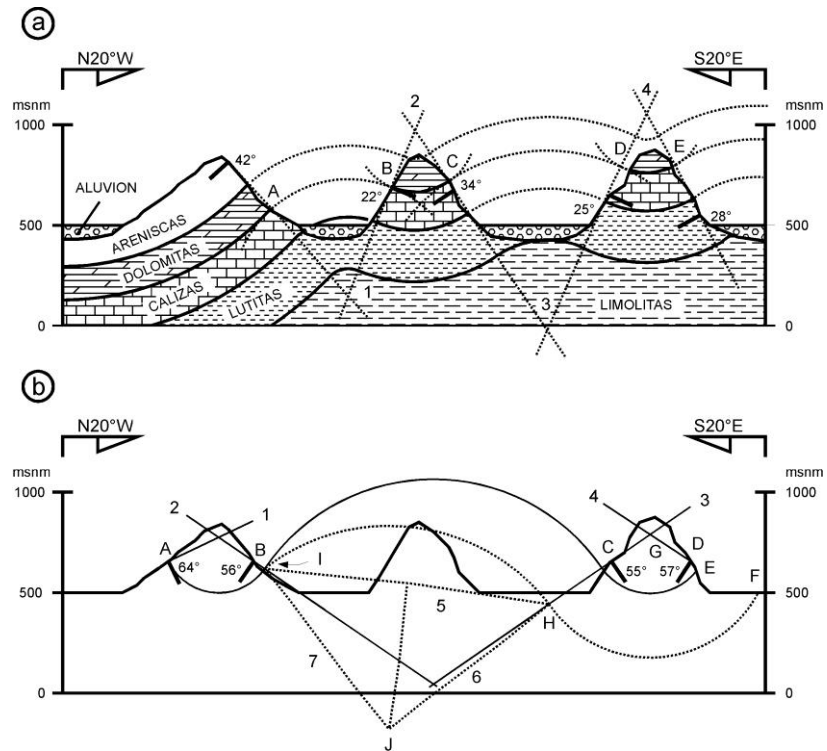


FIGURA 7.7.- Dos variantes del método del arco para reconstrucción geométrica de una sección.

A continuación se presenta a detalle el método de Busk para construir una sección estructural. El procedimiento a seguir consiste en trazar líneas perpendiculares a los echados de las capas en los sitios en donde fueron medidos (Figura 7.8a). Como ya se mencionó anteriormente, un echado es una línea tangente a un arco de círculo. Como los radios de los círculos son siempre perpendiculares a la

línea tangente en el punto en donde el radio toca al círculo, entonces, la intersección de dos líneas perpendiculares indica el centro del arco de círculo deseado (Figura 7.8b), con lo que finalmente construimos los arcos para cada capa, encontrando los centros de curvatura entre medidas de echados adyacentes (Figura 7.8c).

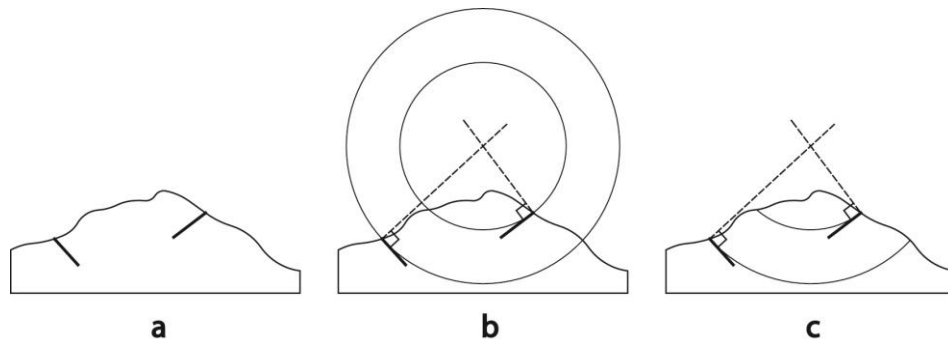


FIGURA 7.8.- a. Perfil topográfico mostrando dos echados medidos en el campo. b. Círculos tangentes a los echados. c. Arcos de círculo correspondientes a cada echado.

En el ejemplo de la figura 7.9 siguiente se muestra un perfil topográfico con datos de echados y se desea construir una sección estructural que satisfaga a los mismos.

El primer paso consiste en encontrar el centro de los arcos de círculo que pasan por los

echados 1 y 2. Recuerde que todos los arcos tangentes al echado 1 tienen sus centros en una línea perpendicular a ese echado, y así sucesivamente con el echado, 2, 3, etc. Posteriormente, se debe continuar con los centros de todos los demás echados (Figura 7.10).

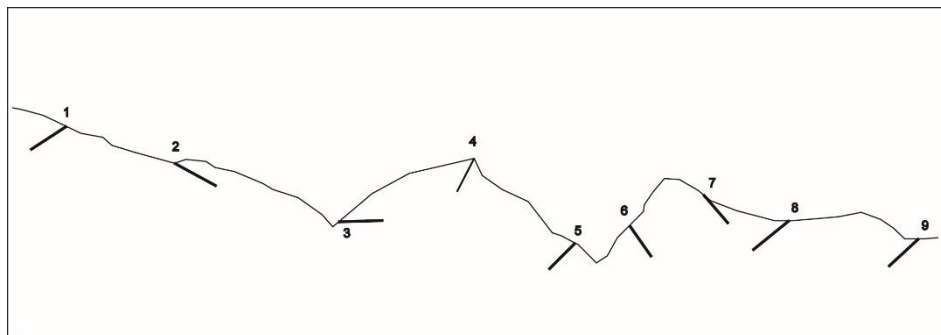


FIGURA 7.9.- Perfil topográfico con los datos de echados medidos en el campo.

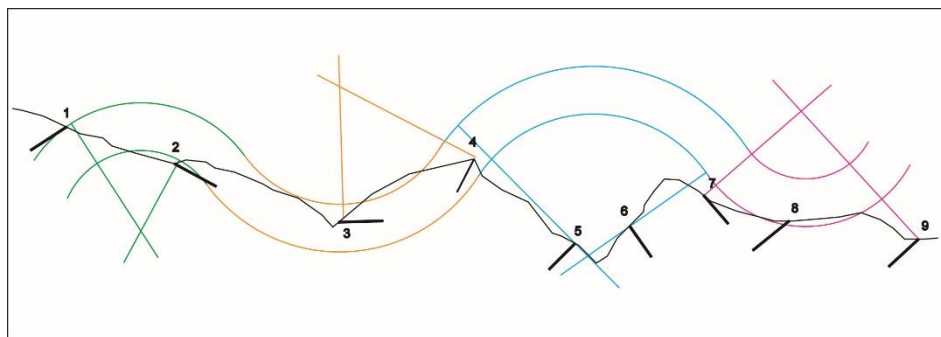


FIGURA 7.10.- Perfil topográfico con los datos de echados medidos en el campo y con sus respectivos arcos de círculo trazados a lo largo de toda la sección.

Cuando se construye una sección estructural utilizando métodos estrictamente geométricos es muy probable que los contactos de las formaciones no coincidan exactamente al continuar los segmentos de arco, bien porque las unidades estratigráficas no tengan un espesor constante, o bien porque existan pequeños errores de construcción, o simplemente

porque los pliegues en la naturaleza no tienen formas geométricas ideales, sin embargo, ha de reconocerse que la aplicación de estos métodos es una forma más cuantitativa de reconstruir algunos pliegues concéntricos. En la figura 7.11 se muestra la misma sección pero considerando los contactos de las formaciones plegadas.

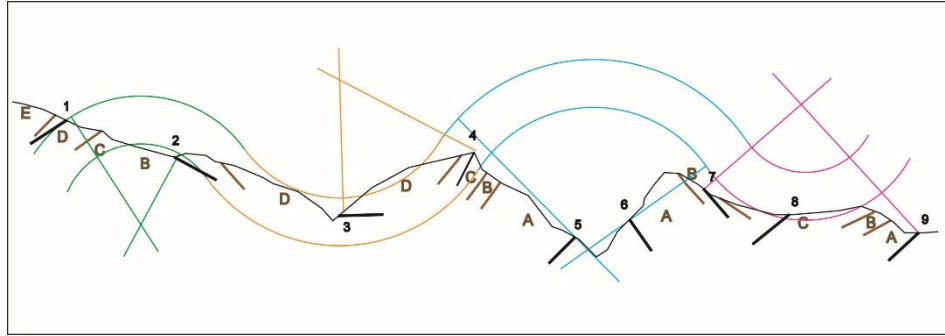


FIGURA 7.11.- Mismo caso de las figuras anteriores, pero ahora mostrando la posición de los contactos entre las formaciones A, B, C, D, y E, siendo la más antigua la primera y la más joven la última, respectivamente.

Para terminar con la construcción de la sección, ahora es necesario trazar los pliegues constituidos por las formaciones A, B, C, D, y E, en sus respectivos contactos. Esto se logra

trazando curvas paralelas a los arcos dibujados previamente, en las posiciones indicadas por los contactos en la sección (Figura 7.12).

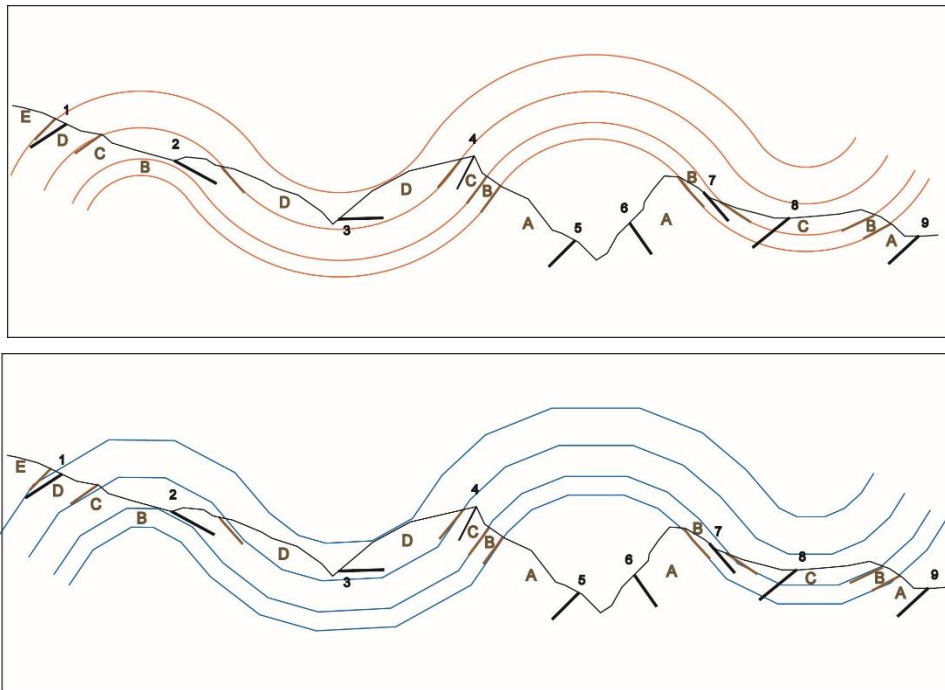


FIGURA 7.12.- Sección estructural mostrando los pliegues de la secuencia estratigráfica constituida por las formaciones A, B, C, D, y E, siendo la más antigua la primera y la más joven la última, respectivamente. Arriba se ilustran las estructuras con segmentos de arco y abajo con segmentos rectos, que es otra forma de construir secciones, pero con geometría kink.

En cualquier estudio geológico es muy importante la interpretación de la historia geológica de una región, la cual solo puede ser deducida a partir de una cartografía geológica precisa y de secciones. La figura 7.13 muestra un mapa geológico en el que existen cuatro estructuras principales: un sinclinal recostado, un intrusivo, una falla de transcurrancia y un dique. Se desea reconstruir cronológicamente la historia geológica de la región. La mejor forma de resolver el problema es elaborar una sección, analizando ésta y el mapa. Así, se concluye que el primer evento que ocurrió en la región fue el depósito de las rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones A, B, C y D; en segundo lugar ocurrió el plegamiento de las formaciones mencionadas, las que después de esa deformación fueron intrusionadas por las rocas E y finalmente tuvo actividad la falla, la que cortó y desplazó a las rocas de las unidades B, A y E (del dique).

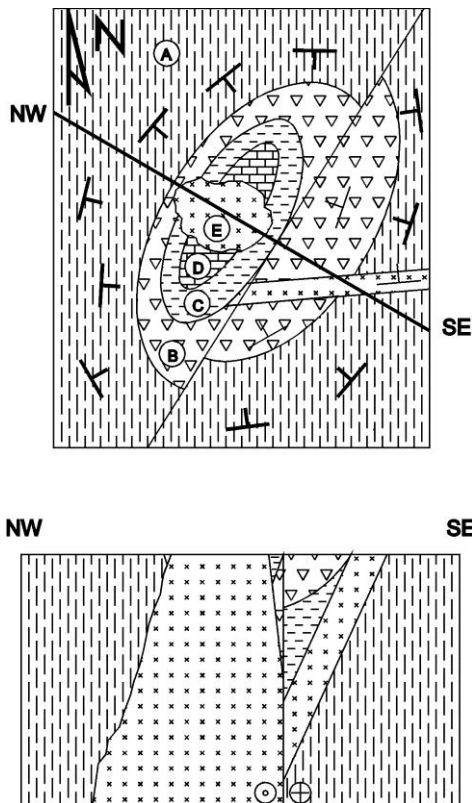


FIGURA 7.13.- Mapa geológico (arriba) y una sección NW-SE (abajo).

Capítulo 8

LA RED ESTEREOGRAFICA.

En la práctica geológica de campo se obtienen datos estructurales de acuerdo a la escala del mapa con el que se está trabajando y según sea el tipo de estructuras que existan. Pero es frecuente enfrentar el problema de que en el área de estudio exista un número considerable de micro y de mesoestructuras que no pueden ser representadas adecuadamente en el mapa y, consecuentemente, su interpretación final es complicada. Las redes para proyecciones estereográficas son herramientas gráficas muy convenientes para representar datos estructurales tridimensionales en diagramas bidimensionales. Los problemas que se pueden resolver usando éstas proyecciones son aquellas que tratan con líneas y planos y con ángulos entre ellos, pero la mayor ventaja de ésta herramienta es que permite incorporar en un solo diagrama cientos de datos estructurales.

La red estereográfica está basada en una esfera, de la que se utiliza comúnmente en geología estructural su hemisferio inferior. En tal diagrama es posible proyectar, siempre por su centro, planos y líneas con orientaciones geográficas y con inclinaciones o buzamientos, según sea el caso. En la figura 8.1a se ilustra el ejemplo de un plano "P" de rumbo N-40°-E y un echado de 35° al SE. Nótese que el plano formará una traza de intersección circular con la semiesfera en donde es proyectado. La forma de visualizar el diagrama es imaginar que uno ve al hemisferio inferior de la esfera desde arriba, como se muestra en la figura 8.1b.

Por otro lado, un plano también puede ser representado en una esfera por medio de su polo, o sea por medio de la proyección de una línea perpendicular al plano en un punto que arbitrariamente coincide con el centro de la esfera (Figura 8.2).

Lo ilustrado en las figuras 8.1 y 8.2 es el método conocido con el nombre de *proyección estereográfica* y, cuando se incluyen direcciones cardinales (N, S, E y W), se le conoce con el nombre de *estereodiagrama*.

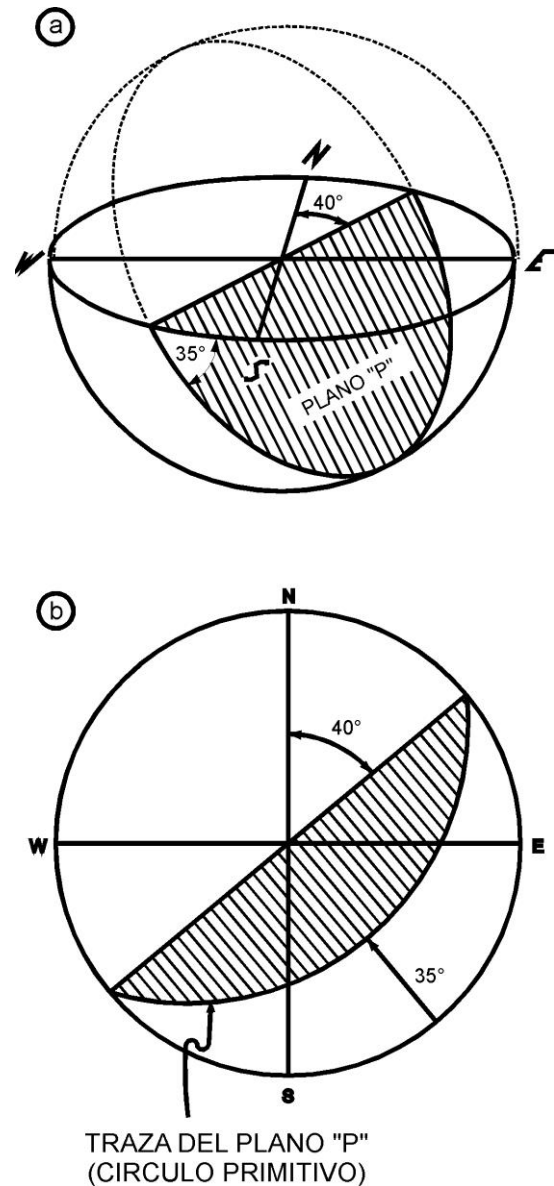


FIGURA 8.1.- Representación de un plano en la red estereográfica.

Los dos tipos más usados de redes en geología estructural son la *red estereográfica meridional* o *red de Wulff* y la *red estereográfica de igual área* o *red de Schmidt* (Figuras 8.3 y 8.4).

La red estereográfica meridional es muy útil para resolver gráficamente problemas de

relaciones angulares entre planos y líneas, aunque el número de datos sea muy grande. Una vez que la técnica de transferencia de datos es aprendida, es conveniente contar con una copia permanente de la red. Esto se logra fácilmente si se adhiere una copia fotostática de la red a un pedazo de madera o de cartón. Hecho esto, se sobrepone una hoja de papel transparente y se dibuja un círculo que coincida perfectamente con la red; en el centro del círculo se coloca un alfiler con el objetivo de que el papel transparente pueda girar libremente. A continuación se procede a proyectar los datos estructurales con que se está trabajando, de la forma en que se indicó en párrafos anteriores. Quizá la mejor manera de mostrar la utilidad de éste método es realizando algunos ejemplos. En las figuras 8.5 a 8.9 se ilustran cinco ejercicios y su solución, mismos que fueron resueltos utilizando la red estereográfica meridional. En el ejemplo de la figura 8.5 se ha graficado un plano "P" con un rumbo N-25°-E y una intensidad del echado de 35° al SE; También se muestra la posición que tiene el polo de ese plano.

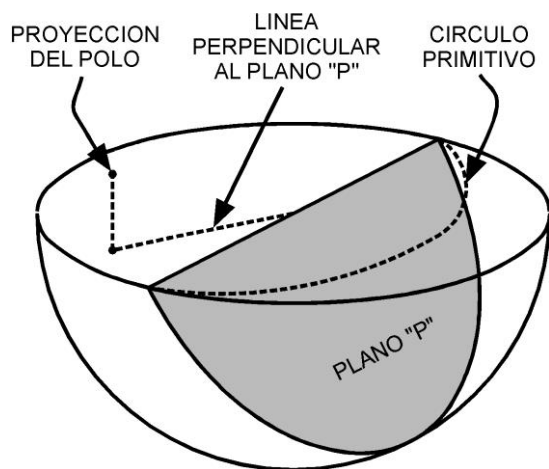


FIGURA 8.2.- Representación de un plano por medio de su polo en la red estereográfica.

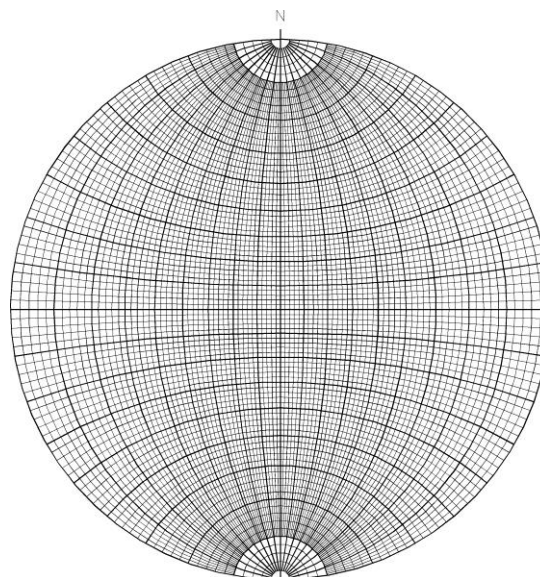


FIGURA 8.3.- Red meridional estereográfica o Red de Wulff.

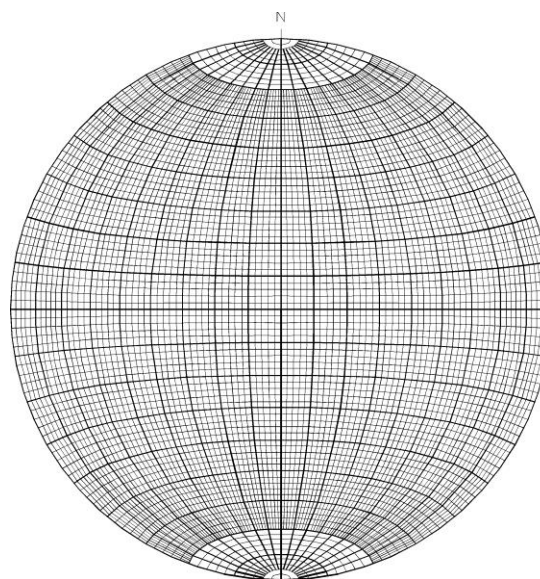


FIGURA 8.4.- Red estereográfica de igual área o Red de Schmidt.

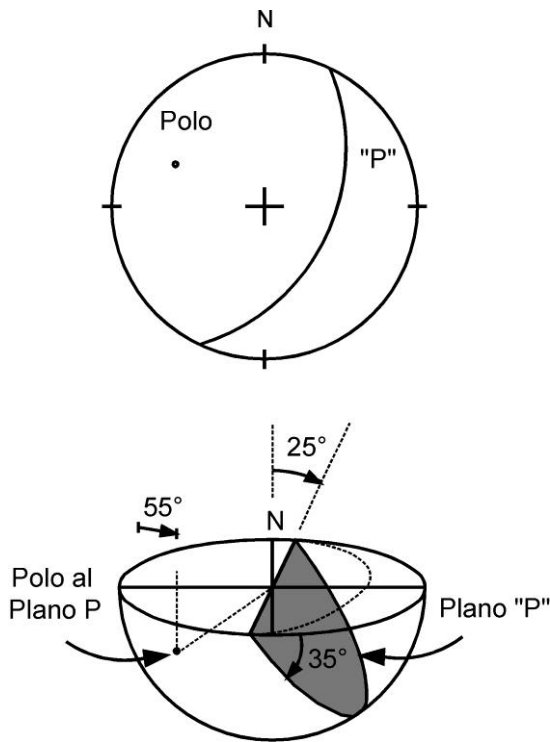


FIGURA 8.5.- Proyección de un plano en la red estereográfica. Arriba: diagrama resultante; abajo: croquis tridimensional.

En la figura 8.6 se ha graficado una línea "L" cuya orientación es S-45°-E y su buzamiento de 30°.

En la figura 8.7 se graficó un plano "P" de rumbo norte-sur y echado de 45° al oeste y una línea "L", contenida en ese plano, con una orientación S-30°-W y un buzamiento de 25°.

En la figura 8.8 el ejemplo ilustra un plano con rumbo N-45°-E y un echado de 45° al SE, en el que se desea encontrar el valor de un echado aparente en la dirección S-20°-E. La solución se obtiene graficando primero el plano, para posteriormente localizar y trazar la dirección del echado aparente y leer su intensidad (42°) directamente en la red.

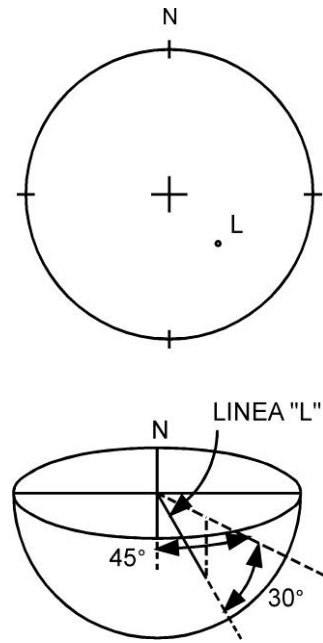


FIGURA 8.6.- Proyección de una línea en la red estereográfica. Arriba: diagrama resultante; abajo: croquis tridimensional.

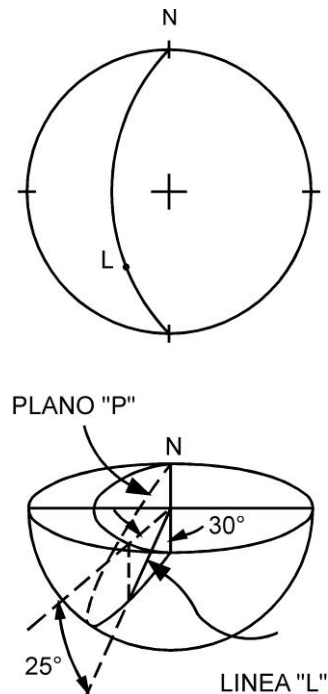


FIGURA 8.7.- Proyección de un plano y una línea en la red estereográfica. Arriba: diagrama resultante; abajo: croquis tridimensional.

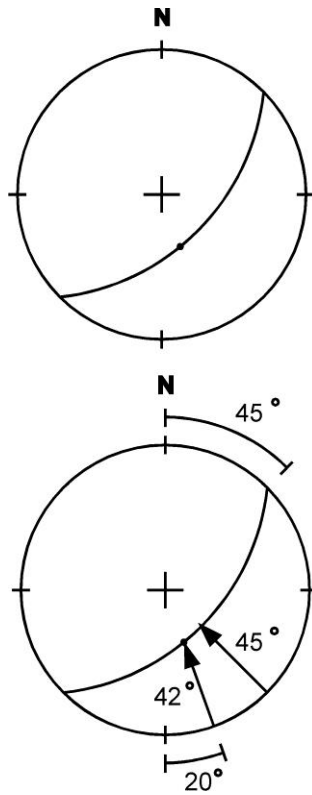


FIGURA 8.8.- Proyección de un plano en la red estereográfica y cálculo de un echado aparente de ese plano. Arriba: diagrama resultante; abajo: croquis bidimensional.

Hasta aquí se han graficado en la red datos estructurales de líneas y planos, pero en la figura 8.9 se muestra un problema de aplicación práctica que puede resolverse rápidamente y con precisión en el campo. Suponga que se cuenta con los datos de dos echados aparentes: a) N-20°-W-30° y b) S-70°-W-25°, con los que se requiere conocer el rumbo y la inclinación verdadera de una capa (echado verdadero). El primer paso para resolver el problema es graficar los echados aparentes (Figura 8.9), para después girar el papel transparente hasta que los puntos que representan los echados aparentes coincidan con algún círculo primitivo de la red. A continuación se trazará ese círculo y se podrá leer la intensidad del echado verdadero (36.5°). El rumbo del echado verdadero (N-31°-E o S-31°-W) se leerá directamente en cualquiera de los extremos del círculo primitivo.

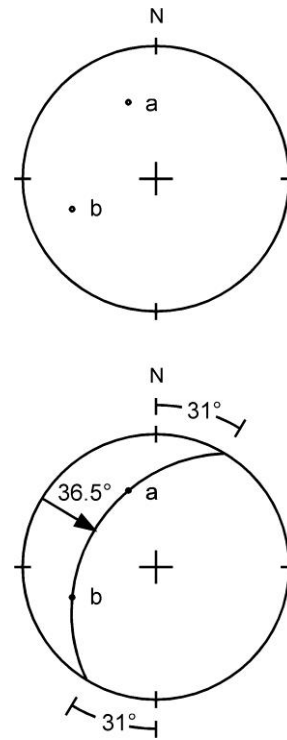


FIGURA 8.9.- Cálculo del echado verdadero con dos echados aparentes.

En la figura 8.10 se ilustra otro caso frecuente en geología que puede resolverse fácilmente con la red estereográfica meridional. Supóngase que se conocen varios echados de un pliegue cualquiera y que se quiere conocer la dirección y el buzamiento de la charnela de la estructura. Existen dos maneras de solucionar éste problema: por medio del *diagrama beta* " β ", o por medio del diagrama de polos. En el caso del diagrama beta, el método consiste en graficar cada echado medido como un círculo primitivo. Después de que se ha hecho esto, todos los círculos se intersectarán en un punto llamado "*charnela β* " (Figura 8.10a). Por otro lado, en el caso del diagrama de polos, el método consiste en graficar todos los polos de los planos medidos, después de lo cual tales polos definirán un gran círculo, que a su vez representa un plano perpendicular al plano axial del pliegue y, el polo a este plano indicará la "*charnela β* " (Figura 8.10c). En la figura 8.10b se ilustra lo anterior en perspectiva. La "*charnela β* " del ejemplo previo es la charnela del pliegue, que es una línea con un buzamiento de 22° hacia la dirección S-63°-W. El plano axial es vertical y por definición la charnela del pliegue está contenida en él.

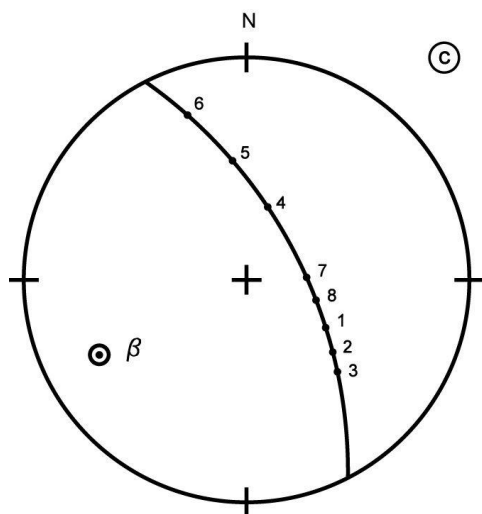
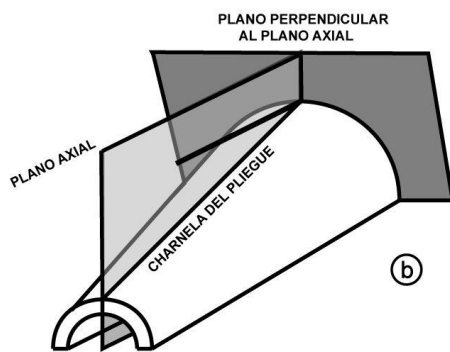
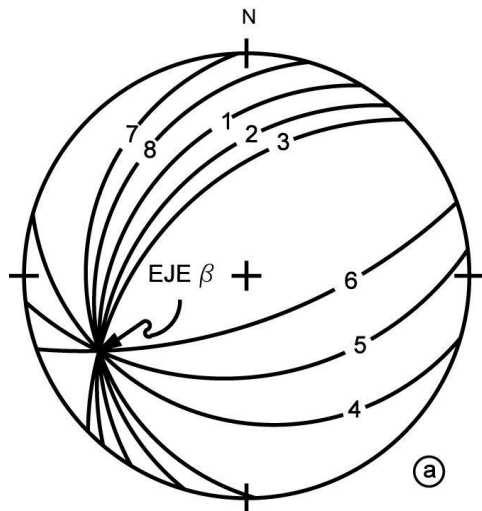


FIGURA 8.10.- Datos de campo: 1) N31°E-36°NW; 2) N40°E70°NW; 3) N45°E-80°NW; 4) N74°W-30°SW; 5) N83°E-50°SE; 6) N71°E-70°SE; 7) N2°W-24°SW; 8)N16°E-28°NW.

Con el ejemplo anterior se aprecia mejor la razón por la que en un pliegue es necesario distinguir cuidadosamente entre su charnela, su cresta y su plano axial. En la figuras 8.11 y 8.12 se muestran dos casos en los que el plano axial está inclinado y la charnela del pliegue no coincide con la cresta del mismo. Nótese que en los diagramas resultantes de la graficación de los polos al pliegue, es posible medir con precisión el rumbo y la inclinación del plano axial, así como el rumbo y el buzamiento de la superficie plegada, pero no es posible efectuar interpretación alguna de la cresta de la estructura.

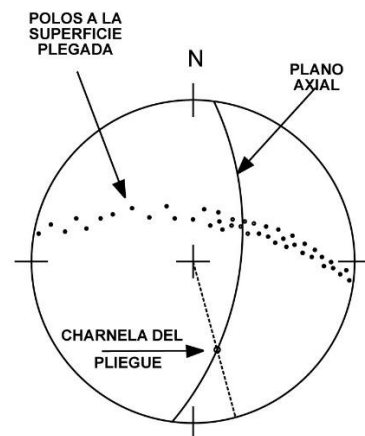
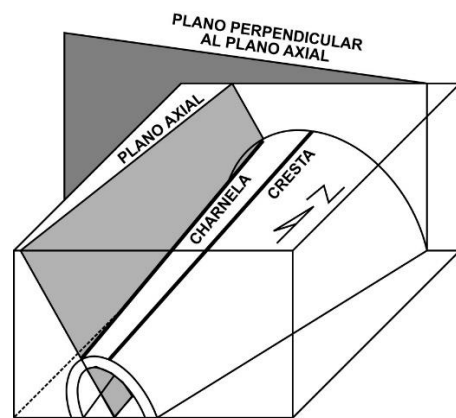


FIGURA 8.11.- Arriba: croquis de un pliegue con un plano axial inclinado y un charnela buzante del pliegue; nótese que la cresta no coincide con la charnela; abajo: estereodiagrama de la estructura.

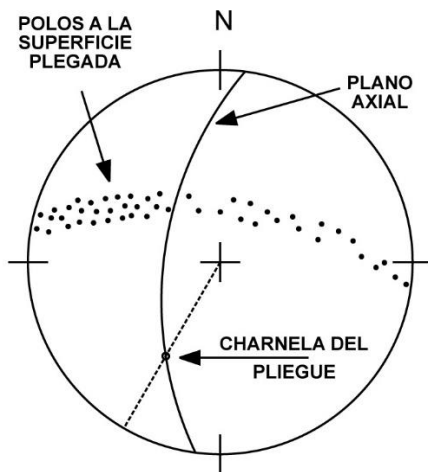
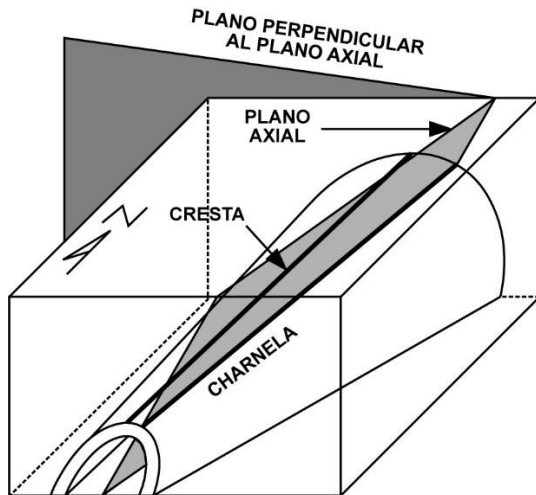


FIGURA 8.12.- Arriba: croquis de un pliegue con un plano axial inclinado y un charnela buzante del pliegue, donde la cresta no coincide con la charnela; abajo: estereodiagrama de la estructura.

Como se habrá notado hasta aquí, la red estereográfica meridional es muy útil para resolver problemas de datos estructurales relacionados con medidas angulares, pero cuando se procesan cientos de estos datos la interpretación de cientos de círculos primitivos se complica. En este caso es mejor utilizar la red estereográfica de igual área, o red de Schmidt, para analizarlos estadísticamente. Este tipo de red (Figura 8.4) se diferencia de la red

estereográfica meridional (Figura 8.3) en que, como su nombre lo indica, conserva áreas en lugar de ángulos. Ambas redes son muy parecidas y su única diferencia física es que en la red de Schmidt las líneas curvas cortas de las partes norte y sur no son círculos.

La red estereográfica de igual área es muy utilizada en geología estructural porque permite dar un tratamiento estadístico a cientos de datos estructurales que pueden ser agrupados en contornos. La forma de graficar líneas y polos a planos es exactamente igual a como se hace en la red estereográfica meridional.

La graficación de datos estructurales en la práctica no es tan perfecta como se ha mostrado en el ejemplo de la figura 8.10, debido a que la forma de las estructuras reales nunca es tan exacta y a que existen errores de medición que difícilmente pueden evitarse. Si la distribución de los polos es muy cerrada, entonces será posible trazar un círculo primitivo dentro de límites aceptables, pero si la distribución de los puntos es muy abierta, entonces probablemente solo será posible estimar un círculo primitivo aproximado.

Cuando se cuenta con una gran cantidad de polos se utiliza el método estadístico conocido como diagrama de contornos empleando la red estereográfica de igual área.

Existen varias formas para contar estadísticamente los puntos graficados en la red estereográfica de igual área, de las cuales la más sencilla consiste en construir una plantilla de cartón como se muestra en la figura 8.13a, que en sus extremos contenga orificios circulares de área igual a uno por ciento del área total de la red que se esté usando. Por ejemplo, si la red tiene un diámetro de 20 cm, los orificios deberán tener un diámetro de 2 cm.

Para efectuar el conteo se sobrepone una segunda hoja de papel transparente sobre la que tiene graficados los polos de los datos estructurales (echados). El siguiente paso es rotar y mover la plantilla para trazar círculos que incluyan en ellos a uno o varios polos, escribiendo un número adyacente a cada círculo que indica la cantidad de polos contenidos en él, como se muestra en la figura 8.13b.

Una vez terminado el proceso de conteo, se separa la hoja de papel transparente que contiene los círculos y las densidades numéricas, para dibujar en él los contornos de igual densidad (Figuras 8.14a y 8.14b).

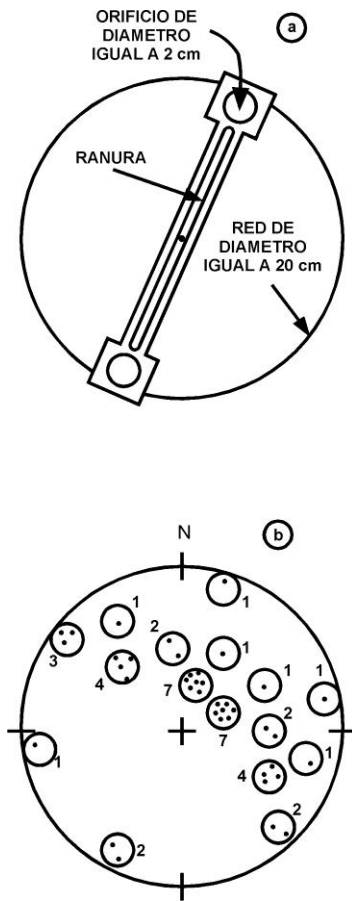


FIGURA 8.13.- Elaboración de un diagrama de contornos con la red estereográfica.

Para facilitar el dibujo de los contornos, estos deben ser trazados en porcentajes del número de polos por 1% del área total de la red. Por ejemplo, en el caso especial de que se hubieran medido 100 polos, un polo en un círculo de conteo representaría 1% del total de polos por 1% de área. Así, en el caso presentado en la figura 8.14b, el número de polos proyectados fue de 156, que representa el 100% de polos en el 100% de área de la red, pero ¿cuánto representan 2 polos en 1% de área? Esto se determina por medio de una regla de tres simple, de la siguiente manera: si $156/100=X/2$, entonces $X=3.12$, por lo que 2% de 156 polos será aproximadamente igual a 3 polos en un círculo de conteo de 1% de área.

Finalmente, cuando se han determinado los porcentajes correspondientes se procede a trazar los contornos en la forma mostrada en la

figura 8.14b, estableciendo claramente en el diagrama el centro y puntos cardinales de la red y el número de polos utilizados en el conteo. En el caso de la figura citada, la interpretación final indica que el eje del pliegue buza 40° hacia el S- 35° -W y que su plano axial es aproximadamente vertical.

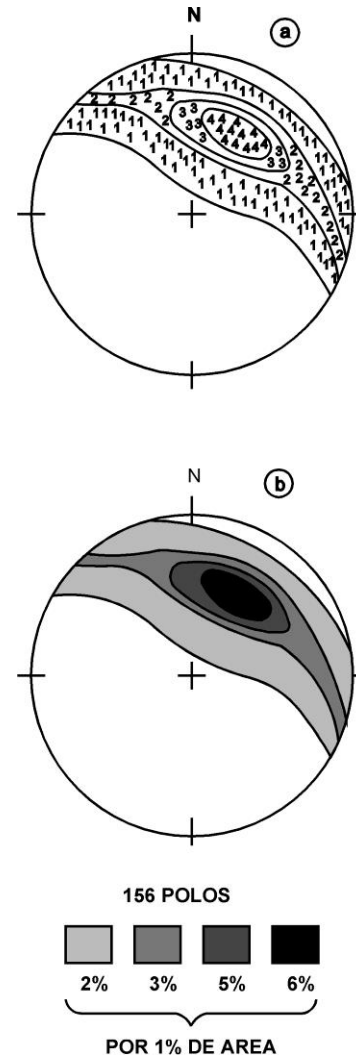


FIGURA 8.14.- Diagrama de contornos.

La interpretación de un diagrama de contornos puede llegar a ser muy complicada, pero la clave para su interpretación son las tendencias a la concentración de puntos en áreas determinadas. De todas las posibles concentraciones las más importantes son el punto máximo, que representa la orientación de una línea hipotética y su inclinación (i.e. eje del pliegue) y la banda de confinamiento, que

usualmente agrupa las densidades intermedias de polos y que se extiende a lo largo de algún círculo primitivo, con el cual se puede localizar el "eje β ".

Una forma muy ilustrativa para visualizar los diagramas de contornos es observando el plegamiento progresivo de una capa (Figura 8.15). Nótese que al ir siendo plegada la capa, la mayor concentración de polos migra del centro del diagrama hacia su exterior y el "eje β " es proyectado perpendicular a la banda de mayor concentración de puntos, con excepción del caso en que la capa es horizontal.

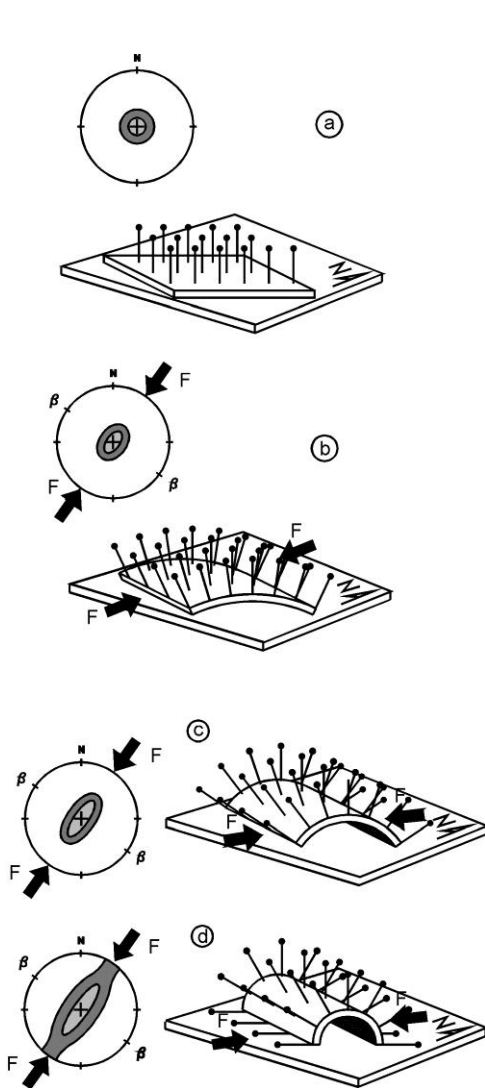


FIGURA 8.15.- Plegamiento progresivo de una capa y su representación en un estereodiagrama.

En las figuras 8.16a, 8.16b y 8.16c, se observa que los pliegues simétricos tienen concentraciones simétricas en sus proyecciones estereográficas y que los asimétricos también muestran asimetría en su proyección. Pero existen muchos otros casos en la naturaleza en los que los ejes de pliegues y sus planos axiales tienen una actitud cualquiera y esto se reflejará necesariamente en sus proyecciones estereográficas. En las figuras 8.16d y 8.16e se muestran dos casos de diagramas resultantes de pliegues comunes.

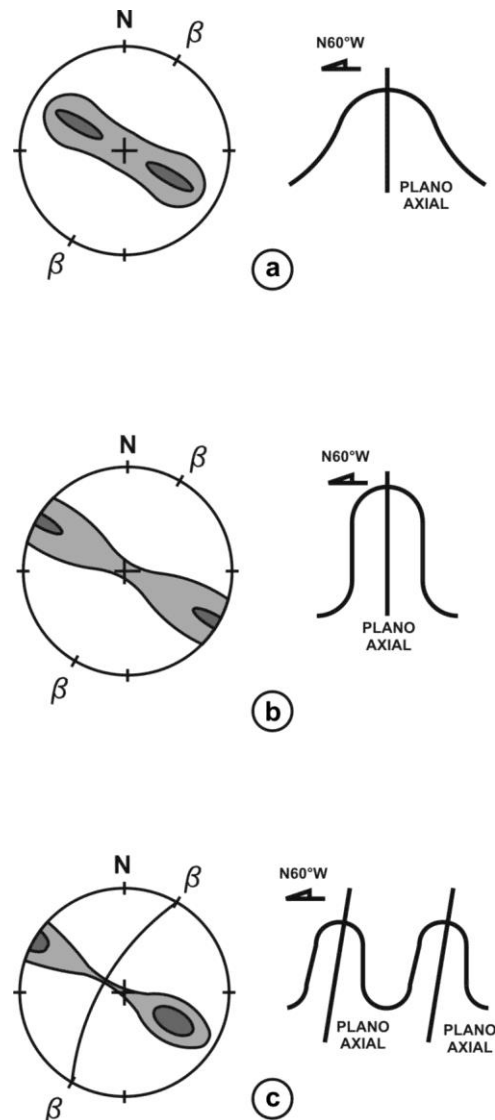


FIGURA 8.16.- a) Pliegue simétrico horizontal normal; b) pliegue simétrico horizontal isoclinal; c) pliegues asimétricos horizontales inclinados.

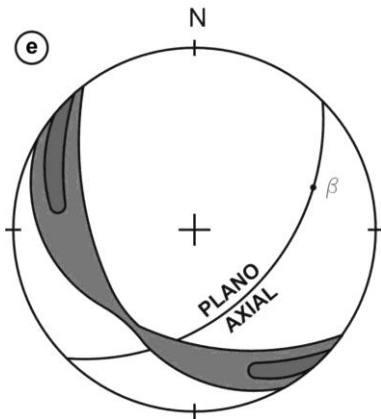
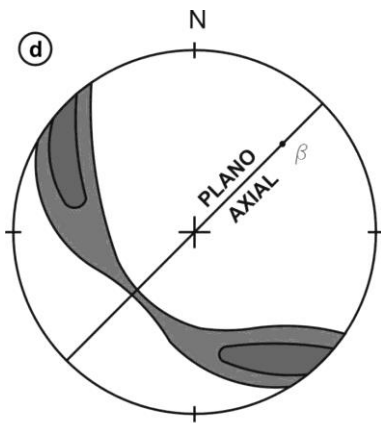


FIGURA 8.16.- d) pliegue simétrico apretado buzante normal; e) pliegue asimétrico apretado buzante inclinado.

Actualmente en la world wide web (www) existe software para microcomputadoras personales que permite resolver cualquier problema relacionado con proyecciones estereográficas en unos cuantos minutos, pero es muy recomendable para el geólogo, novato o experimentado, visualizar y comprender primero la alimentación de los datos estructurales a la red, para efectuar después una interpretación correcta del diagrama resultante. Lo anterior sólo se logra realizando los procedimientos expuestos en éste capítulo con papel y lápiz. Tal práctica es muy ventajosa en el campo, en donde se pueden obtener resultados expeditos y precisos.

El tema de proyecciones estereográficas y su interpretación es muy extenso, por lo que aquel que desee profundizar en el tópico debe consultar a Turner y Weiss (1963), Ramsay (1967) y Ragan (1973).

Actualmente la existencia de software especializado ha facilitado mucho la solución de problemas utilizando la red estereográfica. Existen en internet varias versiones que pueden descargarse gratuitamente para propósitos académicos. Dos de las ligas más recomendables son:

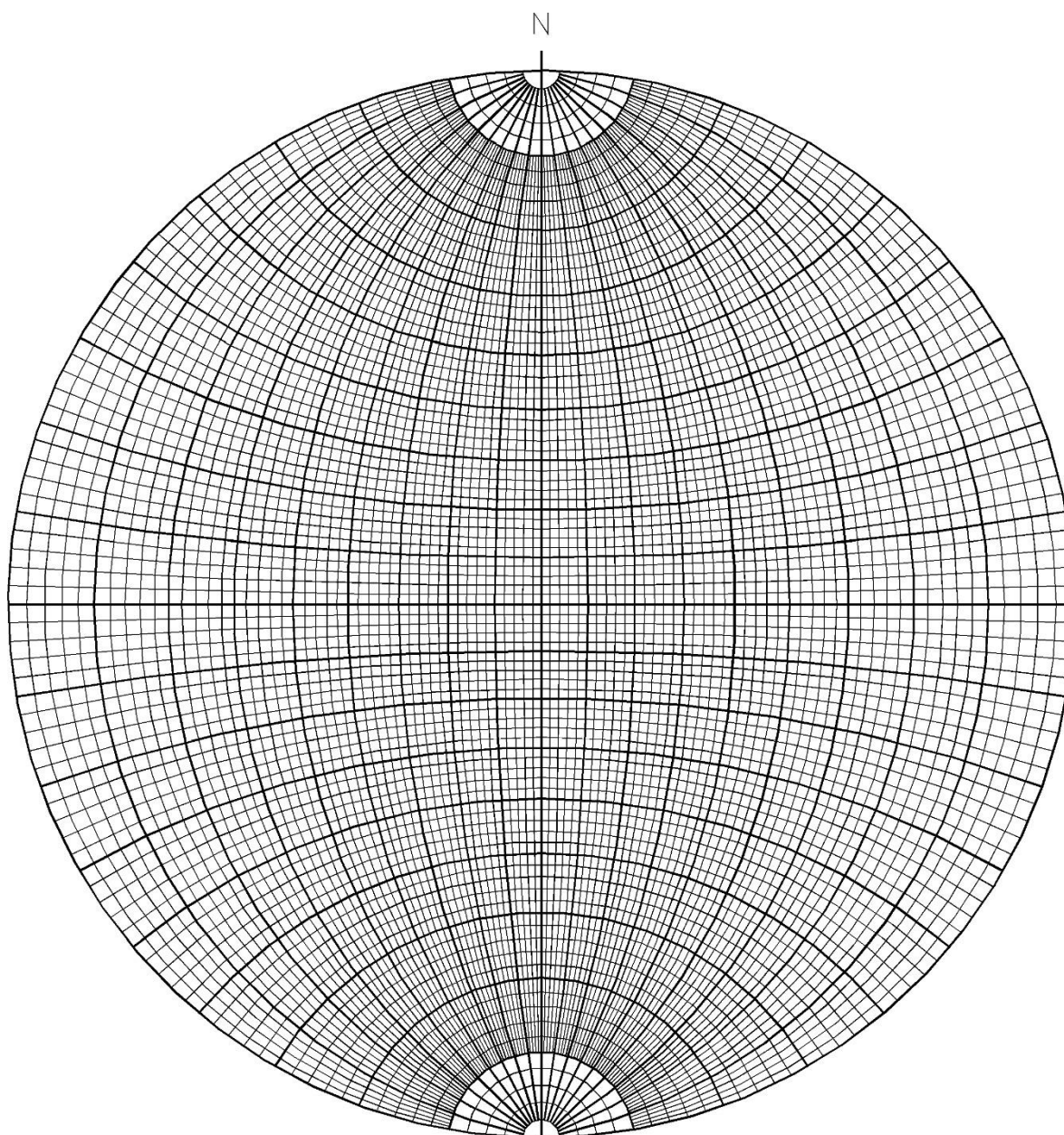
Profesor Rick Allmendinger de la Universidad de Cornell, **Stereonet**

(<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/>)

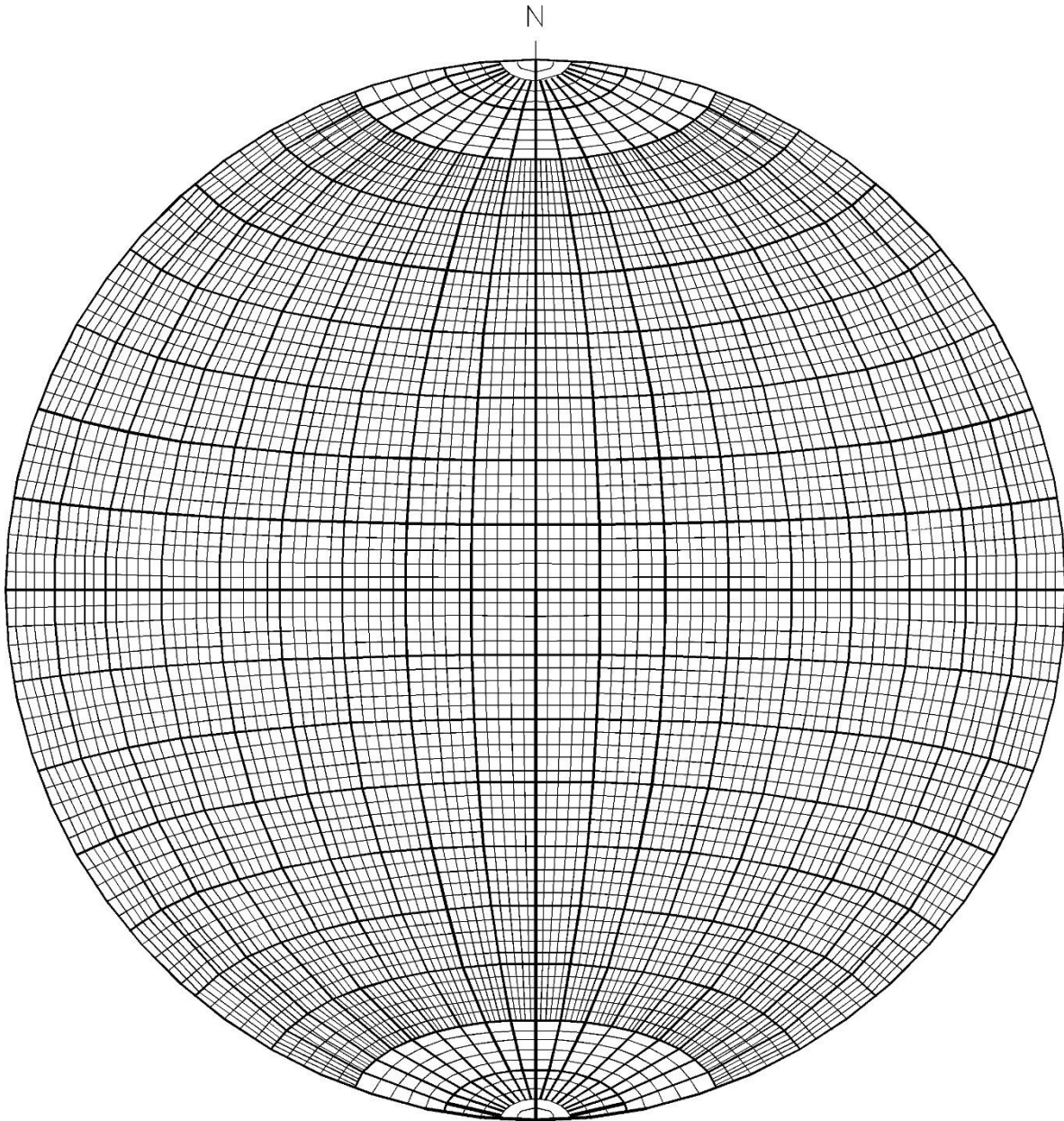
Rod Holcombe **GEOrient**

(http://www.holcombe.net.au/software/roth_software_georient.htm).

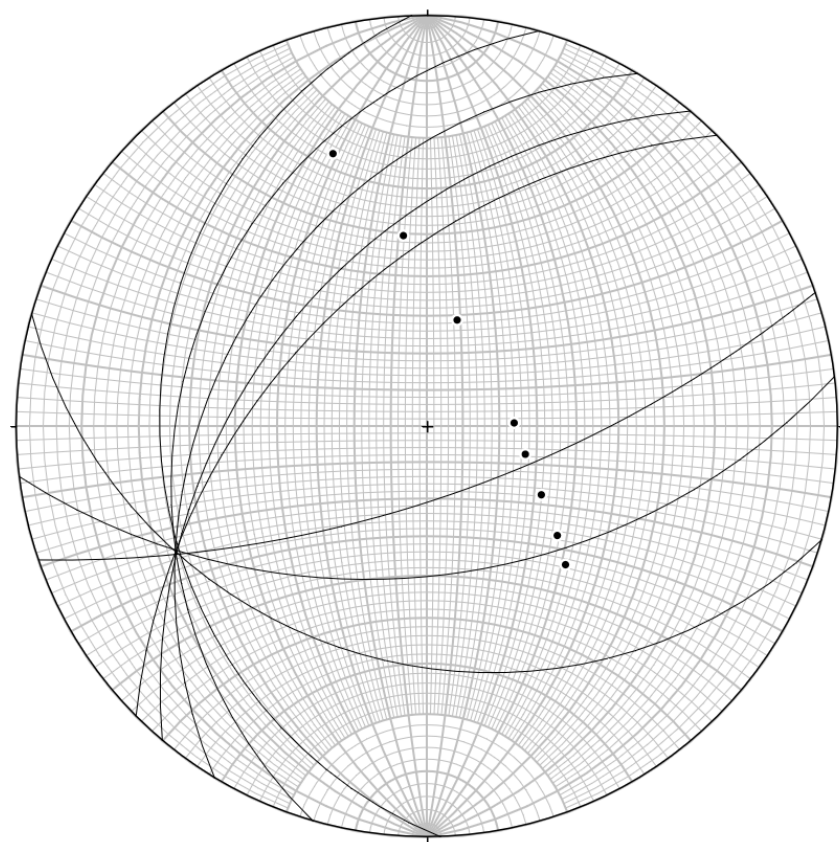
En las dos páginas siguientes se ofrecen versiones tamaño carta de las redes de Wulff y de Schmidt, para trabajo en el campo.



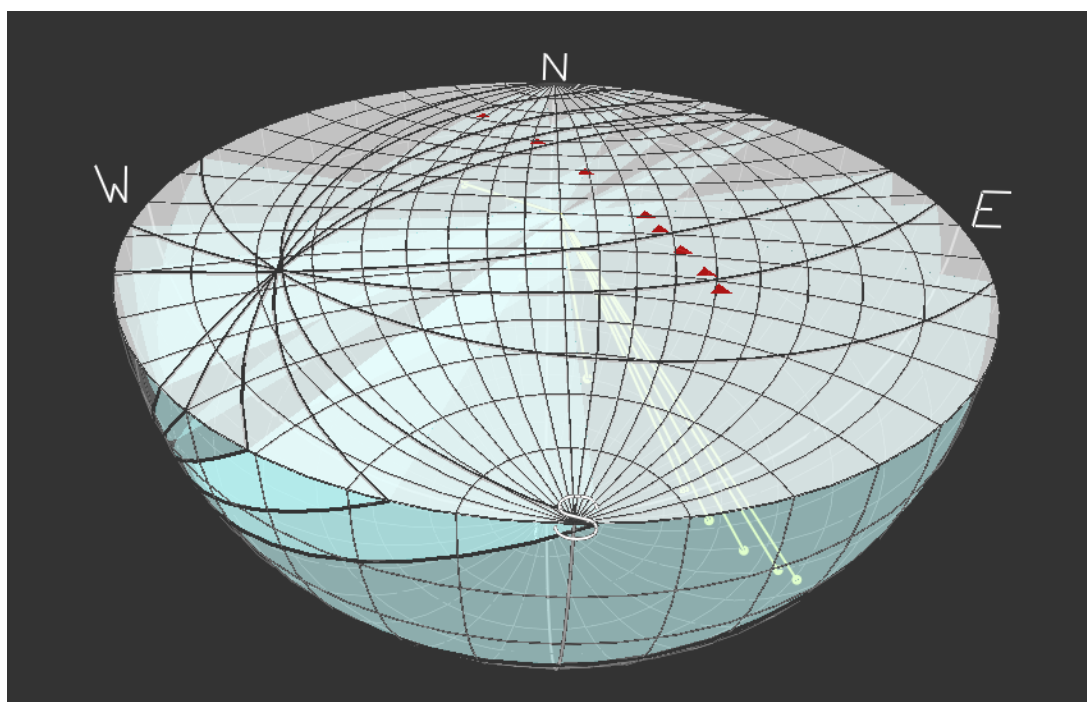
Red meridional estereográfica o Red de Wulff
(Conserva ángulos)



Red estereográfica de área igual
o Red de Schmidt
(Conserva áreas)



Figuras 8.10 y 8.11



Capítulo 9

ESFUERZO

En cualquier parte de la Tierra existen fuerzas que tienden a desplazar y a distorsionar las rocas de la región. La mayoría de éstas fuerzas son producto de la acción de la gravedad, misma que es responsable de los movimientos de material en gran escala. En algunas ocasiones las fuerzas que se ejercen sobre las rocas son demasiado pequeñas y solamente las afectan por un corto período de tiempo sin causar una deformación importante, pero en otros casos éstas fuerzas actúan por largos períodos causando deformaciones espectaculares como pliegues de magnitud kilométrica, o bien grandes fallas cuando se rebasa la resistencia al fracturamiento. El que las rocas se plieguen o se fallen depende fundamentalmente de las interrelaciones de varios factores que incluyen temperatura, presión hidrostática, presión de fluidos intersticiales, velocidad a la cual se aplican los esfuerzos y la composición de esos materiales.

El objetivo principal de éste capítulo es introducir aquellos conceptos de la mecánica del medio continuo que son de gran ayuda para comprender como se deforman las rocas en la naturaleza.

Las fuerzas gravitacionales están siempre presentes y dependen de la posición de un cuerpo de roca con respecto al campo gravitacional de la Tierra. La fuerza gravitacional de un cuerpo rocoso de masa "m" es

$$F = m \times g$$

en donde "g" es la fuerza de aceleración de la gravedad, la cual es variable en diferentes regiones de la Tierra, pero para fines prácticos, en geología estructural y tectónica se considera constante y con un valor de 9.81 m/seg², o de 981 cm/seg².

Fuerzas como la gravitacional son llamadas *fuerzas de cuerpo* porque actúan a distancia y dependen directamente de la cantidad de material afectado. Pero en geología estructural son importantes también las llamadas *fuerzas superficiales*, que son aquellas que actúan a través de superficies de contacto entre las

partes adyacentes de un cuerpo de roca. La magnitud de una fuerza superficial depende del área de superficie a considerar, aunque no actúe a través de un límite visible de un material. Así, las fuerzas que se ejercen a través de cualquier plano dentro de un grano de roca, o dentro de una placa litosférica, se consideran fuerzas superficiales.

Las fuerzas de cuerpo y las fuerzas superficiales están íntimamente ligadas en la Tierra porque las primeras dan lugar a variaciones espaciales, o gradientes, en las segundas.

Si se considera un cubo de caliza localizado en la sección de la figura 9.1, se observará que la magnitud de la fuerza F_1 que actúa sobre la cara superior del cubo es igual al peso de la roca que lo sobreyace. La fuerza que actúa en la base del cubo es mayor que la anterior porque se le adiciona el peso del cubo mismo. El peso del cubo es la fuerza que resulta de la suma de todas las fuerzas verticales, hacia abajo, que actúan en las "n" partículas que forman el cuerpo. Esta suma es:

$$F = \sum_{i=1}^n m_i \times g; \text{ ó } F = M \times g;$$

$$\text{ó } F = \rho \times V \times g; \text{ ó } F = \rho \times H \times A \times g$$

En donde "M" y "V" son la masa y el volumen del cubo, "H" y "A" son la altura y el área de su base, "ρ" es la densidad y "g" es la aceleración de la gravedad.

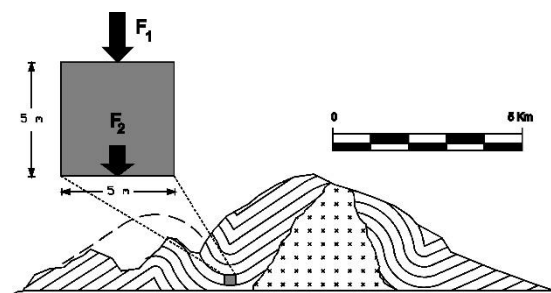


FIGURA 9.1.- Fuerzas verticales que actúan sobre un cubo de roca parte de una montaña.

Tomando la densidad de la caliza como 2.5 gr/cm³ se obtiene un peso de 3.07×10¹¹ dinas, 31,250 Kg, o 31.25 Ton, de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 F &= 2.5 \times 500 \times 500 \times 500 \times 981 \\
 &= 3.07 \times 10^{11} \text{ Dinás} \\
 &= 31,250 \text{ Kg} = 31.25 \text{ Ton}
 \end{aligned}$$

Así, la fuerza superficial en la base del cubo es igual a la suma del peso de la columna de roca que sobreyace al cuerpo más el peso del propio cubo, o sean varios cientos de toneladas. El cálculo del peso de la columna se efectúa con la misma fórmula que se empleó para calcular el peso del cubo.

El ejemplo anterior muestra cómo la existencia de fuerzas de cuerpo dentro del cubo, da lugar a un incremento de las fuerzas superficiales que actúan en diferentes planos horizontales a mayores profundidades. La fuerza superficial dividida por una unidad de área (i.e. Kg/cm^2) calculada de esta manera se denomina *presión litostática*. Si se desea cuantificar la presión litostática a una profundidad dada en una región cualquiera, sólo será necesario conocer la densidad promedio de las rocas.

Una fuerza a través de un plano puede tener cualquier dirección relativa a un plano de interés. Si la fuerza tiene una dirección paralela a la normal al plano se le llama *fuerza normal*, pero si la fuerza tiene una dirección perpendicular a la normal al plano, entonces se le denomina *fuerza de cizalla* (Figura 9.2).

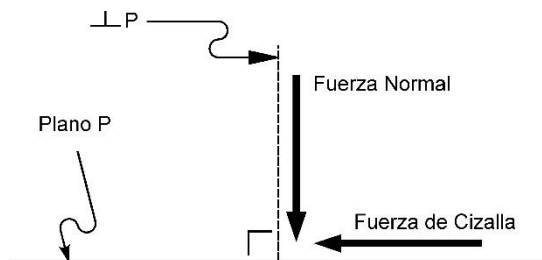


FIGURA 9.2. Vectores de fuerza referidas a un plano y a su normal.

En general, una fuerza superficial nunca es paralela o perpendicular al plano en que actúa, por lo que siempre se procede a resolver esta fuerza en sus componentes vectoriales normales $\vec{F}_n$ y de cizalla $\vec{F}_c$, con respecto al plano establecido (Figura 9.3).

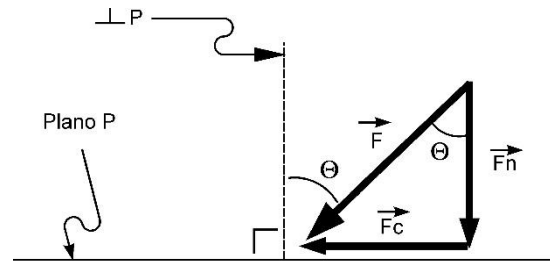


FIGURA 9.3.- Descomposición de un vector en direcciones paralelas y normales a un plano.

En Geología Estructural la componente normal de una fuerza siempre se clasifica como compresiva (positiva) o de tensión (negativa), mientras que la componente de cizalla no es compresiva ni de tensión; por esto es necesario establecer una convención diferente de signos para las fuerzas de cizalla, esto es, una fuerza de cizalla es positiva cuando produce un giro relativo en sentido contrario al de las manecillas del reloj y es negativa cuando produce el giro en dirección de las manecillas del reloj (Figura 9.4).

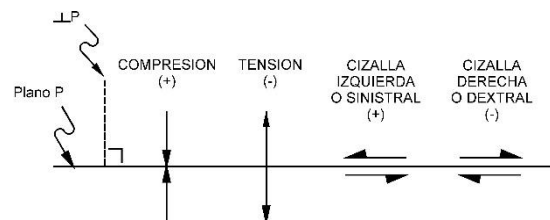


FIGURA 9.4.- Convención para establecer los signos de las fuerzas normales y paralelas a un plano.

Esta convención es conveniente en geología estructural, como lo ha establecido Means (1976), aunque en mecánica de rocas se utilice otra en la que la tensión se considera positiva y la compresión negativa (Jaeger y Cook, 1969).

La cantidad llamada *esfuerzo* en un plano es la razón de la fuerza total que actúa en una área determinada de un plano y está representada por la ecuación

$$\sigma = F \div A$$

Considérese un plano que no se encuentra uniformemente afectado por fuerzas de la misma magnitud (Figura 9.5a). En cualquier parte del plano "P" (Figuras 9.5a y 9.5b), el esfuerzo aproximado ejercido en éste por el peso de las rocas que lo sobreyacen, se puede representar como

$$\sigma = \Delta F \div \Delta A$$

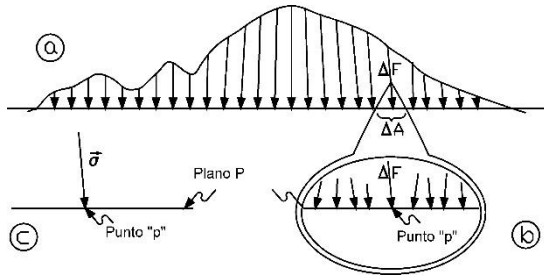


FIGURA 9.5.- Estado de esfuerzo en un punto.

Pero es obvio que "sigma" tendrá diferentes valores para áreas distintas en el plano considerado. Por otro lado en un punto infinitesimalmente pequeño "p", el esfuerzo que actúa en el plano será

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \Delta F \div \Delta A$$

o sea,

$$\sigma = dF \div dA$$

lo cual define la magnitud del esfuerzo para el plano "P" en el punto "p". La ecuación anterior puede reescribirse como una ecuación vectorial:

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \Delta \vec{F} \div \Delta A$$

o sea,

$$\sigma = d\vec{F} \div dA$$

Por tanto, el esfuerzo a través de un plano está completamente representado por un vector de esfuerzo, que tiene una magnitud igual a la razón de fuerza por área y una dirección paralela a la dirección de la fuerza que actúa sobre el plano en cuestión.

Para comprender mejor la diferencia que existe entre fuerza y esfuerzo es conveniente analizar el siguiente ejemplo (Figura 9.6).

Considérese un prisma de sección cuadrada, de 10 cm² de área, que descansa sobre el pavimento de una calle cualquiera. Considérese además un cilindro con terminación cónica en su parte inferior, que descansa también sobre el mismo pavimento. Ahora, supóngase que dos personas de igual peso, por ejemplo 70 Kg, se posan cada una de ellas sobre el prisma y sobre el cilindro. Es evidente que el cilindro tenderá a penetrar el pavimento y que el esfuerzo en la punta del cono tenderá a infinito, debido a que el área en que se aplica la fuerza tiende a cero. Así se puede demostrar que un esfuerzo tendrá una magnitud determinada de acuerdo a la extensión del área en que se aplique.

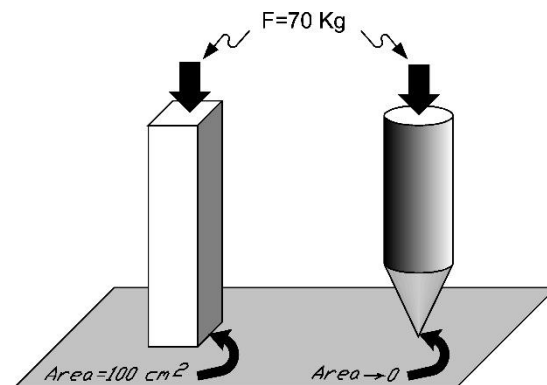


FIGURA 9.6.- Ejemplo para mostrar la influencia del área en la magnitud del esfuerzo.

Como cualquier vector, un vector de esfuerzo puede ser descompuesto en componentes paralelas al marco de referencia que sea conveniente. La figura 9.7 muestra un vector de esfuerzo " $\vec{\sigma}$ " resuelto en sus componentes normal " $\vec{\sigma}_n$ " y de cizalla " $\vec{\sigma}_c$ ", así como en sus componentes " $\vec{\sigma}_x$ " y " $\vec{\sigma}_y$ ", referido al sistema cartesiano X, Y.

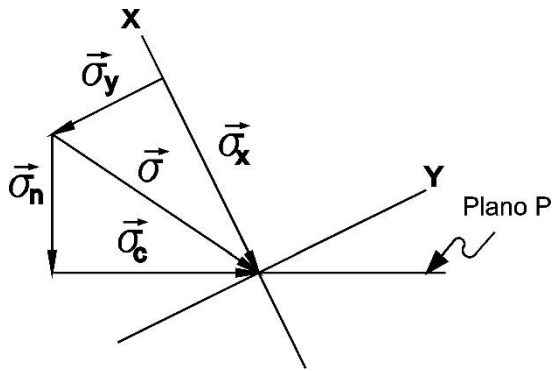


FIGURA 9.7.- Proyección de los vectores de esfuerzo en otro sistema cartesiano.

Es muy instructivo comparar el esfuerzo calculado cuando se supone que las rocas son cuerpos aproximadamente continuos (Figura 9.8) y cuando se quisiera calcular el esfuerzo en el mismo cuerpo, pero a otra escala (Figura 9.8). Considérese un cuerpo cúbico de arena, constituido por granos redondeados de diferentes rocas, los que a la escala mostrada en la figura 9.8 son prácticamente invisibles. En éste caso el cuerpo está cargado con un peso que ejerce una fuerza F_1 sobre la cara superior del cubo. Supóngase que se desea calcular el esfuerzo ejercido en un plano "P", horizontal, ubicado en la parte media del cubo (Figura 9.8). Es evidente que la fuerza total que actúa sobre el plano "P" es igual a la suma del peso (F_1) de la carga más el peso del medio cubo que está por encima del plano en cuestión. Así, el esfuerzo total ejercido sobre el plano "P" será igual a la suma de F_1 y F_2 , dividida entre el área "A" del cubo.

En la figura 9.8 (derecha) se muestra una vista microscópica del material del cubo en donde se desearía calcular el esfuerzo sobre el plano "P", lo cual sería muy tedioso y quizá inútil, porque hay áreas de contacto entre esferas que presentan concentración de esfuerzos y otras porciones con ausencia de ellos.

En el ejemplo anterior se muestran las ventajas de considerar a los cuerpos de roca como materiales aproximadamente continuos y como la escala, o marco de referencia, a la cual se refiera un problema es de suma importancia para resolverlo, ya que puede ser simple (Figura 9.8, izquierda), o muy complicado y casi imposible (Figura 9.8, derecha).

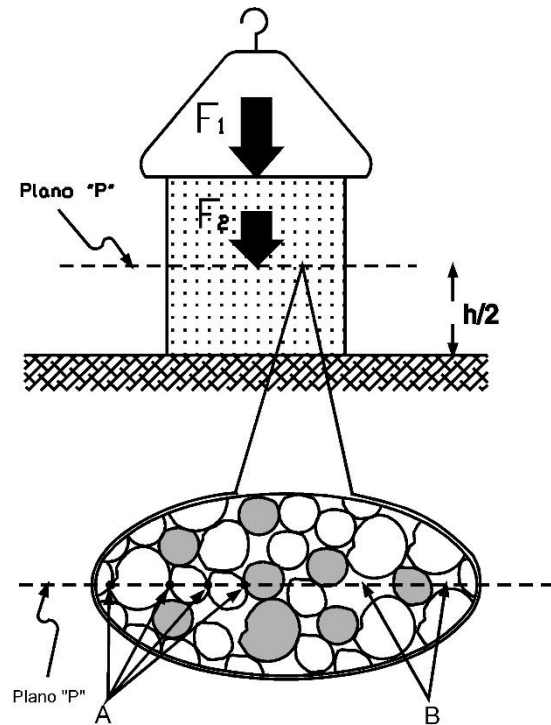


FIGURA 9.8.- (Arriba) áreas con concentración de esfuerzos (A) y con deficiencia de esfuerzos (B). (Abajo) fotografía de cantos rodados que estuvieron sometidos a carga litostática por sedimentos fluviales, misma que fue removida posteriormente por erosión.

En general, en geología se utilizan diferentes unidades de esfuerzo según sea el tipo de problema que se desee resolver y la rama de que se trate (i.e. petrología, geohidrología, geología petrolera, mineralogía, génesis de yacimientos minerales, geología estructural, etc.). Por ésta razón, en la tabla siguiente se muestran algunas de las unidades utilizadas con

más frecuencia para medir esfuerzos, así como los factores de conversión entre ellas.

Hasta aquí se ha explicado el concepto de esfuerzo idealmente, pero es necesario relacionarlo con estructuras geológicas reales. Considérese un pequeño cubo contenido en un gran volumen de roca sometido a deformación

en dos tiempos diferentes (Figura 9.9). Las seis caras del cubo dentro del pliegue están sujetas a presión, por lo que existen reacciones (fuerzas) opuestas del cubo hacia las partes adyacentes de roca, además de la fuerza gravitacional, de forma que se dice que el cubo está afectado por un sistema de fuerzas.

Unidad	bar	kilobar	dina / cm ²	atmósfera	kg / cm ²	libra / in ²	pascal	Megapascal	Gigapascal
bar	1	10 ⁻³	10 ⁶	0.9869	1.0197	14.503	10 ⁵	10 ⁻¹	10 ⁻⁴
kilobar	10 ³	1	10 ⁹	0.9869×10 ³	1.0197×10 ³	14.503×10 ³	10 ⁸	10 ²	10 ⁻¹
dina / cm ²	10 ⁻⁶	10 ⁻⁹	1	0.9869×10 ⁻⁶	1.0197×10 ⁻⁶	14.503×10 ⁻⁶	10 ⁻¹	10 ⁻⁷	10 ⁻¹⁰
atmósfera	1.0133	1.0133×10 ⁻³	1.013×10 ⁶	1	1.0333	14.695	1.0133×10 ⁵	0.1013	1.013×10 ⁻⁴
kg / cm ²	0.9807	0.9807×10 ⁻³	0.981×10 ⁶	0.9678	1	14.223	0.9807×10 ⁵	0.98077×10 ⁻¹	9.807×10 ⁻⁵
libra / in ²	6.895×10 ⁻²	6.895×10 ⁻⁵	6.895×10 ⁴	6.805×10 ⁻²	7.031×10 ⁻²	1	6.895×10 ³	6.8954×10 ⁻³	6.895×10 ⁻⁶
pascal	10 ⁻⁵	10 ⁻⁸	10	0.9869×10 ⁻⁵	1.0197×10 ⁻⁵	14.503×10 ⁻⁵	1	10 ⁻⁶	10 ⁻⁹
Mega-pascal	10	10 ⁻²	10 ⁷	9.869	10.197	145.03	10 ⁶	1	10 ⁻³
Giga-pascal	10 ⁴	10	10 ¹⁰	0.9869×10 ⁴	1.0197×10 ⁴	14.503×10 ⁴	10 ⁹	10 ³	1

TABLA 9.1.- Tabla de conversión de las unidades de esfuerzo más comunes.

Algunas de éstas fuerzas tienden a acelerar el cubo respecto a partes adyacentes de la masa de roca, mientras que otras tienden a hacerlo rotar. Sin embargo, bajo condiciones naturales, estas aceleraciones son de una magnitud muy pequeña. Al mismo tiempo, las fuerzas tienden a distorsionar la forma del cuerpo, de tal manera que a medida que el pliegue se desarrolla, cada pequeña porción de la masa rocosa cambia su morfología y su posición a la vez que rota y se traslada respecto a sus partes adyacentes.

La magnitud de los esfuerzos que actúan sobre las caras del pequeño cubo para producir una deformación determinada depende del área de éstas caras, de tal manera que si las caras del cubo son muy grandes se requerirá un esfuerzo mayor para causar un cambio de forma.

Las fuerzas que actúan en cada una de las caras del cubo de la figura 9.9 (izquierda) no son perpendiculares a éstas y pueden ser resueltas en componentes ortogonales entre sí, una normal y dos paralelas a cada cara (Figura 9.9, derecha). Si la magnitud de cada una de éstas tres componentes es dividida por el área de la cara del cubo, entonces se encuentran las magnitudes de las componentes de esfuerzo (Figura 9.10).

Usando las aristas del cubo como un sistema de coordenadas cartesianas (X_1 , X_2 , X_3) y empleando el símbolo σ_{ij} para denotar cual componente actúa en la cara normal a X_i y en una dirección paralela a X_j , se puede nominar a todas las componentes de esfuerzo y también arreglarlas de forma matricial (Figura 9.10).

Así, es una componente de esfuerzo que actúa en la cara normal a X_1 y en la dirección de X_3 .

Las componentes de esfuerzo con subíndices iguales se conocen con el nombre de esfuerzos normales ($\vec{\sigma}_n$), mientras que aquellas en las que los subíndices son diferentes y que actúan paralelas a las caras del cubo son los esfuerzos de cizalla ($\vec{\sigma}_c$).

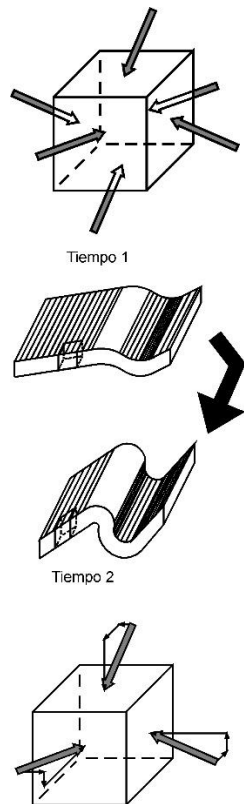


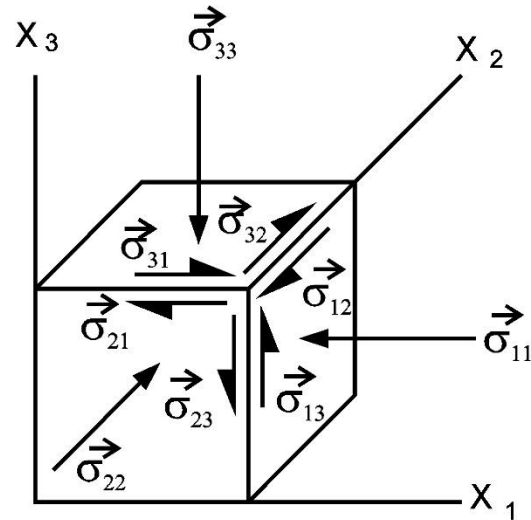
FIGURA 9.9.- Cobo de roca deformado por esfuerzos a través del tiempo.

El ejemplo ilustrado en la figura 9.9 puede complicarse por variaciones en las magnitudes y en las direcciones de las fuerzas que actúan sobre cada cara del cubo, por lo que es conveniente considerar un cubo infinitesimalmente pequeño para evitar heterogeneidades. Esto se puede lograr si se supone que el pequeño cubo se reduce hasta ser un punto, con lo cual el *esfuerzo en un punto* se define como el límite de la razón fuerza-área cuando el área de cada cara del cubo tiende a cero:

$$\sigma_p = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{F}{A}$$

Es conveniente establecer esta condición por las siguientes razones:

- 1.- La distribución de fuerzas sobre cada cara se aproxima a la uniformidad.
- 2.- Las fuerzas que actúan en caras opuestas se aproximan, una a otra, en magnitud y dirección.
- 3.- Las fuerzas que son capaces de ejercer un giro en el cubo tienden a balancearse.



$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

FIGURA 9.10.- Tensor de esfuerzo.

En cualquier punto "p" de un cuerpo de roca existen un número infinito de planos "P" con diferentes orientaciones. Para cada uno de estos planos existen dos vectores coaxiales de esfuerzo, paralelos y opuestos. Si se dibuja esta familia de vectores alrededor de "p", se obtiene un diagrama como el de la figura 9.11.

Si se ejerce una presión vertical sobre el plano "P" (Figura 9.11), sólo existe un vector $\vec{\sigma}_a$ que

representa la fuerza por unidad de área ejercida perpendicularmente sobre el plano "P", que es igual y opuesto a $\vec{\sigma}_a$. La familia de todos los vectores alrededor del punto "p" situado en el plano "P", configuran una elipse, la cual se denomina *elipse de esfuerzo*.

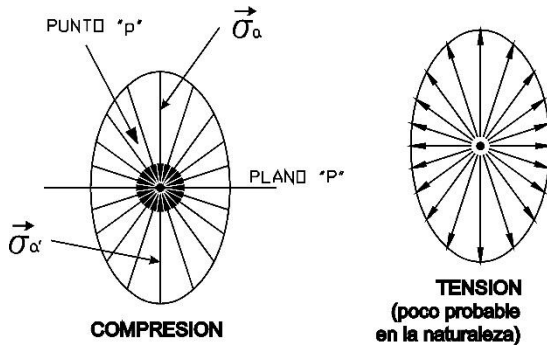


FIGURA 9.11.- Elipse de esfuerzo.

Es muy importante comprender que la mayoría de los vectores asociados con la elipse de esfuerzo no actúan sobre planos perpendiculares a su dirección, es decir, no son esfuerzos normales y que sólo existen dos pares de esfuerzos que son perpendiculares entre sí y que coinciden con los ejes mayor y menor de la elipse.

Lo anterior se puede expresar alternatively estableciendo que en una elipse de esfuerzo sólo existen cuatro vectores de esfuerzo que tienen componentes de cizalla de valor cero, los cuales son paralelos a los ejes mayor y menor de la elipse y actúan normalmente sobre planos perpendiculares a esos ejes. Estos cuatro vectores son los *esfuerzos principales*, que son perpendiculares entre sí y se designan $\vec{\sigma}_1$, para el par con mayor magnitud y $\vec{\sigma}_3$, para el par con menor magnitud. Las direcciones de los esfuerzos principales se conocen como *direcciones de los esfuerzos principales* y los planos normales a las direcciones de los esfuerzos principales son llamados *planos principales de esfuerzo* (Figura 9.12).

Los vectores de esfuerzo alrededor de un punto en tres dimensiones, definen un elipsoide llamado *elipsoide de esfuerzo*, análogo a la elipse de esfuerzo pero con tres ejes perpendiculares entre sí. Los tres esfuerzos

principales se designan $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ y $\vec{\sigma}_3$ y sus magnitudes $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 > 0$.

La figura 9.13 muestra las tres secciones de un elipsoide de esfuerzo en donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Este caso es el más común en la naturaleza, en la que casi siempre las magnitudes de los esfuerzos principales son diferentes entre sí y mayores que cero.

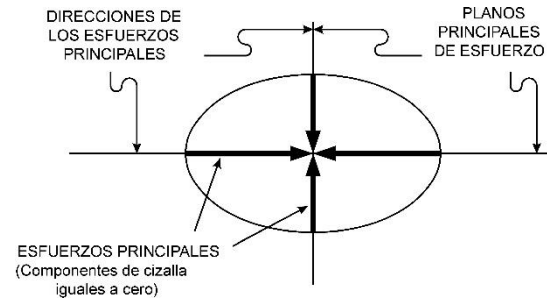


FIGURA 9.12.- Elipse de esfuerzo y sus partes principales.

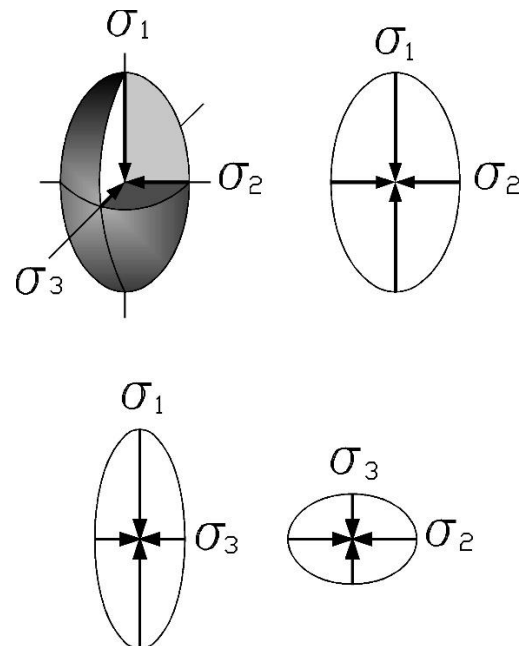


FIGURA 9.13.- Elipsoide de esfuerzo y sus planos principales.

Es importante aclarar que la forma del elipsoide de esfuerzo está determinada por las magnitudes de los "n" vectores que

representan un estado de esfuerzo y que no tiene relación alguna con las formas resultantes de la deformación de una esfera imaginaria (Figura 9.14).

Los diferentes tipos de estados de esfuerzos que existen, de acuerdo a la forma del elipsoide de esfuerzo en un punto, se muestran en la figura 9.15.

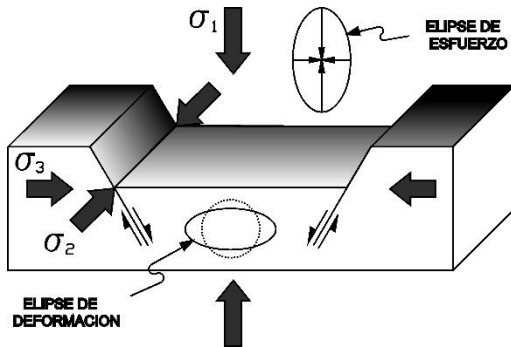


FIGURA 9.14.- Orientación de las elipses de esfuerzo y de deformación en un graben.

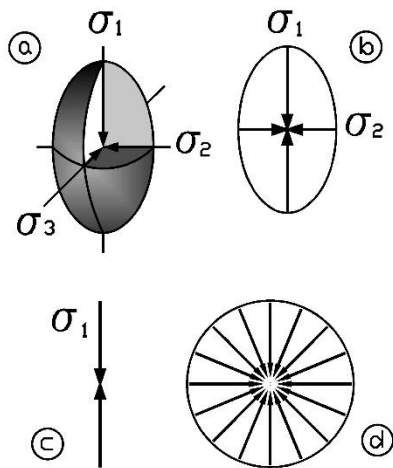


FIGURA 9.15.- Estados de esfuerzo: a) TRIAXIAL. Los tres esfuerzos principales son mayores que cero $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$; b) BIAXIAL. Sólo dos de los esfuerzos principales son mayores que cero $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 = 0$; c) UNIAxIAL. Sólo uno de los esfuerzos principales es mayor que cero $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 0$; d) HIDROSTÁTICO. También conocido como presión hidrostática. Los tres esfuerzos principales son mayores que cero e iguales entre sí $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 > 0$.

Para deducir la ecuación de la elipse de esfuerzo considérese un prisma como el mostrado en la figura 9.16, en el que los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 son paralelos a X y Y, respectivamente. Un pequeño elemento del plano "P" de área "A", unitaria, define un prisma con un lado vertical de área "lA" y un lado horizontal de área "mA", en donde "l" y "m" son los cosenos direccionales de la "normal a P", en dos dimensiones.

Por condiciones de equilibrio de fuerzas en la dirección del eje X, se tiene que las fuerzas que empujan el prisma hacia la derecha son iguales a las fuerzas que empujan el prisma hacia la izquierda, por lo que

$$\sigma_1 \times lA = \sigma_x \times A; \sigma_x = \sigma_1 \times l$$

y en una dirección paralela al eje Y, se tiene que las fuerzas que empujan el prisma hacia arriba son iguales a las fuerzas que empujan el prisma hacia abajo, por lo que

$$\sigma_3 \times mA = \sigma_y \times A; \sigma_y = \sigma_3 \times m$$

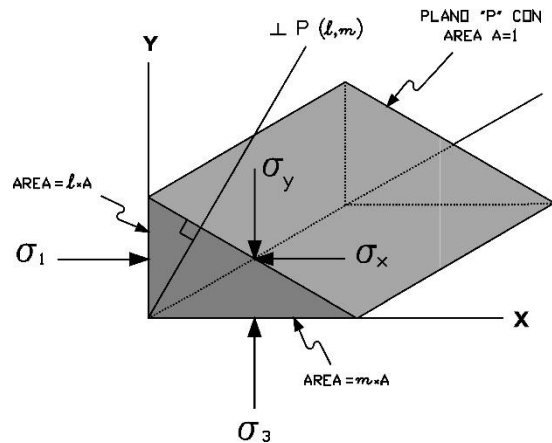


FIGURA 9.16.- Prisma sometido a esfuerzo y referido a un sistema cartesiano de coordenadas.

Estas dos ecuaciones representan las componentes X y Y del esfuerzo en cualquier plano, cuya normal tiene a "l" y "m" como cosenos direccionales, cuando σ_1 y σ_3 son paralelos a los ejes X y Y, respectivamente.

De estas mismas ecuaciones se pueden despejar los cosenos direccionales,

$$l = \frac{\sigma_x}{\sigma_1} \text{ y } m = \frac{\sigma_y}{\sigma_3}$$

y por medio del teorema de Pitágoras resulta que

$$l^2 + m^2 = 1^2$$

de donde se deduce la ecuación mostrada en la figura 9.17, que es la ecuación de una elipse con centro en el origen y con sus ejes mayor y menor paralelos a los ejes X y Y, respectivamente. Un punto cualquiera "p" en la elipse tendrá unas coordenadas X, Y, que son iguales en magnitud a las componentes $\vec{\sigma}_x$ y $\vec{\sigma}_y$ de un vector de esfuerzo $\vec{\sigma}$ cuya magnitud es igual a la distancia entre el centro de la elipse y el punto "p" (Figura 9.17).

Por un procedimiento similar se puede deducir la ecuación del elipsoide de esfuerzo en tres dimensiones, solamente incluyendo en la deducción tres cosenos direccionales (l, m, n) del polo de un plano, con respecto a tres ejes ortogonales coordenados (Figura 9.18).

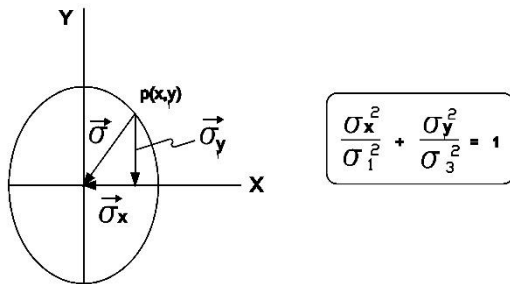


FIGURA 9.17.- Ecuación de una elipse con centro en el origen.

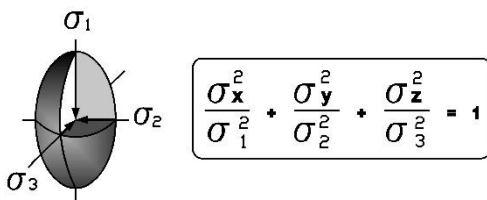


FIGURA 9.18.- Ecuación de un elipsoide con centro en el origen.

El elipsoide de esfuerzo es útil para comprender y visualizar las orientaciones y las magnitudes relativas de los esfuerzos principales en un estado de esfuerzos dado, pero no es muy conveniente para mostrar las relaciones entre la orientación de un plano y las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla que actúan sobre éste. Para esto es mejor emplear el diagrama gráfico conocido como *Círculo de Mohr para Esfuerzo*. Este tipo de diagrama es conveniente porque las componentes normal y de cizalla de un esfuerzo que actúan sobre un plano, juegan un papel muy importante en las teorías de desarrollo de estructuras planares como fracturas, juntas y fallas.

Considérese un elemento prismático que se encuentra limitado por planos paralelos a las direcciones σ_1 y σ_3 y por un plano "P" con una normal inclinada θ grados de la dirección σ_1 (Figura 9.19).

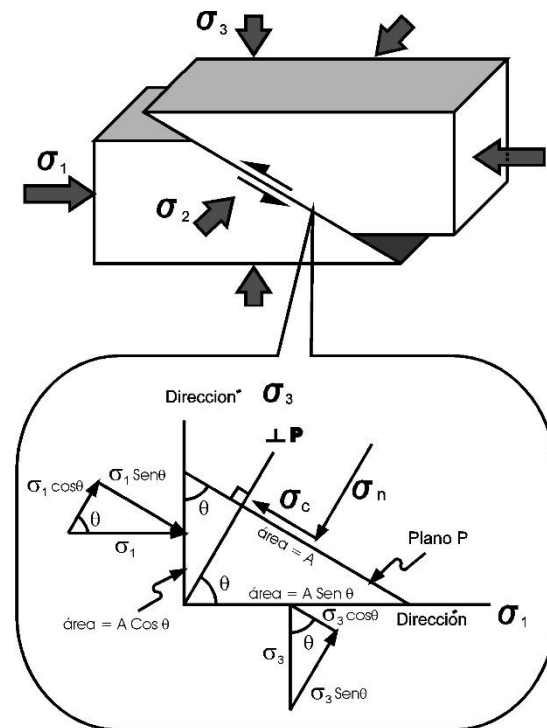


FIGURA 9.19.- Vectores de esfuerzo que actúan sobre un plano de falla.

Considerando condiciones de equilibrio para el prisma se tiene que la suma de fuerzas en una dirección paralela al plano "P", debe ser igual a cero. Entonces,

$$\begin{aligned}\sigma_c \times A + \sigma_3 \cos \theta (A \times \sin \theta) \\ = \sigma_1 \sin \theta (A \times \cos \theta)\end{aligned}$$

de donde,

$$\sigma_c = (\sigma_1 - \sigma_3)(\sin \theta \times \cos \theta)$$

de la misma manera, considerando condiciones de equilibrio en una dirección paralela a la normal a P, se tiene que:

$$\sigma_n \times A = \sigma_1 \cos \theta (A \times \cos \theta) + \sigma_3 \sin \theta (A \times \sin \theta)$$

de donde,

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta$$

Usando las identidades trigonométricas:

$$\sin \theta \times \cos \theta = \frac{1}{2} \sin 2\theta$$

$$\cos^2 \theta = \frac{1}{2} (1 + \cos 2\theta)$$

$$\sin^2 \theta = \frac{1}{2} (1 - \cos 2\theta)$$

y sustituyéndolas en las ecuaciones anteriores, se obtienen las siguientes ecuaciones que rigen el diagrama de Mohr:

$$\sigma_c = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

Ecuación para calcular el esfuerzo de cizalla

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

Ecuación para calcular el esfuerzo normal

Con éstas ecuaciones es posible calcular el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal sobre cualquier plano, si se conocen de antemano los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 y el ángulo θ que forma la normal al plano y el esfuerzo principal mayor σ_1 . En la figura 9.20 se ilustra el círculo de Mohr y las componentes geométricas que lo constituyen.

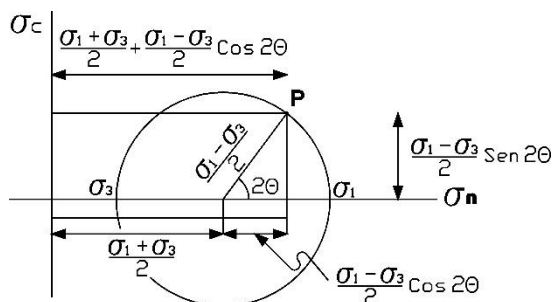


FIGURA 9.20. Círculo de Mohr para esfuerzo.

En el diagrama del Círculo de Mohr para esfuerzo los ejes coordenados son graduados en unidades de esfuerzo (bares, pascuales, kg/cm², etc.), conservando la misma escala para ambos ejes. Los puntos localizados en el eje horizontal σ_n , son siempre correspondientes a los valores de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 . El círculo es entonces dibujado localizando su centro en el eje σ_n , a una distancia del origen igual a $\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ (Figura 9.20).

Un punto P en el círculo es conectado con el centro de éste por medio de una línea que tiene una inclinación $2\theta^\circ$ con respecto al eje σ_n , por lo que las coordenadas del punto P son exactamente las funciones derivadas para el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla.

Entonces, se puede concluir que cualquier punto P en el círculo tiene coordenadas σ_n y σ_c , iguales a las componentes normal y de cizalla de un vector de esfuerzo que actúa sobre el plano P. Así, se concluye que el círculo de este diagrama contiene un número infinito de puntos que representan los esfuerzos que actúan sobre planos con todas las inclinaciones posibles, o sea, todos los posibles valores de 2θ . Este círculo representa el estado bidimensional de esfuerzo en un plano contenido en un cuerpo.

Utilizando el círculo de Mohr, supóngase que se desea encontrar el valor de los esfuerzos normal y de cizalla en un plano que se inclina 33° con respecto a la dirección del esfuerzo principal mayor, de acuerdo con los datos de la figura 9.21 (caso 1).

Utilizando las fórmulas que rigen al Círculo de Mohr para calcular los esfuerzos normal y de cizalla en un plano se tiene que:

$$\begin{aligned}\sigma_n &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta \\ &= \frac{35 + 25}{2} + \frac{35 - 25}{2} \cos 114^\circ \\ &= 30 + 5(-0.4067) \\ &= 30 - 2.0337 = 27.9663 \text{ kbares} \\ \sigma_c &= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta = \frac{35 - 25}{2} \sin 114^\circ\end{aligned}$$

$$= 5(0.9135) = 4.5677 \text{ kbares}$$

Pero si se analiza con cuidado el planteamiento del problema se observa que existe otro posible resultado si el plano P se inclinara en la dirección del caso 2 (Figura 9.21). En ésta alternativa la variable que cambia es el signo del ángulo θ . Considérese "a priori" que tal signo es negativo, con lo que los valores de las componentes normal y de cizalla serían los siguientes:

$$\begin{aligned}\sigma_n &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta \\ &= \frac{35 + 25}{2} + \frac{35 - 25}{2} \cos 114^\circ \\ &= 30 + 5(-0.4067) \\ &= 30 - 2.0337 = 27.9663 \text{ kbares} \\ \sigma_c &= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta = \frac{35 - 25}{2} \sin 114^\circ \\ &= 5(-0.9135) = -4.5677 \text{ kbares}\end{aligned}$$

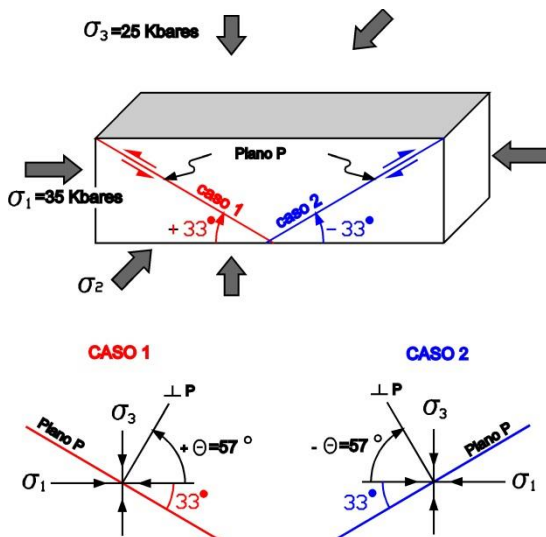


FIGURA 9.21.- Diagrama mostrando las dos alternativas posibles si un plano que se inclina 33° con respecto a la dirección del esfuerzo principal máximo.

Nótese que la magnitud de los valores de las componentes normal y de cizalla son iguales

a los obtenidos en el caso 1 y que sólo cambia el signo correspondiente al esfuerzo de cizalla.

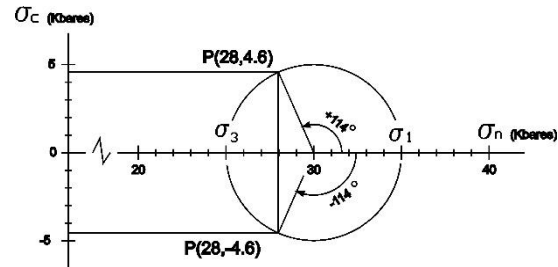


FIGURA 9.22.- Círculo de Mohr para resolver el problema planteado en la figura anterior.

Lo anterior indica que el sentido en que sea medido el ángulo (debe ser establecido claramente antes de efectuar los cálculos correspondientes). Para esto se utiliza la siguiente convención:

- El ángulo θ es aquel comprendido entre la normal al plano y el esfuerzo principal máximo.
- El ángulo θ siempre deberá medirse desde la dirección de σ_1 hasta la normal al plano.
- El ángulo θ será positivo cuando sea medido en sentido contrario al sentido de las manecillas del reloj.
- El ángulo θ será negativo cuando sea medido en el mismo sentido de las manecillas del reloj.

En la literatura geológica se utilizan varias convenciones para el círculo de Mohr, pero en este libro se seguirá la convención sugerida por Means (1976), que además de lo indicado con respecto a la medición del ángulo θ , establece lo siguiente:

- La compresión es positiva. En el círculo de Mohr está representada a la derecha del origen, sobre el eje horizontal.
- La tensión es negativa. En el círculo de Mohr está representada a la izquierda del origen, sobre el eje horizontal.
- Un esfuerzo de cizalla sinistral, o que produce un giro relativo en contra de las manecillas del reloj, es positivo. En el

círculo de Mohr está representado arriba del origen, sobre el eje vertical.

d) Un esfuerzo de cizalla dextral, o que produce un giro relativo en el sentido de las manecillas del reloj, es negativo. En el círculo de Mohr está representado abajo del origen, sobre el eje vertical.

e) Un ángulo 2θ positivo se mide desde la derecha del centro del círculo, en sentido contrario a las manecillas del reloj, hasta la magnitud angular deseada.

f) Un ángulo 2θ negativo se mide desde la derecha del centro del círculo, en sentido de las manecillas del reloj, hasta la magnitud angular deseada.

Todas las condiciones contenidas en la convención descrita se muestran gráficamente en la figura 9.23.

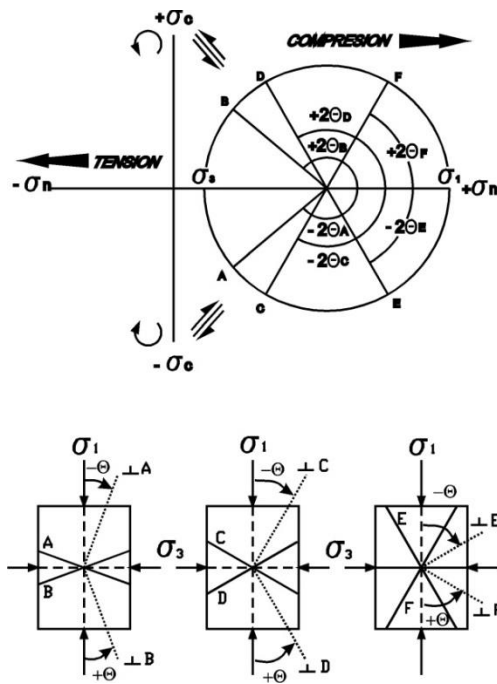


FIGURA 9.23.- Síntesis de los signos convencionales aplicados en el diagrama de Mohr.

El círculo de Mohr permite demostrar simplemente como σ_c es dependiente de 2θ , σ_1 y σ_3 . Para cualquier estado de esfuerzo es evidente que la magnitud absoluta del esfuerzo de cizalla σ_c será máxima solamente en dos planos perpendiculares entre sí, que están orientados

a $\pm\theta = 45^\circ$ con respecto a σ_1 . Las magnitudes absolutas de los esfuerzos máximos de cizalla serán siempre iguales al radio del círculo de esfuerzo

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$$

De lo anterior se deduce que para cualquier par de planos perpendiculares entre sí, los puntos en el diagrama del círculo de Mohr siempre se localizarán en los extremos opuestos del diámetro del círculo (Figura 9.24). Los valores de las componentes de cizalla que actúan en planos perpendiculares entre sí, siempre serán iguales en magnitud y de signo contrario.

Si se sabe que las coordenadas del punto P en el círculo de Mohr son iguales que las magnitudes de los esfuerzos normal σ_n y de cizalla σ_c , entonces, la suma de estos vectores ($\vec{\sigma}_n + \vec{\sigma}_c$) y debe ser igual al esfuerzo total ($\vec{\sigma}$) que está actuando sobre el plano P, o sea, igual en magnitud a la longitud del vector que une el punto P y el origen del diagrama. El ángulo entre $\vec{\sigma}$ y la normal al plano P en esta construcción, será siempre igual al ángulo entre $\vec{\sigma}$ y el eje σ_n del diagrama. De esta manera, el eje σ_c del diagrama puede ser comparado con la orientación de la traza del plano P, a pesar de que este plano no existe realmente en el espacio (σ_n, σ_c) del círculo de Mohr (Figura 9.25).

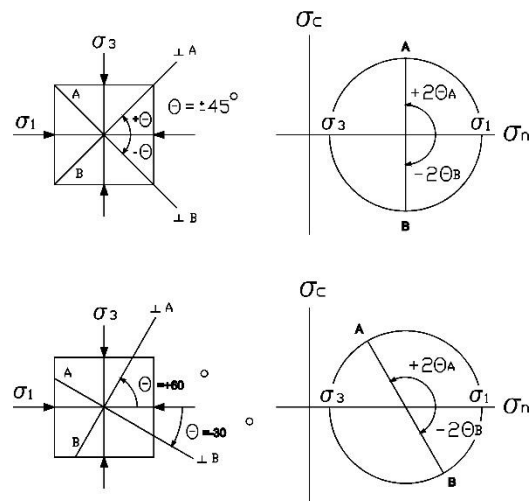


FIGURA 9.24.- Planos perpendiculares y su diagrama de Mohr correspondiente.

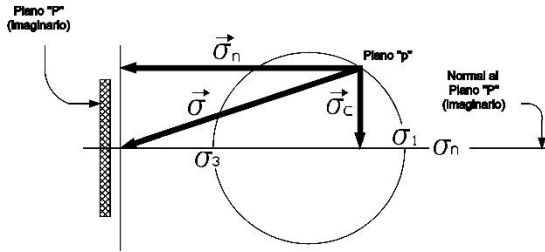


FIGURA 9.25.- Idealización del significado de los vectores de esfuerzo normal y de cizalla.

En la figura 9.26 se muestran todos los estados de esfuerzo que son posibles en la naturaleza, así como su representación general en el diagrama de Mohr.

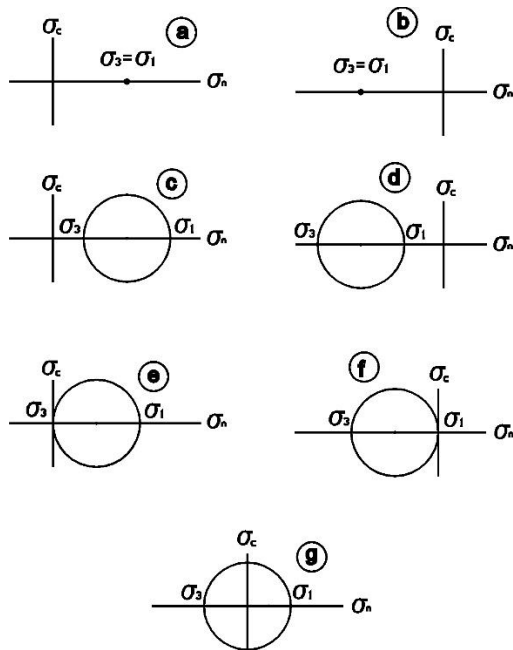


FIGURA 9.26.- a) COMPRESIÓN HIDROSTÁTICA. Los dos esfuerzos principales son compresivos e iguales. No hay esfuerzos de cizalla. En tres dimensiones se le conoce como presión hidrostática, o litostática en geología. Muy común en la Tierra, sobre todo a grandes profundidades. b) Tensión HIDROSTÁTICA. El esfuerzo que actúa sobre todos los planos es de tensión e igual entre sí. No hay esfuerzos de cizalla. Muy poco probable en la Tierra. c) COMPRESIÓN GENERAL. Los dos esfuerzos principales son compresivos. En tres dimensiones se le denomina

esfuerzo triaxial. Muy común en la Tierra, en la superficie o a profundidad. d) TENSión GENERAL. Los esfuerzos principales son de tensión. Es posible a profundidades someras en la Tierra. e) COMPRESIÓN UNIAxIAL. Sólo uno de los esfuerzos principales es mayor que cero y es compresivo. Muy común en la superficie terrestre. f) TENSión UNIAxIAL. Sólo uno de los esfuerzos principales es menor que cero y es de tensión. Posible en la superficie terrestre. g) CIZALLA SIMPLE. Caso especial en donde la compresión es igual a la tensión. Muy común en la Tierra.

El diagrama de Mohr también puede ser utilizado para problemas en tres dimensiones. La figura 9.27 muestra los círculos de Mohr que representan un estado tridimensional de esfuerzo en el que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$. El círculo mayor representa los esfuerzos en los planos perpendiculares al plano formado por σ_1 y por σ_3 . Los círculos intermedio y menor, representan los esfuerzos perpendiculares a los planos formados por σ_1 y σ_2 y por σ_2 y σ_3 , respectivamente.

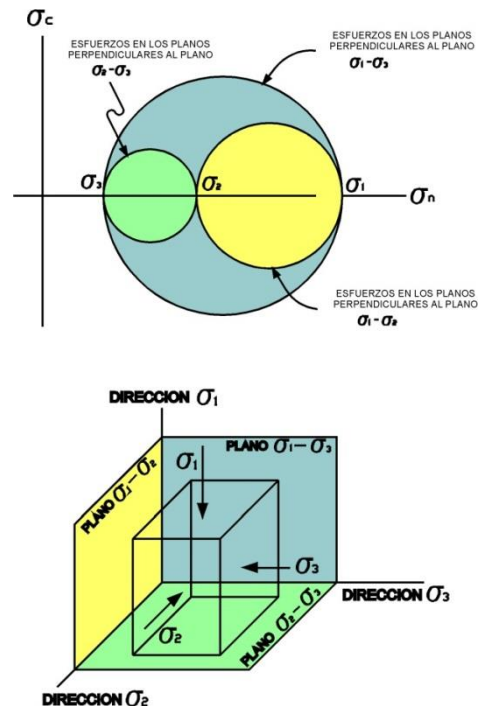


FIGURA 9.27.- Círculo de Mohr para esfuerzo en tres dimensiones.

Capítulo 10

DEFORMACION

El estudio de la deformación está basado en los cambios presentes en las rocas que han estado sujetas a esfuerzos, por lo que tratar de describir la geometría de la más simple de las estructuras puede ser una empresa complicada. Así, *deformación* se ha definido como la expresión geométrica de la cantidad de cambios de posición, forma y/o de volumen causada por la acción de un estado de esfuerzo sobre un cuerpo. Se dice que existe deformación cuando una roca ha estado bajo la acción de alguno de los procesos siguientes:

a.- **Traslación:** Transporte relativo a algún sistema de coordenadas o marco de referencia.

b.- **Rotación:** Rotar con respecto a algún sistema de coordenadas o marco de referencia.

c.- **Distorsión:** Cambio de forma.

d.- **Dilación:** Cambio de volumen.

En la figura 10.1 se muestran gráficamente estos conceptos.

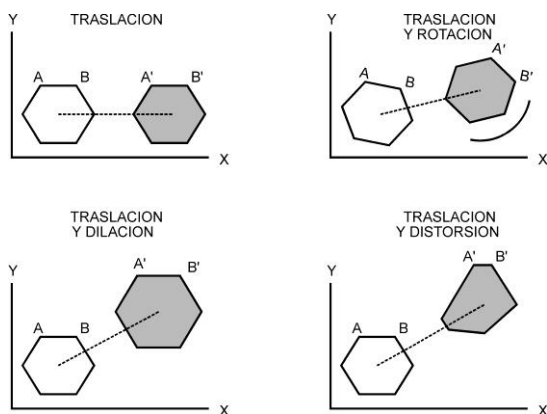


FIGURA 10.1.- Casos en los que ocurre deformación.

Cuando una roca sufre una deformación, ésta se efectúa en pequeños incrementos que van alterando la posición del cuerpo, su forma, o

bien su volumen; pero el resultado final de una deformación siempre será un cambio.

Para cuantificar la cantidad de deformación que ha sufrido un cuerpo, es necesario conocer los tipos que de ésta existen, de acuerdo a criterios geométricos. La clasificación más simple es la siguiente:

a).- Se dice que la deformación ha sido *homogénea* si, después de la deformación, las líneas rectas permanecen rectas y las líneas paralelas permanecen paralelas.

b).- Cuando no se cumple lo anterior se dice que la deformación es *heterogénea*.

En el estudio de la deformación es una práctica común separar un cuerpo deformado en porciones que muestren las dos clases de deformación mencionadas. En la figura 10.2 se ilustra este concepto.

La teoría matemática general de la geometría de la deformación heterogénea es extremadamente compleja y para fines prácticos es considerada inútil. Por ésta razón, el estudio de la geometría de la deformación se enfoca principalmente a la deformación homogénea. Un ejemplo de esto es el pliegue de la figura 10.2, el cual representa en su totalidad un caso de deformación heterogénea, que a su vez puede ser convenientemente dividido en dominios de deformación homogénea (i.e. flancos del pliegue).

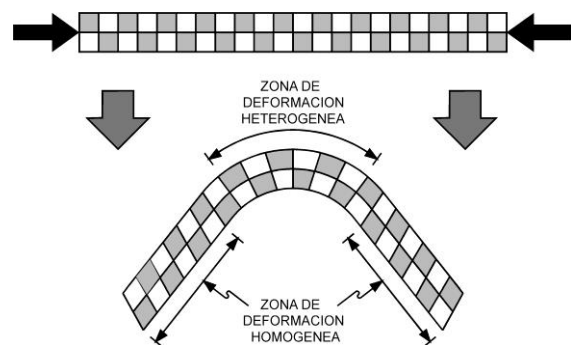


FIGURA 10.2.- Diagrama que muestra la división de un cuerpo en zonas con diferente deformación.

Las medidas de la deformación son adimensionales y para expresarla completamente basta establecer dos parámetros: (1) el cambio de longitud de alguna línea usada como referencia y (2) el cambio de relación angular

entre dos líneas usadas como referencia. Utilizando estos dos parámetros puede medirse cualquier geometría de la deformación.

Las cantidades que expresan cambios de longitud son la elongación (ϵ), el estiramiento (S) y la elongación cuadrática (λ) y La cantidad que expresa cambios de relación angular entre dos líneas es la deformación de cizalla (γ). A continuación se explica en detalle cada uno de estos parámetros.

La *elongación* " ϵ " de una línea es la razón de su cambio de longitud después de la deformación con respecto a su longitud inicial. Así,

$$\epsilon = \frac{l_f - l_i}{l_i} = \frac{\Delta l}{l_i}$$

en donde " l_f " es la longitud final y " l_i " es la longitud inicial. La elongación se expresa en porcentajes y puede ser positiva o negativa. La figura 10.3 muestra un ejemplo en donde las líneas OA y OB son deformadas. Si la longitud original de ambas líneas es unitaria y la longitud final de la línea OA' fue de 0.5 y la de la línea OB' igual a 1.5, entonces, aplicando la fórmula de la elongación en cada una de ellas se puede calcular cuánto fueron elongadas. Después de efectuar el cálculo se concluye que la línea OA' se acortó 50% ($\epsilon = -0.5$) y que la línea OB' se alargó 50% ($\epsilon = 0.5$).

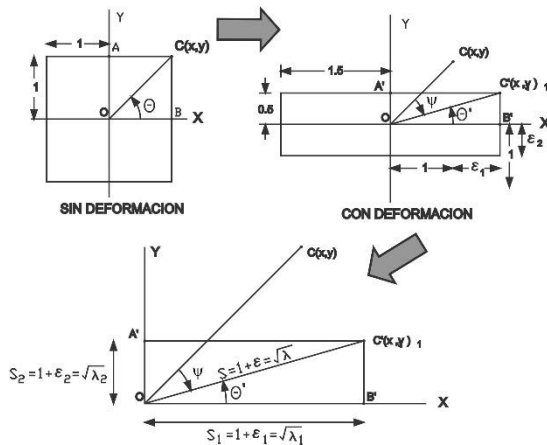


FIGURA 10.3.- Representación gráfica de las cantidades que expresan cambios de longitud y de relaciones angulares en líneas originalmente perpendiculares entre sí.

El *estiramiento* " S " de una línea es la razón de su longitud después de la deformación, con respecto a su longitud inicial y se expresa con la ecuación

$$S = 1 + \epsilon = \frac{l_f}{l_i}$$

Si se aplica la fórmula del estiramiento a las líneas OA' y OB' del ejemplo de la figura 10.3, se obtendrán los siguientes resultados: OA'=0.5 y OB'=1.5. De aquí se deduce que la línea OA' se acortó y que la línea OB' se alargó, ambas un 50%.

Con base en lo anterior se concluye que los estiramientos de una línea siempre serán positivos, aún en el caso de acortamientos. Si el estiramiento es mayor que la unidad, entonces la línea ha sufrido un alargamiento. Si el estiramiento es menor que la unidad, entonces la línea habrá sido acortada.

La *elongación cuadrática* de una línea (λ) es el cuadrado del estiramiento, de tal manera que:

$$\lambda = S^2 = (1 + \epsilon)^2 = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2$$

La elongación cuadrática es un término alternativo para expresar el cambio de longitud de una línea y su significado es más comprensible si se analiza la figura 10.3. Supóngase que la mayor deformación ocurrió en la dirección del eje X, o sea que la línea OB se alargó más de lo que se acortó la línea OA en la dirección del eje Y. Así es posible establecer que el estiramiento (alargamiento) de la línea OB después de la deformación fue

$$OB' = S_1 = 1 + \epsilon_1 = \sqrt{\lambda_1}$$

y que el estiramiento (acortamiento) de la línea OA después de la deformación fue

$$OA' = S_2 = 1 + \epsilon_2 = \sqrt{\lambda_2}$$

Con lo anterior se muestran gráficamente las relaciones existentes entre la elongación, el estiramiento y la elongación cuadrática, pero también se demuestra que la ecuación de la elipse de deformación es consistente con éstos parámetros y que puede ser expresada en términos de elongaciones,

$$\frac{X^2}{\epsilon_1^2} + \frac{Y^2}{\epsilon_2^2} = 1$$

estiramientos,

$$\frac{X^2}{S_1^2} + \frac{Y^2}{S_2^2} = 1$$

o bien, elongaciones cuadráticas,

$$\frac{X^2}{\lambda_1^2} + \frac{Y^2}{\lambda_2^2} = 1$$

Más adelante se tratará en detalle lo relativo a elipse y elipsoide de deformación.

El segundo parámetro necesario para definir una deformación es el cambio de relación angular entre dos líneas de referencia, o también llamado *deformación de cizalla* (γ). La primera línea (OC) es considerada antes de la deformación y la segunda línea (OC') después de ocurrida la misma (Figura 10.3). El ángulo que existe entre ellas es denominado *ángulo de cizalla* (ψ) y su relación con la deformación de cizalla se expresa por

$$\gamma = \tan \psi$$

Para hacer más comprensibles, geológicamente, las cantidades que expresan cizalleo, basta decir que la deformación de cizalla es la distancia angular que han sido cizalleadas las líneas de una familia dada con respecto a otra línea de referencia y, se describe por conveniencia, como la orientación final de una línea que fue originalmente perpendicular a la familia. En la figura 10.4 se puede observar que después de plegar un grupo de hojas de papel, una línea inicialmente normal al plano de las hojas, forma un ángulo " θ " menor de 90° .

Siguiendo la convención utilizada en el capítulo anterior para los esfuerzos de cizalla, las deformaciones de cizalla en sentido contrario a las manecillas del reloj (izquierdas o sinistral) son positivas. La medida debe efectuarse a partir de una línea inicialmente normal al objeto por deformar (ver figura 10.4, en donde θ es negativo).

Cuando un cuerpo es sometido a un estado de esfuerzo es probable que cambie su forma. Existen dos casos en que aplicando la misma cantidad de esfuerzo, pero de distinta manera, la forma resultante puede tener diferencias en morfología y orientación. Supóngase el ejemplo de la figura 10.5, en el que un cuerpo es sometido a un estado de esfuerzo, pero en el primer caso los esfuerzos son coaxiales y en el segundo son paralelos y no actúan en el mismo eje, pero sí en el mismo plano. Obsérvese que en el primer caso el cuerpo es comprimido y alargado solamente, mientras que en el segundo, además de lo anterior es también rotado.

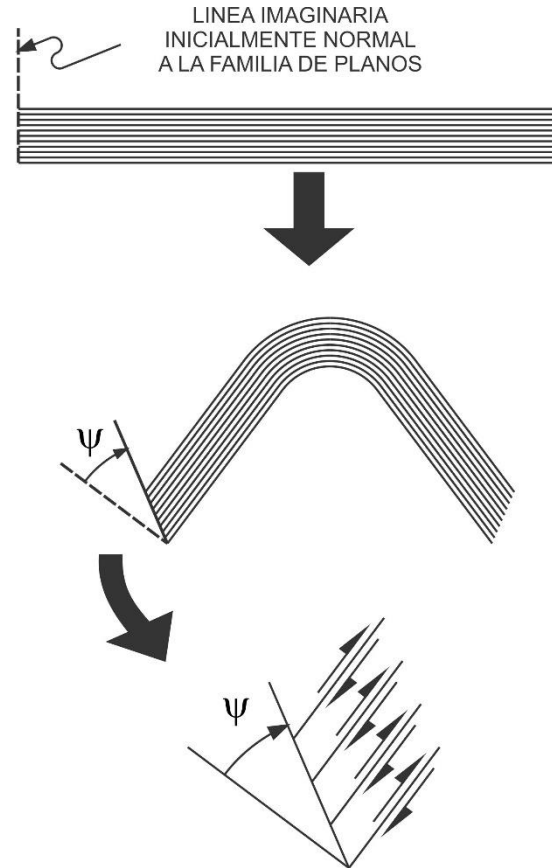


FIGURA 10.4.- Cambios en las relaciones angulares de una secuencia de capas plegada.

Si las orientaciones de los ejes principales de deformación permanecen perpendiculares durante la deformación, ésta se denomina *irrotacional*, o *cizalla pura*. Pero si ha ocurrido un cambio en la ortogonalidad de las direcciones principales, entonces la deformación se describe como *rotacional*, o *cizalla simple*. La figura 10.5 ilustra un ejemplo de ambos casos.

En cualquier deformación homogénea, las partículas que forman la superficie de una esfera en un estado sin deformar, formarán la superficie de un elipsoide después de la deformación. Este cuerpo es llamado elipsoide de deformación (Figura 10.6).

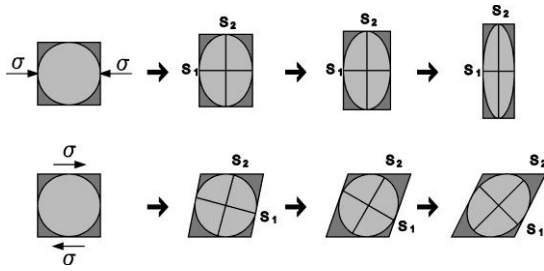


FIGURA 10.5.- Arriba: cizalla pura o deformación irrotacional; abajo: cizalla simple o deformación rotacional.

Como cualquier otro elipsoide, el de deformación tiene tres planos principales de simetría, los cuales son perpendiculares entre sí y son conocidos como *planos principales de deformación*. Los ejes mayor, intermedio y menor del elipsoide también son perpendiculares entre sí, yacen en las intersecciones de los planos de simetría y son denominados *direcciones principales de deformación*. La dirección con un subíndice "1" es la correspondiente al eje mayor y las direcciones con subíndices "2" y "3", son los ejes intermedio y menor, respectivamente.

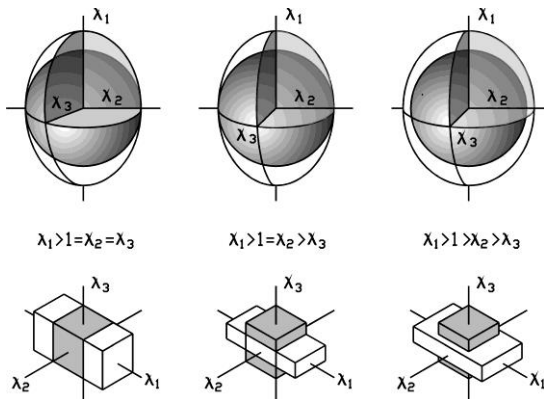


FIGURA 10.6.- Deformación homogénea con direcciones y magnitudes diferentes, en una esfera y en un cubo. Izquierda: deformación uniaxial; centro: deformación biaxial; derecha: deformación triaxial.

Si se supone que el radio de una esfera inicial es 1, entonces la longitud del eje mayor del elipsoide de deformación debe ser $\sqrt{\lambda_1}$, o S_1 , o ε_1 ; en donde λ_1 es la elongación cuadrática, S_1 es el estiramiento y ε_1 es la elongación de

una línea de partículas a lo largo de la dirección del eje mayor. Lo mismo es aplicable para las direcciones λ_2 y λ_3 . Las magnitudes de las elongaciones cuadráticas λ_1 , λ_2 y λ_3 , se denominan *deformaciones principales*, mismas que también pueden ser expresadas en términos de estiramientos (S_1 , S_2 y S_3), o bien de elongaciones (ε_1 , ε_2 y ε_3), dependiendo de la naturaleza del problema que se desee resolver.

Una particularidad de los planos y ejes principales de deformación es que siempre se van a conservar perpendiculares entre sí. Más aún, ningún otro par o trío de líneas y planos del elipsoide se conservan perpendiculares entre sí después de la deformación.

Cuando una esfera de radio unitario, o un cubo (Figura 10.6), han sido deformados homogéneamente después de haber sido sometidos a un estado de esfuerzo, las formas resultantes pueden pertenecer a uno de los tres casos siguientes:

- **Deformación Uniaxial.**- Dos de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; el otro es más largo.

- **Deformación Biaxial.**- Uno de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; los otros dos son mayores o menores que la unidad.

- **Deformación Triaxial.**- Ninguno de los ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria; Dos ejemplos de deformaciones triaxiales son:

$$\lambda_1 > \lambda_2 = \lambda_3 < 1 \text{ y } 1 < \lambda_1 = \lambda_2 > \lambda_3$$

Todos los elipsoides presentan dos secciones circulares que se intersectan entre sí en la dirección del eje intermedio (λ_2) y se inclinan con la misma intensidad con respecto a la dirección de la deformación principal mayor (λ_1) (Figura 10.7, izquierda).

Estas dos secciones circulares son únicas y se distinguen de cualquier otro plano que pase por el centro del elipsoide, porque en ellas no ocurre deformación. Este concepto es más comprensible si se analiza en dos dimensiones (Figura 10.7, derecha). Debido a que no ocurre cambio alguno en esas secciones, se les denomina *líneas o planos invariantes* o *líneas de deformación nula*, en dos o tres dimensiones respectivamente.

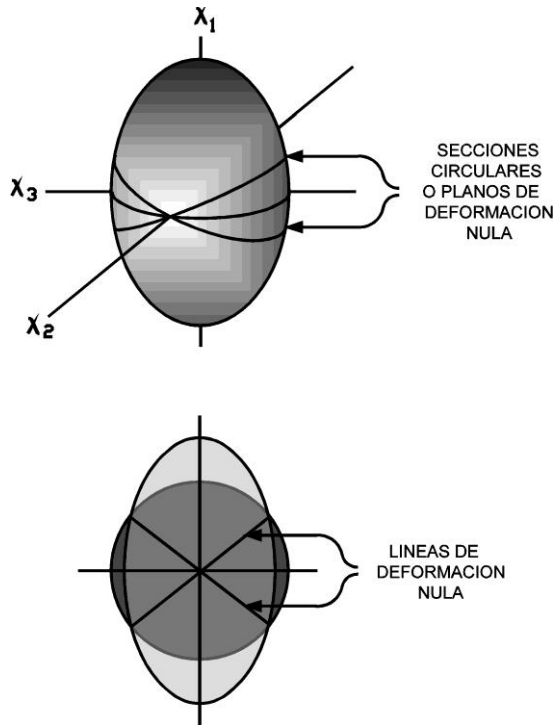


FIGURA 10.7.- Planos y líneas en donde no existe deformación, en tres y en dos dimensiones.

La ecuación del elipsoide de deformación con respecto a un sistema de ejes cartesianos paralelos a las direcciones principales de deformación es

$$\frac{X^2}{\lambda_1^2} + \frac{Y^2}{\lambda_2^2} + \frac{Z^2}{\lambda_3^2} = 1$$

Un cuerpo deformado representa, al momento de hacer la medición, la deformación total producida en él hasta ese momento, misma que se desarrolló por la adición de una serie de pequeños incrementos a medida que el cuerpo adquiría diferentes formas y posiciones como respuesta a los esfuerzos aplicados (Figura 10.8).

A tal proceso se le conoce como *deformación progresiva* y a su producto como *deformación finita*. En cualquier instante dado durante la deformación progresiva, existe un estado de *deformación infinitesimal*. Las elipses de deformación finita o de deformación infinitesimal (Figura 10.9) se dividen en zonas de alargamiento y acortamiento, separadas por las

líneas de deformación nula. En las zonas de alargamiento ocurrirá "boudinage" y en las de acortamiento ocurrirá plegamiento.

Cuando se colocan ambas elipses, finita e infinitesimal, una sobre otra (Figura 10.10), se identifican cuatro zonas diferentes:

Zona 1. Alargamiento continuo (boudines).

Zona 2. Alargamiento seguido por acortamiento (boudines plegados).

Zona 3. Acortamiento seguido por alargamiento (pliegues desplegados o boudinados).

Zona 4. Acortamiento continuo (pliegues).



FIGURA 10.8.- Idealización de las etapas en que ocurre la deformación de un cuerpo cualquiera.

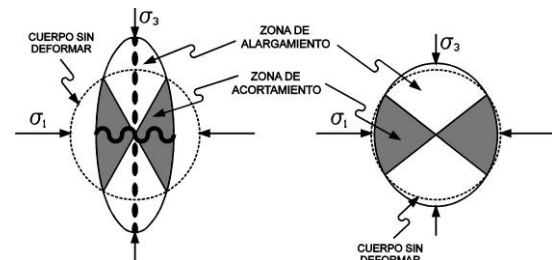


FIGURA 10.9.- Izquierda: deformación finita (más de 1% de acortamiento o de alargamiento); derecha: deformación infinitesimal (menos de 1% de acortamiento o de alargamiento).

La distribución de éstas zonas dependerá de la historia de deformación y en particular, si la deformación fue irrotacional (cizalla pura) o rotacional (cizalla simple).

Una diferencia importante entre las estructuras producidas en un cuerpo deformado por cizalla pura o por cizalla simple, es que en el

primer caso existirá simetría a ambos lados del eje menor de la elipse, mientras que en el segundo se genera una clara asimetría con respecto al mismo eje (Figura 10.10). Al final del siguiente capítulo se explican en detalle las estructuras resultantes de los procesos mencionados.

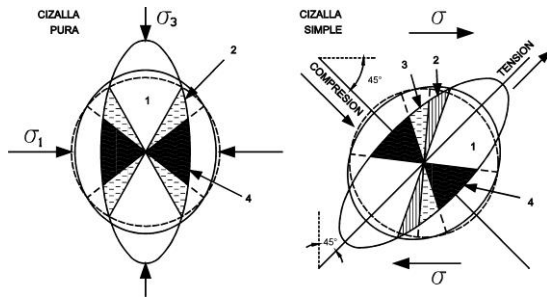


FIGURA 10.10.- Superposición de elipses de deformación infinitesimal y finita causadas por cizalla pura y por cizalla simple.

En la figura 10.11 se muestra un ejemplo ideal que ilustra la posición de las zonas 1, 2, 3 y 4, en una estructura geológica en la que es frecuente encontrarlas. El caso de la zona 3, que no aparece en la figura 10.11, no es común en la naturaleza, aunque es posible en teoría.

Un método gráfico práctico para cuantificar la deformación que ha sufrido un cuerpo es el denominado *Círculo de Mohr para deformación finita*. La deformación finita es aquella en la que ha ocurrido una elongación de más de 1%, que es una situación normal en geología. Para utilizar este diagrama es necesario hacer una distinción clara entre el ángulo θ medido antes de la deformación y el ángulo θ' medido después de ésta (Figura 10.12).

En las figura 10.13 se muestra el diagrama de Mohr para deformación finita y las ecuaciones que lo rigen. Es importante recordar que en éste diagrama los puntos que se localizan en el círculo de Mohr representan líneas y no planos, como era el caso del diagrama utilizado para esfuerzos.

El diagrama de Mohr para deformación finita se aplica en geología siempre en dos dimensiones, debido principalmente a la complejidad que representa obtener datos tridimensionales. Es opinión del autor, con base en varios años de experiencia en el campo, que resulta

prácticamente inútil aplicar otros métodos geométricos tridimensionales cuando es casi imposible encontrar una capa de roca sedimentaria con un número suficiente de fósiles deformados. Sin embargo, si se presenta ese caso, entonces deberán efectuarse los cálculos correspondientes explicados en los libros de Ramsay (1967) y de Ragan (1973).

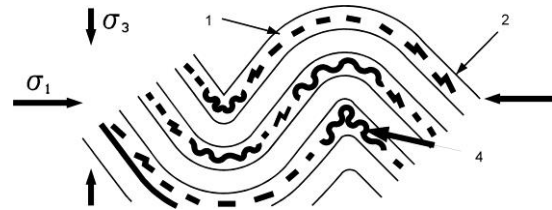


FIGURA 10.11.- Pliegue esquemático en el que se muestran las zonas teóricas deducidas de la superposición de las elipses de deformación finita e infinitesimal.

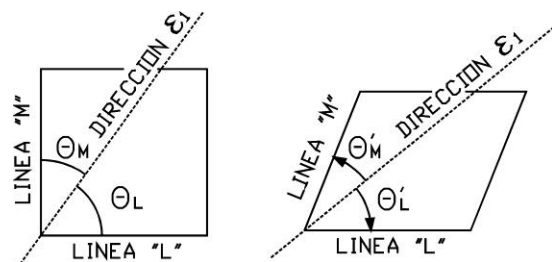


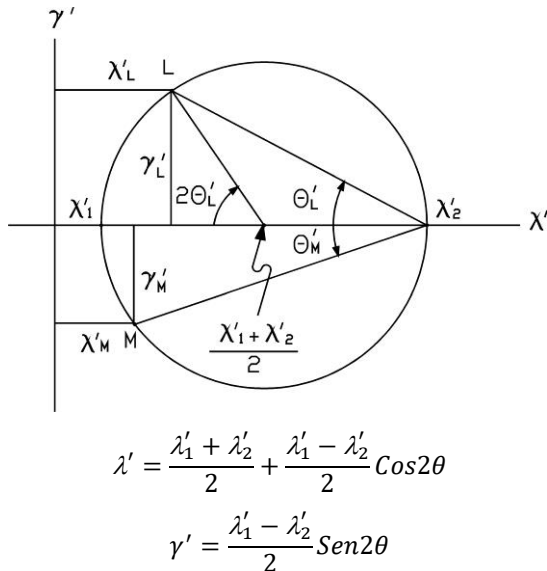
FIGURA 10.12.- Medición del ángulo θ antes de la deformación (izquierda) y θ' después de la deformación (derecha).

El método aquí sugerido es aplicable en casi cualquier caso práctico en que se desee indagar la cantidad de deformación que ocurrió en un lugar o región determinado y tiene la ventaja adicional de que no tiene límites de escala, razones por las que es ampliamente recomendable.

Existen dos diferencias importantes entre éste diagrama y el que se utilizó para esfuerzo. La primera de ellas es que la mayor deformación (λ_1) se ubica sobre el eje horizontal, pero a la izquierda del centro del círculo y la segunda

es que el ángulo θ' medido en un sentido en el objeto deformado, se mide en sentido contrario en el diagrama.

El uso del diagrama de Mohr es más comprensible si se utiliza un ejemplo. En la figura 10.14 se muestra un mapa con un objeto originalmente circular que ha sido deformado a una elipse. Las dimensiones del estado inicial y final son proporcionadas y se desea conocer cuál es la deformación que ha sufrido la línea "L", que tenía una orientación original de N30°E y tiene una orientación final de N25°E.



$$\lambda' = \frac{1}{\lambda}$$

Recíproco de la elongación cuadrática de una línea inclinada θ grados respecto a la dirección λ_1

$$\gamma' = \frac{\gamma}{\lambda}$$

Deformación de cizalla "prima" de una línea inclinada θ' grados respecto a la dirección λ_1

FIGURA 10.13.- Círculo de Mohr para deformación finita y las ecuaciones que lo rigen.

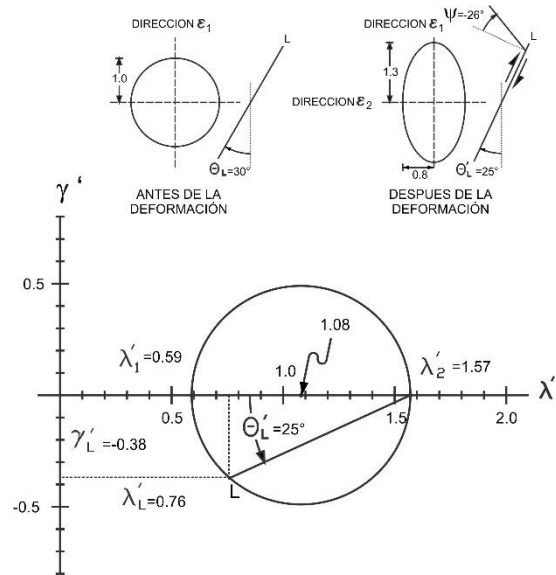


FIGURA 10.14.- Ejemplo de aplicación del diagrama de Mohr para deformación finita.

Antes de resolver el problema es necesario recordar que la deformación se cuantifica con dos parámetros: una medida que expresa cambio de longitud de una línea y una medida que expresa cambios de relaciones angulares entre la línea en cuestión y otra línea de referencia. Con esto en mente se procederá ahora a calcular el primer parámetro con las ecuaciones conocidas para la elongación, estiramiento y elongación cuadrática, de la siguiente manera:

$$\epsilon_1 = \frac{1.3 - 1}{1} = 0.3 = 30\%$$

$$S_1 = 1 + 0.3 = 1.3$$

$$\lambda_1 = 1.3^2 = 1.69$$

$$\lambda'_1 = \frac{1}{1.69} = 0.59$$

$$\epsilon_2 = \frac{0.8 - 1}{1} = -0.2 = -20\%$$

$$S_2 = 1 - 0.2 = 0.8$$

$$\lambda_2 = 0.8^2 = 0.64$$

$$\lambda'_2 = \frac{1}{0.64} = 1.57$$

Con estos resultados se puede concluir que una línea en la dirección norte-sur se alargó un 30% y que otra línea en la dirección este-oeste se acortó 20%, pero todavía hay que indagar que sucedió con la línea L, es decir, hay que determinar si se alargó o se acortó y cuál fue el sentido de la cizalla en que eso sucedió. Para esto se utiliza el círculo de Mohr con los valores calculados de λ'_1 y λ'_2 , o sean los recíprocos de las elongaciones cuadráticas principales y el ángulo θ' que forma la línea L con la dirección λ_1 en el objeto deformado. El círculo se construye como se muestra en la figura 10.14 y el punto L se localiza midiendo el ángulo $\theta' = 25^\circ$, en sentido opuesto a como fue medido en el objeto deformado.

Una vez localizado el punto L (Figura 10.14) de la manera indicada, se procede a leer en el diagrama de Mohr los valores de λ'_L y λ'_2 , los cuales también pueden calcularse con las ecuaciones que rigen el diagrama como sigue:

$$\begin{aligned}\lambda'_L &= \frac{\lambda'_1 + \lambda'_2}{2} + \frac{\lambda'_1 - \lambda'_2}{2} \cos 2\theta'_L = \\ &= \frac{0.59 + 1.57}{2} + \frac{0.59 - 1.57}{2} \cos 50^\circ = \\ &= 1.08 - 0.49(0.6428) = 1.08 - 0.31 = 0.77 \\ \gamma'_L &= \frac{\lambda'_1 - \lambda'_2}{2} \sin 2\theta'_L = \frac{0.59 - 1.57}{2} \sin 50^\circ = \\ &= -0.49(0.766) = -0.3754 = -0.38\end{aligned}$$

Pero estos dos valores no son muy claros para comprender como fue afectada la línea L. Para entender mejor la deformación de la línea L es necesario transformar el valor de λ'_L a su elongación cuadrática, su estiramiento y su elongación, que son las medidas que expresan cambios de longitud, así como transformar también el valor de γ'_L a su respectiva deformación de cizalla y ésta a su ángulo de cizalla, que son las medidas que expresan cambios de relaciones angulares. De esta manera se tiene que

$$\begin{aligned}\lambda'_L &= \frac{1}{\lambda'_L} = \frac{1}{0.77} = 1.2987 \\ S_L &= \sqrt{\lambda'_L} = \sqrt{1.2987} = 1.1396 \\ \varepsilon_L &= S_L - 1 = 1.1396 - 1 = 0.14 = 14\% \\ \gamma_L &= \gamma'_L \times \lambda'_L = -0.3754 \times 1.2987 = -0.4875 \\ \psi &= \tan^{-1}(-0.4875) = -26^\circ\end{aligned}$$

Con estos resultados se puede expresar completamente la deformación de la línea L en los términos siguientes:

- a) Se alargó un 14%, como se deduce del signo positivo de la elongación y,
- b) Sufrió un cizalleo dextral, o sea en sentido de las manecillas del reloj (Figura 10.14).

A continuación se presenta un ejemplo de aplicación del diagrama de Mohr en un caso ideal en el que se conocen datos relativos a la deformación, pero en el que se ignoran las magnitudes y orientaciones de las deformaciones principales y se desea conocerlas.

Según los datos constructivos de un túnel ideal, su base "b" medía 1.50 m y tenía una altura $h=2.00$ m, cuando fue excavado. Después de 15 años de operación y debido a esfuerzos tectónicos, el túnel ha sufrido una deformación severa, de tal manera que su base ahora mide 1.30 m y su altura es de 2.30 m en una dirección que ya no es perpendicular a la base, como se muestra en la figura 10.15.

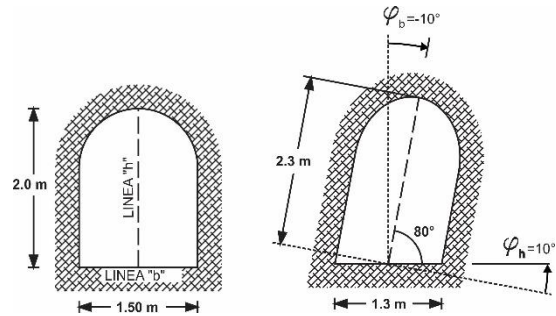


FIGURA 10.15.- Sección transversal de un túnel sin deformación (izq.) y con deformación (der.).

En la solución de este problema es necesario, primero, conocer los datos relativos a las líneas b y h, con el propósito final de determinar las magnitudes y orientaciones de las deformaciones principales. Si se conocen las longitudes iniciales y finales de las líneas de referencia y los ángulos entre ellas, entonces:

Para la línea "b" se tiene,

$$\begin{aligned}\epsilon_b &= \frac{1.3 - 1.5}{1.5} = -0.1333 = -13\% \\ S_b &= 1 + (-0.1333) = 0.8667\end{aligned}$$

$$\lambda_b = 0.8667^2 = 0.7512$$

$$\lambda'_b = \frac{1}{0.7512} = 1.3313$$

$$\gamma_b = \tan(-10^\circ) = -0.1763$$

$$\gamma'_b = \frac{-0.1763}{0.7512} = -0.2347 = -0.23$$

Y para la línea “h” se tiene,

$$\epsilon_h = \frac{2.3 - 2}{2} = 0.15 = 15\%$$

$$S_h = 1 + 0.15 = 1.15$$

$$\lambda_h = 1.15^2 = 1.3225$$

$$\lambda'_h = \frac{1}{1.3225} = 0.7575 = 0.76$$

$$\gamma_h = \tan(10^\circ) = 0.1763$$

$$\gamma'_h = \frac{0.1763}{1.3225} = 0.1333 = 0.13$$

Los valores obtenidos λ' y γ' para las líneas, son las coordenadas de dos puntos que yacen sobre el círculo de Mohr (Figura 10.16) y son: b (1.32,0.23) y h (0.76,-0.13).

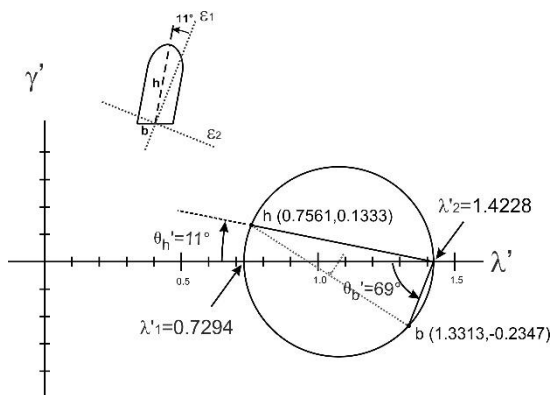


FIGURA 10.16.- Ejemplo de aplicación del diagrama de Mohr para deformación finita.

Ahora se procede a ubicar estos dos puntos en el diagrama. Una vez hecho lo anterior, se tiene que localizar el centro del círculo uniendo con una recta los puntos b y h. Si se traza una recta perpendicular la línea que une los puntos b y h y se hace pasar por el punto

medio de ésta, la intersección de la perpendicular con el eje horizontal del diagrama determina el centro del círculo, cuyo radio debe ser igual a la distancia entre la intersección mencionada y el punto b o h. Enseguida se traza el círculo de Mohr (Figura 10.16).

Con estos datos se leen directamente del diagrama los valores de $\lambda'_1 = 0.7308$ y $\lambda'_2 = 1.4230$ y se procede a efectuar los cálculos siguientes para encontrar la magnitud de las elongaciones principales:

$$\lambda_1 = \frac{1}{\lambda'_1} = \frac{1}{0.7308} = 1.3684$$

$$S_1 = \sqrt{\lambda_1} = \sqrt{1.3684} = 1.1708$$

$$\epsilon_1 = S_1 - 1 = 1.1708 - 1 = 0.1708 = 17\%$$

$$\lambda'_2 = \frac{1}{\lambda'_2} = \frac{1}{1.4230} = 0.7027$$

$$S_2 = \sqrt{\lambda_2} = \sqrt{0.7027} = 0.8383$$

$$\epsilon_2 = S_2 - 1 = 0.8383 - 1 = -0.1617 = -16\%$$

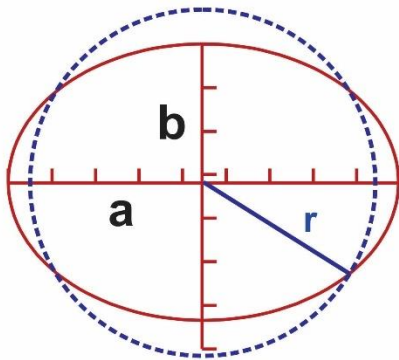
Estos resultados indican que la elongación ϵ_1 fue de 17% de alargamiento y que la elongación ϵ_2 fue de 16% de acortamiento. Pero aún se ignoran las direcciones en las que se encuentran actuando esas deformaciones principales. Esto se determina con los valores de los ángulos θ'_b y θ'_h leídos directamente del círculo de Mohr.

Según el diagrama de la figura 10.16, el ángulo $\theta'_b = 69^\circ$ y el ángulo $\theta'_h = 11^\circ$. Para determinar la orientación de las deformaciones principales en el túnel basta con medir uno de los dos ángulos, por ejemplo el de θ'_h , en sentido opuesto a como fue medido en el diagrama de Mohr, como se muestra en la figura 10.16. Nótese que la suma de los ángulos θ'_b y θ'_h es igual al ángulo que forman las líneas b y h en el objeto deformado (Figura 10.15).

Finalmente es importante aclarar que el diagrama de Mohr para deformación finita que aquí se ha utilizado es el más simple de los que existen porque se emplea un círculo, mientras que en los otros se usa una elipse para representar un estado de deformación.

Pero en la realidad uno encuentra casi siempre los objetos deformados y surge la pregunta ¿ahora como encuentro la dimensión original de este objeto? Para explicar cómo resolver esta cuestión es conveniente utilizar un

ejemplo real; en la figura 10.7 se muestra una fotografía de campo de una amonita encontrada en una caliza del Cretácico Inferior de la Formación Orizaba en el Estado de Puebla. En la misma fotografía se incluye una escala gráfica con el fin de poder medir las dimensiones de la amonita.



a=Eje Mayor=8.9 cm

b=Eje Menor=6.25 cm

FIGURA 10.17.- Amonita deformada colectada en la Formación Orizaba, en el Estado de Puebla, México.

El procedimiento inicia con el dibujo de una elipse que se aproxime al contorno de la amonita deformada (Figura 10.17, arriba). Se considera esa elipse y se miden sus ejes mayor y menor con la escala gráfica de la fotografía de la amonita (Figura 10.17, abajo). El objetivo final de esta operación consiste en calcular cuál era el radio del círculo de mejor ajuste a la

amonita antes de la deformación. Ese radio es una de las dos direcciones invariantes de la deformación conocidas como líneas de elongación no-finita (ver la figura 10.7). Es necesario considerar en este cálculo que el área del círculo antes de la deformación es igual al área de la elipse después de la deformación, es decir que el fósil petrificado no perdió ni ganó volumen después de ser deformado. Según esta consideración:

Área de la elipse = Área del círculo, o sea

$A_e = A_c$, o lo que es lo mismo,

$$A_e = \pi \times \frac{a}{2} \times \frac{b}{2}, \text{ y que } A_c = \pi r^2$$

Sustituyendo,

$$\pi \times \frac{a}{2} \times \frac{b}{2} = \pi r^2$$

Entonces,

$$r = \sqrt{\frac{a}{2} \times \frac{b}{2}} = \sqrt{4.45 \times 3.125} = \sqrt{13.9063} \\ = 3.73 \text{ cm}$$

Finalmente, con este valor ya podemos aplicar las fórmulas que miden la deformación, es decir, la elongación, el estiramiento, o la elongación cuadrática.

Sin embargo, en la realidad no es solamente un fósil el que ha sido deformado y con sólo un fósil no podemos calcular las direcciones principales de deformación. En la figura 10.18 (a) se ilustra un conjunto de braquiópodos sin deformar. En las figuras 10.18 (b) y 10.18 (c) se ilustra el mismo conjunto de fósiles, pero deformado por cizalla pura y por cizalla simple dextral. Nótese que cada una de las conchas tiene una forma diferente, porque todas estaban orientadas de maneras diferentes y, por lo tanto, fueron acortadas y alargadas en cantidades diferentes, lo cual causó que cambiaran también las relaciones angulares entre las líneas de charnela y las líneas de simetría.

El siguiente paso es encontrar el estado de deformación bajo el cual se llevó a cabo el cambio de forma y de dimensiones de los braquiópodos y consecuentemente, las direcciones principales de deformación. Para lograr esto es necesario considerar que la deformación fue homogénea. Existen varios métodos gráficos para resolver este problema, pero uno que es eficiente y sencillo es el *Método de Wellman* (1962), que consiste en una

construcción geométrica a partir de líneas contenidas en los objetos deformados.

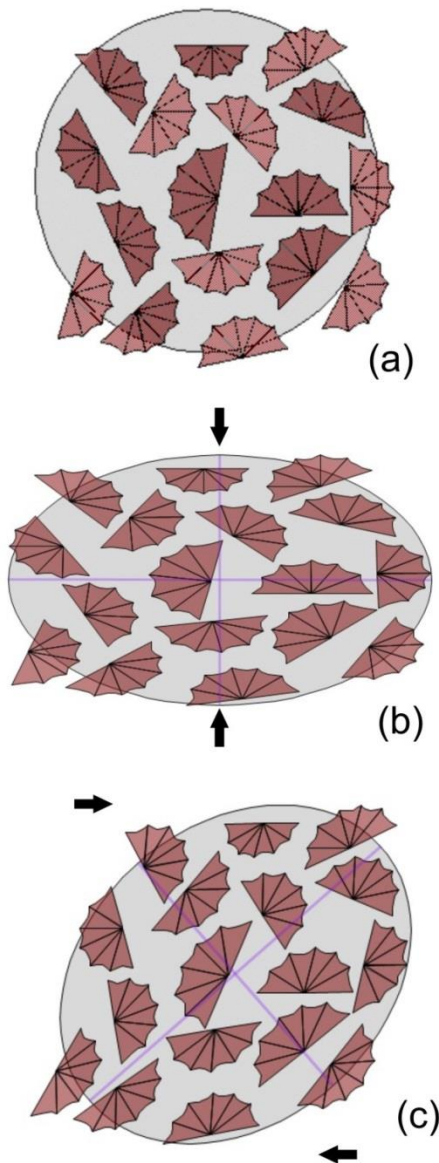


FIGURA 10.18.- (a) Figura con braquiópodos imaginarios. (b) Braquiópodos deformados por cizalla pura con una elongación horizontal de 30%. (c) Braquiópodos deformados por cizalla simple con un ángulo de cizalla de 15°. La simulación se hizo utilizando el software StrainSim v. 3, del Profesor Rick Allmendinger de la Universidad de Cornell.

Apliquemos este método a partir de los braquiópodos deformados por cizalla pura (Figura 10.18 b), mostrados en la parte superior

de la Figura 10.19. El primer paso para resolver el problema es trazar una línea de referencia (A-B) orientada de tal forma que se intersecte con la mayoría de las líneas de charnela y de simetría de los fósiles, aunque habrá algunos casos en que esta línea de referencia sea paralela al menor número de líneas de los fósiles (ver fósiles 2 y 9). Enseguida se procede a trazar líneas paralelas a las líneas de los fósiles, que pasen por los extremos de la línea de referencia A-B y que se intersecten entre sí. Al finalizar de trazar todas las líneas será evidente que las intersecciones entre ellas indican puntos que delinean el contorno de la mitad de la elipse de deformación que buscamos, pero con eso es suficiente para trazarla completamente. Lo difícil de este método es encontrar un afloramiento que tenga suficientes fósiles, u otros objetos con líneas ortogonales antes de la deformación. Para obtener mejores resultados se requieren al menos de 6 a 10 objetos.

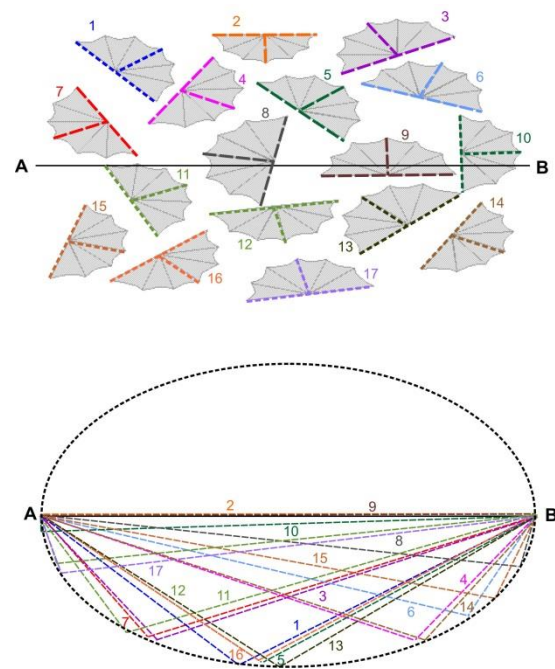


FIGURA 10.19.- (Arriba) Braquiópodos deformados por cizalla pura. (Abajo) Líneas paralelas a las líneas de charnela y de simetría de cada uno de los braquiópodos deformados. Explicación en el texto.

Existen varios otros métodos gráficos para encontrar las direcciones principales de deformación en dos dimensiones, pero con el

desarrollo y disponibilidad de computadoras personales cada vez más poderosas, uno de los más utilizados es el Método de Fry (1979), basado en el método de centro a centro. Se puede hacer manualmente colocando un papel transparente sobre una fotografía con objetos deformados; se dibujan dos ejes ortogonales en la parte superior izquierda del papel, con su origen en el centro de uno de los objetos; a continuación se marcan con un punto los centros de todos los objetos. Enseguida se mueve el papel sin rotarlo, de tal forma que el origen este colocado en el centro de uno de los objetos contiguos y se vuelven a marcar los centros de todos los objetos deformados. Se repite la operación hasta que el

área de interés sea cubierta. El resultado final es una representación visual de una nube de puntos en la que hay una zona vacía con forma elipsoidal, en la que se pueden trazar los ejes mayor y menor de la elipse que buscamos. En la figura 10.20 se muestra el resultado de la aplicación de este método con el software EllipseFit v. 3.8.0 desarrollado por el Dr. Frederick W. Vollmer, Professor of Structural Geology, Chair of Geology Department, State University of New York at New Paltz. (<http://www.frederickvollmer.com/ellipsefit/>). Accesada el 21 de diciembre del 2020.

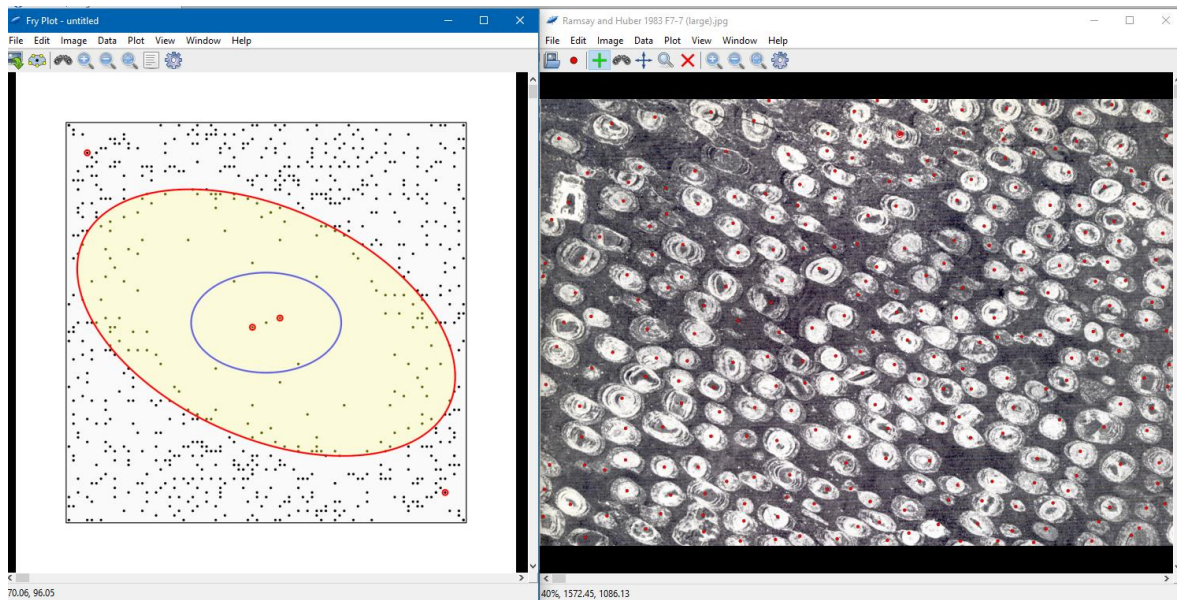


FIGURA 10.20.- Imagen de pantalla mostrando la aplicación del Método de Fry con el software EllipseFit. La pantalla de la izquierda contiene una fotografía de unas pisolitas deformadas a las cuales se le ha marcado un punto en el centro de las mismas. En la pantalla a la derecha, el programa va marcando una nube de puntos que finalmente deja una zona vacía en donde es posible identificar la silueta de la elipse de deformación y sus ejes.

Capítulo 11

RELACIONES

ESFUERZO – DEFORMACION

Cuando ocurre un sismo se producen ondas elásticas que viajan a través de rocas y suelos dentro de la Tierra y en su superficie. La vibración que una persona siente, aún cuando se encuentre a varios kilómetros del epicentro, es debida al paso de esas ondas que se transmiten en la roca por medio de deformaciones instantáneas, acortamientos y alargamientos, mismas que no producen deformaciones permanentes en el material en que viajan, a no ser que rebasen la resistencia de éste, en cuyo caso se producen rompimientos que pueden causar fracturas o hasta fallas. De hecho, el fenómeno ocurre como resultado de un estado instantáneo de esfuerzos muy grandes y de deformaciones muy pequeñas con altas velocidades de propagación.

Para comprender mejor las relaciones que existen en una roca cuando se le aplica un esfuerzo con una velocidad determinada y en condiciones diferentes de presión, temperatura y contenido de fluidos, es indispensable definir físicamente tres tipos de materiales ideales, para compararlos con los materiales de la Tierra y establecer propiedades mecánicas aproximadas para estos últimos.

Sólido de Hooke o Material Elástico.- Se dice que un material es elástico si después de sometido a un esfuerzo recupera su forma sin sufrir una deformación permanente. La única condición en éste caso es que el tiempo no es tomado en cuenta en la deformación. El ejemplo reológico de este tipo de material es un resorte que se supone perfecto, el cual siempre recuperará su forma original después de someterlo a compresión o a tensión (Figura 11.1).

La expresión matemática que define a un sólido elástico está basada en la Ley de Hooke, la cual establece que la relación entre esfuerzo y deformación es lineal, de tal forma que la deformación está relacionada al esfuerzo (por medio de una constante E conocida como el Módulo de Young, en donde

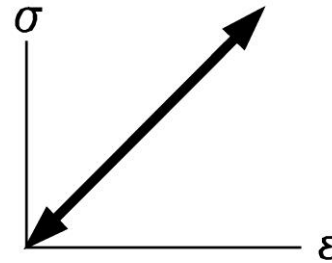
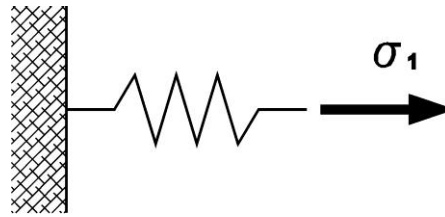


FIGURA 11.1.- Modelo reológico para un cuerpo elástico (arriba). Gráfica esfuerzo-deformación (abajo).

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon}$$

Se sabe que en la naturaleza las rocas solamente se aproximan a este concepto de un sólido de Hooke, porque la relación esfuerzo-deformación no es constante, ni lineal en la realidad, además de que el Módulo de Young para las rocas siempre es mayor en un estado de compresión que en un estado de tensión.

Cuando una muestra de roca es sometida a una carga, ésta se deforma siendo lineal la relación entre el esfuerzo y la deformación. Siempre que el espécimen no se rompa, éste recobrará su forma inmediatamente después de que se remueva la carga.

En geología estructural, en sismología y en mecánica de rocas es común utilizar diferentes parámetros físicos cuando se efectúan experimentos con rocas, dependiendo de como se va a realizar la carga. Los casos más frecuentes consideran las siguientes alternativas:

a). Si se trata de una deformación producida por cizalla simple, entonces se utiliza la constante conocida como *Módulo de Rigidez (G)*, que está determinada por

$$G = \frac{\sigma_c}{\gamma}$$

en donde σ_c es el esfuerzo de cizalla y γ la deformación de cizalla.

b). Si se utiliza una presión hidrostática uniforme que produzca una compresión uniforme, entonces hay que definir la *incompresibilidad* (K), que está determinada por

$$K = \frac{\text{presión hidrostática}}{\text{cambio de volumen}}$$

c). Si se trata de un experimento de extensión simple, entonces hay que definir la *Relación de Poisson* (ν), que es igual a

$$\nu = \frac{b}{a}$$

en donde "a" es la longitud final del eje y "b" es el diámetro en la parte media, del cilindro de roca después de la deformación.

Todos los parámetros mencionados anteriormente se relacionan entre sí por:

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} = \frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$$

Para una discusión más profunda ver Jaeger y Cook (1969, p. 54-58).

Las rocas en la naturaleza generalmente exhiben un comportamiento similar a un material elástico porque tienen la tendencia a recuperar su forma pero no instantáneamente. Esto se ilustra en la figura 11.2, en donde la deformación es graficada con respecto a tiempo para un espécimen cargado axialmente. Si se analiza con detenimiento esta gráfica se observará que cuando el esfuerzo es aplicado existe una respuesta elástica instantánea hasta el valor ε_1 , pero a medida que transcurre el tiempo, la deformación de la roca continuará incrementándose. Cuando el esfuerzo es suspendido en el tiempo t_1 , se observa otra vez una respuesta elástica instantánea en la que la roca recupera parte de su forma, misma que tenderá a recuperar totalmente en un lapso considerable.

Este comportamiento en donde la deformación es recuperable pero es dependiente del tiempo se denomina *comportamiento anelástico* y es de gran importancia en geología estructural, porque proporciona un mecanismo para explicar muchas estructuras, principalmente aquellas denominadas popularmente como resultado de extensión.

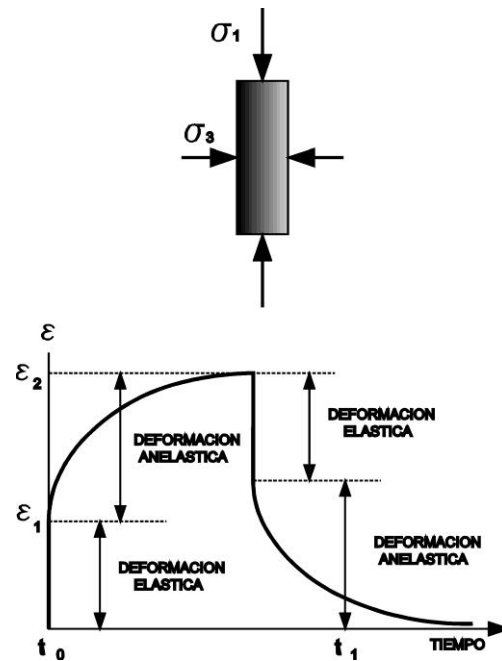


FIGURA 11.2.- Comportamiento mecánico de una muestra de roca antes y después de haber sido sometida a esfuerzo.

Material Plástico o de Saint Venant.- Al contrario de los materiales elásticos, este tipo de materiales se caracteriza por mantener una deformación después de que ha sido aplicado un esfuerzo que sobrepasa un cierto límite. El ejemplo reológico de esta clase de materiales es un cubo de una densidad cualquiera, que es jalado horizontalmente. El cubo no se moverá hasta que el esfuerzo supere el coeficiente de fricción entre el cubo y el material sobre el que descansa (Figura 11.3).

Un material plástico ideal es incapaz de soportar un esfuerzo mayor a un valor crítico (σ_{cr} , que es cuando se produce una deformación de manera permanente. Abajo de este valor crítico de esfuerzo no ocurre deformación alguna. Un símil geológico será una arcilla hidratada la cual al ser oprimida no se deforma, sino hasta después de que se sobrepase una cantidad de esfuerzo σ_{cr} , momento en el que la deformación será permanente e irre recuperable.

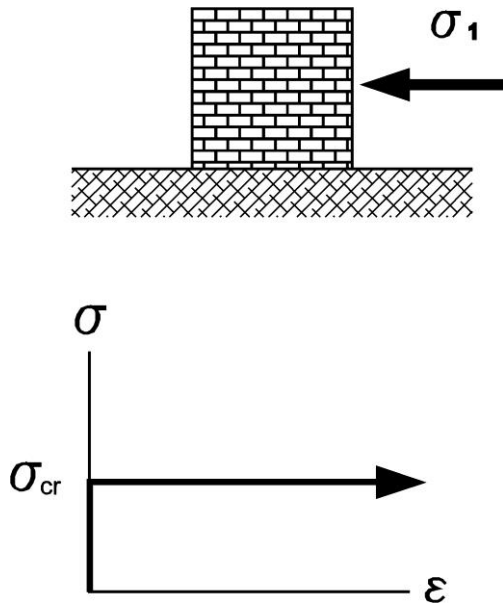


FIGURA 11.3.- Modelo reológico para un cuerpo plástico (izq.). Gráfica esfuerzo-deformación (der.).

Material Viscoso o Fluido Newtoniano.- Estos materiales son aquellos en los que la deformación se efectúa a una velocidad constante y en los cuales el esfuerzo está relacionado de una manera lineal a la velocidad de deformación por medio de la siguiente fórmula:

$$\sigma = \eta(\dot{\epsilon})$$

en donde σ es el esfuerzo, η es la viscosidad del material y $\dot{\epsilon}$ es la velocidad de deformación.

El modelo reológico para este tipo de materiales está representado por un disco perforado que se mueve libre verticalmente, sin fricción sólida contra las paredes del recipiente, inmerso en un líquido perfecto y sin inercia, de tal manera que cuando se aplica un esfuerzo vertical sobre el pistón, éste se mueve sin importar la magnitud del esfuerzo. Si se observa la figura 11.4, se notará que la única fuerza que se opone al movimiento del disco perforado es la causada por la viscosidad del líquido. Así, es evidente que cuando la viscosidad es baja se requerirá de un esfuerzo menor para mover el disco a una velocidad baja, pero si se trata de mover rápidamente, se necesitará entonces un mayor esfuerzo para producir un desplazamiento.

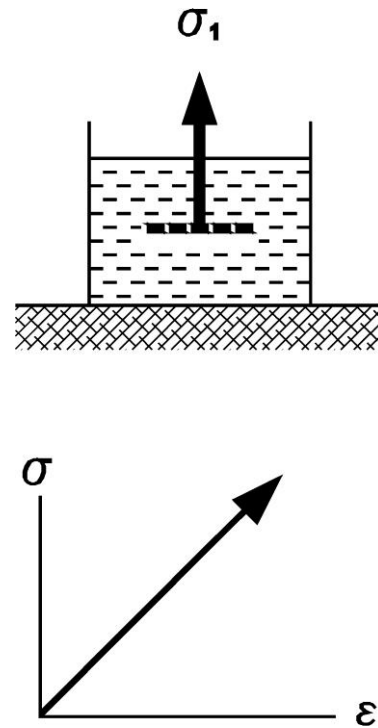


FIGURA 11.4.- Modelo reológico para un material viscoso (izq.). Gráfica esfuerzo-deformación (der.).

Las rocas generalmente exhiben un comportamiento diferente al de los materiales ideales descritos (elásticos, plásticos y viscosos). En el laboratorio la respuesta de las rocas cuando son sometidas a esfuerzo es más complicada y solamente sufren grandes deformaciones permanentes si el esfuerzo ejercido es grande y se mantiene durante un tiempo prolongado. Bajo presión atmosférica la mayoría de las rocas y minerales se deforman rompiéndose en fragmentos paralelos a la dirección del esfuerzo principal máximo (σ_1), o bien a lo largo de fallas que tienen una inclinación determinada con respecto a la dirección de σ_1 . Este tipo de deformación se denomina *comportamiento quebradizo*. Si se utiliza un pistón hidrostático de pruebas (Figura 11.5) y se va incrementando gradualmente la presión hidrostática, se podrá observar que la roca pasa de un comportamiento quebradizo a un *comportamiento dúctil*, con una fase intermedia que es conocida con el nombre de *transición quebradizo-dúctil*, la cual es función no sólo de la presión hidrostática, sino también de la temperatura, del contenido de fluidos en la roca y de la velocidad de deformación ($\dot{\epsilon}$).

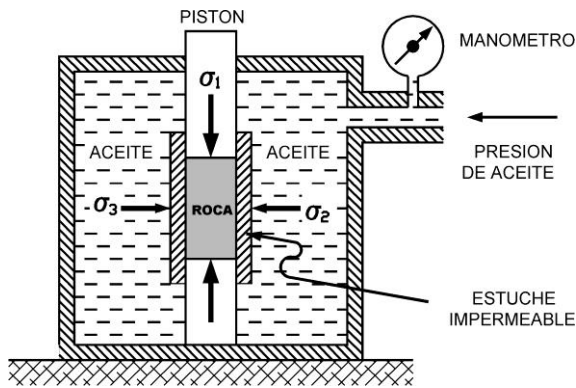


FIGURA 11.5.- Esquema de un aparato típico para pruebas triaxiales en rocas.

En general se dice que cuando existe una baja temperatura y presión hidrostática y una alta velocidad de deformación, es más probable que una roca se comporte de una manera quebradiza, mientras que si la temperatura y la presión hidrostática son altas y la velocidad de deformación es lenta, entonces es muy probable que la roca se comporte de una manera dúctil.

Los mecanismos de un comportamiento quebradizo van acompañados comúnmente de fallas, microfracturamiento y efectos cataclásticos asociados; mientras que un comportamiento dúctil está generalmente asociado a deformación de granos individuales, plegamientos y distorsiones (acortamientos, alargamientos, etc.). Así, si se incrementa la presión hidrostática lentamente, el efecto será la inhibición de fracturamiento y de fallamiento. Por otro lado, el efecto de incrementar la temperatura a una velocidad de deformación lenta será el inicio de procesos termalmente activados, como por ejemplo deslizamientos cristalinicos internos y difusión atómica.

Un resumen de los cambios característicos asociados a la transición quebradizo-dúctil se ha deducido de los experimentos realizados por Griggs y Handin (1960), mismo que se muestra gráficamente en la figura 11.6, en donde se observa que cuando una roca es sometida a esfuerzo en una cámara triaxial de pruebas, su comportamiento será quebradizo en las primeras etapas en las que $\epsilon < 5\%$, pero a medida que se incrementa el esfuerzo, la deformación se manifiesta por fallas cuando

ϵ varía entre el 2% y el 10% de acortamiento, para finalmente exhibir un comportamiento totalmente dúctil cuando $\epsilon > 10\%$. Nótese que también bajo condiciones de laboratorio es posible simular el mismo comportamiento de la roca cuando es sometida a extensión, aunque aquí es conveniente aclarar que esa tensión es simulada, es decir que no es real, porque ha sido producida bajo esfuerzos de compresión en los que se ha incrementado la presión del aceite en la cámara, de tal manera que la presión hidrostática es igual a σ_1 y a σ_2 y la presión del pistón es igual a σ_3 . Esto demuestra que en la Tierra no existe la tensión y que todas las fracturas y fallas que se forman en la corteza terrestre se han generado en condiciones de compresión, aún en el caso de la superficie, en la que siempre existirá presión (i.e. atmosférica o hidrostática), aunque ésta sea muy pequeña.

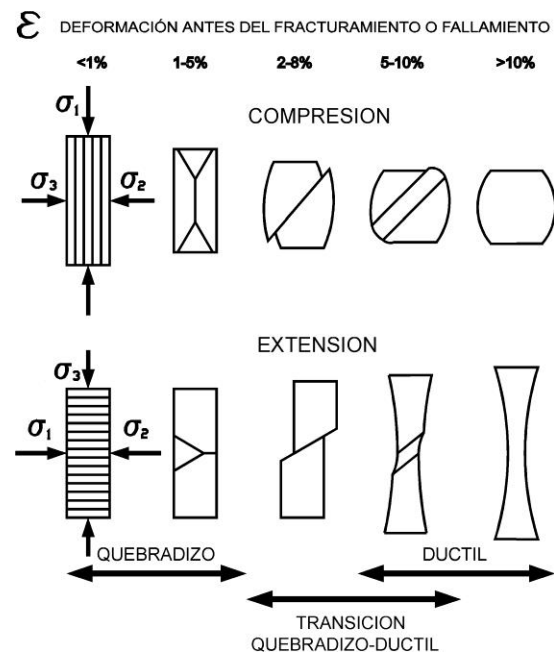


FIGURA 11.6.- Comportamiento de un núcleo de roca cuando es deformado en una prueba triaxial.

La *resistencia al cizalleo* de una roca es el esfuerzo de cizalla σ_c suficiente para iniciar movimiento de dos bloques adyacentes a lo largo de un plano de falla potencial. Este hecho ha sido comprobado experimentalmente por varios investigadores de diferentes países, que

han empleado pruebas triaxiales con cilindros de roca sometidos a esfuerzo en una cámara hidrostática, en donde la roca es acortada hasta que se rompe.

Una prueba típica de compresión triaxial se lleva a cabo de la siguiente manera: una muestra de roca es cortada hasta formar un cilindro de 2 cm de largo y 1 cm de diámetro, el cual se coloca en un estuche impermeable montado entre dos pistones de acero y se sumerge en un fluido contenido en una cámara de presión (Figura 11.5). Una vez hecho esto, se comienza a bombear presión al fluido hasta lograr la presión confinante deseada. En esta etapa del experimento el estado de esfuerzo sobre el espécimen es del tipo hidrostático, en el cual la presión confinante tiene componentes $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Si el pistón situado arriba de la muestra comienza a moverse verticalmente hacia abajo, el espécimen comenzará a ser acortado y el estado de esfuerzo sobre éste cambiará a un estado no-hidrostático, en el que la presión confinante será $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$. A medida que se continúa incrementando la presión del pistón (Figura 11.7), σ_2 y σ_3 y continuarán siendo iguales a la presión confinante, pero σ_1 se seguirá incrementando. La diferencia $\sigma_1 - \sigma_3$ es lo que se conoce como *esfuerzo diferencial*.

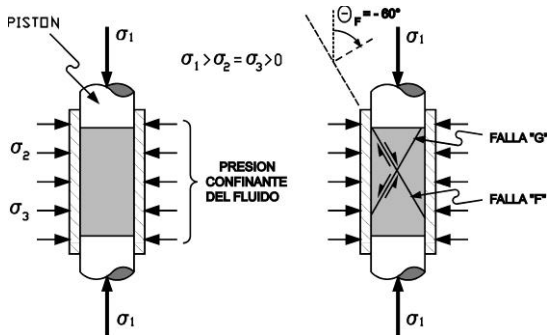


FIGURA 11.7.- Muestra de roca sometida a una prueba triaxial (izq.) y las fallas resultantes (der.).

La historia del esfuerzo aplicado sobre la muestra se representa por medio de una serie de círculos de Mohr de diámetro $(\sigma_1 - \sigma_3)$, que aumentarán a medida que aumente la presión y que pasarán por el valor fijo σ_3 , como se muestra en la figura 11.8. La relación entre

esfuerzo y deformación se representa comúnmente en una gráfica (Figura 11.8). Así se podrá notar que a medida que crece la presión en el pistón, crece el esfuerzo diferencial $\sigma_1 - \sigma_3$, y consecuentemente, también se incrementa el esfuerzo de cizalla en los "n" planos potenciales de falla de la muestra. Finalmente, cuando la resistencia al cizalleo de la muestra es sobrepasada, el fallamiento ocurre. Esto sucede en materiales quebradizos cuando se alcanza un valor máximo de $\sigma_1 - \sigma_3$ conocido como resistencia máxima. Una vez que se conoce la resistencia máxima de una roca para una presión confinante dada y se ha medido la inclinación de la falla con respecto al eje de la muestra (dirección de σ_1), entonces se podrá calcular la resistencia al cizalleo de la roca directamente en el diagrama de Mohr, o por medio de la ecuación

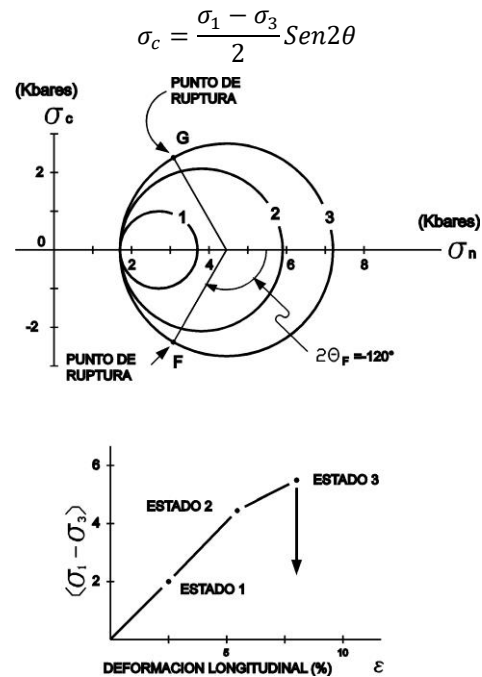


FIGURA 11.8.- Historia del esfuerzo aplicado sobre una muestra representado por una serie de círculos de Mohr (arriba) y por una gráfica esfuerzo diferencial-deformación (abajo).

Hasta aquí se ha descrito el procedimiento de laboratorio para determinar hasta que punto se rompe una muestra con una presión confinante constante, pero cuando se realiza esta prueba en varias muestras de la misma roca bajo presiones confinantes diferentes, se

alcanzan conclusiones interesantes sobre la estabilidad de las rocas.

En la figura 11.9 se muestran las condiciones de carga a las que se rompieron seis muestras de la misma roca, bajo condiciones diferentes de presión confinante del aceite y de presión del pistón. En este ejemplo cada círculo representa las condiciones de esfuerzo bajo las cuales ocurrió el fallamiento en cada una de las pruebas. Los puntos en cada círculo representan los valores de σ_n y σ_c para el plano de falla en que hubo fallamiento en cada prueba. Nótese que la resistencia al cizalleo se incrementa con los esfuerzos normales y que puede dibujarse una curva que pase aproximadamente por los puntos que representan ruptura. Esta curva se conoce con el nombre de *envolvente de Mohr* y representa el límite estable e inestable de una roca determinada.

La resistencia máxima, el ángulo de fallamiento y la presión confinante de numerosas pruebas triaxiales de rocas, han sido compiladas por Handin, J. (1966), *Strength and Ductility*: p. 223-289, in *Handbook of Physical Constants*, S.P. Clark (Ed.), Geol. Soc. Am., Memoir 97.

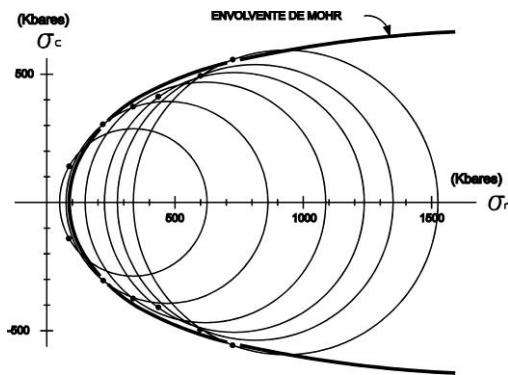


FIGURA 11.9.- Diagrama de Mohr en donde se muestra la Envolvente de Mohr, que es la curva de mejor ajuste con los "n" puntos derivados de las pruebas mecánicas de "n" muestras.

La envolvente de Mohr es un concepto muy importante en geología estructural porque permite delimitar con bastante precisión los estados de esfuerzo en los que una roca sufrirá rompimiento o no. En la figura 11.10 se muestra una envolvente para una roca R.

Supóngase que se somete a esa roca a un estado de esfuerzos representado por el círculo II. La conclusión que se deriva de este ejemplo es que la roca R no sufrirá rompimiento cuando se le someta a un estado de esfuerzos II, aún cuando éste sea mucho mayor que el estado de esfuerzos I, porque tal condición se encuentra ubicada en la zona estable de la envolvente de Mohr. Esta aparente contradicción se explica si se considera que en la deformación de la roca está involucrado un problema de espacio, que en el estado I resulta en fracturamiento y en el estado II en pérdida de volumen, o dicho de otra manera, en un comportamiento quebradizo y en uno dúctil, respectivamente (Figura 11.6). Así, la envolvente de Mohr también es útil para comprender las fronteras que existen en las rocas en lo relativo a su comportamiento mecánico y para pronosticar cuando de fracturarán, o fallarán y cuando fluirán, o se plegarán. Entre las diferentes propuestas que existen para explicar el fenómeno mencionado, la más aceptada fue sugerida por Coulomb (1773), quien estableció que un fracturamiento de cizalla podría ocurrir cuando el esfuerzo de cizalla sobre un plano de falla potencial alcanzara un valor crítico dado por

$$\sigma_c = C + \mu \sigma_n$$

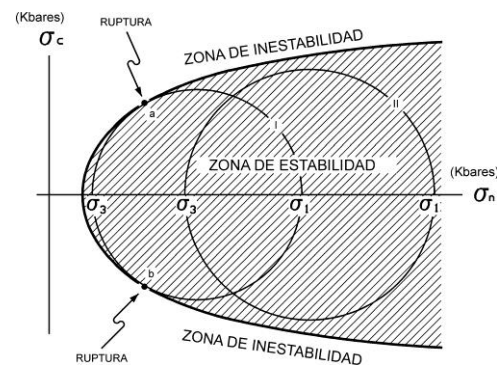


FIGURA 11.10.- Diagrama de Mohr representando condiciones de estabilidad e inestabilidad para una roca dada.

en donde C es una constante conocida como *cohesión* y μ es otra constante conocida como *coeficiente de fricción interna*.

Este criterio está basado en la suposición de que la fractura de cizalla en materiales sólidos involucra el rompimiento de alguna clase de

uniones coherentes (de ahí la constante C) entre partículas, así como un deslizamiento friccional (constante μ) a lo largo de planos potenciales de falla. Este criterio ha sido comprobado experimentalmente y se ha encontrado que no es completamente satisfactorio cuando es aplicado a rocas, pero aún así, también se ha encontrado que la ecuación que lo define es un acercamiento bastante aproximado a los resultados experimentales. El *criterio de Coulomb* predice que los puntos de ruptura de una roca (Figura 11.11) deberían coincidir con una línea recta cuya pendiente sea igual a μ y que intersecte a la ordenada del diagrama de Mohr en un punto C.

El criterio de Coulomb y el diagrama de Mohr llevaron a Griffith (1924) a tratar de explicar más realísticamente el desarrollo de fracturas de cizalla por medio de la hipótesis conocida como *hipótesis de Griffith* y que está representada por la fórmula

$$\sigma_c = 2T_0 + S_0\sigma_n$$

en donde T_0 es la *resistencia uniaxial a la tensión* y S_0 es el *coeficiente de fricción de la roca*. Esta ecuación tiene la misma forma original que la ecuación de Coulomb e indica que la resistencia al cizalleo de un sólido depende de dos constantes, T_0 y S_0 , del material.

La diferencia con el criterio de Coulomb estriba en que los experimentos de Griffith se llevaron a cabo bajo un régimen de tensión, pero sus resultados y conclusiones son igualmente válidos cuando se aplica bajo compresión.

En la actualidad y gracias a las contribuciones de Mohr, el criterio más utilizado es el que involucra a la envolvente de Mohr (Figura 11.11), la cual en lugar de ser una línea es una parábola. El uso de esta curva en conjunción con el círculo de Mohr es muy ventajoso, pues una vez que la envolvente ha sido determinada a partir de una serie de pruebas triaxiales, puede ser utilizada para predecir la resistencia máxima y el ángulo de la falla en pruebas con otras presiones confinantes y con otras cargas axiales.

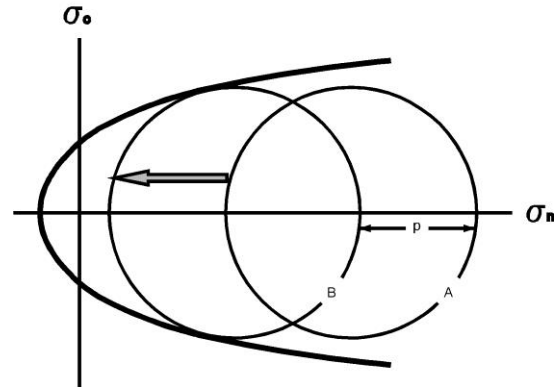
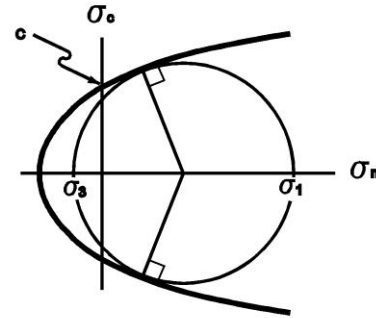
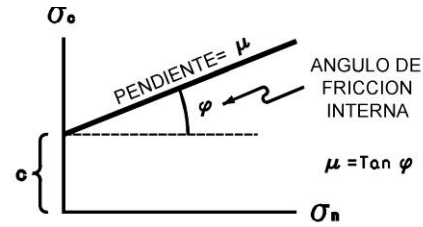


FIGURA 11.11.- Criterio de Coulomb (arriba), Criterio de la Envolvente de Mohr (centro), Envolvente de Mohr y el Esfuerzo Normal Efectivo, $\sigma' = \sigma_n - p$ (abajo).

Todos los conceptos expuestos hasta aquí son sólo parcialmente válidos cuando se trata de extrapolarlos a rocas deformadas en la naturaleza, en donde las condiciones cambian por la cantidad de fluidos contenidos en ellas. Además, es necesario considerar también que esos fluidos están sometidos a una cierta presión, causada simplemente por la presión litostática. Así, Terzaghi (1922) propuso que la *resistencia al cizalleo* de suelos saturados de agua está dada por una simple modificación del criterio de Coulomb de la siguiente manera

$$\sigma_c = C + (\sigma_n - p)$$

en donde p es la *presión intersticial*, también conocida como *presión de poro* y la diferencia $\sigma_n - p$ es definida como el *esfuerzo normal efectivo* (σ'_n). Esta ecuación ha sido comprobada experimentalmente y se ha encontrado que funciona perfectamente para suelos y también para rocas.

El término $\sigma_n - p$ ha sido llamado *esfuerzo normal efectivo* porque se ha comprobado experimentalmente que ésta función es la que controla efectivamente la resistencia de una roca al cizalleo y no solamente el esfuerzo normal σ_n , como se había supuesto anteriormente.

Las presiones intersticiales (p) altas tienen un efecto de lubricantes en las fallas porque reducen la resistencia por fricción a lo largo de un plano de falla, pero también se ha encontrado que el coeficiente de fricción interna μ de una roca, permanece constante aún bajo la influencia de altas presiones intersticiales.

La manera en la cual las presiones intersticiales están involucradas en el fallamiento se ilustra con un diagrama de Mohr, en el cual se grafica el esfuerzo normal efectivo en el eje de las abscisas, en lugar del esfuerzo normal (Figura 11.11).

El círculo A representa el estado de esfuerzo de una masa de roca cuando la presión intersticial de los fluidos contenidos en sus poros, o intersticios, es cero, de tal manera que el esfuerzo normal efectivo $\sigma_n - p$ es igual al esfuerzo normal σ_n . Ahora supóngase que la presión intersticial es incrementada en esa roca hasta alcanzar un nivel "p", mientras que el esfuerzo normal es mantenido constante. Bajo estas condiciones, el esfuerzo normal efectivo $\sigma_n - p$ disminuirá y su acción sobre todos los planos potenciales de falla decrecerá en una cantidad igual a "p", tal como se indica en la figura 11.11. Obsérvese también que el esfuerzo de cizalla σ_c para cualquier punto, permanecerá constante en cualquiera de los dos círculos. Si "p" tiene un valor grande, entonces el círculo B se acercará a la envolvente de Mohr y ocurrirá fallamiento en el instante que el círculo interseque a la envolvente. La presión del fluido intersticial permitirá que se inicie fallamiento aún cuando los esfuerzos de cizalla presentes no sean los adecuados para producir una falla en "roca seca", o en roca saturada de fluidos, pero con bajas presiones intersticiales.

Se ha comprobado en pruebas triaxiales que las fracturas de cizalla se forman a ángulos menores de 45° con respecto a la dirección σ_n , observándose que los ángulos de $\pm 30^\circ$ son particularmente comunes.

Cuando se utiliza presión confinante en las pruebas triaxiales, de tal manera que $\sigma_2 = \sigma_3$, existen un número infinito de planos potenciales igualmente favorables al fallamiento, todos igualmente inclinados con respecto a la dirección de σ_1 (Figura 11.12).

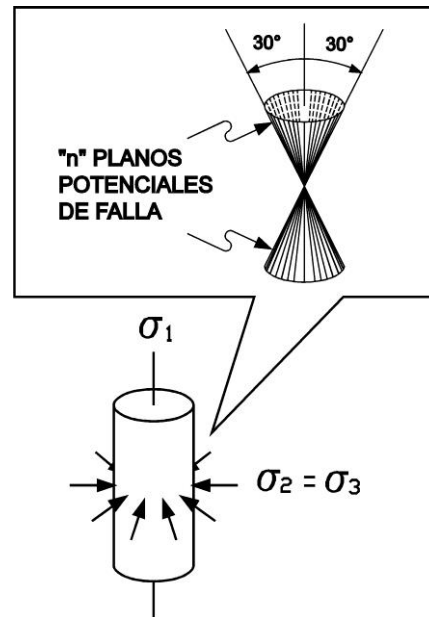


FIGURA 11.12.- Cilindro de roca sometido a un estado de esfuerzo triaxial y sus "n" posibles planos de fallamiento.

Pero cuando $\sigma_2 \neq \sigma_3$ existen solamente dos planos en los que puede ocurrir fallamiento. Tales planos están inclinados el mismo ángulo con respecto a σ_1 y se intersectan en σ_2 (Figura 11.13).

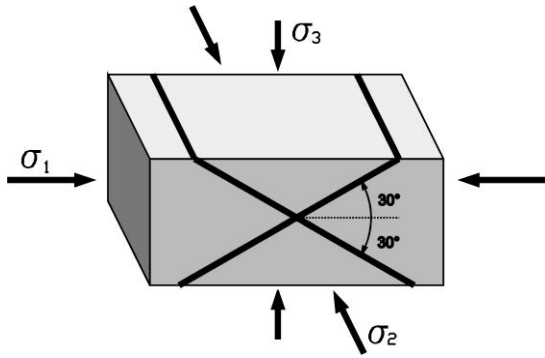


FIGURA 11.13.- Paralelepípedo de roca sometido a un estado de esfuerzo triaxial y sus planos de fallamiento.

Los planos de fractura de cizalla, o fallas de cizalla cuando ha existido desplazamiento, son conocidos comúnmente como *pares conjugados de fracturas, o fallas, de cizalla*. Se ha comprobado, tanto experimentalmente como por observaciones en rocas naturalmente deformadas, que los pares conjugados se desarrollaron en las rocas a ángulos de aproximadamente 30° con respecto a la dirección de σ_1 (Figura 11.13).

Un experimento particularmente interesante se presenta en un dibujo esquematizado en la figura 11.14 y fue realizado por Means a principios de los años setenta (in Hobbs et al., 1976, p. 326). Este investigador sometió a deformación un bloque prismático de caliza de Solenhoffen, acortándolo aproximadamente 1% a temperatura ambiente y con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$. Los resultados obtenidos fueron muy importantes ya que se desarrollaron cuatro sistemas de fracturas, de los cuales dos de ellos corresponden a pares conjugados de fracturas de cizalla cuya orientación con respecto a σ_1 fue de aproximadamente 30° (fracturas 1 y 2 en la figura 11.14). Los otros dos sistemas de fracturas fueron el resultado de la carga al inicio del experimento (fracturas 3 en la figura 11.14) y de la descarga al final del mismo (fracturas 4 en la figura 11.14), cuando la roca pasó por un proceso de recuperación elástica.

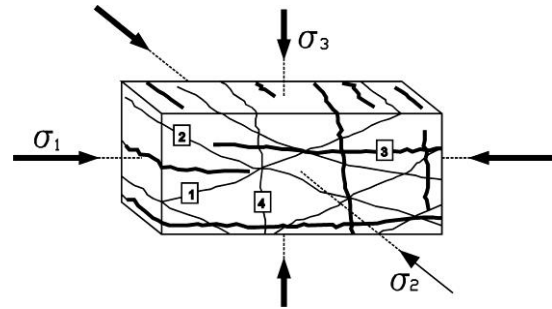


FIGURA 11.14.- Fracturas y fallas resultantes de una prueba triaxial en un paralelepípedo de roca.

Si se considera que en la corteza terrestre es posible tener diferentes orientaciones de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , entonces es posible ubicar la posición de éstos cuando ocurre fallamiento. Anderson (1951) definió por vez primera en términos mecánicos, los tres tipos de fallas fundamentales que existen en la naturaleza, con referencia a la orientación de los esfuerzos principales (Figura 11.15).

La clasificación de Anderson (op. cit.) funciona muy bien para cuerpos isotrópicos, pero como en la naturaleza los cuerpos de roca son generalmente anisotrópicos, las relaciones simples entre las direcciones de los esfuerzos principales y los planos potenciales de falla no siempre se cumplen.

Para determinar las orientaciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 inmediatamente antes al fallamiento se requiere conocer: a) la orientación del plano de falla, b) la dirección y sentido del desplazamiento inicial y c) el ángulo entre la falla y σ_1 .

Como ésta información generalmente no está disponible, es difícil hacer interpretaciones exactas de esfuerzo. Sin embargo, existen casos en los que se pueden efectuar estimaciones aceptables. La situación más simple es cuando existen fallas conjugadas en un cuerpo de roca cuasi isotrópico. En este caso, la dirección de σ_1 puede tomarse como la bisectriz del ángulo agudo entre los dos planos de falla, como se muestra en la parte izquierda de la figura 11.16.

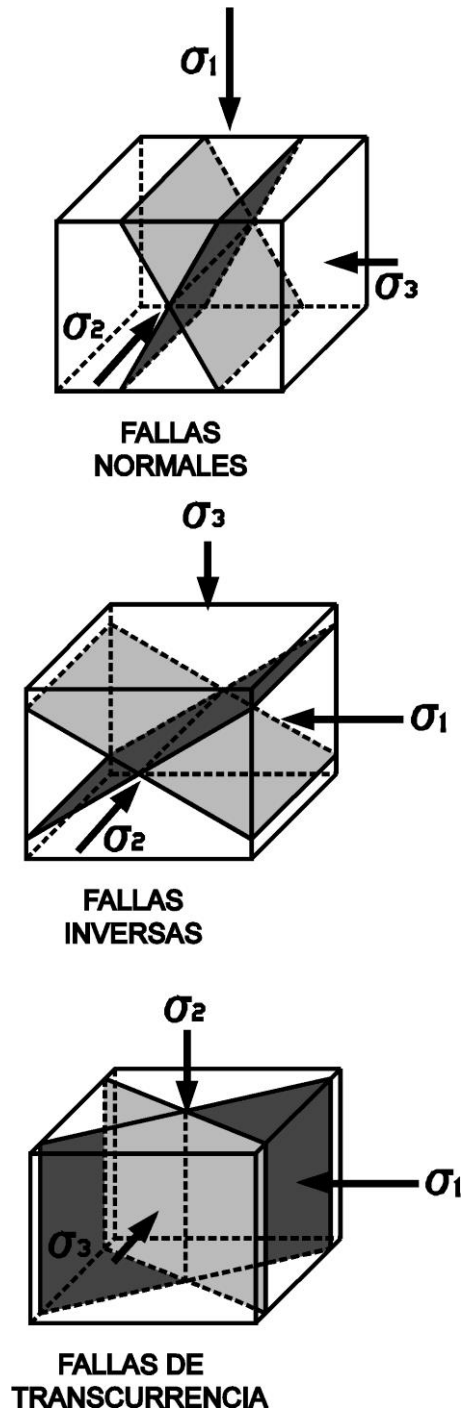


FIGURA 11.15.- Los tres tipos fundamentales de fallas y su orientación con respecto a las direcciones de los esfuerzos principales (Anderson, 1951).

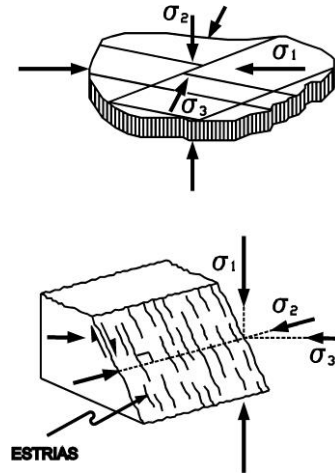


FIGURA 11.16.- Estimación de la dirección probable de los esfuerzos principales utilizando pares conjugados de fallas de cizalla (arriba) o estrías en un plano de falla (abajo).

Un caso más complicado pero más común cuando se hace trabajo de campo, es cuando existe un solo plano de falla en un cuerpo aparentemente isotrópico, en el que se conoce el sentido y la dirección del desplazamiento inicial. En este caso, se puede inferir que σ_2 es perpendicular a las estrías del plano de falla. σ_1 se puede estimar a, por ejemplo, 30° del plano de falla y σ_3 quedará también establecido (Figura 11.16).

Hasta aquí se han analizado las bases mecánicas de la deformación de las rocas, pero a continuación se discutirán brevemente cuáles son las orientaciones teóricas de las estructuras producidas en un material homogéneo cuando éste es deformado por cizalla pura y por cizalla simple.

Cuando un material aproximadamente homogéneo es sometido a compresión, las primeras estructuras que se desarrollan son pares conjugados de fracturas de cizalla, orientados a 30° con respecto a σ_1 , aún cuando los planos de máximo esfuerzo de cizalla están orientados a 45° de (1) (Figura 11.17). Los 15° de diferencia en orientación pueden atribuirse al coeficiente de fricción interna (μ) del material, así como también al esfuerzo normal efectivo (σ'_n) cuando exista permeabilidad y presiones intersticiales de fluidos en la roca, como ya se discutió anteriormente. Asociados a las fracturas conjugadas se desarrollarán también familias de *fracturas de tensión en échelon*, cuya orientación será paralela a las fracturas conjugadas. Si el material deformado es suficientemente dúctil, a continuación se formarán

pliegues cuyos ejes estarán orientados ortogonalmente a σ_1 y, si la deformación continúa, entonces se podrán iniciar fallas inversas con una orientación paralela a los ejes de los pliegues.

Si se incrementa la compresión, entonces se iniciará un movimiento paralelo a los planos de las fracturas conjugadas ya existentes, generando así *fallas maestras, o principales, de primer orden*. Según Moody y Hill (1956), si continúa el incremento en la compresión habrá una "reorientación interna" de los esfuerzos principales en los bloques adyacentes a las fallas, causando que se inicien nuevos pares conjugados de fracturas orientados a 15° y 75° de σ_1 , respectivamente (Figura 11.17), mismos que se conocen como *fracturas conjugadas de cizalla de segundo orden*. Acompañando a éstas estructuras se desarrollarán *pliegues de segundo orden* cuya orientación será de 45° con respecto a σ_1 .

A medida que se continúa incrementando la compresión, se irán formando nuevos pares conjugados de fracturas de cizalla y pliegues de tercer orden. Uno de los pares conjugados comenzará a duplicar la orientación de las fallas maestras (30° con respecto a σ_1), mientras que el otro estará orientado a 60° de la dirección de σ_1 . Los pliegues de tercer orden formarán dos sistemas de los que uno será paralelo y el otro perpendicular a σ_1 .

Se podrá observar en la figura 11.17 que no existirá un número ilimitado de estructuras, puesto que en un momento dado unas tienden a ser paralelas a otras. Consecuentemente, se concluye que la orientación de las estructuras resultantes de una deformación por cizalla pura puede resolverse en ocho direcciones principales de fracturas o fallas de cizalla y en cuatro direcciones principales de ejes de pliegues y fallas inversas, además de una dirección principal de fallas normales. Las estructuras formadas por cizalla pura serán parcialmente iguales a las estructuras formadas por cizalla simple (comparar figuras 11.17 y 11.18). Sin embargo hay entre ambos casos diferencias importantes que vale la pena discutir por separado.

Si se somete a cizalla simple a un material aproximadamente homogéneo, se desarrollan fallas y pliegues que inicialmente tienen una orientación bien definida con respecto a la dirección en que se está aplicando el par de fuerzas no-coaxiales. Esto es, si el par de fuerzas está orientado 45° al NW-SE, entonces existirá un par de *componentes compresionales* orientadas N-S y un par de *componentes extensionales* orientadas E-W (Figura 11.18). Este estado de esfuerzos provocará que se generen fallas transcurrentes cuya orientación se

ubicará a 30° de la dirección de la componente compresional, es decir a 30° al NW-SE y a 30° al NE-SW. De la misma manera, los ejes de los pliegues sigmoidales deberán ser ortogonales a la dirección de la componente compresional, o sea E-W, mientras que las fallas normales tendrán una dirección N-S y las fallas inversas E-W, paralelas a los ejes de los pliegues (Figura 11.18). Teóricamente también se desarrollarán fracturas ("*riedels*") y pliegues de segundo orden con las orientaciones mostradas en la figura 11.18, pero a medida que continúa el proceso de cizalleo, se irá desarrollando una rotación progresiva que conducirá finalmente a un paralelismo aproximado entre las estructuras y el par de fuerzas aplicado.

Asimismo, es conveniente mencionar que las orientaciones teóricas de las estructuras producidas en un medio homogéneo bajo condiciones de cizalla pura y de cizalla simple, son muy aproximadas a las estructuras que se forman en la naturaleza (Figura 11.19), pero es evidente que para interpretar correctamente el origen de las segundas es necesario contar con la mayor cantidad de datos estructurales de campo.

En la figura 11.20 se ilustra un ejemplo de varias interpretaciones de las estructuras presentes en el NE de México, desde aquellas que existían en el Jurásico Tardío (Figura 11.20a) y que hoy conforman el basamento de la región, hasta las originadas a principios del Terciario, durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Figura 11.20d). Hoy se sabe que las estructuras de esta parte del país fueron causadas por un mecanismo de cizalla simple provocado por el movimiento hacia el oeste-noroeste de la parte norte (Estados Unidos y Canadá) con respecto a la parte sur (México y el norte de Centroamérica) de la Placa Norteamericana. Pero antes de alcanzar esta interpretación existieron varias otras que explicaban sólo parcialmente las estructuras mencionadas. A continuación se describirán tres de ellas.

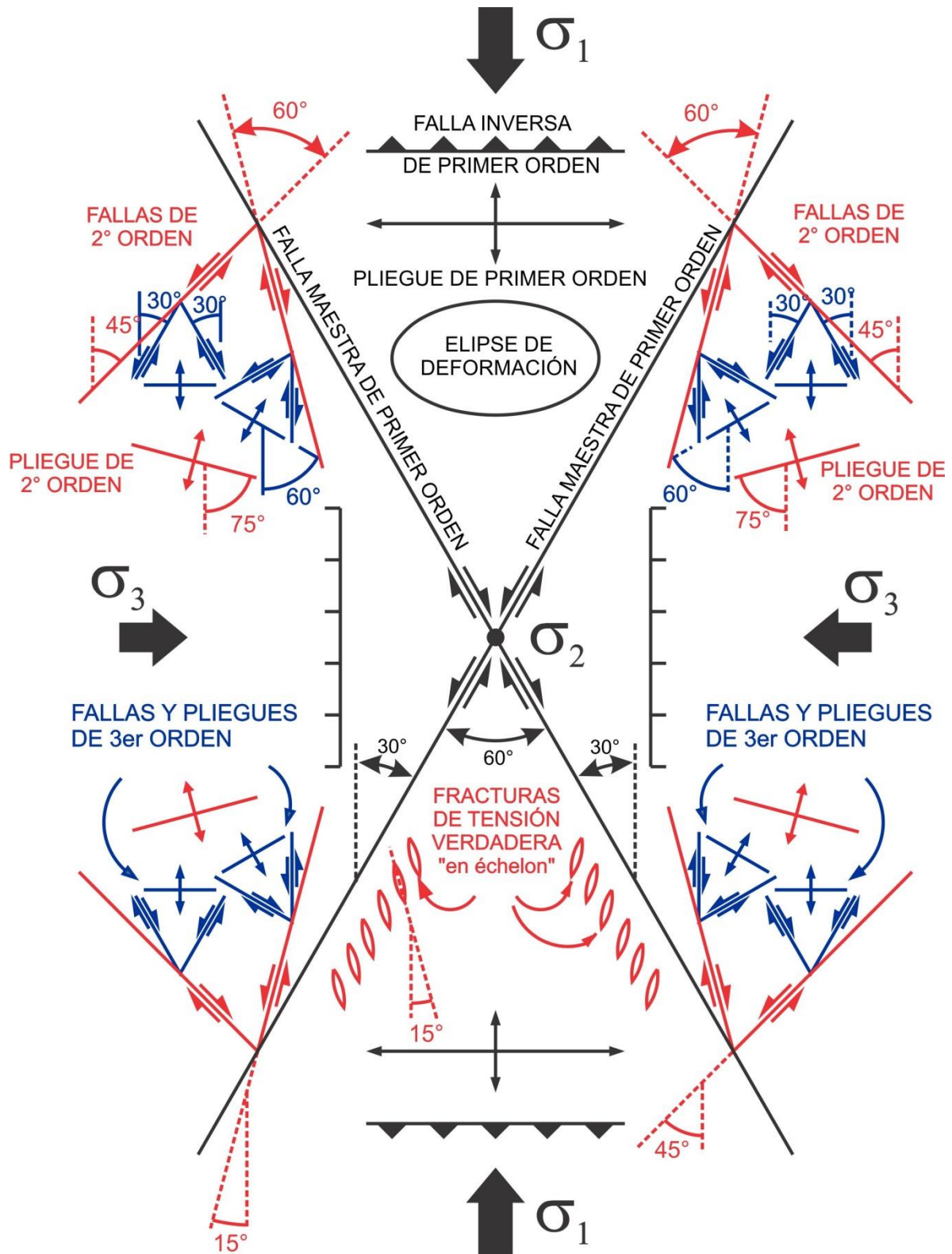


FIGURA 11.17.- Estructuras de primero, segundo y tercer orden causadas por cizalla pura.

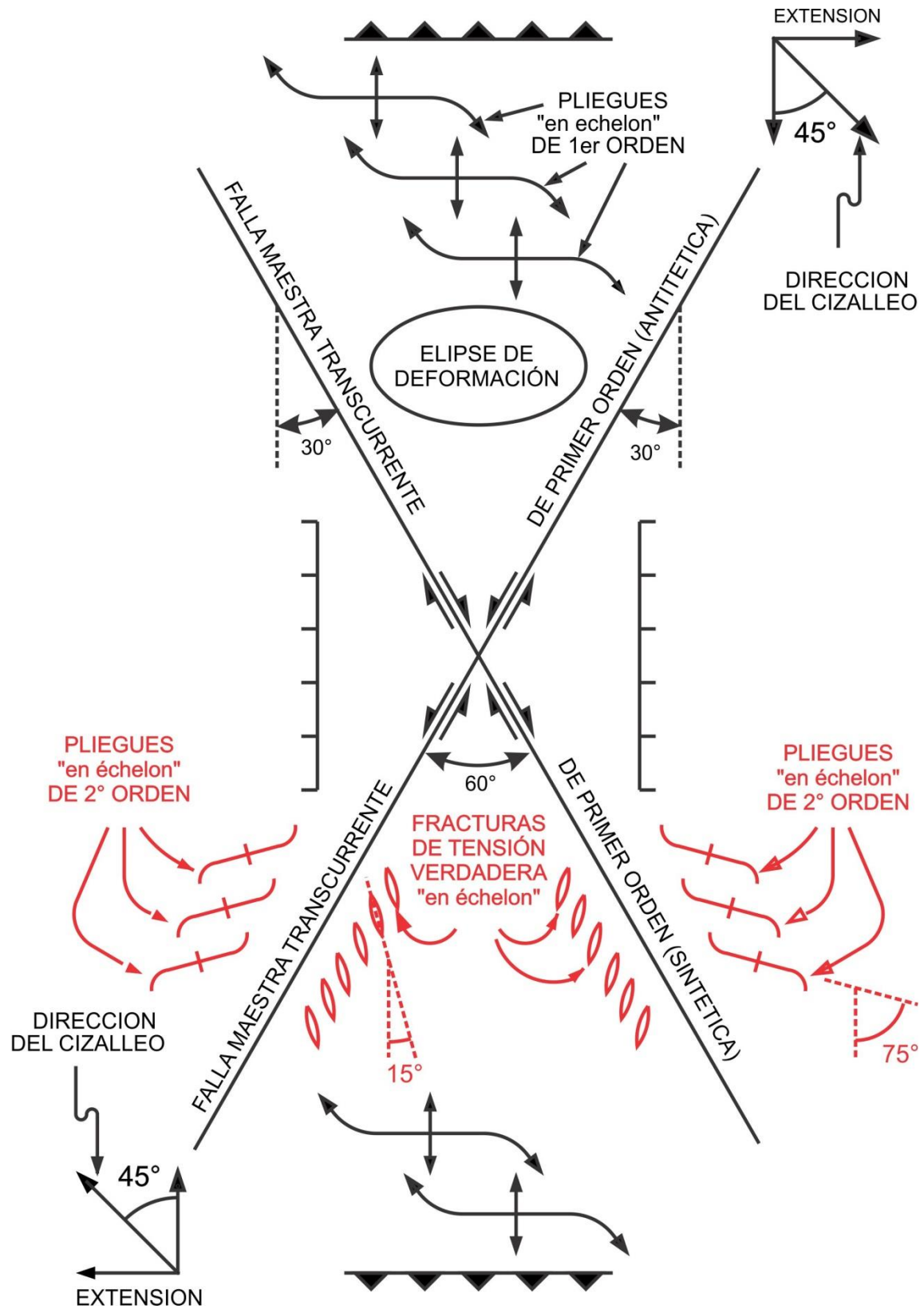


FIGURA 11.18.- Estructuras de primer y segundo orden causadas por cizalla simple.



FIGURA 11.19.- Pares conjugados de fallas de cizalla, fallas normales, en una de las paredes del Cerro del Tepozteco, Tepoztlán, Estado de Morelos, México.

Alfonso (1976) propuso un sistema de fallas de transcurrencia para explicar los desplazamientos aparentes entre los bloques de basamento pre-paleozoicos de la región. Su interpretación es parcialmente correcta porque adolece de un error de concepto. Si las cinco fallas propuestas tuvieron actividad en la misma época, entonces todas ellas deberían mostrar un sentido de movimiento igual, bien sea derecho o izquierdo, porque no es posible mecánicamente que dos de ellas (Sabinas y San Carlos) se hubiesen desplazado como se muestra en la figura 11.20b. En las figuras 11.20e, 11.20f y 11.20g se ilustran las tres posibilidades de desplazamientos entre bloques cuando se les somete a cizalla simple o a cizalla pura (Figuras 11.20e y 11.20f). Nótese que en los dos casos en que se aplica cizalla simple se podría obtener un sentido de movimiento totalmente opuesto.

De Cserna (1956) propuso que las estructuras producidas por la "Orogenia Laramide" a fines del Cretácico y principios del Terciario, fueron causadas por una compresión (cizalla pura) orientada SW-NE y un movimiento gravitacional (*décollement*) hacia el NE, de la cobertura sedimentaria mesozoica a lo largo de la Cuenca de Chihuahua y de la Sierra Madre Oriental. Su propuesta explica la mayoría de las estructuras de la región, pero no puede justificar los pliegues sigmoidales presentes en el Golfo de Sabinas, ni las posibles fallas transcurrentes que fueron responsables de los desplazamientos de los bloques de basamento en el Archipiélago de Tamaulipas, porque bajo la compresión que sugiere se debería suponer que la orientación de los pliegues en el Golfo de Sabinas fuera perpendicular a la dirección de compresión, además de no ser sigmoidales.

En la figura 11.20d se ilustran esquemáticamente las estructuras presentes en ésta parte de México, pero se sugiere un mecanismo de cizalla simple (Padilla y Sánchez, 1986), para explicar la deformación y todas las estructuras que fueron generadas durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano.

El propósito de describir las diferentes interpretaciones mencionadas en los párrafos anteriores, es ilustrar al lector como a medida que se cuenta con más datos estructurales es posible alcanzar una interpretación más sólida y menos cuestionable.

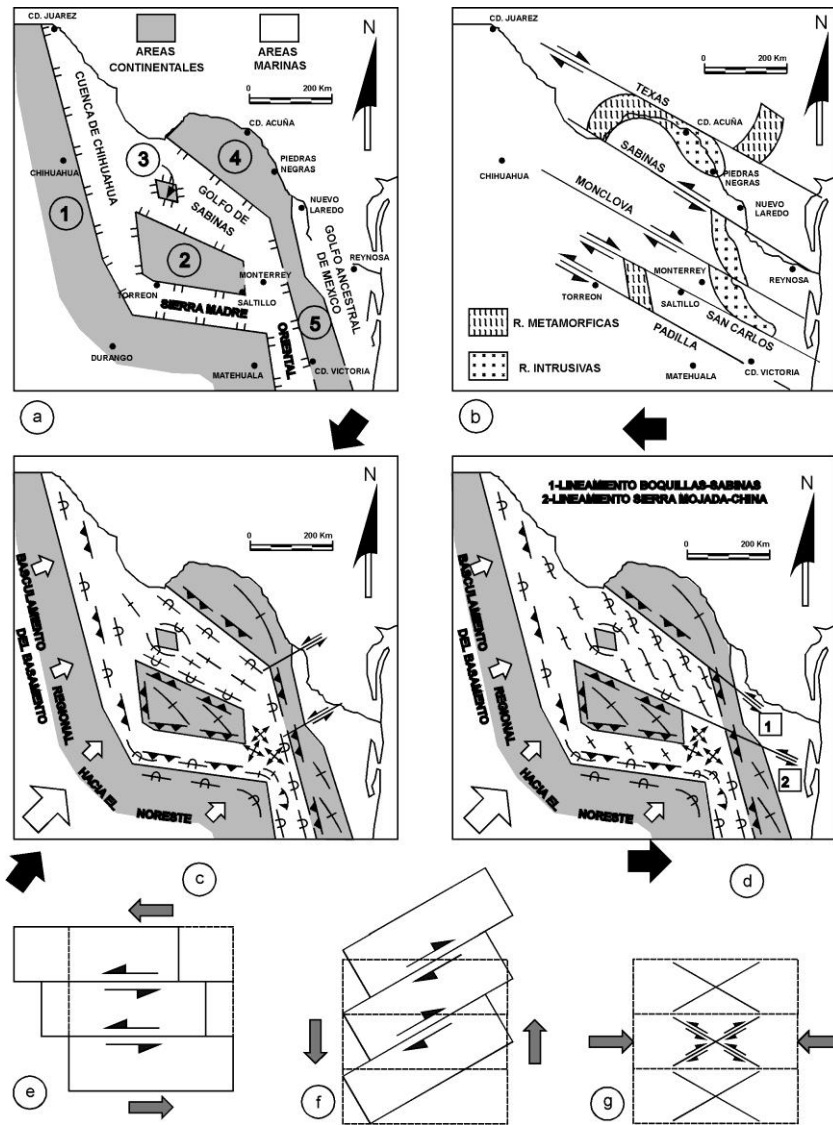


FIGURA 11.20.- a) Elementos paleogeográficos del noreste de México: 1-Continento Occidental sin nombre, 2-Isla de Coahuila, 3-Isla de La Mula, 4-Península El Burro-Peyotes, 5-Archipiélago de Tamaulipas; b) Fallas regionales de transcurrancia para el noreste de México propuestas por Alfonso (1976); c) Modelo compresivo para explicar las estructuras del noreste de México (De Cserna, 1956); d) Modelo de cizalla simple para explicar las estructuras del noreste de México (Padilla y Sánchez, 1986); e), d) y f) Desplazamientos de las fallas potenciales en un grupo de bloques sometidos a la misma magnitud de esfuerzo, pero aplicado en tres sentidos diferentes.

Capítulo 12

ESTADOS DE ESFUERZO EN EL EMPLAZAMIENTO DE ROCAS ÍGNEAS

La presencia de rocas ígneas en la Tierra está íntimamente ligada a regiones bien definidas, en las que sus condiciones de estado de esfuerzos son similares. Para que ocurra el emplazamiento de una roca ígnea deben existir condiciones estructurales particulares comúnmente llamadas "zonas de debilidad en la corteza".

El propósito de éste capítulo es analizar y discutir sucintamente los estados de esfuerzo que permiten el emplazamiento de rocas ígneas intrusivas y extrusivas en la corteza terrestre. Para iniciar tal análisis es conveniente partir de un esquema general como el mostrado en la figura 12.1, en el que se ilustra la disposición teórica de las trayectorias de σ_1 y σ_3 y de la orientación de fracturas, o fallas, potenciales cuando se aplica una fuerza "F" en el extremo de un cuerpo.

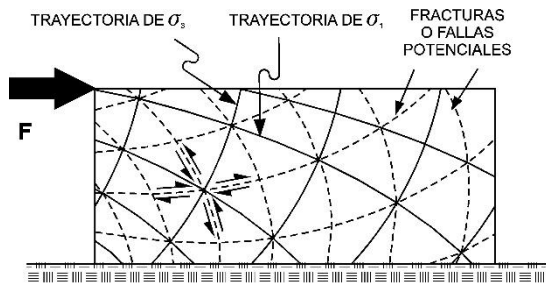


FIGURA 12.1.- Esquema que muestra la posición teórica de las fracturas o fallas que pudieran desarrollarse cuando se aplica una fuerza en una de las caras de un prisma de roca. También se muestran las trayectorias idealizadas de los esfuerzos principales.

En la figura 12.2 se ilustra también la disposición teórica de las trayectorias de los esfuerzos principales y las ubicaciones de las fracturas potenciales, pero en este caso, la causa de la deformación es un cuerpo

magmático ascendente. Con este sencillo diagrama se muestran todos los casos posibles de estados de esfuerzo en el emplazamiento de rocas ígneas, por lo que se sugiere al lector efectuar comparaciones frecuentes entre los casos que se discuten a continuación y el esquema citado.

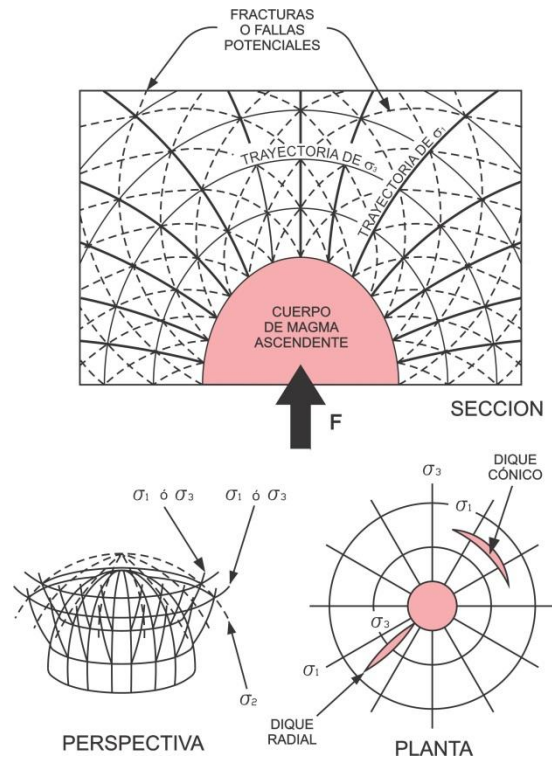


FIGURA 12.2.- Disposición teórica de las trayectorias de los esfuerzos principales en la roca encajonante cuando asciende un cuerpo de magma (izq. y der., arriba) y el posible emplazamiento de diques (der., abajo).

Dentro del amplio espectro que existe para determinar y clasificar a las rocas ígneas, en geología estructural es suficiente la utilización de dos grandes categorías: las intrusivas y las extrusivas. En ambos casos también es importante distinguir si se trata de rocas básicas (más pesadas), o de rocas ácidas (más ligeras), porque el movimiento ascendente y el consecuente emplazamiento de las rocas ígneas es causado fundamentalmente por diferencias de densidad y de temperatura.

En virtud de que una roca ígnea extrusiva y las estructuras por las que sale a la superficie tienen su origen en los materiales del magma, en este libro se discuten en primer lugar las estructuras asociadas a las rocas ígneas intrusivas, o también conocidas como plutónicas.

Los cuerpos plutónicos más comunes son los mantos (o "sills"), los diques, los lacolitos, los lopolitos, los facolitos, los batolitos y los "stocks". Antes de analizar cada uno de ellos es conveniente mencionar los tres mecanismos de emplazamiento más aceptados, que son el "stopping magmático", la inyección forzada y la asimilación magmática.

El mecanismo de emplazamiento de cuerpos plutónicos denominado "*stopping magmático*", es aquel en que se supone que un cuerpo de magma se abre camino dentro de la corteza terrestre fracturando el techo de la cámara magmática por la propia presión del magma. Así, la roca encajonante genera bloques que se hunden, desde luego si su densidad es mayor que la del magma, en la cámara magmática quedando atrapados en ella y formando los fragmentos conocidos como *xenolitos*. El fracturamiento de la roca encajonante se produce por la presión y la temperatura del magma, que de esa manera puede seguir ascendiendo.

El mecanismo de emplazamiento por *inyección forzada* es una hipótesis en la que se supone que la presión del magma es tan grande que va empujando a las rocas encajonantes, como sucede en caso del ascenso de domos salinos. Este proceso se lleva a cabo porque la presión litostática que ejercen las rocas que sobreyacen al intrusivo es menor que la presión interna del cuerpo de magma ascendente.

El mecanismo de emplazamiento por *asimilación magmática* es aquel en el que el cuerpo de magma tiene características geoquímicas y térmicas tales que "va asimilando" a la roca encajonante a medida que avanza. Esta hipótesis es la menos comprendida aunque muy estudiada y ha sido conocida durante mucho tiempo como "reemplazamiento metasomático", dando origen al término "granitización", ahora en desuso.

Cualquiera que haya sido el mecanismo por el que se emplazó un cuerpo plutónico, en el sitio

en que ocurre la intrusión debe existir una zona de debilidad de la corteza, en donde la presión litostática es tal que permite el ascenso del magma. Esas regiones son más frecuentes en los bordes continentales y en los límites de placas litosféricas, aunque también ocurren en áreas intracontinentales. A continuación se discuten los cuerpos plutónicos más comunes.

Un *manto* o "*sill*" es un cuerpo intrusivo tabular emplazado paralelo a la estratificación o esquistosidad de la roca encajonante (Figura 12.3). Sus dimensiones varían desde unos cuantos milímetros de espesor hasta centenares de metros. Estos cuerpos se emplazan bajo condiciones de esfuerzo particulares, en las que (1 es perpendicular al manto y (2 y (3 paralelos al mismo. Si dentro de un manto existen dos o más inyecciones del mismo magma se dice que es un *manto múltiple*. Si dentro del cuerpo existen capas de composición diferente, pero provenientes del mismo magma y que fueron formadas por acción de la gravedad, entonces se trata de un *manto diferenciado*.

Un es un cuerpo intrusivo tabular emplazado de tal manera que corta a la estratificación, o a la esquistosidad, o a las estructuras de la roca encajonante (Figura 12.3). Su posición puede ser vertical o inclinada y sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros de espesor y metros de longitud, hasta varios centenares de metros de espesor y decenas de kilómetros de longitud. Las condiciones de esfuerzo para su emplazamiento son específicas, en las que σ_3 es perpendicular al cuerpo y σ_1 es vertical o inclinado, pero con tendencia a la vertical (ver figura 12.2). En el emplazamiento de cuerpos tabulares debe recordarse que σ_1 siempre es paralelo al cuerpo y es el que causa la fractura y que σ_3 siempre es perpendicular al cuerpo y es el que permite el movimiento de apertura de la fractura. En la figura 12.2, en el diagrama que representa un cuerpo magmático ascendente, se observa que cambia la posición de los esfuerzos principales máximo y mínimo. Esta aparente discrepancia se explica por la posible variación de la presión litostática, es decir, si la presión litostática es grande ocurrirá el emplazamiento de diques cónicos, mientras que si ésta es pequeña, entonces se emplazarán diques radiales.

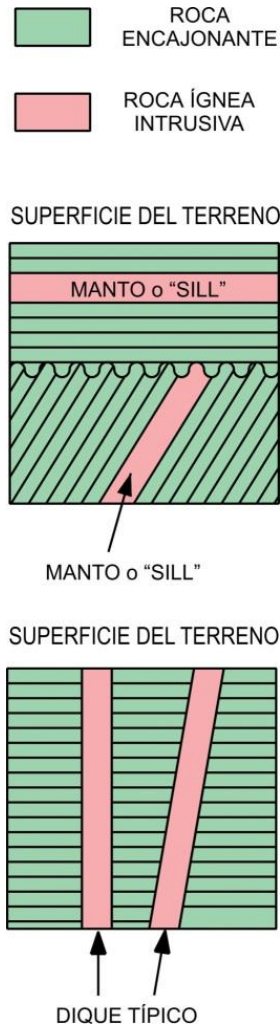


FIGURA 12.3.- Tipos principales de mantos.

Se dice que un *dique radial* es aquel conjunto de cuerpos tabulares intrusivos que han sido emplazados de forma radial a un centro, comúnmente un conducto volcánico (Figura 12.4). Su posición es casi siempre vertical o con poca inclinación y sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros a varios metros de espesor y longitudes de varios metros hasta algunos kilómetros. Las condiciones de esfuerzo que propiciaron las fracturas en donde se emplazaron los diques, fueron causadas por un empuje vertical hacia arriba de la cámara magmática y/o del conducto volcánico, en donde σ_1 es vertical, pero va variando su posición y σ_3 tiende a ser preferentemente horizontal, pero también varía su posición (comparar la figura 12.4 y la 12.2).

Los *diques concéntricos* que aparecen en un mapa (Figura 12.4) son denominados diques cónicos cuando se observan en tres dimensiones (Figura 12.4, der.). Son por lo general conos truncados de diversas maneras y son cuerpos tabulares inclinados hacia un centro, casi siempre un conducto volcánico. Su inclinación es variable debido a las condiciones de esfuerzo que causaron las fracturas en donde se emplazaron (comparar la figura 12.4 con la 12.2). Sus dimensiones varían desde unos cuantos centímetros hasta unas cuantas decenas de metros de espesor y sus longitudes son de algunos metros hasta centenares o miles de metros, pero nunca están presentes a grandes distancias de su centro generador.

Los *diques anulares* son cuerpos intrusivos tabulares, que se acuñan lateralmente y que tienden a formas tubulares. Sus inclinaciones son muy variables, desde verticales hasta horizontales y sus dimensiones son por lo general pequeñas, desde unos cuantos centímetros hasta algunas decenas de metros. Se cree que fueron emplazados en las intersecciones de las fracturas radiales y concéntricas que se forman cuando asciende magma a través de un conducto volcánico (ver figura 12.2).

Un *lacolito* es un cuerpo intrusivo que provocó el plegamiento en forma de domo de los estratos entre los cuales se emplazó (Figura 12.5). Por lo general su piso es horizontal, pero algunas veces puede estar combado hacia abajo. Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro, comúnmente no más de seis y su espesor varía de cientos a miles de metros. Un lacolito tiene frecuentemente transiciones laterales y verticales a mantos y diques. La mayoría de éstos cuerpos se emplazan en áreas de rocas sedimentarias horizontales, en donde las condiciones de esfuerzo son tales que permiten la alimentación del magma con una presión interna mayor que la presión litostática, provocando así el plegamiento de las rocas suprayacentes. Un factor importante es la viscosidad del magma, que debe ser alta, porque si fuera baja, la tendencia del mismo sería a formar mantos.

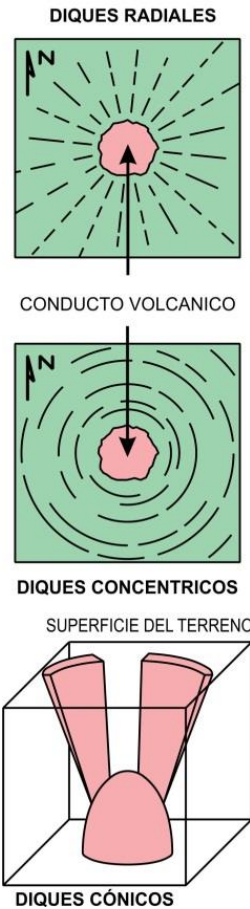


FIGURA 12.4.- Tipos principales de diques.

Un *lopolito* es un cuerpo intrusivo tabular concordante con una cuenca estructural (Figura 12.5). Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro y espesores de algunos centenares de metros. Se considera que su emplazamiento debe ser contemporáneo a la formación de la cuenca, porque si fuera posterior debería ser clasificado como un manto plegado.

Un *facolito* es un cuerpo intrusivo tabular concordante con las crestas de anticlinales (Figura 12.5). Sus dimensiones son de algunos kilómetros de diámetro y espesores de algunos centenares de metros. Se considera que su emplazamiento se efectuó pasivamente cuando el magma relleno las cavidades que dejaron los estratos superiores

de un anticlinal, al separarse de los estratos inferiores durante el plegamiento, aunque también es posible que la propia presión del magma causara esa separación.

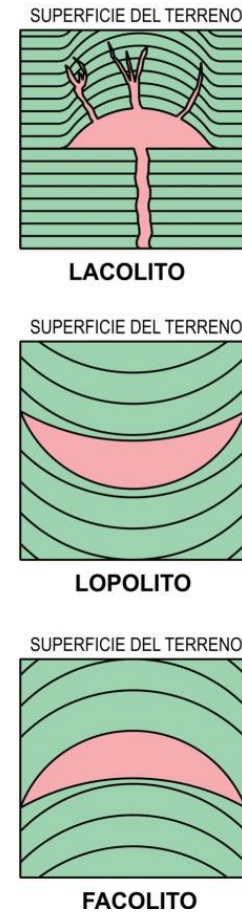
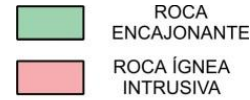


FIGURA 12.5.- Algunos cuerpos intrusivos.

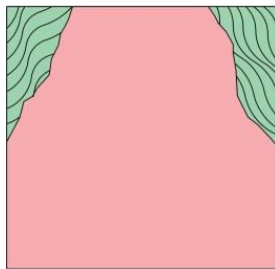
El término *batolito* es comúnmente aceptado para denominar a cualquier cuerpo intrusivo de grandes dimensiones, que presenta un área aflorante mayor a 100 Km². Esta es una definición arbitraria que sirve únicamente para distinguir estos cuerpos de otros con menor área de afloramiento, a los que se designa como "*stocks*" (Figura 12.6). Ambos cuerpos se agrandan hacia abajo y se desconoce cuál es su forma general. Los estados de esfuerzo que prevalecían en la corteza cuando se

emplazó un batolito o un "stock", involucran necesariamente alguna zona de debilidad cortical.

Hasta aquí se han descrito brevemente los cuerpos intrusivos más comunes; a continuación se discutirán las estructuras más frecuentes asociadas con rocas ígneas extrusivas.



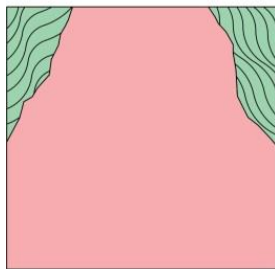
SUPERFICIE DEL TERRENO



BATOLITO

AFLORAMIENTO
MAYOR A 100 KM²

SUPERFICIE DEL TERRENO



"STOCK"

AFLORAMIENTO
MENOR A 100 KM²

FIGURA 12.6.- Esta clasificación presenta problemas si se considera la acción de la erosión en tiempo geológico, pero aún así, estos términos se incluyen en este libro por ser de uso común en la práctica geológica.

Los estados de esfuerzo que propician la formación de estructuras volcánicas están siempre asociados a una posición vertical de

σ_1 y horizontal de σ_2 y σ_3 . Para que exista extrusión de rocas ígneas en la superficie terrestre es condición necesaria que exista también un conducto de alimentación y éste es siempre una fractura, o falla, vertical o muy inclinada, que conecte la cámara magmática fuente con la superficie. En todos los casos la presión del magma es mayor que la presión litostática. La forma de los conductos que alimentan a los aparatos volcánicos puede ser tabular o cuasi cilíndrica; si es tabular, es común que ocurran los denominados *derrames de fisura*, mientras que si es cilíndrica es de esperarse el desarrollo de un volcán. Enseguida se describirán brevemente las estructuras volcánicas más simples, como son los volcanes y las calderas.

Los volcanes son cuerpos de roca producto de la erupción de material volcánico fluido (lava), detrítico (piroclastos), o una combinación de ambos, que es alimentado del interior de la Tierra desde una cámara magmática. Las dimensiones de los aparatos volcánicos varían desde unos cuantos metros hasta kilómetros y el tamaño no es un buen parámetro para su clasificación, por lo que generalmente se les distingue por el tipo de rocas volcánicas que los forman y por el mecanismo de eyección, que puede ser explosivo o de flujo lento.

Un *volcán en escudo* es aquel aparato volcánico que está construido principalmente por derrames de lava, por lo que los conos son anchos y con laderas poco inclinadas. La mayor parte de la lava sale por el cráter, pero otra cantidad importante es eyectada por fisuras y chimeneas pequeñas en los costados del volcán (Figura 12.7), como es el caso del Volcán del Xitle en la Cuenca de México.

Un *volcán piroclástico o cinerítico* (Figura 12.7) es aquel aparato volcánico constituido principalmente por material piroclástico, por lo que los conos son más estrechos que los volcanes de escudo y sus laderas tienen inclinaciones más altas.

La combinación de derrames de lava y capas de material piroclástico son característicos de los estratovolcanes (Figura 12.7), los cuales llegan a tener grandes dimensiones y forman cadenas volcánicas espectaculares, como la Sierra Nevada al oeste de la Cuenca de México. Frecuentemente se encuentran asociados a este tipo de volcanes los llamados *conos adventicios o parásitos*, que

son conductos subsidiarios sobre los costados de un aparato principal.

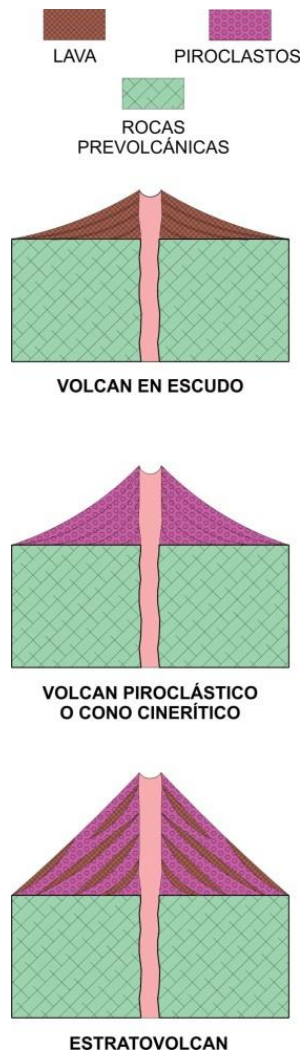


FIGURA 12.7.- Tipos principales de volcanes.

Una *caldera de explosión* es una estructura volcánica producto de una explosión, en principio suave y finalmente violenta, que remueve un gran volumen de roca y deja una depresión delimitada por fallas normales concéntricas al centro volcánico (Figuras 12.8). La remoción del material superior y la pérdida de presión y de volumen de roca en la cámara magmática, es lo que propicia el hundimiento del material remanente, aunado a un decrecimiento de volumen en la propia cámara por enfriamiento. Las dimensiones de

éstas estructuras son considerables y alcanzan varios kilómetros de diámetro

. Por otro lado, las *calderas de hundimiento* son más comunes que las de explosión y su proceso de formación es debido a la expulsión rápida de material de una cámara magmática, lo que origina una falta de apoyo en la parte superior de la misma, provocando un desplome de las rocas suprayacentes. El hundimiento se efectúa de forma gradual y en bloques limitados por fallas normales concéntricas al centro de la estructura, lo que puede causar un nuevo aumento en la presión de la cámara y, consecuentemente, una reactivación del vulcanismo en la depresión ya existente (Figura 12.9).

Vale la pena aclarar que existen muchos otros casos de estructuras asociadas a las rocas volcánicas, pero su análisis y discusión rebasan el objetivo de este libro.

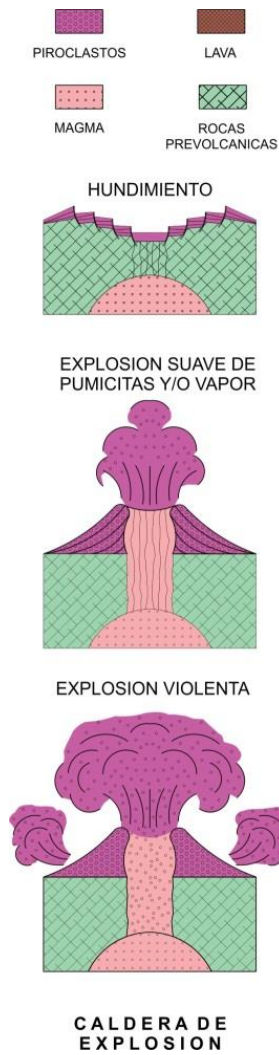


FIGURA 12.8. Evolución geológica de una caldera de explosión.



FIGURA 12.9.- Evolución geológica de una caldera de hundimiento.

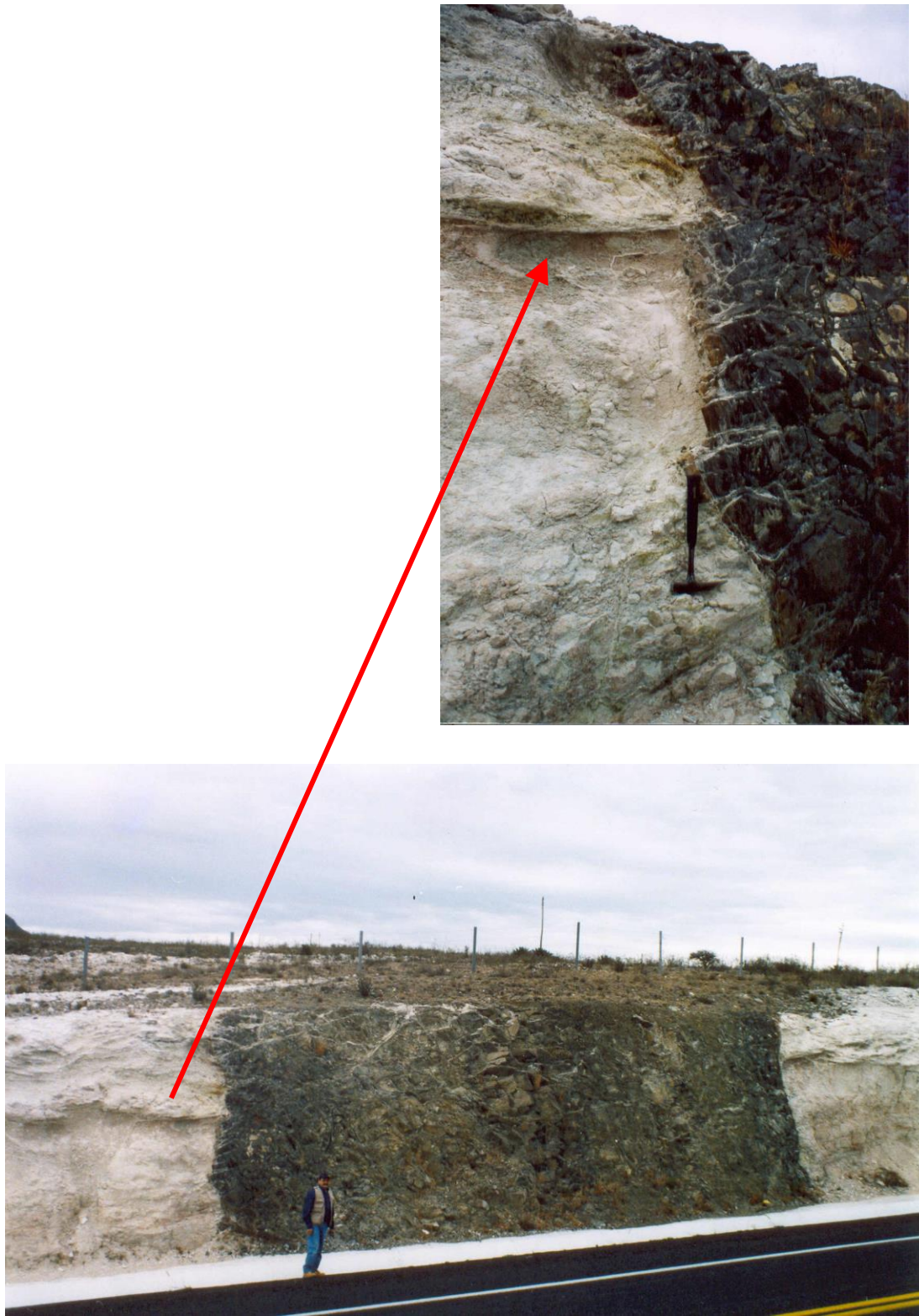


FIGURA 12.10.- Dique vertical en la región de Coixtla, Estado de Oaxaca, México.



FIGURA 12.11.- Dique y manto en la región de Los Plátanos, Estado de Michoacán, México.



FIGURA 12.12.- Diques radiales alrededor de un conducto volcánico, Ship Rock, New Mexico, USA.



FIGURA 12.13.- Diques radiales alrededor de un conducto volcánico, Ship Rock, New Mexico, USA.



FIGURA 12.14.- Diques radiales alrededor de un conducto volcánico, Ship Rock, New Mexico, USA.



FIGURA 12.15.- Diques radiales alrededor de un conducto volcánico, Ship Rock, New Mexico, USA. Note como la lava rellenó el dique con pulsos de erupción de coladas horizontales.



FIGURA 12.16.- Diques radiales alrededor de un conducto volcánico, Ship Rock, New Mexico, USA.



FIGURA 12.17.- Cresta de generación de corteza oceánica (sea floor spreading ridge) inactiva en Islandia. Accesada el 21 de diciembre del 2020.

<https://guusrotinkblog.wordpress.com/2017/08/01/how-an-icelandic-volcano-caused-the-french-revolution/>



FIGURA 12.18.- Cresta de generación de corteza oceánica (sea floor spreading ridge) inactiva en Islandia. Accesada el 21 de diciembre del 2020. <http://www.ratzer-art.de/2012/03/laki-kraterreihe/>



FIGURA 12.19.- Cresta de generación de corteza oceánica (sea floor spreading ridge) inactiva en Islandia. Accesada el 21 de diciembre del 2020. <https://www.skyscrapercity.com/threads/iceland-one-photo-per-post.1015421/page-97>



FIGURA 12.20.- Cresta de generación de corteza oceánica (sea floor spreading ridge) activa en Islandia. Accesada el 21 de diciembre del 2020.

https://icelandmonitor.mbl.is/news/nature_and_travel/2017/11/17/iceland_s_volcanoes_may_be_getting_ready_to_blow/

Capítulo 13

ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON MOVIMIENTO DE EVAPORITAS

Las evaporitas han sido estudiadas desde hace mucho tiempo, pero hasta tiempos recientes se ha puesto énfasis en el aspecto estructural gracias a la buena resolución lograda en levantamientos sísmicos 3D, sin embargo, la mayoría de estos datos no están disponibles para el sector académico porque pertenecen a compañías petroleras de exploración, aunque hay que reconocer que algunas de ellas han cedido algo de su información provocando que en los últimos años hayan aparecido muchos artículos y publicaciones relacionadas con las estructuras y evidencias dejadas por el movimiento de grandes volúmenes de estos materiales. Dada la reciente disponibilidad de los datos sísmicos, es conveniente advertir al lector que muchas de las interpretaciones aquí presentadas derivadas de la sísmica moderna, eran impensables hace algunas décadas, cuando el desalojo de grandes volúmenes de sal generan depocentros con varios kilómetros de espesor, así como también pliegues, fallas y otras estructuras asociadas que tienen una nomenclatura totalmente nueva. Por lo anterior, en este capítulo se analizarán primero las características químicas de las evaporitas para entender sus ambientes de depósito, enseguida, se revisarán sus características físicas por las que son únicas en la Tierra, posteriormente se abordará la geometría de los cuerpos más comunes de sal y, finalmente, se analizarán las estructuras relacionadas con ellas.

Las evaporitas que conocemos tienen diferentes características mineralógicas de acuerdo al orden en que se precipitan cuando el agua que las contiene se va evaporando. Se sabe también, a partir del estudio de inclusiones fluidas, que la composición del agua de mar de la Tierra no ha cambiado significativamente a lo largo de todo el Eón Fanerozoico (542 ma), por lo que en general se acepta que el orden de precipitación de los minerales contenidos en el agua de mar es el mismo hoy que en el pasado, aunque Boggs (2005) advierte que en el caso de las evaporitas el principio del uniformitarianismo puede no ser aplicable.

En las cuencas evaporíticas se presentan una gran variedad de minerales mezclados frecuentemente con terrígenos y carbonatos, pero el orden de precipitación y distribución de minerales en una cuenca endorréica corresponde a un modelo de desecación simple. Para explicar la presencia de gruesos espesores de evaporitas es necesario que haya habido disponibilidad suficiente de salmueras de agua oceánica. El agua de mar actual contiene cerca de 80% de NaCl y menos de 4% por peso de sólidos disueltos. El contenido promedio de los sólidos en solución en el agua de mar se muestra en la Tabla 13.1.

Desde el siglo XIX, Usiglio (1849) fué el primero en describir el orden en el que las sales precipitadas en una cuenca evaporítica es inverso al orden de solubilidad de las mismas (Figura 13.1).

Cuando el agua de mar tiene una concentración cercana al 50% de su volumen original, se inicia la precipitación de pequeñas cantidades de Fe_2O_3 y de CaCO_3 . Cuando el agua alcanza cerca de 20% de su volumen original, se inicia la precipitación de yeso y continua hasta casi 10%, cuando comienzan a precipitarse las sales de halita y de MgSO_4 y MgCl_2 . Estos minerales continúan precipitándose hasta el final de la evaporación, con excepción de los sulfatos de calcio, que cesan de precipitarse cuando el proceso alcanza aproximadamente 3% del volumen original. Es importante hacer notar que la sal (NaCl) se empieza a precipitar cuando se ha evaporado el 90% del volumen original de agua de mar. Los minerales más comunes así formados se muestran en la Tabla 13.2.

Para que se precipiten evaporitas es esencial que la tasa de evaporación exceda el aporte de agua. Existen grandes espesores de evaporitas que se depositaron en el pasado en todo el registro geológico que resultan particularmente importantes por su relación con yacimientos de hidrocarburos, pero también por ser procesos geológicos muy rápidos de acumulación de minerales. Las evaporitas del Mediterráneo (Mioceno Tardío) acumularon un espesor de 2 km en unos 200,000 años, es decir, la velocidad de depósito fué de 1 m cada 100 años. Las velocidades de depósito de las evaporitas son del orden de 10 a 15 veces más rápidas que las velocidades tectónicas de subsidencia de grandes cuencas oceánicas (Kendall, 1979).

SALES	PESO (%)	ppm
NaCl	77.76	27213
MgCl ₂	10.88	3807
MgSO ₄	4.74	1658
CaSO ₄	3.6	1260
K ₂ SO ₄	2.46	863
CaCO ₃	0.35	123
MgBr ₂	0.22	76
	100.01	35,000

Tabla 13.1. Contenido promedio de sales del agua de mar (según Clarke, 1924).

Las evaporitas se pueden acumular en ambientes continentales, transicionales y marinos. Son típicas de climas secos, más frecuentes en las regiones cálidas, pero se forman también a temperaturas bajas, en donde la velocidad de acumulación es mucho más lenta. Actualmente, las acumulaciones más comunes en ambientes continentales y transicionales se producen en sabkhas, en salares (playas) y en interdunas, pero en el registro geológico son más abundantes en ambientes marinos, golfos o bahías cerradas, desde someros a profundos. En ambientes marinos marginales el componente más común es el yeso, pero hay casos en los que se precipita halita (Boggs, 2005).

Kendall (1979) ha propuesto tres modelos para explicar las acumulaciones de gran espesor de las evaporitas marinas antiguas, así como la persistencia en las condiciones ambientales favorables presentes durante largos períodos de tiempo, como por ejemplo en el Calloviano, durante la apertura del Golfo de México. Estos modelos son: a) de aislamiento parcial en aguas profundas y cuenca profunda, b) de aislamiento parcial en aguas someras y cuenca poco profunda, y c) de aguas someras y cuenca profunda (Figura 13.2).

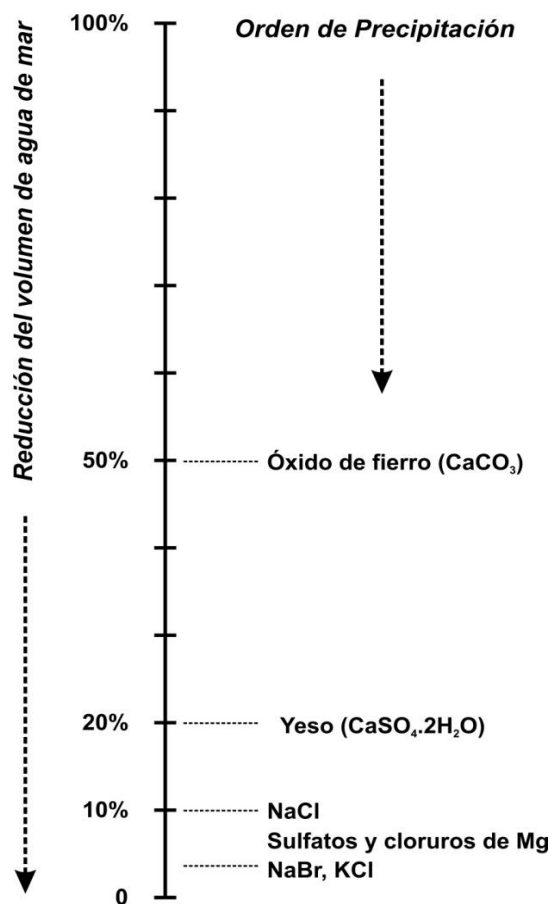


Figura 13.1. Esquema mostrando el orden de precipitación de minerales de agua de mar evaporada totalmente. Note que a medida que esta se reduce se van precipitando los minerales en el orden en el que se va incrementando la solubilidad (Según Usiglio, 1849).

Por otro lado, revisemos cuáles son las propiedades físicas de las evaporitas. La sal mineral, halita, NaCl, tiene una dureza de 2.5 en la escala de Mohs, y una densidad aproximada de 2.17 gr/cm³, sorprendentemente invariante con la profundidad de sepultamiento (Figura 13.3). En cuanto a su viscosidad, la sal presenta un valor en poises de más del doble del de una lava basáltica (Tabla 13.3).

Cloruros	Halita	NaCl
	Silvita	KCl
	Carnalita	$\text{CaMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Sulfatos	Anhidrita	CaSO_4
	Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Polihalita	$\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Kieserita	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Epsomita	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Carbonatos	Trona	$\text{Na}_3(\text{CO}_3)(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Natron	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Boratos	Bórax	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$
Nitratos	Soda	NaNO_3

Tabla 13.2. Minerales comunes derivados de las evaporitas.



Figura 13.3. Fotografía de un núcleo de sal extraído de un pozo marino en la parte sur del Golfo de México, cerca de Cd. del Carmen, Estado de Campeche.

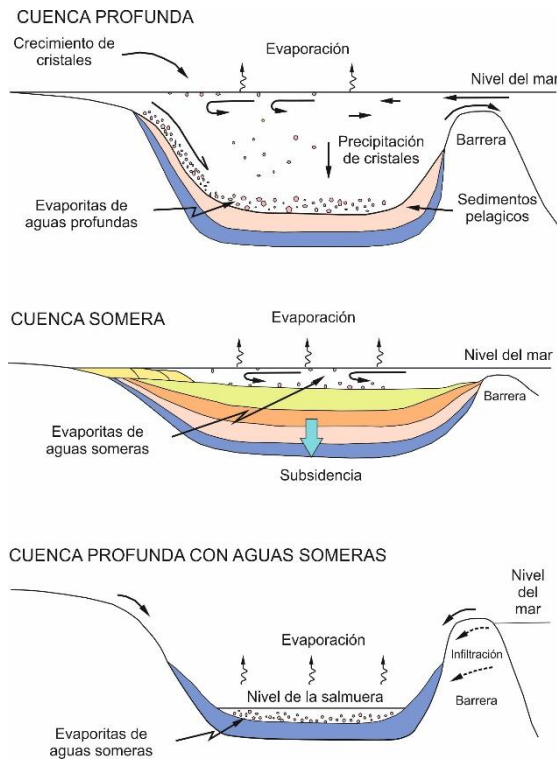


Figura 13.2. Modelos de Kendall (1979) para explicar las acumulaciones de gran espesor de evaporitas en cuencas marinas someras y profundas.

MATERIAL	VISCOSIDAD "<" (Poises)
Aire	10^{-6}
Agua	10^{-3}
Aceite de oliva	0.8
Aceite automotriz (pesado)	6
Flujo de escombros (*)	10^2
Miel de maíz	10^2
Lava basáltica	10^3
Sal (halita)	10^8
Lava riolítica	10^9
Carnalita	10^{18}
Astenósfera	10^{22}
Vidrio	10^{22}

Tabla 13.3. Viscosidades típicas de algunos materiales en la naturaleza. Note el valor de la carnalita comparada con la halita. (*) No consolidada.

La sal es el único mineral en la naturaleza que no se compacta cuando es sepultado, razón por la cual tiene una densidad y una velocidad de propagación de ondas sísmicas constantes (~4500 m/seg) (Tabla 13.4).

MATERIAL	VELOCIDAD DE LA ONDA		
	(km/seg)		
	P	S ₁	S ₂
Cristal de sal pura, dirección (1,1,0)	4.4451	2.8327	2.38
Sal pura	4.4195	2.6863	2.5677
Sal pura recristalizada	4.5076	2.6112	2.4927
Sal con arcilla	4.3803	2.5807	2.5807

Tabla 13.4. Velocidades de propagación sísmica para algunas variedades de halita.

Las evaporitas presentan una gran variedad de valores de densidades de acuerdo a su composición mineral y a la cantidad de sedimentos terrígenos que contengan. Así, pueden presentar valores muy bajos, 1.57 g/cm³ para la Carnalita, hasta muy altos, como por ejemplo 2.98 g/cm³ para la anhidrita. Sin embargo, no existe una correlación entre las densidades y las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, como se ilustra en la Tabla 13.5.

MINERAL	DENSIDAD	VELOCIDAD SÍSMICA
	(g/cm ³)	(m/seg)
Yeso	2.3	5700
Anhidrita	2.98	6500
Carnalita	1.57	3907
Silvita	1.86	4110
Polihalita	2.79	5,300
Kieserita	2.55	?
Langbeinita	2.82	5860

Tabla 13.5. Propiedades físicas de algunas evaporitas.

Dadas sus características físicas y químicas, la sal es considerada como un mineral especial que a una profundidad de tan sólo 1,000 m comienza a moverse bajo una condición geológica gravitacional inestable, como por ejemplo la sobrecarga que ejerce el depósito súbito de sedimentos sobre una capa salina. Se sabe también que la deformación de la halita se inicia a temperaturas considerablemente menores a su punto de fusión (800°C). Jaffé (1928) mostró que el límite elástico de la sal disminuye rápidamente cuando se orienta el esfuerzo principal máximo con la dirección (1,0,0) de un cristal, y que a partir de los 350°C la halita es plástica sin importar la dirección en que se aplique un esfuerzo. También se sabe que la presencia de agua reduce notablemente el tiempo en que la sal inicia su movilización (Spiers et al., 1982).

Cuando un volumen de sal se moviliza a un nuevo lugar genera espacios que son ocupados por otros materiales, como por ejemplo sedimentos en depocentros de dimensiones considerables. Ese cambio de posición de masa es la causa del inicio de estructuras nuevas asociadas a pliegues, a fallas, o a una combinación de ambas. El movimiento de la sal es en realidad el desplazamiento de un sólido a poca velocidad que se dirige hacia los sitios en donde existen presiones bajas, lo que origina estructuras caprichosas que son difíciles de interpretar en el subsuelo por sus geometrías complicadas, pero con la ayuda de la sísmica 3D se han logrado imágenes más claras que han permitido visualizar mejor los nuevos cuerpos salinos y sus estructuras.

Tradicionalmente se creía que la movilización de grandes volúmenes de sal se debía a su capacidad de flotar en un medio más denso; también se creía que los sedimentos que se depositaban sobre la sal tenían una resistencia nula a la ruptura. Hoy se sabe que ambos conceptos no son acertados para explicar la generación de diapiros con un crecimiento vertical ascendente y que se debe considerar que la resistencia a la ruptura de los sedimentos que sobreyacen a la sal es de capital importancia para explicar una intrusión salina. Actualmente se sabe que la forma y la ubicación de los cuerpos salinos viscosos, depende de las características mecánicas, más competentes y quebradizas, del paquete de sedimentos que sobreyacen a la halita.

Las interpretaciones modernas en tectónica salina hacen énfasis en que la fuerza dominante que hace que la sal fluya es una sobrecarga diferencial, a la que se oponen dos fuerzas principales: la resistencia de los sedimentos de la sobrecarga y el límite de fricción interno de la sal. La halita fluirá si la sobrecarga es mayor a las fuerzas de resistencia, pero si la sobrecarga no es suficientemente alta, entonces la sal permanecerá estática en el subsuelo por largos períodos de tiempo, tal vez millones de años. Tres tipos de carga pueden generar el flujo de sal: carga gravitacional, carga de desplazamiento y carga térmica. No se puede precisar cual de ellas es más importante, porque las condiciones de profundidad de sepultamiento, forma inicial del cuerpo salino, gradiente geotérmico y el entorno geológico, pueden variar mucho.

Con el objetivo de ilustrar los conceptos anteriores, imagine una capa homogénea de un material de baja densidad y viscosidad en la parte baja de una cuenca, sobre la cual se deposita en uno de sus extremos otro material (granular), pero de mayor densidad y sólido. Lo que se puede pensar que sucederá es que el material viscoso subyacente se desplazará lateralmente hacia la zona en donde no tenga una sobrecarga. Lo anterior es lo que sucede con la sal (Figura 13.4).

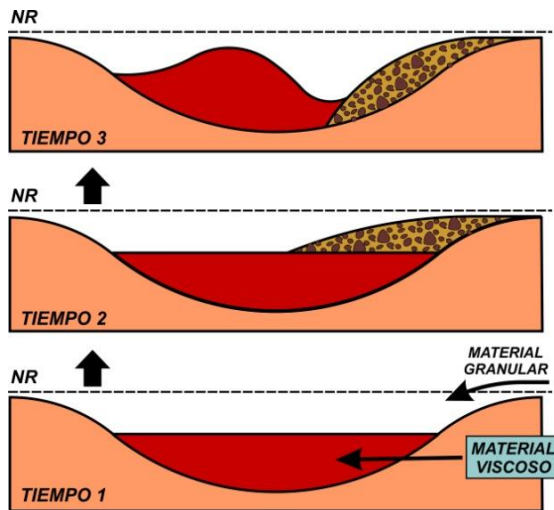


Figura 13.4. Ejemplo idealizado del inicio de la movilización de un material de baja viscosidad y densidad que subyace a un material sólido granular más denso.

Según el régimen tectónico que influya en la movilización de la sal, se generarán cuerpos con formas distintas. A pesar de lo variado de la morfología de los cuerpos de sal, ha sido posible agruparlas en categorías según su origen y su forma. La nomenclatura más sencilla se refiere a *rodillos* (rollers), *almohadas* (pillows), *anticlinales*, *diapiros*, *troncos* (stocks), *bulbos*, *tallos* (stems), *paredes*, *lenguas*, y cuando coalescen algunos de ellos, entonces forman grandes *toldos* (canopies), también llamados *sábanas* o *mantos*, que se extienden por cientos de kilómetros cuadrados y varios kilómetros de espesor. En la figura 13.5 se sintetizan los cuerpos mencionados.

De acuerdo con Hudec y Jackson (2007), existen varios procesos que pueden iniciar el movimiento de la sal según las condiciones tectónicas en las que fué depositada: en regiones bajo extensión (Vendeville y Jackson, 1992; Jackson y Vendeville, 1994), en regiones con sedimentación variable (Jackson y Talbot, 1986; Kehle, 1988), en áreas de acortamiento regional (Bonini, 2003; Brun y Fort, 2004; Roca et al., 2006), en regiones con fallas de desplazamiento lateral (Talbot y Alavi, 1996) y cuando se forman diapiros que van ascendiendo de forma pasiva por el desequilibrio gravitacional causado por depocentros en donde se acumulan grandes espesores que crecen hacia abajo, denominados "downbuilding" (Barton, 1933; Dooley et al., 2009).

Existen muchas situaciones en las que se generan sobrecargas diferenciales en la Tierra que pueden hacer fluir a la sal, sin embargo, se han identificado dos factores que limitan el movimiento de la sal: a) la resistencia a la ruptura del sedimento sobreyacente y b) la resistencia al flujo por arrastre en las paredes, cima y base del cuerpo de sal (Figura 13.6). Es importante mencionar que la transición del comportamiento quebradizo a dúctil de sedimentos no consolidados en la corteza terrestre, inicia a una profundidad del orden de 8 km, después de la cual se incrementan los valores de resistencia al cizalleo y de resistencia por fricción antes de la ruptura. Lo anterior es entonces indicativo de que mientras mayor sea el espesor de los sedimentos que techan a la sal, mayor será también la dificultad de que sean deformados, a menos que existan condiciones tectónicas de expansión o de acortamiento que ayuden a la halita a fluir.

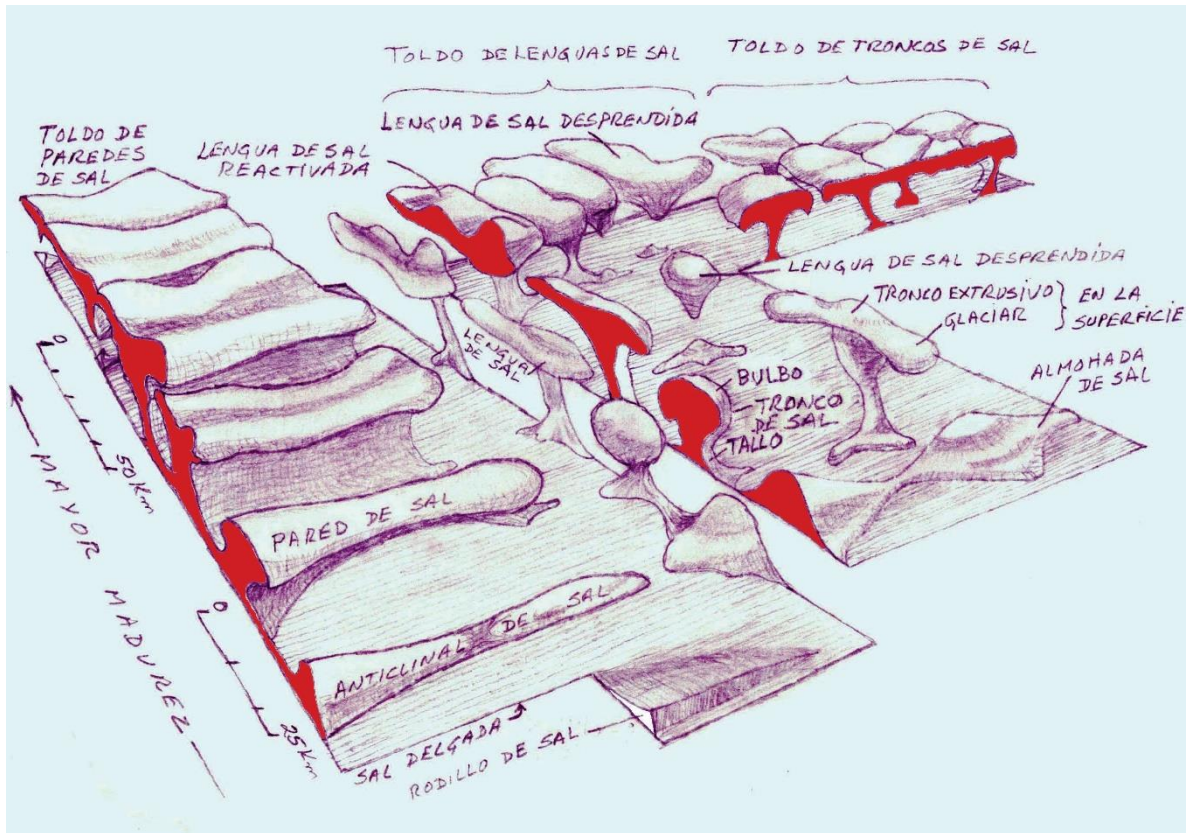


Figura 13.5. Esquema ilustrando los cuerpos de sal más comunes (Redibujado según el concepto de Jackson y Talbot, 1991).

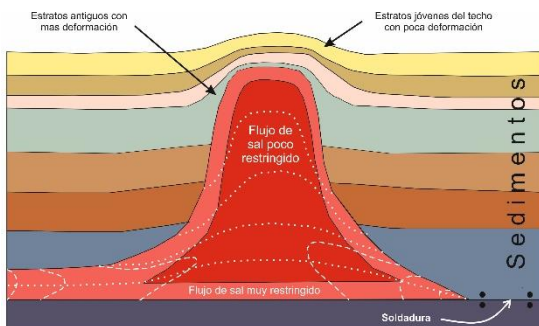


Figura 13.6. Esquema que ilustra los dos factores que se oponen al flujo de la sal. El ascenso del diapirio requiere deformar los sedimentos sobreyacentes, así como vencer el arrastre en los bordes del cuerpo salino (Redibujado de Hudec y Jackson, 2007).

El emplazamiento de un diapirio dentro de los sedimentos que lo sepultan implica un desplazamiento de éstos a otro lugar, lo cual sólo puede ocurrir en los casos siguientes (Figura 13.7):

- 1) Cuando la sobrecarga pueda extenderse para dar cabida al ascenso de un *diapirio reactivo* (reactive piercement).
- 2) Cuando los flancos de la sobrecarga sean levantados, rotados y desplazados lateralmente, a medida que el diapirio penetra forzosamente a través de ellos por *diapirismo activo* (active piercement).
- 3) Cuando el techo sea removido por erosión, *penetración por erosión* (erosional piercement).
- 4) Cuando la sal se emplace en los sedimentos de la sobrecarga en el bloque de techo de una falla inversa, *penetración por cabalgamiento* (thrust piercement).

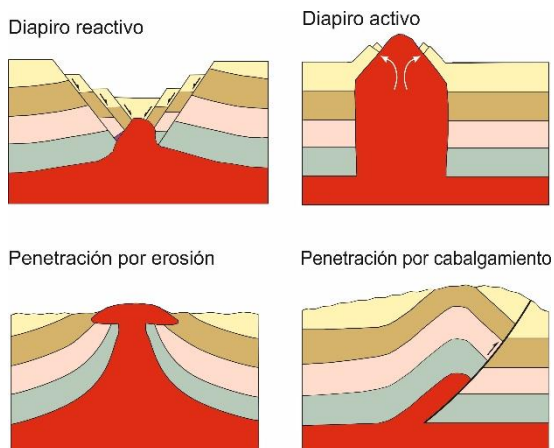


Figura 13.7. Secciones estructurales esquemáticas ilustrando los modos de emplazamiento penetrativo de un diapiro salino (Redibujado de Hudec y Jackson, 2007).

Otro mecanismo de emplazamiento de diapiros es posible cuando los sedimentos que sobreyacen a la sal son más dúctiles que quebradizos, como por ejemplo sedimentos de grano muy fino, hidratados, sin consolidar, intercalados con capas delgadas de halita o de yeso; a este mecanismo se le denomina “*diapirismo por penetración dúctil*” (Figura 13.8). Los cuerpos de sal de este tipo no son diapiros de perforación *sensu strictu*, porque no tienen contactos discordantes con los sedimentos que los rodean.

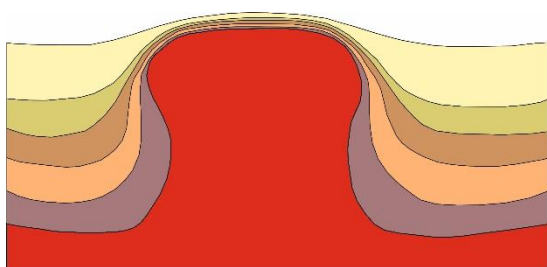


Figura 13.8. Esquema bidimensional de un diapiro salino que no ha penetrado a los sedimentos que lo sobreyacen (Redibujado de Hudec y Jackson, 2007).

El último modo de emplazamiento de un diapiro salino es el denominado *por penetración pasiva* (passive piercement) y ocurre cuando

el cuerpo de sal asciende continuamente a través de los sedimentos circundantes y permanece expuesto en el fondo del mar, sin que se depositen sedimentos arriba de él. Este tipo de emplazamiento también ha sido denominado *crecimiento hacia abajo* (downbuilding), porque los sedimentos depositados a su alrededor forman grandes depocentros que crecen hacia abajo aumentando su espesor, mientras que la sal es desplazada hacia arriba hasta alcanzar el fondo marino, o en algunos otros casos la superficie del terreno, en donde, el cuerpo salino sufre disolución en el agua de mar, o bien, expulsa la sal que forma un glaciar (Figura 13.9). En el proceso de diapirismo pasivo, la sal puede ascender a través de miles de metros de espesor de sedimentos de sección, aunque en realidad nunca se llegan a acumular gruesos espesores sobre la parte más alta del diapiro. La forma final de estos cuerpos salinos está controlada por la velocidad de ascenso del diapiro con relación a la agradación de los sedimentos. Los diapiros que ascienden más rápido que la acumulación de sedimentos terminan por desbordarse en la superficie, marina o terrestre, mientras que si la velocidad de ascenso del diapiro es menor que la agradación de los sedimentos, el cuerpo salino va estrechando hacia arriba (Jackson *et al.*, 1994).

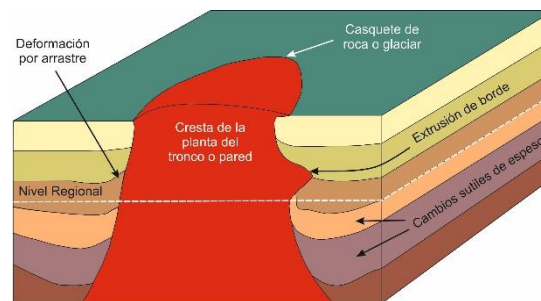


Figura 13.9. Perspectiva esquemática de un diapiro salino pasivo que no ha penetrado a los sedimentos que lo sobreyacen (Redibujado de Jackson *et al.*, 1994).

Hasta aquí se han discutido los diapiros que se forman verticalmente por efecto de sobrecargas gravitacionales de diferente magnitud encima de la sal, sin embargo, cuando el movimiento de la sal se realiza bajo condiciones tectónicas de extensión o de compresión se

presentan otros casos particulares que analizaremos a continuación.

El diapirismo desarrollado en una región bajo condiciones tectónicas de expansión, debilita en primer lugar el techo de sedimentos sobre la sal, lo cual produce un fracturamiento acompañado por un adelgazamiento de los mismos, así como también un gradiente de presión lateral más baja, por lo que la sal comienza a moverse en dirección longitudinal a lo largo del eje del graben, donde va ascendiendo y llenando los espacios liberados. A esta fase se le ha denominado *diapirismo reactivo* porque la sal se mueve mientras la extensión continúa, pero se detiene cuando la extensión cesa (Hudec y Jackson, 2007) (Figura 12.10). En la mayoría de los casos conocidos de diapirismo reactivo los flancos del graben son simétricos transversalmente, es decir que tienen el mismo número de fallas a ambos lados de la estructura, pero cuando solamente se desarrolla una falla y el cuerpo comienza a crecer asimétricamente, entonces se le denomina rodillo de sal, o "salt roller" por su denominación en Inglés (Figura 13.5).

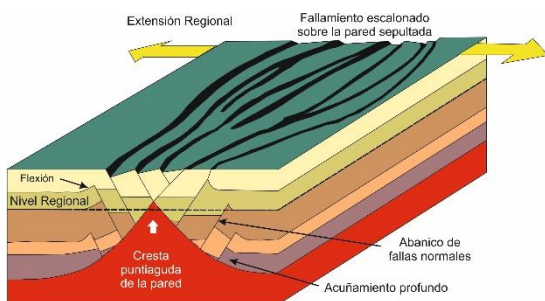


Figura 13.10. Perspectiva esquemática de un diapirismo salino reactivo. note que la sal movilizada ocupará el espacio que va generando el graben en los sedimentos que la sobreyacen (Redibujado de Jackson *et al.*, 1994).

Si el proceso de diapirismo reactivo es largo y aumenta el adelgazamiento y fracturamiento del techo de sedimentos que cubre la sal, este podrá alcanzar un punto en el cual la sal avance más rápidamente y haga a un lado los bloques laterales del graben, convirtiendo así el proceso en uno de diapirismo activo. Es importante hacer notar que en condiciones de expansión, el ascenso forzado de la sal es impulsado por la flotabilidad del material, lo que

significa que el diapirismo activo se presenta sólo cuando la sal tiene una densidad menor a los sedimentos que la sobreyacen, y que, dado que este proceso geológico está controlado por la fuerza de la gravedad, la sal continuará su movimiento aún después de que la extensión termine. Es frecuente que los diapiros activos atraviesen los techos de sedimentos y que se conviertan en diapiros pasivos (Hudec y Jackson, 2007).

En el Golfo de México, se depositaron grandes volúmenes de sal durante el Calloviano, después de que el bloque de Yucatán derivó hacia su posición actual. Posteriormente el diapirismo comenzó asociado al rifting y al desprendimiento de la cobertura sedimentaria post-salina, como aparentemente ha ocurrido en muchas partes del mundo.

En una región bajo condiciones tectónicas de contracción y con una secuencia estratigráfica en donde una capa de sal está cubierta por varias capas de sedimentos, es fácil que se formen pliegues anticlinales porque el nivel de desprendimiento es el contacto sal sedimentos. La sal puede alcanzar la cima de los sedimentos y ascender como un diapiro pasivo (Figura 13.11).

En aquellas regiones en donde ya existían pliegues asociados a sal sometidos a acortamiento continuo, es muy factible que se formen *diapiros con forma de gota invertida* (teardrop diapir), en donde la parte superior del diapiro se desprende de la *sal madre* y se convierte en un cuerpo aislado. Durante el proceso la sal es prácticamente exprimida hacia arriba y las paredes del cuello del diapiro se unen para formar una *soldadura* (Figura 13.12). Si el acortamiento continúa, entonces es probable que el diapiro de gota permita más deslizamiento a través de la soldadura, por medio de una falla inversa.

Cuando un cuerpo de sal ha sido movilizado grandes distancias y sobreyace estratigráficamente a rocas más jóvenes, entonces se dice que es una *sal alóctona*, proveniente de una capa inferior de *sal autóctona*. Las rocas ubicadas debajo de la sal alóctona se denominan *depósitos subsalinos*, mientras que aquellas localizadas bajo la sal autóctona se llaman *depósitos presalinos* (Figura 13.13). En el Golfo de México las dimensiones de los mantos de sal en el subsuelo pueden alcanzar varios miles de km² de extensión areal y dos o tres kilómetros de espesor.

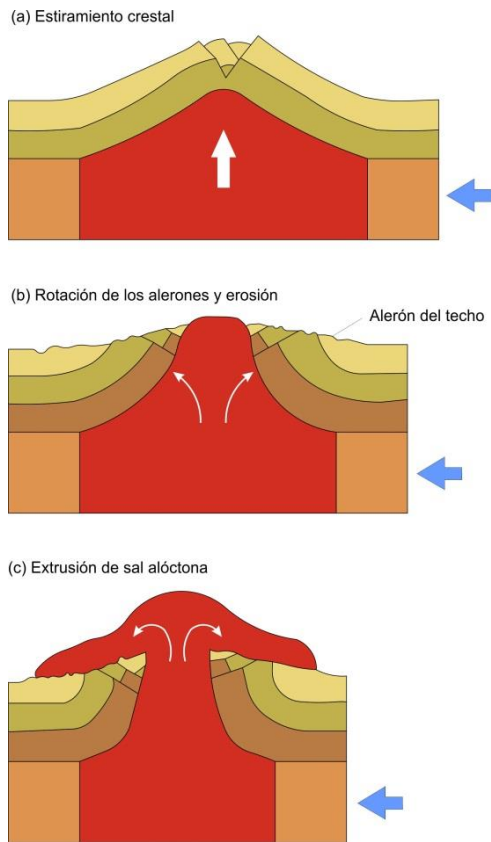


Figura 13.11. Esquema de emplazamiento de un diapiro en condiciones tectónicas de contracción (Redibujado de Hudec y Jackson, 2007).

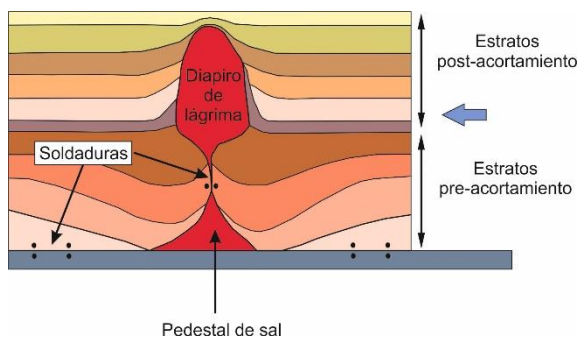


Figura 13.12. Esquema de emplazamiento de un diapiro con forma de gota invertida y su asociación con soldaduras y fallas inversas (Después de Jackson *et al.*, 1994).

Un *toldo de sal* (salt canopy), es un cuerpo de grandes dimensiones, aproximadamente

tabular, casi horizontal, intercalado con rocas sedimentarias (Figura 13.13). Según Hudec y Jackson (2006), los toldos de sal se forman y avanzan de cuatro formas: por avance extrusivo, por avance de un frente abierto, por avance de una falla inversa y, por intrusión de una ala de sal (Figura 13.14).

La generación de un *toldo de sal por avance extrusivo* ocurre cuando la sal emana y se dispersa desde un alimentador pasivo más rápidamente de lo que pudiera detener su movilización la sedimentación, la erosión, o la disolución (Figura 13.14a). Un toldo extrusivo avanza impulsado por la dispersión gravitacional de la sal sin que tenga un techo sedimentario que lo detenga, lo cual presenta dos posibilidades: la primera cuando la sedimentación es nula, la sal se dispersa horizontalmente a través de una capa; y la segunda es cuando la sal avanza más rápido que la sedimentación, formando una superficie de falla con planos y rampas a lo largo de los cual la halita va escalando.

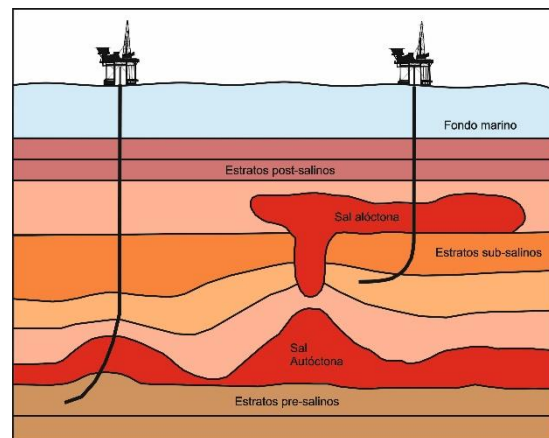


Figura 13.13. Esquema mostrando los conceptos de sal autóctona, sal alóctona, estratos presalinos, y subsalinos.

El emplazamiento de un *toldo por avance de un frente abierto* se presenta cuando el manto de sal está parcialmente cubierto por sedimentos dejando abierto uno de sus extremos. Bajo estas condiciones, el avance del manto se hace más lento, y si la velocidad de sedimentación aumenta, entonces es posible que se generen fallas de crecimiento en el techo del toldo, que a través del tiempo pueden

llegar a fraccionar al toldo en dos o más partes (Figura 13.14b).

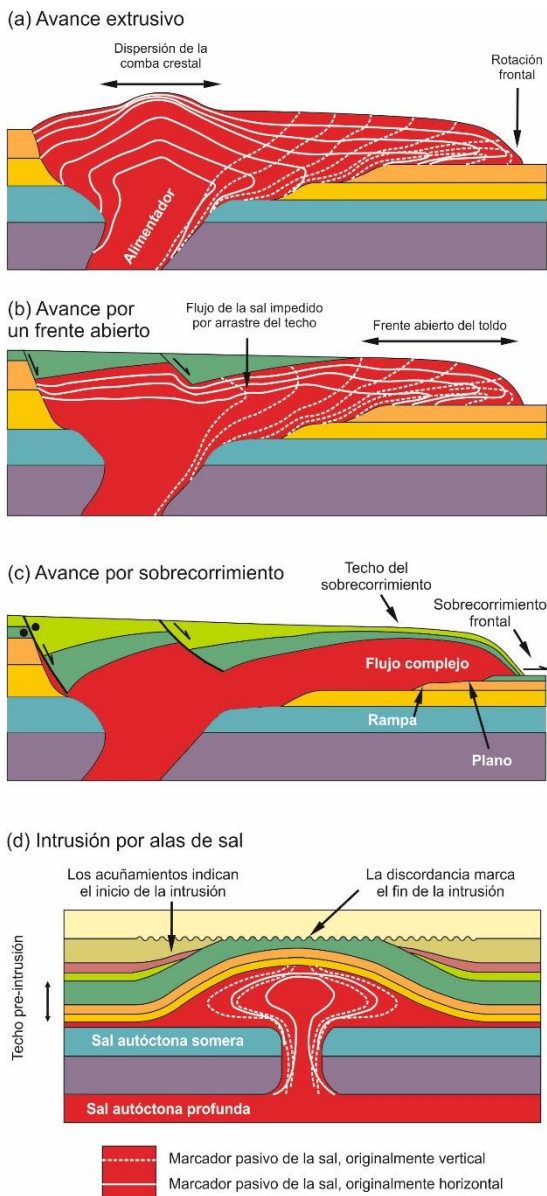


Figura 13.14. Esquema mostrando los cuatro modelos básicos para el avance de un toldo o sábana de sal. Las líneas blancas son marcadores, originalmente ortogonales entre sí, utilizados para ilustrar las trayectorias de la deformación incremental (Redibujado de Hudec y Jackson, 2006).

El tercer modo es el emplazamiento de un toldo por avance de una falla inversa, el cual acontece cuando la velocidad de movilización de la sal bajo un techo continuo, avanzan

juntos como parte del bloque de techo de una falla inversa que se va propagando al frente del toldo. La falla inversa se puede generar tanto por una dispersión gravitacional del toldo, como por acortamiento tectónico (Figura 13.14c).

La última manera, no muy común y más bien rara, en la que puede acontecer el emplazamiento de un toldo es por intrusión de una ala de sal (Figura 13.14d).

La movilización y dispersión de la sal genera diferentes cuerpos que van cambiando su forma y se agrupan, o coalescen, va evolucionando de diapiros a lenguas y hasta canopies (Figura 13.5), bajo cualquier régimen tectónico, aunque las estructuras más espectaculares se presentan bajo condiciones de extensión.

Otras estructuras relacionadas con la presencia de sal son aquellas relacionadas a la llamada *tectónica de raft o de balsa*, que fué primeramente identificada y definida como "tectonique en radeaux" (Burlot, 1975), que describe un estilo estructural característico de la Cuenca de Kwanza, Angola. Posteriormente, Duval *et al.* (1992) comenzaron a utilizar la traducción directa al inglés, "raft tectonics", término que se ha continuado aplicando hasta ahora, a pesar de que sigue siendo un concepto poco conocido por la comunidad académica de geólogos estructurales, pero que también es un tema familiar para los geólogos que se encuentran explorando por petróleo en las márgenes africanas y brasileñas del Atlántico Sur.

La tectónica de raft tiene lugar en márgenes pasivas cuando ocurre un rifting, en donde al separarse las masas continentales, se producen deslizamientos gravitacionales de la cobertura sedimentaria que sobreyace a la sal. En ese proceso de deriva, la velocidad a la que se alejan los continentes es tal que el estiramiento hace que se fracture la cubierta sedimentaria, generando espacios libres que son llenados rápidamente por sedimentos, originando así estructuras peculiares, denominadas rafts, que se observan muy claramente en líneas sísmicas, además de que se han perforado a través de pozos. La tectónica de raft es la forma más extrema de extensión por adelgazamiento de la corteza superior. En algunos sitios la cobertura sedimentaria sobre la sal, incluyendo ésta, se alarga de dos a tres veces su longitud original, a través de fallamiento

normal lístrico, pero el basamento conserva su longitud original (Figura 13.15).

En las áreas en donde ocurre la mayor extensión se generan bloques aislados a los que se les denomina *rafts*. Por el contrario, en las zonas en donde ocurrió una extensión menor, los bloques de falla que aún están en contacto en un flanco del rift, son llamados bloques pre-raft, que en realidad son medios grabenes. El gran estiramiento es el resultado de un

deslizamiento gravitacional sobre una capa de material lubricante, casi siempre sal o arcilla, aunado al basculamiento del basamento continental, que aunque se inclina unos cuantos grados, esto es suficiente para ocasionar largos deslizamientos de grandes masas de roca por grandes distancias. La tectónica de raft representa uno de los ejemplos extremos de expansión y extensión de una corteza adelgazada (thin-skinned extension).

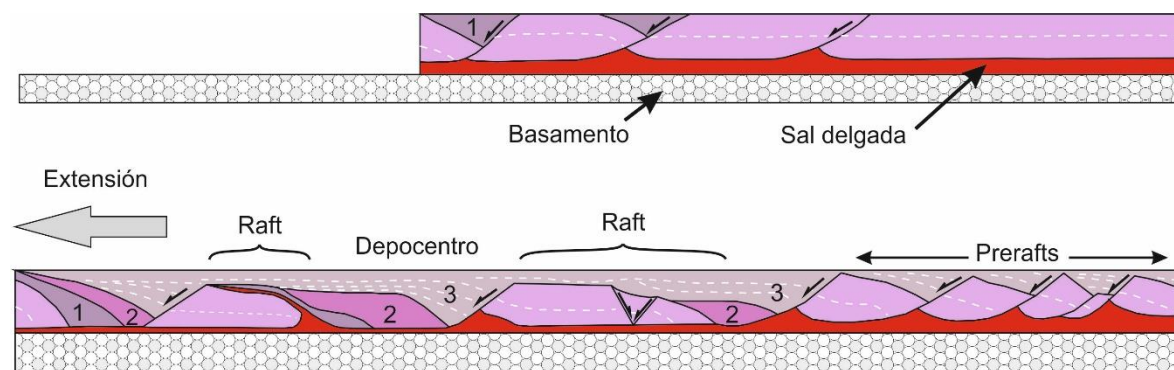


Figura 13.15. Esquema mostrando el proceso de formación de una tectónica de raft durante la extensión que genera un adelgazamiento de la corteza superior. Los llamados "pre-rafts", son medios grabenes de un flanco del rift. Note que los rafts son bloques aislados, que ya no descansan sobre sus respectivos bloques de piso. Todo el estiramiento se efectúa en la corteza exterior a través de un décollement sobre la cima de la sal, mientras que el basamento permanece con su longitud original (Adaptado de Duval *et al.*, 1992).

La generación de estructuras de tortuga son otros de las consecuencias del desalojo de sal de una capa fuente. Venedeville y Jackson (1992) describieron al menos cuatro formas diferentes en las que se pueden formar las estructuras de tortuga. El *anticlinal de tortuga clásico* fué descrito por primera vez por Trusheim (1960) cuando una almohada de sal, no penetrante, se transforma en un diapiro penetrante; así, la periferia de la almohada de sal se hunde, al tiempo que se contrae hacia adentro del diapiro penetrante. Los flancos hundidos de las almohadas adyacentes forman los flancos abatidos de la estructura anticlinal de tortuga. Este tipo de estructura de tortuga nunca ha sido contemplada como el resultado de una extensión regional.

Los otros tres tipos de estructura de tortuga son producto de una extensión de una corteza adelgazada. El primero de ellos es una

estructura de *horst de tortuga* que se forma por extensión regional durante el ascenso reactivo de diapiros (Figura 13.16A). Un diapiro se eleva reactivamente a través de un graben adelgazado por extensión regional. El puente entre esos dos grabenes es un horst residual formado por el fallamiento gravitacional de sus márgenes. El horst es parecido a una estructura anticlinal de tortuga en su forma arqueada y porque puede tener un núcleo de sal, sin embargo, es diferente porque sus flancos están fallados hacia abajo en vez de estar plegados hacia abajo, razón por la cual se le denomina horst.

El segundo tipo de estructura de tortuga extensional es el anticlinal de tortuga que se forma entre dos diapiros (Figura 13.16C-E). Aunque la capa de sal es aún abundante, los estratos entre los diapiros todavía presentan en su base una forma ligeramente sinclinal, o

bien plana (Figura 13.16A). Una vez que la capa fuente del suministro de sal se ha agotado por la extensión continua, el diapiro se hunde, causando que las capas involucradas se flexionen hacia abajo cerca de los diapiros descendentes, convirtiéndose así en limbos de anticlinales suaves. Lo anterior provoca que los estratos ubicados en las charnelas de los pliegues sufran estiramiento, fallamiento normal, y finalmente grabenes en las crestas de los anticlinales (Figura 13.16C a E). Un régimen de extensión extrema crea un cuarto tipo de estructura de tortuga, que involucra nuevamente la inversión de un sinclinal a un anticlinal, que por su génesis se ha denominado *anticlinal de tortuga simulado* ("mock

turtle anticline") (Figura 13.16E). Como se mencionó anteriormente, un anticlinal de tortuga se forma entre dos diapiros ascendentes, mientras que un anticlinal de tortuga simulado se forma en la cresta de de un diapiro descendente que se ha separado en dos partes. La sinforma que genera en el graben sobre la cresta del pliegue, se va hundiendo hasta que alcanza el basamento, y sus flancos descienden aún más, hasta descansar en el basamento. El graben es finalmente invertido hasta simular la forma de un anticlinal de tortuga, que no es tal (Figura 13.16E).

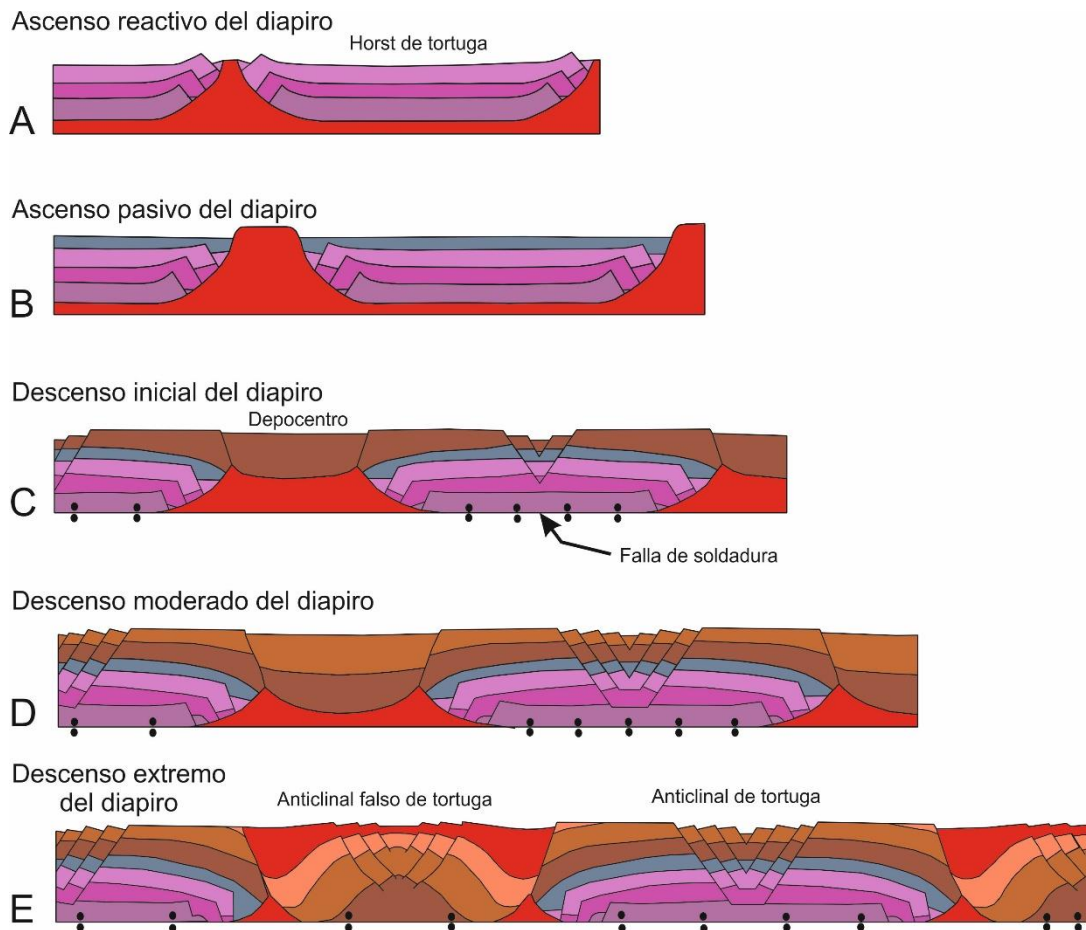


Figura 13.16. Esquema mostrando el ascenso y descenso de diapiros cuando acontece una sedimentación contemporánea. Durante este proceso se pueden generar tres tipos diferentes de estructuras de tortuga: horsts de tortuga, anticlinales de tortuga y anticlinales de tortuga falsos (Redibujado de Vendeville y Jackson, 1992).

Una *falla de soldadura* (salt weld fault) se define como una superficie que pone en contacto a dos unidades estratigráficas que anteriormente estuvieron separadas por un cuerpo de sal que fué desalojada (Figura. 13.16C a E). El concepto de una falla de soldadura en tectónica salina fué primero mencionada en francés "*cicatrice salifère*" por Burolet (1975), término que utilizó para describir una "cicatriz en la sal", en la margen continental occidental de Angola, en donde se observaron unos contactos que parecían discordancias, en los que quedaban algunos remanentes de sal. Estos contactos comenzaron a ser reconocidos en el Golfo de México por otros investigadores, que notaron que esos contactos estaban asociados a superficies de desalojo de sal, por lo que decidieron llamarlas soldaduras de sal, porque aparentemente soldaban las paredes de los bloques que anteriormente estaba separados por sal (Jackson y Cramez, 1989). Estos autores también fueron los que propusieron el símbolo de un par de puntos, uno en cada bloque, para indicar la ubicación de una soldadura (Figuras 13.16, 13.17 y 13.18), así como los tres tipos de soldaduras conocidos hasta hoy: las primarias, secundarias y terciarias.

Las *soldaduras primarias* son aquellas superficies cercanas a la horizontal, pero con inclinaciones suaves, que muestran una disarmonía tectónica, y que son el resultado del desalojo de sal autóctona, lo que pone en contacto sedimentos suprasalinos con sedimentos subsalinos (Figura 13.17).

Las *soldaduras secundarias* son las que ponen en contacto estratos que originalmente estuvieron separados por diapiros de sal (paredes, troncos, etc.) muy inclinados, casi verticales. La sal que alimenta el bulbo de dispersión o el manto alóctono, estrangula lateralmente el tallo del diapiro, poniendo en contacto los bloques laterales (Figura 13.18).

Finalmente, las *soldaduras terciarias* son las que ponen en contacto estratos que originalmente estuvieron separados por toldos, mantos, lenguas o napas de sal alóctona, formando superficies con inclinaciones variables, desde muy bajas hasta muy altas.

Las superficies de las soldaduras también han sido denominadas *fallas de soldadura* cuando ha ocurrido suficiente cizalleo a lo largo de ellas, como por ejemplo, cuando la sal ha favorecido el desarrollo de una falla lítrica

normal (Hossack y McGuinness, 1990) (Figura 13.17).

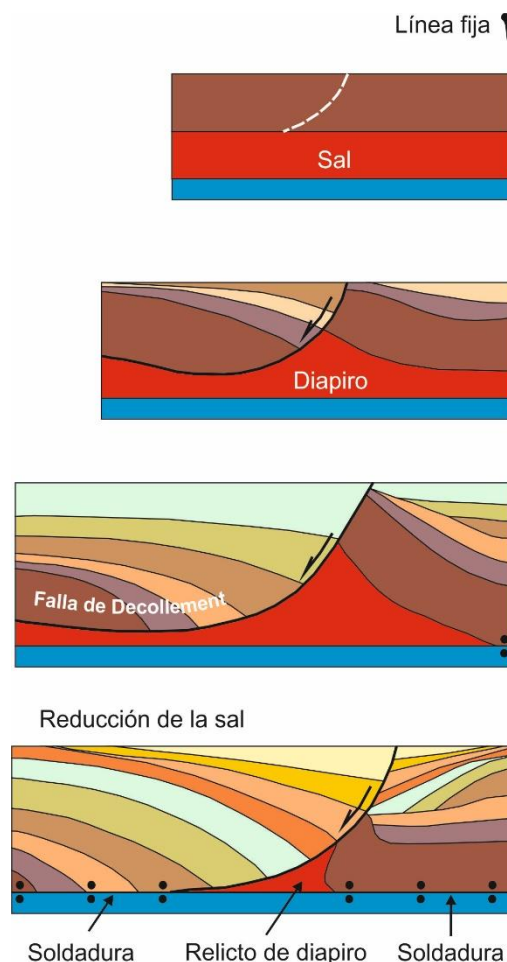


Figura 13.17. Esquema mostrando la generación de soldaduras primarias por el desalojo de sal autóctona (Redibujado de Jackson, 1995).

Como el tema es muy amplio, no se discutirán aquí las fallas asociadas a la tectónica salina, pero se recomienda al lector consultar el artículo de Rowan *et al.* (1999).

Como un comentario final es necesario indicar al lector que con el avance tecnológico que experimenta diariamente la adquisición y el procesamiento de los levantamientos sísmicos en el mundo, es de esperar que aparezca nueva nomenclatura y que se identifiquen nuevas estructuras asociadas al movimiento y desalojo de sal, en regiones asociadas a regímenes

tectónicos extensionales, compresionales y transcurrentes.

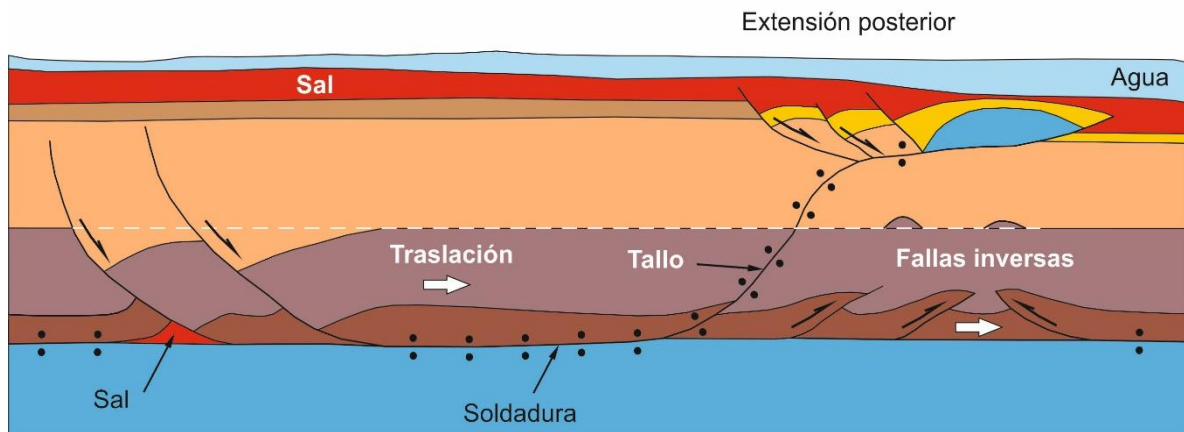


Figura 13.18. Esquema mostrando la generación de soldaduras primarias y secundarias por el desalojo de sal autóctona (Redibujado de Jackson, 1995).

Capítulo 14

RESTAURACIÓN Y BALANCEO DE SECCIONES

El principio fundamental del balanceo y restauración de secciones geológicas está sustentado en la ley de la conservación de la materia, es decir, después de una deformación no se agrega ni se destruye volumen alguno de roca. Cuando se lleva a cabo la reconstrucción de la deformación de las rocas hasta su estado previo a esta, se debe considerar que la forma original es diferente de la forma final, pero que el volumen inicial es igual al volumen final. Sin embargo, un modelo puede estar desbalanceado, entonces será necesario explicar porque hay un déficit de volumen. La falta de volumen de roca puede deberse a procesos geológicos tales como erosión, compactación de sedimentos por sepultamiento, compactación de la roca por actividad tectónica, compactación de la roca por procesos de presión-solución, y alargamiento por elongaciones a lo largo de las estructuras. La utilidad que se obtiene del balanceo de secciones es la validación geométrica de una interpretación geológica, así como una metodología valiosa para relacionar la forma de las rocas antes y después de la deformación, con lo cual se puede efectuar un análisis de deformación finita, mismo que puede ser utilizado como una poderosa herramienta para pronosticar la presencia, orientación y distribución de fracturas en la roca deformada.

La diferencia entre la metodología aplicada a una interpretación en 3D y una en 2D, es que una sección 2D podrá ser balanceada solamente cuando su orientación coincida con la dirección en la que fue transportado el material.

Un modelado estructural puede aplicarse, bien como una restauración, o bien como un *modelado hacia adelante* (forward modelling). Una *restauración* elimina la deformación hasta alcanzar un estado inicial previo a la deformación. Un modelado hacia adelante aplica una deformación a capas horizontales, o a cualquier otra geometría deposicional inicial, asociadas a una geometría de falla conocida o supuesta, hasta alcanzar la forma estructural actual. Un análisis adicional se puede realizar

para aprovechar el modelado estructural para generar información acerca de fracturas a escalas pequeñas que no detecta la sísmica, así como a la migración de fluidos a lo largo de ellas.

Cuando se efectúa una interpretación geológica con cualquier tipo de datos, se deben considerarse todos los aspectos geológicos involucrados en el área de interés, se deben estimular interpretaciones múltiples hasta lograr la más satisfactoria, es decir, aquella que respete la mayor cantidad de datos, además de ayudar a la mejor comprensión de la historia geológica del área de interés.

El uso inicial de las secciones balanceadas fue para determinar la profundidad del desprendimiento de una cadena de pliegues concéntricos (Chamberlin, 1910), manteniendo el área constante en los estados inicial y final de deformación. Este concepto fue modificado por Dahlstrom (1969), para mantener un volumen constante. Hoy es relativamente fácil mantener un volumen constante en una interpretación geológica 3D con el uso de software especializado, pero como en muchos casos la información que se tiene es una sección geológica perpendicular al eje de la estructura, pliegues o fallas, la técnica más utilizada es el balanceo por longitud constante de líneas y de áreas.

Las técnicas para la restauración de una estructura están basadas en modelos cinemáticos que ayudan a explicar la evolución de la geometría inicial y final de las rocas que constituyen una estructura. En mecánica del medio continuo existen cuatro formas básicas para expresar la deformación, a saber: traslación, rotación, distorsión y dilación (ver capítulo 10). La aplicación de estos conceptos, en conjunción con el tipo de estado de esfuerzo que causa la deformación, cizalla pura o simple, (ver capítulo 9), determina los cuatro modelos cinemáticos aplicados en las secciones balanceadas. El modelo más apropiado para una estructura dada estará determinado por la estratigrafía mecánica y las condiciones de frontera que la produjeron.

El modelo cinemático más sencillo es el *desplazamiento de cuerpo rígido* el cual puede incluir traslación, rotación, o una combinación de ambas (Figura 14.1a). El segundo modelo es el de *deslizamiento flexural* (Donath and Parker, 1964), en donde el desplazamiento entre las capas ocurre de forma paralela a

ellas, lo cual implica que el espesor de las mismas se mantiene constante (Figura 14.1b). El tercer modelo cinemático se denomina *cizalla simple* (Figura 14.1c), y es aquel causado por un estado de esfuerzo de cizalla simple aplicada en dirección oblicua a las capas. Por último, y quizá el más común, es el modelo cinemático por *cizalla pura*, que involucra cambio de forma en el que el alargamiento en una dirección es constante y está balanceado exactamente por un alargamiento en una dirección perpendicular a la primera (Figura 14.1d).

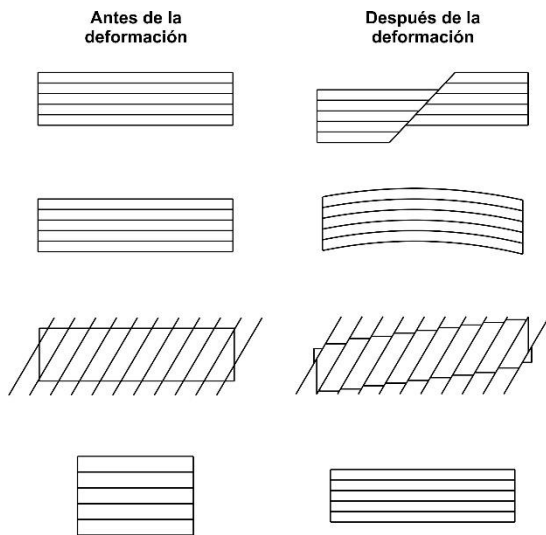


Figura 14.1.- Modelos cinemáticos básicos. (a) Desplazamiento de cuerpo rígido, (b) deslizamiento flexural, (c) cizalla simple, (d) cizalla pura. Adaptado de Groshong (2006).

Para que sea válido un mapa o una sección deben ser restaurados por medio de uno o más modelos cinemáticos. Debe recordarse que cualquier restauración no representa necesariamente la geometría exacta previa a la deformación, ni la trayectoria específica que siguió el material durante su evolución estructural. De cualquier manera, la consistencia interna de la restauración por cualquier técnica constituye un intento de validación geométrica de la interpretación. Si una restauración es posible, esto demostrará que la estructura es internamente consistente, aún cuando la técnica de restauración no sea un modelo perfecto aplicable al proceso de deformación.

Una restauración es una manipulación puramente geométrica de una sección de acuerdo a un conjunto específico de reglas; una *restauración geométrica* por otro lado, es una restauración que no está relacionada específicamente a la dirección de transporte en la que se formó la estructura; una *restauración palinspástica* es aquella en que las unidades fueron restauradas a su configuración correcta anterior a la deformación, siguiendo exactamente los desplazamientos inversos que formaron la estructura. En un pliegue por ejemplo, se supone que una restauración deberá representar el transporte de material en una dirección perpendicular a la charnela del pliegue. Cualquiera de las restauraciones planteadas sirve para validar la estructura, pero solamente la restauración palinspástica será la que devuelva a las unidades de roca a sus localizaciones originales previas a la deformación (Figura 14.2).

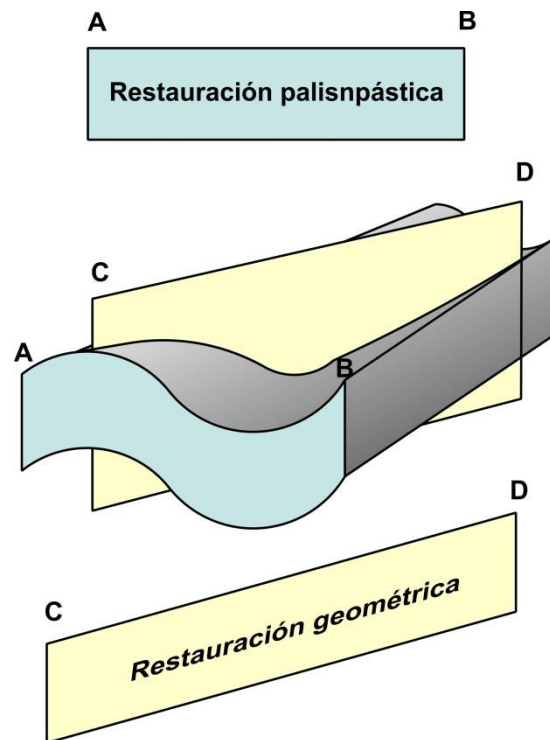


Figura 14.2.- Restauración geométrica de una sección en una dirección cualquiera. Adaptado de Groshong (2006).

El método más eficiente de mostrar la evolución geológica de las estructuras de una

región es a través de una *restauración secuencial* en donde se muestren todas las etapas intermedias entre la forma inicial y la forma final. Lo más difícil de este proceso es mostrar en el tiempo los cambios de forma y posición que van ocurriendo en las rocas. Sin embargo esto se soluciona cuando existen estratos de crecimiento, porque la geometría de los estados intermedios de la deformación está controlada por los cambios del espesor de estas capas, de las cuales se debe conocer la edad. Lo anterior representa una prueba rigurosa de la validez de la interpretación sobre la evolución estructural del área.

Cuando se hace un balance de estructura es necesario aplicar las medidas prácticas de la deformación, como son la elongación y el estiramiento, que fueron discutidos con mayor amplitud en el capítulo 10. Estas medidas de la deformación permiten conocer cuantitativamente la cantidad de acortamiento que tuvieron las rocas representadas en la sección o bien, la cantidad de alargamiento que ocurrió en la misma.

Los métodos de balanceo por área incluyen la restauración de regiones deformadas en formas irregulares a través de cálculos para determinar la profundidad del desprendimiento, así como las relaciones área-profundidad existentes. Estos métodos no son dependientes de alguno o algunos de los modelos cinemáticos descritos anteriormente y, en ese sentido, representa las aproximaciones generales más cercanas a la validación de la restauración y un posible pronóstico.

La restauración por área es utilizada para estructuras en las que la deformación produjo cambios importantes en las longitudes originales de las capas, así como en sus espesores. La técnica está basada en el área de la sección en el estado deformado y se supone que esa área ha permanecido constante, de tal manera que el área es igual al producto de la longitud inicial por la altura inicial, expresada por la ecuación:

$$A_0 = L_0 \times t_0$$

en donde A_0 es el área original, t_0 es el espesor inicial, y L_0 es la longitud original de las capas respectivas. El área entre las líneas de los extremos laterales, *líneas pin*, es medida y entonces dividida por el espesor original de la capa o por la longitud original de la capa. La longitud original de la capa puede conocerse

a partir de una capa adyacente que no haya cambiado su espesor o cuyo espesor original pueda ser conocido de una localidad cercana a la región deformada. La forma del área restaurada depende de la forma original supuesta. Comúnmente la unidad es restaurada a una posición horizontal, dejando por determinar solamente la orientación de las líneas pin de los extremos. La forma del área plegada podría ser apropiada para ser restaurada a un prisma rectangular, mientras que un bloque rodeado por fallas podría ser restaurado para ajustarse entre algunas formas de falla originales supuestas.

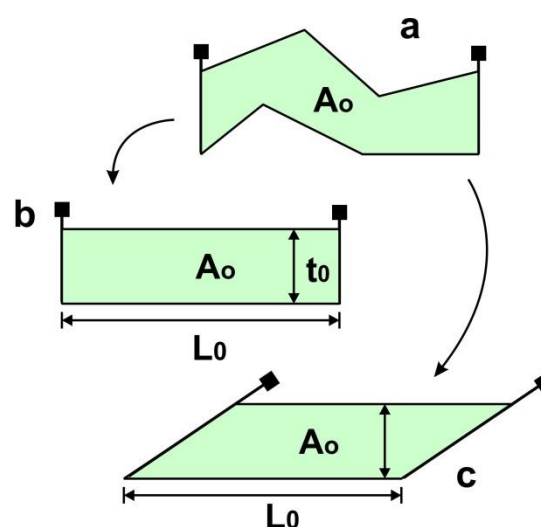


Figura 14.3.- Restauración geométrica de una área. A_0 es el área original, t_0 es el espesor inicial, y L_0 es la longitud original. (a) Estado deformado. (b) Sección restaurada con líneas pin verticales. (c) Sección restaurada con líneas pin inclinadas. Adaptado de Groshong (2006).

Como ya se mencionó en los párrafos iniciales de este capítulo, la primera aplicación del concepto de balanceo por área sirvieron para determinar la profundidad del desprendimiento de una estructura. Estos estudios fueron efectuados por Chamberlain (1910) y por Hansen en 1965. El área que sobrepasa la línea regional como resultado de una deformación compresional es denominada área en exceso (Figura 14.4). El área que se encuentra debajo de la línea regional como resultado de una deformación extensional es denominada área

perdida; más generalmente, se denomina a éstas, las áreas desplazadas.

El método clásico de áreas desplazadas es el que se utiliza para encontrar la profundidad del desprendimiento de una estructura a lo largo de un horizonte. El área en exceso es producida por el desplazamiento a lo largo del desprendimiento inferior de tal manera que,

$$S=DH \quad (\text{Ecuación 14.1})$$

en donde S es el área arriba o abajo de la regional, D es el desplazamiento, y H es la profundidad al desprendimiento desde la regional. Así, se debe calcular una profundidad movimiento a partir de la medida del área excesiva si el desplazamiento que ha formado la estructura es conocido. Chamberlain 1910, y muchos autores subsecuentes, han asumido que la longitud de las capas permanece constante y por lo tanto, el desplazamiento es la diferencia entre la longitud del de las capas ligadas correspondientes al marcador horizonte o al horizonte marcador, con respecto a su luz y longitud original cuando se encontraba paralelo a la regional, de tal manera que puede ser expresado por la ecuación

$$D = L_0 - W \quad (\text{Ecuación 14.2}),$$

en donde D es el desplazamiento, L_0 es la longitud de las capas curvas, y W es la anchura de la estructura regional. Substituyendo la ecuación 14.2 en la ecuación 14.1, tenemos que

$$H_c = \frac{S}{L_0 - W} \quad (\text{Ecuación 14.3}),$$

en donde H_c indica la *profundidad del desprendimiento* si la longitud de las capas es constante.

Los cálculos basados en una longitud de las capas constante típicamente muestran desprendimientos que son muy profundos para estructuras con una amplitud baja así como también indican desprendimientos muy someros para estructuras con amplitud baja. Esto es resultado de cambios en los volúmenes de roca deformados, que en realidad no conservan las mismas longitudes que se suponen para su forma inicial. Lo cual ha sido demostrado por Groshong (1988, 1994). Por ejemplo, la profundidad teórica del desprendimiento del modelo balanceado por área mostrado en la figura anterior es de 3.943 km, o sea cerca de 90% mayor que el valor correcto de 2.08 km. Esta pérdida de volumen puede

ser cuantificada, y así, compensar los errores de cálculo.

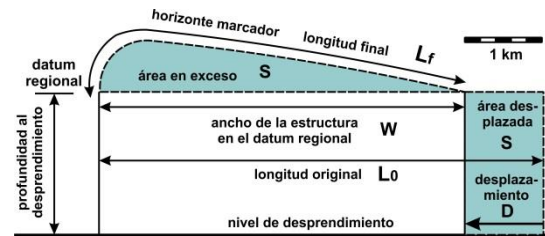


Figura 14.4.- Modelo balanceado por área. $H=2.08$ km, $L_f=5.422$ km, $S=2.141$ km², $W=4.879$ km, $D=1.028$ km Nivel de desprendimiento teórico para una longitud constante de las capas, $H=3.943$ km (Ecuación 14.3). Adaptado de Groshong (2006).

Una estructura restaurada puede ser regresada a su geometría original previa a la deformación, con un ajuste perfecto o cercano a ser perfecto; todos los segmentos que la constituyen deben ser reconstituidos en el orden exacto en que ocurrió la deformación. La restauración es una prueba fundamental de la validez de la interpretación. Una estructura restaurada es consistente internamente y por lo tanto tiene una geometría topológicamente posible. Una estructura no restaurada es poco lógica, y por lo tanto no es posible desde el punto de vista geológico (Dahlstrom, 1969). Una interpretación basada en una gran cantidad de datos duros, como por ejemplo echados de afloramientos, contactos cortados en pozos, o muchas secciones sísmicas en profundidad ligadas a pozos, es casi siempre balanceable y restaurable.

Las secciones estructurales son interpretaciones restringidas por datos geológicos superficiales proyectados al subsuelo, a través de interpretación de datos sísmicos y datos de pozos. Así, los geólogos han establecido una serie de pruebas que permiten evaluar las secciones estructurales para determinar si éstas son correctas. Una sección estructural que pase estas pruebas se dice que es una sección balanceada. Una sección estructural balanceada tiene una oportunidad razonable de ser correcta, sin embargo, esto no puede ser garantizado, mientras que una sección estructural no balanceada tiene más probabilidades de estar equivocada, a menos que exista

alguna explicación de por qué la sección no puede ser balanceada.

Para que una acción estructural se considere balanceada se debe cumplir al menos cuatro condiciones:

1.- La sección estructural en el estado deformado debe ser admisible. Las estructuras en la sección estructural deben ser similares a estructuras reales que los geólogos han observado en el campo o en líneas sísmicas. Por ejemplo, las rampas deben cortar hacia arriba, y no hacia abajo, una sección, a menos que sean fallas denominadas “fuera de secuencia”. Nosotros llamamos a las secciones estructurales que pasan esta condición, *secciones admisibles*.

2.- La restauración de una sección estructural debe obedecer a geometrías razonables. Una sección restaurada debe mostrar la forma y la ubicación de los estratos y de las fallas antes de la deformación, es decir, antes de que fueran plegados y afallados. La restauración de una sección estructural implica devolver a las capas a su posición horizontal, removiendo el efecto del plegamiento, así como del desplazamiento de las fallas. Una sección restaurada de representar estructuras que luzcan realísticas.

3.- La sección estructural debe estar balanceada por área. El área que tiene una roca en una sección estructural restaurada debe ser igual al área que tenía la misma roca en su estado deformado, a menos que procesos de presión solución hayan causado una pérdida de volumen en la roca. Las secciones estructurales que cumplan con este criterio se dice están balanceadas por área. Si acaso existe alguna pérdida de volumen durante el proceso de deformación, esto debe ser considerado cuando la sección sea restaurada.

4.- La sección estructural debe ser razonable cinemáticamente. Debe ser posible crear la sección estructural en su estado deformado a partir de la sección estructural en su estado previo a la deformación, de una manera cinemática razonable. Esto significa que se debe ser capaz de dibujar una serie cronológica de secciones estructurales, de forma que cada una represente las etapas en que las capas originalmente horizontales, fueron deformadas a través de fallas y pliegues, hasta alcanzar su estado final.

Los dos primeros criterios expuestos brindan la seguridad de que la sección no contiene geometrías estructurales imposibles; el tercer criterio asegura que la configuración de las estructuras mostradas en el estado deformado no implica cambio de volumen durante la deformación; y finalmente, el cuarto criterio, enfatiza que no es necesario que se entienda en realidad la geometría de una estructura complicada, sino que se muestren las etapas en las que se formó la estructura a partir de una roca sin deformación.

Balancear una estructura involucra los pasos siguientes: primero, se debe examinar con cuidado la sección estructural en el estado deformado para evaluar su admisibilidad; enseguida, se debe construir una sección restaurada y checarla por admisibilidad y por balanceo de área; finalmente, se debe elaborar un escenario que explique la evolución de las rocas a través del tiempo hasta alcanzar el estado deformado.

El propósito de este capítulo es mostrar los pasos generales necesarios para balancear y restaurar una sección, razón por la cual no se ofrecen ejercicios relativos a este tema, pero si el lector está interesado en el mismo, en la literatura existen muchos manuales de geología estructural en donde se explica en detalle esta metodología. Pero con el avance de las computadoras y con el incremento diario de visualizaciones relacionadas con la Geología Estructural, es recomendable buscar en la amplia red mundial (World Wide Web), software especializado. Existen varios sitios académicos en donde se puede descargar software para este propósito, con lo que se facilita el tedioso trabajo que es hacerlo gráficamente con lápiz y papel. Un sitio muy recomendable es el del Dr. Rick Allmendinger, Profesor de la Universidad de Cornell, quien ha creado un software denominado **FaultFoldForward**, y conocido popularmente como **FFF**, y que puede descargarse de forma gratuita de la liga:

(<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultfoldforward.html>).

En este capítulo se ha utilizado este software para ilustrar la figura 14.5.

Sin embargo, si no le es posible al lector utilizar este software, entonces es recomendable utilizar una metodología denominada *técnicas visuales rápidas* (quick-look techniques), que

son muy útiles para revisar rápidamente una sección estructural y determinar si es posible balancearla (Wilkerson y Dicken, 2000).

Para aplicar estas técnicas se recomienda verificar que se cumplan las condiciones siguientes (Figura 14.6):

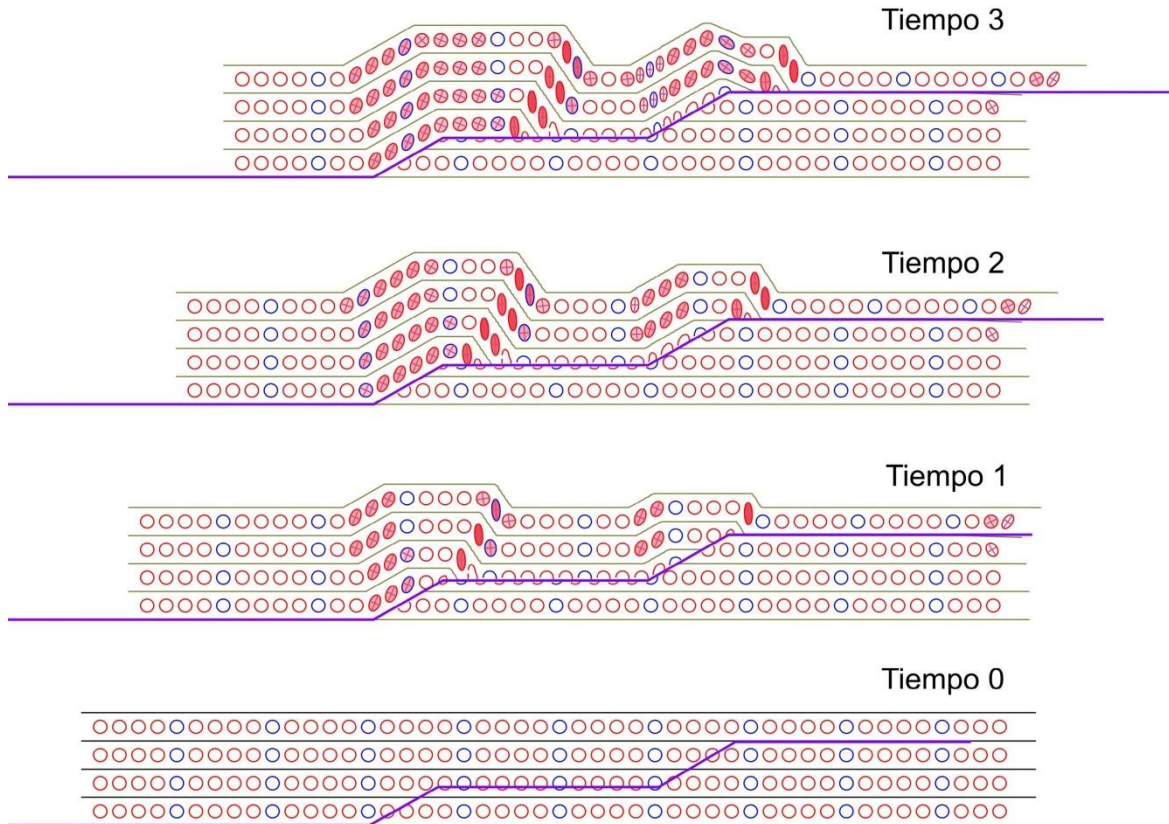


Figura 14.5.- Sección estructural restaurada a su estado original utilizando el software FaultFold del Prof. Rick Allmendinger, de la Universidad de Cornell.

1. El número de planos y rampas de falla en el bloque de techo deben ser iguales al número de planos y rampas de falla en el bloque de piso. Esta condición debe cumplirse porque no debe haber traslapes ni huecos en una sección estructural admisible.
2. Enseguida, se debe poner particular atención a las rampas y verificar si en ellas están desplazadas las capas la misma distancia tanto en el bloque del techo como en el bloque del piso. El desplazamiento inverso en la falla debe hacer que las capas coincidan. Estas dos pruebas sencillas ayudan a verificar la validez de la interpretación de una sección estructural y ayudan
- también a descartar un posible desbalanceo en la misma.
3. Suponiendo que no ha habido sedimentación sinorogénica, verifique que los estratos que terminan en la rampa del bloque de techo tienen aproximadamente el mismo espesor que aquellos que terminan en la rampa correspondiente del bloque de piso.
4. Verifique que la intensidad angular de los echados de las rampas de falla de los bloques de techo y de piso sean iguales.
5. Verifique que los estratos de los bloques de techo y de piso puedan ser devueltos a su nivel regional de depósito.

6. Finalmente, es importante mencionar que aunque una sección esté balanceada, esto no asegura que la interpretación en esta sección sea correcta, ni que sea la única posible. Los procesos de balanceo de

secciones solamente significan que es posible identificar áreas problemáticas en una sección estructural, lo cual requerirá de una explicación geológica adecuada, o bien de una reinterpretación.

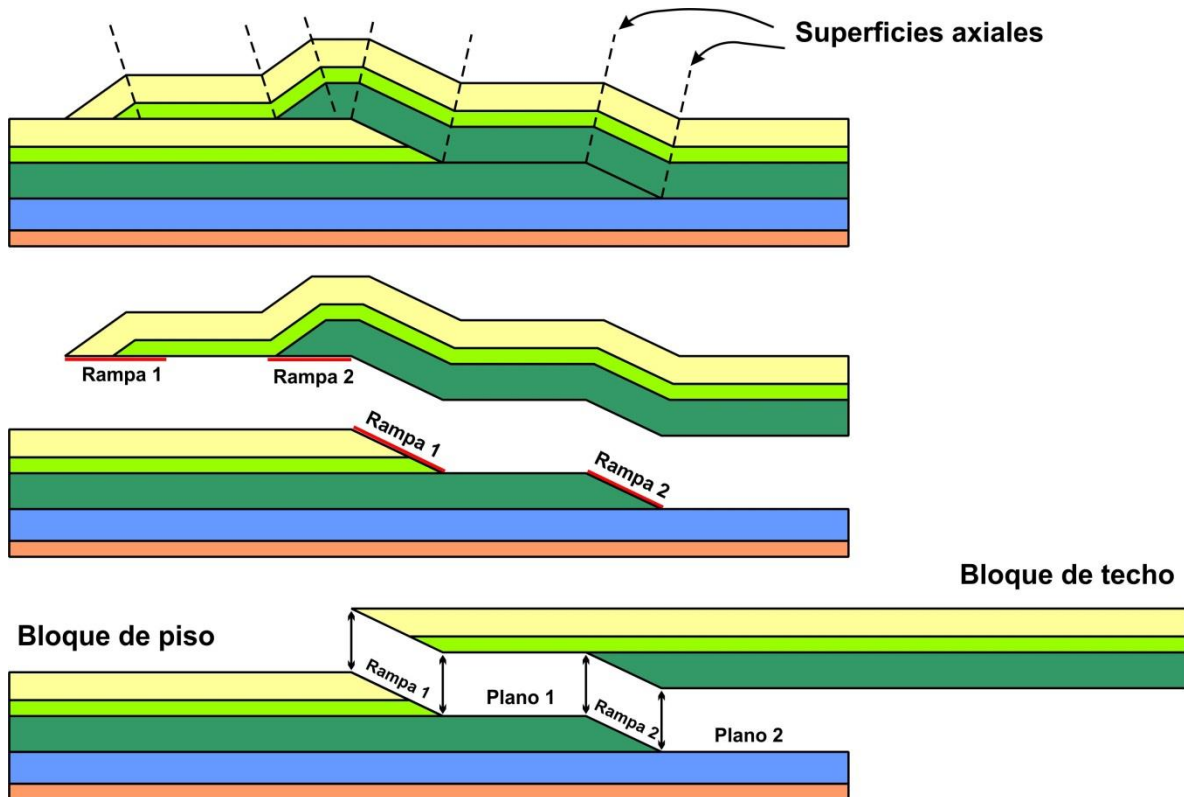


Figura 14.6.- Sección estructural restaurada a su estado original con la metodología de las técnicas visuales rápidas.



Figura 14.7.- Fotografía de un corte en la carretera México Oaxaca, cerca de la población de Yanhuitlán, ilustrando un par conjugado de fallas de cizalla (arriba) y su restauración estructural geométrica a su estado anterior al fallamiento.

Capítulo 15

REFERENCIAS CITADAS

- Alfonso Zwanzinger, J., 1976, Geología regional del Sistema Sedimentario Cupido, in: Simposio de Geología del Subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 134-159
- Allmendinger, R. W., 1998, Inverse and Forward numerical modelling of trishear fault-propagation folds: *Tectonics*, v. 17, no. 4, p. 640-656.
- Allmendinger, R.W., 2000, Trishear v. 4.5, www.geo.cornell.edu/RWA/trishear/
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Apotria, T.G., Wilkerson, M.S., and Knewton, S.L., 1996, 3D geometry and controls on fracturing in a natural fault-bend fold: Rosario Field, Maracaibo Basin, Venezuela [abs]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. v. 80pp. 1268.
- Bally, A.W., Gordy, P.L., and Stewart, G.A., 1966, Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies: *Canadian Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 14, p. 337-381
- Barton, D.C., 1933, Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 17, 1025–1083
- Bates, R. L., and J. A. Jackson, eds., 1980, *Glossary of Geology*, 2nd ed., American Geological Institute, Falls Church, Va., 769 p.
- Bates, R. L., and J. A. Jackson, eds., 1987, *Glossary of Geology*, 3rd ed., American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- Berg, R.R., Gangi, A.F., 1999, Primary migration by oil-generation microfracturing in low-permeability source rocks: application to the Austin Chalk, Texas: *AAPG Bull.*, V. 83, p. 727-756
- Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., 1985, Glossary – Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation, in Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Spec. Pub. 37, SEPM*, p. 375-386
- Biot, M.A., 1961, Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 75, p. 1595-1620
- Boggs, Sam, Jr., 2005, *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*: Prentice Hall, 4th Ed., 688 p.
- Bombolakis, E.G., 1979, Some constraints and aids for the interpretation of fracture and fault development, in: Podwysocki, M.H., and Earle, J.L. (Eds.), *Proceedings of the Second International Conference on Basement Tectonics*, Denver Colorado, p. 289-305
- Bonini, M., 2003, Detachment folding, fold amplification, and diapirism in thrust wedge experiments: *Tectonics* 22 (6), 1065, doi:10.1029/2002TC001458

- Brun, J.P., Fort, X., 2004, Compressional salt tectonics (Angolan Margin): *Tectonophysics* 382, 129–150
- Bull, S., Cartwright, J., and Huuse, M., 2009, A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1132-1151
- Burollet, P. F. (1975) Tectonique en radeaux en Angola (Raft tectonics in Angola) *Bull. Soc. Géol. Fr.* XVII, 503-504
- Busk, H.G., 1929, *Earth flexures*: Cambridge University Press, 76 p.
- Chamberlin R.T., 1910, The Appalachian folds of central Pennsylvania: *Jour. Geol.* v. 18, p. 228–251
- Choukroune, P., D. Gapais, D. and Merle, O., 1987, Shear criteria and structural symmetry: *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 5/6, p. 525-530
- Clarke, F.W., 1924, *Data of geochemistry*: USGS Bull. 770
- Cloos, E., 1955, Experimental analysis of fracture patterns: *GSA Bull.*, V. 66, p. 241-256
- Cosgrove J.W. and Ameen (Eds.) 2000, *Forced folding and Fractures*. Special publication of the Geological Society of London, No 169, 225 p.
- Coulomb, C.A., 1773, Sur une application des regles de maximus et minimus a quelques problems de statique relatifs a l'architecture: *Acad. Roy. Des Sci., Memoires de Math. et de Physique par divers Savans*, 7, p. 343-382
- Dahlstrom, C.D.A., 1990, Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding: *AAPG Bull.*, V. 74, p. 336-344
- Dahlstrom, D.C.A., 1969, Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743-757
- Davies, G.E., y Reynolds, S.J., 1996, *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2nd. Ed., John Wiley & Sons, New York, 776 p.
- Davis, G.H., Bump, A.P., García, P.E., Ahlgren, S.G., 1999, Conjugate Riedel deformation band shear zones: *JSG*, V. 22, p. 169-190
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: 20 Congr. Geol. Internacional, México, 87 p.
- De Sitter, L.V., 1970, *Geología Estructural*: Editorial Omega, Madrid, 521 p.
- Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F.F., and Magnavita, L.P., 2003, Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil: *AAPG Bull.*, v. 87, p. 1123-1144
- Doblas, Miguel, 1988, Slickenside kinematic indicators: *Tectonophysics* 295, p. 187-197
- Donath, F.A., y Parker, R.B., 1964, Folds and folding: *Geological Society of America Bulletin*, v. 75, p. 45-62
- Dooley, Tim P., Martin P.A. Jackson, Michael R. Hudec, 2009, Inflation and deflation of deeply buried salt stocks during lateral shortening: *Journal of Structural Geology* 31, p. 582-600

- Duval, B., C. Cramez, and M. P. A. Jackson, 1992, Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola: *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 389–404
- Erslev, E. A., 1991, Trishear fault-propagation folding: *Geology*, v. 19, no. 6, p. 617-620.
- Erslev, E. A., and Rogers, J. L., 1993, Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds, in Schmidt, C. J., Chase, R. B., and Erslev, E. A., eds., *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the Western United States: Special Paper: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, p. 125-146.
- Fisher, M.P., Wilkerson, M.S., 2000, Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis: *Geology*, V. 28, p. 15-18
- Fleuty, M.J., 1964, The description of folds: *Geol. Assoc. Proc.*, v. 75, pt. 4, p. 461-489
- Fry, Norman, 1979, Random point distributions and strain measurement in rocks: *Tectonophysics*, v. 60, p. 806-807
- Ge, Hongxing, Martin P. A. Jackson, and Bruno C. Vendeville, 1997, Kinematics and Dynamics of Salt Tectonics Driven by Progradation: *AAPG Bulletin*, V. 81, p. 398-423
- Gibbs, A.D., 1984, Structural evolution of extensional basin margins: *Journal of the Geological Society of London* 141, p. 609-620
- Gill, W.G., 1953, Construction of geological sections of folds with steep-limb attenuation: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 37, p. 2389-2406
- Girty, G.H., and Reish, N.E., 2001, Visualizing Strain: Department of Geological Sciences, San Diego State University. www.geology.sdsu.edu/visualstructure/
- Griffith, A.A., 1924, Theory of rupture: *Proc. 1st Int. Congr. Applied Mech.*, Delft, p. 55-63
- Griggs, D.T. y Handin, J., 1960, Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes, in; Griggs y Handin (Eds.), *Rock Deformation* : *Geol. Soc. America, Memoir* 79, p. 347-373
- Groshong Jr., Richard H., 1988, Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *GSA Bull.*, v. 100, p. 1329–1360
- Groshong Jr., Richard H., 1994, Area balance, depth to detachment and strain in extension: *Tectonics*, v. 13, p. 1488–1497
- Groshong Jr., Richard H., 2006, *3-D Structural Geology - A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation: Springer, Second Edition*, 400 p.
- Handin, J., Friedman, M., Min, K.D. y Pattison, L.J., 1976, Experimental folding of rocks under confining pressure: Part II. Buckling of multilayered rock beams: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 87, p. 1035-1048
- Hardy, S., and Ford, M., 1997, Numerical modelling of trishear fault-propagation folding and associated growth strata: *Tectonics*, v. 16, no. 5, p. 841-854.
- Harris, 1979, Similarities between the thick-skinned Blue Ridge anticlinorium and the thin-skinned Powell Valley anticline: *GSA Bull.*, v. 90, p. 525-539

15.4 - Capítulo 15

- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F., 1976, *An outline of Structural Geology*: John Wiley & Sons, Inc., New York, 571 p.
- Hossack, J.R. y D.B. McGuinness, 1990, Balanced sections and the developments of fault and salt structures in the Gulf of Mexico (GOM) (abs.): *GSA Abstract with Programs*, v. 22, no.7. p. A48
- Hubbert, M.K., 1951, Mechanical basis for certain familiar geologic structures: *GSA Bull.*, V. 62, p. 355-372
- Hudec, M.R., and Jackson, M.P.A., 2006. Growth of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bulletin* 90, 1535–1564
- Hudec, M.R., and Jackson, M. P. A., 2007, *Terra infirma: Understanding salt tectonics*: *Earth-Science Reviews* 82, p. 1–28
- Jackson, M. P. A., 1995, Retrospective salt tectonics, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt Tectonics: a global perspective*: *AAPG Memoir* 65, p. 1-28
- Jackson, M. P. A., and C. Cramez, 1989, Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes: *GCS-SEPM Tenth Annual Research Conference, Program and Abstracts*, Houston, Texas, p. 66-89
- Jackson, M.P.A, Vendeville, B.C., and Schultz-Ela, D.D., 1994. Structural dynamics of salt systems: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 93–117
- Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1991, A glossary of salt tectonics: *Geological Circular* 91-4, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, 45 p.
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1994, Regional extension as a geologic trigger for diapirism: *Geological Society of America Bulletin* 106, 57–73
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W., 1969, *Fundamentals of rock mechanics*: Methuen & Co., London, 513 p.
- Jamison, W., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: *JSG*, V. 9, p. 207-219
- Jamison, W.R., 1997, Quantitative evaluation of fractures on Monkshood Anticline, a detachment fold in the Foothills of Western Canada: *AAPG Bull.*, V. 81, p. 1110-1132
- Jamison, W.R., 1999, Fracture evolution in detachment folds, Cardium Sandstone, Central Alberta Foothills, in: McClay, K. (Ed.), *Thrust Tectonics Conference* (April, 1999), Royal Holloway, University of London, London, p. 94
- Jenyon, M.K., 1986, *Salt Tectonics*: Elsevier Applied Science Publishers, London & New York, 191 pp
- Joffé, A.F., 1928, In: *The Physics of Crystals* (Ed. L.B. Loeb). McGraw-Hill, New York
- Kehle, R.O., 1988, The origin of salt structures, In: Schreiber, B.C. (Ed.), *Evaporites and Hydrocarbons*. Columbia University Press, New York, p. 345–404
- Lawn, B.R., and T.R. Wilshaw, 1975, *Fracture of Brittle Solids*: Cambridge University Press, Cambridge, 204 p.

- Lister, G.S., and Snoke, A.W., 1984, S-C mylonites: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 617-638
- Marrett, R., Bentham, P.A., 1997, Geometric analysis of hybrid fault-propagation / detachment folds: *JSG*, V. 19, p. 243-248
- Marrett, R., Ortega, O.J., and Kelsey, C.M., 1999, Extent of power-law scaling for natural fractures in rock: *Geology*, v. 27, p. 799-802
- McClay, K.R., 1992, Glossary of thrust tectonics terms, in McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*: Chapman and Hall, London, p. 419-433
- Means, W.D., 1976, *Stress and Strain: Basic concepts of continuum mechanics for geologists*: Springer-Verlag, New York, 339 p.
- Medwedeff, D.A., Suppe, J., 1997, Multibend fault-bend folding: *JSG*, V. 19, p. 279-292
- Mitra, S., 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps: *AAPG Bull.*, V. 74, p. 921-945
- Moody, J.D. y Hill, J.J., 1956, Wrench-fault tectonics: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 67, p. 1207-1246
- National Academy of Sciences, 1996, *Rock Fractures and Fluid Flow; Contemporary Understanding and Applications*: Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow, National Research Council, National Academies Press, 568 p.
- Nelson, R.A., 1985, *Geological analysis of naturally fractured reservoirs*: Houston, Gulf Publishing, 320 p.
- Ortega, O., y Marret, R., 2000, Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan Basin, New Mexico: *JSG*, V. 22, p. 571-588
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Implicaciones estructurales de los arrecifes en el desarrollo de pliegues: *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 34, nº 2, p. 43-90 (1982)
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-paleozoic tectonics of northeast México and its role on the evolution of the Gulf of México: *Geofísica Internacional*, v. 25-1, p. 157-206
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., and Sanderson, D.J., 2000, Glossary of normal faults: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 291-305
- Petit, J. P., Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: 1987, *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 5/6, p. 597-608
- Poblet and Hardy, 1995, Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila Anticline in the south central Pyrenees (Spain): *JSG*, V. 17, p. 1707-1724
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F., Muñoz, J.A., 1997, Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds: *JSG*, V. 19, p. 369-381
- Pollard, D.D., and Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century: *GSA Bull.*, V. 100, p. 1181-1204
- Price, N.J., 1966, *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rocks*: Pergamon Press, Oxford, 176 p.

- Ragan, D.M., 1973, Structural Geology: an introduction to geometrical techniques: John Wiley & Sons, New York, 208 p.
- Ramsay, John G., 1967, Folding and fracturing of rocks: McGraw-Hill Book Co., New York, 568 p.
- Rich, J.L., 1934, Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust fault, Virginia, Kentucky and Tennessee: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 18, p. 1584-1596
- Roca, E., Sans, M., Koyi, H.A., 2006, Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain): AAPG Bulletin 90 (1), 115–136
- Rollover folds – Beds in the hanging wall that steepen towards a normal fault to form an anticline (Stoneley, 1982; Gibbs, 1984). Rollover may indicate a listric geometry or reverse drag around a planar fault (Barnett et al., 1987).
- Rowan, M. G., M. P. A. Jackson, and B. D., Trudgill, 1999, Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico: AAPG Bull., v. 83, p. 1454-1484.
- Salvini, F., y Storti, F., 1999, Spatial distribution of fracture panels in thrust-related folds, in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics Conference (April, 1999), Royal Holloway, University of London, London, p. 96
- Salvini, F., y Storti, F., 2001, The distribution of deformation in parallel fault-related folds with migrating axial surfaces: comparison between fault-propagation and fault-bend folding: JSG, v. 23, p. 25-32
- Simpson, C., 1986, Determination of movement sense in mylonites: Journal of Geological Education, v. 34, p. 246-261
- Spiers, C.J., Lister, G.S. y Zwart, H.J., 1982, The influence of fluid-rock interaction on the rheology of salt rock, and on ionic transport in the salt: First results. Pub. Eur. Atomic Energy Community, WAS-153-80-7N, 268-80
- Stoneley, R., 1982, The structural development of the Wessex Basin: Journal of the Geological Society of London 139, p. 543-554
- Suppe, J., 1980, Imbricated structure of western foothills belt, southcentral Taiwan: Petroleum Geology of Taiwan, no. 17, p. 1-26.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, p. 648-721
- Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 537 p.
- Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 83, p. 409-454
- Suppe, J., and Medwedeff, D.A., 1984, Fault-propagation folding: GSA Bull., Abstracts with Programs, V. 16, p. 670
- Suppe, J., and Medwedeff, D.A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helvetiae, V. 83, p. 409-454

- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C., 1992, Rates of folding and faulting determined from growth strata, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics: Chapman and Hall, London, p. 105-121
- Talbot, C.J., Aftabi, P., 2004, Geology and models of salt extrusion at Qum Kuh, central Iran: Geological Society London Journal 161, 1–14
- Terzaghi, K., 1922, Der grundbruch und stanwerken un seine verhutung: Die Wasserkraft, 17, p. 445-449
- Turner, F.J. y Weiss, L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites: Mc Graw-Hill, New York, 545 p.
- Usiglio, J., 1849, Analyse de l'eau de la Mediterranée sur les côtes de France: Ann. Chim. Phys. (3) 27 (2) 92 - 107; (3), 177-91
- Van der Pluijm, Ben A., y Marshak, Stephen, 2004, Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics: Second Edition, W. W. Norton & Company, Inc., New York, London, 656 p.
- Vendeville, B.C., and Jackson, M.PA, 1992, The rise of diapirs during thin-skinned extension: Marine and Petroleum Geology 9, 331-353
- Wilkerson, M.S., and Dicken, C.L., 2000, Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings: AAPG Bull., v. 85, p. 1759-1770
- Williams, G. D., C. M. Powell and M. A. Cooper, 1989, Geometry and kinematics of inversion tectonics: Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 44; p. 3-15, Blackwell Science Ltd. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02
- Wilson, J.T., 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift: Nature, v. 207, p. 343-347
- Younes, A.I., Engelder, T., 1999, Fringe cracks: key structures for the interpretation of the progressive alleghenian deformation of the Appalachian Plateau: GSA Bull., V. 111, p. 219-239
- Zehnder, A. T. and Allmendinger, R. W., 2000, Velocity field for the trishear model: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1009-1014

Capítulo 16

ÍNDICE POR TEMAS

- actitud de un plano (plane attitude) - pág. 9
actitud de una línea (line attitude) - pág. 9
almohadas de sal (salt pillows) - pág. 141
alóctono - pág. 24
ángulo de cizalla - pág. 101
ángulo interlimbos - pág. 35
anticlinal - pág. 33
anticlinal de tortuga clásico (classic turtle anticline) - pág. 147
anticlinal de tortuga simulado (mock turtle anticline) - pág. 148
anticlinales de sal (salt anticlines) - pág. 141
antiforma - pág. 33
asimilación magmática - pág. 128
autóctono - pág. 24
balanceo de secciones - pág. 151
basaltos columnares - pág. 18
batolito - pág. 130
blastomilonita - pág. 25
bloque de piso - pág. 19
bloque de techo - pág. 19
bolas de arena - pág. 3
boudinage - pág. 38
brecha - pág. 25
bulbos de sal (salt stems) - pág. 141
buzamiento de una línea - pág. 9
caldera de explosión - pág. 132
calderas de hundimiento - pág. 132
charnela de un pliegue - pág. 34, 76
círculo de mohr para deformación finita - pág. 104
círculo de mohr para esfuerzo - pág. 93
cizalla pura (pure shear) - pág. 101, 152
cizalla simple (simple shear) - pág. 101, 152
clipa (klippen) - pág. 24
coeficiente de fricción - pág. 117
coeficiente de fricción interna - pág. 117
cohesión - pág. 117
componentes compresionales - pág. 121
componentes extensionales - pág. 121
comportamiento anelástico - pág. 112
comportamiento dúctil - pág. 113
comportamiento quebradizo - pág. 113
conos adventicios - pág. 132
conos parásitos - pág. 132
cordones de flujo - pág. 6
crecimiento hacia abajo (downbuilding) - pág. 143
cresta - pág. 34
criterio de coulomb - pág. 117
datum - pág. 63
décollement - pág. 24, 121
deformación - pág. 99
deformación biaxial - pág. 102
deformación de cizalla - pág. 101
deformación finita - pág. 103
deformación heterogénea - pág. 99
deformación homogénea - pág. 99
deformación infinitesimal - pág. 103
deformación irrotacional - pág. 101
deformación progresiva - pág. 103
deformación rotacional - pág. 101
deformación triaxial - pág. 102
deformación uniaxial - pág. 102
depósitos presalinos (presalt deposits) - pág. 144
depósitos subsalinos (subsalt deposits) - pág. 144
derrames de fisura - pág. 131
deslizamiento flexural (flexural slip) - pág. 151
deslizamiento interestratal - pág. 32
deslizamientos interestratales - pág. 36
desplazamiento a rumbo de la falla - pág. 20
desplazamiento de cuerpo rígido (rigid body displacement) - pág. 151
desplazamiento en dirección del echado de la falla - pág. 20
desplazamiento interestratal "anti-clásico" - pág. 33
desplazamiento neto de la falla - pág. 19
diaclasas - pág. 19
diagrama beta - pág. 76
diapirismo activo (active piercement) - pág. 142
diapirismo por penetración dúctil (ductile piercement) - pág. 143
diapiro reactivo (reactive piercement) - pág. 142, 143

- diapiros con forma de gota invertida (teardrop diapir) - pág. 144
- dilación - pág. 99
- dique radial - pág. 129
- dique típico - pág. 128
- diques anulares - pág. 129
- diques concéntricos - pág. 129
- direcciones de los esfuerzos principales - pág. 91
- direcciones principales de deformación - pág. 102
- discordancia - pág. 14
- discordancia angular - pág. 14
- discordancia erosiva - pág. 14
- discordancia erosiva litológica - pág. 14
- discordancia paralela - pág. 14
- distorsión - pág. 99
- echado (dip) - pág. 3
- echado aparente (apparent dip) - pág. 9
- echado verdadero (true dip) - pág. 9
- eje de un pliegue - pág. 34
- elipse de esfuerzo - pág. 90
- elipsoide de esfuerzo - pág. 91
- elongación - pág. 100
- elongación cuadrática - pág. 101
- envolvente de mohr - pág. 116
- escalones de falla - pág. 25
- esfuerzo - pág. 87
- esfuerzo diferencial - pág. 115
- esfuerzo en un punto - pág. 90
- esfuerzo normal efectivo - pág. 118
- esfuerzos principales - pág. 91
- espesor aparente - pág. 11
- espesor verdadero - pág. 11
- esquistosidad - pág. 37
- estereodiagrama - pág. 73
- estilolita - pág. 17
- estiramiento (stretch) - pág. 100
- estratificación - pág. 3
- estratificación cruzada - pág. 4
- estratificación cruzada - pág. 4
- estratificación cruzada sigmoidal - pág. 4
- estratificación gradada - pág. 3
- estratos gradados - pág. 5
- estría de falla (fault striae) - pág. 25
- estructura - pág. 1
- estructuras primarias - pág. 3
- estructuras secundarias - pág. 3
- estructuras supratenuas - pág. 63
- facolito - pág. 130
- falla - pág. 19
- falla antitética - pág. 22
- falla de alivio (release fault) - pág. 23
- falla de ángulo alto - pág. 21
- falla de ángulo bajo - pág. 21
- falla de cabalgadura (thrust fault) - pág. 24
- falla de crecimiento - pág. 23
- falla de desplazamiento lateral (strike-slip fault) - pág. 20
- falla de desplazamiento lateral dextral (dextral strike-slip fault) - pág. 20
- falla de desplazamiento lateral sinistral (sinistral strike-slip fault) - pág. 20
- falla de sobrecorrimiento (overthrust fault) - pág. 24
- falla de soldadura (salt weld fault) - pág. 144, 149
- falla de transcurrencia - pág. 20
- falla de transcurrencia dextral - pág. 20
- falla de transcurrencia sinistral - pág. 20
- falla en flor - pág. 20
- falla en flor negativa - pág. 21
- falla en flor positiva - pág. 21
- falla inversa - pág. 21
- falla lítrica - pág. 22
- falla normal - pág. 21
- falla por desprendimiento - pág. 24
- falla sintética - pág. 22
- falla transformante - pág. 28
- falla transformante activa - pág. 28
- falla transformante muerta - pág. 28
- fallas maestras de primer orden - pág. 121
- fallas principales de primer orden - pág. 121
- fluido newtoniano - pág. 113
- fracturas "en échelon" - pág. 26
- fracturas conjugadas de cizalla de segundo orden - pág. 121
- fracturas de cizalla - pág. 17
- fracturas de desecación (mud cracks) - pág. 18
- fracturas de tensión - pág. 4.1
- fracturas de tensión en échelon - pág. 111
- fracturas escalonadas - pág. 26
- fracturas modo i - pág. 17
- fracturas modo ii - pág. 17
- fracturas modo iii - pág. 17
- fracturas por desecación - pág. 6
- fracturas por enfriamiento - pág. 6
- fuerza de cizalla - pág. 86

- fuerza normal - pág. 86
- fuerzas de cuerpo - pág. 85
- fuerzas superficiales - pág. 85
- geología estructural - pág. 2
- gouge - pág. 25
- graben - pág. 22
- hipótesis de griffith - pág. 117
- horst - pág. 22
- horst de tortuga (turtle horst) - pág. 147
- huellas de base - pág. 3
- huellas de carga - pág. 3
- huellas de corriente - pág. 3
- ichnofósil - pág. 4
- incompresibilidad - pág. 112
- indicadores cinemáticos - pág. 26
- intrusión de una ala de sal (salt wing intrusion) - pág. 146
- inversión tectónica - pág. 48
- inyección forzada - pág. 128
- lacolito - pág. 129
- lenguas de sal (salt tongues) - pág. 141
- lineaciones de minerales - pág. 37
- líneas de deformación nula - pág. 102
- líneas invariantes - pág. 102
- líneas pin (pin lines) - pág. 153
- longitud de onda dominante - pág. 32
- lopolito - pág. 130
- manto (sill) - pág. 128
- manto diferenciado - pág. 128
- manto múltiple - pág. 128
- mantos de sal (salt sheets) - pág. 141
- margen continental pasiva - pág. 22
- material continuo - pág. 1
- material de saint venant - pág. 112
- material elástico - pág. 111
- material plástico - pág. 112
- material viscoso - pág. 113
- materiales homogéneos - pág. 1
- mecanismos de plegamiento - pág. 40
- medio graben - pág. 22
- método de busk - pág. 67
- método de los tres puntos - pág. 12
- método del arco - pág. 67
- método de Fry – pág. 110
- microbrecha - pág. 25
- milonita - pág. 25
- modelado hacia adelante (forward modelling) - pág. 151
- módulo de rigidez - pág. 111
- napa (nappe) - pág. 24
- nomograma - pág. 64
- orientación de una línea (line trend) - pág. 9
- paredes de sal (salt walls) - pág. 141
- pares conjugados de fallas de cizalla - pág. 119
- pares conjugados de fracturas de cizalla - pág. 119
- patrón del afloramiento - pág. 10
- penetración por cabalgamiento (thrust piercement) - pág. 142
- penetración por erosión (erosional piercement) - pág. 142
- pitch de una línea (line pitch) - pág. 9
- plano axial - pág. 34
- planos invariantes - pág. 102
- planos principales de deformación - pág. 102
- planos principales de esfuerzo - pág. 91
- plegamiento forzado - pág. 41
- plegamiento pasivo - pág. 40
- plegamiento por deslizamiento flexural - pág. 40
- pliegue abierto - pág. 35
- pliegue apretado - pág. 35
- pliegue asimétrico - pág. 34
- pliegue cerrado - pág. 35
- pliegue de caja - pág. 35
- pliegue de hongo - pág. 35
- pliegue isoclinal - pág. 35
- pliegue por desprendimiento (buckle fold o "detachment fold") - pág. 40
- pliegue por flexión de falla (fault-bend folds) - pág. 41
- pliegue por propagación de falla (fault-propagation fold) - pág. 45
- pliegue por triángulo de cizalla (trishear folds) - pág. 46
- pliegue rollover - pág. 47
- pliegue simétrico - pág. 34
- pliegue suave - pág. 35
- pliegue, flanco - pág. 34
- pliegue, limbo - pág. 34
- pliegue, seno - pág. 34
- pliegue, valle - pág. 34
- pliegues "s" - pág. 37
- pliegues "z" - pág. 37
- pliegues angulares - pág. 35
- pliegues armónicos - pág. 36
- pliegues cabeza de serpiente (snake head folds) - pág. 42
- pliegues cilíndricos - pág. 35

- pliegues de arrastre - pág. 25, 37
 pliegues disarmónicos - pág. 36
 pliegues en chevrón - pág. 35
 pliegues kink - pág. 35
 pliegues paralelos - pág. 36
 pliegues relacionados con fallas - pág. 41
 pliegues similares - pág. 36
 pliegues superpuestos - pág. 40
 presión de poro - pág. 118
 presión intersticial - pág. 118
 presión litostática - pág. 86
 prismas basálticos - pág. 18
 profundidad del desprendimiento (depth to detachment) - pág. 14.4
 proyección estereográfica - pág. 73
 pug - pág. 25
 raft - pág. 147
 rake de una línea (line rake) - pág. 9
 red estereográfica de igual área o red de schmidt - pág. 73, 83
 red estereográfica meridional o red de wulff - pág. 73, 82
 regla de las v's - pág. 11
 relación de poisson - pág. 112
 rellenos de canal - pág. 5
 resistencia al cizalleo - pág. 115
 resistencia al cizalleo - pág. 118
 resistencia uniaxial a la tensión - pág. 117
 restauración de secciones (cross-section restoration) - pág. 151
 restauración geométrica (geometric restoration) - pág. 152
 restauración palinspástica (palinspastic restoration) - pág. 152
 restauración secuencial (sequential restoration) - pág. 153
 riedels - pág. 121
 rizaduras - pág. 4
 rizaduras de corriente - pág. 4
 rizaduras de oscilación - pág. 4
 rodillos de sal (salt rollers) - pág. 141
 rotación - pág. 99
 rumbo - pág. 9
 sábanas de sal (salt sheets) - pág. 141
 sal autóctona (allochthonous salt) - pág. 144
 sal autóctona (authochthonous salt) - pág. 144
 sal madre (mother salt) - pág. 144
 seudotaquilita - pág. 25
 sill - pág. 128
 sinclinal - pág. 33
 sinforma - pág. 33
 soldadura primaria (primary salt weld) - pág. 149
 soldadura secundaria (secondary salt weld) - pág. 149
 soldadura terciaria (tertiary salt weld) - pág. 149
 sólido de hooke - pág. 111
 stoping magmático - pág. 128
 tallos de sal (salt stems) - pág. 141
 técnicas visuales rápidas (quick-look techniques) - pág. 156
 tectónica - pág. 2
 tectónica de balsa (raft tectonics) - pág. 146
 tectónica de raft (raft tectonics) - pág. 146
 tendencia de una línea (line trend) - pág. 9
 toldo de sal por avance extrusivo (extrusive salt sheet) - pág. 145
 toldo por avance de un frente abierto (open front salt sheet) - pág. 145
 toldo por avance de una falla inversa (reverse fault salt sheet) - pág. 146
 toldos de sal (salt canopies) - pág. 141, 145
 transición quebradizo-dúctil - pág. 114
 translación - pág. 99
 troncos (stocks) - pág. 130
 troncos de sal (salt stocks) - pág. 141
 velocidad de deformación - pág. 113
 ventana tectónica - pág. 24
 vergencia - pág. 34
 vergencia dextral - pág. 34
 vergencia sinistral - pág. 54
 vesículas de gas - pág. 6
 viscosidad - pág. 113
 volcán cinerítico - pág. 131
 volcán en escudo - pág. 131
 volcán piroclástico - pág. 131
 xenolitos - pág. 128
 zona de alteración por calor - pág. 6
 zona de cizalla - pág. 19
 zona de falla - pág. 19
 zona de rift - pág. 22

GLOSARIO DE TÉRMINOS EN ESPAÑOL Y SU EQUIVALENCIA AL INGLÉS

- actitud de un plano (rumbo y echado) (strike and dip)
- actitud de una línea (dirección e intensidad del buzamiento) (trend and plunge)
- buzamiento de una línea (line plunge)
- charnela de un pliegue (fold hinge)
- clipa (klippen)
- comportamiento dúctil (dúctil behavior)
- comportamiento quebradizo (brittle behavior)
- depósitos presalinos (presalt deposits)
- depósitos subsalinos (subsalt deposits)
- discordancia (unconformity)
- discordancia angular (angular unconformity)
- discordancia erosiva (disconformity)
- discordancia erosiva litológica (nonconformity)
- discordancia paralela (paraconformity)
- echado (dip)
- echado aparente (apparent dip)
- echado verdadero (true dip)
- eje de un pliegue (fold axis)
- estiramiento (stretch)
- estría de falla (fault striae)
- falla de alivio (release fault)
- falla de ángulo alto (high angle fault)
- falla de ángulo bajo (low angle fault)
- falla antitética (antithetic fault)
- falla de cabalgadura (thrust fault)
- falla de crecimiento (growth fault)
- falla de desplazamiento lateral (strike-slip fault)
- falla de desplazamiento lateral dextral (dextral strike-slip fault)
- falla de desplazamiento lateral sinistral (sinistral strike-slip fault)
- falla de sobrecorrimiento (overthrust fault)
- falla de soldadura (salt weld fault)
- falla de transurrencia (transcurrent fault)
- falla de transurrencia dextral
- falla de transurrencia sinistral
- falla en flor (flower fault)

- falla en flor negativa (negative flower fault)
- falla en flor positiva (positive flower fault)
- falla inversa (reverse fault)
- falla lístrica (listric fault)
- falla normal (normal fault)
- falla por desprendimiento (detachment fault)
- falla sintética (synthetic fault)
- falla transformante (transform fault)
- falla transformante activa (active transform fault)
- falla transformante muerta (dead transform fault)
- fallas maestras de primer orden (first order master fault)
- horst de tortuga (turtle horst)
- intrusión de una ala de sal (salt wing intrusion)
- lenguas de sal (salt tongues)
- manto (sill)
- mantos de sal (salt sheets)
- napa (nappe)
- paredes de sal (salt walls)
- penetración por cabalgamiento (thrust piercement)
- penetración por erosión (erosional piercement)
- pitch de una línea (line pitch)
- pliegue por desprendimiento ("buckle fold" or "detachment fold")
- pliegue por flexión de falla (fault-bend folds)
- pliegue por propagación de falla (fault-propagation fold)
- pliegue por triángulo de cizalla (trishear folds)
- pliegue sobrerotado (rollover fold)
- pliegues cabeza de serpiente (snake head folds)
- rake de una línea (line rake)
- restauración de secciones (cross-section restoration)
- restauración geométrica (geometric restoration)
- restauración palinspástica (palinspastic restoration)
- restauración secuencial (sequential restoration)
- rodillos de sal (salt rollers)
- sábanas de sal (salt sheets)
- sal alóctona (allochthonous salt)
- sal autóctona (authochthonous salt)
- sal madre (mother salt)
- soldadura primaria (primary salt weld)
- soldadura secundaria (secondary salt weld)

- soldadura terciaria (tertiary salt weld)
- tallo de sal (salt stem)
- tectónica de balsa (raft tectonics)
- tendencia de una línea (line trend)
- toldo de sal por avance extrusivo (extrusive salt sheet)
- toldo por avance de un frente abierto (open front salt sheet)
- toldo por avance de una falla inversa (reverse fault salt sheet)
- toldos de sal (salt canopies),
- troncos (stocks)
- troncos de sal (salt stocks)