

Deformación de las Rocas

La **deformación** es un término general que se refiere a todos los cambios de forma o de volumen que afectan a un cuerpo rocoso. La mayor parte de las deformaciones ocurren a lo largo de los bordes de placas. Sabemos que la litósfera está formada por grandes unidades (placas) que se mueven unas en relación a las otras. Cuando las placas interactúan a lo largo de sus bordes las fuerzas tectónicas deforman las unidades de rocas afectadas.

Para entender como las fuerzas tectónicas deforman las rocas, veremos los conceptos de esfuerzo y deformación.

El “**esfuerzo**”, es la cantidad de fuerza que actúa sobre una unidad de roca para causar deformación, produciendo cambios de forma o de volumen.

El esfuerzo puede actuar de manera uniforme en la unidad de roca; es decir, en todas las direcciones. Este tipo de esfuerzo es debido a la presión litostática (Figura 1).

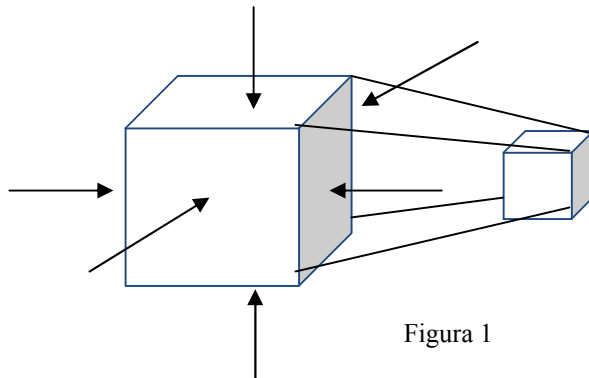


Figura 1

Por otra parte, se tienen los esfuerzos que se aplican de manera no uniforme; es decir, en direcciones diferentes, generando los esfuerzos diferenciales. Estos pueden ser: esfuerzos compresivos, tensionales y de cizalla.

Para analizar cómo actúan estos esfuerzos en las rocas, supongamos lo siguiente: una roca antes del esfuerzo, representada por un círculo, y los esfuerzos por pares de flechas. En el caso de que las flechas apuntasen una a la otra a lo largo de una misma línea, se tendrá la representación de un **esfuerzo compresivo**. Cuando la roca cede a la compresión, el círculo se comprimirá hasta convertirse en una elipse; en donde, el eje mayor de la elipse será perpendicular al eje de compresión (Figura 2).

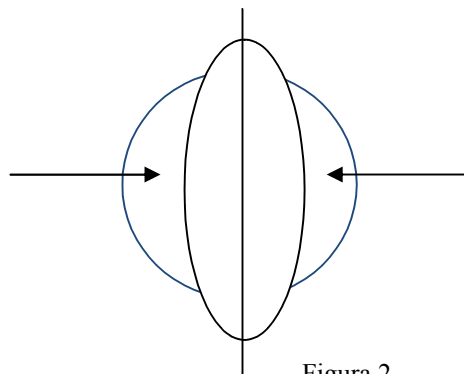


Figura 2

Cuando las flechas apuntan en sentidos opuestos, alejándose una de la otra, representarían **esfuerzos de tensión**. Esto dará como resultado que el círculo quede alargado en una elipse cuyo eje mayor queda en la misma línea que el eje de tensión (Figura 3).

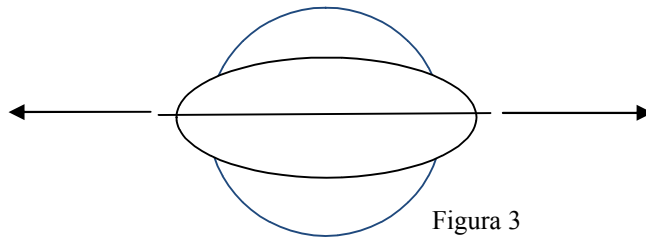


Figura 3

Un par de flechas paralelas que apuntan en sentido opuesto indica **esfuerzos de cizalla**. La acción de estos esfuerzos, deforma al círculo de referencia en una elipse, pero con la dimensión mayor de la misma en una dirección que es diagonal a la de las flechas de esfuerzo (Figura 4).

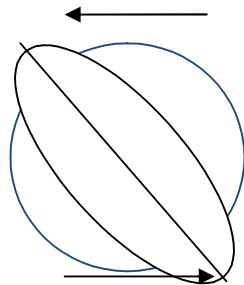


Figura 4

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose o fracturándose.

Los geólogos estructurales realizaron experiencias de laboratorio, bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades y sometieron a esfuerzo a distintos tipos de rocas. Aunque cada roca se comporta de una manera diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación de las rocas (Figura 5).

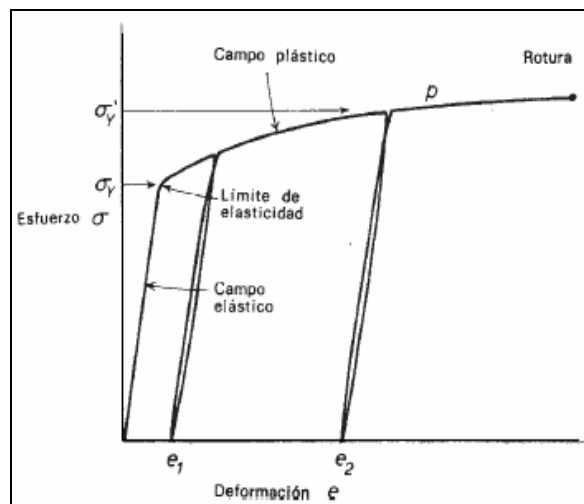


Figura 5

Los geólogos descubrieron que cuando se aplica un esfuerzo las rocas responden, primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la deformación elástica son reversibles, por ejemplo, como ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma original cuando cese el esfuerzo.

Una vez pasado el límite de deformación elástica, las rocas o bien se deforman plásticamente o se fracturan. La deformación plástica provoca cambios permanentes; es decir, el tamaño y la forma de una unidad de roca se altera para siempre mediante pliegues y flujo.

Los experimentos de laboratorio confirman la hipótesis según la cuál a presión y temperaturas elevadas que simulas las existencias en zonas profundas de la corteza, las rocas se deforman plásticamente, una vez superado el límite elástico. Las rocas que se deforman plásticamente plegándose y fluyendo se dice que son dúctiles.

Sin embargo las rocas estudiadas en condiciones superficiales, aunque también se deforman elásticamente, la mayoría se comportan como un sólido frágil y se fracturan una vez superado el límite elástico. Este tipo de deformación se llama fractura frágil.

Además de las condiciones ambientales, influye la composición mineral de las rocas. Por ejemplo las rocas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a romperse por fractura frágil, mientras que las rocas con enlaces moleculares débiles son dúctiles. Las rocas que contienen minerales poco resistentes como la halita, el yeso, el mármol y las lutitas se comportan de manera dúctil. En cambio la cuarcita, el granito y el gneis, que son rocas resistentes se fracturan cuando son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia.

Un factor imposible de reproducir en laboratorio es el tiempo geológico. Sabemos que si un esfuerzo se aplica rápidamente, como se hace con una piqueta, la roca se rompe o se fractura. Por otro lado esos mismos materiales pueden deformarse plásticamente si el esfuerzo se aplica durante un largo período de tiempo.

Fallas

Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable, el que puede variar desde centímetros a centenares de metros y kilómetros (por ejemplo la falla de san Andrés en California).

Clasificación de las fallas

1) **Fallas con desplazamientos verticales:** son fallas en las que el movimiento es paralelo al buzamiento (o inclinación) de la superficie de la falla. Los dos tipos principales de fallas con desplazamientos verticales son las de tipo **normal o directa** y las fallas **inversas**.

En las fallas de tipo normal o directa, el bloque de techo ha descendido en relación con el piso (Figura 6). Estas fallas son predominantes en los centros de expansión donde se produce la divergencia entre las placas litosféricas.

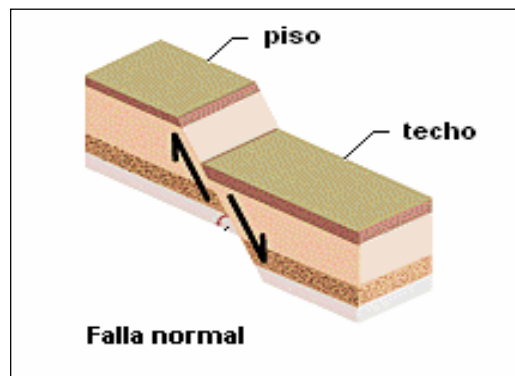


Figura 6

Debido al movimiento descendente del techo, estas fallas provocan el alargamiento o la extensión de la corteza. La extensión varía desde el metro a decenas de kilómetros.

Las fallas inversas son aquellas en donde el techo se mueve hacia arriba en relación con el piso (Figura 7).

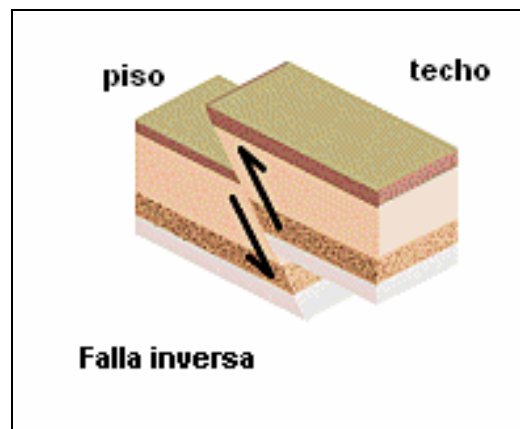


Figura 7

Las fallas inversas presentan por lo general un ángulo de buzamiento mayor de 45°. Cuando dicho ángulo es menor de 45°, las fallas inversas pasan a ser **cabalgamientos**.

Dado que el techo se mueve hacia el arriba y sobre el bloque del piso, las fallas inversas y los cabalgamientos reflejan un acortamiento de la corteza.

A diferencia de las fallas normales, las inversas son el resultado de esfuerzos compresivos. En estos ambientes los bloques de las placas litosféricas se desplazan uno hacia el otro. Es típico de zonas de subducción y bordes en donde las placas están colisionando.

Las fuerzas compresivas producen por lo general pliegues asociados con fallas. Ej.: Los Alpes, el Himalaya, las Rocallosas septentrionales y los Apalaches. (las rocas más antiguas se superponen sobre las rocas más jóvenes).

2) **Fallas con desplazamiento Horizontal**: son fallas de gran tamaño por lo que tienen trazas visibles en superficie. Se denominan **Fallas Transcurrentes**. Ej.: la falla de San Andrés en California.

El movimiento de los bloques puede tener cualquiera de los dos sentidos (Figura 8).

- Fallas Transcurrentes Dextral.
- Fallas Transcurrentes Sinistral.

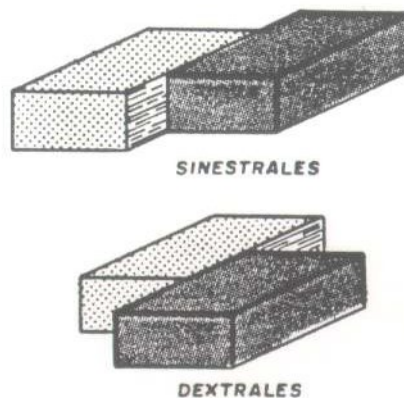


Figura 8

3) **Fallas Oblicuas**: son fallas con una dirección de movimientos intermedia entre las fallas con desplazamiento vertical y las fallas transcurrentes, se denominan "**Fallas con desplazamiento Oblicuo**" (Figura 9).

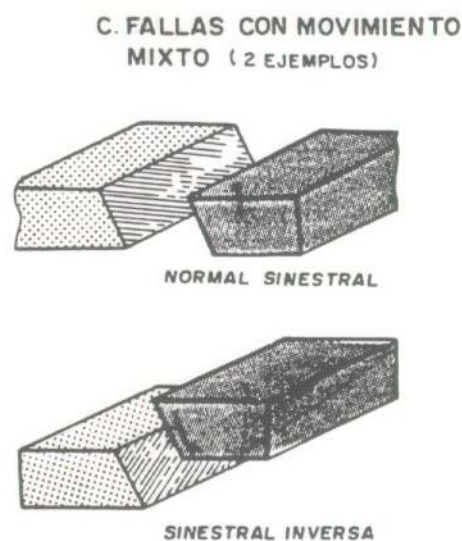


Figura 9

Expresión superficial de una falla

La **Falla Normal** se expresa en una abrupta parte llamada escarpa de falla. Las **Fallas Normales** a menudo se encuentran asociadas pero con *labios hundidos* ó *levantados opuestos*. El resultado es un

bloque fallado hundido llamado **Fosa Tectónica** o **Graben** que queda entre las fallas o un bloque levantado llamado **Pilar Tectónico** ó **Horts** (Figura 10).

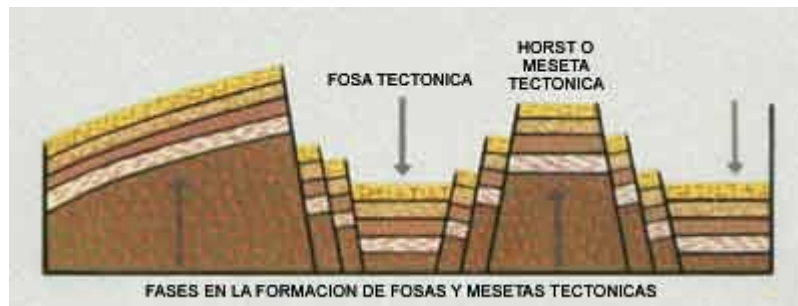


Figura 10

Reconocimiento de una falla

1. Discontinuidad de los estratos.
2. Superficies pulidas y estriadas —————> Espejos de fricción.
3. Material Triturado.

Pliegues

Son ondulaciones producidas en rocas sedimentarias y volcánicas planares o en rocas metamórficas de bajo grado por *esfuerzos de compresión horizontal* (generalmente durante la formación de montañas), que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza.

Generalmente consisten en una alternancia de **Anticlinales** y **Sinclinales**.

- Un **anticlinal** es un pliegue curvado hacia arriba, en el cual los estratos buzan alejándose de la línea central (el prefijo anti = lejos).
- Un **sinclinal** es un pliegue curvado hacia abajo (el prefijo sin = juntos), los estratos buzan hacia la línea central.

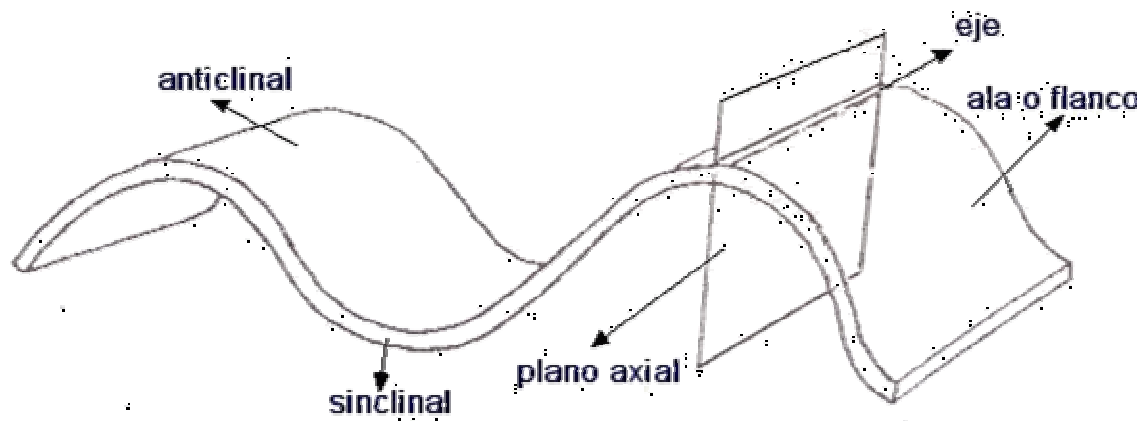


Figura 11

Terminología usada para nombrar las partes de un pliegue

- Los lados de un pliegue se denominan "**flancos ó alas**" (Figura 12).
- Una línea trazada a lo largo de los puntos de máxima curvatura de cada estrato se llama "**eje del pliegue**", el que puede tener distinta inclinación (Figura 12).
- El "**plano axial**" es una superficie imaginaria que divide un pliegue de la manera más simétrica posible (Figura 12).

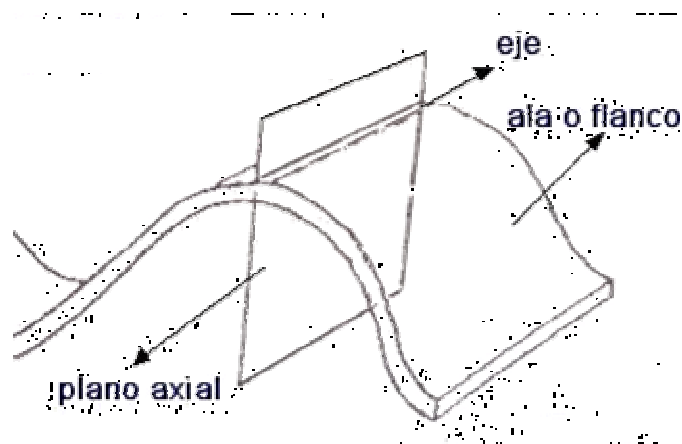


Figura 12

Tipos de Pliegues

Los dos tipos de pliegues más comunes son los **anticlinales** y los **sinclinales**. De acuerdo a su orientación estos pliegues básicos pueden ser:

- **Simétricos:** cuando los flancos a ambos lados del plano de axial divergen con el mismo ángulo (Figura 13).

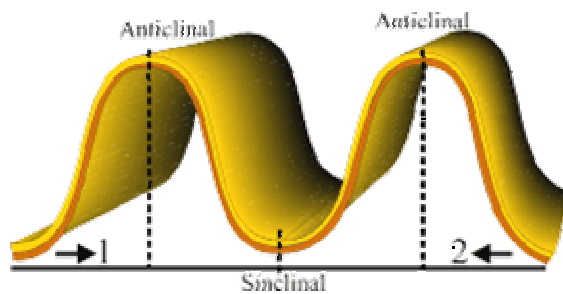


Figura 13

- **Asimétricos:** *Volcado ó Acostado*, si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical, la superficie axial ha quedado en posición horizontal (Figura 14).

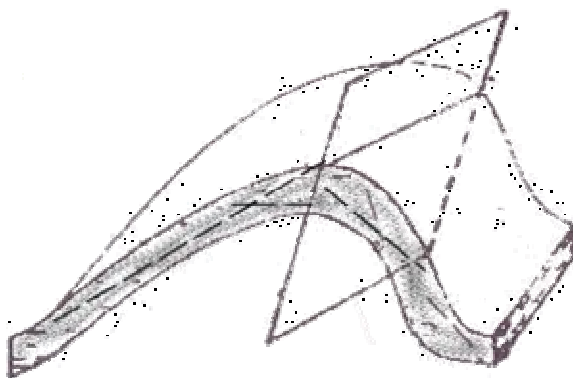


Figura 14

Los pliegues no se extienden indefinidamente, en algunos el eje del pliegue penetra en el terreno, tienen *inmersión*, tanto los anticlinales como los sinclinales y el pliegue se denomina **Pliegue de Inmersión** (Figura 15). Ej.: Montañas del Jurásico de Francia y Suiza, las provincias de Valley and Ridge de los Apalaches.

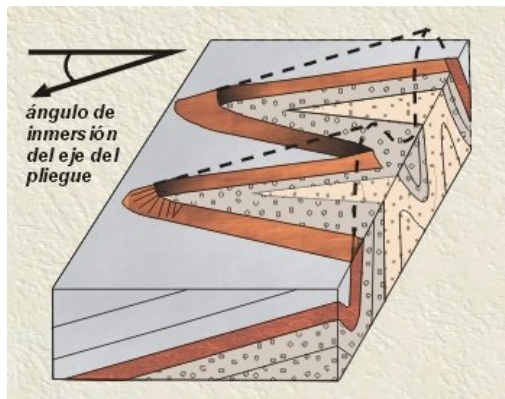


Figura 15

Pliegues Verticales

Si el plano axial es vertical. Pueden ser Anticlinales y Sinclinales (Figura 16).

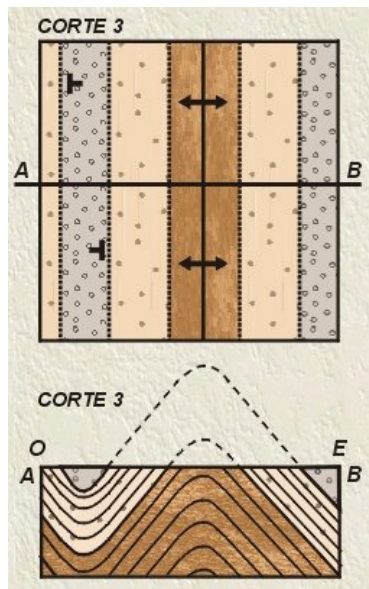


Figura 16

Pliegues Inclinaos

Si el plano axial es inclinado, el ángulo de inclinación es suave respecto de la vertical (Figura 17).

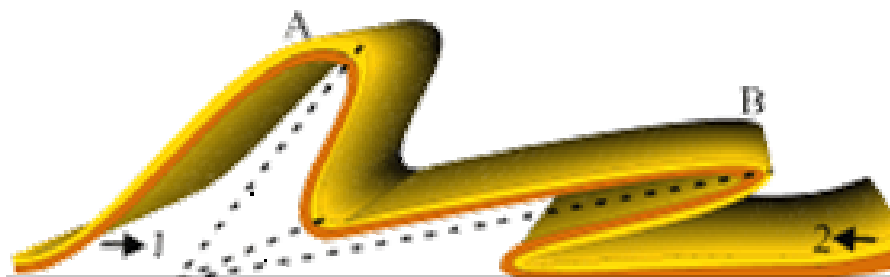


Figura 17: A: Pliegue inclinado; B: Pliegue Acostado.

Pliegues Recumbentes ó Acostados

El pliegue ha sido invertido hasta el punto de que las superficies axiales han quedado en posición horizontal (Figura 17).

Pliegues Isoclinales

Son aquellos pliegues en los que los flancos han quedado en una relación paralela. Estos pueden ser *Verticales* y *Acostados* (Figura 18).

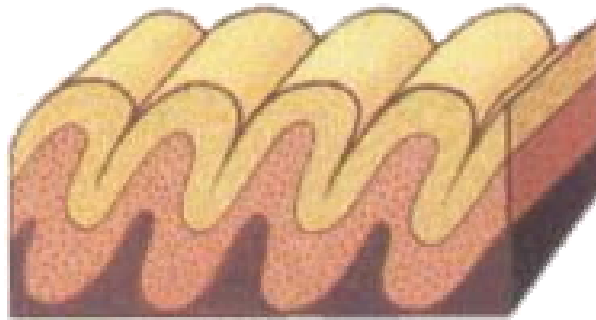


Figura 18

Pliegues Monoclinales

Es un único pliegue o una flexión en una serie de estratos horizontales. A diferencia de los anticlinales y sinclinales que tienen dos flancos, los monoclinales solo tienen uno. Ej.: la llanura del Colorado (Estados Unidos).

Se cree que estos pliegues son consecuencia del movimiento de fallas casi verticales que afectan a rocas del basamento. Mientras que el basamento rígido responde al esfuerzo vertical fracturándose, los estratos sedimentarios relativamente flexibles situados encima se deforman mediante plegamientos (Figura 19).

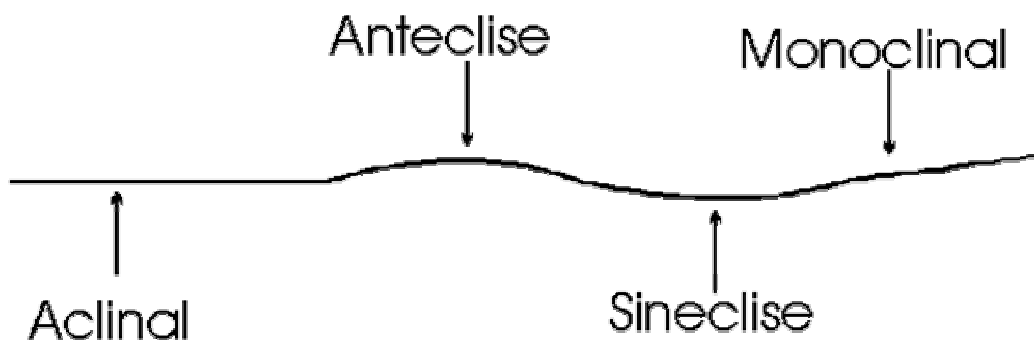


Figura 19

Domos y Cubetas

Otro tipo de deformación plegada observado en estratos sedimentarios es el **Domo Estratigráfico**, que es un abovedamiento circular o elíptico de estratos.

Pueden ser producidos por:

- Intrusión del magma (lacolitos) —————> Domo lacolítico.
- Intrusiones salinas —————> Domo de sal.

En determinadas regiones de estratos sedimentarios muy potentes, capas de halita enterradas a profundidad por efecto de la presión de los estratos suprayacentes ascienden. Esas columnas de sal o diapiros van penetrando en los estratos de encima y finalmente se estabilizan. Estas estructuras pueden tener una extensión vertical de varios kilómetros y solo 1 ó 2 km de diámetro. Ej.: llanura costera del Golfo de Estados Unidos.

Las estructuras descendentes se denominan **Cubetas**. Se creen que son consecuencia de grandes acumulaciones sedimentarias cuyo peso hizo que la corteza se hundiera. Ej.: las cuencas de Michigan e Illinois.

Dialcasas

Las diaclasas son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable (Figura 20). Pueden ser el resultado de:

- Dilatación Negativa: por ejemplo cuando coladas de lavas, diques y mantos igneos se solidifican → Diaclasamiento columnar.
- Dilatación: (disminución de la presión de confinamiento), a medida que la masa cortical va ascendiendo y la roca suprayacente es eliminada por denudación, la presión de confinamiento disminuye, la roca se expande y su densidad se reduce. Diaclasamiento en lajas o lajamiento.



Figura 20

Otro tipo de diaclasa puede ser el resultado de ciclos de **humedad-deseccación** en sedimentos finos, se denominan **Grietas de desecación**.

Son placas de contornos rectangulares, pentagonales y hexagonales, separados por grietas verticales (Figura 21).



Figura 21

Las diaclasas suelen aparecer en grupos con orientaciones aproximadamente paralela, la mayoría de ellas son el resultado de la fracturación frágil de unidades rocosas localizadas en la corteza más externa (Figura 22).

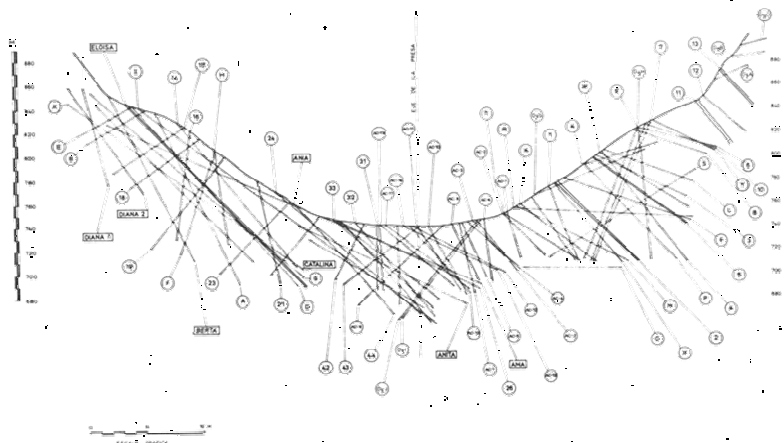


Figura 22: Sistemas de diaclasas.