



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Apuntes de Geología Estructural con
ejercicios**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A:

Laura del Carmen Trigueros Salazar

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Ing. José Luis Arcos Hernández



Ciudad Universitaria, Cd. Mx.2018

Capítulo 1 Introducción.....	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Antecedentes	1
1.3 Generalidades.....	2
1.4 Definiciones	5
1.5 Estructura geológica.....	7
1.6 Ejercicios.....	11
CAPITULO 2 Orientación de planos y rectas.....	17
2.1 Definiciones	17
2.2 Orientación de una recta	18
2.3 Orientación de un plano	19
2.4 Notaciones para rumbo y echado	23
2.5 Análisis estructural de diversos cuerpos geológicos	25
2.6 Ejercicios.....	30
CAPITULO 3 Red estereográfica.....	33
3.1 Relaciones geométricas.....	35
3.2 Ejercicios.....	36
CAPITULO 4 Fallas y Pliegues.....	38
4.1 Pliegues.....	38
4.2. Clasificación de pliegues	40
4.3 Estructuras asociadas al plegamiento.....	44
4.4 Mecanismos de plegamiento.....	47
4.5 Fallas	48
4.6 Teoría Andersoniana.....	49
4.7 Definiciones	50
4.8 Clasificación de fallas	51
4.10 Fracturas y diaclasas	56
4.11 Principales indicadores cinemáticos en campo	59
4.12 Materiales asociados al movimiento de las fallas	62
4.13 Ejercicios.....	64
Capítulo 5 Tectónica de sal.....	70

5.1 Propiedades de la sal y la reología	70
5.2 Estructuras salinas.....	71
5.3 Características de las estructuras salinas en el Golfo de México.....	74
5.4 Diapirismo pasivo y reactivo	77
5.5 Pliegues, fallas y depocentros asociados a la sal.....	78
5.6 Ejercicios.....	79
CAPITULO 6 Esfuerzo.....	80
6.1 Clases de estado de esfuerzo	81
6.2 Componentes del esfuerzo	83
6.3 Estado de esfuerzo, tensor de esfuerzo y elipsoide esfuerzo.....	84
6.4 Circulo de Mohr para esfuerzos	86
6.5 Circulo de Mohr para el estado de esfuerzo plano	88
6.6 Ejercicios.....	91
CAPITULO 7 Deformación.....	93
7.1 Principales componentes de la deformación.....	94
7.2 Análisis de la deformación.....	94
7.3 Elipsoide de deformación	97
7.4 Deformación finita e infinitesimal	98
7.5 Diagrama de Flinn.....	99
7.6 Casos especiales de la deformación homogénea.....	100
7.7 Ejercicios.....	102
CAPITULO 8 Relaciones esfuerzo-deformación.....	105
8.1 Mecánica de rocas.....	106
8.2 Propiedades físicas y mecánicas de los materiales rocosos	110
8.3 Criterios de ruptura	113
8.4 Modelos teóricos para el origen de fallas y fracturas.....	117
8.5 Ejercicios.....	120
CAPITULO 9 Secciones geológico estructurales.....	122
9.1 ¿Cómo se hace un mapa geológico?	122
9.2 ¿Qué es una sección o corte geológico y como se construye?.....	123
9.3 Métodos de reconstrucción de secciones geológicas	124
9.4 Ejercicios.....	128

CAPITULO 10 Estado de esfuerzos en cuerpos ígneos.....	133
10.1 Propiedades físicas del magma	135
10.2 Dilatación y emplazamiento de diques y sills	139
10.3 Formas de los cuerpos ígneos	142
10.4 Ejercicios.....	150
11. Conclusiones.....	153
Apéndice.....	154
Bibliografía.....	201

Resumen

El presente trabajo fue elaborado con el objetivo de proveer un cuaderno de apuntes de Geología Estructural, el cual abarca los temas del temario de la asignatura y sirve como un complemento y guía para los alumnos. Otro de los objetivos de este trabajo es resaltar la importancia y relación de la geología estructural en diversas áreas de Ciencias de la Tierra, mediante los casos de estudios aquí presentados, donde la Facultad de Ingeniería en colaboración con empresas privadas y el sector público ha participado.

Cada capítulo está compuesto por un breve resumen de los temas más importantes que lo componen, está acompañado de diversos tipos de ejercicios (teóricos, prácticos, etc.) y al final de este cuaderno, se anexa el apéndice, el cual contiene la solución y resolución de los ejercicios, así como varios casos de estudio.

Abstract

The present work was elaborated with the objective to provide a notebook of Structural Geology, which covers the topics of the subject syllabus and as a complement and guide for the students. Another objective of this work it's to highlight the importance and the relationship of the structural geology in different earth science areas, through the case studies presented here, where the faculty of engineering in collaboration with private and public companies has participated

Each chapter contains a brief description of the most important themes, followed by several exercises (theoretical, practical, etc.). At the end of this notebook, the appendix is attached, which contains the solution and resolution of the exercises, as well as several case studies.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por mi formación académica y por el gran honor de pertenecer a esta gran institución.

A mi comité de titulación, el Ingeniero José Luis Arcos, Ing. Jorge Nieto Obregón, M. en C. Noe Santillán Piña, Ing. Gabriel Salinas Calleros y M. en C Yoalli Bianii Hernández Marmolejo.

A mis profesores: Adan Castro Flores, Ana Yantzin Pérez Cortes, José Antonio Espriú, Dante Morán Zenteno, Elena Centeno García, Edith Fuentes, José Ricardo Padilla Ana Gabriela Magaña y Martin Gritch.

A mi madre, por el simple hecho de ser la mujer quien me dio la vida y me dio lo mejor de ella, quien me enseñó las lecciones más trascendentes de mi vida, para ti no tengo más que mi gratitud y mi amor eterno.

A mi abuela quien junto con mi madre siempre serán las mujeres más importantes en mi vida, mi ejemplo a seguir. Tú siempre serás para mí algo más que una abuela, fuiste mi amiga, mi guía, mi maestra, mi segunda madre, sin ti yo no estaría aquí y esto es para ti, donde quiera que estés abue, espero que este orgullosa de mi.

A mis tíos gracias por su apoyo en todo momento y por todos esos momentos que compartimos junto con mis primos en nuestras tiernas infancias, sin ustedes yo no estaría aquí.

A mi hermano por ser más que eso, por ser mi maestro, mi amigo y hasta mi padre, por tus sabios consejos, por siempre impulsarme a ser mejor persona y profesionista, por luchar por lo que se quiere y hacer realidad los sueños, por enseñarme y llevarme a lugares que jamás pensé que iría y a retarme a mí misma para dar siempre lo mejor de mí.

Y por último a mis amigos, que para mí son mi segunda familia, esa que la vida te pone en el camino, que te acompaña en todo momento, que son tus cómplices y alcahuetes, tus paños de lágrimas en las horas más tristes, te dan ánimos para seguir y apoyan tus ideas más disparatadas, ustedes saben quienes son, gracias por su cariño en todos estos años, por ser simplemente ustedes.

Capítulo 1 Introducción

1.1 Objetivos

Este trabajo tiene como objetivos principales, fomentar el autoaprendizaje en los estudiantes de Geología Estructural y alumnos de Ciencias de la Tierra, mediante el presente material didáctico y con ello lograr un reforzamiento de los conocimientos, a través de ejercicios prácticos, teóricos y proyectos ingenieriles o casos de estudio, en los cuales se resalta la importancia y aplicaciones de la Geología Estructural en México. Otro de los objetivos del presente trabajo es de proveer al estudiante un material escrito en español, el cual no solo cubre en su totalidad el temario actual de la materia, si no también, al estar escrito en español, permite al alumno acceder de una manera sencilla al estudio de la geología estructural.

1.2 Antecedentes

El libro de Ejercicios de Geología Estructural de Arellano Gil (*Arellano et al., 2002*) y los libros de Geología Estructural (*Padilla 2013*) y Elementos de Geología Estructural (*Padilla 1996*)(ya no se edita mas) pueden considerarse como los únicos libros en español (no son traducciones al español) elaborados por ingenieros mexicanos, los cuales abarcan de una manera general los aspectos más importantes de la geología estructural y con ejemplos representativos de la aplicación de los estudios geológicos en México.

En una búsqueda en las principales bibliotecas de Ciudad Universitaria, se encontraron diferentes libros de geología estructural, pero la mayoría eran de habla inglesa y otros eran traducciones al español.

Son pocas las fuentes fidedignas en español, lo más preocupante es que estas, son ediciones del siglo pasado, donde los conceptos, el lenguaje e imágenes, se han vuelto casi obsoletos, siendo esto una limitante en el aprendizaje, ya que el alumno debería contar con una amplia gama de publicaciones científicas actuales en diferentes idiomas, donde no solo se propagan ejercicios sino también, la solución y resolución de estos, así como ejemplos de proyectos en los cuales se aplican estos conocimientos.

El alumno debe de tener habilidades y contar con herramientas que le permitan transmitir, plasmar y comunicar ideas de manera clara y concisa, no solo en el ámbito escolar, sino también, en diferentes ámbitos interdisciplinarios en los cuales se requerirán de sus conocimientos. Por lo tanto, la resolución de los ejercicios tienen esa finalidad, que el alumno vaya desarrollando esas habilidades y creando sus propios métodos de trabajo y análisis de acuerdo a las diferentes necesidades o escenarios que en cada ejercicio se presentan.

1.3 Generalidades

Las estructuras geológicas son el resultado y reflejo de la deformación natural del sistema complejo que es la tierra. Para poder identificarlas y entenderlas se necesitan observaciones y mediciones en campo, las cuales tienen por objetivo el análisis de las rocas deformadas y las estructuras que forman, que representan de manera directa una fuente de información; estas observaciones, mediciones y descripciones deben realizarse de manera cuidadosa ya que estas son las llaves para entender los procesos naturales de deformación.

También existen los métodos indirectos de observación como los métodos de teledetección, entre los cuales se incluyen: información satelital, topografía sísmica, las cuales han cobrado una gran importancia para la elaboración de mapas, descripción de estructuras, deformación tectónica. Los modelos numéricos nos permiten representar las deformaciones de las rocas, permitiéndonos controlar varios parámetros y propiedades los cuales influyen en la deformación. Los experimentos y la modelación numérica no solo permite entender las condiciones internas y externas que controlan la deformación, también nos proporcionan información de cómo la deformación evoluciona.

Teledetección y geodesia

Las imágenes satelitales y las ortofotos o fotos aéreas son de gran utilidad ya que muestran de forma directa y clara rasgos de la superficie de la terrestre (Figura.1), permitiendo mapear estructuras así como sus rasgos más representativos, aunque las fotografías aéreas no tienen las características geométricas y de referenciación geográfica necesarias en los trabajos cartográficos.



Figura 1. Las ortofotos al ser representaciones fotográficas de zona de la superficie terrestre, donde todos los elementos presentan misma escala, libre de errores y deformaciones, tienen la misma validez de un plano cartográfico. (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2017. Mayo 16)

Por medio de procesos fotogramétricos, las imágenes son corregidas para cumplir con un conjunto de especificaciones hasta obtener ortofotos digitales, que son fotografías rectificadas, corregidas geoméricamente y radiométricamente y con geo-referencia. En la neotectónica INSAR (Radar Interferométrico de Apertura Sintética) es una herramienta muy útil que usa imágenes satelitales, para generar cartas de deformación de superficie y elevaciones, usando diferentes fases de las ondas retornantes al satélite activo. (Fossen, 2010, p.6)

Modelo Digital de Elevación (DEM) Sistemas de Información Geográfica (SIG) y Google Earth

La información obtenida en campo puede ser combinada con datos de elevación del terreno y otro tipo de información digital los Sistemas de Información Geográfica (Figura.2), ya que se puede combinar observaciones hechas en campo, mapas geológicos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, información gravitacional, información magnética, cálculos estadísticos, etc.

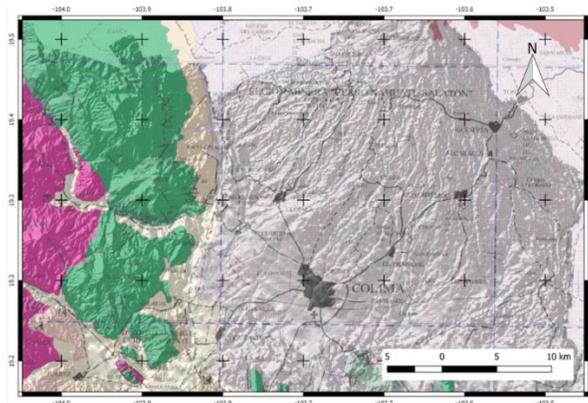


Figura 2. GIS del estado de Colima (Avendaño E. en proceso)

Un modelo de elevación digital (DEM) es una representación digital de la topografía y de la forma de la superficie (Figura 3), pero este puede ser hecho para cualquier superficie geológica o una interfaz que puede ser mapeada en tres dimensiones. Las superficies mapeadas desde cubos sísmicos ahora son presentadas como DEM's y pueden ser fácilmente analizados en términos de su geometría y orientaciones. (Fossen, 2010, p.8)

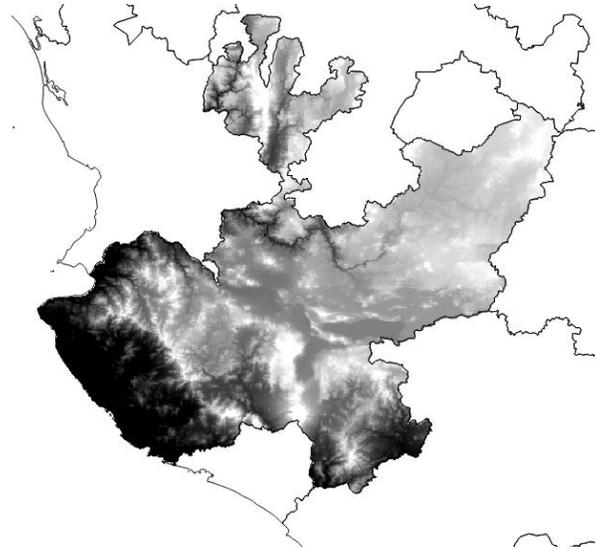


Figura 3. DEM del estado de Jalisco (Avendaño E. en proceso)

Información sísmica

El mapeo de las estructuras en el subsuelo y los datos sísmicos han revolucionado nuestra comprensión sobre la geometría de los pliegues y las fallas. Aparte de la información que ha sido colectada con fines académicos, la mayoría de la información, proviene de la exploración de petróleo y gas. La sísmica marina de reflexión es colectada mediante el uso de barcos, donde una fuente de sonido (una pistola de aire) generando olas de sonido, las cuales penetran los estratos que conforman el fondo oceánico. La información sísmica también puede ser recolectada en tierra mediante geófonos, los cuales son enterrados y miden las ondas que son generadas por fuentes energéticas como explosivos y/o camiones vibradores. Esta información es recolectada y procesada por computadoras, generando imágenes sísmicas del subsuelo (Fossen, 2010, p.9)

Esta información puede ser procesada de diferentes maneras dependiendo principalmente del objetivo del estudio. Otros aspectos a considerar en la prospección sísmica son: la distancia del detector a la fuente, el tamaño de la longitud de onda, el tamaño del cuerpo, el ruido y la resolución sísmica. Existen métodos sofisticados para analizar los datos y visualizarlos en 3D, permitiendo visualizar con mayor claridad las estructuras que están en el subsuelo, hacer interpretaciones y generar mapas de contornos, secciones geológicas, etc.

Modelamiento numérico

El uso de herramientas matemáticas como MATLAB en el modelamiento numérico de los procesos geológicos, se han vuelto de gran importancia, ya que permiten la modelación de los cambios de estrés durante un fallamiento o plegamiento de los cuerpos rocosos, así como la formación de las fracturas en las rocas durante su deformación plástica. Para poder obtener este

modelo numérico se necesita un buen modelo estadístico ya que sin este, no se obtendrá el modelo deseado a pesar de que se cuente con un buen software de programación numérica.

1.4 Definiciones

Geología estructural

Es la rama de la Geología que se encarga del estudio de las características estructurales de las masas rocosas que forman la corteza terrestre, de la distribución geográfica de tales características, del tiempo geológico y de las causas que las originaron (Arellano et al., 2002)

Tectónica

Del griego *Τεκτων* *tekton* que significa constructor, originalmente se definió a la tectónica como la rama de la geología enfocada al estudio de la estructura de la litósfera, en particular al estudio de las cadenas orogénicas, al estudio de los cratones y sus márgenes (Centeno, E. 2011).

Junto con la geología estructural están relacionados en la construcción, dando como resultado la litosfera terrestre, así como la generación de movimientos, los cuales que cambian la forma exterior de nuestro planeta y explican el origen de las cadenas orogénicas, cratones, etc. La tectónica está conectada con procesos externos y a menudo con procesos regionales que generan un conjunto de características estructurales en un área o región (Fossen, H.2010).

Glacio-tectónica: Es la deformación de los sedimentos y el basamento rocoso como producto de una capa de hielo que avanza. En este caso es la fuerza de empuje del hielo que genera la deformación, particularmente donde la base del glaciar está congelada (Fossen, H.2010).

Tectónica de sal: Es aquella deformación generada o causada por movimientos verticales (la mayoría de las veces) de sal a través de la sobrecarga (Fossen, H.2010). La tectónica de sal y la galicotectónica son principalmente impulsados por la gravedad, sin embargo la tectónica de sal está fuertemente relacionada con la tectónica de placas.

El término de tectónica gravitacional es generalmente restringida a los deslizamientos de grandes porciones de rocas y sedimentos, como depósitos de margen continental, que yacen sobre sal o que están sobrecargados. La deformación no tectónica, se refiere a la compactación de sedimentos y rocas sedimentarias debidas a la carga de estratos más jóvenes.

Neo tectónica: se ocupa de estudiar los movimientos más recientes en el tiempo geológico de la corteza, así como las fuerzas y deformaciones generados por estos movimientos (Fossen, H.2010).

Micro tectónico: se encarga de la descripción a micro escala de la deformación en estructuras que son visibles bajo microscopio. El resultado de la deformación de una estructura depende del material inicial, de su textura y estructura (Fossen, H.2010).

Sedimentología: Es el estudio de los procesos de formación, transporte y depositación de material, el cual se acumula como sedimentos en ambientes ya sea marinos o continentales y eventualmente formara rocas sedimentarias (Nichols. G. 1999).

Estratigrafía: Es la ciencia que trata del estudio e interpretación de los estratos (de cualquier litología); sus relaciones espaciales, en sentido vertical y horizontal (correlación de las unidades estratigráficas) y sus relaciones temporales (edad de la roca) (Domínguez I.2014)

Petrología: es una rama de la geología que se encarga del estudio del origen de las rocas, propiedades físicas, químicas, mineralógicas, etc. Desde el punto de vista genético y sus relaciones con otras rocas (Best M. 2003)

Mecánica del medio continuo: es una rama de la Mecánica en la cual se propone un modelo unificado para la mecánica de solidos deformables, solidos rígidos y fluidos. El término de medio continuo se usa tanto para designar un modelo matemático, como cualquier porción de material cuyo comportamiento se puede describir adecuadamente por ese modelo (Malven. E. 1969).

Mecánica de rocas: se ocupa del estudio teórico y práctico de las propiedades y comportamiento mecánico de los materiales rocosos, y de su respuesta ante la acción de fuerzas aplicadas en su entorno físico (González de Vallejo et al, 2002).

Mecánica de suelos: es una disciplina de la ingeniería que tiene por objetivo el estudio de una serie de métodos que conducen directa o indirectamente al conocimiento del suelo en los diferentes terrenos sobre los cuales se van a erigir estructuras de índole variable (González de Vallejo et al, 2002).

Geodinámica: es una rama de la geología que estudia las fuerzas que intervienen en los procesos dinámicos de la tierra. (Martínez, R.2003)

1.5 Estructura geológica

Es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos. Las estructuras geológicas presentan características geométricas distintivas y otros rasgos de los que sobre salen: la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, tipo de material, su distribución geográfica, etc. Las estructuras geológicas de acuerdo a su origen y sus características se dividen en primarias y secundarias (Tabla1).

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS			
PRIMARIAS		SECUNDARIAS	
ROCAS ÍGNEAS		ROCAS SEDIMENTARIAS	CUALQUIER TIPO DE ROCA
INTRUSIVAS	EXTRUSIVAS	ESTRATIFICACIÓN: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Cruzada ▪ Tabular ▪ Convoluta ▪ Gradada ▪ Lenticular ▪ Flaser 	Pliegues: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Anticlinal ▪ Sinclinal ▪ Anticlinorio ▪ Sinclinorio ▪ Monoclinal ▪ Homoclinal
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Dique ▪ Manto ▪ Lacolito ▪ Batolito ▪ Facolito ▪ Lopolito ▪ Tronco ▪ Diaclasa 	DERRAMES O COLADAS: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Acordeada ▪ AA ▪ Pahoehoe ▪ en bloque ▪ Pillow lava 		
	VOLCANES	IMBRICACIÓN LAMINACIÓN MARCAS DE CARGA HUELLAS DE LLUVIA MARCAS DE BASE GRIETAS DE DESECCACIÓN	FALLAS: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Normal horst graben ▪ Inversa cabalgadura sobrecojimiento napa kippe ▪ Lateral izquierda derecha
	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Escudo ▪ Estratovolcán ▪ Cinerítico ▪ Maar 	RIZADURAS: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Oscilación ▪ Corriente 	
	DOMO CALDERA DIACLASA VESÍCULA PISOLITO	ESTRUCTURAS ORGÁNICAS: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Estromatolitos ▪ Galerías ▪ Arrecifes 	FRACTURAS FOLIACIÓN

Tabla 1 Principales características de las estructuras primarias y secundarias (Arellano et al., 2002).

Estructura primaria

Son aquellas que se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento (Figura 4). Son características singenéticas de las rocas, es decir estas características están presentes antes de la formación. Las estructuras primarias pueden estar presentes en rocas sedimentarias e rocas ígneas. Debido a su forma, arreglo, geometría y tipo de roca son de gran importancia para la interpretación de facies, ambiente de depósito, procesos de sedimentación o emplazamiento, para identificar polaridad (base y cima de las capas). (Arellano, 2002, p.7).

Algunas de las características distintivas (forma y geometría) se conservan aun cuando las rocas son sometidas a esfuerzos y se deforman, estas secuencias deformadas se utilizan como referencia para la interpretación de los estilos, magnitud, fases de deformación y sentido de los tipos de esfuerzo que la originaron.

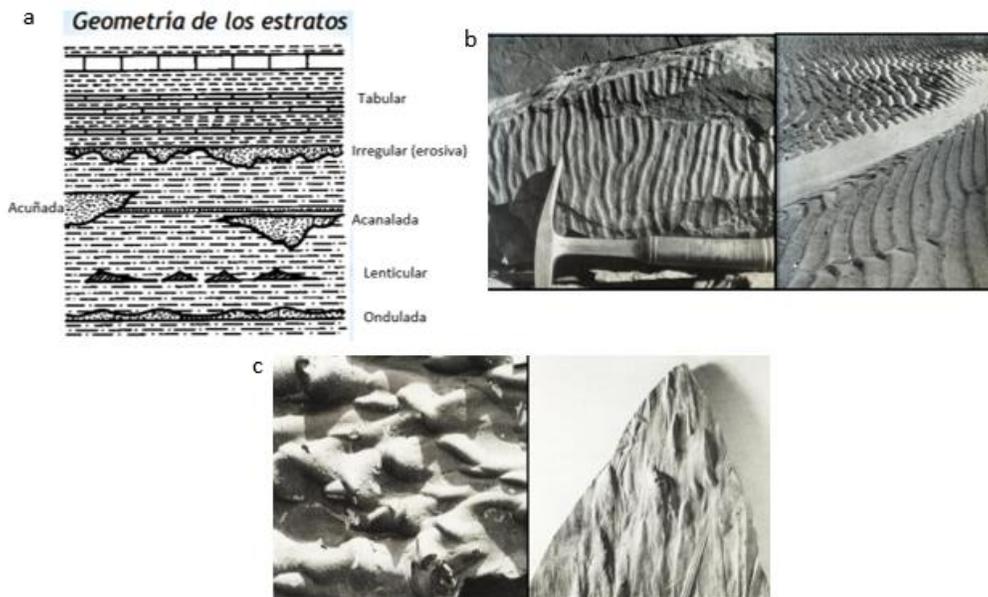


Figura 4. La figura a clasifica a los estratos en base a su geometría. La imagen b muestra calcos de surcos y marcas de arrastre, las cuales sirven para hacer una clasificación en la base del plano de estratificación; la imagen c corresponde a rizaduras simétricas y rizaduras asimétricas las cuales se utilizan para delimitar la superficie del plano de estratificación. (Vera M. 2016)

Estructuras primarias de origen ígneo

La vesicularidad es una estructura primaria que se forma por la separación de la fase gaseosa de la fase líquida del magma al disminuir la presión sobre éste, es decir, al ascender a la superficie, figura 5.



Figura 5. Se observa un basalto con abundantes vesículas, la mayoría se ubica en la cima [Fotografía de José Arcos] (Ciudad Universitaria, México, 2017).

Esta estructura se puede utilizar como un indicador de polaridad de capa. Las vesículas tienden a acumularse hacia la cima de la capa de basalto por su menor densidad, teniéndose entonces pocas vesículas hacia la base y de menor diámetro (Figura 6), mientras que hacia la cima se tienen más vesículas y de mucho mayor tamaño. Cuando la acumulación de gas es importante y la vesícula es muy grande se alcanza a observar dentro de ésta un plano que acusa la horizontalidad de la época de emplazamiento.



Figura 6. Las flechas señalan la base plana de la vesícula, acusando al plano horizontal original de la época de emplazamiento [Fotografía de José Arcos] (Ciudad Universitaria, México, 2017)

Estructuras secundarias o químicas

Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas, posteriormente a su litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura. Los cambios que experimentan las rocas irreversibles y se aprecian como deformación o metamorfismo. Las estructuras secundarias se pueden desarrollar tanto en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. (Arellano et al., 2002)

La clasificación general genética de las estructuras químicas es:

1. Estructuras de solución: estiliolitas, zonas de corrosión, vacuolas y cavidades (Figura 7)

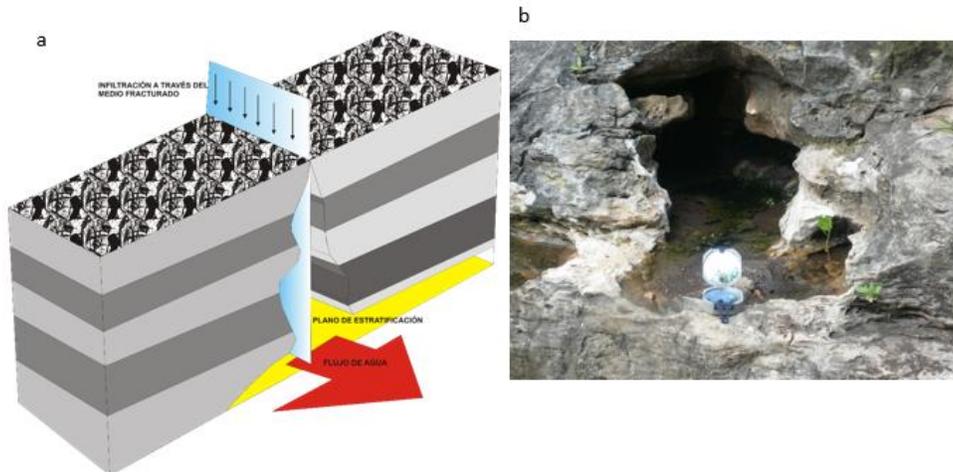


Figura 7 Figura b estructura de solución producto de la infiltración del agua. Figura a representación de la infiltración del agua a través del medio fracturado así como la dirección de su flujo. [Fotografía de José Arcos](Rio el Aguacero Ocozocoautla, Chiapas, 2014)

2. Estructuras accesionales: nódulos, concreciones, agregados cristalinos, vetillas, bandeamiento en color (Figura 8 c).

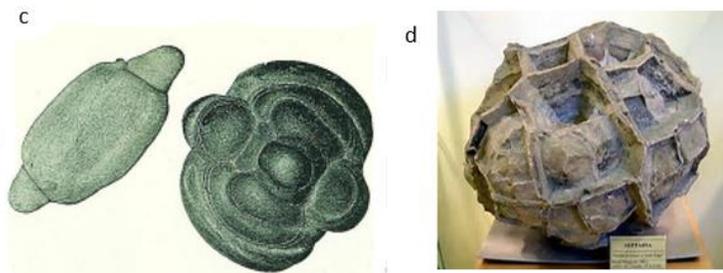


Figura 8. Estructuras químicas, figura c concreciones, figura d septaria. (Vera M. 2016)

3. Estructuras compuestas: geodas, septarias, cono en cono (Figura 8 d).

1.6 Ejercicios

Cuestionario 1.1. Lea atentamente las siguientes preguntas y marque la respuesta correcta. (Arellano, 2002, p.8)

1. Son características estructurales tanto de rocas sedimentarias como de rocas ígneas, resultado de depósito o emplazamiento.

- a) Metamorfismo
- b) Estructuras secundarias
- c) Estructuras primarias
- d) Erosión

2. Son los arreglos espaciales y temporales de cuerpos rocosos y características geométricas específicas que se caracterizan por su forma, tamaño, orientación, tipo de roca, distribución, etc.

- a) Textura geológica
- b) Estructura geológica
- c) Fábrica geológica
- d) Foliación geológica

3. No es una estructura geológica secundaria:

- a) Cabalgadura
- b) Rizadura
- c) Horst
- d) Anticlinal

4. De las siguientes estructuras, sólo una es primaria.

- a) Estilolitos
- b) Grietas de tensión
- c) Vetillas
- d) Marcas de carga

5. Son los cambios permanentes que experimentan las rocas después de la litificación como respuesta a un estado de esfuerzos.

- a) Erosión
- b) Estructuras secundarias
- c) Estructuras primarias
- d) Diagénesis

6. Son superficies de erosión o no depósito que separan a las rocas más antiguas de las más jóvenes.

- a) Fallas
- b) Fracturas
- c) Discordancias
- d) Estructuras primarias

7. El origen, distribución y características de las estructuras mayores de la Tierra, son estudiados por la:

- a) Sedimentología
- b) Estratigrafía
- c) Tectónica
- d) Geodinámica

8. De las siguientes estructuras primarias en los estratos, una no se puede utilizar inequívocamente como criterio de superposición (cima-base):

- a) Marcas de base
- b) Estratificación cruzada
- c) Pistas
- d) Estratificación gradada

9. Son estructuras primarias con las cuales se puede determinar la base y la cima de un estrato cualquiera de roca.

- a) Estilolitos y fracturas
- b) Estratificación gradada y huellas de base
- c) Diques y mantos
- d) Nódulos y concreciones

10. Una etapa de intensa deformación, resultante de la compresión por esfuerzos tectónicos que origina cadenas montañosas se llama:

- a) Orogenia
- b) Isostasia
- c) Separación de placas
- d) Anomalía de gravedad

Cuestionario 1.2. Lea atentamente los siguientes planteamientos y conteste de forma clara y concisa las siguientes preguntas de investigación complementaria. (Arellano, 2002, p.9)

1. Explique qué es una estructura geológica.
2. Explique la diferencia entre Geología Estructural y Tectónica.
3. Explique la diferencia entre estructura geológica primaria y secundaria.
4. Diga con qué otras disciplinas de Ciencias de la Tierra se relaciona estrechamente la Geología Estructural y explique la importancia de esa relación.
5. Explique por qué son importantes las estructuras geológicas primarias y mencione a las más comunes.
6. Diga cuál es la principal diferencia entre las estructuras ígneas intrusivas y extrusivas.
7. Explique por qué son importantes las estructuras geológicas secundarias y mencione a las más comunes.
8. Explique la importancia que tiene la Geología Estructural en Ciencias de la Tierra.
9. Explique la importancia que tiene la Tectónica en Ciencias de la Tierra.
10. Explique qué es una placa tectónica.
11. Diga cuáles son las principales características de la Corteza Terrestre.
12. Diga cuáles son las principales características de la Litósfera.
13. Explique qué es un límite de placas y cuántos tipos de límites se tienen.
14. Explique por qué se crean los cinturones orogénicos aproximadamente paralelos donde la litósfera oceánica se subduce por debajo de una litosfera continental.
15. Explique cuál es la relación que guarda la Geología Estructural con la Tectónica.
16. Describa las diferencias entre estructura geológica, textura y fábrica.

Ejercicio 1. En las siguientes fotografías describa en el recuadro del lado derecho que tipo de estructuras geológicas corresponden, su aplicación y ambiente de formación.

1.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Rio Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

2.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Rio Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

3.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Río Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

4.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Río Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

5.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Rio Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

6.



[Fotografía de Yoalli Hernández]. (Rio Acatlán, Cuenca de Otlaltepec, 2017)

CAPITULO 2 Orientación de planos y rectas

Las rocas cuando son sometidas a esfuerzos y se rebasa su límite elástico, dan inicio a los procesos de deformación que generan estructuras a escalas diferentes, con diversas formas, geometrías y orientaciones. Casi siempre, estas estructuras se pueden asociar a elementos geométricos como planos, líneas y puntos. Para describir, cartografiar y caracterizar algunos atributos de estas estructuras se emplean elementos de orientación que permitan conocer su posición en el espacio (Arellano et al., 2002). La actitud de un plano estructural (capa, estrato, falla, fractura, foliación, etc.) puede ser expresada por conceptos que nos indican hacia donde se inclina ese plano y con qué intensidad lo hace. Uno de los rasgos más frecuentes es el plano de estratificación, ya que el plano es la estructura más común y fácil de observar en campo; otros planos estructurales son: la foliación, esquistosidad, juntas o diaclasas, etc.

2.1 Definiciones

Recta: se define como el lugar geométrico formado por los puntos tales que, si se toman cualesquiera dos de ellos, se obtiene siempre la misma pendiente. (Tejada 2004)

Una recta es el conjunto de puntos $P(x, y, z)$ tales que el vector de posición \vec{P} de cualquiera de ellos se puede expresar como la suma del vector de posición P_0 del punto $\overline{P_0}$ mas un vector paralelo al vector \vec{u} . (Solís 1984)

Plano: es un objeto o elemento ideal que solo posee dos dimensiones y el cual está conformado por puntos y rectas.

Rumbo, strike, manteo: es la línea que resulta de la intersección del plano geológico y el plano horizontal.

Echado, buzamiento: la magnitud de la inclinación de un plano respecto de la horizontal. Existen dos tipos de echados, **el echado verdadero** (δ) corresponde al ángulo de máxima pendiente formado entre el plano horizontal y el plano estructural; su dirección siempre es perpendicular al rumbo. (Arellano, 2002, P.40)

Echado aparente (α): es un ángulo cualquiera que no sea el de máxima pendiente (Figura 9). Se forma entre el plano estructural analizado y un plano horizontal en una dirección diferente a 90° con relación al rumbo del plano. (Arellano, 2002, P.40)

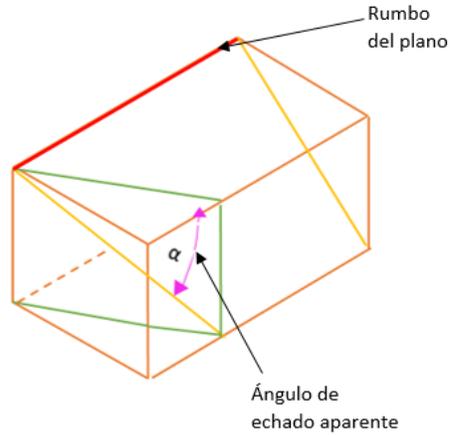


Figura 9. α es el ángulo de echado aparente medido en un plano vertical, no perpendicular a la dirección del plano.

Cabeco, pitch o rake (ϕ): es el ángulo que se forma entre una línea estructural contenida en un plano inclinado y el rumbo del plano o una línea horizontal de las muchas que se pueden definir en el mismo plano. (Arellano, 2002, P.41)

2.2 Orientación de una recta

La dirección de una recta la determina la dirección hacia donde ésta se inclina. De acuerdo con esta premisa solo se tienen rectas que bajan, es decir, el observador siempre se colocará en el punto más alto de la recta y obtendrá la dirección de su proyección en el plano horizontal, como se observa en la figura 10. La inclinación de la recta la proporciona el ángulo que ésta forma con su proyección sobre el plano horizontal.

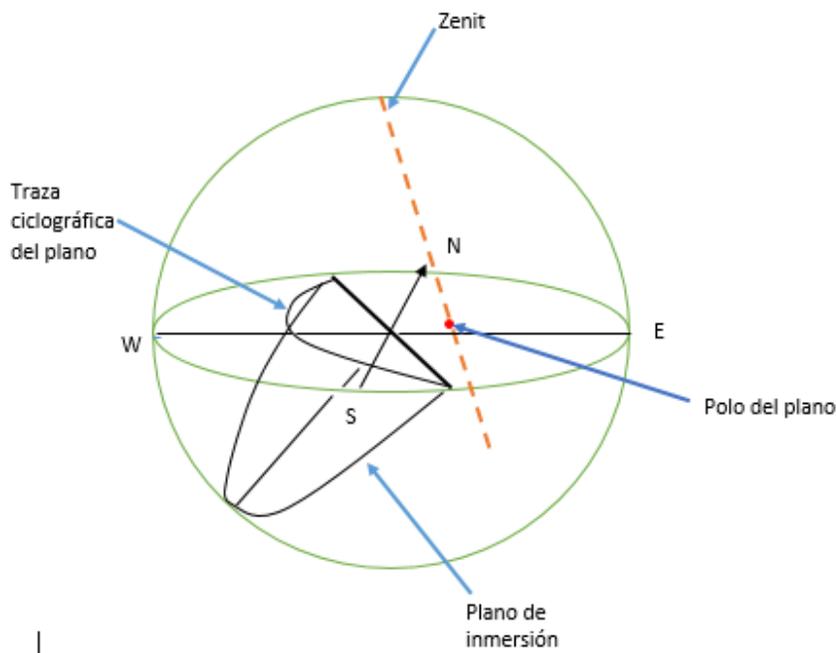


Figura 10. Visualización de la proyección estereográfica de un plano y su polo. (Martínez.R.2001)

Recta de máxima pendiente (RMP): es aquella que resulta de la proyección de la línea de dirección de inclinación figura 11

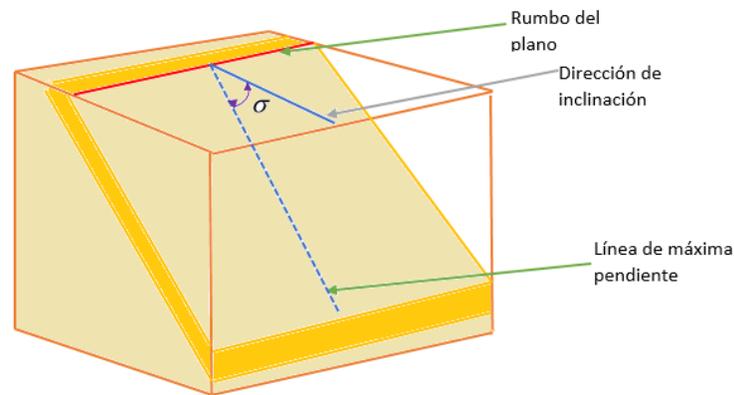


Figura 11. Representación a la recta de máxima pendiente

2.3 Orientación de un plano

La orientación de un plano se basa principalmente en su dirección (rumbo) y su inclinación (echado). La dirección del plano está determinada por la dirección de una recta horizontal contenida en éste como se observa en la figura 12.

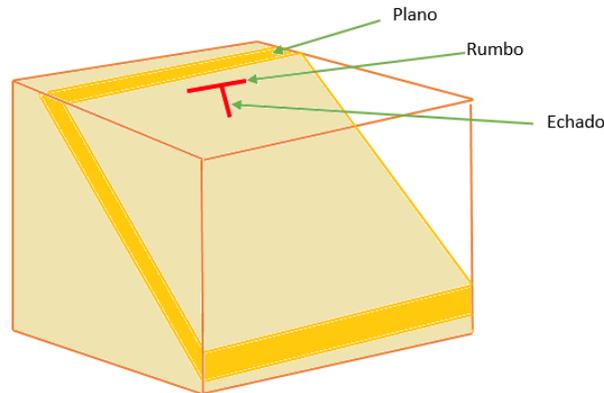


Figura 12. Dirección del plano

La inclinación del plano es el ángulo (σ) que forma la recta de máxima pendiente del plano y la proyección de dicha recta sobre el plano horizontal como se observa en la figura 13. La recta de máxima pendiente siempre es perpendicular a la dirección del plano o rumbo y está contenida en el plano. A la inclinación del plano también se le conoce como echado.

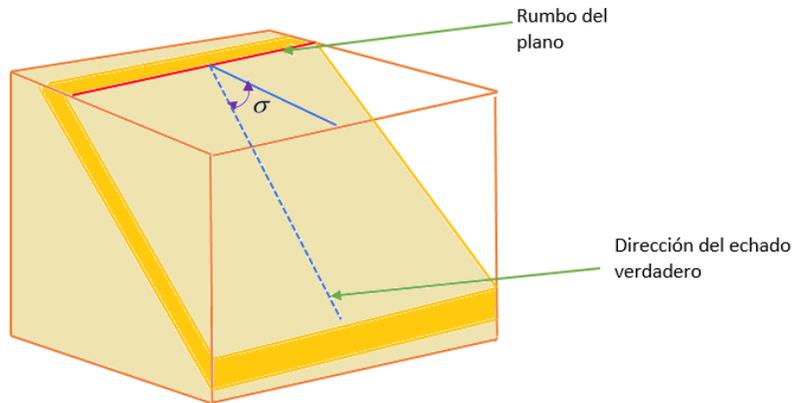


Figura 13. Proyección del echado verdadero

Existen varias maneras de determinar la orientación de planos estructurales. El método más directo es apoyar directamente el canto de la brújula en la superficie plana que desea medir en el afloramiento. Ubicar la burbuja en el centro del nivel circular (ojo de buey) sin mover el canto de la brújula, una vez que este centrado apretar el botón para que la aguja deje de moverse y poder tomar la lectura (figura 14 a). Para poder medir el echado se coloca la brújula como se observa en la figura 14 b, se gira el clinómetro hasta que la burbuja de aire quede en medio de la línea negra del nivel cilíndrico, la lectura se hace en la regla semicircular graduada que se ubica en el fondo de la caja de la brújula.

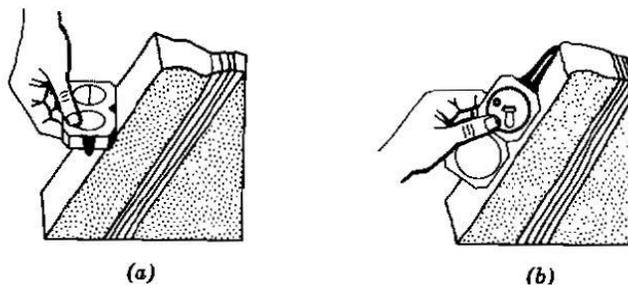


Figura 14. Esquema de cómo medir el rumbo y echado de un plano con una brújula tipo Brunton. (Ragan, 2009, P.5)

Otra forma de orientar un plano es a partir de los métodos gráficos. Para el cálculo del echado real se parte de la premisa, de hacer un corte al plano inclinado azul (OP, XY), el echado que la capa tendrá será, el de la línea de intersección con el plano del corte. En este caso este plano contiene la línea de máxima pendiente OA-CX (plano de color amarillo), por lo tanto el echado verdadero es δ (figura 15).

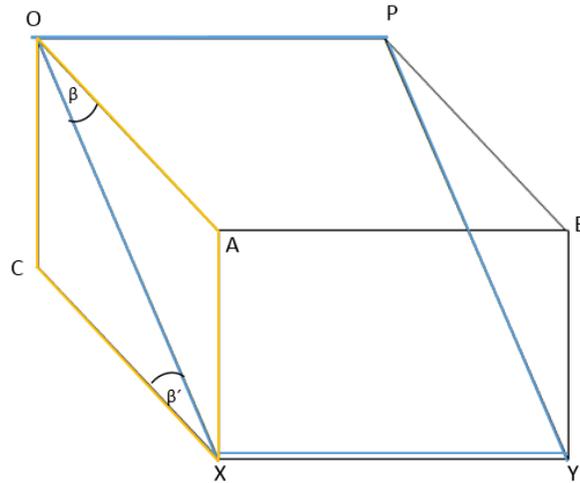


Figura 15. Diagrama del echado verdadero

Para el cálculo del echado aparente a partir del echado verdadero se hace un análisis geométrico a partir de la figura 15 se obtiene que:

$$tg \beta' = \frac{OC}{CY} \quad tg \beta = \frac{OC}{CX} \quad \cos \alpha = CX/CY$$

Por lo tanto el echado aparente se obtiene por:

$$\frac{OC}{CY} = \frac{OC}{CX} * \frac{CX}{CY}$$

Es decir:

$$tg \beta' = tg \beta \cos \alpha$$

Despejando el echado real

$$\beta: tg \beta = tg \beta' / \cos \alpha$$

$$\beta = arctg (\beta' / \cos \alpha)$$

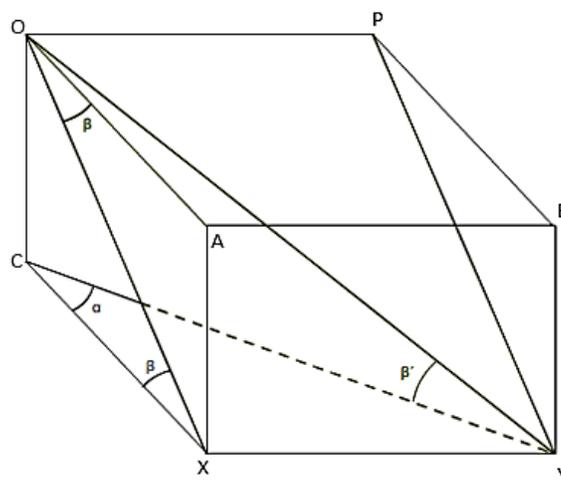


Figura 16. Análisis y cálculo geométrico del echado aparente.

Los métodos trigonométricos se basan en la relación entre el echado verdadero (δ) y el echado aparente (α) y el ángulo β entre la dirección de capa y la dirección de echado aparente es:

$$tg \alpha = tg \delta \operatorname{sen} \beta$$

Así, si solo se conocen dos de las variables, se puede calcular la tercera. Análogamente el echado real y la dirección de capa se pueden obtener a partir de dos echados aparentes mediante las siguientes ecuaciones:

$$tg \phi = \{ (tg \alpha_2 / tg \alpha_1) - \cos \theta \} \operatorname{sen} \theta$$

$$Tg \delta = tg \alpha_1 / \cos \Phi$$

Donde α_1 y α_2 son los ángulos del echado aparente, θ es el ángulo entre los dos rumbos de echado aparente y Φ es el ángulo entre el rumbo de α_1 y la dirección de echado real como se muestra en la figura 17.

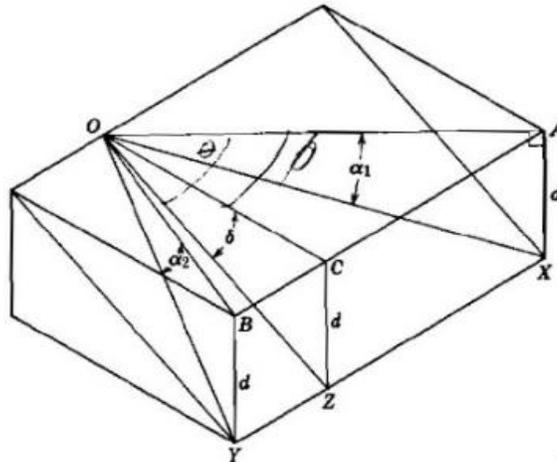


Figura 17. Diagrama donde se indican los ángulos involucrados en el problema de determinar el echado y rumbo a partir de echados aparentes. (Ragan, M. 2009)

Se han desarrollado diversos elementos auxiliares gráficos y mecánicos basados principalmente en relaciones trigonométricas, un ejemplo es el diagrama de alineamiento, la regla de cálculo basado en valores de cotangentes y un monograma, así como una regla de cálculo especial circular y un transportador.

Calculo de espesores verdaderos y aparentes

El espesor se define como la distancia perpendicular que hay entre los planos paralelos que delimitan un cuerpo tabular, como se muestra en cualquier sección perpendicular a estos planos, es decir el espesor verdadero (Ragan, M.2009). Existen diferentes métodos para calcular el espesor, por ejemplo midiéndolo de manera directa en el afloramiento (figura 18) con una cinta métrica o usando el bastón de Jacob.

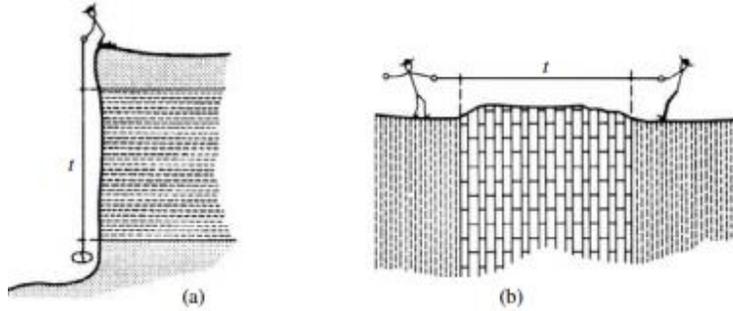


Figura 18. Medición directa del espesor. (a) Capa horizontal; (b) capa vertical (Ragan, 2009, P.3)

Otra forma de calcular el espesor verdadero es a partir de la distancia perpendicular que hay entre la base y el techo del plano (t). Cualquier distancia que no sea perpendicular corresponde al espesor aparente. Para poder calcular el espesor real (t) usaremos la siguiente relación trigonométrica (figura 19):

$$t = w * \text{sen} (\delta)$$

Donde w corresponde al espesor aparente, δ al echado real.

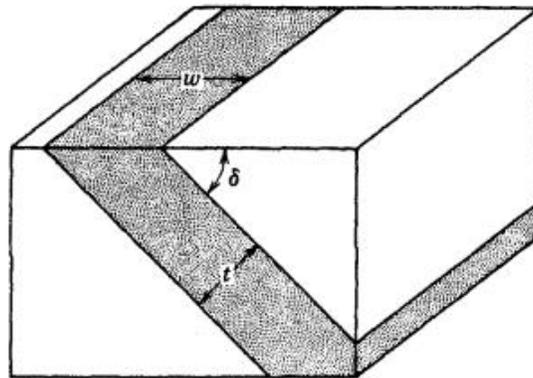


Figura 19 diagrama para el cálculo del espesor verdadero y aparente (Ragan, M. 2009)

2.4 Notaciones para rumbo y echado

Existen distintas notaciones para representar los rumbos y echados de planos estructurales, estas estarán en función del objetivo del proyecto, estudio, etc. Se puede utilizar cualquier notación siempre que se tenga claro las características de cada una y se indique el tipo de notación que se empleara. A continuación se ejemplificaran las notaciones más utilizadas.

- **Rumbo, inclinación y cuadrante (RIC):** el dato de nuestro plano es NW35°SE, 60°SW. El primer dato (NW35°SE) corresponde al rumbo y el segundo dato (60°SW) al echado.

Primero trazar el echado (líneas rojas punteadas figura 20), para ubicar el echado se hace a partir de la línea de máxima pendiente (línea roja punteada) y se marcan los 35°.

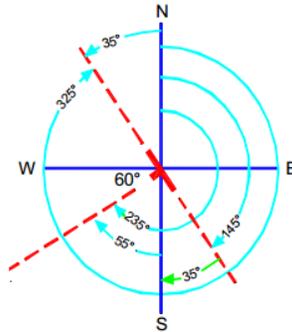


Figura 20. Representación gráfica de los movimientos que se deben realizar para representar gráficamente los datos de acuerdo al tipo de connotación (Arellano et al., 2002).

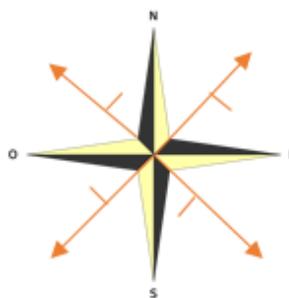
- **Pínula de la mano derecha (PD):** con este criterio solo se realizan dos mediciones angulares:
 1. La dirección de una recta horizontal contenida en el plano (rumbo)
 2. La inclinación de la recta de máxima pendiente (echado)

Metodología:

1. Medición del rumbo: apoyar al arista lateral de la caja de la brújula sobre la superficie por caracterizar, cuando este en posición horizontal y la pínula mayor de la brújula Brunton apunta hacia la derecha del observador, registre el valor angular (y cuadrante) que señale la aguja.
2. Medición del echado: apoyar el canto de la caja de la brújula sobre el plano por caracterizar, cuando la caja este en posición vertical, nivele el inclinómetro y lea el valor angular en la escala correspondiente.

Lectura e interpretación: el plano tiene un rumbo (a) y el plano se inclina (b) hacia la dirección propia del rumbo más 90° en el sentido horario, como se presenta en la figura siguiente:

Si el rumbo corresponde al cuadrante NW, el plano se inclina al NE



Si el rumbo corresponde al cuadrante NE, el plano se inclina al SE

Si el rumbo corresponde al cuadrante SW, el plano se inclina al NW

Si el rumbo corresponde al cuadrante SE, el plano se inclina al SW

Ejemplo: partiendo del ejemplo que se dio en RIC, la nueva connotación para S35°E, 60°. Aquí se considera que el cuadrante del rumbo siguiente.

- **Azimutal (AZ):** Usando los mismos datos del primer ejercicio, trazar los 60°SW, después trazar los 145° (que corresponde a la resta de 180°-35°, estos 35° son del rumbo del primer ejercicio) la nueva connotación para azimutal es de 145°, 60°SW.
- **Inclinación y Dirección de la línea de Máxima Pendiente (IDMP):** Usando los mismos datos del primer ejercicio trazar los 60°, para trazar el rumbo se cuentan los grados en los cuales se ubica la línea de máxima pendiente, es decir a 55°, dando por resultado 60°, 55°SW.
- **Azimutal con echado verdadero y dirección de Echado Verdadero (ISRM):** Es tomada como referencia la descripción cuantitativa de las discontinuidades (ISRM, 1982) la que sugiere representa de manera azimutal la dirección del echado verdadero con tres dígitos (000° a 360°) y el echado con dos dígitos (00° a 90°). Tomando los datos de ejemplo, queda como resultado 60°, 235° (270°-35°).

2.5 Análisis estructural de diversos cuerpos geológicos

Para poder caracterizar las diversas estructuras geológicas de una manera sencilla, las asociamos a diferentes formas geométricas como: planos, líneas y puntos, contactos litológicos, planos de estratificación, fallas, fracturas, principalmente. De acuerdo al tipo de estudio o investigación que se desea llevar a cabo será la forma en la que se hará el análisis estructural de las rocas.

En el análisis de estructuras primarias ígneas relacionadas a la actividad volcánica, los flujos piroclásticos son de suma importancia, ya que estos estratos corresponden a las diversas erupciones que han tenido los volcanes a lo largo de su actividad (Figura 21), permitiéndonos conocer el tipo de material que los conforman, que tan violenta ha sido la actividad volcánica, evolución de la cámara magmática, etc.



Figura 21. Afloramiento formado por material piroclástico de las diversas erupciones del Popocatepetl [Laura Trigueros] (Popocatepetl, 2014).

Toda esta información permite la elaboración de mapas de riesgos, con los cuales se informa a la población cercana al volcán si se encuentran dentro del área de mayor riesgo y permite a Protección Civil elaborar planes y rutas de evacuación acorde a cada población y su ubicación figura 22.

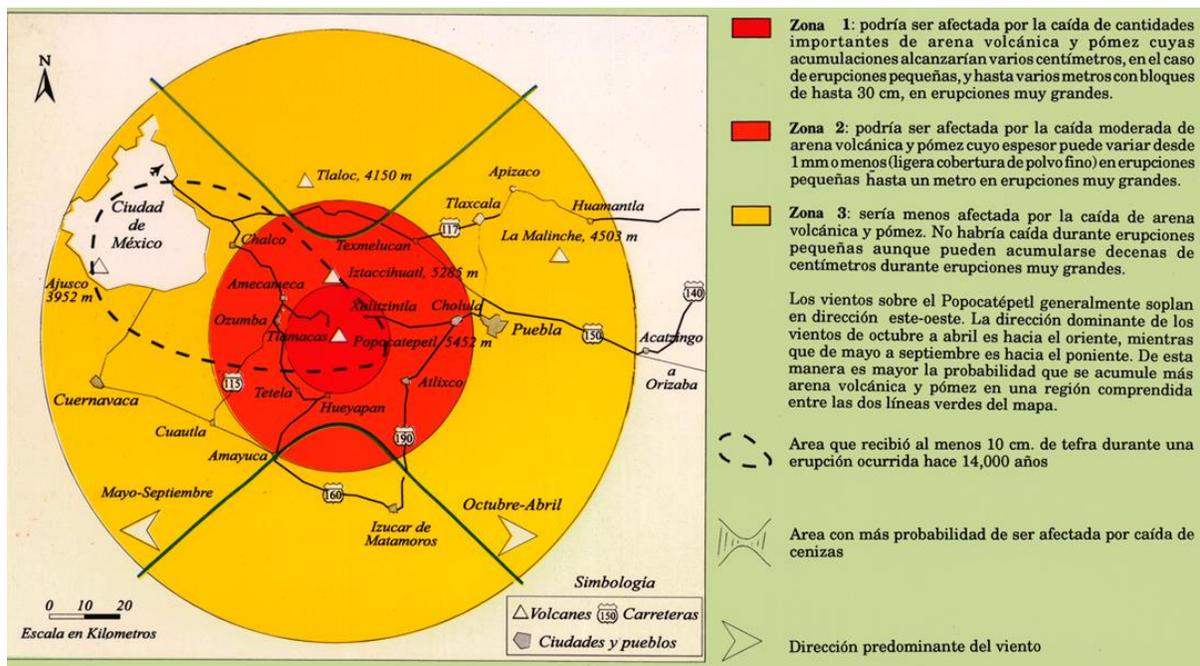


Figura 22. Mapa de zonas de peligro por caída de materiales volcánicos del Popocatepetl, donde se señala la ubicación del material piroclástico y su cercanía con el valle de Puebla. (Chávez J.2006)(Vázquez, J. 1997)

En relación a los cuerpos ígneos intrusivos, se pueden establecer las correlaciones que hay entre los contactos litológicos, mediante los planos que se forman entre estos cuerpos (Figura 23).



Figura 23. Cuerpo intrusivo (Arrieta G, 2013)

Para poder hacer estas correlaciones entre roca encajonate y los cuerpos intrusivos, se toman datos estructurales de ambos, se miden sus espesores, se realizan descripciones petrológicas, morfológicas de ambos, y para estudios más detallados como el análisis de la mecánica de emplazamiento de los diques, se necesitan realizar estudios para analizar las propiedades elásticas de los diferentes horizontes estratigráficos que son intrusionados por el magma. Con los datos estructurales obtenidos se realiza un gráfico de la distribución de los cuerpos intrusivos en determinada área como se observa en la figura 24.

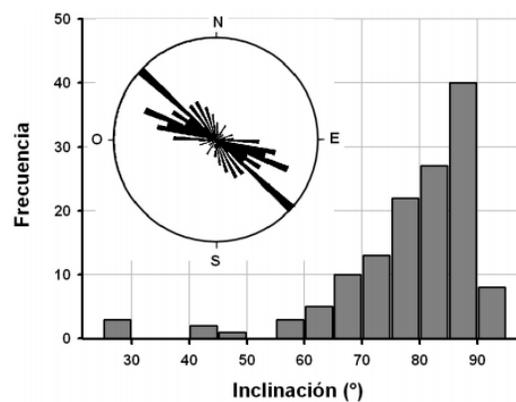


Figura 24. Distribución de frecuencias de las longitudes de las trazas de diques (Chávez J. 2012)

El o los planos de estratificación limitan diferentes capas y/o estructuras internas de cada capa. Los estratos presentan límites, espesores, formas, texturas, estructuras y una posición espacial, es decir rumbo y echado (Figura 25).



Figura 25. Secuencia estratigráfica de lutitas, areniscas [Fotografía de José Arcos] (Chicontepec, 2014)

Los estratos están delimitados por dos superficies de estratificación, en la inferior sobre la cual se inició el depósito se le conoce como piso o base del estrato, mientras la parte superior se llama techo o cima. Estos límites pueden ser caracterizados estructuralmente hablando, lo que permite establecer relaciones geométricas entre ellos, en base al espesor de los estratos se pueden establecer diversas hipótesis de su origen así como de procesos de formación, de sedimentación, etc.

Los pliegues (Figura 26) son estructuras secundarias, los cuales pueden ser caracterizados mediante: la orientación y posición de la línea de charnela y plano axial, el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela, el ángulo entre sus flancos, etc.



Figura 26. Pliegue Chevron [Fotografía de Jose Arcos](Carretera a la casa de maquinas, Presa Zimapan, 2016)

En el ámbito petrolero es de suma importancia distinguir los tipos de pliegues y los mecanismos de deformación que les dieron origen, para poder predecir la geometría de las trampas y mapearlos, estimar reservas de hidrocarburos, etc. Los mecanismos de plegamiento controlan parcialmente el fallamiento secundario que puede segmentar la trampa e incluso destruir su integridad.

Medición de lineaciones

Las marcas de corriente o paleo corrientes se pueden formar por el propio flujo de la corriente o por el impacto, arrastre o huellas de objetos. Estas lineaciones se encuentran en rocas sedimentarias e indican la dirección de flujo como se observa en la figura 27.

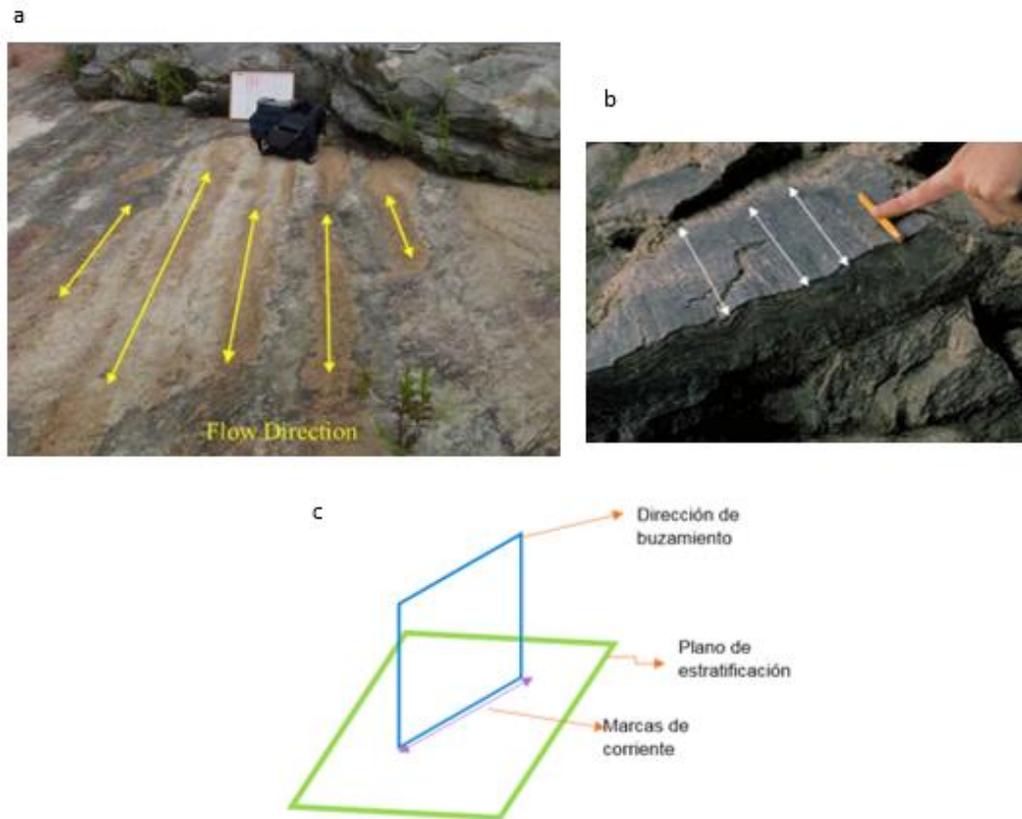


Figura 27. Paleocorrientes y sus direcciones de flujo. (Caballero C. 2017)

Geoméricamente hablando son líneas que están contenidas en los planos de estratificación, las cuales pueden ser medidas, al ser proyectadas a la horizontal y calculando su rumbo y echado.

2.6 Ejercicios

Ejercicio 1. Considerando que la información que aparece en la tabla corresponde con planos estructurales, complete las columnas de tal forma que en un mismo renglón, aparezca la misma información estructural de una superficie expresada en la primera columna como rumbo, inclinación y cuadrante (RIC), en la segundo como Pínula Mayor a la derecha (PD), en la tercera en forma Azimutal (AZ), en la cuarta como Inclinación y Dirección de la línea de máxima pendiente (IDPM) y en la quinta con echado y dirección del echado de forma Azimutal (ISRM) (Arellano et al., 2002).

RIC	PD	AZ	IDPM	ISRM
S55°E 34°SW				
S86°W 48°NW				
S 02°W 76°NW				
S89°E 25°SW				
S17°W 54°SE				
N33°E 64°SE				
N12°W 10°SW				
S02°E 04°NE				
	N75°W 35°			
	N73°W 12°			
	N28°E 39°			
	N09°E 25°			

Ejercicio 2. Para los siguientes datos de rumbo y echado, medido según la regla de la pínula a la derecha, determine la dirección del echado (Arellano et al., 2002).

N20°E 30°	
S38°W 12°	
N15°W 21°	
S35°E 40°	
S28°W 23°	
S49°E 52°	
S15°W 02°	
N39°E 17°	
N17°W 89°	
S03°E 15°	
N06°E 70°	
S05°E 87°	
N88°W 06°	
S79°E 39°	

Ejercicio 3. Calcular el echado aparente del mapa siguiente de la sección AB de los siguientes cinco datos que se quieren graficar mediante el uso de la fórmula de la red estereográfica, método gráfico y del monograma (figura 28).

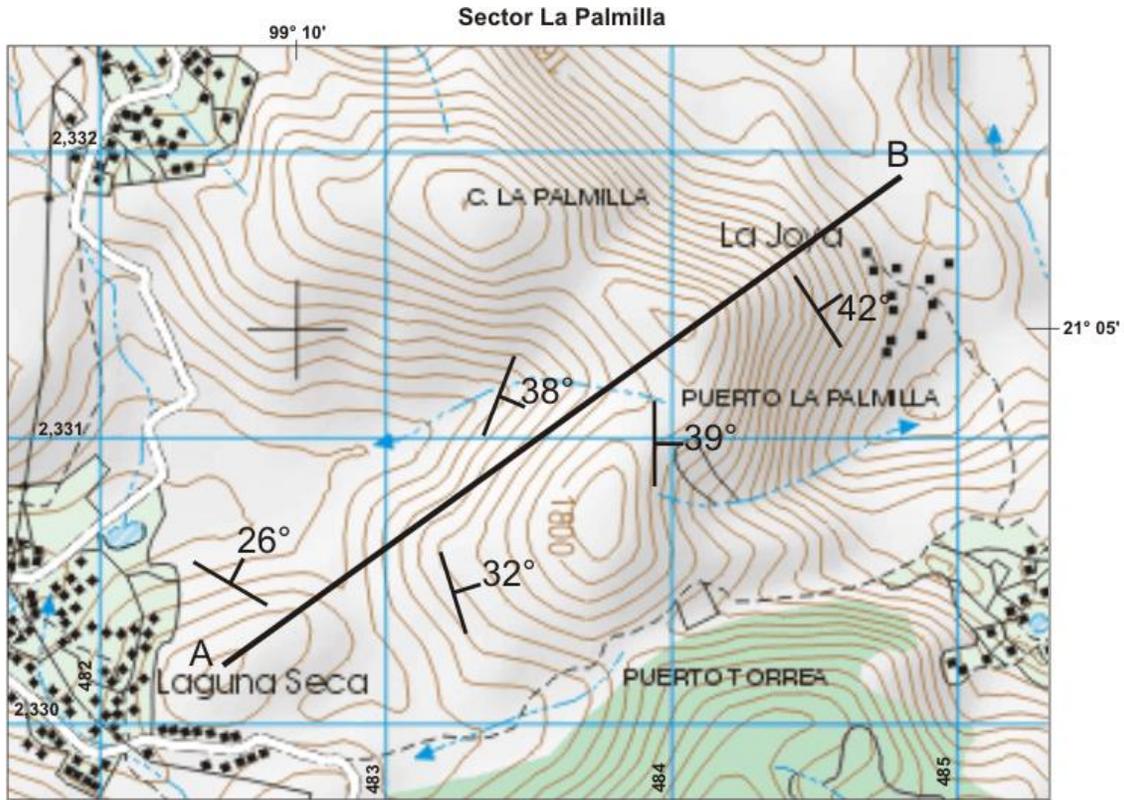


Figura 28. Sección de la carta topográfica F-14 C49 Jacala de Ledezma, Hidalgo, escala 1:20,000 INEGI 2003. Curvas de nivel a cada 20 metros, datum: ITRF92

Ejercicio 4. Suponga que la traza de una falla está expuesta en dos caras de acantilados adyacentes. En una de las paredes el echado es de 15° , $S50^\circ E$ y la otra es de 28° , $N45^\circ E$. ¿Cuál es el rumbo y el echado del plano de falla? (modificado de Rowland, 2003, P.6) (figura 29)

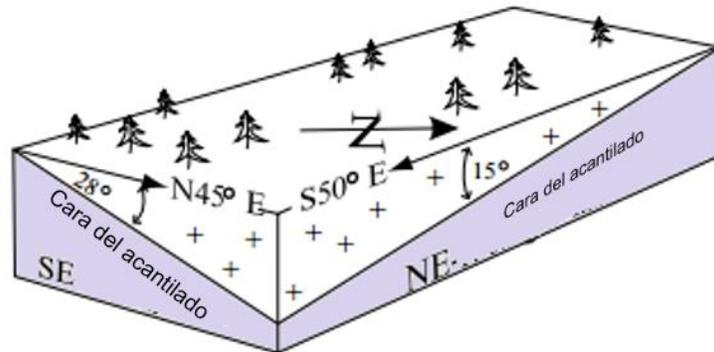


Figura 29. Ejercicio para el cálculo del rumbo y echado de un plano de falla (modificado de Rowland, 2003, P.6)

Ejercicio 5. Calcule el echado aparente si se sabe que $\delta = 36^\circ$ $\beta=30^\circ$ y $\zeta\alpha=?$ Use métodos gráficos para su resolución. (Ragan M.2009)

CAPITULO 3 Red estereográfica

Las relaciones entre planos y líneas estructurales, se puede analizar aplicando métodos de geometría descriptiva sin embargo, una forma alterna es utilizar la proyección estereográfica, mediante la cual es posible representar orientaciones tridimensionales en dos dimensiones; se pueden representar en un solo diagrama decenas o cientos de orientaciones de planos, líneas o planos y líneas.

La proyección estereográfica es comparable con otras proyecciones que se utilizan para la construcción de mapas (proyecciones cartográficas), en lo que se representan en planta con simbología convencional los atributos o características geológicas y/o topográficas de la superficie terrestre. También la proyección estereográfica es una proyección azimutal, esto quiere decir, que cualquier punto de la superficie de una esfera se proyecta sobre un plano desde un punto fijo (Figura 30).

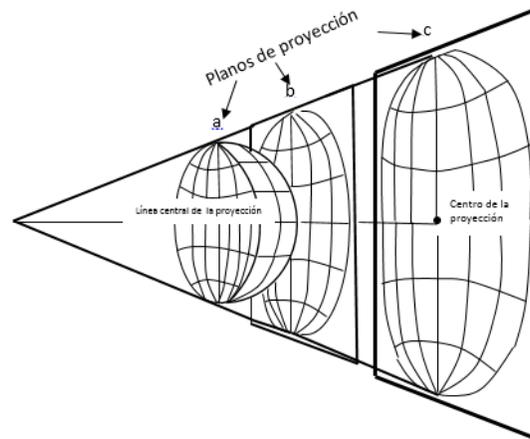


Figura 30. Proyección azimutal (Martínez. R.2001)

Los problemas de geología que se pueden resolver utilizando la red estereográfica son muy variados; es posible realizar la gráfica de las orientaciones de cualquier plano o línea estructural y se pueden obtener sus relaciones tales como intersección de planos, planos bisectores, ángulos entre planos, ángulos entre líneas, ángulos entre líneas y planos, rotación de planos, rotación de líneas, etc.

Por ejemplo, con relación a pliegues (Figura 31), en un diagrama se pueden mostrar los rumbos y echados de sus flancos, obteniéndose como resultado la orientación promedio de cada flanco, de la línea de charnela, del plano de charnela, del ángulo entre flancos, de la dirección de los esfuerzos que los originaron, entre otros.

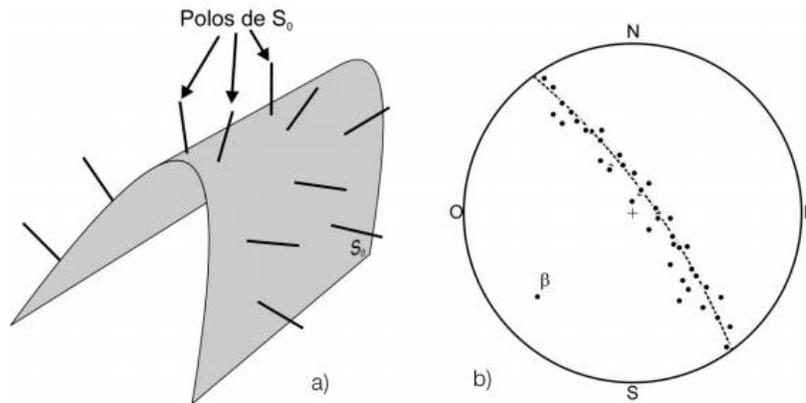
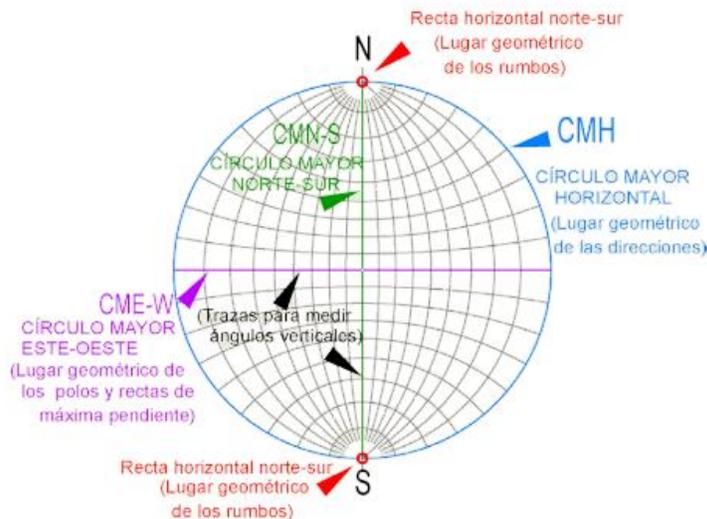


Figura 31. A) Pliegue cilíndrico en tres dimensiones, con un conjunto de líneas perpendiculares a la superficie de estratificación en esos puntos. B) representación estereográfica de dichas líneas (polos), para hallar la orientación del eje del pliegue (Vich R. 2010)

Con relación a fallas, se pueden representar las orientaciones de planos y estrías de falla. Las fracturas se pueden analizar al realizar la gráfica de sus orientaciones con la red estereográfica (figura 32), se obtiene información de la o las familias predominantes. También, entre otras aplicaciones, se pueden analizar orientaciones de superficies de foliación, de clastos imbricados contenidos en superficies de estratificación, lineaciones minerales, etc. (Venegas M. 2010).



En la Red podemos reconocer tres círculos mayores ortogonales entre sí: El **Círculo Mayor Norte-Sur (CMN-S)**, el **Círculo Mayor Este-Oeste (CME-W)** y el **Círculo Mayor Horizontal (CMH)**, los dos primeros verticales. Otro elemento singular es la **Recta horizontal norte-sur**.

Figura 32. Principales círculos de la red de Wulff. (Proyecto PAPIME PE105211 UNAM)

3.1 Relaciones geométricas

A continuación se hace una breve descripción de las relaciones geométricas que se pueden hacer u obtener con la red estereográfica.

I. Relaciones geométricas entre punto y punto:

- Distancia entre puntos
- Simetría de puntos
- Esta relación no se puede determinar ya que por un punto pasan un número infinito de rectas

II. Relaciones geométricas entre punto y recta

- Coincidencia.
 - Punto contenido en la recta
- Punto fuera de la recta
 - Distancia del punto a la recta
 - Punto que pertenece a la recta y que se encuentra más cercano al punto fuera de la recta.
 - Esta relación no se puede determinar ya que todo punto pertenece a infinitas rectas, ya que por un punto pasan infinitas rectas.

III. Relaciones geométricas entre punto y plano

- Coincidencia
 - Punto que pertenece al plano
- Punto fuera del plano
 - Distancia del punto al plano
 - Punto a la mínima distancia.
 - Esta relación no se puede determinar ya que a una recta pertenecen infinitos puntos y existen también infinitos puntos que no pertenecen a ella.

A continuación se mencionan las relaciones geométricas que si se pueden obtener y/o medir en la red:

IV. Relaciones geométricas entre recta y recta

- Rectas paralelas
- Coincidencia
- Distancia
- No paralelas
- Cruzan
 - Ángulo entre rectas(Bisectriz Aguda y Obtusa)
 - Distancia entre rectas
- Cortan
 - Punto de intersección
 - Ángulo entre rectas

V. Relaciones geométricas entre recta y plano

- Recta y plano paralelos
- Coincidencia (Plano contiene a una recta)
- Ángulo entre recta y plano
- Recta y plano no paralelos
- Punto de intersección
- Ángulo entre recta y plano
- Esta relación si se puede determinar ya que cuando dos planos se intersectan forman una recta, la cual se puede determinar así como el ángulo que forman.

VI. Relaciones geométricas entre plano y plano

- Planos paralelos
- Distancia
- Coincidencia
- Planos no paralelos
- **Recta de intersección (Echado Aparente)**
- **Ángulo entre planos**
- Esta relación si se puede determinar ya se puede determinar la recta de intersección así como el ángulo que hay

3.2 Ejercicios

1. Determinar la proyección estereográfica del plano π , generado por las rectas R: {35° al NE25° y L: { 70°al SW 15°.
2. Determinar la proyección estereográfica de la recta R, generada por la intersección de los planos π : {N60°E, 58°SE y β : { S35°E, 20°SW.
3. **Ejercicio de aplicación.** Representar en un diagrama estereográfica a la falla F
Datos del plano de falla: N45°W, 70°NE,
 - tipo de falla: normal
 - Pitch: 80°
 - Sentido del pitch: horario
4. **Ejercicio de aplicación.** Determinar el diagrama estereográfico que representa a una falla inversa G.
Datos de la falla inversa:
 - plano de falla: N30°W, 40°NE
 - tipo de falla: inversa
 - Pitch:15°s
 - sentido del pitch: Anti horario.
5. **Ejercicio de aplicación.** Determinar el diagrama estereográfico que representa a una falla lateral derecha L
Datos de la falla lateral derecha:

- plano de falla: N45°E, 85°SE
 - tipo de falla: lateral derecho plano a,
 - pitch: 5°
 - sentido del pitch: horario.
6. Sean las rectas R1 Y R2. Determinar R3 que es la recta que biseca al ángulo entre R1: { 30° al NE20° y R2: { 40° al NE 60°
 7. Determinar la orientación de la recta de intersección entre π_1 : { N60°E, 50°NW y π_2 : { N30°W, 70°N.
 8. **Tema: recta de intersección.** Sea un talud donde se presentan dos familias de fracturas representadas por las fallas F1 y F2. Determinar la dirección de la cuña formado para el caso en el que se agote la fuerza de fricción natural del talud. F1: {N-S, 40°W, F2: { N70°E, 50°SE.
 9. **Giro con respecto a una recta horizontal.** Girar el plano π con respecto a la recta R 45° en sentido horario, viendo el eje del giro desde el N. π : N30°E, 30°SE y R: {0° al NE20°.
 10. Determinar la orientación del plano π al girarlo 70° con respecto a la recta R, el sentido del giro anti horario. La recta R o eje de giro deberá ser vista desde la intersección con la semiesfera. π : S48°W, 30° SE, R: 70° al NE 56°

CAPITULO 4 Fallas y Pliegues

Las rocas sometidas a un régimen de esfuerzos que excede su resistencia mecánica tiende a deformarse permanentemente a lo largo de zonas de deformación más o menos tabulares con límites, ya sean abruptos o graduales, reconocibles y cartografiables (Solís, 1984).

Dependiendo de la composición química, el contenido de agua, la temperatura y la presión confinante, el mecanismo de deformación puede ser cristal- plástico, o bien quebradizo. También se puede dar el caso de que simultáneamente algunos minerales se deformen plásticamente, mientras otros se deformen por fractura. Aun cuando la deformación global tenga carácter coaxial o “irrotacional” pueden y suelen desarrollarse zonas de cizalla rotacional que se aproximan a un modelo de cizalla simple (Tarbuck y Lutgens, 2005). Para poder documentar el sentido de desplazamiento de bloques rocosos separados por zonas de cizalla, es necesario contar con herramientas de observación que nos permitan identificar el sentido del movimiento relativo de los bloques.

4.1 Pliegues

Un pliegue es una estructura secundaria producida cuando una superficie originalmente plana es inclinada o curvada como resultado de deformación dúctil heterogénea, la cual se manifiesta como una o varias ondulaciones de sus elementos originales. Cuando esto ocurre, las rocas experimentan una modificación en su geometría, la que se reconoce cuando los cuerpos rocosos presentan algún rasgo plano o lineal rectilíneo antes de la deformación, el rasgo previo más común es la estratificación. Una superficie plegada puede tener gran variedad de formas, inclusive la geometría de una superficie puede ser muy difícil de describir, sobre todo cuando los pliegues son resultado de dos fases de deformación (Arellano et al., 2002). Muchos de los pliegues formados en la naturaleza se aproximan a formas cilíndricas, es decir, superficies curviplanas o pliegues cilíndricos (Figura 33)

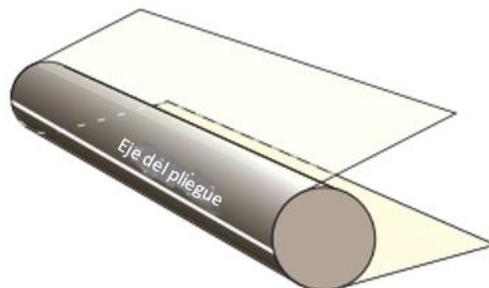


Figura 33. Pliegue cilíndrico (Fossen, H.2010)

A continuación se describen las principales partes de un pliegue (figura 34):

Flanco o limbo: es la superficie de uno de los lados del pliegue, cada pliegue tiene dos flancos.

Cresta: es el punto más alto en la superficie plegada.

Valle: es el punto más bajo en la superficie plegada

Punto de charnela: es el punto de máxima curvatura del pliegue, visto en sección transversal.

Línea de charnela: es la línea que une los puntos de máxima curvatura de un pliegue y pasa por los puntos de charnela.

Superficie o plano de charnela (plano axial): superficie que contiene las líneas de charnela de un pliegue en un mismo plano estructural.

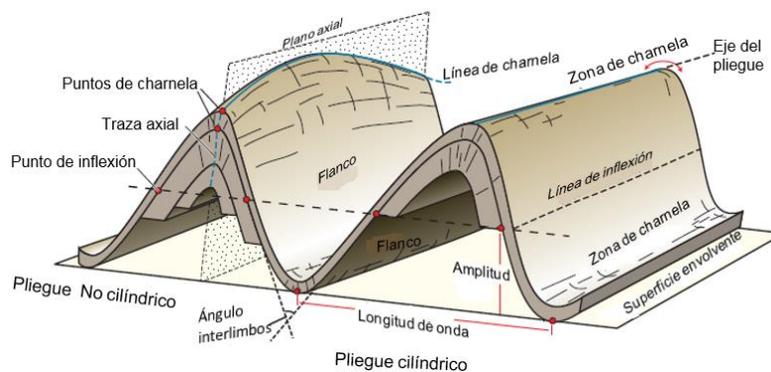


Figura 34. Partes principales de un pliegue (modificado de Fossen H.2010).

Longitud de onda: distancia horizontal entre cresta y cresta en un antiforme o entre valle y valle en un sinforme, considerando siempre pliegues continuos. Es una medida del tamaño del pliegue.

Amplitud de onda: distancia entre el punto de inflexión y la cresta de un antiforme o el punto de inflexión y el valle de un sinforme.

Ángulo interlimbos (interflancos): ángulo menor que se forma entre los limbos o flancos de un pliegue.

Eje: es la línea que genera a un pliegue (generatriz). En un mapa se define como la traza del eje del pliegue a la intersección de la superficie axial con relieve topográfico. El eje del pliegue es el que se dibuja en un mapa geológico para representarlo gráficamente.

Punto de inflexión: punto donde una superficie plegada pasa de un pliegue a otro, visto de otra manera de cóncava o convexa (Arellano et al., 2002).

4.2. Clasificación de pliegues

- Tomando en cuenta el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela.

Considerando que el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela pueden variar de 0° a 90° , los pliegues se pueden clasificar como se observa en la figura 35:

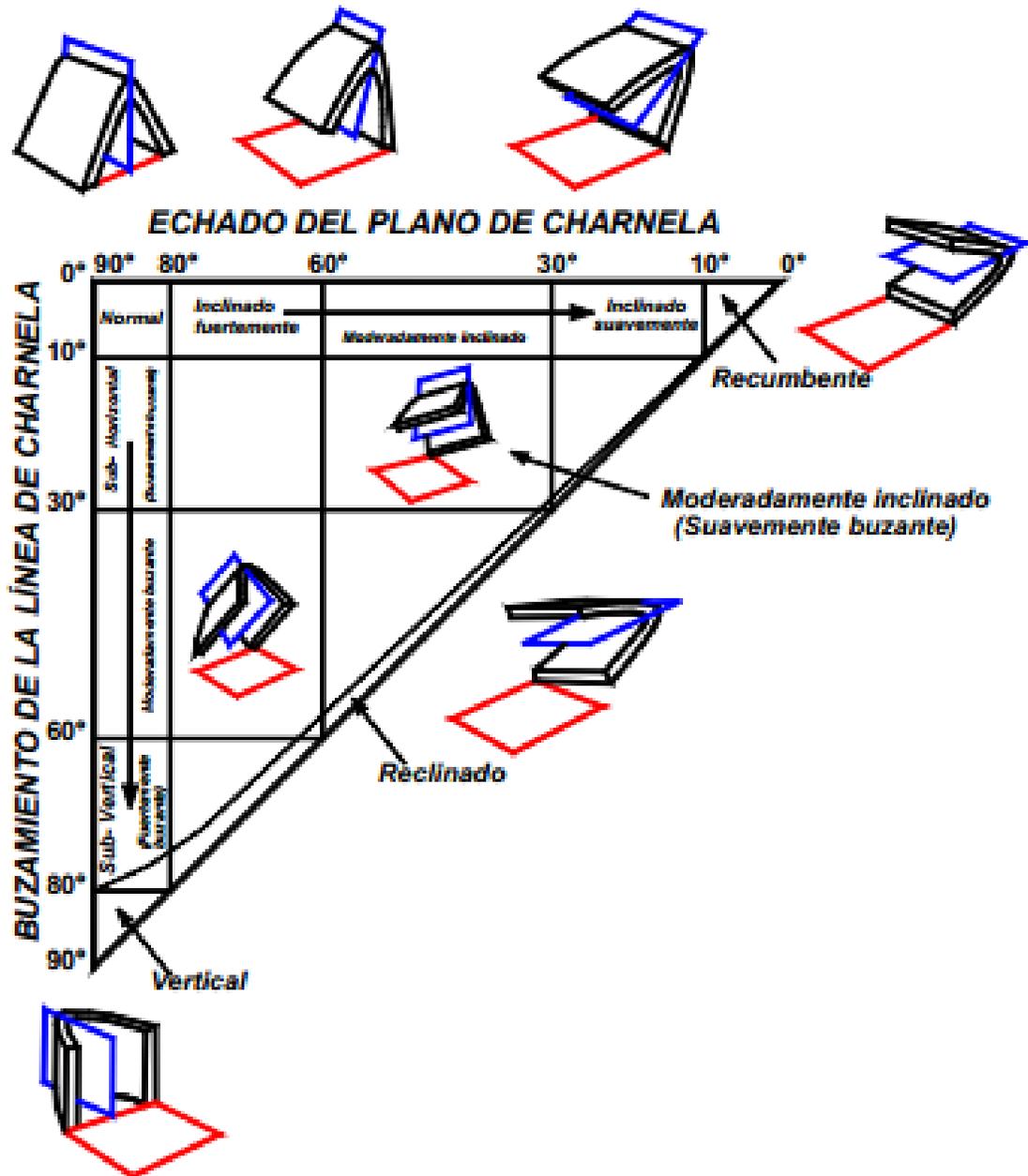


Figura 35. Clasificación de los pliegues con base en el buzamiento de la línea de charnela y el plano del echado del plano de charnela (Arellano et al., 2002).

- **Basada en la orientación y posición de la línea de charnela y el plano axial.**

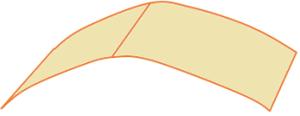
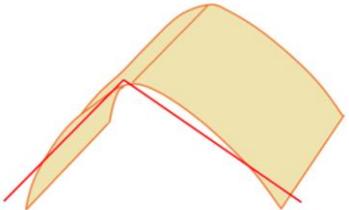
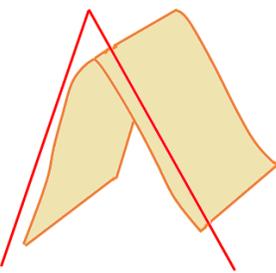
Tanto el plano axial como la charnela pueden ser verticales, horizontales o inclinados. En función de su posición y orientación se puede tener diferentes casos como se muestra a continuación en la tabla 2 (Arellano et al., 2002).

Plano de charnela	Línea de charnela		
	Horizontal	Inclinado	Vertical
Vertical	Horizontal normal	Buzante normal	Vertical
Inclinado	Horizontal inclinado	Buzante inclinado	
Horizontal	Recumbente		

Tabla 2. . Clasificación de pliegues con base en las orientaciones del plano y línea de charnela (Arellano et al., 2002).

- **Por el ángulo entre sus flancos**

Esta clasificación(Tabla 3) incluye como elemento descriptivo el ángulo entre los flancos de una pliegue para describir “apretado” o “abierto” de la estructura, esto se logra pasando una línea tangente a los puntos de inflexión, formando por lo tanto el ángulo interflancos (Arellano et al., 2002).

Ángulo interflancos	Tipo de pliegue	Ejemplos
179° -120°	Suave / gentle	
119°-70°	Abierto/open	
69°-30°	Cerrado/ close	

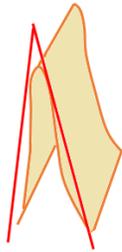
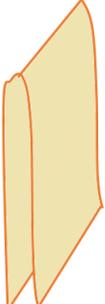
29°-0°	Apretado/ tight	
0°	Isoclinal	

Tabla 3. Clasificación de pliegues por su ángulo interflancos. (Arellano J. 2002) (Apuntes de Geología Estructural, Pliegues-deformación plástica. 2017. Mayo 16)

- **Por la geometría de sus crestas**

Esta clasificación es descriptiva y se basa en la geometría de sus crestas y/o valles, bien sean angulares o redondeadas (Arellano et al., 2002).

- Pliegues kink: pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, los flancos de un pliegue kink son de diferente longitud, por lo que son asimétricos
- Pliegues Chevron: pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, con flancos simétricos (Figura 36)
- Pliegues de caja: pliegues con crestas y valles angulares, en forma de grecas (ángulos aproximadamente 90°).
- Pliegues cilíndricos: pliegues con crestas y valles redondeados, semejando una superficie cilíndrica.

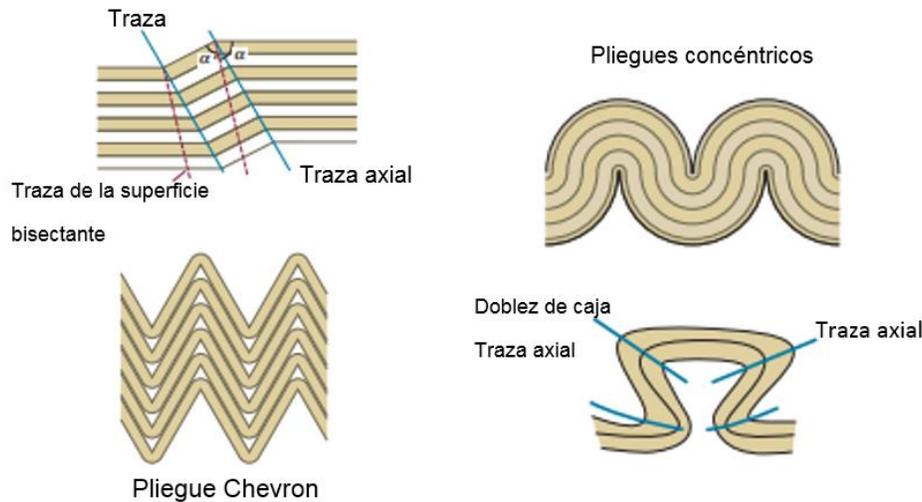


Figura 36. Clasificación de pliegues en base a su geometría (modificado de Fossen H.2010).

- **Clasificación de pliegues por el método de las isógonas**

Otra clasificación alternativa para diferenciar los distintos de pliegues, es aquella que utiliza a la distribución de las isógonas en un pliegue.

Una isógonas, es una línea que une puntos de igual echado en capas adyacentes; es una clasificación basada en el estilo de plegamiento. Generalmente las isógonas se definen en incrementos de 10° y miden la convergencia o divergencia que se obtiene. De acuerdo a esta clasificación, existen cinco tipos de pliegues (Figura 37) (Arellano J. 2002):

- I. Pliegues de isógonas convergencia fuerte: la curvatura de la superficie exterior es menor que la interior, y la isógonas más corta es la ubicada en la charnela (clase 1a).
- II. Pliegue paralelo. Consiste de un caso especial donde las isógonas tienen la misma distancia y son normales a las dos superficies. En este caso, la curvatura de la superficie exterior sigue siendo menor que la interior y el espesor de la capa es constante (clase 1b).
- III. Pliegue de convergencia débil: se caracteriza por que la curvatura de la superficie exterior es menor que la interior y las isógonas se concentran cerca de la charnela (clase 1c)
- IV. Pliegue similar: este caso es especial ya que las isógonas son paralelas y tienen la misma distancia. La curvatura de la superficie exterior y de la inferior son iguales (clase 2).
- V. Pliegue de isógonas divergentes: en este caso las isógonas no convergen hacia el núcleo del pliegue como en los otros casos. La curvatura de la superficie exterior es mayor que la interior (clase 3).

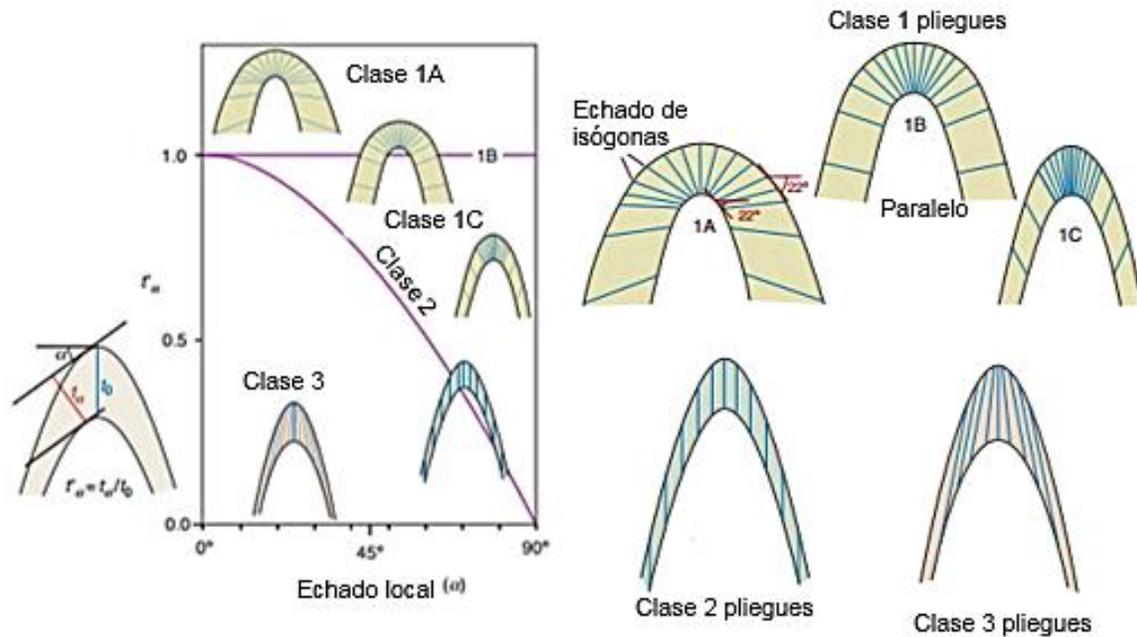


Figura 37. En la imagen del lado izquierdo se observan diferentes tipos de pliegues, donde el espesor de la capa es normalizado y se compara contra el echado de la superficie plegada. En la figura del lado derecho se observa la clasificación de los pliegues en base a la profundidad de las isógonas, generando tres principales clasificaciones (modificado de Fossen H.2010).

- **Por el comportamiento de sus materiales**

Pliegues armónicos: son aquellos en los cuales las capas que los forman tienen la tendencia a repetir la forma de las capas adyacentes (figura 38 a). Aquellos pliegues que no tienen las características anteriores se denominan **pliegues disarmónicos** (figura 39b) (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.6).

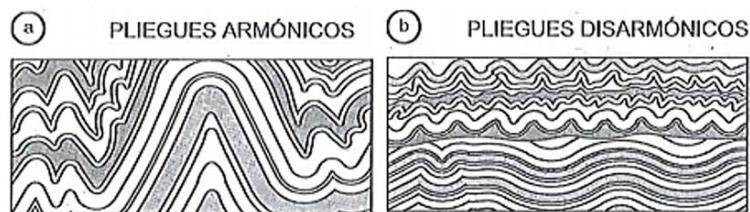


Figura. 38 La armonía en el plegamiento implica un cierto paralelismo en los estratos (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.6)

4.3 Estructuras asociadas al plegamiento

Durante el plegamiento de una secuencia de varias capas de roca existen estructuras menores, estructuras secundarias, que se forman de manera subordinada al proceso de deformación. Se sabe que durante el desarrollo de un pliegue ocurren deslizamientos interestratales, fracturamiento y plegamiento secundario en la parte interna de un pliegue, generando

estructuras menores. Una de estas estructuras son los **pliegues de arrastre** o pliegues “S” y “Z” (figura 39) (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.7).

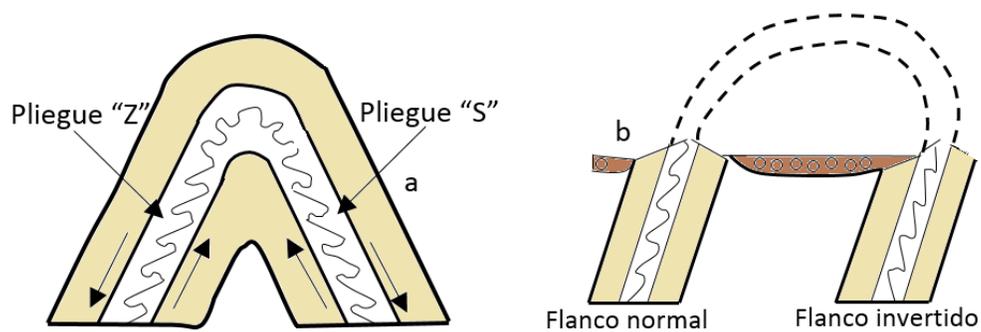


Figura 39. Pliegues de arrastre “S” y “Z” (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.6)

En algunos los pliegues de arrastre pueden permitir deducir si el flanco de una estructura erosionada está en posición normal o invertida. Se debe considerar dos aspectos:

- Se debe observar al pliegue siempre desde el mismo lado.
- Se debe de recordar que el desplazamiento interestratal ocurre como se observa la figura 40.

Otra tipo de estructuras secundarias es **la esquistosidad y algunas lineaciones de minerales**. (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.7). Este tipo de estructuras permiten dar 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 (figura 40).

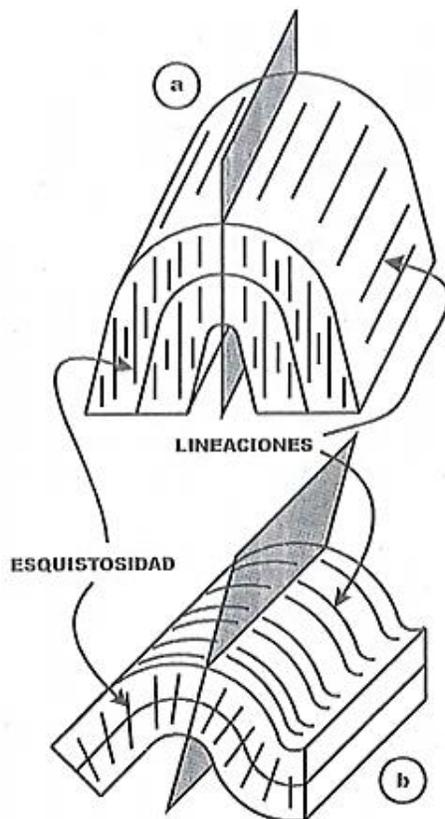


Figura 40. Planos y líneas secundarias asociadas a un pliegue (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.8).

Otra estructura secundaria es el **boudinage**, la cual se forma cuando un cuerpo tabular competente, más rígido que la roca que lo rodea, se deforma por estiramiento o aplastamiento (figura 41)

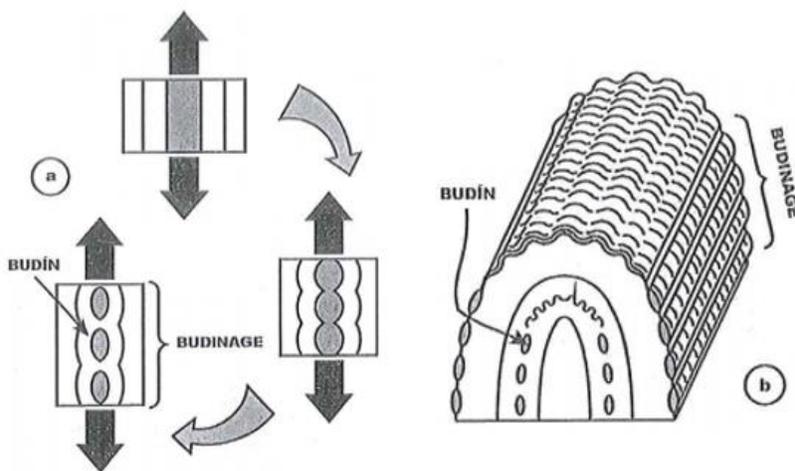


Figura 41. Boudines y boudinage en un pliegue (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.8).

Cuando una secuencia de rocas ha sufrido una deformación, presenta complicaciones que están representadas por pliegues y/o fallas y fracturas. 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 fácilmente (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.10).

4.4 Mecanismos de plegamiento

- **Plegamiento activo** (*buckling*): es un proceso de plegamiento que inicia cuando un estrato se acorta paralelo a la estratificación. Si las capas poseen diferentes viscosidades y /o propiedades mecánicas, estas responderán de diferente manera a las fuerzas, generando ondas o *buckles*. La longitud de onda dependerá del espesor y competencia de las capas (Fossen,2010,P.226)
- **Plegamiento pasivo o “plegamiento falso”**: es aquel donde la estratificación no ejerce influencia mecánica sobre el plegamiento, es decir, la estratificación sirve como una expresión visual de tensión sin contraste mecánico o de competencia con las capas vecinas
- **Plegamiento flexural** (*slip folding*) : proceso en el cual las capas se deslizan mientras se pliegan y pueden mantener su espesor constante, pero esto depender de la composición de cada capa así como a la profundidad que estas se encuentren (Fossen,2010,P.227).
- **Pliegues por desprendimiento “buckle o detachment”**: estos dependen enteramente de las características mecánicas de las capas que son acortadas así como sobre las secuencias sobre las cuales descansan (sal, lutitas) ya que estas rocas, son más dúctiles y actúan como un lubricante, formando una superficie de *décollement* sobre la cual las capas se pliegan como un acordeón (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.11).
- **Pliegues por flexión de falla** (*fault bend*): 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 (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.11).
- **Pliegues por propagación de falla** (*fault – propagation fold*): se forman cuando las rocas que se encuentran delante de la punta de una falla se van deformando a medida que el deslizamiento de está aumenta (figura 42). A cada incremento del deslizamiento de la falla, los estratos del bloque se mueven a lo largo de un plano y 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 (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.15).

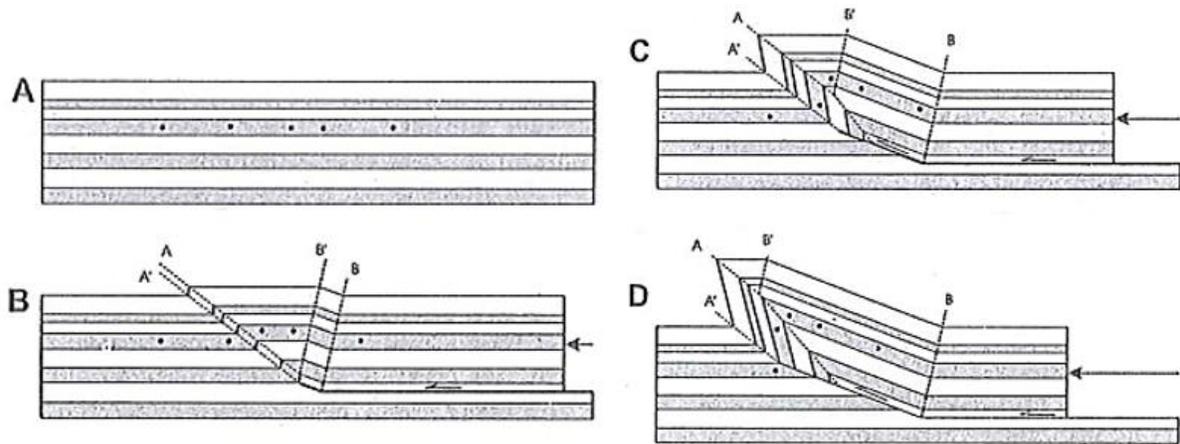


Figura 42 Evolución progresiva de un pliegue por propagación de falla (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.15).

- **Pliegues por triángulo de cizalla (*trishear*):** son aquellos que están relacionados con una falla inversa, en cuya punta se forma un zona triangular, dentro de la cual ocurre cizalleo, generando pliegues redondeados en lugar de geometrías kink (Padilla y Sánchez, 2013, P.5.16)(figura 43)

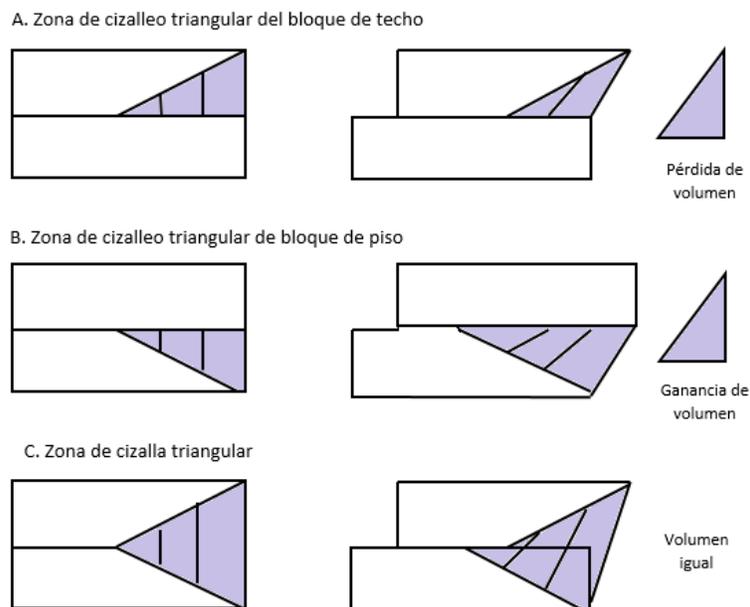


Figura 43. Geometría simplificada de plegamiento por triángulo de cizalla (*trishear*) Padilla y Sánchez, 2013, P.5.16).

4.5 Fallas

Cuando las rocas o las capas de rocas son sometidas a esfuerzos tectónicos, se curvan o se rompen o experimentan ambos fenómenos al mismo tiempo. En su forma más simple, una falla es una discontinuidad laminar, o una superficie de ruptura, generada en la roca a través de la

cual se produce un desplazamiento o deslizamiento observable. La contracción y la extensión inducen la ruptura por cizalladura en las rocas. La dirección de los esfuerzos principales determina la orientación del plano de ruptura o de la falla. La resistencia de la roca controla la magnitud del esfuerzo de corte necesario para romper la roca (Cerveny et al; 2005)

Una falla puede ser un transmisor o una barrera para el flujo de fluido y la comunicación de la presión. La categorización del comportamiento de las fallas es de suma importancia para la perforación, exploración y desarrollo de hidrocarburos. Esta caracterización parte de la arquitectura de las fallas, es decir, su forma, tamaño, orientación e interconectividad de las mismas; además comprende la distribución del desplazamiento general de las fallas que forman subfallas múltiples.

4.6 Teoría Andersoniana

La **teoría Andersoniana** de formación de fallas es ampliamente utilizada como base para describir los fundamentos de la orientación de las fallas según la discontinuidad (figura 44)

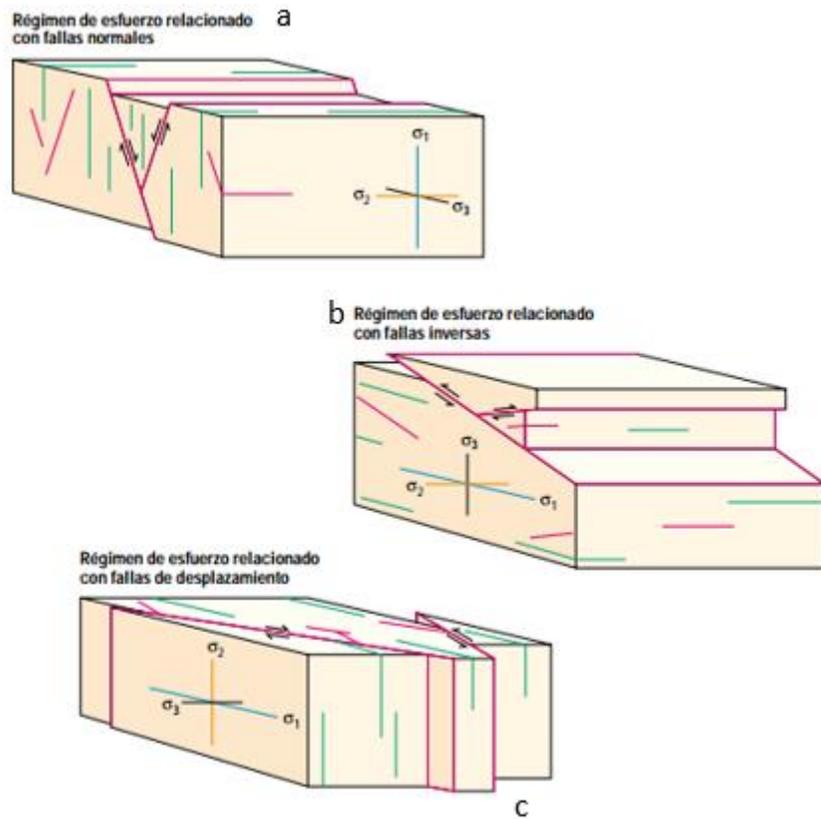


Figura 44. Relación de los tipos de fallas con la orientación de los esfuerzos. La teoría Andersoniana explica los tres tipos de fallas principales relacionados con la orientación del esfuerzo principal (Cerveny et al; 2005)

Esta teoría describió tres tipos de fallas básicos (normal, inversa y de desplazamiento) relativos a las orientaciones de los esfuerzos regionales máximos. Esta teoría asume que uno de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 o σ_3) en orden de magnitud decreciente) o la carga litostática, es siempre vertical, y que los otros esfuerzos son ortogonales y horizontales (Cerveny et al; 2005). Según esta teoría las fallas se forman como dos planos conjugados con las tres relaciones siguientes entre la orientación de las fallas y los esfuerzos principales son:

- Las fallas se forman con un ángulo de +/- 30° respecto a la dirección σ_1
- Las fallas se forman con un ángulo de +/- 60° respecto a la dirección σ_3
- La línea formada por la intersección de los planos de fallas conjugados será paralela a σ_2

Cabe mencionar que esta teoría es muy restringida y que no considera el comportamiento de las fallas lítricas, fallas de despegue, etc., es decir esta teoría describe comportamientos ideales de las fallas.

4.7 Definiciones

Fractura: discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura.

Falla: son superficies de discontinuidad que separan bloques de roca donde ha ocurrido desplazamiento de bloques con movimiento paralelo al plano de discontinuidad.

Algunos geólogos usan el término de *shear fracture* como sinónimo de falla, siendo la diferencia que *shear fracture* es para estructuras milimétricas o fallas microscópicas, mientras que el término de falla se utiliza para estructuras que van de metros a decenas de metros. Otro aspecto que se debe de considerar es el espesor de las fallas, ya que depende de la escala de observación, los objetivos del estudio y de la precisión con la que se toman los datos.

Para poder entender las diversas definiciones de falla, se debe tener en cuenta a los mecanismos de deformación que las originaron, ya sean mecanismos plásticos o quebradizos (*brittle*) (Fossen, H.2010).

Horst: estructura positiva semejante a un pilar (sobre el bloque de piso), delimitada por dos fallas normales (Arellano, 2002, P.106).

Graben: estructura negativa semejante a una fosa (sobre el bloque del techo), delimitada por dos fallas normales (Arellano, 2002, P.106).

Cabalgadura: falla inversa en la cual el desplazamiento neto es uno diez kilómetros (Arellano, 2002, P.106).

Sobrecorrimiento: falla inversa en la cual el desplazamiento es de diez a cuarenta kilómetros (Arellano, 2002, P.106).

Napa: falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a cuarenta kilómetros (Arellano, 2002, P.106).

Décollement: falla inversa en la cual el desplazamiento se debe un proceso gravitatorio. También se conoce como *décollement* a las superficies de despegue (Arellano, 2002, P.106).

Klippe: afloramiento asilado de bloque de techo de una falla inversa de ángulo bajo, constituido por rocas alóctonas, rodeado por afloramientos continuos del bloque de piso (Arellano, 2002, P.106).

Ventana tectónica: afloramiento aislado del bloque de piso (autóctono) en una falla inversa de ángulo bajo, rodeado por afloramientos continuos del bloque de techo (Arellano, 2002, P.106).

Estructura en flor: estructuras plegadas, asociadas con fallas de desplazamiento de rumbo. En las zonas en las que las fallas de desplazamiento de rumbo se forman en la corteza convergente, o estadio de transgresión, las rocas son falladas en sentido ascendente formando una estructura en flor positiva. En las zonas con fallas de desplazamiento de rumbo en la corteza divergente, o estadio de transtensión, las rocas descienden para formar una estructura en flor negativa. Las estructuras en flor pueden formar trapas de hidrocarburos.

4.8 Clasificación de fallas

Las fallas se pueden clasificar en tres grupos:

1. **Por el tipo de movimiento:**

- Falla normal: es el desplazamiento en el cual el bloque de techo se desliza hacia abajo con relación al bloque de piso (Figura 45 a).
- Falla inversa: cuando el bloque de techo se desliza hacia arriba con relación al bloque de piso (Figura 45 b).

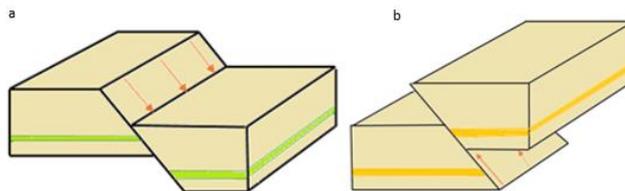


Figura 45. a) Falla normal, b) falla inversa

- Falla transcurrente: si el movimiento de los bloques se dan en dirección del rumbo del plano de falla, corresponde a una falla de transcurrencia o falla lateral, pudiendo ser lateral izquierda o lateral derecha (Figura 46)

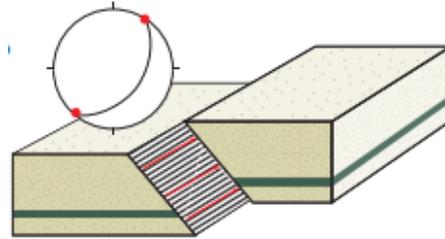


Figura 46. Falla transcurrente (Modificado de Fossen, H.2010).

- Falla oblicua: cuando el desplazamiento es oblicuo tanto al rumbo como a la dirección del echado (Figura 47).

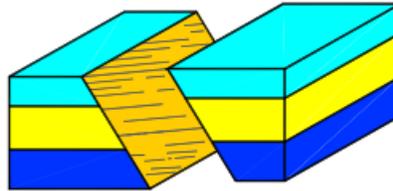


Figura 47. Falla oblicua (Arellano J. 2002).

- Falla de rotación o de tijera: cuando un bloque presenta un movimiento de rotación con respecto al otro (Figura 48).

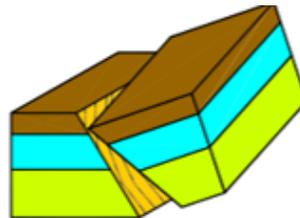


Figura 48. Falla de tijera (Arellano J. 2002).

- Falla circular: también conocida como falla lítrica o falla de “cuchara”. Se presenta en materiales poco consolidados, como suelos, depósitos de talud, rocas muy alteradas o muy fracturadas. En este caso se forma una superficie de falla que permite el deslizamiento de talud que cede por su propio peso, y sea porque pierde apoyo al quedar desconfinado, por el intemperismo de los materiales o por la saturación de agua del terreno (Figura 49) (Dávila M.2016).



Figura 49. Esquema de una falla de cuchara y su representación en red estereográfica (Dávila M. 2016).

- Falla plana: se producen en macizos rocosos fisurados, cuando una parte de la masa rocosa se desliza a través de un plano de una discontinuidad con dirección paralela al talud, con ángulo de inclinación del echado con salida en el mismo. Un bajo ángulo de fricción o la presencia de arcilla o agua en el plano de falla, favorecen el deslizamiento (Figura 50) (Dávila M.2016).

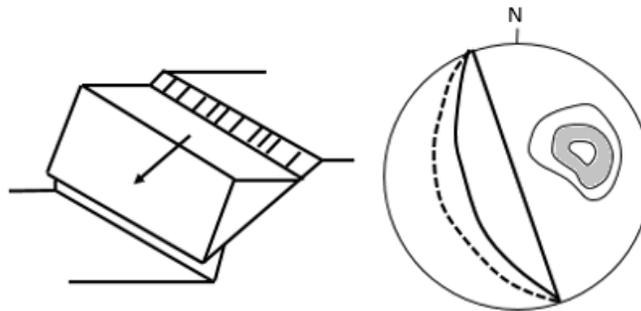


Figura 50. Esquema de una falla plana y su representación en la red estereográfica (Dávila M. 2016).

- Falla por formación de cuña: se produce cuando dos discontinuidades se intersectan y forman una cuña de roca que desliza hacia la cara del talud, en el sentido de la dirección de la línea de intersección de sus planos. El deslizamiento a lo largo de la línea de intersección de los planos A y B es posible cuando: el echado de esta línea es más bajo que la inclinación de la cara del talud y cuando el ángulo de inclinación de la línea de intersección de los plano es mayor que el ángulo de fricción (Figura 51) (Dávila M.2016).

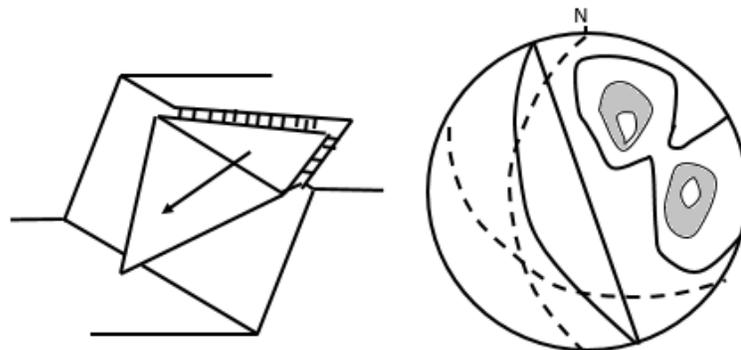


Figura 51. Esquema de una falla por formación de cuña y su representación en la red estereográfica (Dávila M. 2016).

- **Falla por volteo:** tiene lugar en taludes de roca con discontinuidades paralelas al dirección del talud pero con echado en sentido opuesto, en este caso el talud se desmenuza por efecto de la gravedad, al separarse o desprenderse los bloques tabulares de roca (Figura 52) (Dávila M.2016).



Figura 52. Esquema de una falla por volteo y su representación en la red estereográfica (Dávila M. 2016).

2. **Por el desarrollo de la misma:** de primer orden, segundo orden y tercer orden.
 3. **Por su profundidad:** Corticales: cuando acaban dentro de la corteza terrestre. Subcorticales: llegan hasta la astenosfera. Profundas llegan hasta los 300 km de profundidad y Sub profundas: llegan hasta los 700 km de profundidad.
- **Falla transformante:** es el borde de desplazamiento lateral entre dos placas tectónicas una respecto a la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera (Tarbuck y Lutgens, 2005) (figura 53)

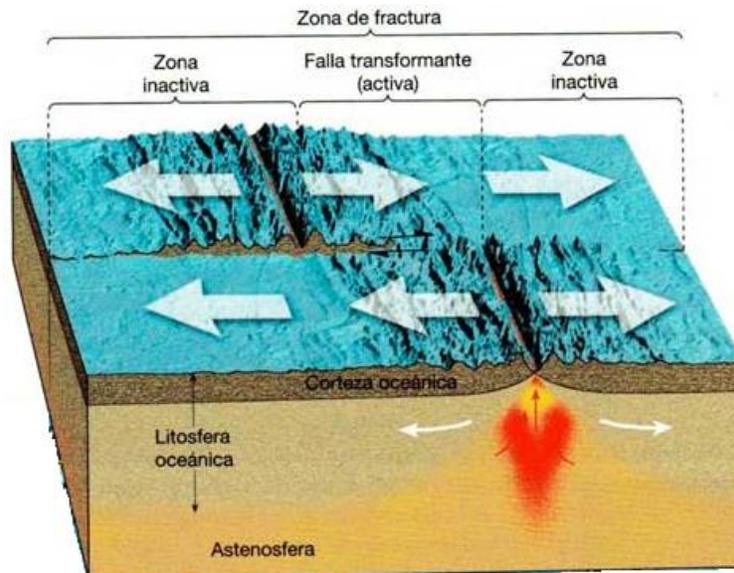


Figura 53. Falla transformante y sus zonas activas e inactivas (Tarbuck y Lutgens, 2005, P.62)

4.9 Criterios de reconocimiento

Existen varios criterios para reconocer las fallas:

- **Estratigráficos:** series dislocadas (Figura 54)
- **Morfológicos:** enfacetado triangular, red fluvial en enrejado, desnivel en las superficies de erosión y alineación de fuentes.
- **Mecánicos**
- **Geofísicos:** basados en métodos de prospección geofísica como: gravimétricos, sísmicos, magnéticos, teluromagnéticos, eléctricos
- **Tectónicos:** al encontrar estructuras diferentes a un lado y a otro de la falla.
- **Microtectónicos o tectoglifos:** aquellos observados en planos de falla como: estrías, escalones de acreción de minerales o de arranque, facetas pulidas o rugosas, grietas de tensión, cizallas conjugadas, etc.

El geólogo identifica las zonas de falla en franjas más o menos constantes a lo largo de las cuales las rocas están muy fracturadas y cizalladas, con superficies pulidas y estriadas por fricción; o con brechas de falla, cataclasis, milonita y harina de falla, estos últimos rasgos productos del metamorfismo dinámico.

Todas estas características reducen notablemente la resistencia de las rocas en las zonas de falla. Supuestamente las rocas están totalmente desplazadas por corte en las zonas de falla, esta condición no es constante a lo largo de toda la zona de falla y puede ocurrir que en algunas partes dentro de estas zonas se trata de corredores de cizallamiento.

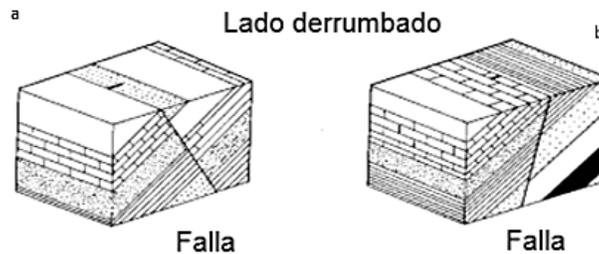


Figura 54. Un criterio estratigráfico muy utilizado es la repetición y omisión de estratos. Figura a falla normal con echado contrario a las capas y una repetición de capas. Figura b falla normal con un echado casi constante entre los estratos. (Academia, Estructuras. 2018. mayo 16)

En la figura 55 a se observa el escarpe de una falla normal, en la figura b se aprecia una falla inversa, en el caso de una falla direccional se establece el drenaje natural a lo largo de la zona de falla (figura 55. c). En la figura d se aprecia la evolución de un escarpe de línea de falla (d i), la falla se reactiva y la erosión ataca el material más débil de tal manera que en (d iv) el escarpe erosional invierte su sentido, con respecto al sentido del escarpe original de la falla.

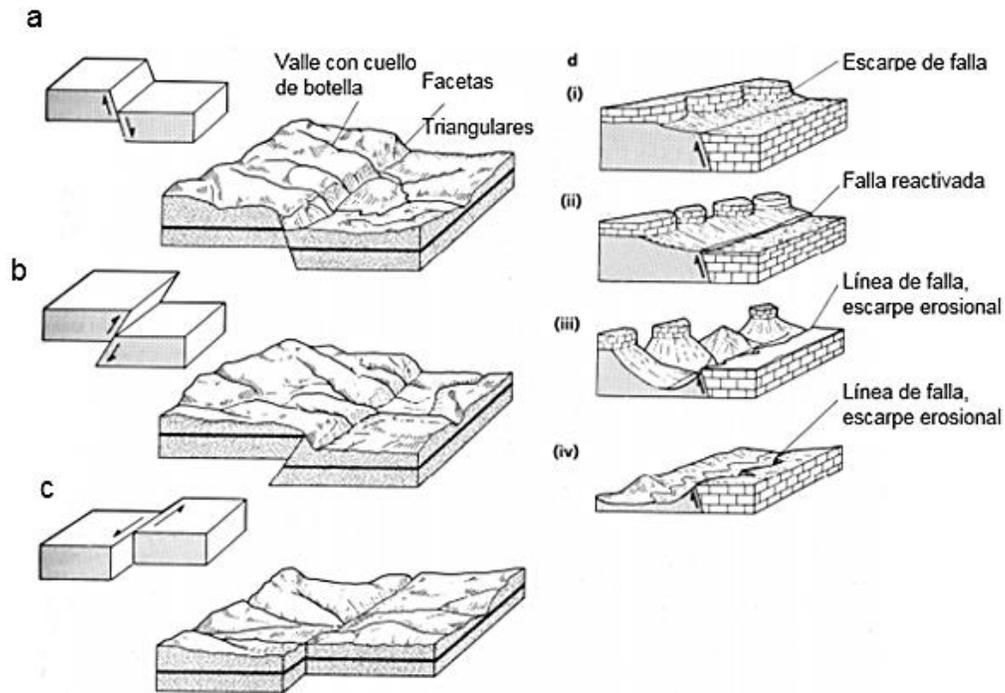


Figura 55. Evolución morfológica del escarpe de falla. (Academia, Estructuras. 2018. mayo 16)

4.10 Fracturas y diaclasas

Fracturas

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan fracturas cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad, en sentido paralelo a la propia superficie (Arellano et al., 2002). Las fracturas pueden ser generadas por la concentración de esfuerzos en zonas de contraste composicional, por pérdida de volumen, por enfriamiento, durante de la deformación extensional o contraccional, por efecto de la diagénesis, actividad biológica, etc.

Los principales tipos de fracturas son:

- Fracturas de cizalla: tienen un sentido de desplazamiento paralelo al plano de fractura, forman algún ángulo agudo con respecto a la máxima dirección del esfuerzo compresivo principal (σ^1) y un ángulo obtuso con respecto a la dirección mínima de esfuerzo compresivo (σ^3) dentro de la muestra de roca (Figura 56). El término de fractura de cizalla se ocupa para fracturas con pequeños desplazamientos (desde milímetros hasta decímetros) (Fossen, H.2010).

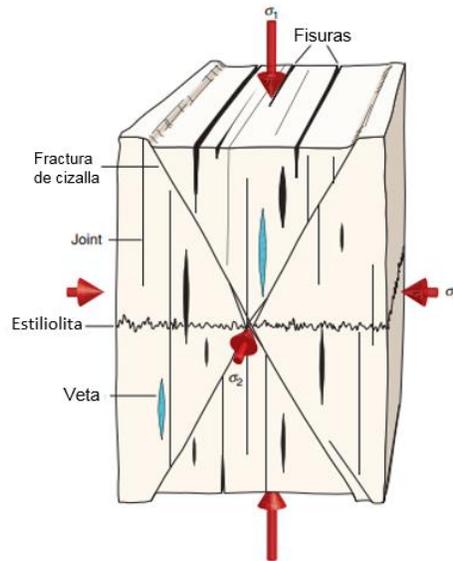


Figura. 56. Orientación de varios tipos de fracturas con respecto al esfuerzo principal (modificado de Fossen H.2010).

El ángulo agudo entre las fracturas de cizalla es llamado ángulo conjugado y este depende principalmente de: las propiedades mecánicas del material, de la magnitud absoluta del esfuerzo principal mínimo (σ^3), de la magnitud del esfuerzo principal intermedio (σ^2) relativo a los esfuerzos máximo y mínimo.

- Fracturas de extensión: son aquellas en las cuales las dos paredes de la roca agrietada se mueven a cierta distancia una de la otra en sentidos opuestos, alejándose del plano de fractura. Las fracturas de extensión están rellenas de fluidos como gas, magma o minerales. Cuando las fracturas están rellenas por algún fluido se clasifican como fisuras. Cuando están rellenas de minerales se llaman vetas y cuando están rellenas por magmas se les conoce como diques (Fossen, H.2010).
- Fracturas de tensión: estas fracturas son similares a las fracturas de extensión ya que en ambos casos las paredes se separan perpendicularmente, a una cierta distancia del plano de fracturamiento, pero las fracturas de tensión se forman por una componente mínima de esfuerzo negativo.

Diaclasas (*joints*)

Son fracturas en las cuales no se ha producido algún desplazamiento aparente, presentan una orientación aleatoria y la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos familias. Se generan principalmente por esfuerzos tensionales de cizalla (Figura 57), en respuesta a movimientos mayores de la corteza terrestre, también se pueden desarrollar como resultado del intemperismo, por procesos magmáticos durante el enfriamiento de las rocas ígneas y por contracción y expansión de las capas más superficiales durante la erosión. Comúnmente tienen una orientación paralela entre sí, y se encuentran en juegos o familias.

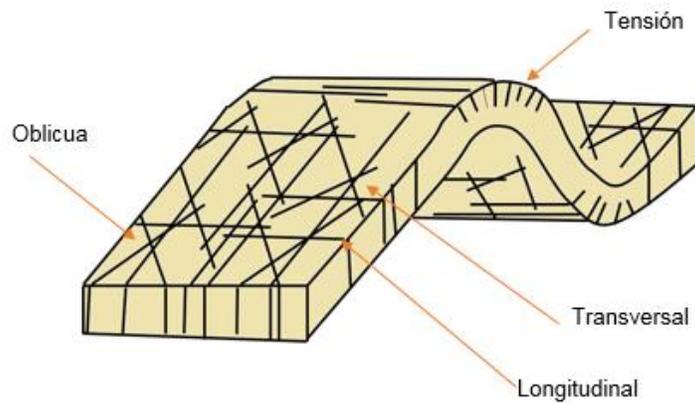


Figura 57. Tipos de diaclasas

Las diaclasas se pueden clasificar en base en:

- Su forma: **diaclasas sistemáticas**: son aquellos grupos de diaclasas que poseen una geometría planar y son paralelas o subparalelas unas a otras, manteniendo un espaciado entre ellas. **No sistemáticas**: diaclasas curvas y de geometría irregular, pueden ocurrir en distintas longitudes.
- Su longitud: diaclasas maestras o principales, diaclasas mayores y diaclasas menores.
- Abundancia relativa.

Los sistemas de diaclasas son cuando dos o más juegos de diaclasas presentes en un afloramiento o cartografiadas en un mapa. Cuando existen dos o más familias de diaclasas que afectan el mismo volumen de roca y se intersecta formando ángulos más o menos constantes y geometrías semejantes (Figura 58).

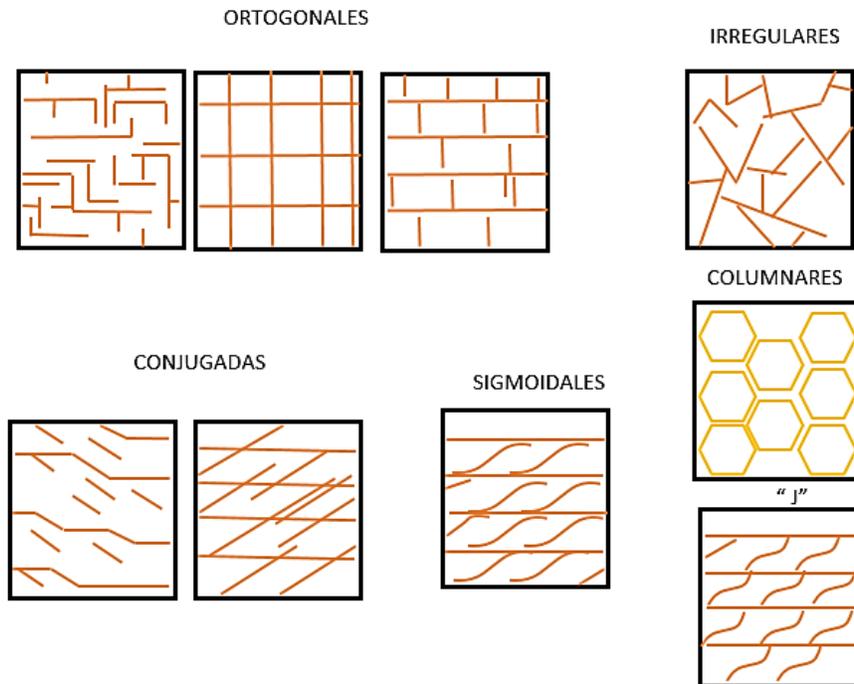


Figura 58. Principales formas de diaclasas (Plataforma de apoyo a la docencia presencial. 2005)

Los principales procesos que generan a las diaclasas son:

- Levantamiento y descompresión: cuando una roca se aproxima a la superficie sus condiciones de temperatura, presión cambian drásticamente, generando que esta se contraiga.
- Diaclasas laminares o descamaciones:
- Fracturamiento hidráulico
- Diaclasas ligadas a procesos tectónicos

4.11 Principales indicadores cinemáticos en campo

Estructuras S-C: estas estructuras consisten de pequeños planos de cizalla separados por milímetros o centímetros entre sí y orientados subparalelos los borde de la zona de cizalla principal. El crecimiento de filosilicatos (micas) con el plano basal orientado paralelo a la dirección de máxima extensión, desarrolla un plano de esquistosidad que forma un ángulo agudo con la dirección de cizalla. Los planos C frecuentemente muestran una lineación paralela a la dirección de cizalla, pero los planos S y C definen una lineación de intersección perpendicular a la dirección de cizalla. Estas estructuras planares compuestas se desarrollan en las fases tempranas de una deformación, particularmente en rocas graníticas (Figura 59) (Tolson, G.)

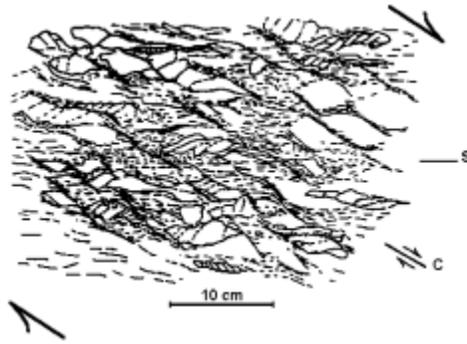


Figura 59. Estructuras S-C en una protomilonita (Tolson G.).

Estructuras C´: en estadios avanzados de deformación, cuando la roca deformada ha adquirido una fuerte foliación paralela al plano de cizalla (figura 60), se forman estructuras extensionales denominadas C´. Estas estructuras acusan un sentido de rotación antitético (contrario) al sentido de rotación de la cizalla. Las rocas que exhiben estos planos de cizalla antitéticos suelen desarrollar fuertes lineación por extensión paralelas a la dirección de cizalla y lineaciones de intersección perpendiculares a esta.

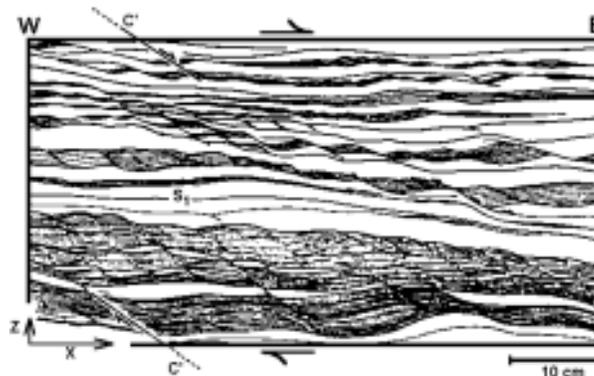


Figura 60. Estructuras C' en rocas pelíticas (Tolson, G.).

Pliegues: los pliegues formados por capas inicialmente paralelas al plano de cizalla indican el sentido correcto de cizalla. Sin embargo, los pliegues formados en capas transversales a la zona de cizalla pueden mostrar tanto el sentido correcto como el incorrecto del desplazamiento (Tolson G.)

Este problema hace que los pliegues sean de los indicadores cinemáticos más ambiguos, y su uso requiere de extremada precaución cuando no se puedan observar otras microestructuras que apoyen el sentido de cizalla inferido por pliegues (Figura 61).

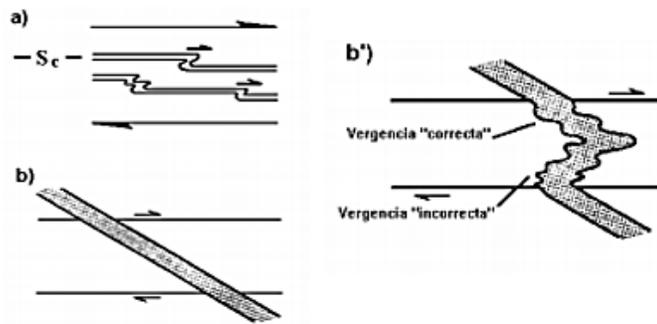


Figura 61. los pliegues como indicadores cinemáticos. Nótese los casos donde la determinación es correcta (a) e incorrecta (b y b') (Tolson G.).

Libros rotados: los porfidoclastos de materiales que no se pueden deformar plásticamente a las condiciones de P y T vigentes durante la deformación tienden a desarrollar microfallas aprovechando los planos de cruceo del mineral. El sentido de las microfallas es antitético al sentido de la cizalla (Figura 63) (Tolson G.)

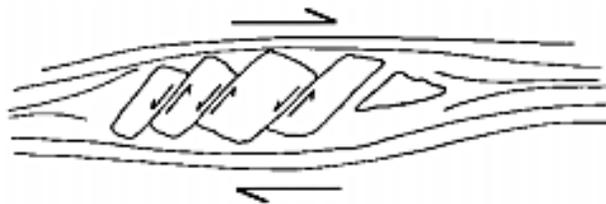


Figura 62. Cristal de feldespato potásico mostrando rotación de bloques como libros caídos (Tolson G.).

Vetillas escalonadas: las vetillas extensionales son muy comunes en las zonas de cizalla. Se encuentran típicamente rellenas de cuarzo y calcita y se forman a $\sim 45^\circ$ de la dirección de cizalla. Una vez cristalizadas pueden ser plegadas y rotadas, con lo cual adquieren una geometría sigmoidal. Así mismo pueden formarse nuevas generaciones de vetillas durante la deformación progresiva (Figura 63).



Figura 63. Las vetillas escalonadas y su relación con los bordes de la zona de cizalla. Nótese la formación de distintas generaciones durante la deformación progresiva (Tolson G.).

Lineación de fibras minerales: las fallas tienden desarrollar fibras minerales que son precipitadas durante el desplazamiento. La dirección de los escalones indica la dirección del desliz (Figura 64) (Tolson, G.).

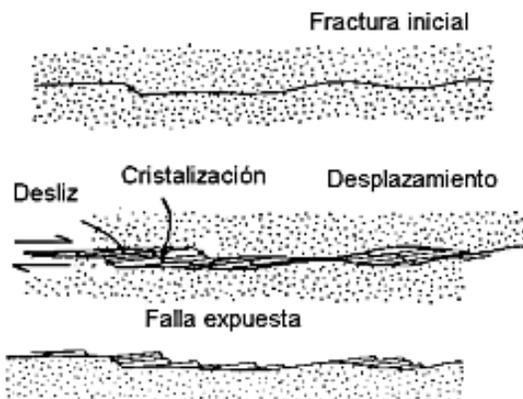


Figura 64. Secuencia del desarrollo de las fibras minerales en los planos de falla (Tolson G.).

4.12 Materiales asociados al movimiento de las fallas

A lo largo de las fallas, las rocas suelen romperse y pulverizarse conforme los bloques de corteza situados en los lados opuestos de una falla se rozan unos con otros. El material arcilloso que resulta de este movimiento se llama salbanda de falla, *fault gouge* o harina de falla. (Tarbuck y Lutgens, 2005). Otros materiales que se pueden encontrar en las zonas de falla son “las rocas de falla” como las cataclasitas (brechas, microbrechas, salbanda de falla, pseudotaquitas, etc.), milonitas y rocas metamórficas (Figura 65).

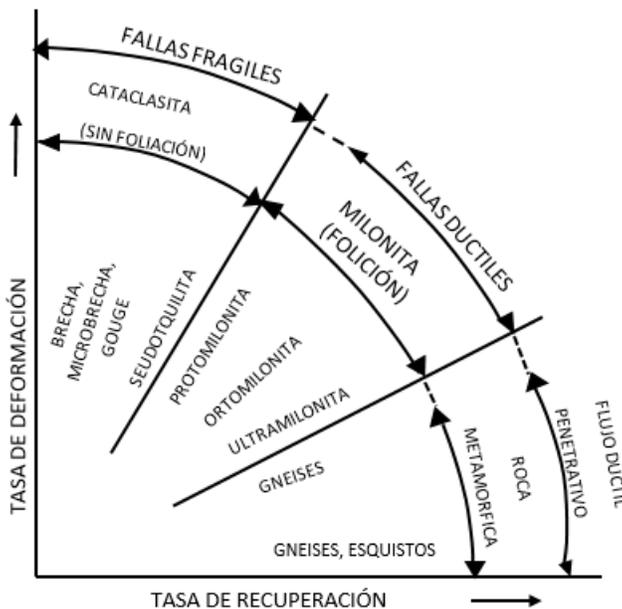


Figura 65. Clasificación de las rocas producidas por fallas en función de las tasas de deformación- recuperación (Oyarzun R. y Doblas M. 2007)

Estos materiales deben de ser analizados con mucha cautela ya que pueden generar confusión en su interpretación en campo. Por ejemplo la harina de falla puede confundirse con otras rocas altamente alteradas y asociadas a yacimientos epitermales.

Para poder hacer una correcta interpretación en campo se debe de considerar si tienen una continuidad regional dentro de la zona de cizalla, si pertenecen a una formación geológica cartografiable, etc. (Oyarzun R. y Doblaz M. 2007)

4.13 Ejercicios

Ejercicio 1 .Señale en la imagen y enliste en el recuadro de lado derecho las estructuras geológicas primarias y secundarias que se observan en las imágenes y su posible ambiente tectónico de formación.

1.



(Lisle.2004, p.65)

2.



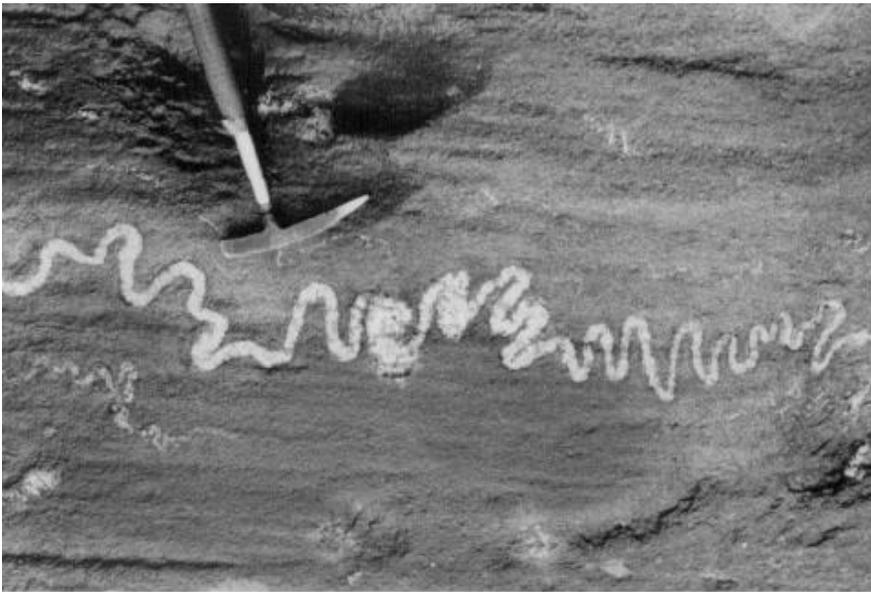
(Lisle.2004, p.67)

3.



(Lisle.2004, p.67)

4.



(Lisle.2004, p.51)

5.



(Lisle.2004, p.31)

6.



(Lisle.2004, p.35)

Ejercicio 2. Sobre un terreno plano se encuentra una falla normal de dirección EW 60° S, que disloca a un estrato de roca sedimentaria cuya orientación es de $N30^{\circ}$ W, 45° NE. El desplazamiento neto de la falla es de 100 m. Determinar la posición del estrato dislocado en el bloque norte de la falla o bloque del piso sobre el mapa (figura 66).

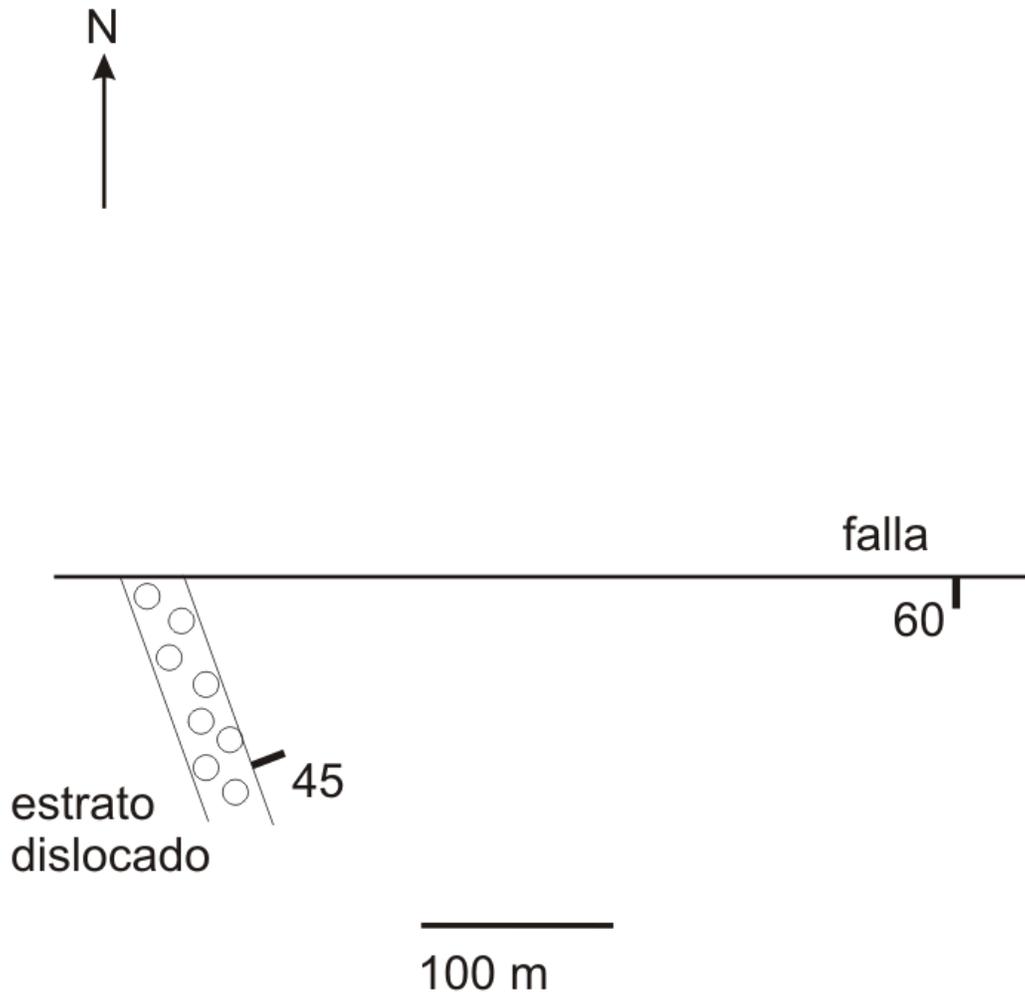


Figura 66. Ejercicio para predecir la ubicación de un estrato dislocado por una falla

Ejercicio 3. Sobre un terreno plano se encuentra una falla normal de dirección N 50° E, 60° SE, que disloca a un estrato de roca sedimentaria cuya orientación de N40°W, 50°SW, sobre el mapa se puede medir una distancia horizontal entre el punto A y B de 300m. Determinar el desplazamiento neto de la falla (figura 67)

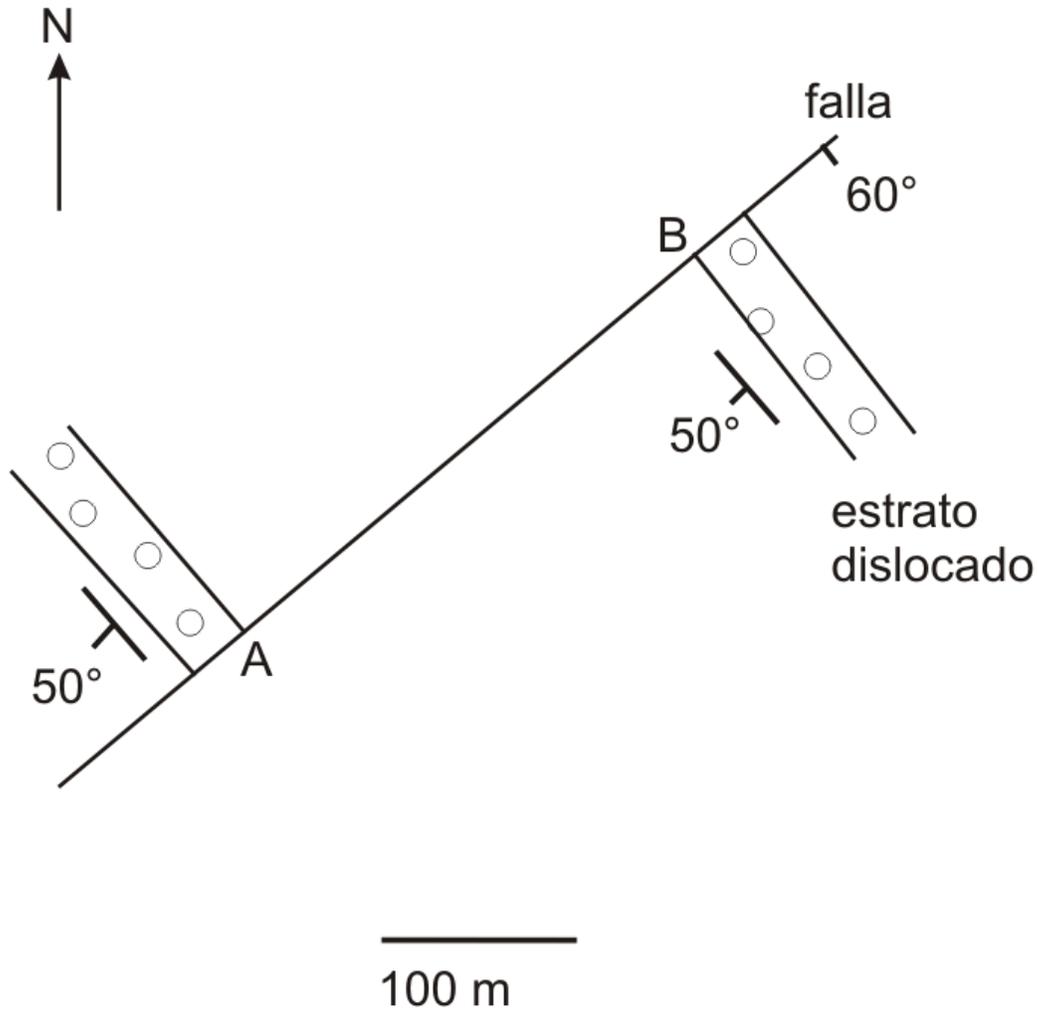


Figura 67. Ejercicio para cálculo del desplazamiento neto de una falla.

Ejercicio 4. Sobre un terreno se encuentra una falla normal de dirección EW 55° S, que disloca a un estrato de roca sedimentaria cuya orientación es de N 25° E y a una veta de orientación N 20° W con 40° al SW. Determinar el desplazamiento neto de la falla así como su orientación (figura 68).

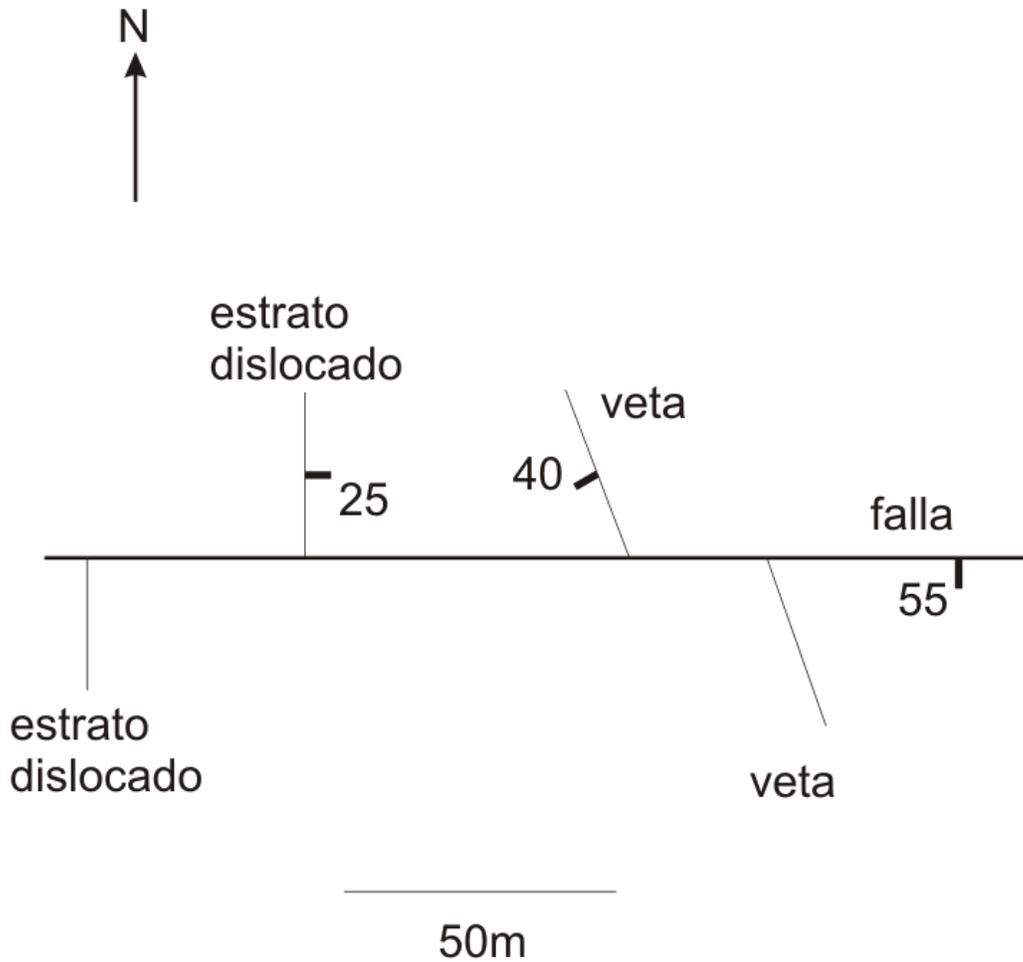


Figura 68. Ejercicio para calcular el desplazamiento neto de una falla teniendo dos planos dislocados.

Capítulo 5 Tectónica de sal

El término de tectónica salina se refiere a las deformaciones y manifestaciones tectónicas de la corteza terrestre producidas o ligadas a sustancias salinas y a las estructuras que las originan (Arellano J. 2012).

La influencia de la sal durante la deformación, depende del espesor, extensión y su posición en la columna estratigráfica, el grado de reactivación del basamento y las propiedades físicas de los estratos superpuestos, etc. La deformación puede ser local sin estar relacionado con deformaciones tectónicas, completamente influenciadas por los contrastes de densidad entre la sal y su sobrecarga. En otros casos y más comunes, la sal tiene un rol más regional, bajo la influencia de tectonismo local (Fossen H.2010).

Existen 4 principales factores que influyen en el movimiento de la sal y en el tipo de estructuras o forma que finalmente se presente:

1. Resistencia o viscosidad de la sal.
2. La composición y espesor de la capa original.
3. La resistencia a la fractura de las rocas que las cubren (bajo esfuerzo cortante).
4. El contenido de agua en las capas de sal y en las rocas adyacentes (lubricación).

5.1 Propiedades de la sal y la reología

La sal es un compuesto soluble, desmenuzable, formado por la sustitución de hidrogeno de un ácido por un metal. La sal tiene propiedades físicas y reológicas que la hacen fundamentalmente diferente de otras rocas. Las capas de sal en secuencias sedimentarias consisten en halita y de otros minerales como anhidrita, yeso y minerales arcillosos. La halita pura tiene una densidad aproximada de $2.160 \frac{g}{cm^3}$. Esto hace que la sal sea menos densa que muchas rocas carbonatadas, pero más densa que los sedimentos siliciclásticos sin litificar (Fossen H.2010).

La sal al no tener prácticamente porosidad, solo en profundidades muy someras, es incompresible y por lo tanto no se hace más densa con el incremento de sobrecarga o sepultamiento (Figura 69).

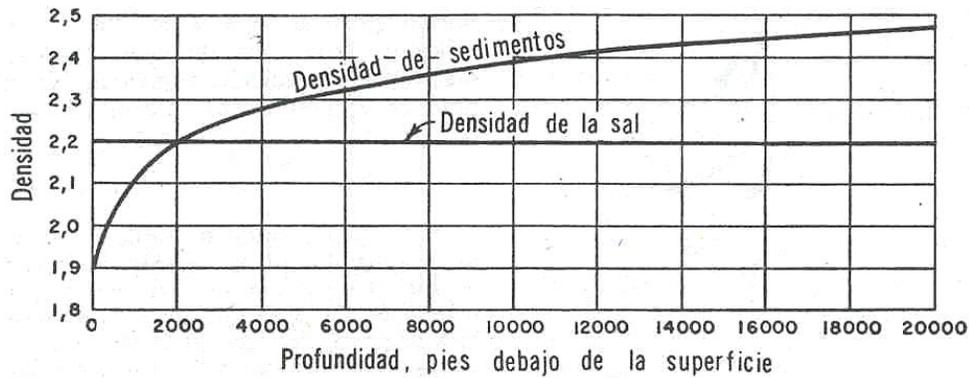


Figura 69. Se observa la diferencia de densidades entre la sal y los sedimentos siliciclásticos a medida que aumenta la profundidad (Arellano, J. 2012)

La mayoría de las rocas sedimentarias sufren cambios físicos y químicos durante el sepultamiento, ya que su densidad aumenta conforme aumenta su sepultamiento. Por lo tanto, surge una inversión de densidad, una vez que la sobrecarga de compactación se vuelve más densa que la sal. Generando una inestabilidad gravitacional, la cual, bajo ciertas condiciones puede resultar o genera en un flujo de sal hacia la superficie. La profundidad a la que se puede esperar una inversión de densidad y flotabilidad de sal, depende de la curva de compactación, la cual depende de las propiedades de los sedimentos y las tasas de sepultamiento. La flotabilidad de la sal debe de ser calculada en base a las condiciones locales (Fossen, H.2010).

Reológicamente, la sal se deforma de manera plástica incluso en condiciones superficiales. Únicamente si las tasas de deformación se vuelven muy altas, como aquellas asociadas con terremotos la sal se fracturará. Bajo la mayoría de las condiciones geológicas, la sal fluiría como un medio visco elástico. El componente elástico de deformación de la sal puede ser omitido para la mayoría de los propósitos, debido a las bajas tasas de relajación que tiene, y el flujo se puede considerar viscoso.

Cuando se forman intrusiones salinas, estas originan una serie de fallas generalmente de tipo normal, aunque también de desplazamiento lateral, producidos por los esfuerzos verticales, por el asentamiento y por el acomodo de los bloques originado por el movimiento ascendente de la sal; ocasionando también distorsión en los planos de estratificación (plegamiento). En algunos casos se pueden formar fallas inversas (Rojas, C. 2010).

5.2 Estructuras salinas

Los volúmenes de sal en la corteza han sido durante mucho tiempo conocidos por tomar una gran variedad de formas, generalmente se les nombra estructuras salinas a aquellos cuerpos que no se presentan en el sentido estricto con la forma establecida en la definición, por ejemplo, **diapiros** (figura 70) cuando intrusionan a la secuencia sedimentaria más joven y **toldo o**

pabellón (canopy) cuando se sobreponen a otra secuencia en sentido horizontal o subhorizontal (Arellano, J. 2012).

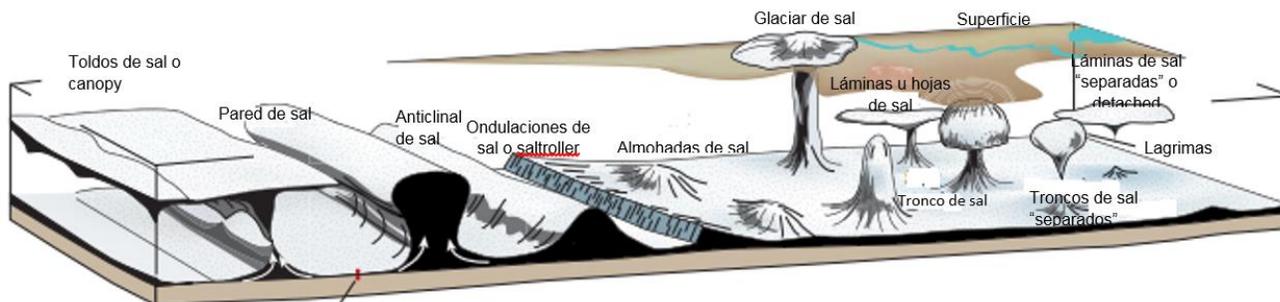


Figura 70. Diferentes tipos de estructuras salinas, nombres y geometrías (modificado de Fossen, H.2010).

Existen principalmente dos clasificaciones de estructuras salinas:

Estructuras salinas no diapíricas: son aquellas que tiene una baja amplitud, son las primeras en formarse en el proceso de la deformación de la masa salina, presentan relieves suaves en sus cimas y solo producen plegamiento flexural. Las principales estructuras son (figura 70):

- **Ondulaciones de sal (salt rollers):** es una estructura salina que tiene una baja amplitud de onda, es asimétrica, está formada por un flanco de larga pendiente con echado suave concordante, que está en contacto estratigráfico con la cubierta y presenta un flanco más corto inclinado, que normalmente exhibe contacto por falla normal producida por la sobrecubierta (Rojas, C. 2010). Pueden alcanzar dimensiones hasta un 1km de la base a la cima, longitudes de decenas de kilómetros y ancho hasta 10 km. Se desarrollan en la parte superior de las márgenes de cuencas pasivas.
- **Montículos de sal (salt swells):** estructuras que se forman en las primeras etapas de movimiento, dando inicio a pequeñas protuberancias sobre la interface sal-sedimentos. Crecen a diferentes velocidades, su longitud dependerá del espesor relativo y la viscosidad de las dos capas, tienen secciones transversales simétricas con una base plana y una cima arqueada de pendientes suaves y amplitud de 0.1 a 0.5 km. Durante la primer etapa, los espacios entre ellos se rellenan se sedimentos de diferente densidad, formando depresiones circulares en su proceso de evolución, por lo que genera un imagen inversa de los montículos (Rojas, C. 2010).
- **Anticlinales salinos:** estructuras con forma alargada de un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecarga concordante.
- **Almohadillas de sal y anticlinales salinos:** aquellas estructuras que tienden a plegarse o doblarse y elevar las capas superpuestas, ya que no son diapiros en sentido estricto, debido a que no intrusionan o perforan la sobrecarga. Muchas de estas estructuras representan varios estadios, los cuales conllevan a la formación de un diapiro, este proceso se conoce **diapirismo**. son estructuras de segunda etapa, cuando los montículos exceden la altura de 0.5 a 2.5 km, se contraen para angostarse y elevarse, formando así domos o almohadillas (Rojas, C. 2010).

Estructuras salinas diapíricas: son aquellas que se forman por la intrusión de la sal en secuencias sedimentarias, generando las siguientes estructuras:

- **Diapiro:** un cuerpo o masa relativamente móvil de composición salina principalmente o de magma o lodo saturado con agua y/o arena, que intrusión las rocas preexistentes, normalmente en sentido vertical (Figura 71).

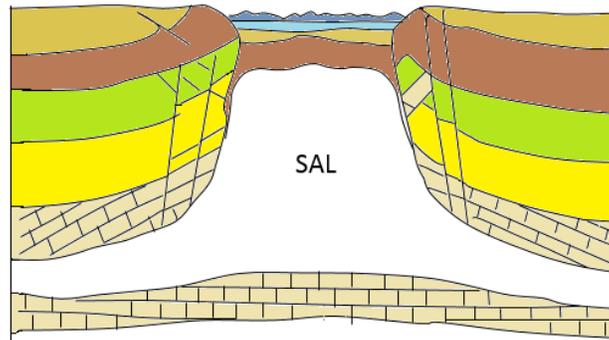


Figura 71. Diapiro salino ascendente que va intrusionando y/o desplazando a los estratos adyacentes (Arellano, J. 2012)

A alta presión, la sal se deforma plásticamente y se comporta como un “magma intrusivo” que deforma y perfora los sedimentos suprayacentes. A veces, los domos y diapiros salinos llegan a la superficie. Tienen considerable importancia económica, ya que pueden dar lugar a trampas petrolíferas en los flancos y en la parte superior. También, como en Texas, Louisiana y México (Jáltipan, Coachapa, Petata, Veracruz), el azufre aparece asociado a ellos (Arellano J. 2012).

- **Paredes de sal (*Salt walls*):** estructuras alargadas que suelen aparecer sin mucha deformación con una orientación perpendicular. Forma hileras sinuosas y paralelas, se desarrolla principalmente en los depocentros de la cuenca, alcanzan desniveles de 5km y longitudes de hasta 260 km. Es el resultado de una intensa sedimentación sobre las capas de sal (Rojas, C. 2010).
- **Troncos de sal:** estructuras con cuerpos subcirculares, están compuestos por tres partes: tallo (que es la parte más delgada), bulbo y una raíz que es la base del tallo y el bulbo. En casos muy extremos pierden ese “tallo” dejando el bulbo completamente solo. Los bulbos de sal aislados algunas veces son llamados **diapiros de lágrima (*teardrop diapirs*)**. También pueden evolucionar estos bulbos hasta formar toldos. Los troncos se desarrollan primordialmente en los depocentro de la cuenca, alcanza alturas de 5 km y longitudes de hasta 260 km. Es el resultado de una intensa sedimentación sobre las cargas de sal.
- **Toldos o *salt canopies*:** son estructuras complejas formadas por fusión parcial o total de los bulbos. Estos cuerpos se juntan a lo largo de suturas de sal y pueden o no estar conectados a la sal madre a través de los tallos (Rojas, C. 2010).
- **Lengüeta de sal:** estructura con forma de sabana salina altamente asimétrica, alimentada por un conducto individual que se expanden en una dirección preferencial a sectores de menor presión. Las lenguas individuales son máximo de un espesor de 80km de longitud y 7km de espesor y por lo general, exhiben forma de cuña (Rojas, C. 2010).

5.3 Características de las estructuras salinas en el Golfo de México

- Se caracterizan por un estilo estructural de pliegues ligeramente asimétricos, abiertos a cerrados, nucleados por sal, con vergencias al NW-SE, que evolucionaron como pliegues de despegue por propagación de fallas, despegando sobre la sal autóctona del Calloviano (Figura 72).
- Los pliegues tienen una longitud aprox. De 5 a 15 km de ancho y 10 a 20 km de largo.

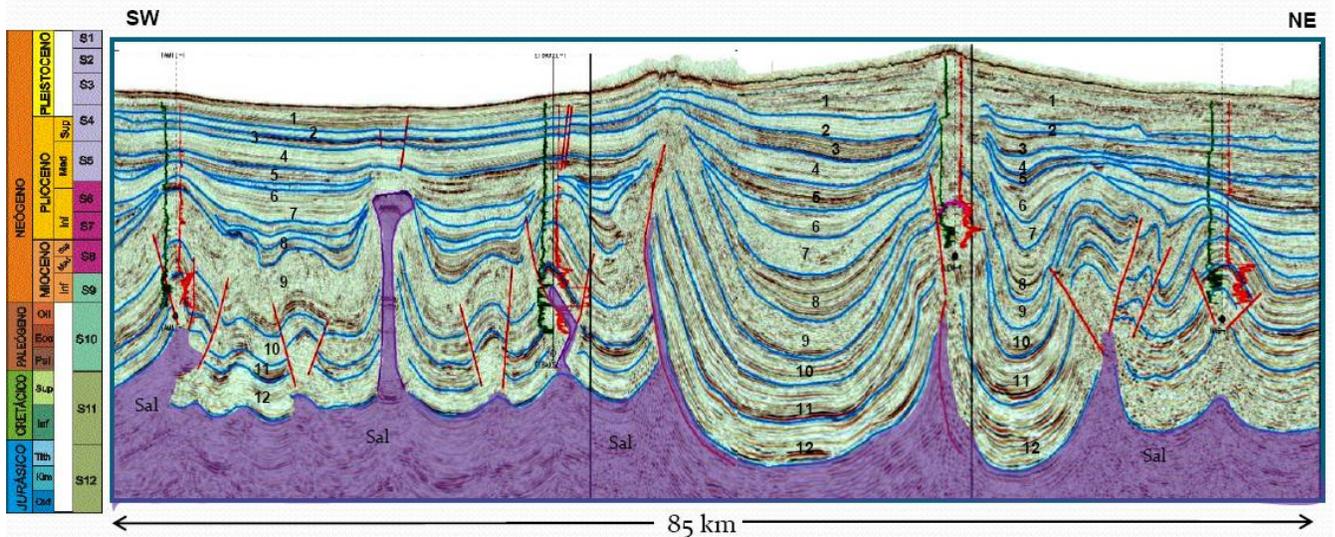
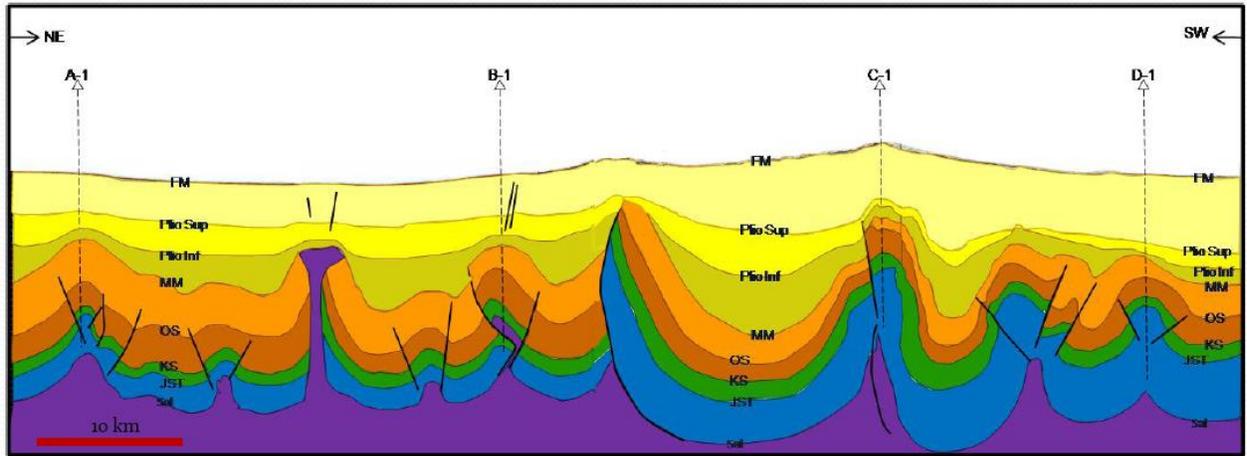


Figura 72. Estructuras salinas del Golfo de México (Arellano, J. 2012).

Mini cuencas salinas en la Cuenca del Golfo de México Profundo

La porción profunda de la Cuenca del Golfo de México Profundo se ubica en tirantes de agua superiores a 500 m., cubriendo una superficie aproximada de 575,000 km². Se han identificado

nueve provincias geológicas, distribuidas en tres proyectos exploratorios: Golfo de México B, Golfo de México Sur y Área perdida (Figura 73) (Rojas, C.2010).

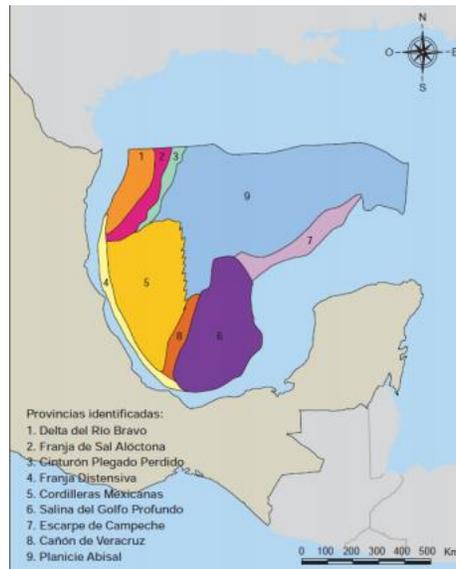


Figura 73. Provincias geológicas identificadas en la Cuenca del Golfo de México Profundo (Rojas, C. 2010)

En la provincia Salina del Golfo Profundo (Cuenca Salina del Istmo) se encuentra fuertemente afectada por la presencia de grandes toldos (canopies) de sal e intrusiones con raíz profunda, que da origen a la deformación y en algunos casos el rompimiento de las estructuras de edades mesozoicas y terciarias, que influyeron activamente en la sedimentación, dando lugar a la formación de minicuenas por evacuación de sal donde sedimentos del Plioceno quedan confinados, pudiendo llegar a formar trampas de tipo estratigráfico. En este sector de la Cuenca Salina existen numerosas evidencias de la presencia de aceite, el cual está siendo expulsado a la superficie del fondo marino a través de fallas. Con estas evidencias, se espera que el hidrocarburo principal en este sector de aceite ligero.

En los últimos veinte años el estudio de las minicuenas se ha intensificado debido a los descubrimientos de grandes yacimientos de hidrocarburos en este tipo de estructuras principalmente en la parte norte del Golfo de México. Cuando el proceso de sedimentación ocurre con mayor rapidez que la subsidencia, una minicuenas se rellena y permite que ocurra lo mismo con otras situadas a menor nivel topográfico, propiciando que se generen cadenas de minicuenas a lo largo del corredor de sedimentación (Venegas, M. 2010) (figura 74)

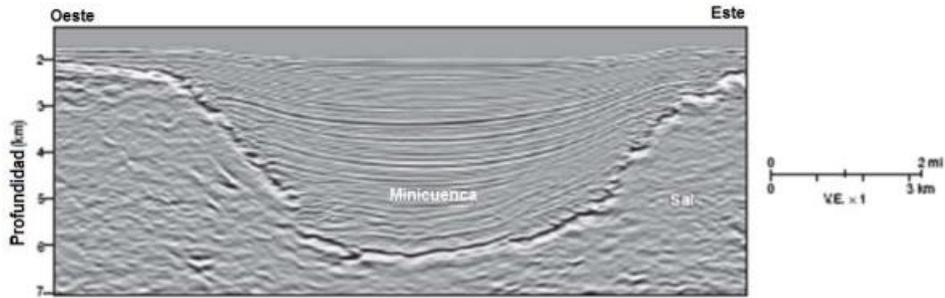


Figura 74. Sección sísmica que muestra la subsidencia de una minicuenca asociada a un grueso paquete de sal alóctona. Se observa reflectores más profundos en la parte más delgada de la minicuenca, los cuales contrastan con los flancos de la sal indicando que la minicuenca subsidio desde el principio de la depositación de los sedimentos (Venegas, M. 2010).

Una minicuenca presentará subsidencia cuando la densidad promedio del relleno es mayor que la densidad de la sal, acumulándose entonces un nuevo volumen de sedimentos en la depresión, permitiendo que la minicuenca se hunda aún más (Figura 75) (Venegas M. 2010).

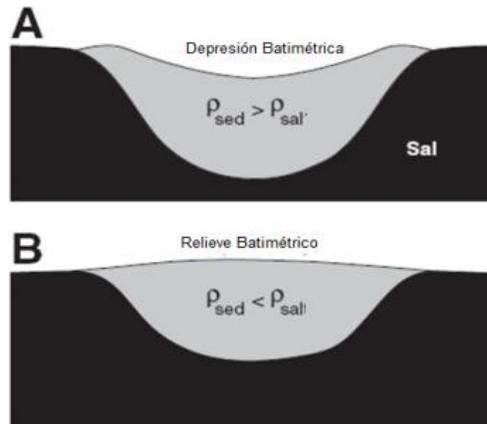


Figura 75. Modelo de subsidencia por la acción de diferencia de densidades. Figura (A) los sedimentos son más densos que la sal, el equilibrio estático produce una depresión batimétrica en el centro de la minicuenca. Figura (B) los sedimentos son menos densos que la sal, el equilibrio produce un relieve positivo por encima de la minicuenca (Venegas, M. 2010).

Cuando la densidad promedio del relleno de la minicuenca es menor que la de la sal (Figura 75 B), la minicuenca “flota” en equilibrio estático hasta ser colmatada. Una minicuenca no puede hundirse hasta que el promedio del relleno sea más denso que la sal, ya que la mayoría de las rocas siliciclásticas no se compactan a esas densidades hasta que los sedimentos acumulados se encuentren en el subsuelo a 2, 300 metros, paradójicamente el espesor diferencial en la mayoría de las minicuevas sugiere que empezaron a hundirse al acumularse algunos cientos de metros de sedimentos debido a que el Golfo de México ha mostrado subsidencia continua en el Cenozoico (Venegas, M. 2010).

Para entender este proceso, primero hay que determinar el espesor de la minicuenca necesario para que exista una inversión de densidades (Figura 76). Si se considera que la densidad de la halita pura es de $2,163 \text{ kg/m}^3$, la sal se movería a partir de que se perdiera la estabilidad, pero

raramente la sal es pura totalmente, por lo tanto la densidad de la sal depende de la porción mineralógica e impurezas. Una aproximación muy común es que las impurezas incrementan la densidad de la sal a aproximadamente $2,200\text{kg}/\text{m}^3$, lo cual equivale a una mezcla de halita, 4% de anhidrita o 5% de dolomita, o 28% de yeso. Este nivel de impurezas es apropiado para la mayoría de la sal encontrada en estructuras salinas del Golfo de México, pero muchas otras cuencas evaporíticas son menos puras. Por otro lado, la densidad de los sedimentos que cubren la sal es igualmente variable, debido a que depende de su litología y su factor de compactación principalmente.

Para el Golfo de México los sedimentos poseen una densidad aproximada de $2,600\text{kg}/\text{m}^3$, la flotación de las minicuevas de esta región no está determinada por la densidad de los sedimentos en el fondo de estas, sino por la densidad promedio de toda la columna sedimentaria, por lo que hasta que se ha depositado una columna alrededor de 2300- 5400 metros, que el perfil de densidad promedio de la sal se ve excedido. Por lo tanto, una minicueva no puede presentar subsidencia por el mecanismo de diferencia de densidades hasta que se hayan acumulado al menos 2300 m de sedimento. Aun si asumiéramos una densidad de $2700\text{kg}/\text{m}^3$ se necesitarían 1600 metros de sedimentos para que se presentara el hundimiento. Es más común encontrar, diapiros salinos adyacentes que fueron cubiertos por sedimentos, presentándose un relieve batimétrico (Venegas, M. 2010).

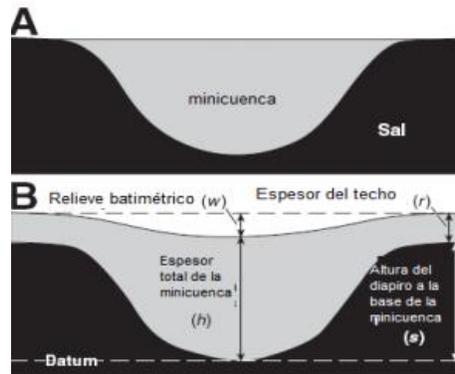


Figura 76. Secciones transversales idealizadas de una minicueva. Figura (A) corresponde al caso más simple en la cual se expone a una minicueva rodeada de sal sin relieve batimétrico. Figura (B) más realista, los diapiros se encuentran sepultados por debajo del sedimento (Venegas, M. 2010)

5.4 Diapirismo pasivo y reactivo

Una vez que inicia el ascenso del diapiro éste crece con una forma que depende de la tasa de sedimentación o erosión, régimen tectónico, la fuerza de la sobrecarga, carga gravitacionales, espesor de la capa de sal, la extensión de la sal o su disponibilidad, etc. A este proceso se le conoce como **diapirismo activo**, conforme va ascendiendo va perforando los sedimentos

suprayacentes así como deformándolos (Fossen, 2010, P.385), este procedimiento es conducido principalmente por los contrastes de densidad y las fuerzas de ascenso (flotabilidad).

El **diapirismo pasivo** es término usado para aquellos diapiros someros que ascienden a tasas similares o a la par de la sedimentación. El **diapirismo reactivo** es aquel que se genera principalmente por la actividad tectónica extensiva (Figura 77).

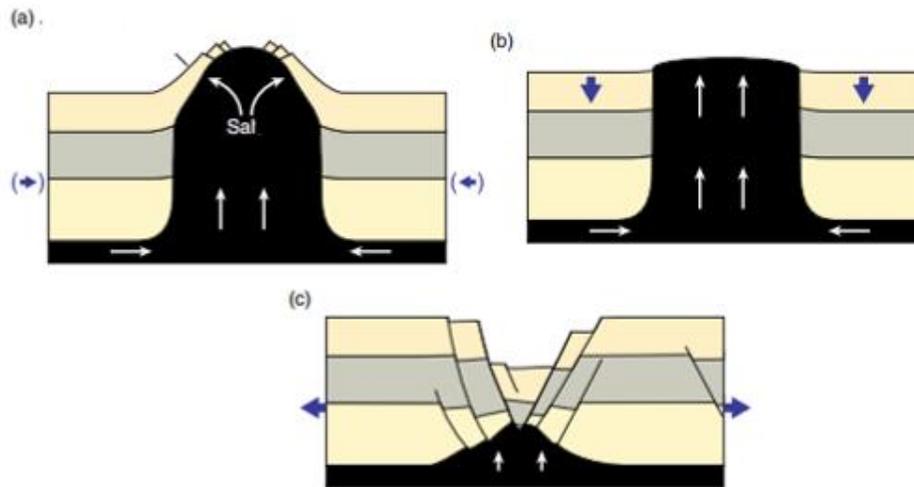


Figura 77. Varios tipos de diapirismo, a) diapirismo activo, b) diapirismo pasivo y c) diapirismo reactivo (Modificado de Fossen, 2010, P.382)

5.5 Pliegues, fallas y depocentros asociados a la sal

Las intrusiones salinas, originan una serie de fallas generalmente de tipo de normal, aunque también de desplazamiento lateral, producidos por los esfuerzos verticales, por el asentamiento y por el reacondo de los bloques originado por el movimiento ascendente de la sal, ocasionando también distorsión en los planos de estratificación (plegamiento).

Los pliegues de arrastre (*drag folds*) surgen debido al flujo de la sal y la fricción que genera con las rocas (estratos sedimentarios pobremente consolidados o no consolidados) pero no siempre se forman así, ya que estos pliegues están ligados a procesos tectónicos extensivos, los cuales generan fosas tectónicas, es decir horst y graben (Fossen, 2010, P.384)

Otras fallas asociadas al movimiento de la sal son las fallas concéntricas, las cuales se observan encima de los diapiros y muchas veces se relacionan con el colapso de las estructuras salinas, Las fallas radiales son producto de la expansión de la sal subyacente (Fossen, 2010, P.383).

5.6 Ejercicios.

Ejercicio 1. Conteste de manera clara y concisa las siguientes preguntas, algunas de ellas son de investigación complementaria, es decir la respuesta se debe de buscar en diversas fuentes bibliográficas.

- 1) ¿Qué es la halocinesis y de que se encarga?
- 2) ¿Por qué la sal no aumenta su densidad a grandes profundidades?
- 3) ¿Cuál es la diferencia entre una estructura salina no diapírica y una estructura diapírica?
- 4) ¿Cuándo inicia la apertura del Golfo de México? ¿Cuál es su importancia con la tectónica salina y los hidrocarburos?
- 5) ¿Qué teoría explica la formación de domos diapíricos salinos en las costas del Golfo de México?
- 6) ¿Cuáles son los principales factores que influyen en el movimiento de la sal y en el tipo de estructuras que finalmente se formen o presenten?
- 7) Describa las características de las estructuras salinas del Golfo de México.
- 8) Mencione los países y sus lugares donde se han encontrado domos y/o diapiros con importancia económica petrolera.
- 9) Dibuje 3 estructuras no salinas diapíricas y tres estructuras salinas diapíricas y mencione sus características.
- 10) Dibuje una trampa estructural en diapiro salino.

CAPITULO 6 Esfuerzo

El estudio de la deformación permite explorar el estado de deformación y/o tensión en una roca, con lo cual se mapear y estudiar variaciones de deformación mediante muestras de rocas, afloramientos, etc. La fuerza es toda influencia que tiende a acelerar a un objeto ($F= m*a$), un impulso o una atracción; se expresa en Newtons. La fuerza es una cantidad vectorial. Existen dos tipos de fuerzas:

- Fuerzas de cuerpo:** son aquellas que pueden trabajar sobre un objeto a distancia donde la magnitud de la fuerza depende de la cantidad de materia afectada. Por ejemplo las fuerzas de gravedad y el magnetismo (Figura 78).

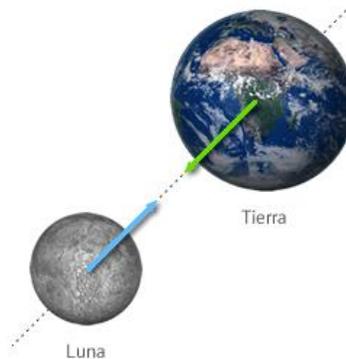


Figura 78.fuerzas de cuerpo

- Las fuerzas de superficie:** Son aquellas que operan a través de una superficie de contacto, situación gobernada por la tercera ley de Newton (siempre que un objeto ejerce una fuerza sobre un segundo objeto, el segundo objeto ejerce una fuerza de igual magnitud y dirección opuesta sobre el primero) (Hewitt, P. 2004) (Arellano, J. 2002).

Dado que existen fuerzas de cuerpo y de superficie, los esfuerzos generados por esas fuerzas serán de distintos tipos. En geología, nos interesan los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad y que son causados por fuerzas independientes de la masa del cuerpo en cuestión, es decir, fuerzas de superficie

Fuerza normal: Es aquella fuerza que actúa a través de un plano, tiene una dirección paralela a la normal del plano (Arellano, J. 2002).

Fuerza de cizalla, cortante o tangencial: Cuando la fuerza tiene una dirección perpendicular a la normal del plano.

Esfuerzo: Es un par igual y opuesto de fuerzas que actúan en un cuerpo, por unidad de área $\sigma = \text{fuerza} / \text{área}$ (Arellano, J. 2002).

La presión litostática: Es la presión del peso de la sobrecarga o roca suprayacente, sobre una formación; también denominada presión geostática (Figura 79) (Oil Field Glossary Schlumberger.2017).

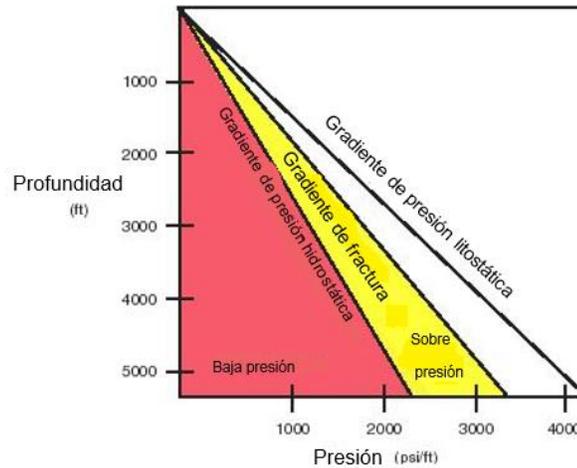


Figura 79. La presión de la formación tiende a aumentar con la profundidad de acuerdo con el gradiente de presión hidrostática, en este caso 0.433 psi/pie. Los desvíos del gradiente de presión normal y su presión asociada a una profundidad dada son considerados presión anormal (Oil Field Glossary Schlumbergerl. 2017).

La presión litostática no suele ser de tipo hidrostático, salvo que las rocas se comporten como líquidos, como los magmas por ejemplo. El esfuerzo en la dirección vertical al que está sometido un punto de la tierra en profundidad, es igual a la presión litostática, mientras que el esfuerzo en cualquier otra dirección, suele ser diferente. (Martínez, R. 2003).

6.1 Clases de estado de esfuerzo

Los estados de esfuerzo se clasifican en:

- **Uniaxial:** solo existe un esfuerzo principal (Figura 80)

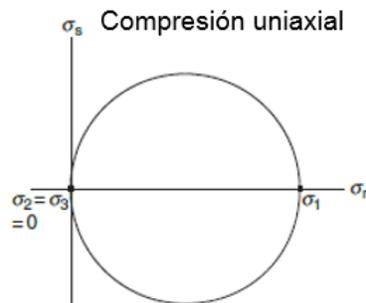


Figura 80. Representación gráfica del esfuerzo uniaxial (modificado de Fossen, H.2010).

- **Biaxial:** solo existen dos esfuerzos principales, σ_1 y σ_2 . Si $\sigma_1 = \sigma_2$ la figura geométrica es una circunferencia. Si σ_1 es compresivo y σ_2 es tensional no se forma una elipse de esfuerzos (Figura 81) (Martínez, R. 2003).

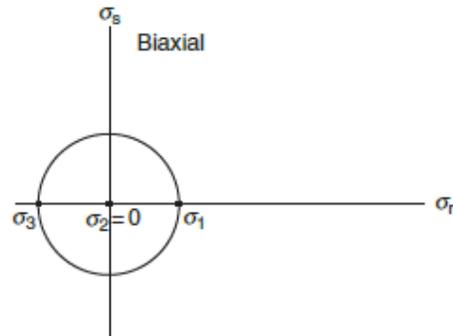


Figura 81. Representación gráfica del esfuerzo biaxial (Fossen, H.2010).

- **Triaxial:** existen tres esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , formando un elipsoide. Si σ_1 es compresivo y σ_3 es tensional, en este caso no se puede hablar de un elipsoide de esfuerzos, aunque si de un tensor de esfuerzos. Los esfuerzos triaxiales son los normales en la naturaleza y se subdividen en poliaxiales, axiales e hidrostáticos (Figura 82).

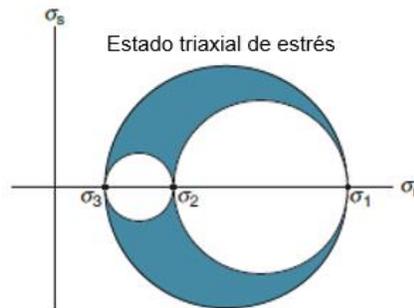


Figura 82. Representación gráfica del esfuerzo triaxial (Fossen, H.2010).

- **Poliaxial:** $\sigma^1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Los tres esfuerzos principales son diferentes
- **Axial:** $\sigma_1 = \sigma_2$ ó $\sigma_2 = \sigma_3$. Donde dos de los esfuerzos principales son igual. El elipsoide de revolución, cuya superficie puede ser generada girando una elipse alrededor de sus ejes. En este caso, hay infinitos planos principales: el perpendicular al eje de revolución y todos los que lo contienen (Martínez, R. 2003).
- **Hidrostático:** $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Donde los tres esfuerzo principales son iguales en todas las direcciones, todos actúan sobre planos perpendiculares a ellos, por lo tanto, en un estado de esfuerzo de este tipo, es el que se da en los fluidos en reposo (Figura 83).

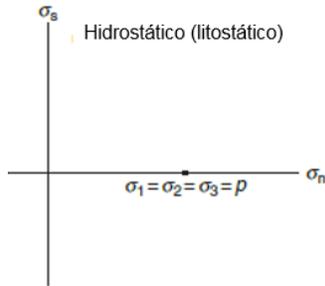


Figura 83. Representación gráfica el esfuerzo hidrostático (Fossen, H.2010).

Las unidades de medida que se utilizan para el cálculo matemático de fuerzas y esfuerzos son muy variados, a continuación se presentan las unidades básicas:

Unidades de fuerza: [masa] [longitud][tiempo⁻²], Newton (N) = $1 \frac{kgm}{s^2}$

Dinas (D)= 0.00001 N = 1.0197×10^{-3} grf

Unidades de esfuerzo: [masa] [longitud⁻¹] [tiempo⁻²]; Pascal (Pa)= $1N/m^2$

Kilo pascales (KPa)

$Dinas/cm^2$

Gigapascales (GPa)

lb/in^2

Megapascales (MPa)

1 bar= 10^6 Pascales

Bares (Ba)

IMP = 10^6 Pascales

Desde
el
punto
de vista

kg/cm^2

matemático, para el cálculo de esfuerzo, podemos realizar la siguiente consideración:

$\sigma = \text{fuerza} / \text{área}$ como $F = mg$, sustituyendo;

$\sigma = mg/A$ como $\rho = m/V$, sustituyendo y simplificando

$\sigma = \rho Vg/A = \rho Ahg/A = \rho hg$

6.2 Componentes del esfuerzo

Los esfuerzos son magnitudes vectoriales que pueden componerse y descomponerse como tales. Un esfuerzo que actúe perpendicularmente a un plano se denomina esfuerzo normal y uno que actúe paralelamente a un plano se denomina esfuerzo de cizalla. Un vector esfuerzo oblicuo puede descomponerse en uno perpendicular al plano y en otro paralelo a él (Figura 84). Esta

descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman normal (σ) y de cizalla (τ) (Martínez, R. 2003).

Las componentes de un esfuerzo E que actúa sobre un plano con el que forma un ángulo θ son:

$$\sigma = E * \text{sen } \theta, \tau = E * \text{cos } \theta$$

El esfuerzo E_s que actúa sobre la superficie S solo tiene componente normal:

$$\sigma_s = E_s, \quad \tau_s = 0$$

El esfuerzo E_s que actúa sobre la superficie S' tiene las siguientes componentes:

$$\sigma_{s'} = E_{s'} * \text{sen } \theta = E_s * \text{sen}^2 \theta, \quad \tau_{s'} = E_{s'} * \text{cos } \theta = E_s * \text{sen } \theta * \text{cos } \theta$$

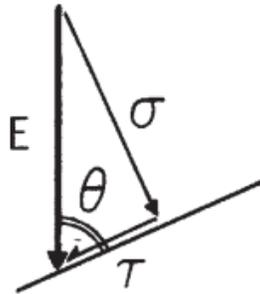


Figura 84. Componentes del esfuerzo (Martínez, R. 2003).

6.3 Estado de esfuerzo, tensor de esfuerzo y elipsoide esfuerzo

Cualquier punto del interior de la tierra está sometido a un complejo sistema de esfuerzos. Esto es debido a que sobre el actúa el peso de las rocas que tiene encima, que no solo se aplica en dirección vertical sino que es en cierto modo transmitido en todas direcciones, aunque no siempre con el mismo valor. Además, las rocas adyacentes pueden transmitirle fuerzas que pueden provenir de causas diversas. El conjunto de fuerzas que actúan dan, a su vez, esfuerzos sobre todos y cada uno de los planos que pasan por el punto. Puede considerarse que los esfuerzos que actúan sobre cada plano se componen dando un único esfuerzo resultante. No obstante, dado que por un punto pasan infinitos planos, habrá infinitos vectores esfuerzo actuando. Además, la configuración de los esfuerzos puede variar de un instante a otro (Martínez, R. 2003).

Se define **estado de esfuerzo** como el conjunto de los infinitos vectores esfuerzo que actúan sobre los infinitos planos que pasan por un punto, en un instante dado. Esto no es una magnitud vectorial, sino una cantidad física compuesta de infinitos vectores, que se denominan un tensor de segundo orden.

Los tensores son cantidades físicas que expresan diferentes cosas, los tensores de orden cero son los llamados escalares, cantidades físicas que se expresan por un simple número, por ejemplo la temperatura en la habitación: $T= 25^{\circ}\text{C}$.

Los tensores de primer orden son los vectores, cantidades físicas que representan una intensidad, pero también una dirección en el espacio y un sentido. Pueden ser expresados por un módulo (que expresa la intensidad) y los argumentos, son los ángulos que forma con dos de los ejes coordenados en el espacio. Por ejemplo una fuerza expresada como $F: (6, 3,4)$ donde $x=6, y=3$ y $z=4$.

Los tensores de segundo orden son cantidades físicas que representan, en general, infinitos vectores o que se expresan una propiedad que permite establecer una relación entre dos vectores. El **tensor de esfuerzo** se encuentra entre los del primer tipo. Normalmente, un tensor de segundo orden necesita 9 cantidades (Figura 85) o componentes para ser definido. Para el tensor de esfuerzo, se eligen tres planos, perpendiculares a cada uno de los tres ejes cartesianos de coordenadas y se escogen, en cada plano, tres componentes del vector esfuerzo que actúa sobre el: la componente normal y las dos componentes de cizalla que actúan según las direcciones paralelas a los ejes coordenadas paralelas al plano (Martínez, R. 2003).

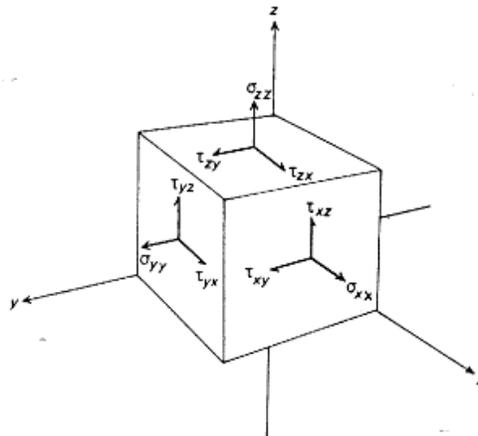


Figura 85. Las nueve componentes de un estado de esfuerzos (Martínez, R.2003).

Las componentes se denotan como σ_{ij} , donde i es el eje de coordenadas el cual es perpendicular al plano en cuestión, y j es el eje al cual es paralela la componente (figura 86). El tensor de esfuerzos se expresa como:

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}, \quad \text{ó bien} \quad \sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}$$

Figura 86.tensor de esfuerzos (Martínez, R.2003).

Pues las componentes de cizalla, aquellas en las que i es diferente de j , se denotan a menudo con la letra τ . Las componentes se expresan simplemente por su intensidad, pues las orientaciones de cada una son fijas y siempre paralelas a uno de los ejes de coordenadas. Si se cambia el sistema de ejes cartesianos elegido, pero no el estado de esfuerzo, los componentes del tensor de esfuerzo cambian, pero el tensor no cambia (Martínez, R.2003).

Es decir, las componentes sobre los tres planos perpendiculares cambian, pues al cambiar los ejes, cambian los planos. Pero las 9 nuevas componentes expresan lo mismo, solo que en relación a otro sistema de referencia.

En general, un estado de esfuerzo puede ser representado por una figura geométrica, que es la superficie tridimensional que se obtendría uniendo todos los extremos de los vectores esfuerzo que actúan sobre un punto en un instante dado. Esta figura no es irregular, como intuitivamente podría parecer, sino que los estados de esfuerzo son tales que todos los vectores esfuerzo están relacionados entre sí y sus extremos suelen definir la superficie de un elipsoide de tres ejes, en el caso general. Esta figura se denomina elipsoide de esfuerzo (Figura 87).

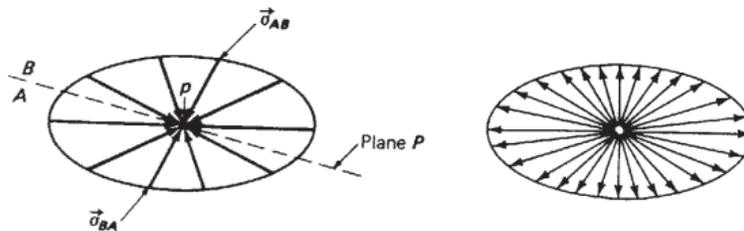


Figura 87. Elipses de esfuerzos en dos dimensiones construidas uniendo los extremos de sus vectores, los cuales actúan sobre infinitos planos que pasan por un punto en un instante determinado (Martínez, R.2003).

6.4 Circulo de Mohr para esfuerzos

Aunque en la naturaleza los estados de esfuerzos son siempre triaxiales, a menudo se trabaja como si uno de los esfuerzos principales no “contara”. No es que sea cero, sino que un esfuerzo principal (por ejemplo: σ_3) no influye en los planos que lo contienen. Entonces, se puede trabajar en el plano definido por los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 y calcular esfuerzos y componentes de esfuerzo en los planos a σ_3 , que aparecen definido por σ_1 y σ_2 como líneas rectas (figura 88). Es decir, trabajamos en dos dimensiones en uno de los planos principales del elipsoide.

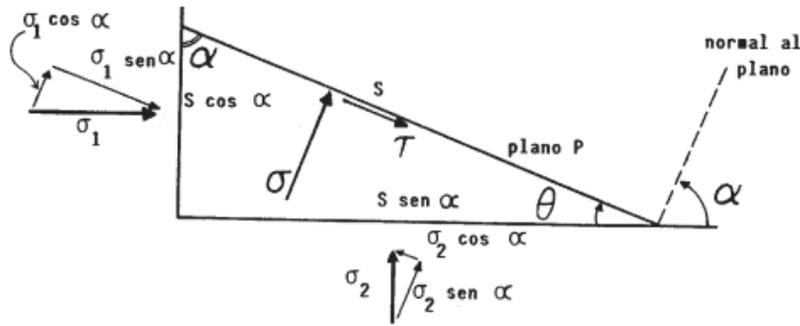


Figura 88. Cálculo de la componente normal y de cizalla sobre un plano cualquiera en dos dimensiones (Martínez, R.2003).

Para calcular las componentes del esfuerzo normal y de cizalla σ y τ , sobre un plano cualquiera P en dos dimensiones (o que contienen al esfuerzo principal σ_3), a partir del conocimiento de los dos esfuerzos principales que actúan sobre ese plano. En la figura 89 pueden apreciarse los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 , así como su magnitud. La dirección de aplicación de σ_1 forma con el plano P un ángulo θ y con su normal un ángulo α (Martínez, R. 2003). Cada uno de los esfuerzos principales puede descomponerse en dos esfuerzos, actuando sobre el mismo plano principal: uno de dirección paralela al plano P y otro perpendicular a él.

Las componentes perpendiculares a P son: $\sigma_1 * \cos \alpha$ y $\sigma_2 * \sin \alpha$ y las componentes paralelas a P son: $\sigma_1 * \sin \alpha$ y $\sigma_2 * \cos \alpha$.

Para calcular las componentes σ y τ sobre el plano P, se necesita calcular las fuerzas que originan los esfuerzos principales y sus componentes, para lo cual se tiene que multiplicar cada esfuerzo por la superficie sobre la que actúa. Después, la suma de las fuerzas perpendiculares al plano P, divididas por su superficie, dando como resultado la componente normal y la suma de las fuerzas paralelas al plano P, divididas por su superficie, nos darán la componente de cizalla. Si el plano P tiene una superficie S, entonces, la superficie sobre la que actúa σ_1 es $S * \cos \alpha$ y la superficie sobre la que actúa σ_2 es $S * \sin \alpha$, es decir:

$$\sigma = (\sigma_1 * \cos \alpha * S * \cos \alpha + \sigma_2 * \sin \alpha * S * \sin \alpha) / S$$

$$\tau = (\sigma_1 * \sin \alpha * S * \cos \alpha - \sigma_2 * \cos \alpha * S * \sin \alpha) / S$$

Simplificando:

$$\sigma = \sigma_1 * \cos^2 \alpha + \sigma_2 * \sin^2 \alpha$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_2) * \sin \alpha * \cos \alpha$$

Poniendo estas ecuaciones en función del ángulo doble, utilizando las siguientes igualdades trigonométricas:

$$\sin \alpha \cdot \cos \alpha = \frac{1}{2} \sin 2\alpha$$

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

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

Sustituyendo en las dos ecuaciones de arriba se obtienen las siguientes expresiones (Figura 89):

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2\alpha$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin 2\alpha$$

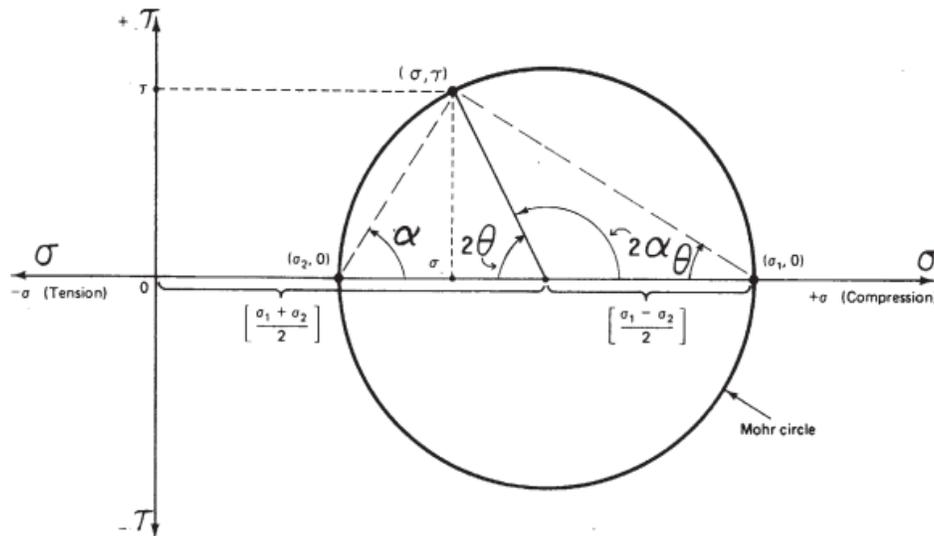


Figura 89. Círculo de Mohr (Martínez, R.2003).

Estas dos ecuaciones permiten calcular las componentes normal y de cizalla del esfuerzo que actúa sobre un plano cualquiera en dos dimensiones, conociendo los esfuerzos principales.

6.5 Círculo de Mohr para el estado de esfuerzo plano

Los esfuerzos normal y cortante están dados por ecuaciones:

$$\tau = \frac{\tau_x + \tau_y}{2} + \frac{(\tau_x - \tau_y) \cos 2\alpha}{2} + \zeta_{xy} \sin 2\alpha \quad (1)$$

$$\zeta = \frac{(\tau_x - \tau_y) \sin 2\alpha}{2} - \zeta_{xy} \cos 2\alpha \quad (2)$$

Acomodando la ecuación que representa el esfuerzo normal τ para dejarla como una circunferencia:

$$\tau - \frac{(\tau_x + \tau_y)}{2} = \frac{(\tau_x - \tau_y)\cos 2\alpha}{2} + \zeta xy \operatorname{sen} 2\alpha$$

$$\left[\tau - \frac{\tau_x + \tau_y}{2}\right]^2 = \left[\frac{(\tau_x - \tau_y)\cos 2\alpha}{2} + \zeta xy \operatorname{sen} 2\alpha\right]^2$$

Sumando con la ecuación 2:

$$\left(\tau - \frac{(\tau_x + \tau_y)}{2}\right)^2 + \zeta^2 = \left(\frac{\tau_x - \tau_y}{2}\right)^2 + \zeta xy^2$$

La cual representa una ecuación de una circunferencia con un centro en (figura 90):

$$C\left(\frac{\tau_x + \tau_y}{2}, 0\right) \text{ y radio } R = \sqrt{\left(\frac{\tau_x - \tau_y}{2}\right)^2 + \zeta xy^2}$$

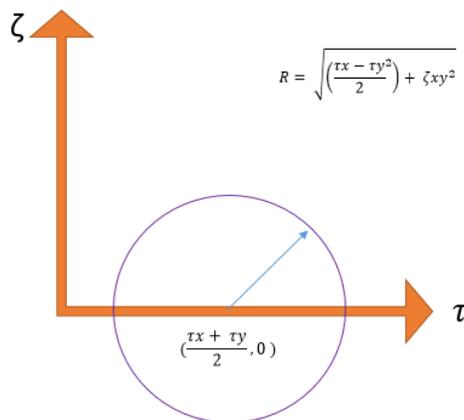


Figura 90. representación gráfica del círculo de Mohr para el estado de esfuerzo plano.

Estado de esfuerzo plano .Se define un estado de esfuerzo plano (XY) (figura 91) cuando se cumple: $\tau_z = \zeta xz = \zeta yz = 0$. Por lo tanto el tensor de esfuerzo queda:

$$\bar{s} = \begin{bmatrix} \tau_x & \zeta_{yx} & \zeta_{zx} \\ \zeta_{xy} & \tau_y & \zeta_{zy} \\ \zeta_{xz} & \zeta_{yz} & \tau_z \end{bmatrix}$$

$$\bar{s} = \begin{bmatrix} \tau_x & \zeta_{yx} & \zeta_{zx} \\ \zeta_{xy} & \tau_y & \zeta_{zy} \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

$$\bar{s} = \begin{bmatrix} \tau_x & \zeta_{yx} \\ \zeta_{xy} & \tau_y \end{bmatrix}$$

$$\bar{n} = \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \cos \beta \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$\bar{n} = \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{bmatrix}$$

$$s_1 = \begin{bmatrix} \tau_x & \zeta_{yx} \\ \zeta_{xy} & \tau_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{bmatrix}$$

$$\bar{s} = \begin{bmatrix} \tau_x \cos \alpha & + & \zeta_{yx} \sin \alpha \\ \zeta_{xy} \cos \alpha & + & \tau_y \sin \alpha \end{bmatrix}$$

$$\tau = \bar{s} * \bar{n}, \zeta_{yx} = \zeta_{xy}$$

$$\tau = \tau_x \cos \alpha^2 + \tau_y \sin \alpha^2 + 2\zeta_{xy} \sin \alpha \cos \alpha$$

$$\zeta = |\bar{\zeta}| = |\bar{s} \times \bar{n}|$$

Por lo tanto:

$$\zeta = (\tau_x - \tau_y) \sin \alpha \cos \alpha + \zeta_{xy} (\sin \alpha^2 - \cos \alpha^2)$$

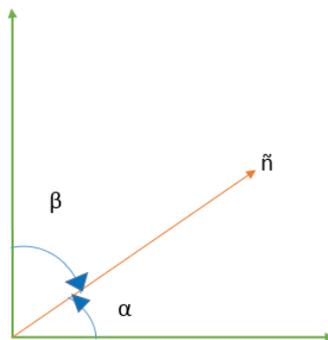


Figura 91. Gráfica del estado plano

$$\cos \beta = \sin \alpha, \gamma = 90^\circ \rightarrow \cos \gamma = 0$$

6.6 Ejercicios

Ejercicio1. Tomando como base la información de la figura, realizar las siguientes actividades:
a) Calcule los valores de esfuerzo (presión litostática) en Kilobares, Megapascales y Gigapascales, que se ejerce sobre los planos horizontales de los contactos entre arenisca-caliza, caliza-lutita y en la base de las lutitas (Arellano, 2002, P.15) (figura 92).

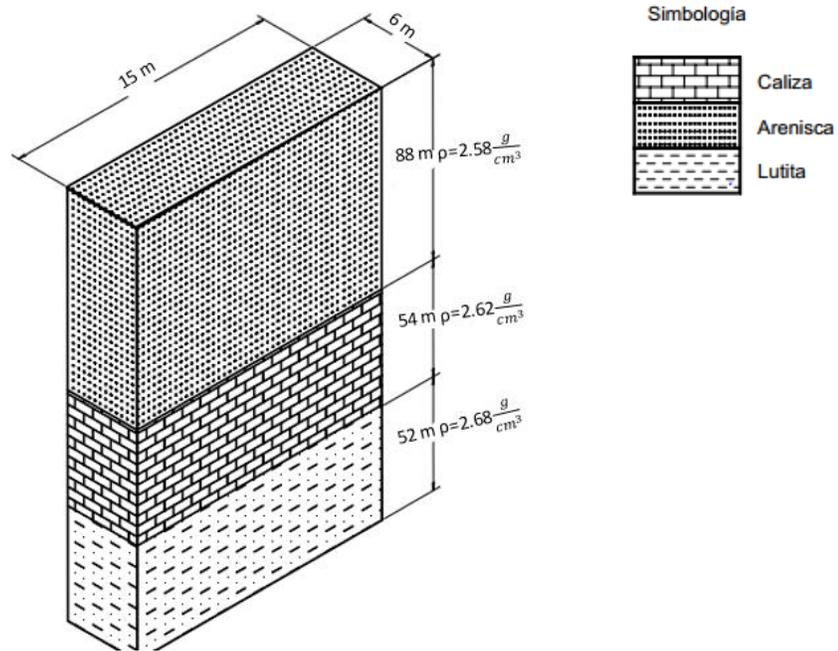


Figura 92. Esquema para el cálculo de la presión litostática (Arellano, 2002, P.15)

Ejercicio 2. Sobre un punto de un plano horizontal P (figura 93), actúa un vector (F) de 50.0 Kgf, el cual forma un ángulo de 45° con el mencionado plano. Descomponga este vector en sus componentes normal (F_n) y de cizalla (F_c) y calcule sus magnitudes en Kgf, Dinás (D) y Newtons (N) (Arellano, 2002, P.13)

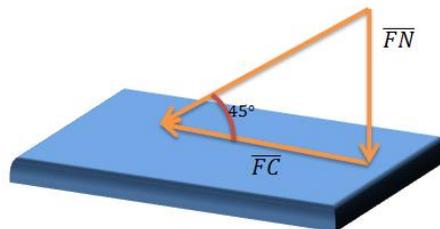


Figura 93. Esquema para el cálculo de las componentes normal y de cizalla

Ejercicio 3. Calcule la fuerza vertical (hacia arriba) en la base de un continente que tiene un espesor de 30km, un área de $3 \times 10^7 \text{ km}^2$ y una densidad media de $2.85 \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$. Proporcione el resultado en dinas.

Ejercicio 4. Construya el círculo de Mohr mediante los datos proporcionados en el diagrama (figura 94)

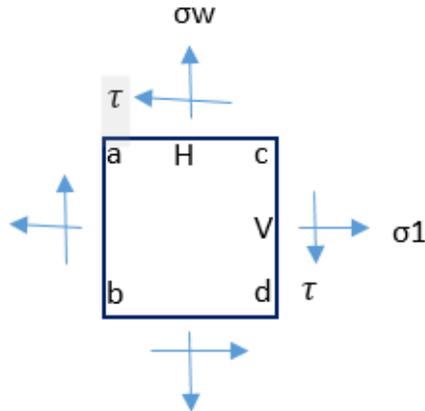


Figura 94. Diagrama para la construcción del círculo de Mohr (Ragan, M. 2009).

Ejercicio 5. Determine los componentes de tracción que actúan en una falla mediante el círculo de Mohr, con un ángulo $\beta=25^\circ$, $\sigma_1= 80\text{MPa}$ y $\sigma_3= 20 \text{ MPa}$ y con σ_1 de dirección.

CAPITULO 7 Deformación

El estudio de los cambios geométricos de un cuerpo durante la deformación, probablemente es, una de las particularidades más importantes para entender lo que ocurre durante el proceso de deformación de las rocas para poder interpretar las estructuras geológicas que se han producido por fenómenos tectónicos (Arellano et al., 2002).

La deformación se define como la transformación y/o cambio en la forma y/o geometría y volumen de un cuerpo (Figura 95). Las masas rocas pueden ser rotadas o trasladadas como unidades rígidas durante la deformación, sin sufrir un cambio aparente en su composición.

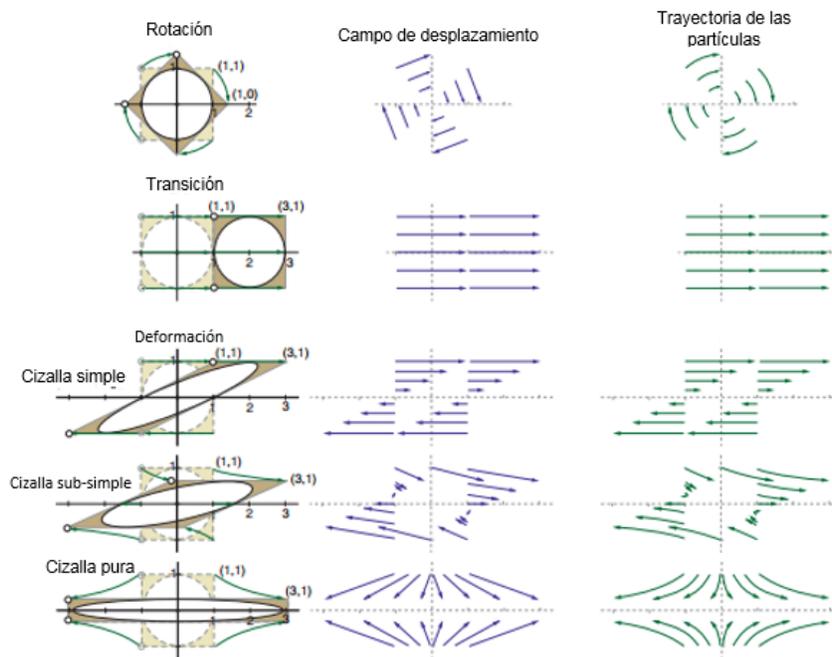


Figura 95. Campo de desplazamiento y la trayectoria de las partículas para la rotación rígida y rotación, así como el esfuerzo resultante de un cizallamiento simple. Los vectores de desplazamiento no indican como las partículas se mueven durante su historia de deformación, sino, los estados deformación y no deformación (Modificado de Fossen, H.2010).

Los materiales dentro de los cuerpos deformados no conservan su configuración original durante la alteración estructural o deformación, estos son trasladados y/o rotados por fuerzas que cambian el espaciado original de los materiales dentro del cuerpo. Todo lo anterior nos lleva a la dilatación o cambio de tamaño y/o distorsión que se observa después de la deformación.

7.1 Principales componentes de la deformación

Traslación: se refiere al movimiento que cada partícula que compone a la roca realiza en la misma dirección y misma distancia, este campo de desplazamiento consiste en vectores paralelos y de la misma longitud, un ejemplo son los napas los cuales son cuerpos rocosos alargados que han sido desplazados una distancia aproximada de 2 km o más de su posición original debido a fallamiento o plegamiento. (Fossen, 2010, P.23)

Rotación: la rotación rígida implica una rotación física de un volumen de roca (como una zona de cizalla) relativo a un sistema coordenado externo, es decir no confundir con los eje de la elipse de deformación (Fossen, 2010, P.23)

Sistema de referencia: para estudios de deformación es esencial el uso y aplicación de un sistema de referencia, para poder visualizar como ocurrieron los desplazamientos. (Fossen, 2010, P.24)

Dilatación: proceso en el cual, los componentes internos de un material se separan o se juntan de tal manera que las líneas entre los cuerpos se hacen uniformemente más largas o más cortas, mientras que la forma se conserva (Fossen, 2010, P.24)

Distorsión: es un proceso en el cual los cambios en el espaciamiento de los componentes internos de un material, son tales que la forma global y original del cuerpo es alterada, con o sin cambio en su tamaño (Fossen, 2010, P.24)

7.2 Análisis de la deformación

El objetivo del análisis de la deformación es describir los cambios en tamaño y/o forma que se han llevado a cabo en un cuerpo no- rígido o deformable, durante la deformación, describir como cada punto o componente dentro del cuerpo ha cambiado de posición, así como cada línea del cuerpo ha cambiado su longitud y orientación relativa. Existen dos principales tipos de deformación:

La **deformación homogénea** es aquella donde la deformación actúa en todo el volumen de la roca (ejemplo, la rotación rígida y traslación), pero si hay un cambio en su volumen y/o área se considera como una deformación heterogénea (Figura 96) (Fossen, 2010, P.25).

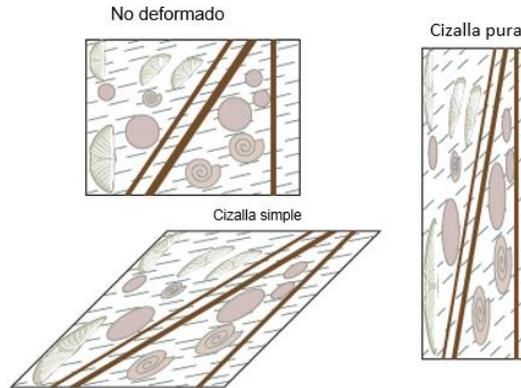


Fig. 96 Esquemas de la deformación homogénea de una roca con braquiópodos (modificado de Fossen, H.2010).

Las principales diferencias entre deformación homogénea y heterogénea son:

- La deformación homogénea:
 1. Las líneas rectas permanecen rectas después de la deformación.
 2. Las líneas paralelas permanecen paralelas después la deformación.
 3. Todas las líneas en la misma dirección de un cuerpo deformado tienen valores constantes (e , λ , γ , ω , etc.) (Arellano, 2002 P.22).
- Deformación heterogénea:
 1. Las líneas rectas se vuelven curvas después de la deformación.
 2. Las líneas paralelas no permanecen paralelas después de la deformación.
 3. Para una dirección determinada del cuerpo deformado, los valores (e , λ , γ , ω , etc.) serán variables. (Arellano, 2002 P.23).

La deformación puede ser descrita totalmente si los cambios en longitudes y orientaciones de todas las líneas en el cuerpo deformable pueden ser medidos.

Deformación por cizalla simple o deformación rotacional

Se define como la deformación entre dos límites rectilíneos, paralelos entre sí, cuando uno de los límites se desplaza paralelo a sí mismo con respecto al otro (Figura 97). La magnitud de la deformación por cizalla simple se puede cuantificar con el ángulo de cizalla ψ o $\gamma = \tan(\psi)$; γ tiene un rango de $-\infty$ a ∞ . Todas las partículas del material deformante se desplazan sobre rectas paralelas a los bordes de la zona de cizalla y que definen la dirección de la cizalla (Tarbuck, E. 2005).

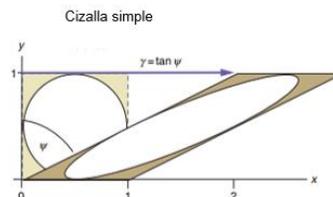


Figura 97. Esquema de cizalla simple (modificado de Fossen, H.2010).

Cualquier deformación homogénea puede ser representada por una elipse de deformación la cual es la forma que adquiere un círculo unitario inicial durante una deformación.

La elipse de deformación es definida por la longitud de sus ejes X y Y ($X > Y$) y la orientación de su eje mayor, quedando de esta manera definidos tanto la forma como la orientación de la elipse.

En el régimen deformacional de cizalla pura, la elipse de deformación finita guarda la misma orientación después de cada incremento de deformación, mientras que en la cizalla simple, la elipse de deformación finita gira en el sentido de la cizalla con cada incremento de deformación.

La componente rotacional de la cizalla simple es la responsable del desarrollo de estructuras asimétricas que nos permiten resolver el sentido de la cizalla en una zona de deformación. También, en la cizalla simple, la elipse de deformación infinitesimal esta siempre orientada a 45° de la dirección de cizalla, mientras que la elipse de deformación finita rota en función de y esto significa que en todos los incrementos de deformación, la dirección a 45° de la dirección de cizalla es la de mayor elongación infinitesimal, es decir que es la dirección favorecida de crecimiento de minerales tabulares prismáticos (Tarbuck, E. 2005).

Cizalla pura o deformación irrotacional

Se tiene cuando la orientación de los ejes principales de referencia que se reconocen en un cuerpo rocoso no deformado, no cambian cuando el cuerpo ha experimentado deformación, por lo que se describe como deformación rotacional. El cuerpo se desplaza en una dirección paralela a los ejes coordenados (Figura 98) (Arellano et al., 2002).

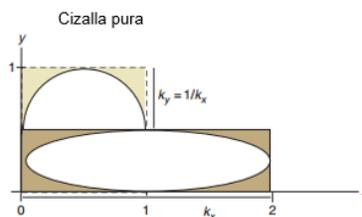


Figura 98. Cizalla pura o irrotacional (modificado de Fossen H.2010).

Para medir la deformación que presentan los cuerpos rocosos deformados se estudian los cambios de longitud de líneas de referencia y los cambios en las relaciones angulares entre dos líneas usadas como referencia; para realizar los cálculos de estos cambios generalmente se emplean los siguientes parámetros (Arellano, 2002 P.23).

- I. **Deformación unitaria longitudinal o elongación (e):** para una línea de referencia, es la razón de su cambio de longitud después de la deformación con respecto a su longitud original ($\Delta l/l_0$). Se expresa de la siguiente manera:

$$e = (l_f - l_o) / l_o \text{ Donde } l_f = \text{longitud final y } l_o = \text{longitud original}$$

La elongación también llamada extensión nos indica, mediante un valor numérico o un porcentaje, el cambio de longitud de una línea en cualquier dirección con relación a una longitud inicial; este cambio puede ser a una longitud mayor a una longitud más pequeña.

- II. **Estiramiento (s):** para una línea de referencia, es la razón de su longitud después de la deformación con respecto a su longitud inicial; matemáticamente se expresa de la siguiente manera: $s = l_f / l_o = (1 + e)$

Para realizar el cálculo del estiramiento se toma como referencia a la unidad y a la fracción que presenta la elongación, tal como se indica en la fórmula, por esta razón, el estiramiento de una línea deformada siempre tendrá valores positivos, no importando que las líneas se alarguen o se acorten.

- III. **Extensión cuadrática o elongación cuadrática longitudinal (λ):** para una línea de referencia, es el cuadrado del estiramiento, matemáticamente se expresa:

$$\lambda = (l_f / l_o)^2 = (1 + e)^2 = s^2$$

- IV. **Extensión cuadrática inversa o elongación cuadrática inversa (λ'):** es una forma práctica de expresar el cambio de longitud de una línea y relacionar este valor con la ecuación de la elipse o el elipsoide de deformación, se expresa de la siguiente manera:

$$\lambda' = (1 / \lambda)$$

- V. **Deformación tangencial, cortante o de cizalla (Y):** es la distancia con que han sido cizalleadas las líneas de una familia dada que se encuentran dentro de un cuerpo rocoso que ha sido deformado. Si el ángulo entre dos líneas eran originalmente de 90° , cualquier deflexión del ángulo recto tendrá una **deformación angular o ángulo de cizalla (ω)**, matemáticamente se expresa:

$$Y = \tan \omega$$

Con la finalidad de simplificar las ecuaciones con las que se expresa la deformación y obtener valores que pueden ser tomados como referencia para un estado deformado, se utiliza la siguiente ecuación:

$$Y' = Y / \lambda.$$

Esta ecuación al ser utilizada se obtienen los mismos valores pero con signo contrario a lo largo de cualquier dirección perpendicular medida en el material deformado. El valor de Y' se conoce como parámetro de deformación tangencial, cortante o de cizalla inverso, aunque matemáticamente no lo sea.

7.3 Elipsoide de deformación

Si en el estado no deformado consideramos una esfera, al deformarla mediante la aplicación de una deformación homogénea, esta se transformara en un elipsoide de deformación.

La elipse de deformación (Figura 99) tiene tres planos de simetría mutuamente ortogonales, los principales planos de deformación, intersectan a lo largo de los ejes ortogonales se conocen

como los principales ejes de deformación. Sus longitudes se denominan ejes de extensión. Estos son comúnmente designados X, Y y Z pero los términos $\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$ y $\sqrt{\lambda_3}$, S1, S2 and S3 así como ϵ_1, ϵ_2 y ϵ_3 también son usados.

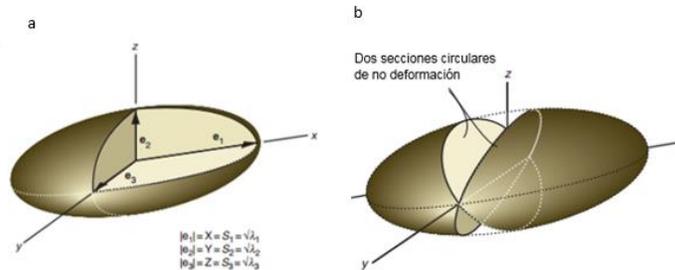


Figura 99. La elipse de deformación (a) es una esfera imaginaria a la cual sufrió una deformación homogénea y se describe por tres vectores (e_1 , e_2 , y e_3) y los ejes X, Y, Z representan los ejes principales de tensión. En la figura b las líneas son paralelas con los ejes principales de deformación, es decir son ortogonales y siempre serán ortogonales en el estado no deformado, es decir, que tienen la característica de un estado de cizalla no finito (modificado de Fossen H.2010). (Martínez R. 2003).

El conocimiento de estos vectores, significa el conocimiento de la forma y orientación del elipsoide. Los vectores son nombrados e_1 , e_2 y e_3 , donde e_1 es el de mayor longitud y e_3 es el más pequeño. Si colocamos un sistema coordinado con los ejes x, y, z, y a lo largo de los ejes principales de deformación, obtendremos la ecuación de la elipse (Fossen, H.2010):

$$\frac{x^2}{\lambda_1^2} + \frac{y^2}{\lambda_2^2} + \frac{z^2}{\lambda_3^2} = 1$$

Por lo tanto λ_1 , λ_2 y λ_3 son de la matriz producto DD^T y e_1 , e_2 y e_3 corresponden a vectores propios. Por lo tanto si D es conocida, fácilmente se puede calcular la orientación y la forma de la elipse de deformación.

7.4 Deformación finita e infinitesimal

Cualquier cuerpo deformado pasa por un proceso de deformación, desde su condición inicial por una serie de estados deformados antes de llegar a su estado final de deformación. A este proceso se le conoce como **deformación progresiva**. Los geólogos al estudiar rocas deformadas por procesos tectónicos, ven solo el producto final de la deformación conocido como el estado de **deformación finito**. Este estado puede ser evaluado observando la deformación de objetos de forma original conocida. El progreso de deformación, tiene una consecuencia geometría muy importante, la cual depende del modo en el que el estado de deformación finito en cualquier tiempo es modificado por nuevos incrementos o distorsiones. La deformación progresiva puede ser considerada como modificaciones de un estado de deformación particular causadas por pequeñas distorsiones incrementales o deformaciones infinitesimales. Los cambios de deformación finita están relacionados con la naturaleza de las

deformaciones infinitesimales y también con los estados de deformación reales que existen en cualquier tiempo. (Fossen H.2010)

7.5 Diagrama de Flinn

La forma de la elipse de deformación puede ser visualizada al dibujar la relación entre los ejes X/Y y Y/Z como ejes coordenados (Figura 100).

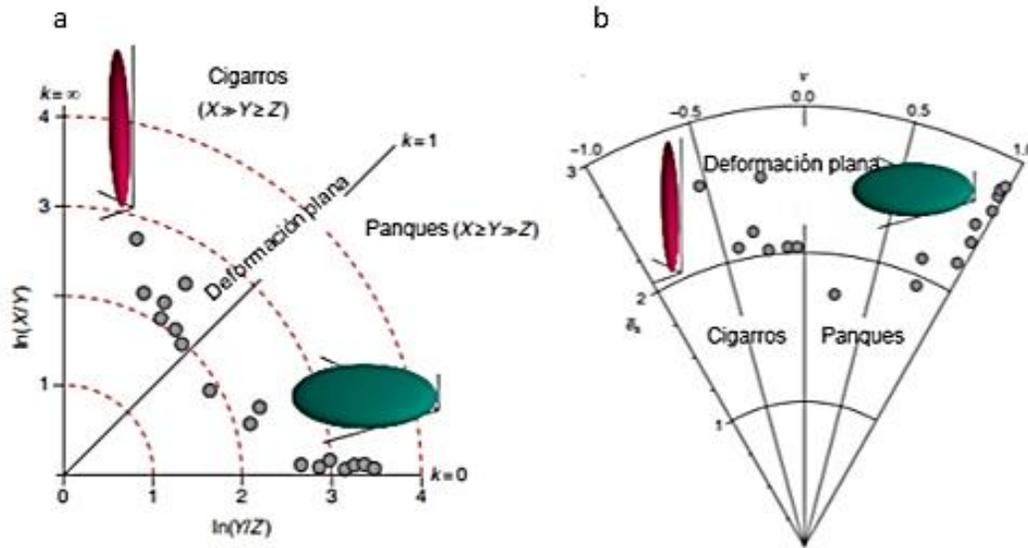


Figura 100. En el diagrama de Flinn se puede representar la información de deformación usando ejes logarítmicos o lineales (figura a). En el diagrama de Hsu (figura b), se observan líneas radiales las cuales indican “cantidades” iguales de deformación (modificado de Fossen H.2010).

En el diagrama de Flinn se separaron las geometrías *proladas* o los cuerpos con formas de cigarros, los cuales se ubican en la parte superior del diagrama y en la parte inferior se ubican los cuerpos con formas de “panque”.

Cualquier punto en el diagrama representa una única combinación de la magnitud de deformación y la forma en tres dimensiones o la geometría de la deformación. Sin embargo en el diagrama de Flinn la orientación de la elipse de deformación para una cizalla pura y la orientación de la elipse de deformación de una cizalla simple no se ven reflejados, siendo esta una limitante del diagrama. (Fossen, H.2010) Otro de los usos de este diagrama es que permite visualizar la magnitud de deformación la cual incrementa del centro hacia los extremos.

7.6 Casos especiales de la deformación homogénea

- **Caso 1:** Extensión simétrica axial ($s_1 > s_2 = s_3$)

Alargamiento de	S_1
Acortamiento si	$S_2 = s_3$
Tipo de deformación generada	En forma de puros, prolado

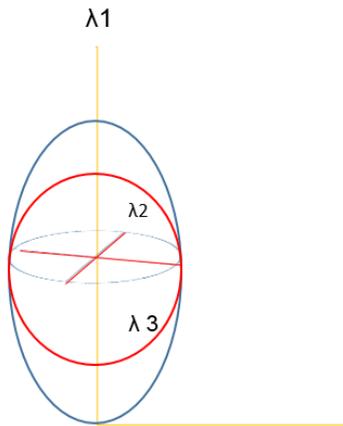
- **Caso 2:** Acortamiento simétrico axial ($s_1 = s_2 > s_3$)

Acortamiento en	S_3
Alargamiento si	$S_2 = s_1$
Tipo de deformación generada	Con forma de “pizza”

- **Caso 3:** deformación planar ($s_1 > s_2 = 1 > s_3$)

intermedia	$S_2 = 1$
Alargamiento en	S_1
Acortamiento en	S_3

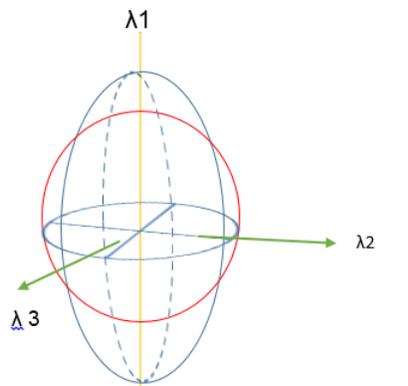
Formas del elipsoide



Deformación Uniaxial

$$\lambda_1 > 1 = \lambda_2 = \lambda_3$$

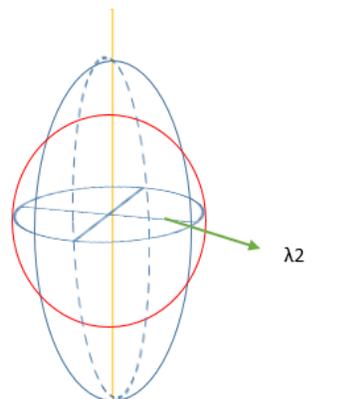
Dos ejes principales del elipsoide permanecen con longitud unitaria. Dos ejes = 1



Deformación Biaxial

$$\lambda_1 > 1 = \lambda_2 > \lambda_3$$

Un eje = 1, los otros dos ejes = mayores o menores



Deformación Triaxial

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$$

Ningún eje es igual a 1

7.7 Ejercicios

Ejercicio 1. Considerando que la figura de abajo (izquierda), representa un estado sin deformar y las otras dos figuras un estado deformado, indique que tipo de deformación se reconoce y calcule la elongación (e) y estiramiento (s) para ambos casos en la dirección de los ejes de simetría (Arellano, 2002, P.25) (figura 101).

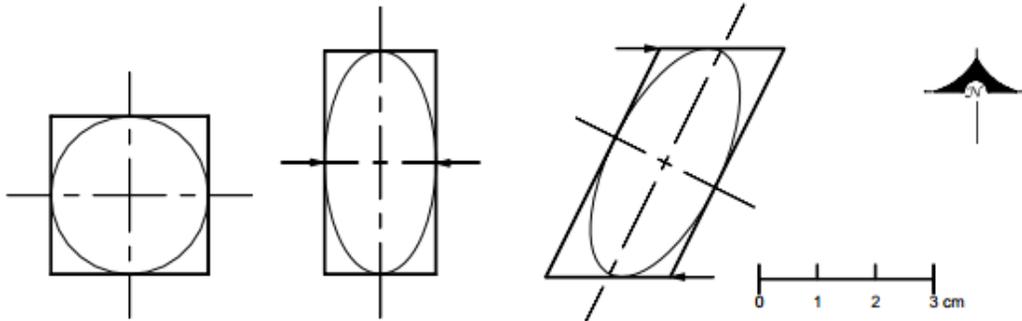


Figura 101. Esquema del estado sin deformar y deformado. (Arellano, 2002, P.25)

Ejercicio 2. En la siguiente foto señale la dirección principal de deformación (figura 100)



Figura 102. Formación el Doctor [Fotografía de José Arcos]. (Puente "Agua salada", estado de Querétaro, 2017)

Ejercicio 3. Determine la elipse de deformación, de una roca no deformada la cual contiene fósiles (5 cruces) los cuales son representados por las líneas perpendiculares como se observa en la figura 103.

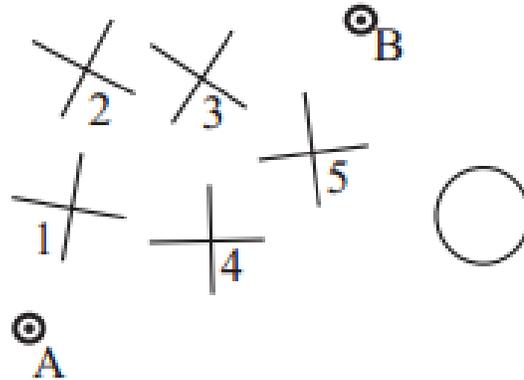


Figura 103. Ejemplo para poder determinar la elipse de deformación a partir de los fósiles (Rowland et al.2003)

Ejercicio 4. En el siguiente diagrama señale la dirección de los esfuerzos y describa como se formaron cada una de las estructuras e indica como es la relación de estiramiento en base en los diferentes campos de la elipse de deformación (Ramsay y John. 2003) (figura 104)

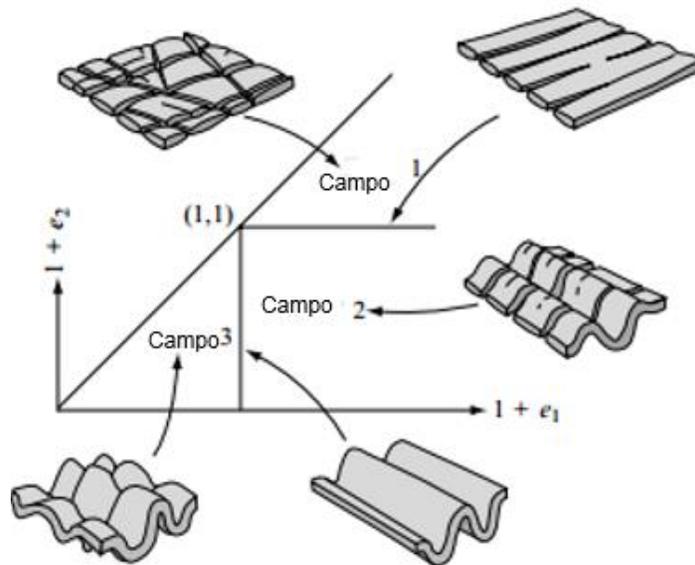


Figura 104. Diagrama en el que se representan los diferentes tipos de deformación (Ramsay y John. 2003).

Ejercicio 5. En cada una de las fotografías (Figura 105) calcule el estiramiento del eje menor y el mayor determinando $e = \frac{l_f - l_i}{l_i}$ de por lo menos cinco clastos y compárelos, dibuje su correspondiente elipse y determine qué tipo de deformación fue aplicada en la roca (homogénea o heterogénea), justifique su respuesta. La escala es 1:100.

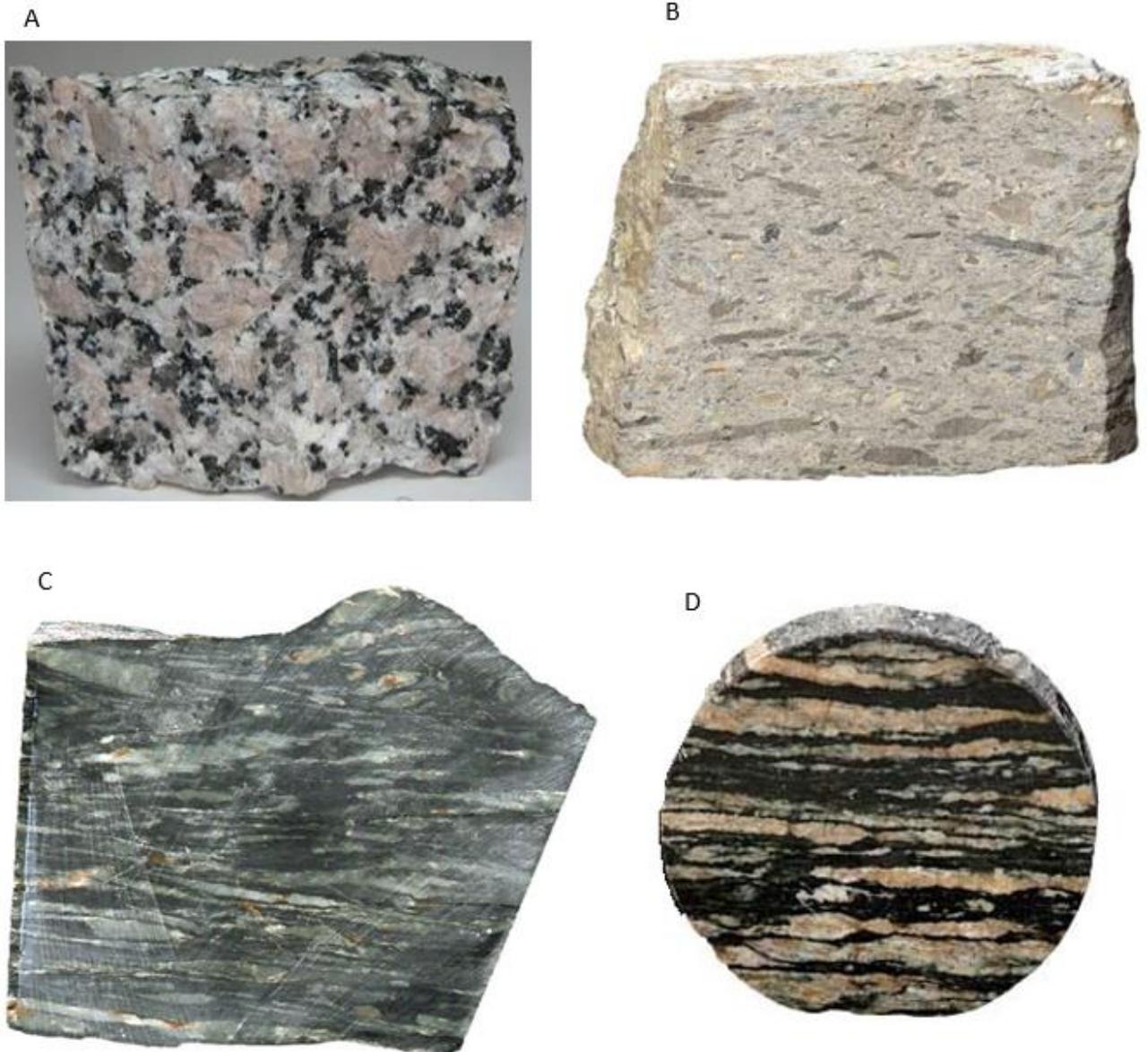


Figura 105. Ejemplos de para el cálculo del estiramiento en los ejes mayores y menores en minerales (geology.com.2018. geology rocks& minerals, igneous and metamorphic rocks. 2018)

CAPITULO 8 Relaciones esfuerzo-deformación

La caracterización de las rocas y de los macizos rocosos y el estudio de su comportamiento mecánico y deformacional son complejos debido a la gran variabilidad de características y propiedades que presentan y al elevado número de factores que los condicionan (Figura 106).

La mecánica de rocas se ocupa del estudio teórico y práctico de las propiedades y comportamiento mecánico de los materiales rocosos, y de su respuesta ante la acción de fuerzas aplicadas en su entorno físico.

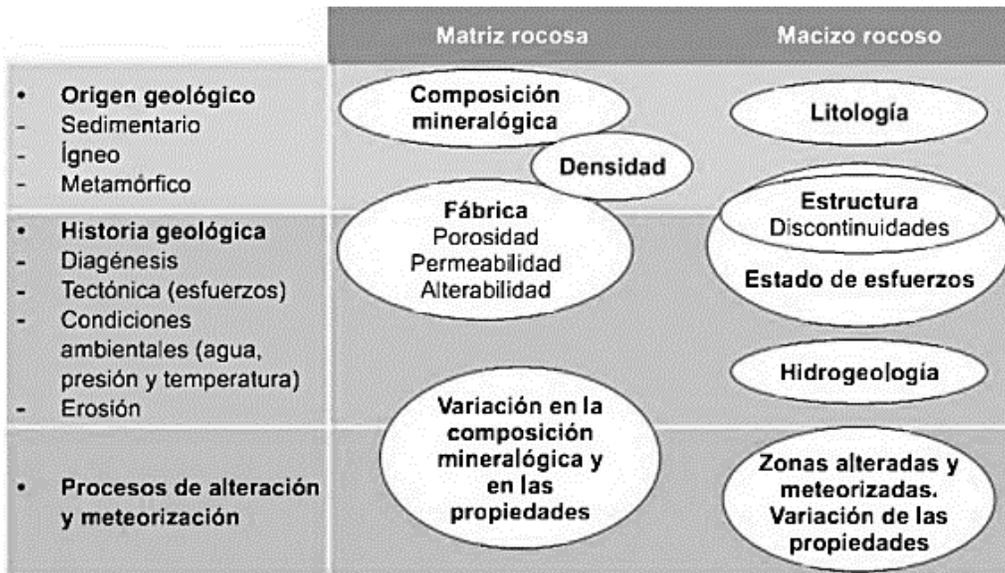


Figura 106. Propiedades de la matriz rocosa y del macizo rocoso (González L. 2002).

Para comprender 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 (Padilla y Sánchez, 2013, P.11).

Material elástico o sólido de Hooke. Se dice que un material es elástico si después de sometido a un esfuerzo recupera su forma sin sufrir una deformación permanente. 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 Modulo de Young)

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

Se sabe que en la naturaleza las rocas solamente se aproximan este concepto de un sólido de Hooke, porque la relación esfuerzo-deformación no es constante, ni lineal en la realidad además de que el Modulo de Young para las rocas siempre es mayor en un estado de compresión que en un estado de tensión (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.3)

Material viscoso o fluido newtoniano. Son aquellos materiales 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:

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

En donde σ es el esfuerzo, η es la viscosidad del material y $\dot{\epsilon}$ es la velocidad de deformación. 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 las 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 y se va incrementado gradualmente la presión hidrostática, se podrá observar que la roca pasa de un comportamiento quebradizo un comportamiento dúctil, con una fase intermedia conocida como **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 ($\dot{\epsilon}$) (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.4).

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 esta generalmente asociado a deformación de granos individuales, plegados y distorsiones (acostamientos, alargamientos, etc.) (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.4).

El conocimiento de las tensiones y las deformaciones que puede llegar a soportar el material rocoso ante una o unas determinadas condiciones permite evaluar su comportamiento mecánico y el diseño de obras de ingeniería (González, L. 2002).

8.1 Mecánica de rocas

Las propiedades físicas de las rocas son el resultado de su composición mineralógica, fabrica e historia geológica, incluyendo los procesos de alteración y meteorización. La gran variabilidad de estas propiedades se refleja en comportamientos mecánicos diferentes frente a las fuerzas que se aplican sobre las rocas.

Por lo tanto las propiedades físicas de las rocas serán las que determinen su comportamiento mecánico (Figura 107). La cuantificación de estas propiedades se lleva a cabo mediante ensayos de laboratorio (González L. 2002).

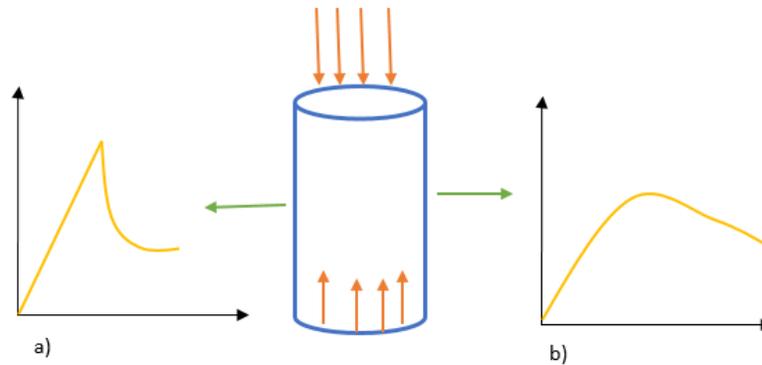


Figura 107. Gráfica a) Comportamiento frágil de un granito. B) comportamiento dúctil de una lutita (modificado de González, L. 2002).

El estudio de la mecánica de sólidos asume generalmente un comportamiento homogéneo, continuo, isótropo, elástico y lineal que los materiales rocosos no presentan. La gran variabilidad de las características y propiedades físicas y mecánicas se refleja tanto a escala de matriz rocosa como de macizo rocoso fracturado (figura 108)

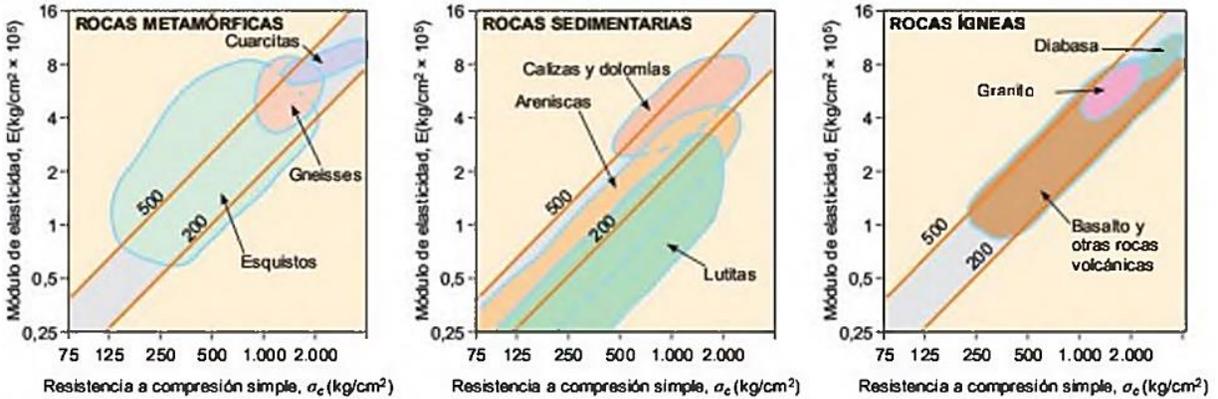


Figura 108. Clasificación de las rocas basada en el módulo relativo E vs su resistencia a la compresión simple σ_c (González, L. 2002).

Existen una serie de parámetros que se emplean para la identificación y descripción cuantitativa de las propiedades básicas de las rocas y permiten, así mismo, establecer una primera clasificación con fines geotécnicos, esta propiedades se denomina **propiedades índice** y determinaran en primera instancia junto con la composición mineralógica y la fábrica, las propiedades y el comportamiento mecánico de la matriz rocosa.

La clasificación de los macizos rocosos está basadas en alguno o varios de los factores que determina su comportamiento mecánico (Figura 109):

- Propiedades de la matriz rocosa
- Frecuencia y tipo de las discontinuidades, que definen el grado de la fracturación, el tamaño y la forma de los bloques del macizo, sus propiedades hidrogeológicas, etc.
- Grado de meteorización o alteración
- Estado de tensiones in situ
- Presencia de agua

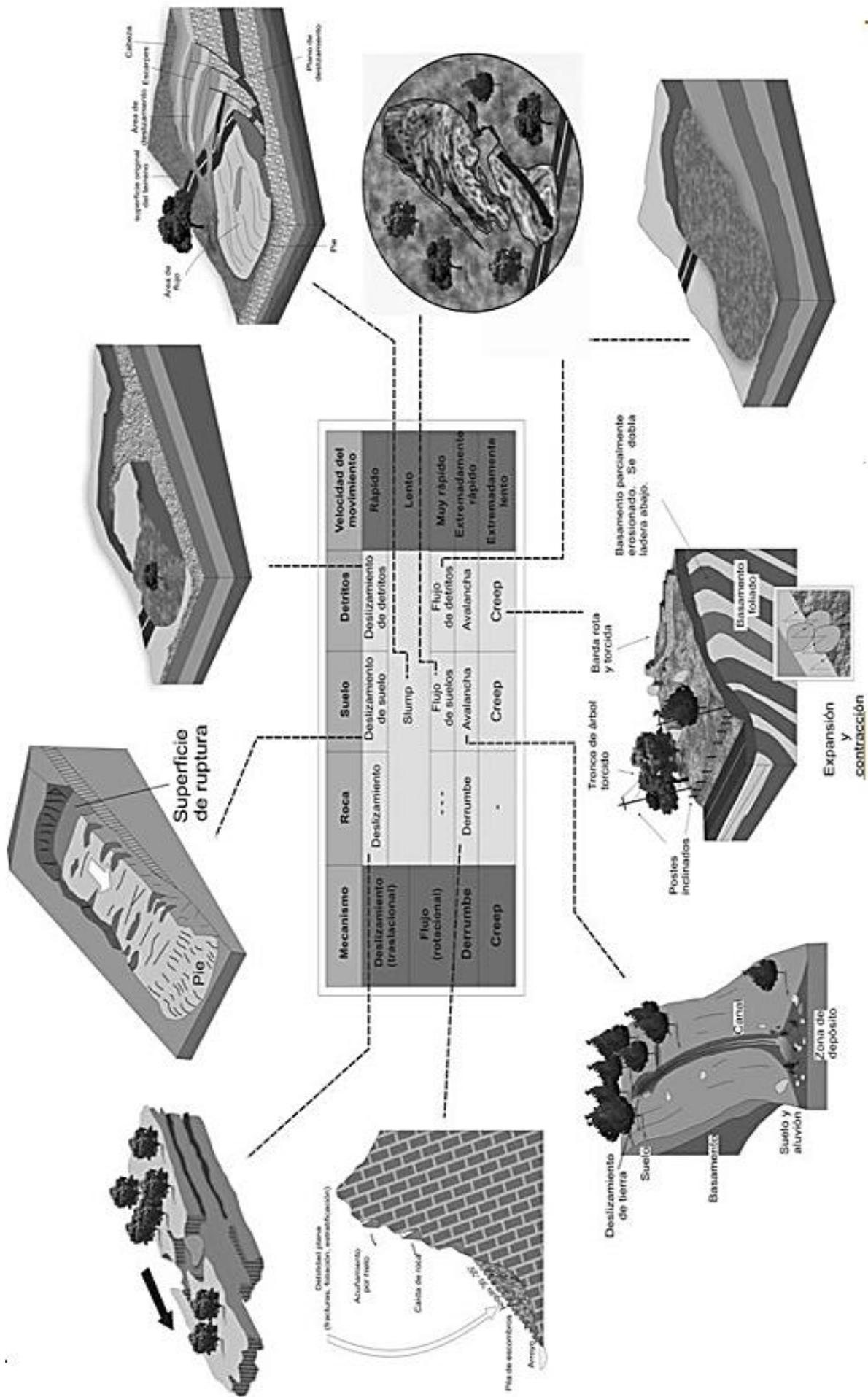


Figura 109. Diferentes movimientos de los cuerpos rocosos, en base en su composición (Dávila M.2016).

8.2 Propiedades físicas y mecánicas de los materiales rocosos

Resistencia y rotura

Los esfuerzos generados por la aplicación de las fuerzas pueden producir deformaciones y roturas en las rocas dependiendo de la resistencia de las mismas y de otras características extrínsecas al propio material. La resistencia de cada material rocoso varía con su composición, textura y ubicación. Las rocas débiles como aquellas compuestas por una proporción importante de minerales ferromagnesianos alterados, pueden deslizarse, reptar o incluso casi fluir (Figura 109) (Dávila M. 2016).

La **resistencia** se define como el esfuerzo que la roca puede soportar para unas ciertas condiciones de deformación. La **resistencia de pico** ($\sigma p'$) es el esfuerzo máximo que se puede alcanzar. La **resistencia residual** ($\sigma r'$) es el valor al que cae la resistencia de algunas rocas para deformaciones elevadas, se produce después de sobrepasar la resistencia de pico. Por lo tanto la resistencia de los materiales de la corteza suelen definirse de acuerdo a los diferentes esfuerzos que actúan sobre ellos es decir a la **compresión**, al **cortante** o a la **tensión**, en las cantidades suficientes para romperlo o deformarlos.

Las rocas son más resistentes al esfuerzo de compresión mientras que la tensión es del orden de 10 al 40% menos de lo que resisten a la compresión (tabla 4). En cuanto al cortante suele ser de aproximadamente el 20% de lo que podrían tomar a la compresión no confinada.

Tipo	Textura	Materiales	Ejemplos de esfuerzos compresivos ($10^6 N/m^2$)
Ígneo			
Intrusivo	Granito	Gruesa	100-280
	Ultrabásica	Gruesa	Pueden ser muy bajas
Extrusivo	Basalto	Fina	
	Brecha volcánica	Mixta-gruesa y fina	50 a más de 280
	Toba Soldada	Ceniza volcánica fina	Menos de 35
		Feldespatos, cuarzo, ferromagnesianos, \pm cuarzo	
		Feldespatos, \pm ferromagnesianos, \pm cuarzo	
		Feldespatos, \pm ferromagnesianos, \pm cuarzo	
		Vidrio, feldespatos, \pm curazo	
Sedimentario			
Detríticos	Lutitas	Fino	2-215
	Arenisca	Grueso	40-110
	Conglomerado	Mixta-gruesa y fina	90
Químicos	Caliza	Gruesa fina	50-60
		Calcita, conchas, algas calcáreas	
Metamórfico			
Foliadas	Pizarras	Fina	180
No foliadas	Esquistos	Gruesas	15-130
	Gneises	Gruesas	Lutitas, basalto o granito
	Cuarcita	Gruesas	160-190
	Mármol	Gruesas	Arenisca
		Gruesas	150-600
		Gruesas	Caliza
		Gruesas	100-125

Tabla 4. Resistencia a la compresión confinada de las rocas más comunes (Dávila M. 2016)

La forma más común de estimar la resistencia a la compresión es a través de la prueba de laboratorio “prueba de compresión no confinada” (UCS por sus siglas en inglés), la cual consiste en labrar o conseguir un cilindro de unos 5 cm de espesor, que se pone entre dos placas de acero a la cual se le aplica una carga llamada carga axial, que aumenta y se mide paulatinamente hasta que el espécimen falla; lo cual generalmente sucede a través de unas fracturas de cizalla o cortante que se orientan a 45° respecto a la carga axial (Figura 110) (Dávila, M. 2016).

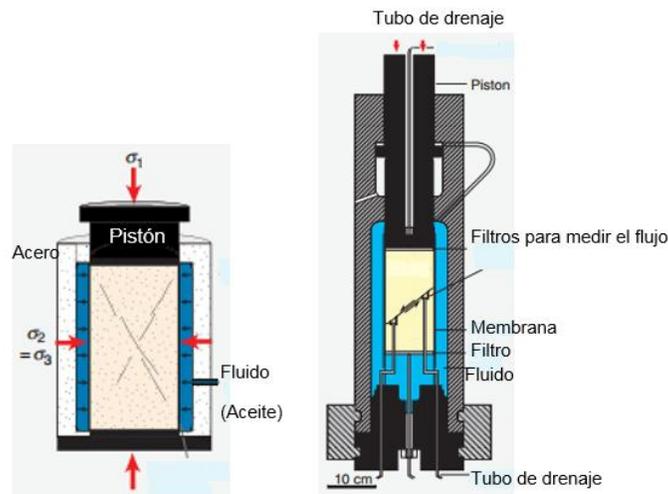


Figura 110. Prueba de compresión no confinada de un espécimen de roca (modificado de Fossen, H.2010).

La **rotura** es un fenómeno que se produce cuando la roca no puede soportar las fuerzas aplicadas, alcanzando el esfuerzo un valor máximo correspondiente la resistencia de pico del material (González, L. 2002). El fenómeno de la rotura va acompañado de la generación de planos de fractura a través de la roca, cuya dirección depende de:

- La dirección de aplicación de las fuerzas
- Las anisotropías presentes en el material rocoso a nivel microscópico.

Relaciones esfuerzo-deformación

La relación que hay entre esfuerzo-deformación está definido por los esfuerzos aplicados y las deformaciones que se generan a partir de estos esfuerzos y como los cuerpos rocosos van variando su comportamiento. El comportamiento de las rocas puede clasificarse en:

- **Comportamiento frágil:** este comportamiento es típico de rocas duras con alta resistencia. Este tipo de fractura implica una pérdida casi instantánea de la resistencia de la roca a través de un plano sin ninguna o muy poca deformación plástica(Figura 111)

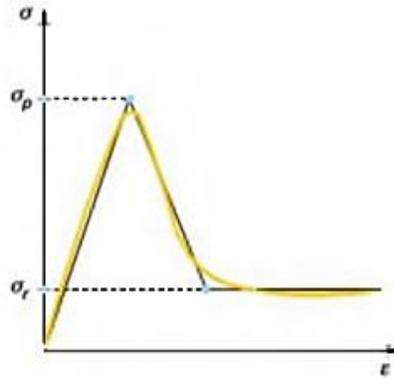


Figura 111 Gráfica del comportamiento frágil (González L. 2002).

- **Comportamiento frágil – dúctil:** se presentan deformaciones elásticas y plásticas no recuperables, este comportamiento lo presentan las discontinuidades rocosas o materiales arcillosos sobre consolidados (Figura 112)

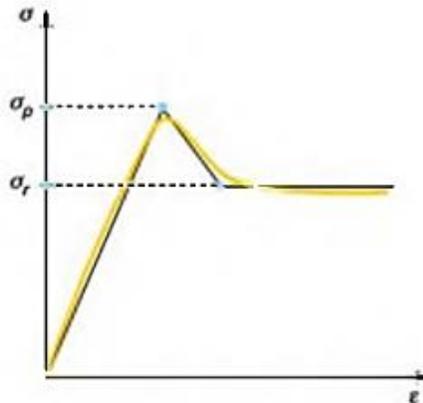


Figura 112. (González L. 2002).

- **Comportamiento dúctil:** es aquel donde se generan deformaciones plásticas permanentes hay un aumento de la deformación sin pérdida de resistencia, por ejemplo las sales (figura 113).

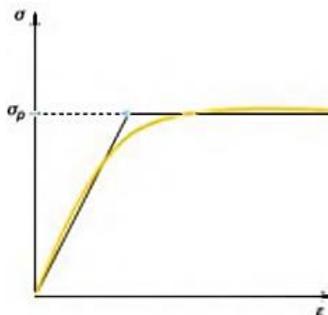


Figura 113. (González L. 2002).

Tipos de esfuerzos

En la naturaleza, de acuerdo a la dirección de las fuerzas aplicadas, se generara un tipo de esfuerzo, existen tres principales tipos de esfuerzos:

- **Compresión:** esfuerzo ala que son sometidas las rocas cuando se comprimen por fuerzas dirigidas unas contra otras a lo largo de la misma línea. Cuando los materiales se someten a este tipo de esfuerzos, tienden a acortarse en la dirección del esfuerzo mediante la formación de pliegues o fallas según sea el comportamiento, es decir frágil o dúctil (Rodríguez, M. 2012).
- **Tensión:** resultado de las fuerzas que actúan a lo largo de la misma línea pero en dirección opuesta. Este tipo de esfuerzo actúa alargando o separando las rocas
- **Cizalla:** esfuerzo en el cual las fuerzas actúan en paralelo pero en dirección opuestas, lo que da como resultado de una deformación por desplazamiento a lo largo de plano poco espaciado.

8.3 Criterios de ruptura

Envolvente de Mohr o curva intrínseca

Si se somete a una determinada roca una serie de experimentos de corta duración en una prensa triaxial, puede obtenerse una línea de fracturación empírica. Normalmente se fija la presión confinante, es decir, la presión del líquido que rodea a la muestra, que representa el menor de los esfuerzos principales y se va aumentando el esfuerzo de la dirección vertical hasta que la roca rompe (Figura 114).

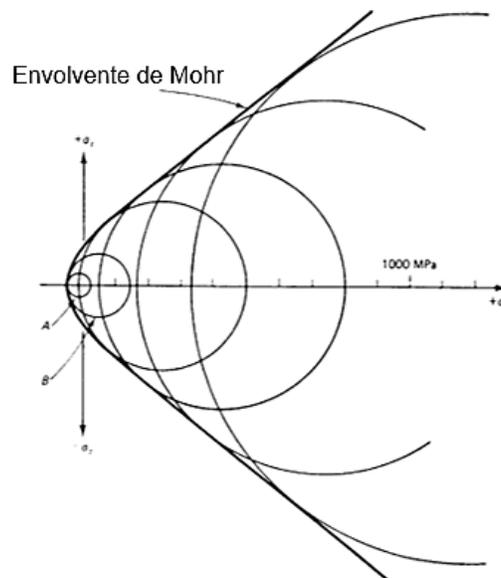


Figura 114. Envolventes de Mohr en una Diabasa (Martínez R. 2003).

El esfuerzo en el momento de la rotura queda registrado en un gráfico y con él la presión confinante puede dibujarse el círculo de Mohr. El ángulo que las fracturas forman con el esfuerzo mayor permite dibujar un punto en el círculo de Mohr (o dos simétricos, si las fracturas se han producido en dos sistemas conjugados) que representa el plano de la fractura. Repitiendo el experimento con muestras diferentes de la misma roca para distintas presiones de confinamiento, se obtienen varios puntos y uniéndolos se obtiene la línea de fracturamiento (Martínez. 2003).

La línea de fracturación empírica se denomina envolvente de Mohr o curva intrínseca y es la línea que separa los estados de esfuerzos posibles de los imposibles en una roca; ninguna roca puede soportar esfuerzos cuyo círculo de Mohr caiga en la parte de afuera de la curva. La curva intrínseca consiste, en la mayor parte de los casos, en una especie de parábola muy parecida a la curva que expresa el criterio de Griffith (el cual se aplica cuando existen esfuerzos tensionales y considera la existencia de pequeñas imperfecciones en las rocas), que corta al eje de las abscisas en su parte negativa, y que abre hacia su parte positiva, donde se continúa por dos rectas simétricas. Esto quiere decir que cuando al menos uno de los esfuerzos principales es tensional, el criterio de Griffith es una buena aproximación al comportamiento de las rocas ante la fracturación que cuando todos los esfuerzos principales son compresivos, la mejor aproximación la suministra el criterio de Coulomb (Martínez R. 2003).

En la figura 115 se muestra tres campos posibles de fracturamiento a lo largo de la envolvente de Mohr: Las líneas rectas corresponden a las **fracturas de cizalla**, que sigue el criterio de Coulomb y el punto donde la envolvente corta al eje de abscisas representa las **fracturas tensionales puras**, que se forman a 90° del esfuerzo menor (tensional) y en las que los dos “labios” se separan en una dirección perpendicular al plano de fractura.

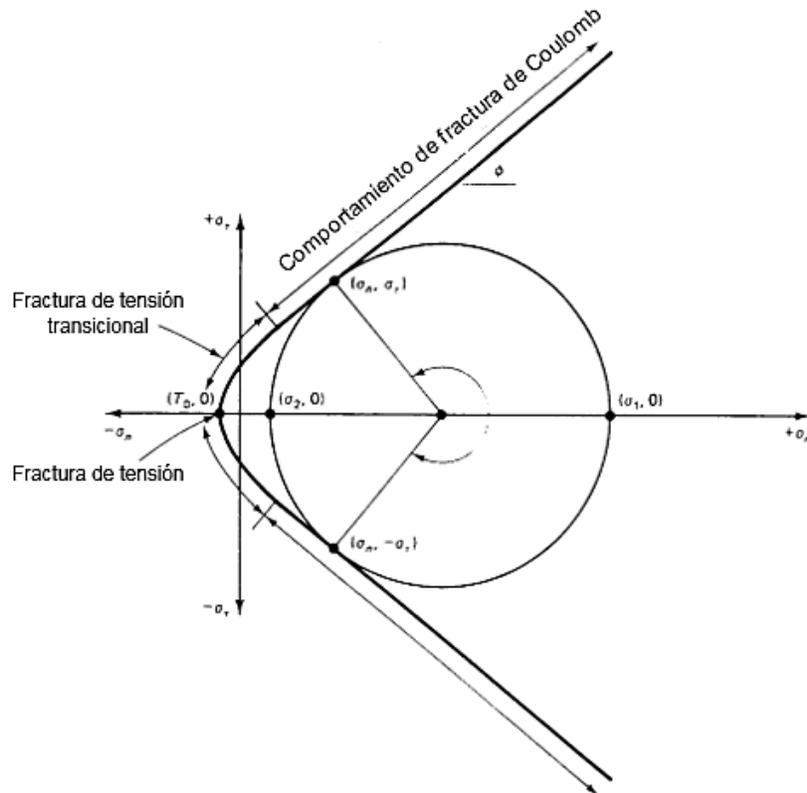


Figura 115. Los tres campos de la envolvente de Mohr (Martínez R. 2003).

El tercer campo, llamado tensional transicional, corresponde a la aparte de la curva de la envolvente, en la que, se producen fracturas que en parte son de cizalla y en parte de tensión. Coulomb estableció que un fracturamiento de cizalla podría ocurrir cuando el esfuerzo de cizalla sobre un plano de falla potencial alcanzar un valor crítico dado por:

$$\sigma_c = C + \mu \sigma_n$$

Donde C es la constante de cohesión, μ es la constante de fricción interna. Este criterio está basado en la suposición de que la fractura de cizalla en materiales solidos involucra el rompimiento de alguna clase de uniones coherentes (de ahí la constante C) entre partículas, así como les deslizamiento friccional (constante μ) a lo largo de planos potenciales de falla.

El **criterio de Coulomb** predice que los puntos de ruptura deberían de coincidir con una línea recta cuya pendiente sea igual a μ y que intersekte a la ordenada del diagrama de Mohr en un punto C (figura 116)

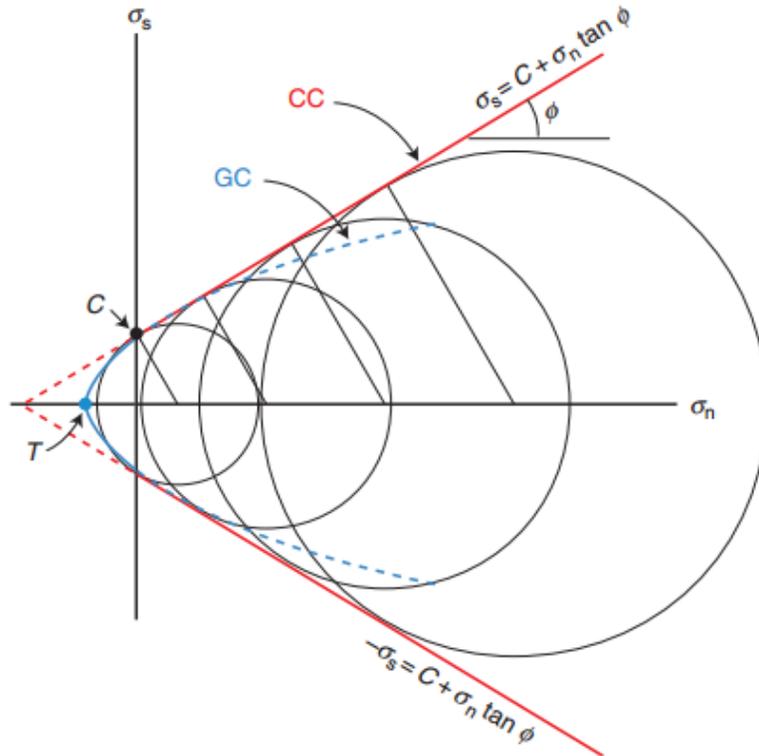


Figura 116. En el Criterio de fractura de Coulomb ocurren como dos líneas rectas (color rojo) en el diagrama de Mohr. Los círculos representan ejemplos de estados críticos de fuerzas. La línea azul representa el criterio de Griffith. Usualmente se hace una combinación de dos criterios, por ejemplo CG en el régimen de tensión y CC en el régimen de compresión. CC Criterio de Coulomb, CG criterio de Griffith, C la fuerza cohesiva de la roca; T la fuerza de tensión de la roca (Fossen. 2010. P.127)

El criterio de Coulomb y el diagrama de Mohr llevaron a Griffith 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:

$$\sigma_c = 2T_0 + S_0 \sigma_n$$

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 (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.7).

La diferencia con el criterio de Coulomb está 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.

Terzaghi propuso que la resistencia al cizalleo de suelos saturados en 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 presentación intersticial o 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 rocas.

El termino de $\sigma_n - p$ ha sido llamado esfuerzo normal efectivo porque se ha comprobado experimentalmente que esta 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.

8.4 Modelos teóricos para el origen de fallas y fracturas

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 que 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 (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.9).

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. La clasificación de Anderson funciona muy bien par 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 de la fallamiento se requiere conocer: a) la orientación de plano de falla, b) la dirección y sentido del desplazamiento inicial y c) el ángulo entre la falla y σ_1 .

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.

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 , aun cuando los planos de máximo esfuerzo de cizalla están orientados a 45° .

Si se incrementa la compresión, entonces se iniciara un movimiento paralelo a los planos de las fracturas conjugadas ya existentes, generando así fallas maestras o principales, de primer orden. Si continua el incremento en la compresión habrá una “reorientación interna” de los esfuerzos principales en los bloques adyacentes a las fallas, causando que inicien nuevos pares conjugados de fracturas orientados a 15° y 75° de σ_1 .

A medida que se continúa incrementando la compresión, se irán formando nuevos pares conjugados de fracturas de cizallas y pliegues de tercer orden. Uno de los pares conjugados comenzara 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 formaran los sistemas de los que uno será paralelo y el otro perpendicular a σ_1 (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.11).

Como se observa en la figura 117 que no existirá un número ilimitado de estructuras, puesto que en un momento dado tienden a ser paralelas a las otras. Se concluye que la orientación de las estructuras resultantes de una deformación por cizalla pura puede resolverse con ocho direcciones principales de

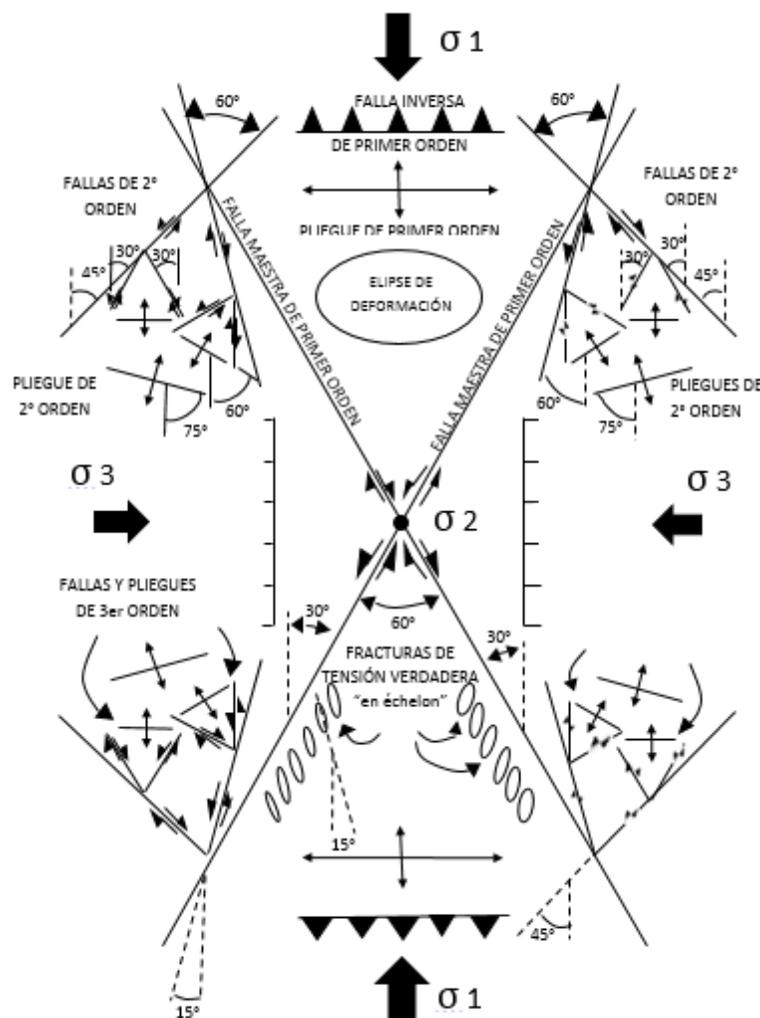


Figura 117. Estructuras de primer, segundo y tercer orden causadas por cizalla pura (Padilla y Sánchez, 2013, P11.2)

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.

Si se somete a cizalla simple 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 a 45° al NW-SE, entonces existirá un par de componentes compresionales orientadas N-S y un par de componentes extensionales orientadas E-W. Este estado de esfuerzos provocará que se generen fallas transcurrentes cuya orientación se ubicará a 30° de 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 sigmoidal 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. Teóricamente también se desarrollarán fracturas (“riedels”) y pliegues de segundo orden con las orientaciones mostradas en la figura 118. 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 a un paralelismo aproximado entre las estructuras y el par de fuerzas aplicado (Padilla y Sánchez, 2013, P.11.11).

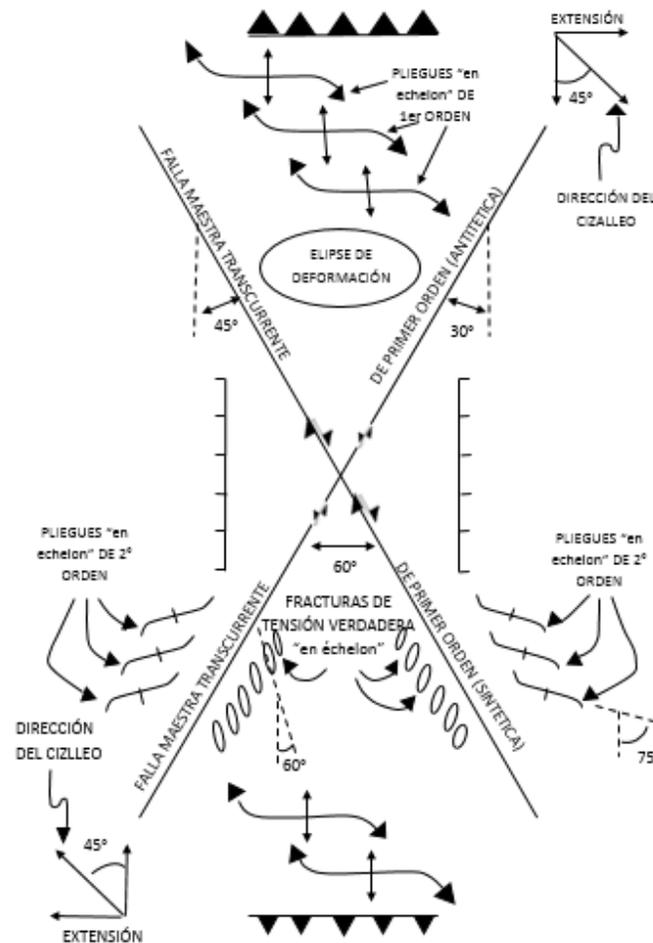
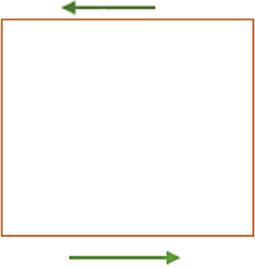


Figura 118. Estructuras de primer y segundo orden causadas por cizalla simple (Padilla y Sánchez, 2013, P11.3)

8.5 Ejercicios

Ejercicio 1. Los siguientes diagramas representan un cubo de roca, los cuales están sometidos a diversos tipos de esfuerzos, dibuje en el recuadro de lado derecho la dirección del esfuerzo resultante, es decir la dirección del movimiento sobre este cubo de roca y mencione si se produjo deformación.

Tipo de esfuerzo	Esfuerzo resultante
<p data-bbox="451 594 570 621">Compresión</p> 	
<p data-bbox="477 961 560 989">tensión</p> 	
<p data-bbox="477 1377 542 1404">cizalla</p> 	

Ejercicio 2. En el siguiente grafica (Dávila M. 2016) de esfuerzo vs deformación, indique el nombre del tipo de esfuerzo o comportamiento (dúctil o frágil) que se está generando, de acuerdo a los puntos que señalan las flechas, también indique a qué tipo de comportamiento corresponden las gráficas A y B. por ultimo indique la relación que hay entre la deformación y el esfuerzo (figura 119).

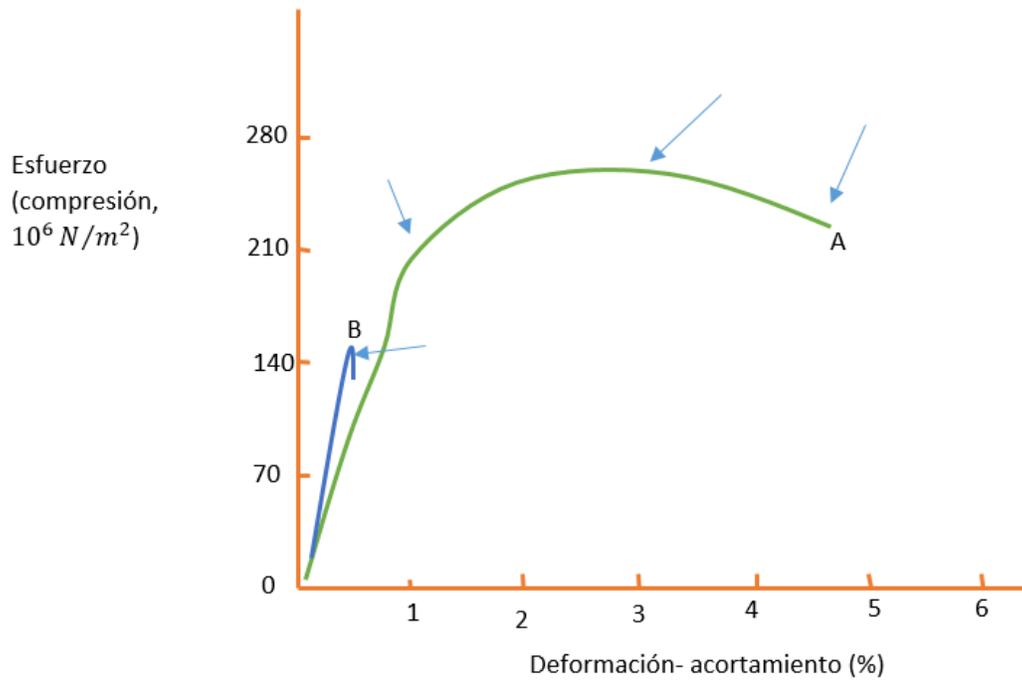


Figura 119. Gráfica deformación vs esfuerzo

Ejercicio 3. Realice la gráfica de la relación esfuerzo-deformación para los siguientes casos:

- Granito alterado que presenta un comportamiento elástico y luego plástico
- Basalto vesicular, que se empieza a fallar, presentando un comportamiento plástico, se densifica y presenta una fase elástica.

CAPITULO 9 Secciones geológico estructurales

Un mapa geológico es la representación a escala reducida de la realidad, de los diferentes tipos de unidades geológicas que afloran en la superficie terrestre así como de sus respectivos contactos y características estructurales. Las unidades geológicas que aparecen en un mapa pueden haber sido agrupadas de acuerdo con varios criterios (Figura 120).

	OBJETIVOS	BASES CARTOGRÁFICAS		CARTOGRAFÍA RESULTANTE		
CARTOGRAFIA GEOLOGICA FUNDAMENTAL	Representación de las características geológicas de la corteza aflorante, de acuerdo con "conceptos geológicos"	Representación objetiva	Procesos geológicos y su evolución en el tiempo	Locales	MAPAS CRONOLÓGICOS LOCALES	1
				Universales	MAPAS GEOCRONOLÓGICOS	
			Estádios de los procesos geológicos y su evolución en el tiempo	- Estádio litológico y genérico	MAPAS LITOLÓGICOS	2
				- Estádio de deformación o estructural	MAPAS ESTRUCTURALES	3
		- Estádio de desmonte, lamiento y erosivo		MAPAS GEOMORFOLÓGICOS	4	
		Representación deductiva	Seccionamientos litológicos representativos		COLUMNAS GEOLÓGICAS	A
			Seccionamientos litológico-estructurales		CORTES GEOLÓGICOS	B
			Proyecciones de niveles geológicos especiales		ESQUEMA-MAPA DE ISOLÍNEAS	C
			Proyecciones de zonas o ámbitos geológicos específicos		ESQUEMAS GEOLÓGICOS ZONALES	D

Figura 120. Tipos de cartografía convencional (Martín J. 2002).

9.1 ¿Cómo se hace un mapa geológico?

La elaboración de mapas geológicos es un trabajo muy especializado que requiere detallados conocimientos del terreno. Los mapas geológicos, de acuerdo con la finalidad de la investigación, se pueden elaborar con diferentes criterios como:

- Mapas litoestratigráficos
- Mapas cronoestratigráficos
- Mapas de riesgos
- Mapas de ordenación del territorio o de racionalización del uso y explotación del suelo.

La metodología aplicada en la construcción de cada uno de ellos puede ser diferente si bien, los aspectos de campo y de gabinete son comunes a todos ellos (Figura 121) (Martín, J. 2002).

de corte elegida, observe los puntos de inflexión en la línea de sección y transfíeralos. Una todos los puntos con una línea continua a mano alzada, la cual representa el perfil topográfico deseado.

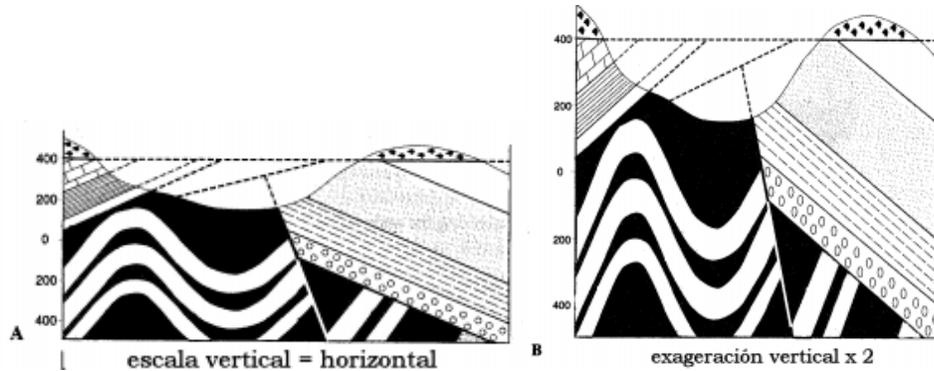


Figura 123. Perfiles con escala exagerada, en la imagen A la es la misma tanto horizontal como vertical. En la figura B hay una exageración de escala (Martín J. 2002).

- La interpretación de la sección con base en la información estratigráfica, estructural y geomorfológica expuesta en el entorno de la línea de sección. En esta etapa se dibujan en los lugares correspondientes los distintos contactos geológicos (Arellano et al., 2002).
 - I. Estratigráficos: concordantes, discordantes.
 - II. Estructurales o tectónicos: fallas normales, fallas inversas, fallas de desplazamiento lateral.
 - III. Ejes de pliegues u otros rasgos de plegamiento.
 - IV. Estructuras ígneas
 - V. Fracturas.

9.3 Métodos de reconstrucción de secciones geológicas

La reconstrucción de las secciones se puede realizar con base en diferentes métodos los cuales están basados en ciertas consideraciones geométricas, estos métodos son:

1. **Método de Busk:** asume que los pliegues son paralelos (espesor verdadero constante) y concéntricos (arcos con centro común de curvatura). Entre dos segmentos experimentan una inflexión brusca a lo largo de una línea de inflexión que contiene los centros de curvatura de los pliegues.

El método de Busk se basa en que las capas medidas en los pliegues concéntricos son tangentes a los arcos circulares, por lo tanto, si se trazan perpendiculares a la línea de la capa se puede ubicar los centros de curvatura (Figura 124).

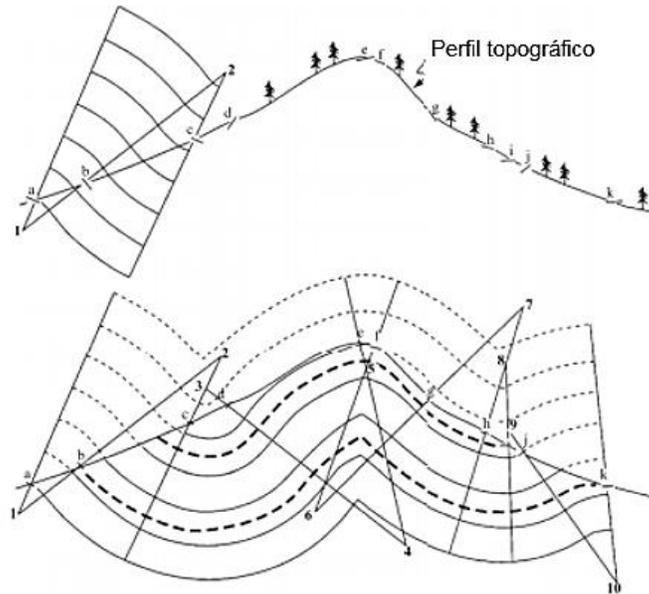


Figura 124. Representación de la reconstrucción pasó a pasó mediante el método de Busk (Modificado de Rowland, 2003, P.35)

2. **Método de Kink:** considera que los pliegues son paralelos y que tienen variaciones angulares bruscas (figura 125).

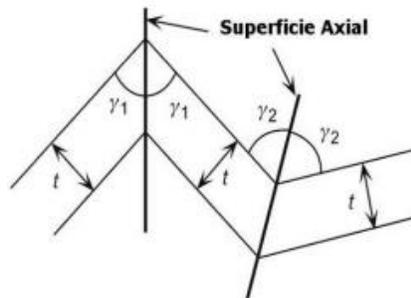


Figura 125. Esquema del análisis para la aplicación del método de Kink (Trabajo práctico N°9. Reconstrucción de secciones plegadas.2018. Mayo 16)

El ángulo comprendido entre un flanco y la superficie axial es llamado ángulo axial (γ). En un pliegue paralelo a la superficie axial bisecta el ángulo comprendido entre los flancos. Donde dos superficies se cruzan comienzan una nueva superficie axial, si se producen cambios en los espesores la orientación de la superficie axial se puede calcular conociendo los espesores que están relacionados con los ángulos axiales por la ecuación: $\frac{\text{sen}\gamma_1}{\text{sen}\gamma_2} = \frac{t_1}{t_2}$, donde γ_1 y γ_2 son los ángulos axiales y t_1 y t_2 son los espesores de las capas (Figura 126).

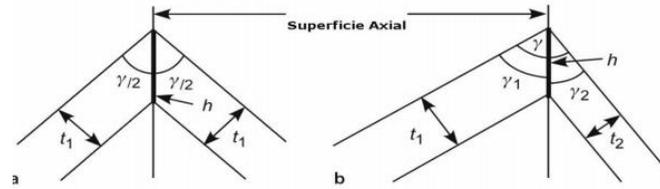


Figura 126. Relación entre espesores variables y ángulos axiales. (Trabajo práctico N°9. Reconstrucción de secciones plegadas.2018. Mayo 16)

Secciones balanceadas: el principio fundamental del balanceo y restauración de secciones geológicas está respaldado por la ley de la conservación de la materia, después de una deformación no se agrega ni se destruye volumen (puede deberse a diversos procesos geológicos) 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 a la final, pero que el volumen inicial es igual al volumen final. (Padilla y Sánchez, 2013, P.14.5).

Para que una sección estructural se considere balanceada se debe cumplir al menos cuatro condiciones:

- La sección estructural en el estado deformado debe ser admisible. Las estructuras en la sección estructural deben ser similares estructuras reales que los geólogos han observado en capo o en líneas sísmicas.
- La restauración de una sección estructural debe obedecer geometrías razonables. Un sección restaurada debe mostrar la forma y 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 las capas a su posición horizontal, removiendo el efecto del plegamiento, así como del deslizamiento de las fallas (figura 127)

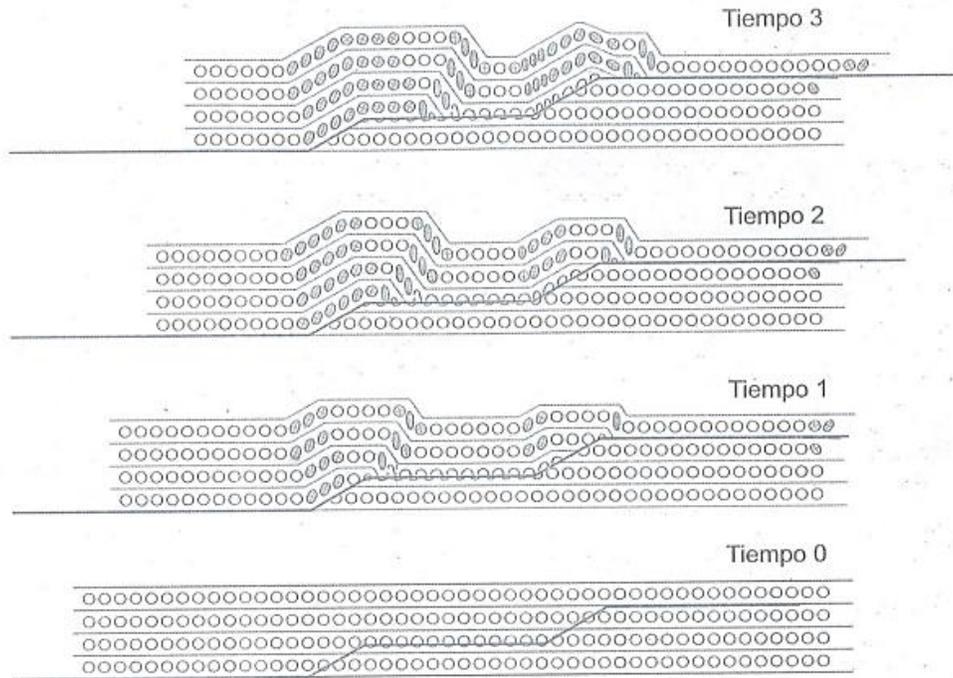


Figura 127. Sección estructural restaurada a su estado original (Padilla y Sánchez, 2013, P.14.6).

- La sección estructural debe de estar balanceada por área. El área que tiene una roca en una sección estructural restaurada debe de ser igual al are que tenía la misma roca en su estado deformando.
- La sección debe ser razonable cinemáticamente, es decir, que debe de 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.

Balancear una estructura involucra los pasos siguientes:

- Examinar con cuidado la sección estructural en el estado deformado para evaluar su admisibilidad
- Construir una sección restaurada y checarla por admisibilidad y por balanceo de área
- Elaborar un escenario que explique la evolución de las rocas través del tiempo hasta alcanzar el estado deforme.

9.4 Ejercicios

Ejercicio 1. Con base en la sección geológica (figura 128) que fue realizada perpendicular a la estructura, realizar las siguientes actividades (Arellano.J.2002 P.134):

- Diga cuantas unidades geológicas se tienen
- Construya el mapa geológico en base a la sección geológica
- Describa el tipo de contactos geológicos que se tienen

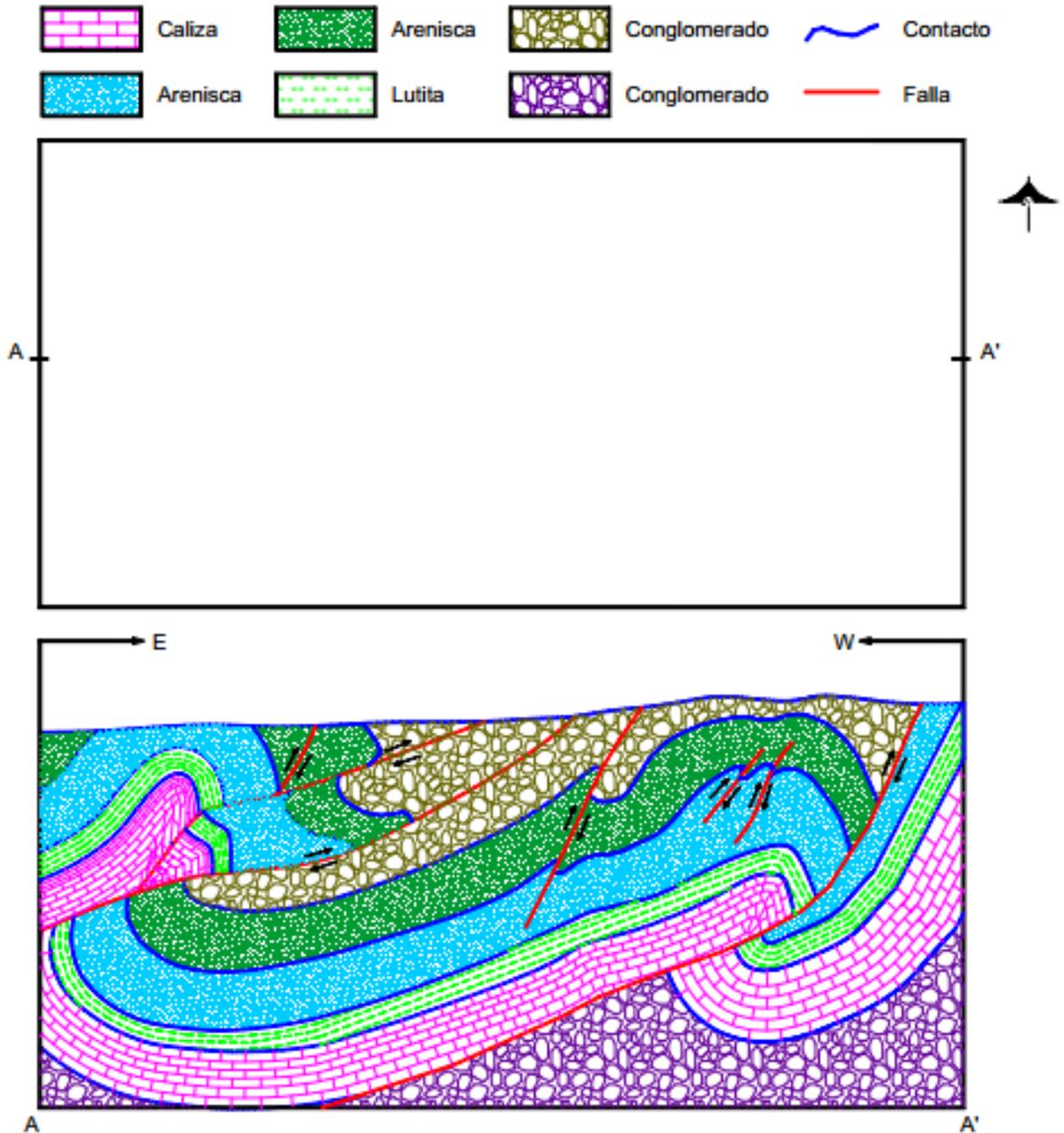


Figura 128. Sección geológica, escala 1:12500 (Arellano, 2002, P.134)

Ejemplo 2. Tomando como base la información del mapa geológico (figura 129) realice las siguientes actividades (Arellano, J. 2002 P.63):

- Calcule el rumbo y echado de cada una de las unidades
- Determine cuantas unidades afloran y descríbalas
- Construya las secciones geológicas A-B y C-D

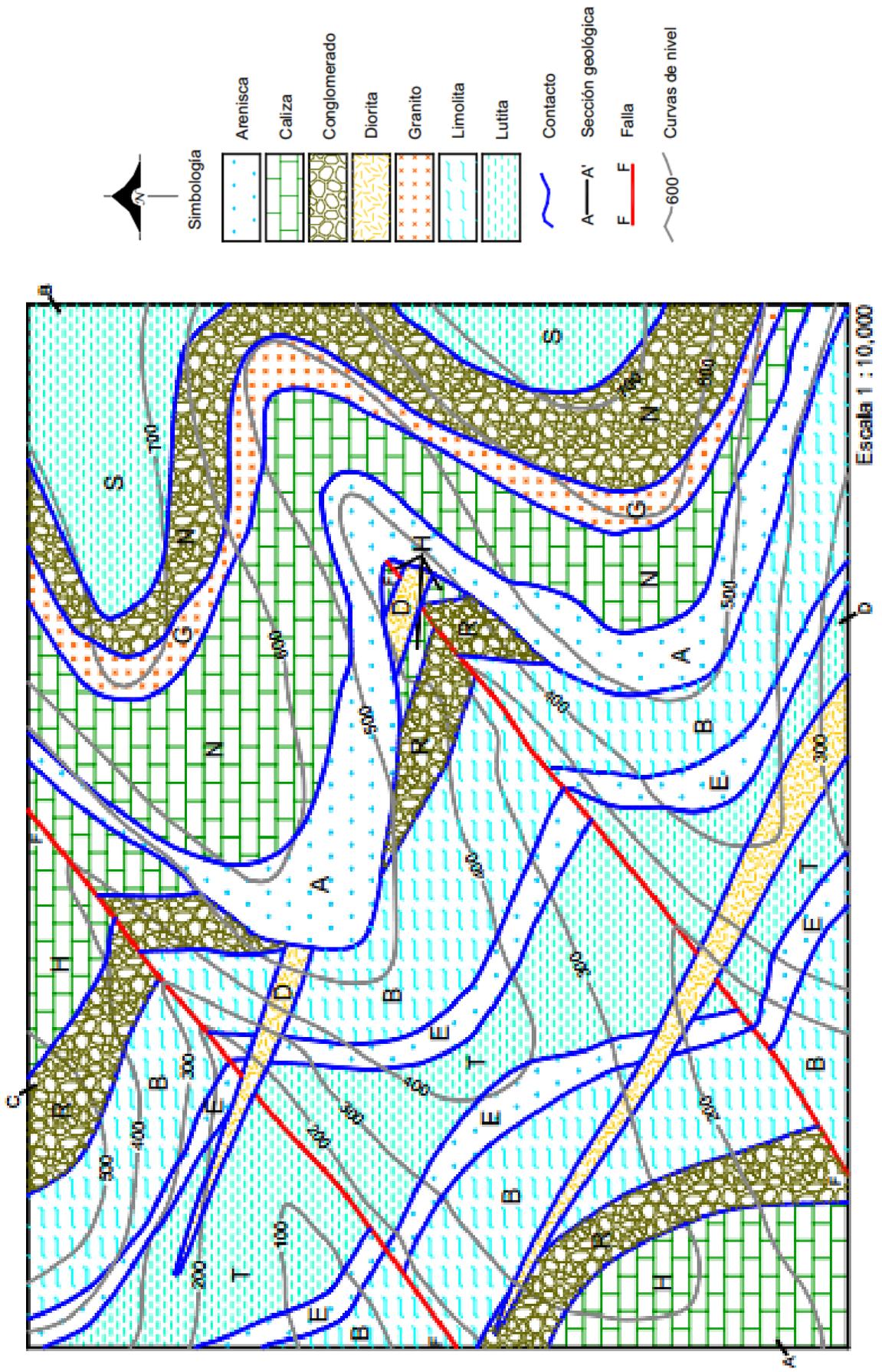


Figura 129. Sección geológica. (Arellano, 2002, p.63)

Ejemplo 3. Tomando como base la información del mapa geológico (figura 130) realice las siguientes actividades
(Arellano.J.2002 P.62):

- Calcule el rumbo y echado de cada una de las unidades
- Construya el perfil de las secciones A-B y C-D
- Diga cuantas unidades afloran.

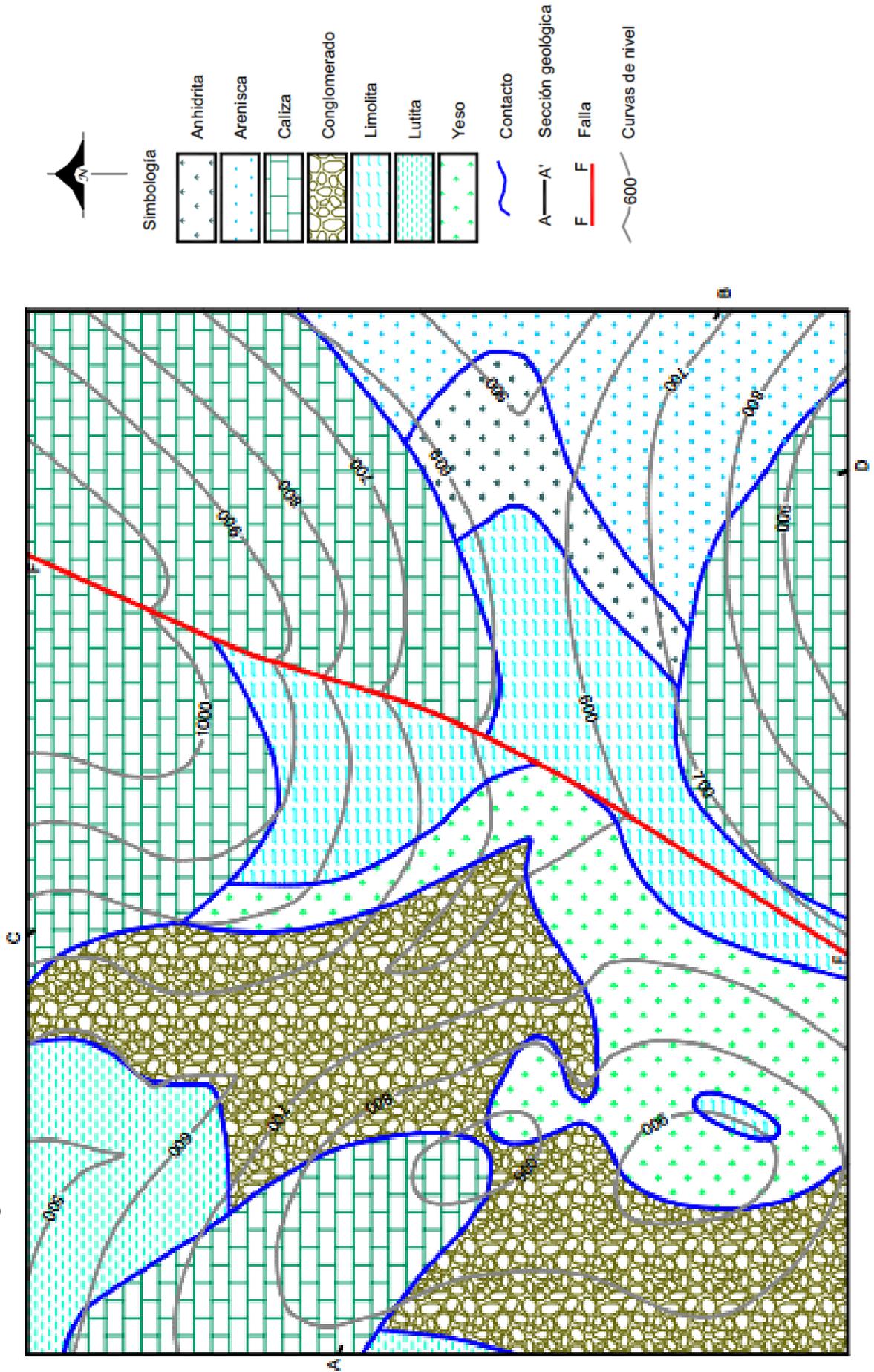


Figura 130. Sección geológica. Escala 10,000 (Arellano, 2002, p.62)

Ejercicio 4. Tomando como base la información del mapa geológico (figura 131) realice las siguientes actividades (Lisle J.2004):

- Realice el perfil de la sección Y-X
- Indique las unidades que afloran
- Elabore la columna estratigráfica

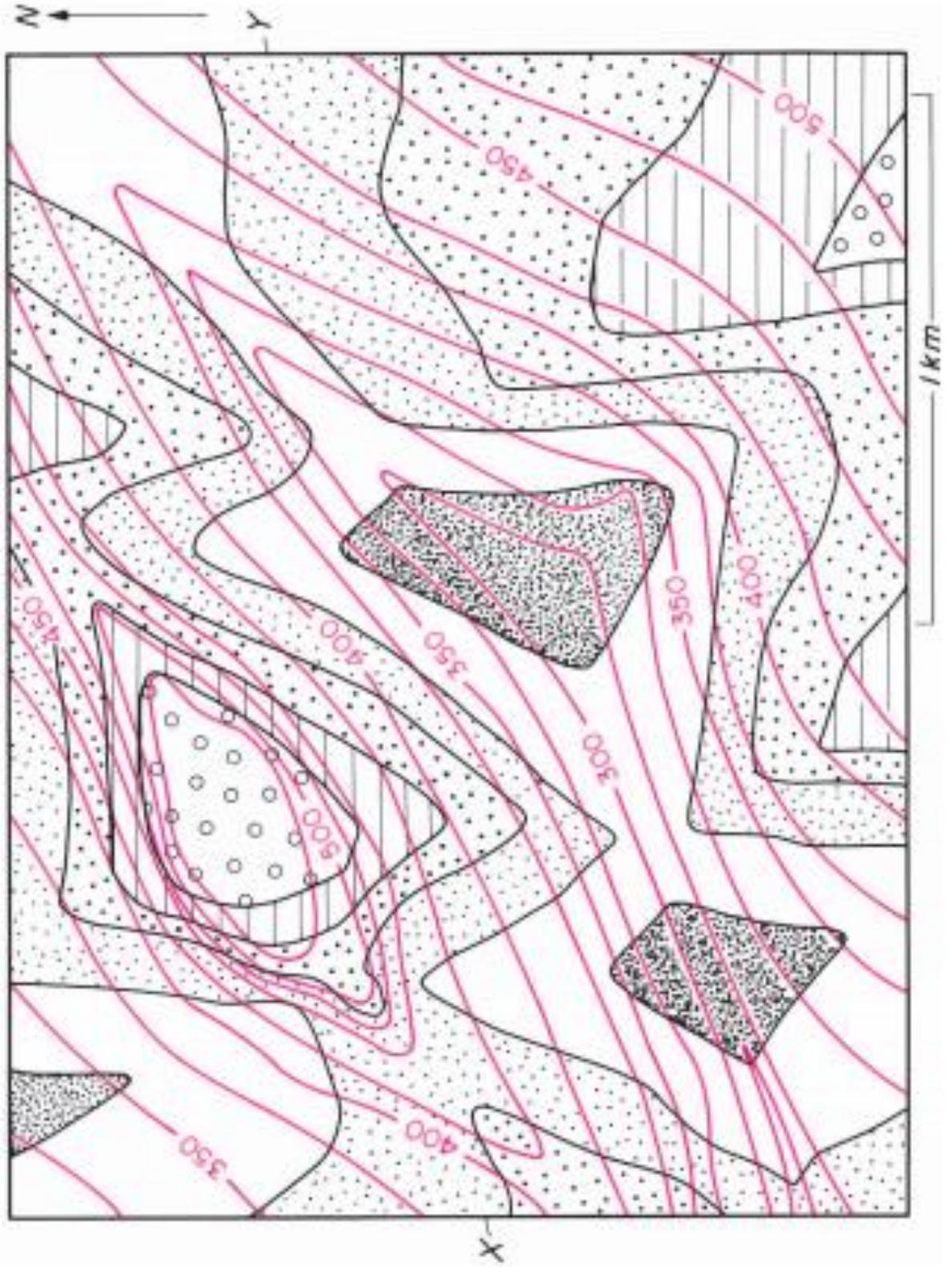


Figura 131. Sección geológica (Lisle, J. 2004)

Ejercicio 5. Tomando como base la información del mapa geológico (figura 130) realice las siguientes actividades (Lisle J.2004)

- Realice el perfil de la sección XY y su columna estratigráfica
- Indique cuantas unidades afloran
- Describa las estructuras geológicas que se observan en el perfil

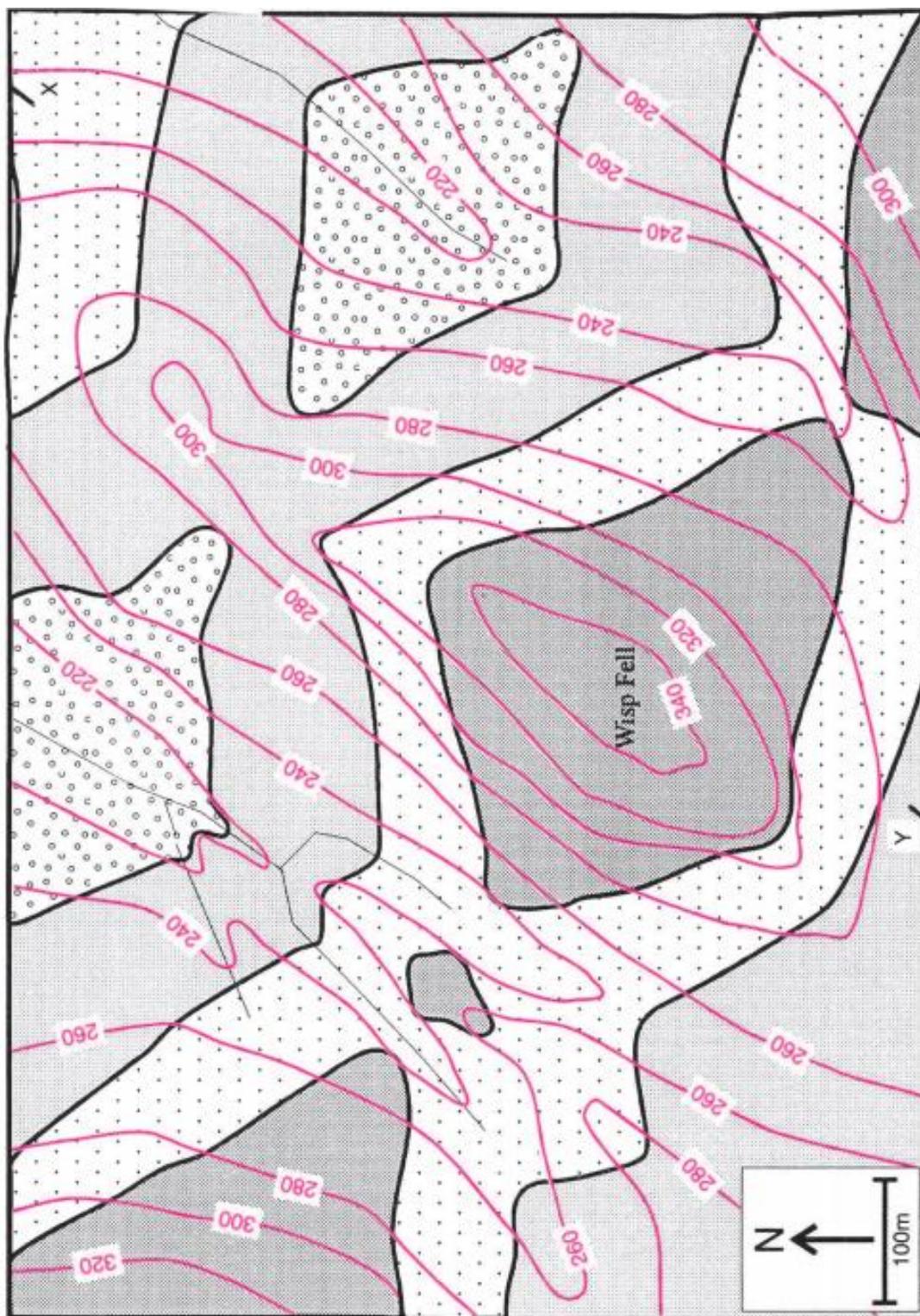


Figura 132. Sección geológica (Lisle J. 2004)

CAPITULO 10 Estado de esfuerzos en cuerpos ígneos

Las rocas ígneas son formadas a partir de productos fundidos en el interior de la tierra. Entendiéndose por **fundido (melt)**: al estado líquido exclusivamente, es decir, excluyendo cualquier fase sólida en suspensión o en asociación con el fundido, así como fases gaseosas. Mientras que el **magma** es un término más general, en el que se incluyen fundido, cristales suspendidos y burbujas de gas, incluyendo fases líquidas, sólidas y gaseosas (Figura 133). Cuando el magma alcanza la superficie recibe el nombre de **lava** (Ramos, A.2016)

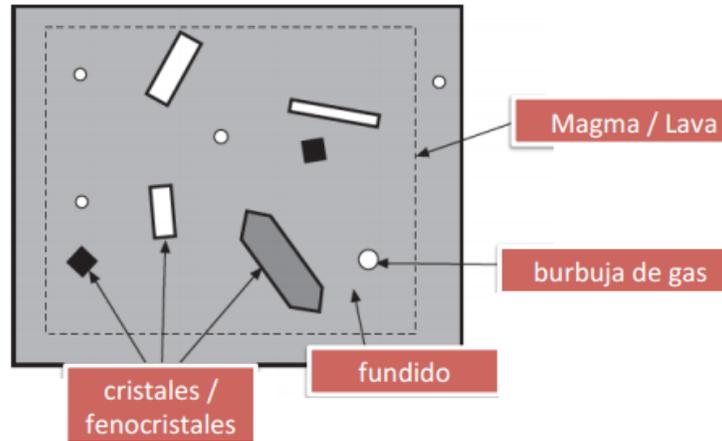


Figura 133. Descripción esquemática de las características de un magma (Morí L. 2015)

Las temperaturas magmáticas pueden ser determinadas mediante experimentos en el laboratorio, donde, se controlan y determinan las condiciones de presión y temperatura entre otras, bajo las cuales han sido formadas las rocas; se utilizan muestras de rocas, las cuales son calentadas y se obtiene su punto de fusión. Pero se debe tener en cuenta que una roca es una mezcla consolidada de minerales, por lo tanto, no se obtendrá un solo punto de fusión; el rango de fundición que se obtiene, nos indica cual es la mínima temperatura en la cual se presentan una fase líquida, hay interacción de muchas fases, durante el trayecto del magma a través de la corteza continental puede inducir fusión añadiendo complejidad a la composición química de las rocas, etc. Todos estos factores a considerar son estudiados mediante la diferenciación magmática.

La diferencia magmática son todos aquellos procesos mediante los cuales se forman diferentes composiciones magmáticas, desde básicas - ácidas, a partir de un único magma parental basáltico. Dichos procesos incluyen la cristalización fraccionada y la asimilación cortical, y se llevan a cabo durante el ascenso del magma desde el manto a través de la corteza (Figura 134) (Morí L. 2015).

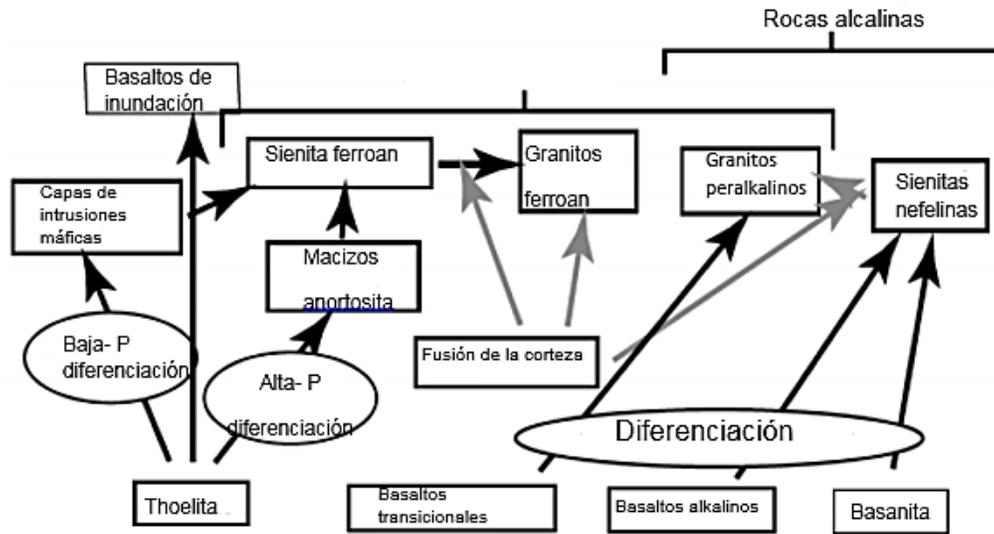


Figura 134 Mediante diversos procesos de diferenciación, los fundidos del manto interactúan de la corteza generando una gama de rocas (modificado de Mori L. 2015)

Por lo tanto la diferenciación magmática y la petrología experimental son dos “herramientas” fundamentales entre otras, para poder entender y explicar el origen del amplio espectro composicional de las rocas magmáticas. **La petrología experimental** realiza experimentos de cristalización a partir de materiales sintéticos químicamente sencillos, sobre cuyas composiciones se puede ejercer un control completo.

Trabajar con un pequeño número de componentes puros mezclados en proporciones controladas permite ver más claramente el efecto de cada constituyente sobre las temperaturas de cristalización, y sobre el proceso de cristalización (Figura 135) (Morí, L. 2015).

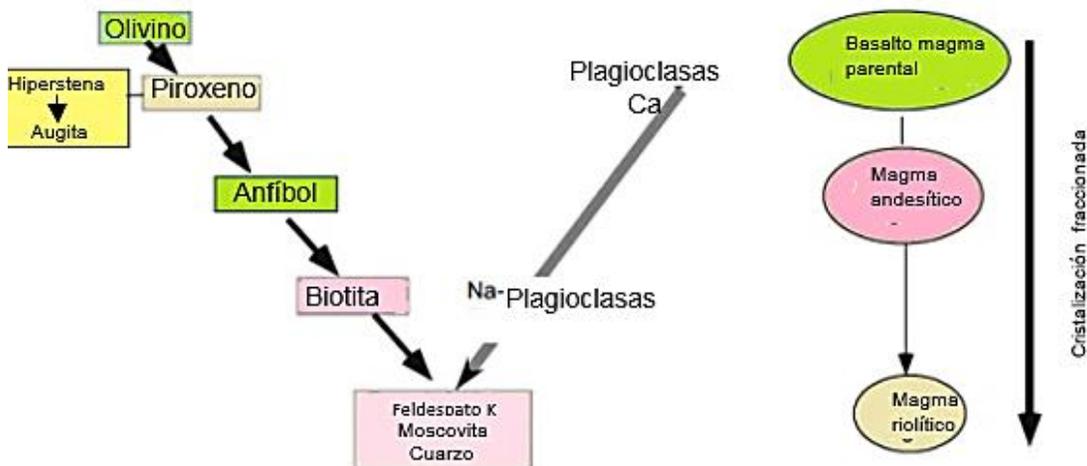


Figura 135. La Serie de Bowen describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir de un magma de una composición media en condiciones de laboratorio (modificado de Ramos A. 2015)

10.1 Propiedades físicas del magma

Las principales propiedades físicas que intervienen en la formación, desplazamiento y expulsión del magma en la superficie son: la temperatura, densidad, viscosidad y el contenido de volátiles.

Temperatura

Los iones que componen al magma empiezan a perder movilidad conforme este se va enfriando y empiezan a disponerse en estructuras cristalinas ordenadas, a este proceso se le llama cristalización. Este proceso puede ocurrir en varias etapas, caracterizado por tasas de enfriamiento diferente, generando cristales de diferentes tamaños, los cuales mediante estudios petrológicos y geoquímicos, nos indican en qué fase eruptiva y de cristalización se formaron, la interacción (si es que la hubo) con otros fluidos circundantes, que elementos químicos se fundieron y cuales fueron retenidos en el residuo sólido, etc. Y con toda esta información, poder determinar las condiciones del ambiente bajo las cuales se formaron.

Por lo tanto la temperatura juega un papel de suma importancia, como se mencionó al inicio, los experimentos de laboratorio han podido determinar cómo varía la temperatura de fusión y entender este proceso, permite entender la evolución de los magmas y el origen de las rocas. Otra forma de estudiar el proceso de fusión del manto es a partir de las mediciones de flujo de calor en la superficie terrestre, a partir de las cuales se puede calcular el gradiente geotérmico y modelar la geoterma (curva que describe como se distribuye la temperatura en el interior de la tierra (Morí L. 2015).

Densidades del magma

Diversos procesos petrológicos son controlados por la densidad de los magmas, por ejemplo el ascenso de los magmas, en la flotabilidad de los cristales en los magmas, la inyección de magma a las cámaras magmáticas, mezcla de magmas, etc. La densidad de los magmas puede ser determinada por diversos métodos, uno de ellos es a partir del vidrio, ya que este es un líquido que se enfría rápidamente y su densidad puede ser calculada a partir de la temperatura ambiente, si se conoce el coeficiente de expansión térmica. V_1 Es el volumen a una temperatura T_1 , la cual se mide la densidad, el volumen después de calentar a una temperatura T está dada por (Arellano, J. 2012):

$$V_t = V_1[1 + \alpha(T - T_1)] \quad (1)$$

Donde α es el coeficiente de la expansión térmica a presión constante, por lo tanto:

$$\alpha = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p \quad (2)$$

El coeficiente de expansión térmico es el incremento relativo de volumen $\left(\frac{\partial V}{V}\right)$ incremento por unidad de temperatura a una presión constante. La derivada parcial $\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p$ es usada en lugar de la derivada ordinaria para mostrar que esta relación es restrictiva al cambio de la presión constante. Debido a que densidad es masa por volumen, la ecuación (1) puede ser reescrita como:

$$\rho_T = \frac{\rho_1}{1 + \alpha(T - T_1)}$$

Donde ρ_1 y ρ_T son las densidades a temperaturas T_1 y T , respectivamente. Multiplicando esta ecuación por $[1 - \alpha(T - T_1)]$ obtenemos:

$$\rho_T = \frac{\rho_1[1 - \alpha(T - T_1)]}{1 - [\alpha(T - T_1)]^2}$$

Debido a que α es muy pequeña (aprox. $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) el término al cuadrado es insignificante y el denominador es esencialmente 1. Por lo tanto la densidad a una temperatura T está relacionada con una densidad a una temperatura T_1 por:

$$\rho_T = \rho_1 [1 - \alpha(T - T_1)]$$

Otro método para determinar la densidad del magma es el uso de volúmenes molares parciales de óxidos.

Viscosidad

La viscosidad es la resistencia a fluir de un líquido, está controlada por la composición y temperatura del magma. Algunas lavas pueden fluir de manera “rápida” y recorrer grandes distancias, debido a su polimerización baja y baja viscosidad, en cambio otras, fluye de manera más lenta debido a su polimerización alta y su alta viscosidad (Arrieta, G, 2013). La viscosidad influye no solo en la rapidez de los magmas, sino también, en la forma en que estos se irán emplazando, las formas de los cuerpos rocosos que se formarán etc.

El magma como cualquier fluido, se deforma continuamente bajo la acción de fuerzas cortantes (*shear stress*) y si este se encuentra en reposo no actuará ninguna fuerza cortante sobre este. Todos los fluidos reaccionan a la fuerza cortante fluyendo pero otros fluyen lentamente (Figura 136). La propiedad de un fluido que define la tasa a la cual la deformación toma lugar cuando una fuerza es aplicada se le conoce como viscosidad:

$$\text{viscosidad} = \text{fuerza cortante} / \text{tasa de la fuerza cortante}$$

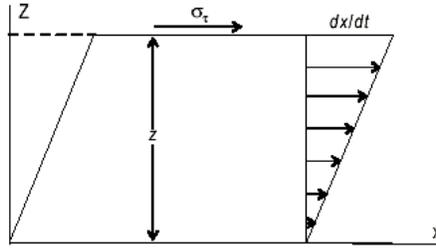


Figura 136. Esquema de la deformación de un fluido sometido a un esfuerzo de cizalla. El eje horizontal representa la base por donde fluye. Z representa la distancia desde la base hacia el interior del líquido y es perpendicular al desplazamiento. Las longitudes de las flechas son proporcionales a las velocidades de las partículas. La relación $dx/dt/dz$ representa el gradiente de velocidad (Rodríguez M. 2012)

Por lo tanto existe una relación directa entre el esfuerzo tangencial y la deformación, que se puede expresar en la siguiente ecuación:

$$\sigma_\tau = \eta \, dx/dt/dz \quad (2)$$

Donde dx/dt expresa la cantidad de deformación interna producida al cabo de un tiempo y por lo tanto mide la velocidad de la deformación; dz representa la distancia, medido al desplazamiento del líquido entre la pared que lo contiene y el interior del mismo, por lo tanto:

$$\frac{dx/dt}{dz} = \frac{dv}{dz} = \dot{\epsilon} \quad (3)$$

De acuerdo con las ecuaciones 2 y 3 la ecuación que caracteriza la viscosidad de un fluido puede escribirse como $\sigma = \eta \dot{\epsilon}$. Para algunos líquidos existe una relación lineal entre la fuerza cortante aplicada y la tasa de deformación. Es decir los fluidos Newtonianos: son aquellos donde el estado de fuerzas de los fluidos es equilibrado, dando la impresión de no sufrir tensión en su recorrido.

Mientras que los fluidos No Newtonianos dependerán de la viscosidad, es decir su gradiente de velocidad dependerá de la viscosidad de dicho líquido, y este sufrirá una “alta o baja “presión de acuerdo a su velocidad y viscosidad (Figura 137) (Philpotts A. 1990).

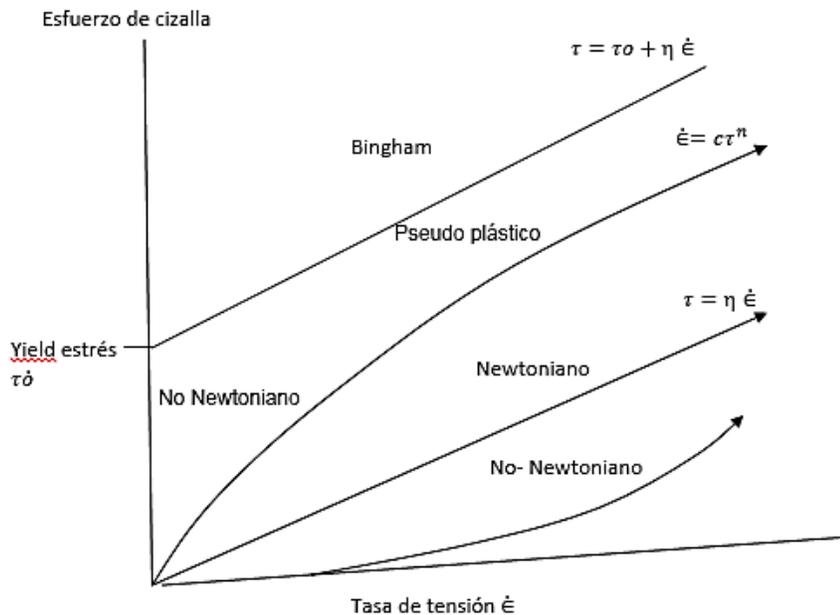


Figura 137. Fuerza cortante vs fuerza de deformación para líquidos Newtonianos y no Newtonianos (Modificado de Philpotts A. 1990).

La mayoría de los magmas son fluidos Newtonianos, pero cuando contienen cristales suspendidos o burbujas muestran un comportamiento de fluido no Newtoniano. Los magmas tienen una amplia gama de viscosidades, a una temperatura de 1200°C y a presión atmosférica, los magmas basálticos tienen viscosidades que van desde los 10 a 100 Pas (1Poise=0.1 Pas). Los magmas andesíticos bajo las mismas condiciones tienen una viscosidad alrededor de 10^3 Pas y los magmas de composición riolítica presentan viscosidades por arriba de 10^5 Pas y a una temperatura de 800°C tienen una viscosidad aproximada de 10^8 Pas (Philpotts A. 1990). La viscosidad de un magma es determinada por su composición química, es decir, aproximadamente el 50wt% del peso de un basalto corresponde a SiO₂, andesitas 55wt% y riolitas 73wt%. Al disminuir la temperatura la viscosidad aumenta, por ejemplo magmas de composición riolítica que tienen temperaturas de varios grados centígrados menor que los basaltos, tienen mayores viscosidades que los basaltos.

Intrusión del magma.

Las tasas de movimiento pueden variar o ser de diferentes magnitudes, por ejemplo un cuerpo granítico requiere de cientos de años para desplazarse unos metros, en cambio, magmas muy gaseosos pueden desplazarse en cuestión de días a la superficie (en 1963 un volumen aproximado de $7 \times 10^5 \text{ m}^3$ de lava fue expulsado en un periodo de 12 horas del cráter Alae pit al este de la zona del Kilauea, Hawaii (Philpotts A. 1990). El magma al igual que otros fluidos fluye debido a la influencia de gradientes de presión, pero otros factores que influyen son: el aumento del volumen de gas, liberación de gas, fuerzas tectónicas, ex solución de agua, viscosidad del magma, la forma del conducto etc. Conforme el magma asciende se empieza saturar en agua hasta que esta es exsuelta hacia la atmósfera y otra parte forma burbujas, las cuales crecen y se multiplican conforme el magma asciende. Estas burbujas quedan preservadas como cavidades esféricas al solidificarse la lava (Ramos A. 2016).

10.2 Dilatación y emplazamiento de diques y sills

La presencia de rocas ígneas en la tierra está íntimamente relacionado a regiones bien definidas, en las que sus condiciones de estado de esfuerzos son similares. Para que ocurre el emplazamiento de una roca ígnea deben existir condiciones estructurales particulares, llamadas “zonas de debilidad de corteza” Existen cuatro principales mecanismos de emplazamiento de los magmas (Padilla y Sánchez, 2013, P.12):

- **Asimilación magmática:** Es el proceso en el cual el magma de origen mantélico alcanza, la corteza terrestre, empieza a cristalizar, liberando calor. Dicho calor puede proporcionar la energía térmica necesaria para que las rocas encajonantes se fundan y se incorporen al magma mantélico en fase de diferenciación, este proceso conocido como asimilación con cristalización fraccionada (AFC) (Ramos A. 2016).
- **Stopping magmático:** es aquel en que se supone que un cuerpo magma se abre camino dentro de la corteza terrestre fracturando el techo de la cama magmática por la propia presión del magma. La roca encajonante genera bloques que se hunden, desde luego que si su densidad es mayor que la del magma, en la cámara magmática quedando atrapados en ella y formando fragmentos (*xenolitos*) (Padilla y Sánchez, 2013, P.12.2) (figura 138).
- **Inyección forzada:** la presión del magma es tan grande que va empujando a las rocas encajonantes, como en el caso de los domos salinos. Este proceso se lleva cabo debido a que la presión litostática que ejercen las rocas que sobreyacen al intrusivo es menor que la presión interna del cuerpo ascendente (Padilla y Sánchez, 2013, P.12.2).
- **Emplazamiento dilatacional:** es aquel en donde la roca encajonante es desplazada a un “lado”, a menudo por esfuerzos tensionales, lo que permite que el magma llene el espacio que ha sido creado por el movimiento. Las rocas encajonantes no sufren una deformación tan intensa debido a este proceso (Park R.1997).

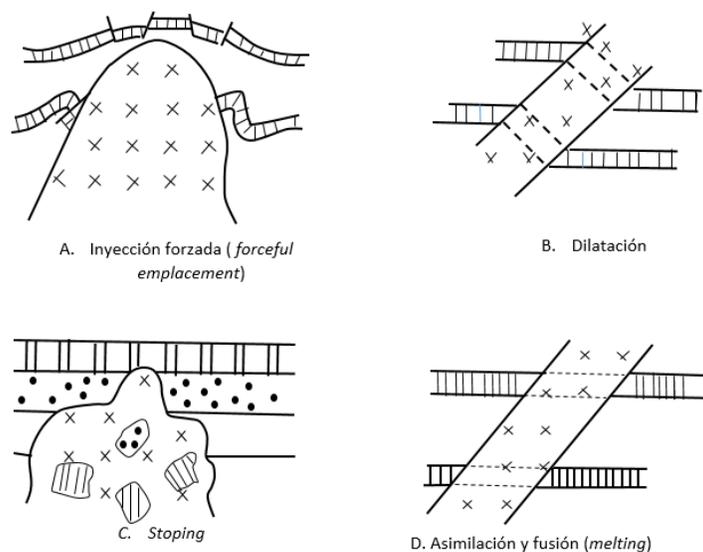


Figura 138. Mecanismo de intrusión (Modificado de Park. 1997. P.123)

El emplazamiento de los diques se debe al acuñaamiento del magma, donde la presión del magma actúa de manera perpendicular al plano de intrusión del dique. En un cuerpo homogéneo, el plano de intrusión corresponderá al plano de σ_1 σ_2 , normal a σ_3 , y el emplazamiento tomara lugar en la condición de (figura 139):

$$p \geq |\sigma_t| + \sigma_3$$

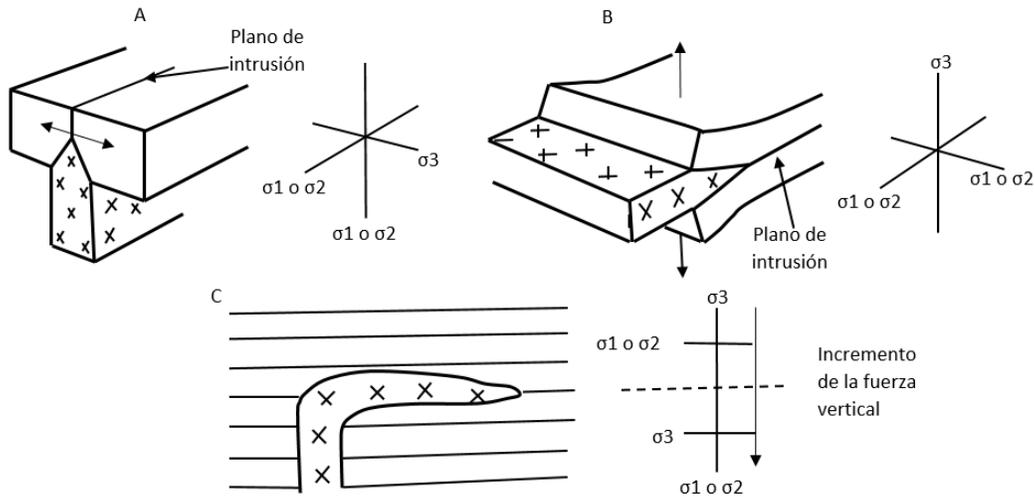


Figura 139. Mecanismo de emplazamiento de diques y sills. A) El plano de intrusión perpendicular a σ_3 . B) el emplazamiento de un sill implica una orientación vertical cerca de σ_3 . C) Un dique puede ser el precursor de un sill a ciertos niveles en la corteza, debido a un cambio de σ_1 o σ_2 verticales a σ_3 (Modificado de Park. 1997. P.124)

Donde p es la presión del magma y σ_t es la resistencia a la tracción (*tensile strenght*) de la roca adyacente (figura 140)

En el emplazamiento de diques radiales y los diques anillo, el patrón de emplazamiento y de orientación de estos cuerpos, está relacionado a zonas de esfuerzos locales. En la figura 140 (a) corresponde a una sección de un plutón, donde σ_1 corresponde a radios arreglados, perpendiculares a la superficie del Plutón mientras que σ_2 o σ_3 corresponde a la traza del plano que las contiene.

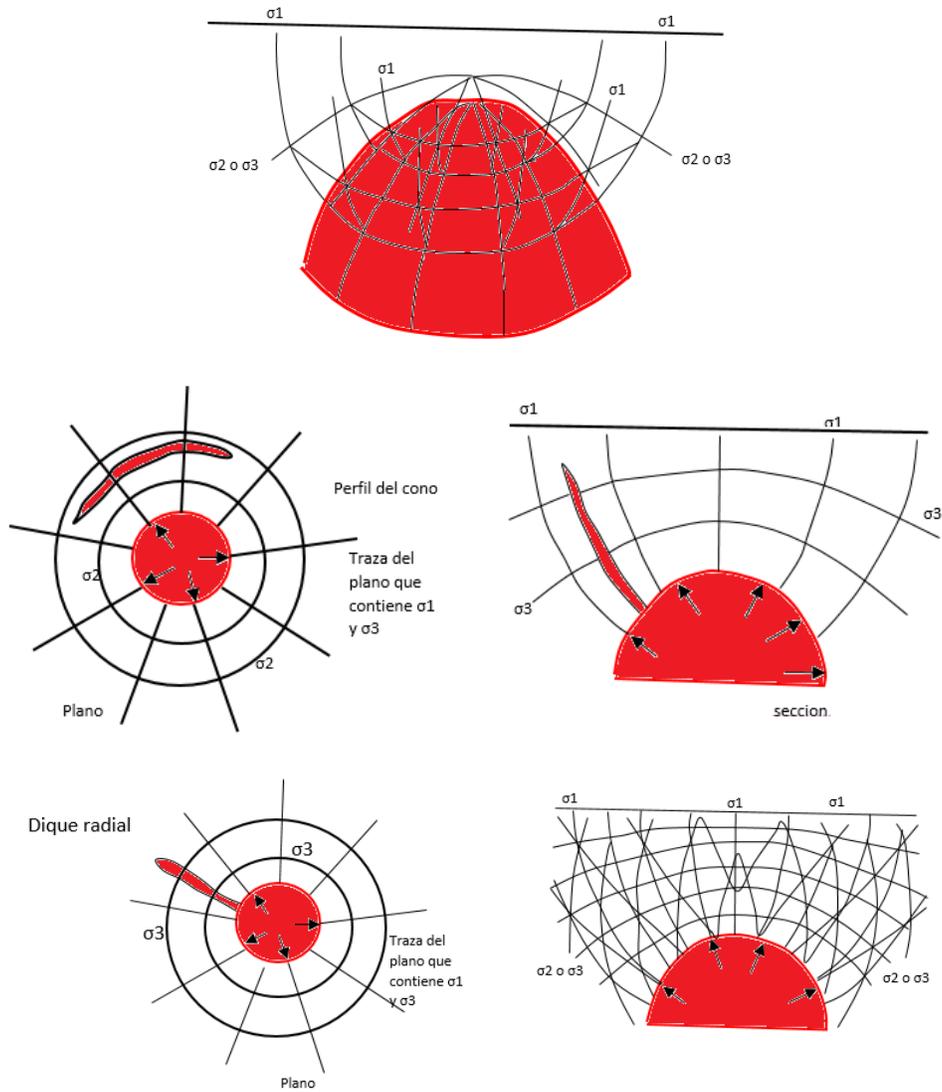


Figura 140. A) trayectorias de esfuerzo generadas por un plutón. B). vista de planta de un cono y la traza del plano que contiene σ_1 y σ_3 . C) Orientación de las fuerzas que generan los conos. D) Vista en planta de las fuerzas que generan los conos así como sus principales direcciones. E) Orientación de las fracturas de cizalla generadas por el sistema de fuerzas (Modificado de Park. 1997. P.124)

10.3 Formas de los cuerpos ígneos

El estilo de la erupción y los depósitos resultantes dependen de las propiedades físicas del magma en especial de la **viscosidad** y **el contenido de volátiles**.

El contenido de volátiles, se refiere a la cantidad de gases que poseen los magmas, el vapor de agua, dióxido de carbono, monóxido de carbono, azufre, cloro y flúor, son los principales volátiles del magma.

Los cuerpos ígneos se subdividen en **extrusivos**: son aquellos que han sido formados en la superficie de la corteza terrestre. Los cuerpos **intrusivos** se subdividen en **plutónicos**, aquellos que se forman a grandes profundidades y **hipabísales**, que son cuerpo de tamaño pequeño que se forman cerca de la superficie de la tierra.

Cuerpos extrusivos

Flujos de lava

- **Flujos de *pahoehoe***: presentan una superficie lisa, se forman en etapas tempranas de erupciones basálticas, tienen baja viscosidad, pueden alcanzar los 60 km/ hr en afloramiento suelen ser capas delgadas o con forma de “cordones” (Figura141) (Arrieta. 2013).



Figura 141. Flujos de pahoehoe (Morí, L. 2015)

- **Flujos tipo aa**: poseen un comportamiento frágil, tienen estructuras brechadas, afloran en capas gruesas (Figura142).



Figura 142. Flujos tipo aa (Arrieta G.2013)

- Erupciones efusivas, lavas almohadilladas (*pillow lavas*): se forman cuando un magma máfico hace erupción en un ambiente submarino, tienen forma redondeada debido al efecto de la presión hidrostática en la superficie del flujo de lava caliente y debido al enfriamiento instantáneo de la superficie de la lava se forma una costra de vidrio llamada hialoclasita (Figura 143) (Morí L. 2015).



Figura 143. Las *pillow lavas* en su interior forman bandas concéntricas y fracturas radiales, en terrenos plegados pueden ser buenos indicadores de polaridad (Morí L. 2015) (Arrieta G.2013)

- Erupciones efusivas, basaltos de inundación: se emiten a través de largas fisuras, es un magma basáltico muy fluido, que inunda extensas regiones para formar los basaltos de inundación (Figura 144)



Figura 144. Los mayores volúmenes de lava que se han producido en el tiempo geológico correspondiente a basaltos de inundación (Morí L. 2015).

Presentan un fracturamiento columnar bien definido en sección, sufren contracción termal de lava caliente mientras se solda a las rocas más frías debajo. Generan fracturas poligonales de forma perpendicular a las isothermas de enfriamiento migrando hacia adentro desde la superficie inferior.

Un flujo puede ser dividido en una parte inferior de columnas verticales regulares llamado *colonnade* y una zona superior con un fracturamiento curvado o muy irregular llamado *entablature*, como se observa en la figura 145 b (Ramos A. 2016).

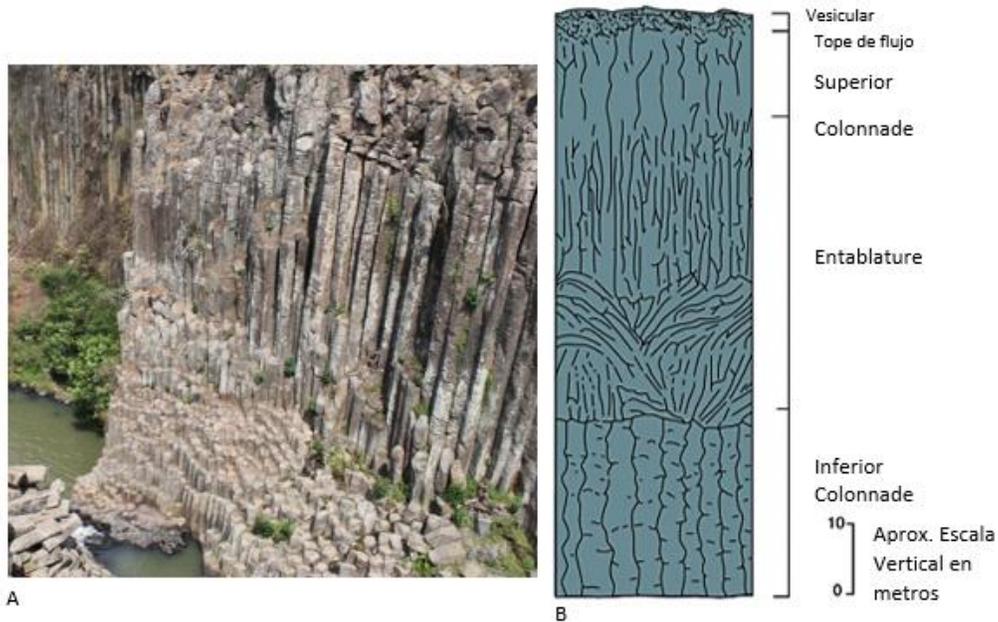


Figura 145. Figura a basaltos columnares en el estado de Hidalgo. Figura b esquema de basaltos columnares y sus subdivisiones. (Morí L. 2015) (Arrieta G.2013)

- Túneles de lava y/o tubos de lava: cuando una porción estacionaria de lava solidificada forma una corteza o techo sobre la lava que sigue fluyendo. Representan importantes características en campo de lava basálticos (*basaltic lava flow fields*) ya que forman conjuntos de flujos de lava asociados a un solo episodio eruptivo (como en Ciudad Universitaria) (Figura 146) (Ramos A. 2016).



Figura 146. Túnel de lava en Hawaii (Ramos A. 2015).

Procesos eruptivos y formas volcánicas

- Domo endógeno: crece progresivamente desde el interior, deformando y echando los estratos más externos, como se observa en la figura 147 (Arrieta G.2013).

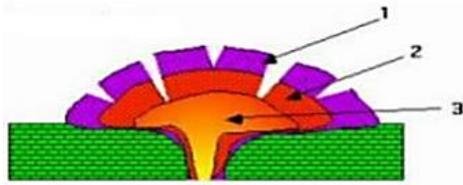


Figura 147. Domo endógeno (Arrieta G. 2013).

- Domo exógeno: crece por acumulación progresiva de lavas viscosas alrededor de la “boca”, con el conducto que se larga progresivamente; la edad de las lavas disminuye de la base al techo como se observa en la figura 148 (Arrieta G.2013).

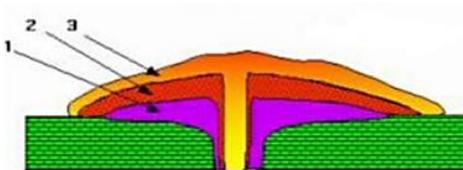


Figura 148. Domo exógeno (Arrieta G. 2013).

- Volcanes tipo escudo: Emisión de lavas máficas de baja viscosidad (*pahoehoe*, aa) y con bajo contenido de gas. Características comunes son la formación de fuentes y lagos de lava en proximidad del cráter. El apilamiento progresivo de los flujos de lava muy fluida, capaces de extenderse por distancias muy grandes, produce los volcanes escudo, edificios con pendiente muy baja y área basal notable (Figura 149) (Morí, L.2015).

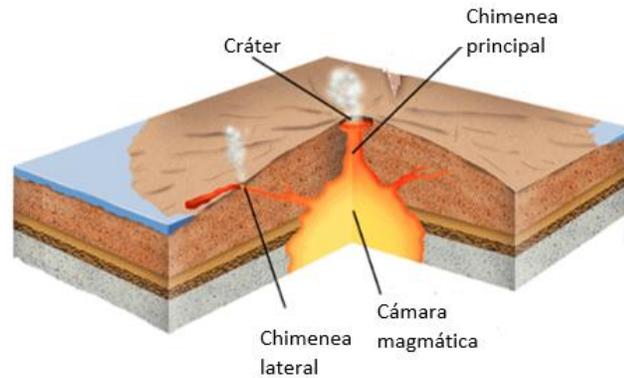


Figura 149. Esquema de las partes principales de un volcán escudo (modificado de Mori L. 2015).

- Volcanes tipo escoria: Las erupciones son disparadas por la explosión de una gran burbuja de gas, que favorece la emisión de fragmentos de magma que al enfriarse producen escorias. Emisión de magmas de baja viscosidad, con un contenido de gas relativamente alto (Figura 150) (Mori L.2015).

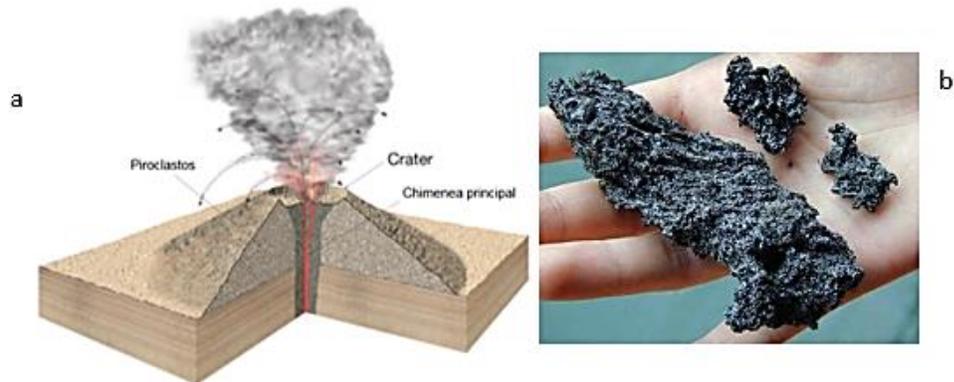


Figura 150. La acumulación de ceniza, lapilli y escorias máficas produce pequeños aparatos denominados conos de escoria (Mori L. 2015).

- Erupciones freatomagmáticas y cráteres de explosión: Cuando el magma entra en contacto con agua subterránea o superficial, produce su vaporización instantánea. Esto disparará una explosión violenta (*surtseyana*), que lleva a una fragmentación extrema del magma (Figura 151) (Mori, L.2015).



Figura 151. La actividad freatomagmática (figura a) produce cráteres de explosión denominados maeres figura b (Morí L. 2015).

- Caldera: es una depresión volcánica circular que se genera por colapso del edificio volcánico por vaciamiento de la cámara magmática o por colapso del edificio volcánico relacionado con una explosión muy violenta (Figura 152) (Arrieta G.2013).

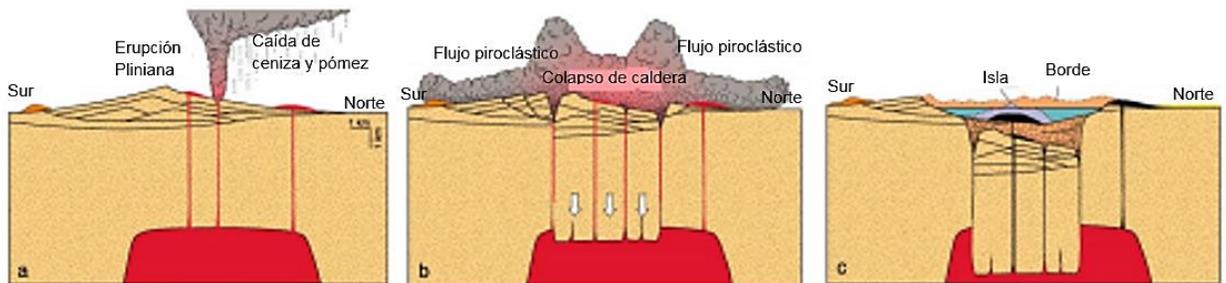


Figura 152. Etapas de la formación de una caldera (Arrieta, G. 2013).

- Depósitos piroclásticos y de caldera: la actividad explosiva asociada con magmas de alta viscosidad produce una gran variedad de depósitos piroclásticos los cuales se puede clasificar en 3 grandes grupos, en base a la forma en que son transportados desde la fuente hasta su sitio final de depósito. Estos tres grandes grupos son (Philpotts A.1990):
 - **Depósitos de caída:** están compuestos por partículas que siguen una trayectoria balística muy simple, ya que su dirección y alcance o longitud serán determinados, por la velocidad de erupción, la velocidad del viento. Los depósitos que estén bien clasificados cubrirán la topografía. Tienden a formar “plumas” cuyo espesor y tamaño de grano disminuyen de acuerdo a la distancia a la que este de la fuente. Se clasifican en función de su tamaño en: cenizas, lapilli y bombas o bloques (Philpotts A.1990).
 - **Depósitos de surgencia (surge deposits):** tiene forma de nubes turbulentas compuestas por gases y fragmentos de rocas que se mueven de manera muy rápida. Son parecidas a los flujos piroclásticos, pero los flujos son más densos que los depósitos de surgencia. Como son menos densos pueden esparcirse más lejos como si “brincaran” la topografía.

- **Flujo de ceniza (*ash flow*):** se forman por partículas suspendidas, tienen altas densidades (1000kgm^{-3}) y bajas viscosidades, se mueven como fluidos líquidos y se desplazan a grandes velocidades, son pobremente seleccionadas.

Cuerpos intrusivos

Los cuerpos intrusivos son el resultado del emplazamiento del magma debido al resultado del incremento de la viscosidad y pérdida de movilidad debido a su “enfriamiento”, baja flotabilidad, etc. Estos cuerpos se dividen en:

- **Plutón:** estructura que se produce como consecuencia del emplazamiento y cristalización del magma bajo la superficie terrestre. Estos cuerpos plutónicos pueden ser subdivididos por su forma: tabular, no tabular, discordante y concordante.
- **Tabulares:** son estructuras formadas por el relleno de fracturas por magma (Figura 153) (Arrieta G.2013).

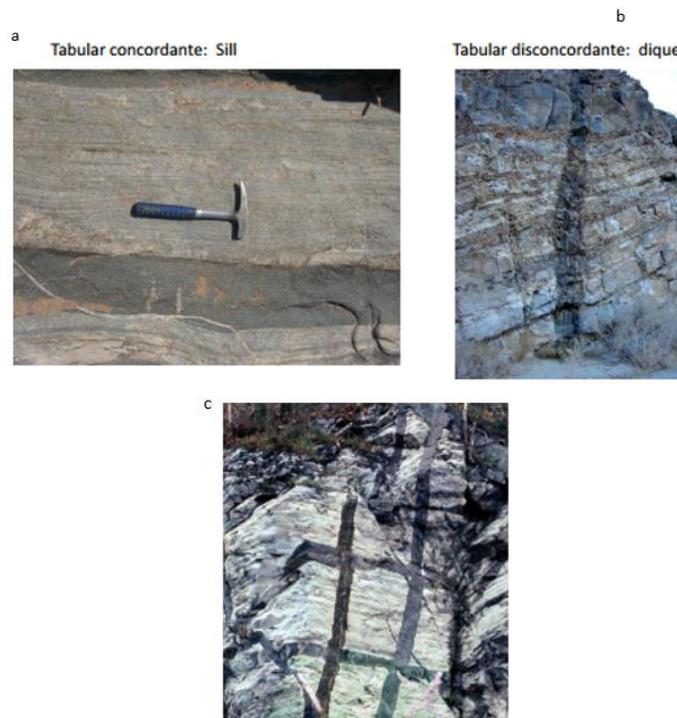


Figura 153. Los diques son estructuras que “cortan” a la estructura a la cual intrusionan (Figura b). Los sills (figura a) son paralelos a la estructura que intrusionan y son concordantes (Arrieta G. 2013) (Philpotts. A. 1990).

Estos cuerpos pueden tener espesores que van desde centímetros hasta medir kilómetros. Normalmente los *sill* son más “gruesos” que los diques.

- **Ring dyke:** es un cuerpo cilíndrico alargado producido por la presión ejercida por el magma, y esta es menor que la roca encajonante, formándose estructuras *ring dyke*. Una parte del techo en forma cilíndrica se caerá en la cámara magmática (Figura 154) (Arrieta G.2013) (Philpotts A. 1990).

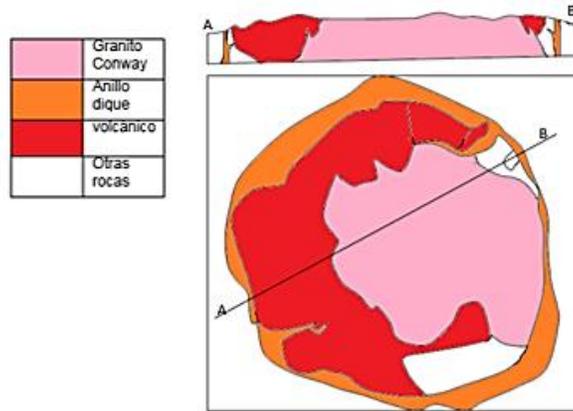


Figura 154. Esquema de las montañas Ossipee en New Hampshire. El borde del complejo está compuesto por cuarzo sienítico (Philpotts A. 1990).

- *Cone sheet*: son el resultado del rellenado de fracturas cónicas, las cuales se han desarrollado por encima de la cámara magmática en respuesta del incremento de la presión del magma, la cual es mayor que la roca encajonante (Figura 155) (Philpotts A. 1990).

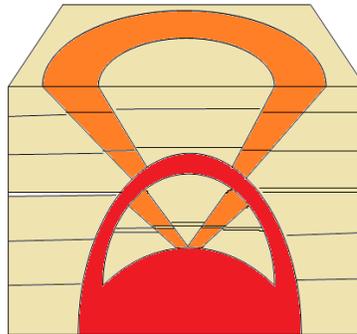


Figura 155. Los ring dike o diques anillo (Philpotts A. 1990).

- Cuerpo intrusivo no tabular: es un cuerpo plutónico que posee un área expuesta, si dichas estructuras poseen un área expuesta menor que 100 km^2 se le llamara *stock*. Muchos stocks parecen ser porciones de batolitos que todavía no afloran (Figura 156) (Arrieta G.2013).

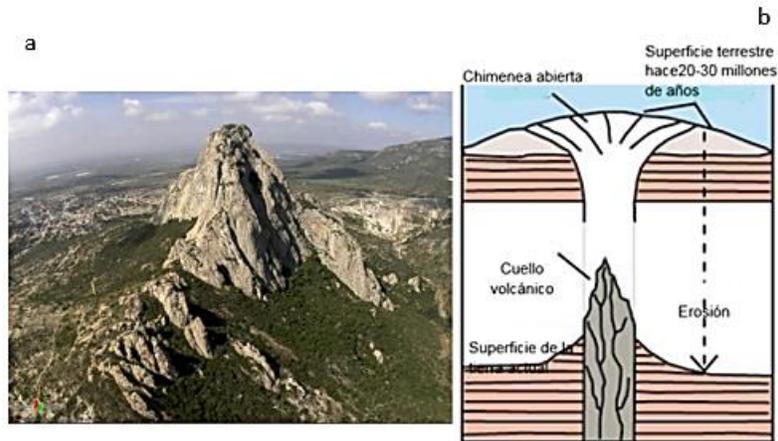


Figura 156. Peña de Bernal (figura a) esquema de un stock (b) (modificado de Arrieta G. 2013).

- Cuerpos no tabulares, batolito: es un cuerpo que se formó cuando el magma se emplazó en profundidad, cristalizó y quedó expuesto como producto de la erosión. Si dichas estructuras poseen un área expuesta mayor a 100 km^2 se llamará batolito, el cual se subdivide en lacolito y lopolito (Figura 157) (Philpotts A. 1990) (Tarbuck E. 2005) (Arrieta G. 2013).

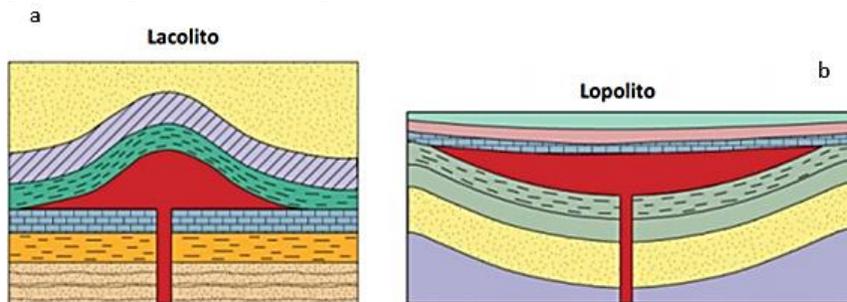


Figura 157. Lacolito (a) lopolito (b) (Arrieta G. 2013).

Los lacolitos son cuerpos intrusivos concordantes que poseen una base plana y un domo como techo. Se forman a profundidades someras (aprox. 3 km).

10.4 Ejercicios

Conteste de manera clara y concisa las siguientes preguntas, algunas preguntas son de investigación complementaria

1. ¿Cuál es la diferencia entre magma, lava y fundido?
2. Explique cada una de las propiedades físicas del magma
3. ¿Cuáles son las principales características de un volcán tipo escoria?
4. ¿Cuáles son las características de los depósitos piroclásticos?
5. ¿Cuál es la diferencia entre un dique y un sill?

6. ¿Por qué un magma de composición granítica tarda cientos de años en desplazarse mientras que un magma basáltico le puede tardar días en desplazarse?
7. ¿Cuál es la diferencia entre un flujo de lava tipo pahoehoe y un flujo tipo aa?
8. ¿Qué tipo de erupciones son las que han generado los mayores volúmenes de lava en la historia geológica?
9. ¿Cómo se llama a la costra de vidrio que se presentan las pillow lavas y porque se forma?
10. ¿Qué tipo de fluido es el magma?
11. Explica cómo se forman los prismas basálticos
12. En la siguiente imagen coloque el nombre de las estructuras ígneas según corresponda (figura 158)

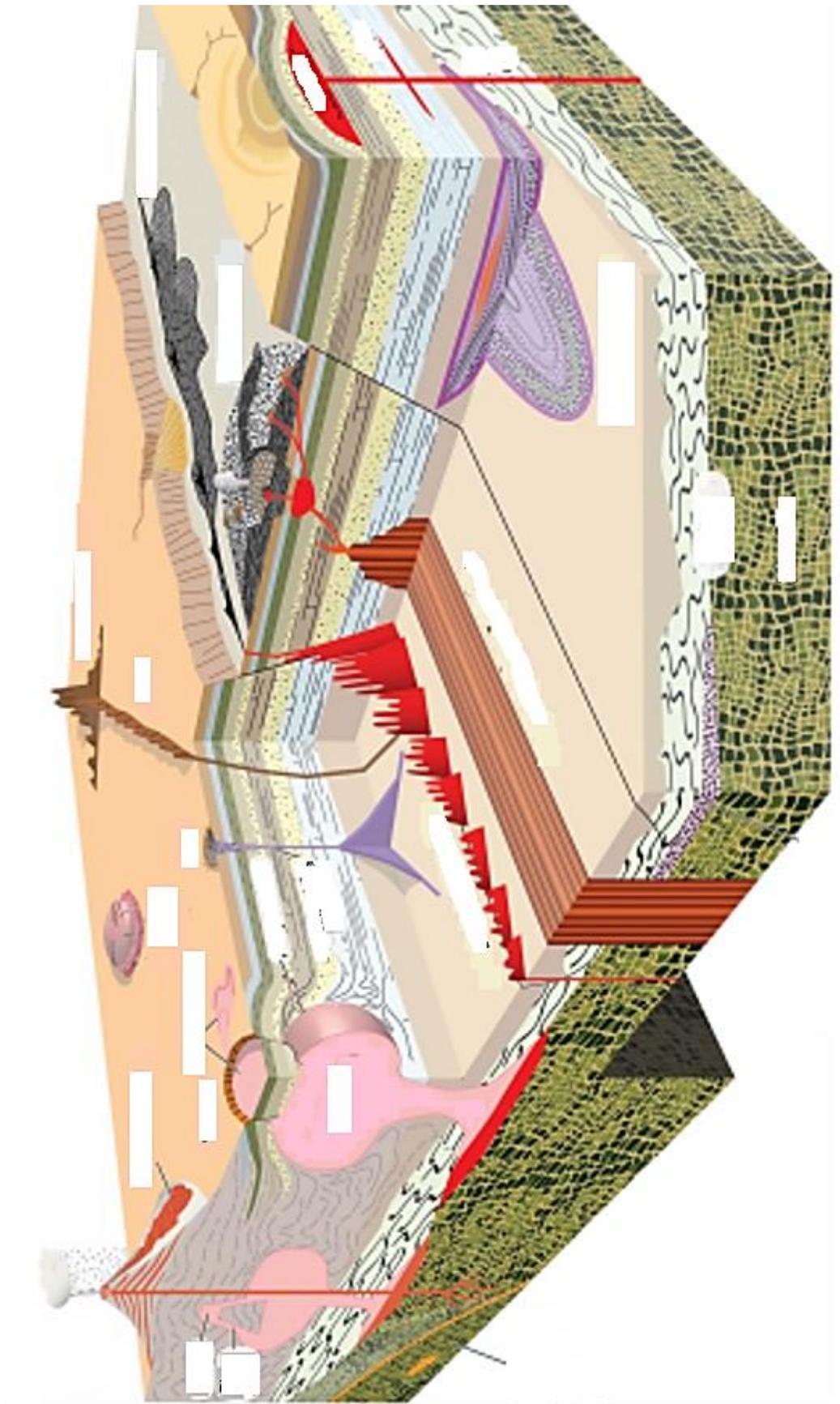


Figura 158 Resumen de las principales estructuras ígneas (Arrieta, G.2013)

11. Conclusiones

- Los objetivos planteados fueron alcanzados de manera satisfactoria, mediante la búsqueda y sintetización de información para cada capítulo, así como la adición de ejercicios, los cuales tienen la finalidad de que el alumno desarrolle sus propias técnicas de trabajo, su análisis visual, matemático y geométrico, entre otros.
- Este trabajo es una herramienta complementaria en la formación del alumno, no significa que sustituya al curso en sí mismo o al profesor que lo imparte, esta es una “herramienta” que trata de fomentar no solo el autoaprendizaje, sino también, enriquecer las clases y los conocimientos de los alumnos, que genere en ellos nuevos cuestionamientos de cada tema, los cuales sean discutidos en los salones de clases y poder enriquecer el conocimiento. También que les permita visualizar como se aplican estos conocimientos en proyectos ingenieriles.
- La importancia de la Geología Estructural así como los estudios geológicos son uno de los pilares fundamentales de todo proyecto, ya que de estos derivan en otras etapas de trabajo. En el área de la construcción y la geotecnia la geología estructural se aplica para caracterizar y predecir el comportamiento de los macizos rocosos que interactuarán con obras de infraestructura, diseño y construcción de carreteras, líneas de ferrocarril, embalses, presas, obras de minado y desarrollos urbanos, etc.
- En el área del petróleo permite estudiar la geología superficial y del subsuelo, caracterizar plays, establecer la forma, geometría y tamaño de los campos y yacimientos petrolíferos, estudio de las trampas estructurales, eficiencia de la roca encajonate, estudios de tectónica de sal y arcillas, etc.
- En el área de la minería: determinación de patrones y áreas de afloramiento de vetas, rocas, calcular espesores de vetas, excavaciones a cielo abierto y subterráneas, presencia de fallas y contactos importantes, elaboración de mapas geológicos mineros, etc.
- En la Hidrogeología, ayuda en el entendimiento del flujo del agua y las características estructurales de las rocas por las cuales transita y se almacena, permite establecer planos y/o estructuras creados por el flujo y erosión del agua, permite establecer zonas de recarga con base en las fallas y fracturas así como una posible relación con su almacenamiento. En el ámbito de la construcción es de suma importancia conocer la ubicación de cuerpos de agua y el grado de afectación que pueden tener por dichas obras, ya que se puede alterar el grado de fracturamiento del terreno o generar un reacomodo de masas de rocas y por ende generar cambios en los procesos del flujo del agua.
- La geología estructural es sin duda alguna una materia esencial para Ciencias de la Tierra y otras ingenierías como se pudo observar en los casos de estudio, ya que sienta las bases sobre las características del área de estudio y como se realizaran los trabajos y/o proyectos. Por lo tanto es de suma importancia que el alumno desarrolle y practique de manera constante todas las habilidades que dicha materia implica, ya que una interpretación errónea puede generar grandes pérdidas económicas, problemas sociales y ambientales.

Apéndice

Apéndice 1. Soluciones a los problemas propuestos

Cuestionario 1.1 Lea atentamente las siguientes preguntas y marque con una cruz la opción correcta

- | | |
|------|-------|
| 1. C | 6. C |
| 2. C | 7. C |
| 3. B | 8. B |
| 4. D | 9. B |
| 5. B | 10. A |

Cuestionario 1.2. Lea atentamente los siguientes planteamientos y conteste en forma clara y concisa.

1. Explique qué es una estructura geológica.

- Es la forma o configuración geométrica de las rocas.
- Es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos o un conjunto rocoso. Las estructuras geológicas presentan características geométricas distintivas y otros rasgos como la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, el tipo de material, su distribución geográfica, etc. Las estructuras geológicas de acuerdo con su origen, y características se dividen en primarias y secundarias (Arellano et al., 2002).

2. Explique la diferencia entre Geología Estructural y Tectónica.

- Tectónica: es la rama de la Geología que se encarga de los procesos externos y regionales que generan un conjunto de estructuras características en un área o región.
- La rama de la geología enfocada al estudio de la estructura de la litósfera, en particular al estudio de las cadenas orogénicas, al estudio de los cratones y sus márgenes.
- Geología estructural: Es la rama de la Geología que se encarga de la descripción y estudio geométrico de los cuerpos rocosos y clasificación de estos, mediante el análisis cinemático y dinámico de los procesos que dan lugar a estas estructuras, estableciendo así, los modelos de esfuerzos y la naturaleza de las fuerzas que causaron dichas deformaciones. La elaboración de estos modelos ayudará a entender mejor los procesos que intervienen en la dinámica terrestre (Lisle J.2004)

3. Explique la diferencia entre estructura geológica primaria y secundaria.

- Estructuras primarias: son aquéllas que se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento. Son características singenéticas de las rocas por lo que las características que las distinguen están presentes antes de la deformación.

- Estructuras secundarias: Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas, posteriormente a su litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura. Los cambios que experimentan las rocas son irreversibles y se expresan como deformación o metamorfismo.

4. Diga con qué otras disciplinas de Ciencias de la Tierra se relaciona estrechamente la Geología Estructural y explique la importancia de esa relación.

- | | |
|------------------|-------------------------------|
| • Sedimentología | • Mecánica del Medio Continuo |
| • Estratigrafía | • Mecánica de Rocas |
| • Petrología | • Mecánica de Suelos |
| • Tectónica | • Geodinámica |

5. Explique por qué son importantes las estructuras geológicas primarias y mencione a las más comunes.

Las estructuras primarias son útiles para interpretar los procesos de acumulación o depósito y el medio ambiente en que se formaron y son muy útiles para identificar polaridad (base y cima de las capas) de secuencias ígneas y/o sedimentarias y determinar si éstas están en posición normal o invertida, también para identificar los estilos y fases de deformación (Arellano et al., 2002). Y las más comunes son:

- | | |
|-------------------|-------------------------|
| • Estratificación | • Ondulaciones |
| • Laminaciones | • Grietas de desecación |

6. Diga cuál es la principal diferencia entre las estructuras ígneas intrusivas y extrusivas.

- Las estructuras ígneas intrusivas: Son rocas formadas en el interior de la corteza terrestre. Cuando un magma se enfría bajo la superficie lo hace más lentamente, permitiendo un mejor desarrollo de los cristales, que se pueden observar a simple vista.
- Las estructuras ígneas extrusivas: Las rocas volcánicas típicas son formadas por el rápido enfriamiento de la lava y de fragmentos piroclásticos. Este proceso ocurre cuando el magma se enfría rápidamente desarrollando pequeños cristales que forman rocas de grano fino (no apreciables a simple vista) y rocas piroclásticas.

7. Explique por qué son importantes las estructuras geológicas secundarias y mencione a las más comunes.

Son importantes ya que se forman después de la consolidación de la roca como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura y presión. Los cambios que experimentan las rocas son irreversibles y se expresan como deformación o metamorfismo. Algunos ejemplos son:

- Diaclasas
- Fallas
- Pliegues

8. Explique la importancia que tiene la Geología Estructural en Ciencias de la Tierra.

La importancia de la Geología estructural radica en que se encarga del estudio de las características estructurales de las masas rocosas que forman la corteza terrestre, de la distribución geográfica de tales características, del tiempo geológico y de las causas que las originaron. Las estructuras geológicas se encuentran en cualquier tipo de roca y se forman en todos los ambientes geológicos. Presentan características distintivas relacionadas con su origen, tiempo de formación y tipo de material.

9. Explique la importancia que tiene la Tectónica en Ciencias de la Tierra.

- La importancia de la tectónica es que mediante el estudio de la evolución de la corteza y la teoría de las placas tectónicas, entre otras, se podrá describir e interpretar los rasgos, características y ambientes geológicos producidos durante la evolución de la corteza terrestre y así poder entender los diferentes procesos geológicos que ocurren.
- La importancia de la Tectónica es que estudia los procesos que dan origen a todos los procesos que estudian las otras ramas de las Ciencias de la Tierra, como la sismología, estratigrafía, geología estructural, petrología (ígneas, sedimentaria y metamórfica), geología económica (Centeno, E. 2011). etc.

10. Explique qué es una placa tectónica.

- Una sección rígida de roca que conforma la corteza de toda la Tierra y que se desliza como una unidad sobre el material de la astenosfera, y puede ser de composición variable de félsica (granítica) y máfica (tanto volcánica como intrusiva) (Tarbuck y Lutgens. 2005).

11. Diga cuáles son las principales características de la Corteza Terrestre.

La corteza se divide en dos: corteza continental y corteza oceánica (figura 159)

- La corteza continental: es muy heterogénea en composición, espesores y edades. Tiene una profundidad aproximada de 35-75 km, una edad de más de 2500 M.a. densidad de $2650\text{kg}/\text{m}^3$, Se divide en:
 - a. Corteza continental superior: compuesta en mayoría por rocas graníticas. También se le considera una corteza superior antigua.
 - b. Corteza continental media e inferior: compuesta de rocas de composición granodiorítica-diorítica

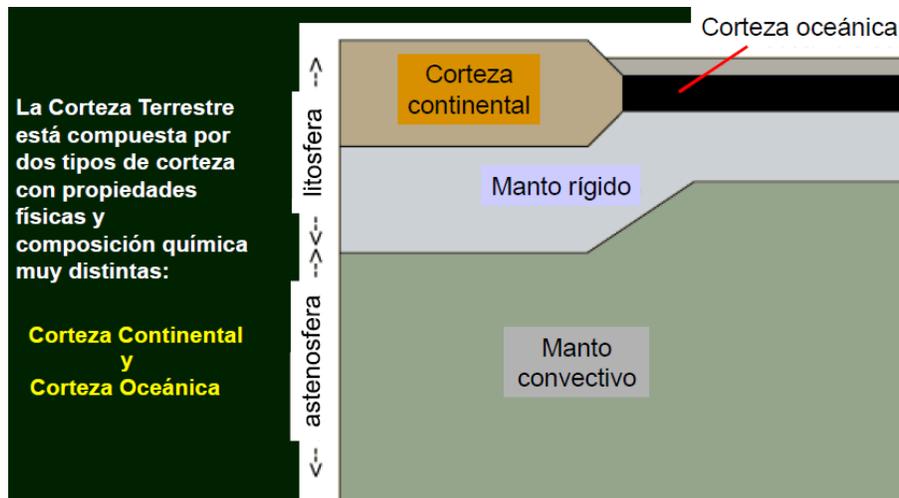


Figura 159. Esquema de la distribución de la corteza continental (Centeno, E. 2011).

- La corteza oceánica: es heterogénea en composición (figura 160), tiene una profundidad aproximada de 5-12 km, una edad de menos de 200 M.a. una densidad de $2950\text{kg}/\text{m}^3$ y se divide en:
 - a. Corteza oceánica superior: compuesta por rocas extrusivas como pillow lavas, diques, etc.
 - b. Corteza oceánica inferior: compuesta por rocas intrusivas máficas como gabros.

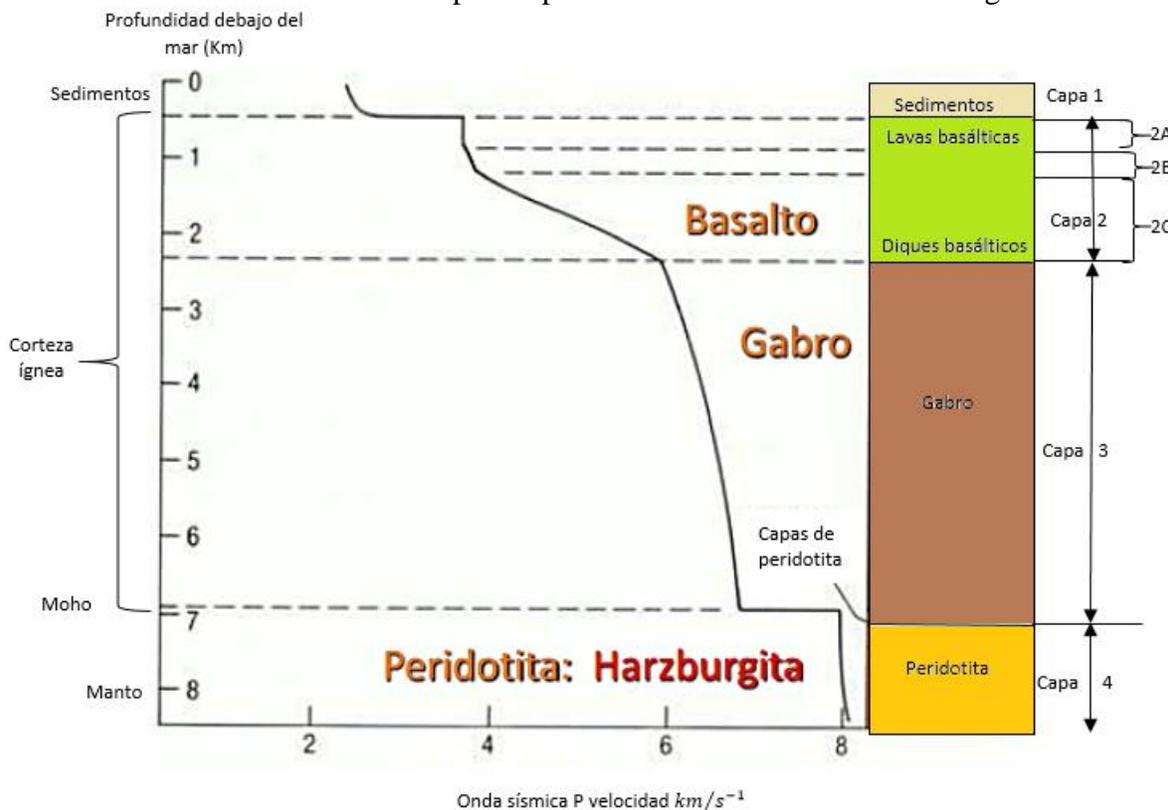


Figura 160. Esquema de la composición de la corteza oceánica, también conocida como secuencia ofiolítica (Centeno E. 2011).

11. Diga cuáles son las principales características de la Litósfera.

- La litosfera comprende los materiales que se comportan de manera “rígida” incluye una parte del manto y la corteza (Figura 161).
- El Moho o la Discontinuidad de Mohorovicic es el límite entre la corteza y el manto.

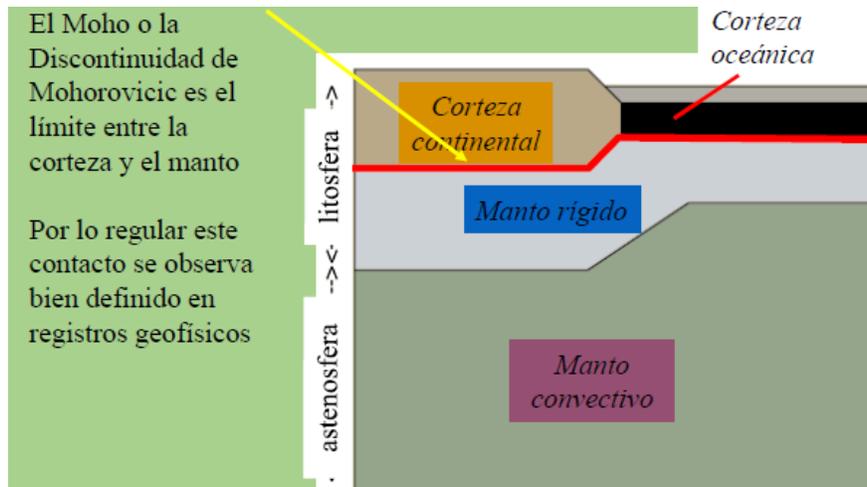


Figura 161. Esquema de la distribución de la litosfera (Centeno E. 2011).

13. Explique qué es un límite de placas y cuántos tipos de límites se tienen.

Un límite o borde de placas es una “zona contacto” entre placas.
Existen tres tipos:

- Límites o bordes divergentes
- Límites o bordes convergentes
- Límites o bordes transformantes

14. Explique por qué se crean los cinturones orogénicos aproximadamente paralelos

Donde la litósfera oceánica se subduce por debajo de una litosfera continental.

Debido a la diferencia de densidades entre la litosfera oceánica y continental, en donde la corteza oceánica subduce a la corteza continental, lo cual genera una cuña en el manto, en donde por interacción termodinámica de los elementos que componen las placas se produce una zona de fusión parcial que origina magma que ascenderá y dará lugar a vulcanismo en el margen continental.

15. Explique cuál es la relación que guarda la Geología Estructural con la Tectónica.

- El conjunto de los fenómenos que ocurren a escala de la Geología Estructural conforman los que se presentan a nivel global, los que estudia la Tectónica.
- La tectónica, en tiempo geológico pasado, se puede interpretar a partir del estudio de distintas secuencias ígneas de la corteza terrestre y del análisis de los estilos y fases de deformación que presentan las rocas expuestas y del subsuelo.

16. Describa las diferencias entre estructura geológica, textura y fábrica.

- Estructura geológica: es la forma o configuración geométrica de las rocas debido a un proceso determinado.
- Textura: El tamaño, la forma y la distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca.
- Fabrica: es el arreglo interno espacial que tienen los elementos o minerales constituyentes de una roca y que acusan el origen de las rocas.

Ejercicio 1. En las siguientes fotografías describa y señale que tipo de estructuras geológicas corresponden, su aplicación y ambiente de formación.

1. Estructura primaria, rizaduras asimétricas, se utilizan para delimitar la superficie de plano de estratificación.
2. Estructura primaria, estratificación cruzada se utiliza para determinar el orden de la secuencia estratigráfica, también se le conoce como estratificación interna.
3. Estructura secundaria plegamiento
4. Estructura secundaria plegamiento
5. Estructura primaria, estratificación deformada
6. Estructura secundaria, pliegue

Apéndice 2. Soluciones a los problemas propuestos

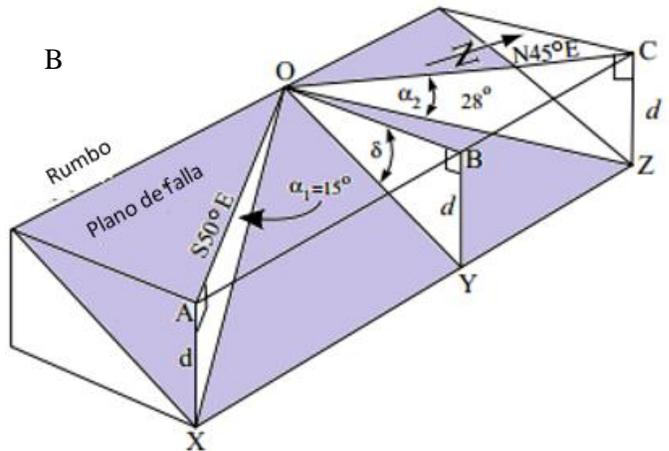
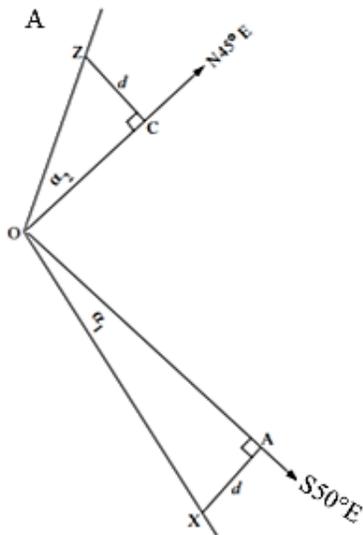
Ejercicio 1.

RIC	PD	AZ	IDPM	ISRM
S55°E 34°SW	S55°E 34°	125° 34°SW	34° 35°SW	34° 215°
S86°W 48°NW	S86°W 48°	266° 48°NW	48° 4°NW	48° 256°
S 02°W 76°NW	S02°W 76°	182° 76°NW	76° 88°NW	76° 272°
S89°E 25°SW	S89°E 25°	91° 25°SW	25° 1°SW	25° 181°
S17°W 54°SE	N17°E 54°	17° 54°SW	54° 73°SE	54° 107°
N33°E 64°SE	N33°E 64°	33° 64°SW	64° 57°SE	64° 123°
N12°W 10°SW	S12°E 10°	168° 10°SW	10° 78°SW	10° 258°
S02°E 04°NE	N02°W 81°	368° 04°NE	04° 88°NE	04° 088°
N75°W 35°NE	N75°W 35°	285° 35°NE	35° 15°NE	35° 015°
N73°W 12°NE	N73°W 12°	287° 12°NE	12° 17°NE	12° 015°
N28°E 39°SE	N28°E 39°	28° 39°SE	39° 62°SE	12° 017°
N09° 25°SE	N09°E 25°	09° 25°SE	25° 81°SE	12° 118°

Ejercicio 2.

N20°E 30°	SE
S38W 12°	NW
N15°W 21°	NE
S35°E 40°	SW
S28°W 23°	NW
S49°E 52°	SW
S15°W 02°	NW
N39°E 17°	SE
N17°W 89°	NE
S03°E 15°	SW
N06°E 70°	SE
S05°E 87°	SW
N88°W 06°	NE
S79°E 39°	SW

Ejercicio 4. Dibuja un sistema coordenado, en el cual dibujaras los rumbos de la traza de la falla. A partir de los rumbos dibujas el echado correspondiente, es decir α_1 y α_2 (figura 162 a). Traza una perpendicular entre el rumbo de la falla y el echado, esta distancia debe de ser la misma para α_1 y α_2 , esta distancia corresponde en el diagrama a BY y CZ (Figura B). Una vez trazada la perpendicular, se procede medir el rumbo, para ello se une con una línea los puntos



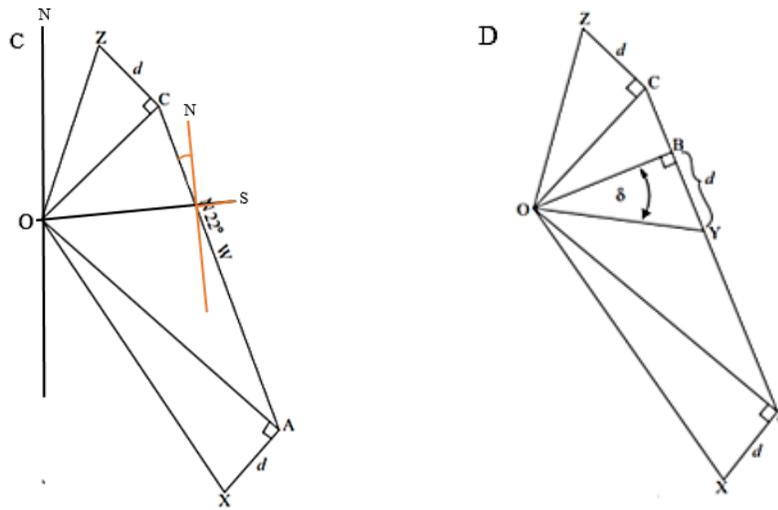
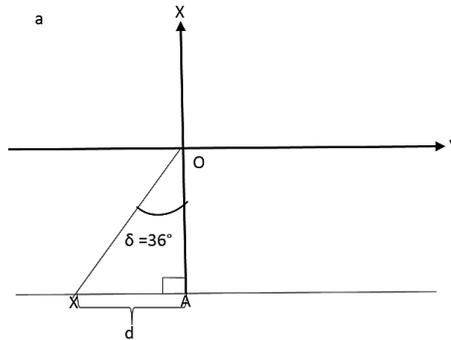


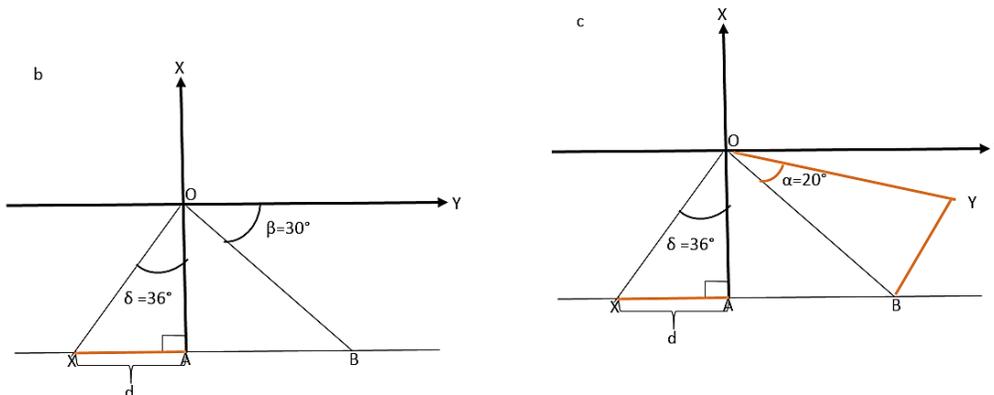
Figura 162. Esquemas de la resolución y cálculo del rumbo y echado de un plano de falla (modificado de Rowland, 2003, P.6)

CA como se observa en la figura C, se dibuja un nuevo sistema coordenado y partir de este se mide el rumbo que es N22°W. Para calcular el echado verdadero se mide directamente en nuestro diagrama (figura d) el cual es 25°.

Ejercicio 6. Trace un sistema coordenado XY, el centro lo llamaremos O, trace $\delta = 36^\circ$ (echado verdadero). Ahora dibuje una línea que una los puntos AX como se observa en la figura 163 a. Esta distancia que hay entre AX es arbitraria pero siempre debe de ser paralela al eje de las “Y”.



Dibuje el ángulo $\beta = 30^\circ$ como se observa en la figura b. Mida la distancia que hay entre XA y dibuje una línea perpendicular a B con esa misma distancia. Por ultimo dibuje una línea que una O con el punto Y y el ángulo que se forma es el ángulo del echado aparente, $\alpha = 20^\circ$ (figura c y d)



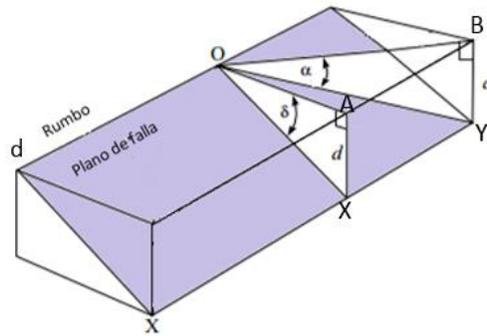


Figura 163 Esquemas de la resolución para encontrar un echado aparente mediante métodos gráficos. (Modificado de Ragan M.2009)

Apéndice 3. Soluciones a los problemas propuestos

1. Determinar la proyección estereográfica del plano π , generado por las rectas R: $\{ 35^\circ$ al NE25° y L: $\{ 70^\circ$ al SW 15°

Metodología:

- a. Marcar el norte en el papel albanene
- b. Trazar la proyección estereográfica de las dos rectas.
- c. Girar el albanene hasta ajustar las dos rectas en un círculo mayor de la platilla.
- d. Calcar la ciclográfica del plano que las contiene.
- e. Regresar el norte del albanene al norte de la plantilla.
- f. Obtener del diagrama la orientación del plano.
- g. Llevar el norte del albanene con el de la red.
- h. La solución π : $\{N23^\circ E, 87^\circ SE$. Az: 23° al 87°

2. Determinar la proyección estereográfica de la recta R, generada por la intersección de los planos π : $\{N60^\circ E, 58^\circ SE$ y β : $\{ S35^\circ E, 20^\circ SW$.

Metodología:

- a. Marcar el norte en el papel albanene
- b. Marcar la ciclográfica de los dos planos.
- c. La recta de intersección está representada por el punto de intersección entre las dos ciclográficas, de donde obtenemos su orientación.
- d. Para obtener la orientación de R, se lleva la proyección estereográfica de R al eje mayor hacia la tachuela.
- e. Solución: 20° al $46^\circ SW$. Az: 20° al 226°

3. **Ejercicio de aplicación.** Representar en un diagrama estereográfica a la falla F

Datos del plano de falla:

- Plano de falla: N45°W, 70°NE,
- tipo de falla: normal

- Pitch: 80°
- sentido del pitch: horario.

Metodología.

- Marcar el norte en el papel albane
- Trazar la ciclográfica del plano de falla.
- Llevar el rumbo de la ciclográfica al norte.
- Medir el pitch de 80° desde el norte hacia abajo sobre la ciclográfica.
- Marcar con un punto el pitch. el que se agote
- Llevar el punto del pitch al eje N-S. trazar la flecha que indica el movimiento del bloque de techo, debido a que es una falla normal, la punta de flecha señalará hacia afuera (norte).
- Llevar el norte del albanene con el de la red.

- Ejercicio de aplicación.** Determinar el diagrama estereográfico que representa a una falla inversa G.

Datos de la falla inversa:

- plano de falla: $N30^\circ W, 40^\circ NE$
- tipo de falla: inversa
- Pitch: 15°
- sentido del pitch: Anti horario.

Metodología:

- Marcar el norte en el papel albanene.
- Trazar la ciclográfica del plano de falla.
- Llevar la ciclográfica del norte y medir el pitch.
- Trazarla flecha que representa el movimiento del bloque de techo, la flecha apuntará hacia la tachuela.
- Llevar el norte del albanene con el de la red.

- Ejercicio de aplicación.** Determinar el diagrama estereográfico que representa a una falla lateral derecha L

Datos de la falla lateral derecha:

- plano de falla: $N45^\circ E, 85^\circ SE$
- tipo de falla: lateral derecho plano a,
- pitch: 5°
- sentido del pitch: horario.

Metodología:

- Marcar el norte en el papel albanene.
- Trazar la ciclográfica del plano de falla.
- Llevar el rumbo de la ciclográfica al norte.
- Medir el pitch de 80° desde el norte.
- Trazar las flechas de movimiento relativo paralelas a la traza de la falla.
- Llevar el norte del albanene con el de la red.

6. Sean las rectas R1 Y R2. Determinar R3 que es la recta que biseca al ángulo entre R1: { 30° al NE20° y R2: { 40° al NE 60°

Metodología:

- Marcar la proyección de R3 justo a la mitad del ángulo entre R1 y R2.
- Obtener la orientación de R3.
- Solución: R3: { 36° al NE 40°

7. Determinar la orientación de la recta de intersección entre π_1 : { N60°E, 50°NW y π_2 : { N30°W, 70°N.

Metodología:

- Marcar el norte.
- Trazar las ciclográficas de π_1 y π_2 .
- Obtener la orientación del punto de intersección entre las ciclográficas que representa a la recta L.
- Solución. L: { 47° al NW06°.

8. **Tema: recta de intersección.** Sea un talud donde se presentan dos familias de fracturas representadas por las fallas F1 y F2. Determinar la dirección de la cuña formado para el caso en el que se agote la fuerza de fricción natural del talud. F1: {N-S, 40°W, F2: { N70°E, 50°SE.

Metodología:

- Marcar el norte en el papel albanene.
- Trazar las ciclográficas de los polos.
- Ubicar la recta de intersección y dibujar el vector de desplazamiento
- Obtener su orientación.
- Solución: 29° alSW42°

9. **Giro con respecto a una recta horizontal.** Girar el plano π con respecto a la recta R 45° en sentido horario, viendo el eje del giro desde el N. π : N30°E, 30°SE y R: {0° al NE20°.

Metodología:

- Marcar el norte en el papel albanene
- Llevar la recta horizontal o eje de giro N-S
- Girar el plano 45° en sentido horario y trazar la ciclográfica; si el valor angular del giro lleva a la ciclográfica fuera del círculo mayor o primitiva, completar en la antípoda de la recta de máxima pendiente y trazar la ciclográfica.
- Obtener la orientación del plano sobre la ciclográfica trazada
- Solución: N20°E, 15°NW

10. Determinar la orientación del plano π al girarlo 70° con respecto a la recta R, el sentido del giro anti horario. La recta R o eje de giro deberá ser vista desde la intersección con la semiesfera. π : S48°W, 30° SE, R: 70° al NE 56°

Metodología:

- Marcar el norte en el papel albanene

- b. Trazar la proyección de R y la ciclográfica de π
- c. Trazar el polo de π .
- d. Convertir a R en horizontal, llevándola al eje E-W, quitándole su inclinación.
- e. Quitar al polo la misma cantidad angular que a R
- f. Realizar el giro. Llevo a R' al eje del giro al norte.
- g. Una vez realizado el giro, se le devuelve a R' la inclinación original.
- h. Trazar la ciclográfica del polo girado.
- i. Llevar el norte del albanen con el de la red y obtener la orientación del nuevo plano.
- j. Solución: N 76°W, 53°SW

Apéndice 4 soluciones a los ejercicios propuestos

Ejercicio 1. Señale y enliste las estructuras geológicas primarias y secundarias que se observan en las imágenes.

- Figura 1: Falla que corta a un pliegue. Tanto la falla como el pliegue son estructuras secundarias.
- Figura2: La falla normal es una estructura secundaria. Mientras que la estratificación corresponde a una estructura primaria
- Figura 3: La Falla inversa es una estructura secundaria mientras que la estratificación corresponde a una estructura primaria.
- Figur4: Las vetas de cuarzo plegadas, corresponde a una estructura secundaria
- Figura 5: Pliegues armónicos
- Figura6: Pliegue Chevron recumbente, estructura secundaria

Ejercicio 2.

- a) En la red de Wulff marcar el norte en el papel albanene
- b) Trazar la dirección de la falla y la del estrato dislocado
- c) Medir el pitch
- d) En el mapa, dibujar el ángulo obtenido (pitch) partiendo del estrato dislocado, una vez marcado el ángulo, trazar el desplazamiento neto de 100 m.
- e) Dibujar la ubicación del estrato y por ultimo medir el desplazamiento que tuvo este (128.68 ~ 129.41 m)

Ejercicio 3.

- a) En la red de Wulff marcar el norte en el papel albanene
- b) Trazar la dirección de la falla y el estrato dislocado
- c) Medir el pitch
- d) En el mapa, dibujar el ángulo obtenido (pitch) partiendo del estrato dislocado, una vez marcado el ángulo, medir el desplazamiento neto que es de 225 m.

Ejercicio 4.

- a) En la red de Wulff marcar el norte en el papel albanene
- b) Trazar la dirección de la falla, el estrato dislocado y la veta
- c) Medir los ángulos formados
- d) En el mapa dibujar los ángulos correspondientes, para el estrato es un ángulo de 28° , la falla 50°
- e) Medir el desplazamiento neto entre la falla y el estrato que es de 25.51m
- f) Determinar la orientación de la falla que es de 52° al SE 20°

Apéndice 5. Soluciones a los ejercicios propuestos

Ejercicio 1. Conteste de manera clara y concisa las siguientes preguntas

1. La halocinesis o tectónica salina es el proceso mediante el cual se generan deformaciones tectónicas producidas por los movimientos de la sal, los cuales forman cuerpos salinos (diapiros entre otros).
2. Debido a su densidad ya que la hace “menos densa” en comparación con otras rocas, así como su baja porosidad, también presenta un comportamiento plástico aun en condiciones someras, lo que genera que fluya como un medio viscoso elástico.
3. Las estructuras salinas diapíricas son las que se forman por la intrusión de la sal en secuencias sedimentarias generando ciertas estructuras. Las estructuras salinas no diapíricas son aquellas que van plegando y deformando a las rocas suprayacentes, tienen una baja amplitud y son las primeras en formarse en el proceso de la deformación de la masa salina.
4. La apertura del Golfo de México ocurrió en el Jurásico medio (169 M.a.) .a) después de la fragmentación de Pangea (Jurásico Inferior 200 M.a.) generando un aporte importante de sedimentos, los cuales serían litificados por diversos procesos tectónicos, generando las principales rocas generadoras de hidrocarburos del sureste de México. Y su importancia con la tectónica de sal radica en que la sal “funciona” como una roca sello.
5. Es la teoría de crecimiento descendente, la cual considera que la sal está depositada en estratos horizontales, pero debido a esfuerzos tangenciales genera elevaciones las cuales son el punto de partida para la generación del domo. Y debido al aporte de sedimentos y la diferencia de densidades que existe, los sedimentos ayudan a que el domo siga creciendo.
6. Densidad de la sal, comportamiento reológico, composición y espesor de la capa original, la resistencia a la fractura de las rocas que las cubren.
7. Presenta pliegues ligeramente asimétricos, abiertos a cerrados, estos pliegues evolucionaron a pliegues de despegue por propagación de fallas, despegaron sobre sal autóctona, etc.
8.
 - Rusia: Solikamsk, Urales, Soligorsk, Bielorrusia
 - Canadá: Saskatchewan y New Brunswick
 - Alemania: Hannover y Stassfurt
 - Pirineos- valle del Ebro
 - Cordillera Cantábrica

- Golfo de México: Texas, Louisiana, Tabasco y Veracruz
 - Golfo Pérsico
9. Dibuje una trampa estructural en diapiro salino (figura 164)

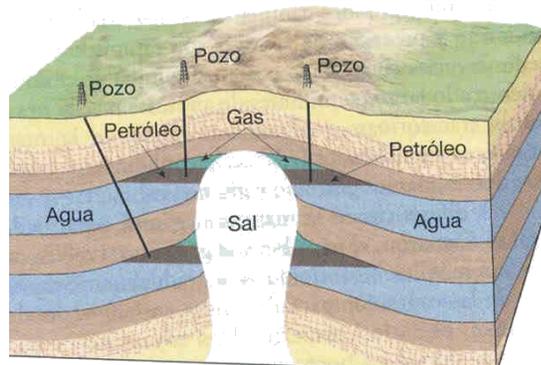


Figura 164. Trampa estructural en diapiro salino (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Apéndice 6. Soluciones a los problemas propuestos

Ejercicio1.

- Arenisca-caliza: 5.225×10^{-4} kba, 0.05222 Mpa, : 5.225×10^{-5} Gpa
- Caliza-lutita: 5.1528×10^{-4} kba, 0.05152 Mpa, : 5.1528×10^{-5} Gpa
- Base de las lutitas. 5.2176×10^{-4} kba, 0.05217 Mpa, : 5.2176×10^{-5} Gpa

Ejercicio 2

Magnitudes para (F_n): 35.353 Kgf, 34671705.275(D), 346.717 (N)

Magnitudes para (F_c): 35.353 Kgf, 34671705.275(D), 346.717 (N)

Ejercicio3. 2.1639×10^{17} D

Ejercicio 4. Traza los ejes coordenados tomando a σ como eje de las abscisas y a τ como el eje de las ordenadas. Después, trace los valores de σ y τ que corresponden a dos superficies mutuamente perpendiculares del cubo, tales como las caras cd y c, obteniendo dos puntos en la periferia del círculo (figura 165) De acuerdo con la convención de signos, los esfuerzos de tensión son positivos y los esfuerzos de compresión, negativos. Los esfuerzos cortantes que tienden a hacer girar al bloque en sentido horario, tales como los de las caras ac y bd, se consideran negativos. En el círculo, el punto V con coordenadas $(+\sigma_x, +\tau)$ y el punto H con coordenadas $(+\sigma_x, -\tau)$ son los puntos que se trazarán. Se traza la línea recta HCV que une estos dos puntos. Esta recta es el diámetro del círculo cuyo centro es el punto C. y por último se completa el círculo tomando como centro el punto C y como radio CV.

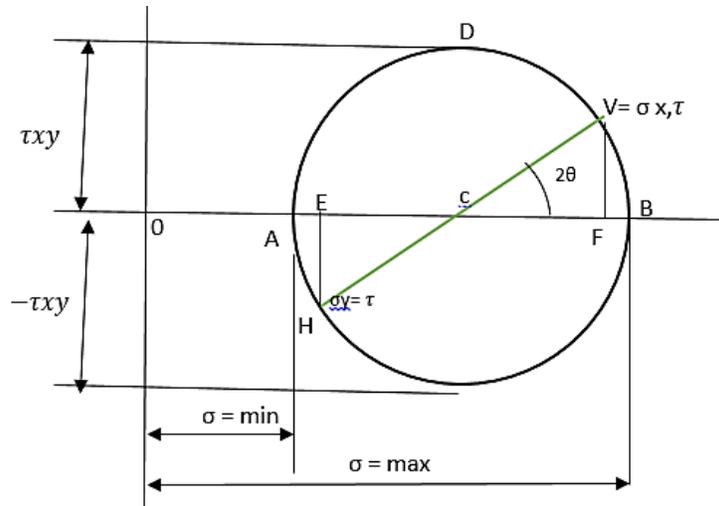


Figura 165. Construcción del círculo de Mohr (Ragan, M. 2009).

Ejercicio 5. Las componentes de P_x son $(\sigma_{xx}, \tau_{xy}) = (+310, +100)$ y P_y $(\sigma_{yy}, \tau_{xy}) = (+150, -100)$, donde P_x y P_y representan respectivamente las componentes de la tracción en los planos normales que están en las direcciones de los ejes coordenados x y y .

Dibuja P_x y P_y como un par de puntos como un conjunto de ejes de $\sigma\tau$ de acuerdo a una escala conveniente. Al ser X y Y ortogonales, las líneas p_x y p_y son el diámetro de círculo y su intersección con la horizontal σ es el centro C . y con el radio $P_xC = P_yC$ se completa el círculo. Las dos intersecciones del eje σ representan el esfuerzo principal. La orientación de σ_1 es calculada mediante la medición de $2\theta = -52^\circ$ de P_x hacia σ_1 en sentido horario.

El esfuerzo principal es $\sigma_1 = 385$ MPa y $\sigma_3 = 102$ MPa y la dirección de σ_1 tiene un ángulo $\theta = 26^\circ$

Apéndice 7. Soluciones a los problemas propuestos

Ejercicio 1. Elongación (e): 0.5. Estiramiento (s): 1.56. Tipo de deformación: homogénea

Ejercicio 2. En la siguiente figura 166 señale la dirección principal de deformación.



Figura 166. Principales direcciones de esfuerzo. [Fotografía de José Arcos (Puente "Agua salada", estado de Querétaro, 2017)]

Ejercicio 3. Algunas rocas son litológicamente homogéneas y no contienen estructuras como pliegues que revelen algún proceso de deformación. En tales rocas los fósiles puede ser usado en algunas ocasiones como indicadores de deformación. Sin cambiar la orientación de las líneas, cada línea perpendicular a los puntos A y B (son el diámetro de la circunferencia) proyéctalos, es decir saca la perpendicular del fósil partiendo del punto a al fósil 1 y del punto b al fósil uno; la misma distancia que hay del punto A al fósil 1, proyéctala con un compás del otro lado y así como la distancia entre el punto B y el punto uno, une y se forma un rectángulo. Repite este procedimiento hasta formar unos rectángulos, cuyas esquinas formaran un círculo como se observa en la figura 167.

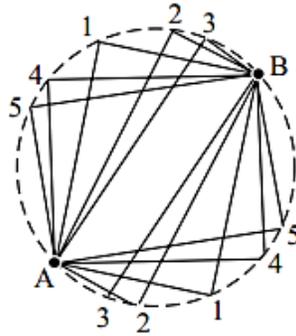


Figura 167. Resolución para determinar la elipse de deformación (Rowland et al.2003)

Ejercicio 4.

En el campo de **deformación 1** (figura 168) la elongación que se aplica a los cuerpos es igual en todas las direcciones pero se debe tomar en cuenta la composición de los cuerpos ya que influye en la manera que se deformaran. En este campo las elipses se generan en condiciones donde hay fuertes contracciones sub normales y se desarrollan estructuras 3D en forma de panque. Sus elipses presentan e_1 y e_2 positivos, presentan una dilatación positiva. El límite entre el campo 2 y 3 solo se aplica una fuerza como lo muestra la figura, estas fuerzas tienen a generar pliegues.

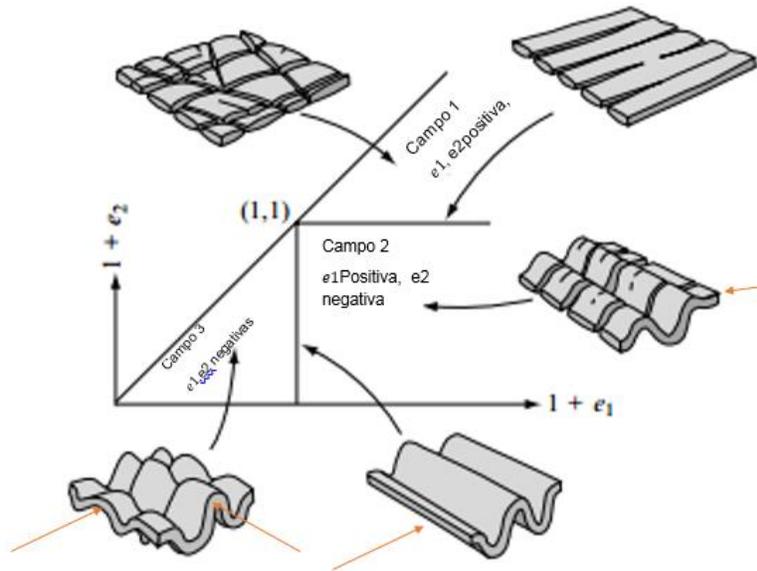


Figura 168. Diagrama en el cual se representan los diferentes campos y direcciones de los esfuerzos (Ramsay y John. 2003).

En el campo 2 Presenta e_1 positiva y e_2 negativa generando diversas formas en las elipses. En relación a las secuencias estratigráficas al ser de diferentes composición presentan diferente comportamiento a la competencia, encogimiento y contracción, por eso se pueden obtener diferentes formas de la elipse de deformación (Ramsay y John. 2003).

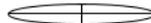
En el campo 3 Donde la elongación es negativa esto quiere decir que presenta e_1 negativo y e_2 negativa dicha estructura presenta largas dilataciones negativas, formando estructuras conocidas como cajas de huevo.

Ejercicio 5.

B) Deformación homogénea



C) Deformación heterogénea

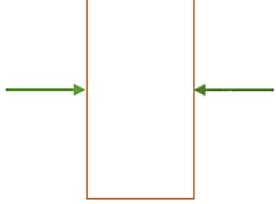
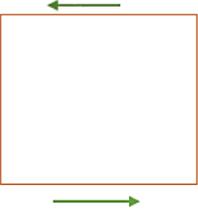
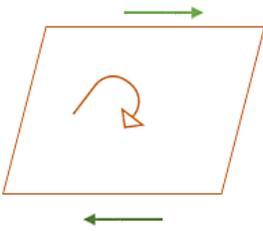


D) Deformación heterogénea



Apéndice 8. Solución a los ejercicios propuestos

Ejercicio 1. Los siguientes diagramas representan un cubo de roca, los cuales están sometidos a diversos tipos de esfuerzos, dibuje en el recuadro de lado derecho la dirección del esfuerzo resultante, es decir la dirección del movimiento sobre este cubo de roca y mencione si se produjo deformación.

Tipo de esfuerzo	Esfuerzo resultante
<p data-bbox="477 279 581 300">Compresión</p> 	<p data-bbox="1078 237 1208 258">Acortamiento</p> 
<p data-bbox="509 594 574 615">tensión</p> 	<p data-bbox="1094 558 1159 579">cizalla</p> 
<p data-bbox="509 846 574 867">cizalla</p> 	<p data-bbox="1094 831 1159 852">cizalla</p> 

Ejercicio 2. La gráfica 169 A corresponde al comportamiento de material dúctil y la gráfica B a material frágil. La relación que hay entre la deformación y el esfuerzo, es que en base a la cantidad de esfuerzo a la que son sometidas las rocas se generará en ellas una deformación. Pero no solo influye el esfuerzo para que una roca se deforme sino también, su composición mineralogía (generando que se comporte de una manera frágil o dúctil), la cantidad de agua, el tiempo de aplicación de los esfuerzos, temperatura, profundidad, etc.

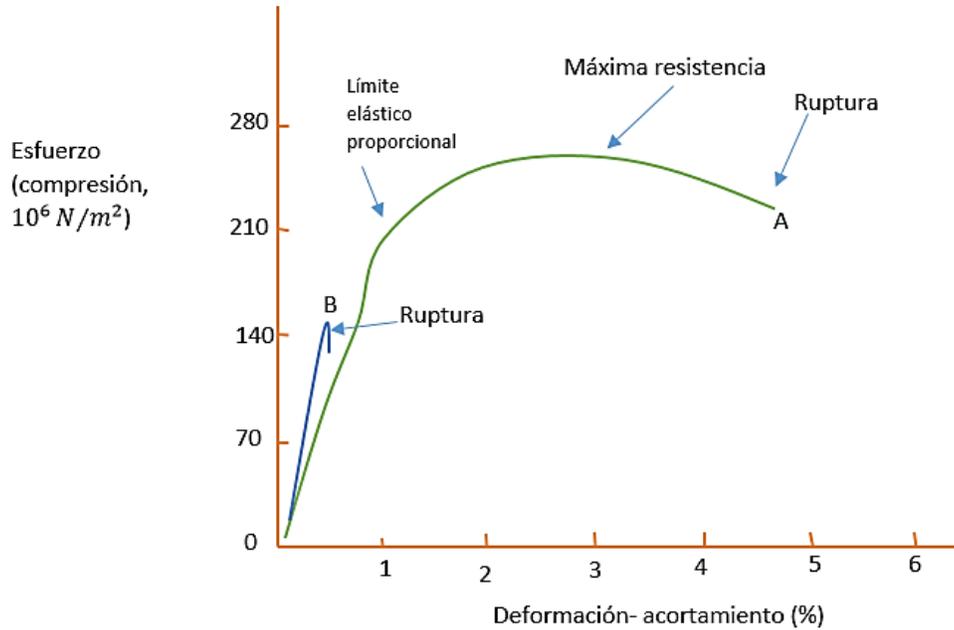


Figura 169. Gráfica esfuerzo vs deformación

Ejercicio 3. Realice la gráfica de la relación esfuerzo-deformación para los siguientes casos:

- a. Granito alterado que presenta un comportamiento elástico y luego plástico (figura 170)

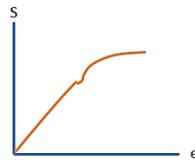


Figura 170. Gráfica de un granito que presenta un comportamiento elástico y después plástico.

- b. Basalto vesicular, que se empieza a fallar, presentando un comportamiento plástico, se densifica y presenta una fase elástica (figura 171)

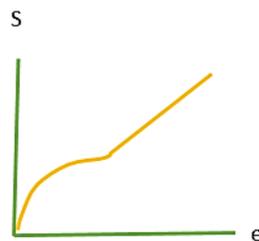


Figura 171. Gráfica de un basalto vesicular, el cual presenta un comportamiento plástico y después elástico.

Apéndice 9. Soluciones a los ejercicios propuestos

Ejercicio 1: a) afloran 6 unidades c) d) 2 familias de areniscas fuertemente plegadas y cortadas por fallas. Las calizas y lutitas no se encuentran tan deformadas ni cortadas por alguna falla. Se observan dos anticlinales.

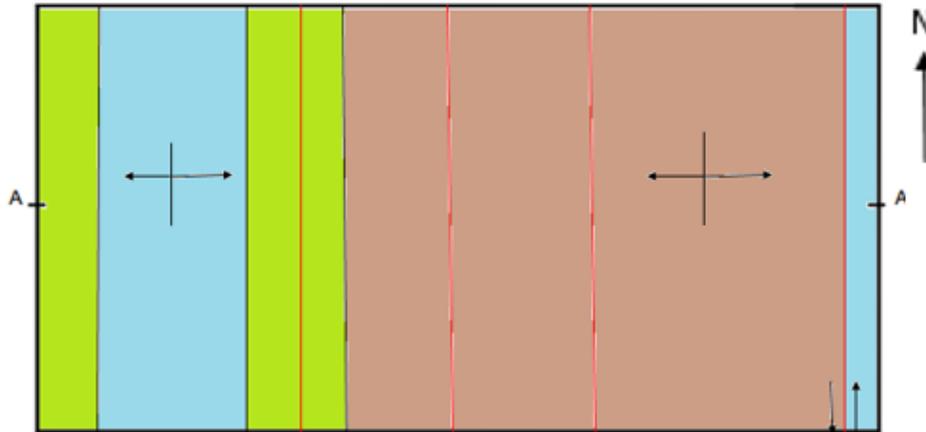


Figura 172. Mapa geológico correspondiente a la sección geológica.

Ejercicio 2.

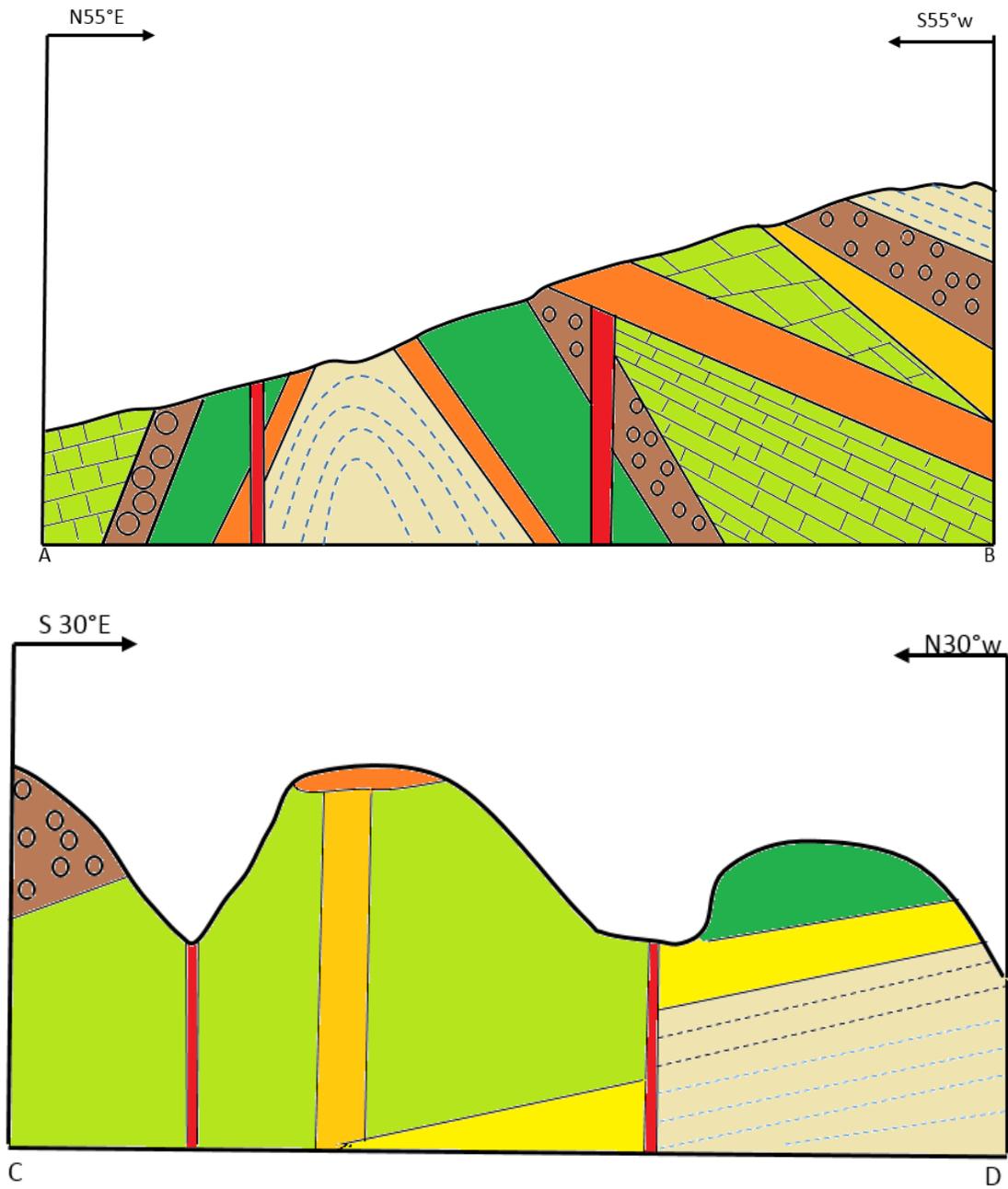


Figura 173. Secciones geológicas de los perfiles A-B,C-D

Ejercicio 3.

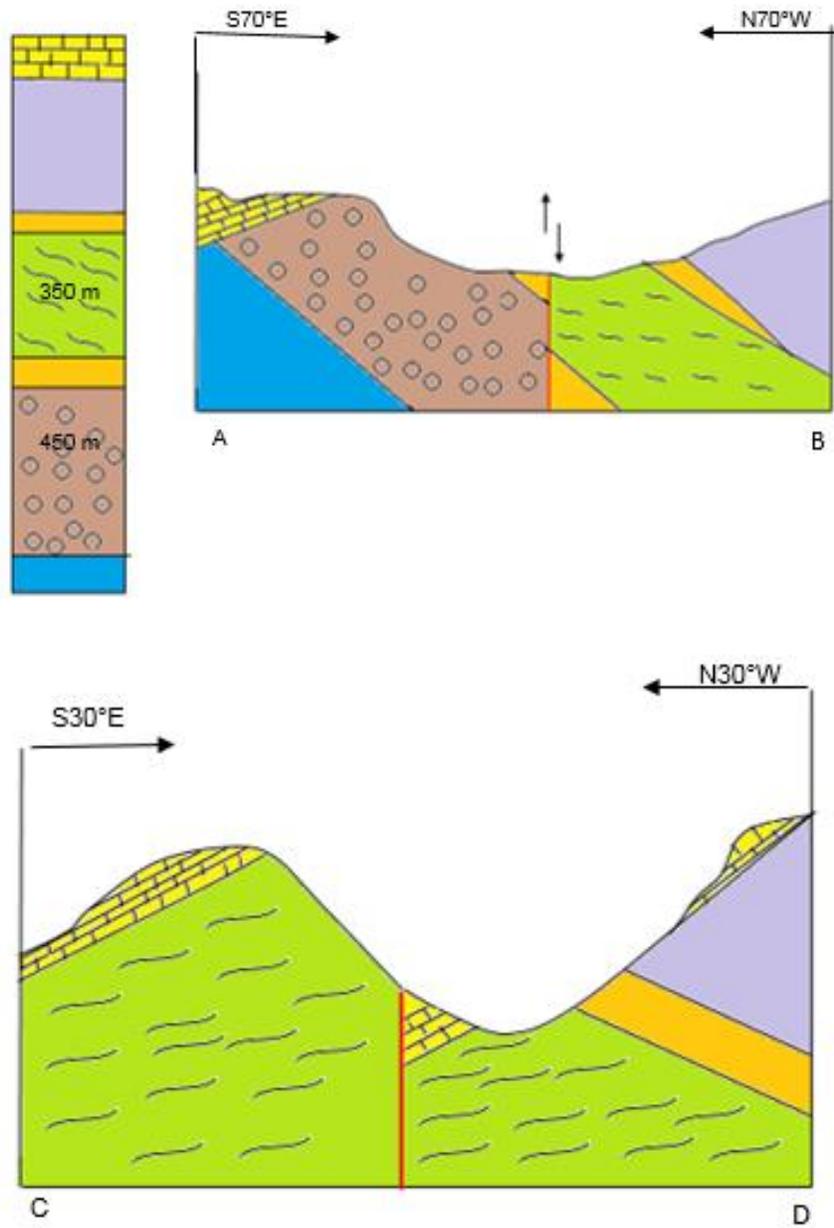


Figura 174. Perfiles A-B y C-D

Ejercicio 4.

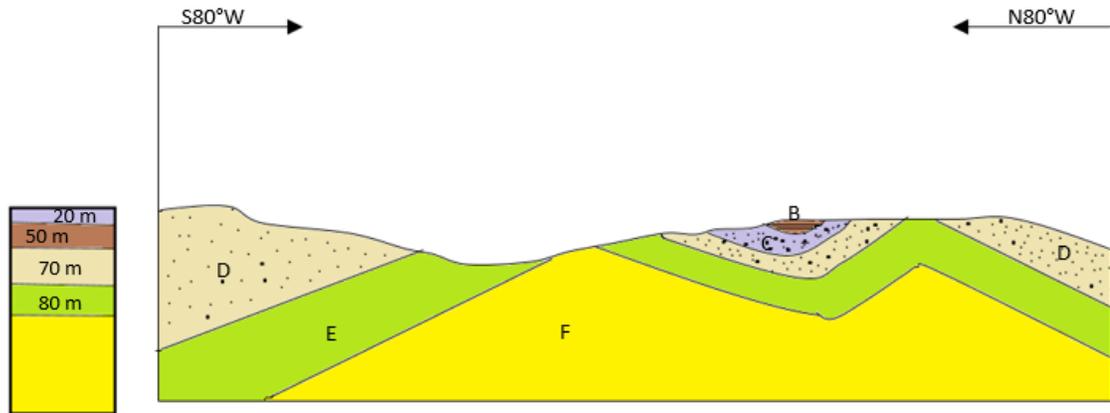


Figura 175. Sección Y-X

Ejercicio 5.

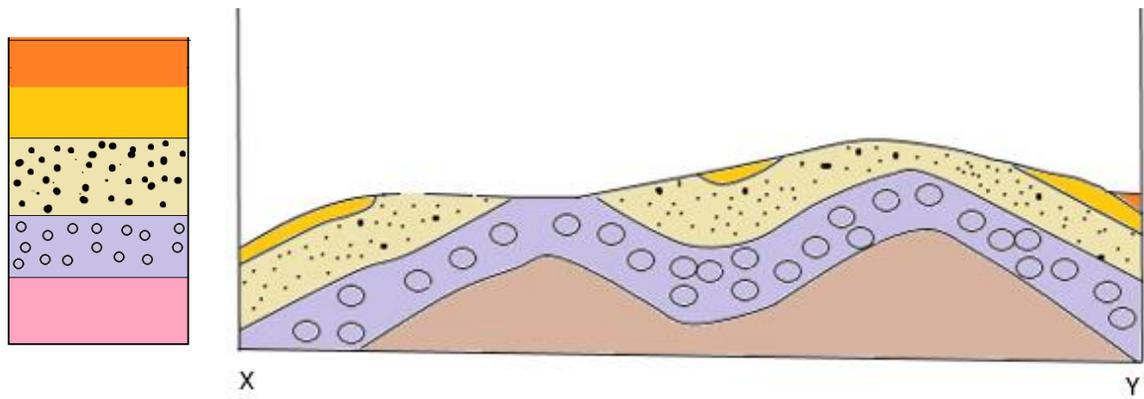


Figura 176. Sección X-Y

Apéndice 10. Soluciones a los ejercicios propuestos

1. **Magma:** es un fluido silicatado compuesto por tres fases principales, líquida, gaseosa y sólida. **Fundido:** se refiere al estado líquido en el cual se excluye cualquier fase sólida y gaseosa. **Lava:** es el nombre que recibe el magma cuando este se encuentra en la superficie terrestre.
2. **Temperatura:** de acuerdo a la temperatura será la movilidad y disposición de los iones dentro del magma, conforme la temperatura disminuya estos iones perderán movilidad y formarán estructuras cristalinas. La variación de la cristalización está en función de la temperatura y de la viscosidad.
Densidad y viscosidad: estas propiedades influyen en que tan “rápido” un magma puede ascender la superficie, permitir la mezcla con otros magmas, etc.
Contenido de volátiles: la variación de la viscosidad está en función del contenido de agua en los magmas, dependiendo de la cantidad de volátiles se podrían generar explosiones violentas.
3. Las erupciones estrombolianas generan emisiones de magmas de baja viscosidad, con un contenido de gas relativamente alto. Las erupciones son disparadas por la explosión de una “gran burbuja” de gas que favorece la emisión de fragmentos como ceniza, lapilli y escorias que forman los aparatos volcánicos.
4. **Depósitos de caída:** están compuestos por partículas las cuales están en función de la velocidad del viento y la erupción, se clasifican en base a su tamaño: cenizas, lapilli y bombas. **Depósitos de surgencia:** son nubes gaseosas que se desplazan a grandes velocidades y recorren grandes distancias ya que son menos densos que los flujos piroclásticos. **Flujo de ceniza:** se forman por partículas suspendidas, tienen altas densidades y son pobremente seleccionadas.
5. La diferencia es que el sill es concordante y el dique no.
6. Un magma granítico tarda más tiempo en desplazarse debido que es más viscoso por su composición mineralógica (feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa sódica, principalmente) mientras que un magma basáltico (augita, plagioclasa sódica principalmente) fluye más “rápido” por su composición mineralógica y su contenido de volátiles.
7. Flujo de lava tipo pahoehoe: presenta una superficie en forma de “cordones” tienen baja viscosidad, es una lava máfica muy fluida y los flujos tipo aa: es una lava máfica ligeramente más viscosas respecto a la pahoehoe, tiene una superficie irregular cubierta de fragmentos escoriáceos.
8. Erupciones efusivas o basaltos de inundación, eran flujos de más de 100 km de longitud individuales
9. Se llama hialoclasita y es producto del enfriamiento abrupto al entrar en contacto el magma con el agua.
10. Se le considera un fluido newtoniano
11. Los basaltos columnares se forman debido la contracción termal, la cual genera que se exceda la fuerza o el estado quebradizo de los cuerpos magmáticos. Generando grietas radiales las cuales son más o menos equidistantes, propagándose a lo largo de la superficie isothermal así como a los núcleos vecinos. Conforme avanza el enfriamiento y la

contracción se van formando los cuerpos tabulares con diferentes números de caras. Los basaltos primáticos tienen un aspecto más geométrico debido a que se desarrollan de manera perpendicular a las superficies de enfriamiento de la isoterma.

12. En la siguiente imagen coloque el nombre de las estructuras ígneas según corresponda (figura 177)

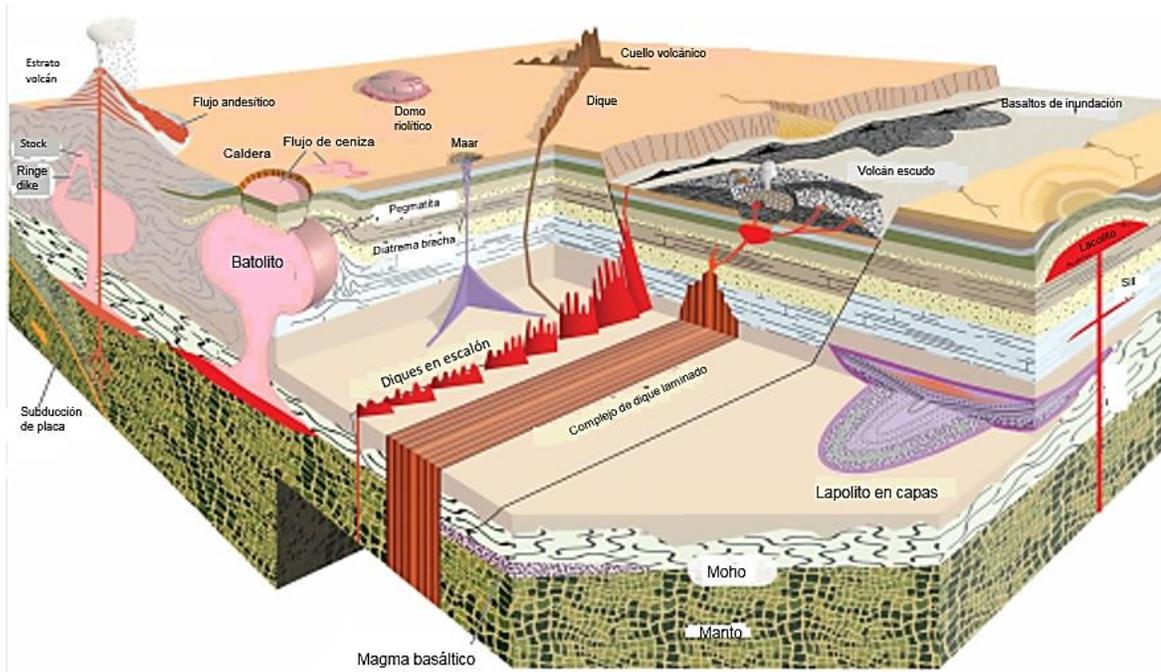


Figura 177. Estructuras ígneas (Arrieta G. 2013).

Casos de estudio

A continuación se presentan tres casos de estudio en los cuales la Facultad de Ingeniería en colaboración con instancias gubernamentales y privadas colaboro, por lo cual los datos aquí presentados son los más relevantes debido a cuestiones de confidencialidad.

Este anexo tiene como finalidad que el alumno visualice la aplicación de los conceptos de la materia de geología estructural en diversos proyectos.

Caso de estudio: Estudio geológico del tramo Km 578+000 al 602+534.17 de la modificación del trazo de la autopista Tijuana- Ensenada.

A continuación se presentan los datos más importantes del estudio geológico del tramo Km 578+000 al 602+534.17 de la modificación del trazo de la autopista Tijuana- Ensenada. Este proyecto se realizó en colaboración con la Secretaria de Comunicaciones y Transportes (SCT) y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.

Para este proyecto se realizaron diversos estudios como:

- Trabajos de campo como levantamientos a detalle de las propiedades de las discontinuidades, mediciones con el Martillo Schmidt.
- Trabajo de laboratorio como petrografía, propiedades mecánicas de las rocas.
- Clasificación del macizo rocoso.
- Fotogeología
- Análisis estratigráficos y estructurales
- Estudios sísmicos
- Tomografía eléctrica

Son dos procesos neotectónicos los que enmarcan la evolución geológica de la Península de Baja California, el choque gradual de los segmentos de dorsales oceánicos que separaban las placas Farallón y del Pacífico con la Placa de Norteamérica, que provocó la fragmentación en microplacas de la Placa Farallón, y el proceso de apertura del Golfo de California, asociado a la captura del borde occidental de la paleo península y el consecuente desarrollo de una dorsal oceánica que comenzó a romper el continente a partir de los último 10 millones de años. Este proceso es aún activo, y es la causa del desarrollo de importantes sistemas de fallas regionales de desplazamiento lateral y sismicidad (figura 178).

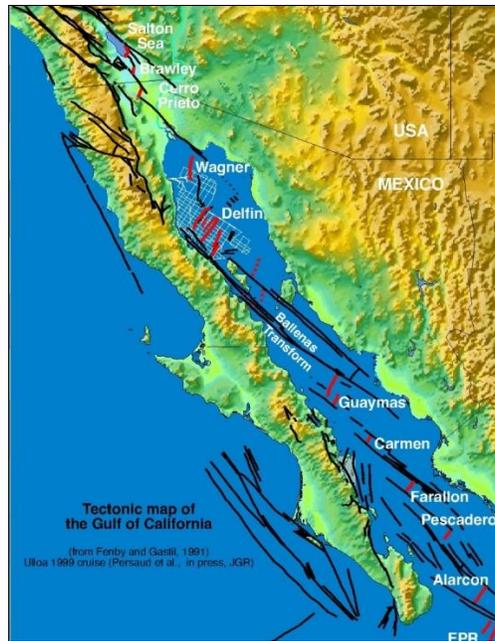


Figura 178. Mapa tectónico de la Península de Baja California (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

Las características del proyecto en forma general se pueden agrupar en dos dominios geológicos contrastantes. El primero que se distribuye en el sector norte (km 578+000 al 595+000), constituido por derrames de rocas volcánicas que varían en composición de basalto a basaltos-andesíticos con intercalaciones de brechas volcánicas y en forma subordinada por depósitos piroclásticos. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

El segundo dominio se distribuye en la porción sur (km 595+00 al 602+500), está formado por sucesiones de rocas sedimentarias detríticas con una amplia variación en el tamaño de sus constituyentes clásticos y matriz, son conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas además de presentar algunas intercalaciones de depósitos piroclásticos y en la base de toda la secuencia se reconoce un cuerpo de ignimbritas.

En el área del trazo carretero propuesto se tienen estructuras primarias y secundarias que corresponden con estratificación, fracturamiento y fallamiento, que constituyen discontinuidades que pueden influir negativamente en la estabilidad de las obras de ingeniería civil que se construyan, por lo que es importante tomar en cuenta los aspectos stratigráficos y estructurales. A continuación se describen en primer lugar las principales características de las estructuras primarias y posteriormente a las estructuras secundarias.

Estructuras primarias en rocas sedimentarias. Corresponden con estratos tabulares y lenticulares de los miembros inferior y superior de la Formación Rosario. En la unidad inferior que está constituida por conglomerados, predominan los estratos gruesos y lenticulares de

superficies irregulares que se formaron en ambientes fluviales y de abanicos aluviales en las proximidades de la línea de costa (Figura 179).



Figura 179. Estratos de conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas con rumbos promedio al NW60° y echado de 12° al SW, inclinados hacia la línea de costa (Fotografías tomadas sobre el Río Casitas, en las inmediaciones del Puente Casitas). (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

El miembro superior de litología más fina, está compuesto de areniscas, areniscas tobáceas, limolitas y lutitas de estratos tabulares con algunos cuerpos lenticulares de conglomerados (Figura 180). Las dos unidades presentan echados que varían de 6° a 17° al SW, con rumbos promedio al NW70°SE, lo que indica que se inclinan suavemente hacia el occidente en dirección de donde ocurrió el depósito sedimentario.



Figura 180. Estratos de areniscas y areniscas tobáceas con rumbos promedio al NW50° y echado de 6° al SW, inclinados hacia la línea de costa (Fotografías tomadas sobre el Río Casitas, en las inmediaciones del Puente casitas). (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

La inclinación se incrementa localmente como producto del basculamiento producido por las fallas identificadas en el sector sur, que afectan a las mencionadas unidades sedimentarias llegando a tener echados de 17° al oeste.

Desde el punto de vista de estabilidad de taludes en los cortes carreteros más profundos y en donde se tiene considerado construir el túnel, en el sector sur del área de estudio aflora la unidad superior de la Formación Rosario. El tipo de roca (areniscas, limolitas y lutitas) y la inclinación

de los estratos juegan un papel importante ya constituyen zonas de riesgo por deslizamiento de capa, por lo que se debe tener un control de la dirección e inclinación de ellas. La unidad inferior de la Formación Rosario (principalmente conglomerados) presenta mayor estabilidad, sin embargo se recomienda que los cortes no sean verticales, ya que pueden ocurrir deslizamientos por pérdida de cohesión. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

Donde se tiene considerado realizar cortes carreteros profundos con dirección de N06°W a N15°W, los estratos del lado oriente se inclinan hacia los cortes las condiciones de estabilidad se puede ver alterada cuando se tenga abundante precipitación pluvial o alto nivel de sismicidad, sobre todo donde se tienen intercalaciones de estratos de granulometría más fina.

Estructuras primarias en rocas ígneas. En el sector centro y norte del área de estudio está cubierta por derrames y por brechas volcánicas que varían en composición de máfica a intermedia, predominando los basaltos en bloques (Figura 181) y lajeados (Figura 182). La tendencia general de los flujos es hacia el NW en casi toda la zona hacia la línea de costa, mientras que hacia el sur de la posición 579+000 que corresponde con la parte central del área, se aprecian escasos flujos hacia el SE.

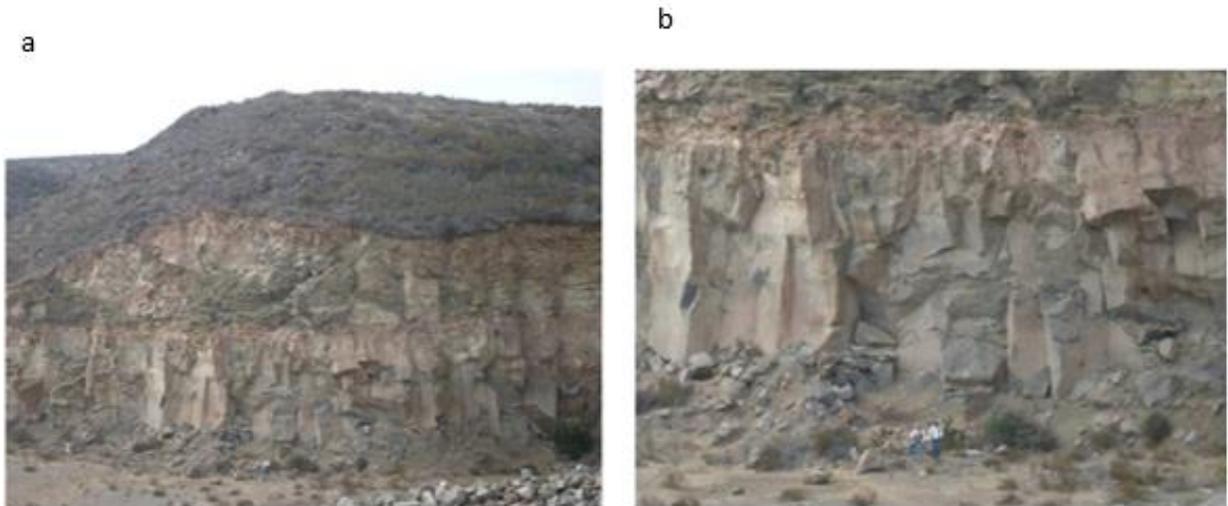


Figura 181. A) Secuencia de tres derrames de basalto y b) se observa a detalle el derrame inferior, presentan intenso fracturamiento vertical que originan bloques de diferentes dimensiones. Imágenes del sector central del área de estudio. (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)



Figura 182. Derrame de basalto que se encuentra afectado por intenso fracturamiento horizontal que separa el derrame en lajas de diferente espesor. Imágenes del sector central del área de estudio. (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

Estructuras secundarias. En el área estudiada se identificaron discontinuidades estructurales muy importantes que deben considerarse tanto en el diseño como en la construcción de las obras a lo largo del trazo, lo que resulta relevante para garantizar la estabilidad de los taludes. Estas discontinuidades son fallas y fracturas asociadas a los procesos de deformación producidas por el tectonismo regional a que ha estado sujeto el sector noroccidental de la Península de Baja California en los últimos 15 millones de años. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

Las fallas y fracturas estudiadas en la zona del trazo carretero han contribuido a la modelación del relieve, por lo que se formaron escarpes de metros a decenas de metros de desnivel; también se tienen arroyos con control estructural por lo que están alineados en dirección $NW35^{\circ}SE$ y valles como el que se presenta en el sector sur del área correspondientes con el Arroyo Casitas y el Valle de Sauzal, de dirección $NE45^{\circ}SW$, que coinciden con los lineamientos generales estudiados con 345 datos, mismos que se graficaron en la roseta de rumbos de la Figura 183, en donde también se aprecia otro sistema de orientación E-W.

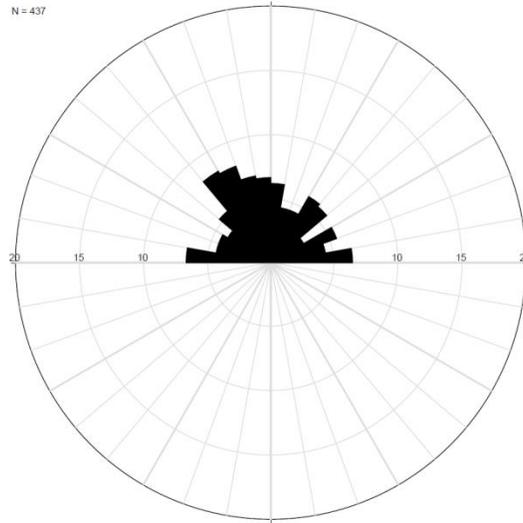


Figura 183. Roseta de todos los rumbos de lineamientos (fallas y fracturas) construida con 437 datos, de los cuales 164 corresponden con lineamientos medidos en mapa geológico y 273 son de fracturas medidas en diferentes afloramientos de basaltos a lo largo del trazo carretero propuesto. (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

En los afloramientos de los derrames de basalto sobre todo donde hay arroyos o escarpes, se aprecian zonas de fracturamiento muy claras que están distribuidas por el trazo donde se tienen estas unidades de roca. Se trata de tres sistemas evidentes, el primero que varía de NW10° a NW 40°, el segundo tiene direcciones que varían de NE30° a NE 50° y el tercero presenta una variación de NE 80° hasta E-W.

Para cada tramo se hizo una descripción de las condiciones estructurales más representativas, así como la elaboración de rosetas de rumbos medidos en campo y con base en esto se realizó un análisis estadístico para determinar las familias principales de fracturas y fallas así como sus direcciones preferenciales.

Sismicidad

Del catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), se recopiló todos los eventos sísmicos mayores a 3.5 dentro del área de interés, en un periodo de tiempo que comprende de 1999 al presente año. Teniendo que para sismos de magnitudes mayores a 5.0 se delimitó una zona de latitudes comprendidas entre 24 y 34°, y longitudes de -108 a -120°; para sismos de magnitud 4.0 a 5.0 se localizaron en un área de latitudes que van de 28 a 33°, y longitudes de -115° a -118°; se ubicaron los sismos de magnitud 3.5 a 4.0, en un área de latitudes comprendidas entre 32° y 33°, y con longitudes que van de -116° a -118°. Por último se recopiló todos los datos de sismos menores a 3.0. Esta metodología se realizó prestando importancia al radio de influencia del sismo en función de su magnitud. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

Aunque la actividad sísmica en el área de estudio es de baja magnitud, ésta es importante por la inestabilidad propia del terreno dada las altas pendientes y la poca competencia de las rocas

Geofísica

Para poder evaluar las características litológicas y de compacidad de los materiales del subsuelo se realizó un Estudio Geofísico de exploración aplicando el Método Sísmico complementado con el Método de Resistividad Eléctrica. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

La técnica del Tendido de Refracción Sísmica (TRS) con la determinación de módulos dinámicos, se basa en la obtención de las velocidades de las ondas sísmicas longitudinales y transversales (figura 184). La propagación de las ondas sísmicas en los materiales tienen relación directa con las condiciones de compacidad y fracturamiento de los materiales por los cuales se propagan llegando a obtener los parámetros elásticos dinámicos como son los Módulos de Young y de CORTE que permiten estimar la capacidad de carga y deformabilidad de los materiales en estudio, así como los espesores de la roca de mala calidad.

Con la Resistividad mediante la técnica del Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), se determinó la distribución y contrastes de las resistividades de los materiales del subsuelo, se definió la estratigrafía del sitio, y se complementó con las características elásticas, para evaluar la distribución de zonas de relleno, roca fracturada y el basamento rocoso.

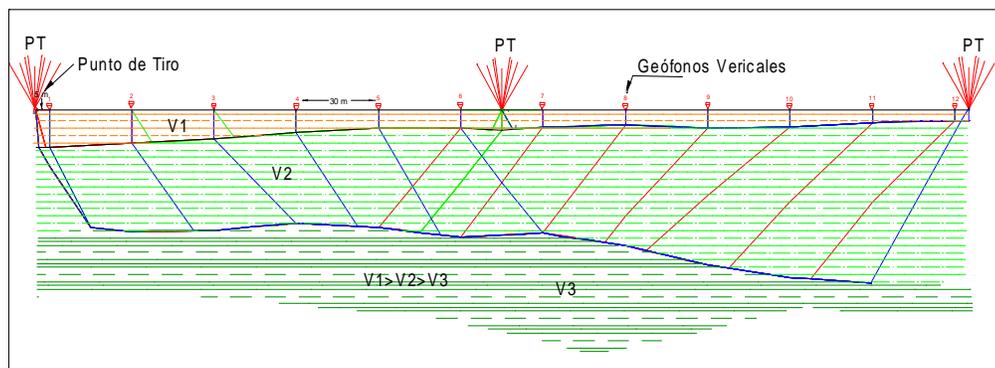


Figura 184. Dispositivo sísmico del Tendido Sísmico de Refracción (TRS) (Secretaría de Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.2014)

Geotecnia

En el aspecto geotécnico también se pueden dividir las rocas en dos dominios geotécnicos claramente diferentes. El primer dominio geotécnico que coincide con el primer dominio geológico, se trata de una secuencia de rocas de origen ígneo, masivas con resistencia a la compresión simple estimada entre 50 y 120 MPa y que presentan un grado de alteración de moderado a intenso. De manera general presentan dos familias de discontinuidades verticales y casi ortogonales entre sí, sin embargo las rocas que reconocen más antiguas de la secuencia

volcánica presenta además una familia de discontinuidades casi horizontal que permite que se formen lajas. En el sector norte entre los cadenamientos 598+600 al 599+700, se identifican rocas también masivas y con resistencia a la compresión simple estimada de 80 a 120 MPa, con fracturamiento hasta en tres direcciones. (Secretaría de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM. 2014)

El segundo dominio se encuentra en el sector sur. Es una secuencia de rocas detríticas con predominancia arenosa y conglomerática, rocas que quedan en el límite entre suelos y rocas. Estas rocas son difíciles de muestrear para obtener propiedades mecánicas, sin embargo se realizaron Tendidos de Refracción Sísmica para tener una idea del comportamiento mecánico de esta unidad.

Conclusiones

En la construcción de cualquier tipo de obra es necesario la aplicación y participación de diversas disciplinas y/o ramas de la geología, siendo el trabajo en campo una herramienta fundamental, ya que establece los primeros criterios sobre las condiciones geológicas, estructurales, geotécnicas, entre otras, del área de estudio y con base en ellas se determinarán los siguientes estudios, la planificación de las diversas etapas en la obra, etc.

Se pudo determinar y recomendar:

- Un posible riesgo ocurre cuando al realizar los cortes carreteros más profundos quede expuesto el contacto de la Formación Rosario (miembro superior) con el miembro basáltico inferior de la Formación Rosarito Beach, ya que el basalto se presenta altamente fracturado y permite la infiltración de agua en temporada de lluvias, por lo que en el contacto puede ocurrir saturación de agua y dado el alto nivel de fracturamiento de los basaltos, se pueden formar taludes inestables que pueden ocasionar deslizamientos de talud y de bloques. En los casos donde se tiene este problema, se recomienda poner un sistema de drenaje del agua de los basaltos que eviten la saturación, además de proteger de la erosión a las areniscas y lutitas.
- Con relación a las obras programadas en donde se tienen basaltos, estos representan en la mayoría de los casos, unidades de roca de buena calidad sobre las que se pueden realizar cortes importantes con riesgo bajo, sin embargo, el fracturamiento vertical que forma bloques puede ocasionar deslizamiento o vuelco de bloques si los cortes carreteros se realizan de forma vertical, considerando que las fracturas se presentan abiertas por lo que se favorece la infiltración de agua, además de que la zona se encuentra en un área de sismicidad activa.
- Mediante la técnica del Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), se pudo determinar la distribución y contrastes de las resistividades de los materiales del subsuelo, definiendo la estratigrafía del sitio, y complementarla con las características elásticas, para evaluar la distribución de zonas de relleno, roca fracturada y el basamento rocoso.

- Mediante Estudios de Refracción Sísmica, permitió reconocer a priori los tramos con espesores de los materiales fácilmente removibles, de aquellos que para ararlos o removerlos requieren de una maquinaria especial o bien de aquellos materiales que deben fragmentarse previamente con el uso de explosivos.

Caso de estudio. Construcción de la carretera Atizapán-Atlacomulco en el Estado de México, análisis hidrogeológico para la evaluación ambiental que tendrá la construcción del tramo carretero

A continuación se presenta un caso de estudio en el cual mediante un análisis hidrogeológico y estructural, se determinara la vulnerabilidad de los manantiales que se ubican en la zona en la cual se planea la construcción de una carretera.

Los objetivos de este estudio fueron los siguientes:

- Estudiar la geología e hidrogeología del área de influencia de los manantiales que se localizan en la zona donde se construirá la autopista.
- En base a la ubicación topográfica y geológica se establecieron cuales manantiales pueden ser afectados por la construcción de la autopista.
- Análisis del funcionamiento hidrogeológico de los manantiales ubicados en el tramo carretero y poder establecer si la construcción puede afectar su funcionamiento.

En la figura 185 se observa el área de estudio, en la cual se tomaron datos de las fallas y fracturas, ya que en algunas ocasiones los manantiales se originan por la salida de agua que circula por las discontinuidades de las rocas, por lo tanto es de suma importancia conocer la orientación de estas, ubicar el área de recarga y establecer la relación que hay entre los manantiales y el trazo de la carretera.



Figura 185 Ubicación del área de estudio. (Moro Ingeniería, S.C.2014)

También como parte de las actividades de campo, se realizaron mediciones de los parámetros físico-químicos del agua, en particular de su temperatura, pH y conductividad eléctrica, a fin de establecer de forma indirecta la salinidad en parte por millón que estas aguas podrían tener y con base en esto identificar si se trataba de agua de reciente infiltración. La distancia que el agua puede recorrer desde un punto de recarga hasta el de descarga.

La geología predominante en la zona es de materiales piroclásticos compactados y rocas soldadas. La mayor cantidad de estructuras medidas tienen una orientación NE-SW, que corresponden la unidad de andesitas y dacitas así como en la unidad de depósitos vulcano sedimentarios (lahares) (figura 186).

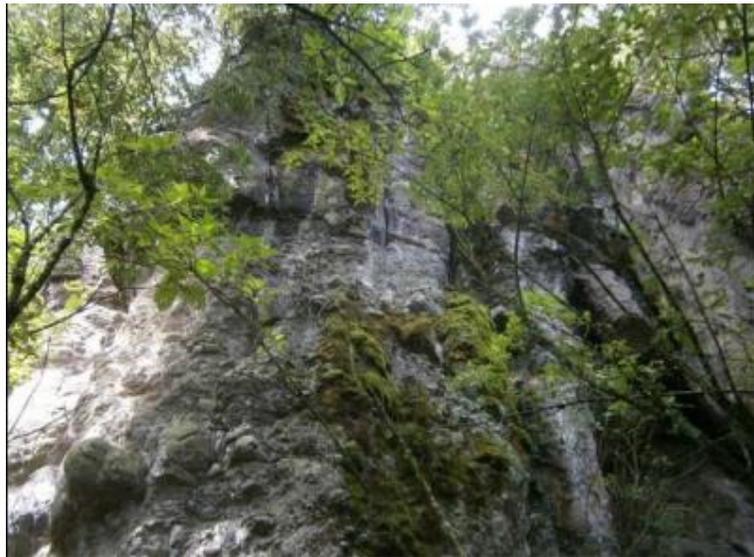


Figura 186. Materiales volcanosedimentarios (lahares) con un grado de compactación muy alto, su grado de selección es bajo. (Moro Ingeniería, S.C.2014)

Se observó que en las zonas compuestas por materiales compactos (piroclastos y materiales volcanosedimentarios no soldados) los manantiales se originan por el flujo de agua través de la zona más alterada de los materiales, provocando que el agua aflore. Las rocas compactas al no estar fracturadas el movimiento del agua se da gracias a la porosidad intergranular, lo que genera que los manantiales tengan volúmenes y desplazamientos muy pequeños. En las andesitas y dacitas se midieron 33 alineaciones con dirección al NE-SW, 16 con dirección NW-SE y cinco con dirección N-S; en los depósitos volcanosedimentarios se midieron 13 alineaciones con una dirección NE-SW, tres con orientación N-S y ocho con dirección NW-SE (figura 187). Del análisis geológico estructural se concluye que en las andesitas, dacitas y brechas volcánicas soldadas, el agua se mueve principalmente en dirección al noreste y en menos ocasiones siguen trayectorias hacia el norte o noroeste, sin embargo el movimiento real del agua será en una combinación de todas estas trayectorias. (Moro Ingeniería, S.C. año).

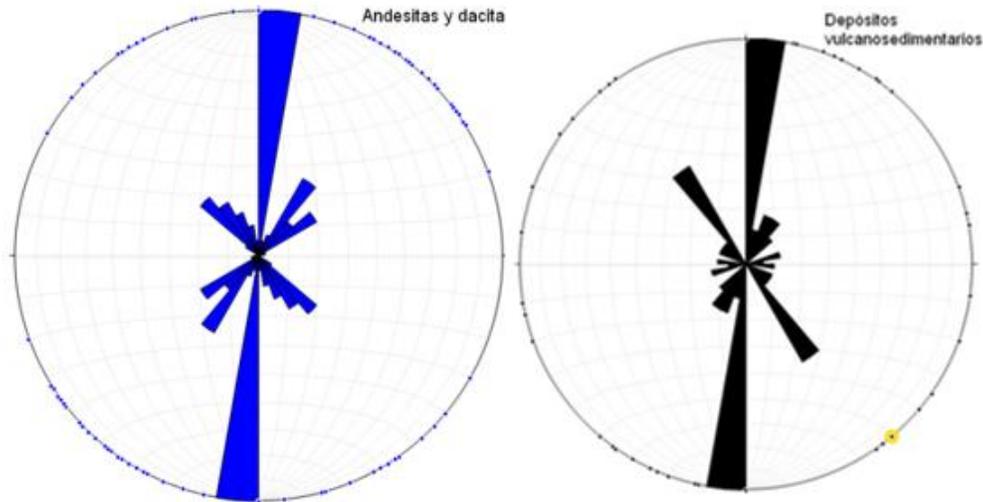


Figura 187. Rosetas de fracturas para las unidades de andesitas-dacitas y depósitos vulcanosedimentarios. (Moro Ingeniería, S.C.2014)

El hecho de que la zona de estudio este conformada por una alternancia de eventos volcánicos, provocó que el fracturamiento que presenta cada uno de ellos eventos volcánicos fuera diferente, por lo que estas estructuras pierden continuidad en sentido vertical. El análisis hidrogeológico permitió establecer también que en la región donde se propone localizar el trazo de la autopista no existe acuíferos, esta situación se debe a que se ubica en una zona topográficamente elevada, en donde las rocas permeables mueven el agua en sentido vertical descendente hasta una profundidad desconocida, sin embargo en los primeros 100 a 200 metros o más el agua se mueve por una zona no saturada en la que algunas fracturas llevan agua y otras localizadas en la misma posición topográfica tienen solo aire. . (Moro Ingeniería, S.C. año).

Las obras relacionadas con la autopista pueden afectar a los manantiales independientemente de su origen, sin embargo los que se originen por la descarga de agua que se mueve por fracturas son más susceptibles o pueden ser alterados desde distancias más grandes. Las razones por las cuales las obras pueden afectar a los manantiales son las siguientes:

En materiales compactados:

- Cuando los manantiales están aguas arriba y a 50 m o menos de las obras a realizar; porque la remoción de material superficial o uso de maquinaria pesada puede modificar el grado de compactación del terreno o bien provocar su caída pendiente abajo, con lo que se perdería la zona en la que se capta y mueve el agua.
- Cuando los manantiales están aguas abajo y 150 m o menos de las obras a realizar, por las mismas razones antes expuestas.

En materiales que están fracturados

- Cuando los manantiales están aguas arriba y a 50 m o menos de las obras a realizar; porque la utilización de maquinaria pesada y/o explosivos puede modificar el grado de

fracturamiento del terreno o bien reacomodar masas de roca, con lo que se modificaría la zona por la que se mueve el agua y con esto podría dejar de funcionar el manantial como tal y salir el agua por otro punto tal vez distante.

- Cuando los manantiales están aguas abajo y a 3 km o menos de las obras a realizar; porque la utilización de maquinaria pesada y/o explosivos puede modificar el grado de fracturamiento del terreno o bien reacomodar masas de roca, con lo que se modificaría la zona por la que se mueve el agua y con esto podría dejar de funcionar el manantiales como tal y salir el agua por otro punto o puntos ubicados en zonas geográficas diferentes.
- Es conveniente mover el trazo que se tiene propuesto para la autopista Atizapán-Atlacomulco, en las zonas donde hay una afectación directa a los maniatameles debido a su cercanía con el trazo carretero; esta medida ayudaría a resolver los aspectos técnicos y los sociales, ya que será difícil hacer entender a los habitantes que muchos de los manantiales no serán afectados.

Conclusiones

La caracterización de rocas mediante el uso de la geología estructural en estudios de construcción es de suma importancia, ya que a partir de este primer análisis se pudieron establecer las condiciones geológico-hidrológicas iniciales, es decir, se determinó que zonas podrían sufrir afectaciones por el trazo de la carretera.

Estas condiciones se pudieron establecer con base en:

- La orientación y agrupación de las familia de fallas y fracturas, las cuales permitieron ubicar las zonas de recarga y establecer las relaciones que hay entre los manantiales y el trazo de la carretera.
- Orientación de las alineaciones presentes en los principales materiales y con ello determinar la dirección del flujo del agua (si el agua se mueve a través de fracturas) y las distancias que recorre, delimitar la ubicación de los manantiales (aguas arriba o abajo).
- Mediciones de parámetros físico-químicos del agua para poder establecer el origen del agua.
- Caracterización de las unidades litológicas y su relación con el flujo del agua.

Con base en el trabajo en de campo se pudo determinar y recomendar:

- Establecer la ubicación, zonas de recarga y descarga de los manantiales, así como aquellos que podrían ser afectados.
- Se identificaron los procesos naturales que provocan que el gua aflore en superficie.
- Caracterización de las litologías así como su ubicación
- Con base en el análisis hidrogeológico se pudo establecer que en la región donde se propone el trazo de la carretera no existen acuíferos.
- En los cambios a realizar en la trayectoria del trazo, se conveniente tomar en cuenta las restricciones que impongan las normatividades correspondientes o normas ambientales, de construcción, etc.

Caso de estudio. Inestabilidad de laderas en los municipios de San Marcial Ozolotepec, Santa María Ozolotepec y San Miguel Suchixtepec, Oaxaca

A continuación se presentan los datos más importantes del estudio de inestabilidad de laderas, realizado en el estado de Oaxaca, así como los factores ms importantes que generaron estos deslizamientos, un breve análisis estructural, así como las recomendaciones a seguir.

Ante la solicitud de la Coordinación Nacional de Protección Civil y de la Subsecretaría de Protección Civil del estado de Oaxaca, Ingenieros Geólogos de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, realizaron una visita técnica en la cual, realizaron la valoración de inestabilidad de laderas, las cuales surgen a consecuencia de las lluvias intensas generadas por tormentas tropicales del mes de septiembre y frentes fríos. Los municipios visitados se localizan al sureste del estado de Oaxaca, al sur de Miahuatlán de Porfirio Díaz, en la región Sierra Sur a una altitud entre 2200 y 2500 msnm, la cual se caracteriza por tener una topografía abrupta con presencia de cerros con laderas inclinadas entre 25° y 70° (Figura 188).

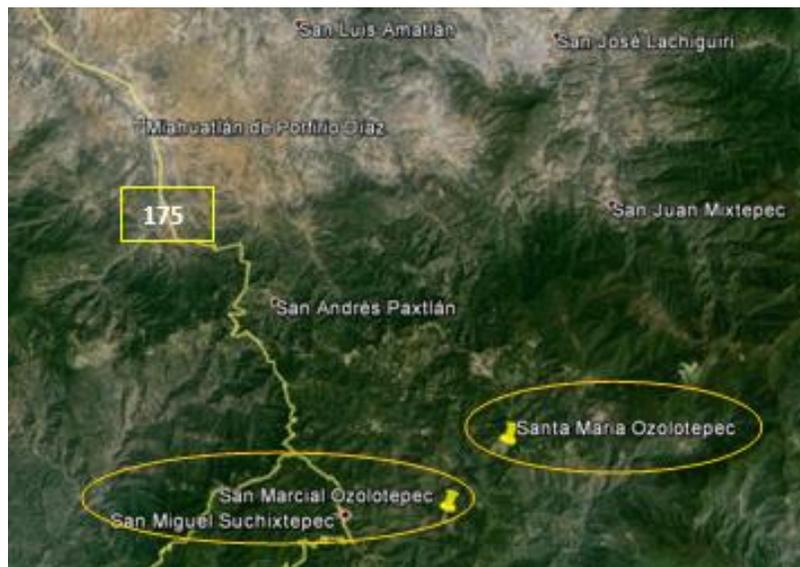


Figura 188. Ubicación de los municipios visitados en el estado de Oaxaca, (modificado de Google Earth) (Secretaría de gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres. 2013)

La litología predominante está compuesta por gneis cuarzo feldespático del Complejo Oaxaqueño con presencia de algunos diques félsicos con una importante capa de suelo producto del intemperismo de la roca metamórfica desde 2 y hasta 20 metros de espesor (Figura 189).

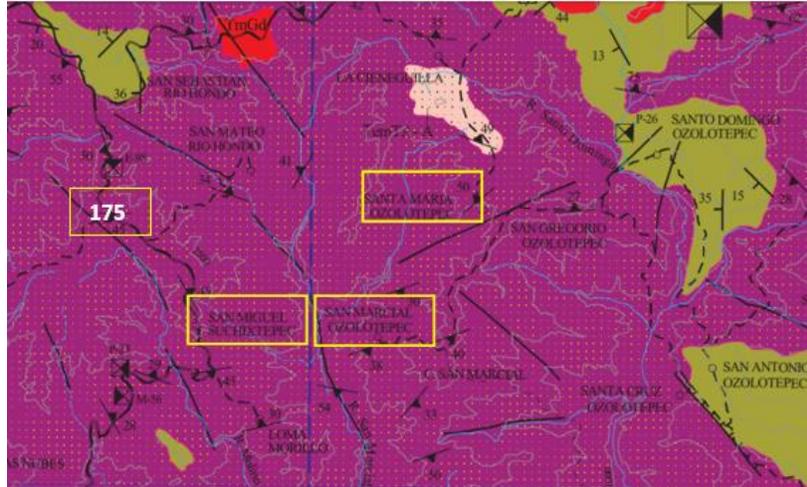


Figura 189. Geología regional de la zona de estudio. Adaptado de la carta geológica 1:50000 Zaachila, E14-12 del Servicio Geológico Mexicano. (Secretaría de gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres. 2013)

A continuación, se describen las condiciones de las laderas observadas en los 3 municipios visitados:

1) Municipio San Marcial Ozolotepec

El poblado se encuentra sobre la parte este de una ladera con orientación NE-SW, contigua a barrancas escarpadas de 200 a 500 metros de profundidad e inclinaciones entre 25° a 60° . La roca predominante es del tipo metamórfica (gneis cuarzo-feldespático) y los suelos predominantes en la zona son suelos granulares de color rojizo a naranja de hasta 15 metros de espesor. Las direcciones principales de agrietamiento encontradas en este sitio son: $N20^\circ E$ con inclinación de 90° al SE y N-S con inclinación de 90° al W. Estas grietas encontradas se asocian al desplazamiento vertical de hasta 40 cm, este desplazamiento ha afectado a 20 viviendas ubicadas entre la parte alta de la ladera y la parte baja, las viviendas ubicadas en la parte baja se identificaron como de muy alto riesgo si se llegara a presentar una precipitación importante (Fotografía1). El mecanismo por el cual se presenta el deslizamiento se interpreta como tipo rotación múltiple ya que se determinaron diferentes escalonamientos en la zona y se asocia a factores como: presencia de agua, disminución de la resistencia del suelo y pérdida de cohesión por estos factores el suelo falla sobre una superficie que tiende a ser de forma circular y cóncava (Figura 190). (Secretaría de gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres. 2013)

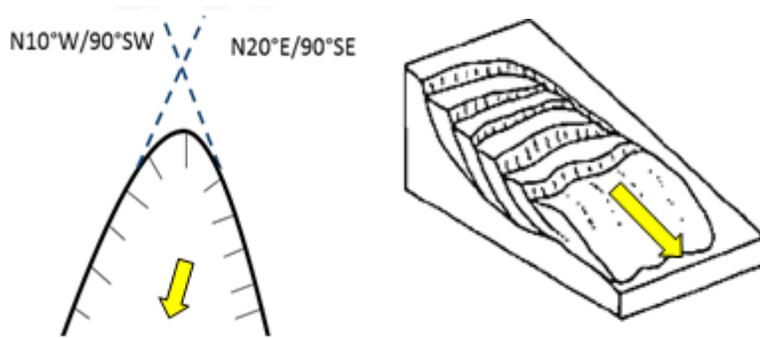


Figura 190. Representación gráfica del mecanismo de deslizamiento encontrado en San Marcial Ozolotepec con dirección principal hacia el sur. (Secretaría de Gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres.2013)



Fotografía 1. Fotografías de los desplazamientos verticales y afectaciones a las viviendas en la zona de deslizamiento [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

En el segundo sitio visitado de San Marcial Ozolotepec de este municipio se observaron viviendas cercanas a las barrancas con daños importantes en las construcciones, algunas de estas casas ya habían sido deshabitadas, sin embargo se alertó a los pobladores del riesgo al que se encuentran expuestos. (Fotografía 2).



Fotografía 2. Derrumbes de ladera cercana a vivienda en parte alta de la imagen, vista de frente y de perfil [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

Entre los factores observados en el municipio de San Marcial Ozolotepec se destaca lo siguiente:

Factores Geotécnicos

- Presencia de suelos granulares sueltos con abundante presencia de agua
- Espesores de capa de suelo entre 10 a 20 m

Factores Topográficos e Históricos

- Inclinación de los taludes de más de 45° estimado con clinómetro
- Altura de los taludes entre 50 y más de 200 metros. Se observaron barrancas muy inclinadas y de altura mayor a 200 metros, en general el relieve de la zona es muy accidentado presentando barrancas muy escarpadas.
- Se observaron un gran número de deslizamientos, los pobladores del municipio comentaron que existen desde 1970, sin embargo con los fenómenos meteorológicos de septiembre de 2013 se presentaron diversos derrumbes y deslizamientos.

Factores Geomorfológicos y Ambientales

- Se observaron grandes volúmenes de material faltantes
- En el uso de la tierra se visitó una zona urbanizada que antiguamente era un bosque por lo que existe una importante deforestación de la parte alta de los cerros.

- En la zona visitada el régimen de agua se tiene un nivel freático superficial y no existe un drenaje apropiado para el municipio.

2) Santa María Ozolotepec

El poblado se encuentra al pie de la carretera estatal, la roca predominante es del tipo metamórfica (gneis cuarzo-feldespático) y los suelos predominantes en la zona son suelos granulares de color rojizo a naranja de hasta 15 metros de espesor, desarrollado sobre material de talud previamente desplazados (Fotografía 3). (Secretaría de gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres. 2013)



Fotografía 3. Municipio de Santa María Ozolotepec [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

En el primer sitio, se encontraron dos direcciones principales de discontinuidades, la primera con un rumbo N-S y la segunda con rumbo E-W, deslizamiento hacia SE. Estas dos discontinuidades conforman un bloque que se desliza hacia el SE. En este mismo sitio se caracterizó una falla de 90 cm desplazamiento N-S, E-W con 60 cm de salto en materiales granulares con fragmentos de roca metamórfica que corresponden a depósitos de talud (Fotografía 4).



Fotografía 4 deslizamiento vertical de 70 cm hacia la parte alta de la ladera [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

En el segundo sitio esta se presenta un suelo arcillo-limosos con abundantes fragmentos grandes desarrollados sobre material de talud, las discontinuidades principales tienen una orientación $S70^{\circ}E/90$ y $N30^{\circ}W/90$ con abertura 40 a 63 cm en el patio escuela, se extienden hasta las bardas de acceso al centro educativo (Fotografías 5) (figura 191).



Fotografía 5. Deslizamiento vertical de 70 cm hacia la parte alta de la ladera [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

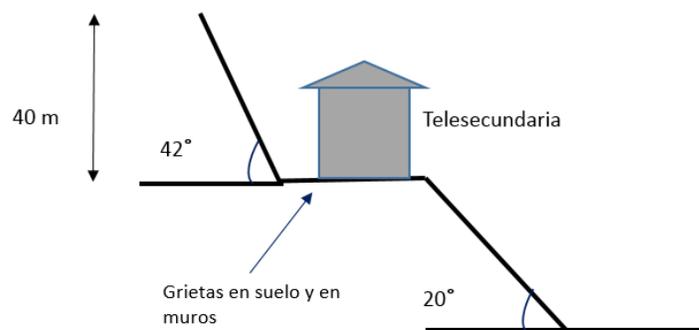


Figura 191. Esquema de la situación de riesgo de la telesecundaria y de los taludes contiguos en materiales granulares. Secretaría de Gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres.2013)

3) San Miguel Suchixtepec

En el Sector Sur Municipio San Miguel Suchixtepec, sobre curva de la carretera federal 175. Presenta suelos arcillo-limosos desarrollados sobre rocas metamórficas con espesores de 15 metros con pendiente de 50° , donde han ocurrido deslizamientos recientes, los cuales afectaron la carretera y hacia la parte baja de la barranca en la zona de bosque.

En gran parte el riesgo se asocia al corte de carretera con alturas entre 10 y 17 metros, además que se encuentra en una zona de curvas pronunciadas. La zona de mayor riesgo corresponde con un área densamente poblada, cuyas viviendas se encuentran en el borde del talud.

Es importante señalar que en esta zona se presentan deslizamientos recientes que han deslizado bloques con suelos y árboles, además de un segmento de la carretera. (Fotografías 6).





Fotografía 6. Diferentes ángulos del deslizamiento contiguo a la carretera 175 y derrumbe de árboles [Fotografía de José Arcos] (Oaxaca, 2013).

Recomendaciones Sector Sur sobre curva de Carretera Estatal 175

- Estabilización del talud mediante la construcción de un muro de mampostería con drenes adecuados considerando las condiciones climáticas y los niveles de lluvia de la zona (Considerar el cálculo del muro ya que si no se realiza correctamente pudiera fallar el talud con todo y muro).
- Reubicación de las casas que se encuentran al borde del talud, hacia la carretera.

Conclusiones

En la valoración de inestabilidad de laderas en los municipios de San Marcial Ozolotepec, Santa María Ozolotepec y San Miguel Suchixtepec en el estado de Oaxaca, los factores geotécnicos, topográficos, hidrológicos, geomorfológicos y ambientales jugaron un papel determinante. Ya que estas áreas de estudio son fundamentales para el análisis de laderas.

Esta valoración se hizo mediante:

- Caracterización de fallas, discontinuidades, grietas, saltos de falla.
- Análisis de suelos (tipo, grado de meteorización, espesores, vulnerabilidad, uso)
- Presencia de agua o influencia de los cuerpos de agua en la inestabilidad de laderas
- Inclinación de los taludes
- Antecedentes de deslizamientos en la región

Con base en el trabajo en de campo se pudo determinar y recomendar:

- La presencia de suelos granulares sueltos con abundante presencia de agua, son suelos vulnerables a la erosión o que tienen una consistencia “blanda”, porque se reblandecen con la absorción de agua siendo un factor de riesgo.
- Recomendar a los pobladores los riesgos de la zona en donde habitan así como de una posible reubicación.

- Realizar estudios a mayor detalle en los ámbitos geomorfológicos, hidrogeológicos.
- Reglamentar la construcción de viviendas y asentamientos humanos, evitando zonas de alto riesgo por deslizamiento.
- Capacitar a las autoridades municipales y a la población civil sobre monitoreo, riesgo y vulnerabilidad por fenómenos meteorológicos.

En el estudio y análisis de inestabilidad de taludes se requiere de la aplicación de diversas ramas de la geología, como se pudo observar en este caso de estudio, están relacionadas unas con las otras y su debida aplicación e interpretación son fundamentales ya que a partir de estos datos se pueden realizar recomendaciones necesarias y sobre todo salvaguardar a los habitantes de dichas comunidades.

Bibliografía

1. Academia, Estructuras. 2018. Mayo 16. Recuperado de: http://www.academia.edu/8494000/10_ESTRUCTURAS
2. Apuntes de Geología Estructural, Pliegues-deformación plástica. 2018. Mayo 16. Recuperado de: <http://geovirtual2.cl/Geoestructural/gestr05a.html>
3. Arellano Gil Javier, Rolando de la Llata Romero, Marco Antonio Carreón Méndez, Wendy Vanesa Morales Barrera y Juan Carlos Villareal Morán. *Ejercicios de Geología Estructural. México*, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2002, 166p.
4. Arellano Gil Javier. 2012. *Apuntes de Geología del Petróleo*. Facultad de Ingeniería UNAM.
5. Arrieta Gerardo. 2012 Presentaciones del curso a nivel licenciatura de Petrología Ígnea. Facultad de Ingeniería UNAM.
6. Avendaño López Eduardo. 2018. *Calculo del gradiente de Curí a través de magnetometría aérea con fines de exploración geotérmicas en el Occidente de México*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. (en proceso)
7. Best Myron G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell. United Kingdom. P.729.
8. Cecilia Caballero Miranda. 2017. Presentación de medición de planos geológicos con brújula. Instituto de Geofísica. UNAM.
9. Centeno Elena. 2011. Presentaciones del curso a nivel licenciatura de la materia de Tectónica. Facultad de Ingeniería. UNAM.
10. Cervený, K. Davies, R. Kaufman, P. Knipe, R. Krantz, B. (2005) Menor incertidumbre con el análisis de fallas que actúan como sello. *Oilfield Review*, 42-57
11. Chávez Aguirre José María. 2006. *Geotecnia. Comisión Federal de Electricidad*, UNAM, Facultad de Estudios Superiores Acatlan. 2006. 388 P.
12. Chávez Álvarez Jazmín María. 2012. *Condiciones físicas de emplazamiento del enjambre de diques de Nanchititla, sur de México: estudio mediante modelos analógicos*. Tesis de doctorado. Posgrado de Ciencias de la Tierra. UNAM.
13. Dávila Serrano Moisés. 2016 Presentaciones del curso a nivel licenciatura de Geología aplicada a la Ingeniería Civil. Facultad de Ingeniería UNAM.
14. Domínguez Trejo Isabel. 2014. Presentaciones del curso a nivel licenciatura de Estratigrafía. Facultad de Ingeniería UNAM.
15. Fossen Haakon. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. United Kingdom. 457p.
16. geology rocks & minerals, igneous rocks. 2018. Mayo 16. Recuperado de: https://flexiblelearning.auckland.ac.nz/rocks_minerals/rocks/ignimbrite.html
17. geology rocks & minerals, metamorphic rocks. 2018. Mayo 16. Recuperado de https://flexiblelearning.auckland.ac.nz/rocks_minerals/rocks/mylonite.html
18. geology.com. 2018, Mayo 16. Recuperado de: <https://geology.com/rocks/granite.shtml>

19. González de Vallejo I. Luis, Ferrer Mercedes, Ortuño Luis, Oteo Carlos. 2002. *Ingeniería Geológica*. Pearson Education. Madrid. 744 P.
20. Hewitt Paul G. 2004. *Física conceptual*. Novena edición. Pearson Education. México. 816p.
21. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).2003. Carta topográfica Jacala de Ledezma, Hidalgo, escala 1:20000.
22. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2018. Mayo) Recuperado de: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/imgpercepcion/ortofoto/>
23. John G. Ramsay y Martin I. Huber. *The techniques of Modern Structural Geology volumen 1: Strain Analysis*. 2003. Academi Press. Reino Unido.
24. Leyshon R. Peter, Lisle J. Richard. *Stereographic Projection Techniques in Structural Geology*, Butterworth Heinemann.104p.
25. Lisle J. Richard. 2004. *Geological Structures and Maps A Practical Guide*. Elsevier Butterworth- Heinemann. Third edition.106p.
26. Malven. E Lawrence.1969. *Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium*. Prentice Hall. Estados Unidos de Norte America. P.713
27. Martín Delgado Jordi, Benítez Padilla Francisco. 2002. Primera edición. *Prácticas de Ingeniería y Morfología del terreno, mapas geológicos y problemas geométricos*. E.T.S de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad de Coruña.237p.
28. Martínez Catalán José Ramon.2001.*Aplicaciones de la proyección estereográfica a la Geofísica*, cuarto curso de licenciado en Geología, Universidad de Salamanca. 1-16
29. Martínez Catalán Ramón José.2003. *Geología Estructural y Dinámica Global*. Departamento de geología Universidad de Salamanca. 377p.
30. Moores y Twiss. *La tectónica y la geología estructural tratan con el movimiento y deformación en la corteza de la tierra y el manto superior*.
31. Mori Laura. 2015 Presentaciones del curso a nivel licenciatura de Petrología Ígnea. Facultad de Ingeniería UNAM.
32. Moro Ingeniería, S.C. (2014).Estudio Hidrogeológico para evaluar el impacto ambiental que tendrá la construcción del tramo carretero Atizapán- Atlacomulco del km 35+000 al 65+000, municipio de Villa del Carbón. P.71
33. Nichols Gary. 1999. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Publishing. United Kingdom. P.355.
34. Oyarzun R. Doblás M. 2007. Auladospuntonet. Fallas y zonas de cizalla (parte 1): Aspectos generales. https://www.aulados.net/Geologia_yacimientos/Zonas%20de%20Cizalla/Fallas_Primer_Parte.htm
35. Padilla y Sánchez José Ricardo. 2013. *Geología Estructural*. Asociación de Ingenieros de Minas Metalurgistas y Geólogos de México AC.
36. Park R.G.1997. *Foundations of Structural Geology*. Nelson Thornes. United Kingdom. P.202.
37. Philpotts R. Anthony.1990. *Principles of Igneous and Metamorphic petrology*. Prentice Hall. New Jersey.498p.
38. Plataforma de apoyo a la docencia presencial. 2005. Capítulo 3 Fracturamiento. <https://www.u-cursos.cl/>

39. Proyecto PAPIME PE105211 Geometría Descriptiva Aplicada
40. Ragan M. Donal. 2009. *Structural Geology An Introduction to Geometrical Techniques*. Cambridge University Press. 4 edition. United Kingdom. 595p.
41. Ramos Rosique Aldo. 2016 Presentaciones del curso a nivel licenciatura de Petrología Ígnea. Facultad de Ingeniería UNAM.
42. Ramsay G. John, Huber I. Martin. 2003. *The techniques of Modern Structural Geology Vol.1: Strain analysis*. Academic Press. United Kingdom. 305 P.
43. Ramsey M. OilfieldGlossary Schlumberger. <http://www.glossary.oilfield.slb.com/>
44. Rodríguez García Manuel. 2012. *Geología Estructural. Esfuerzos y deformación de las rocas. Deformación dúctil: los pliegues y sus tipos*. Research Gate. 25P.
45. Rojas Alcántara Carolina. 2010. *Origen, evolución e importancia económica de la Cuenca Salina del Istmo*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
46. Rowland M. Stephen, Duebendorfer M. Ernest, Schiefelbein M. Ilsa. 2003. *Structural Analysis and Synthesis a laboratory course in structural geology*. Blackell Publishing. USA. 297 p.
47. Schaaf Peter, Stimac Jim, Siebe Claus, Macías José Luis. 2015. *Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central México*. Journal of Petrology. Vol. 46. 1243-1282 P.
48. Secretaria de comunicación y Transporte y la Dirección General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM (SCT y DGCD-CC). (2014). Estudio geológico del tramo km. 578+000 al 602+534.17 de la modificación del trazo de la autopista Tijuana-Ensenada. p.46
49. Secretaría de gobernación, Coordinación Nacional de Protección Civil y el Centro Nacional de Desastres. (2013). Inestabilidad de laderas municipios de San Marcial Ozolotepec, Santa María Ozolotepec y San Miguel Suchixtepec, Oaxaca. P. 22
50. Solís Rodolfo, Nolasco Jesús, Victoria Ángel. 1984. *Geometría analítica*, UNAM. 197p.
51. Tarbuck, E.J. Lutgens, F.K y Tasa, D. 2005. *Ciencias de la Tierra una Introducción a la Geología Física*. Octava edición. Pearson Educación S.A. Madrid. 736p.
52. Tejada Guerra Manuel, Campos Figueroa Silvia. 2004. *Geometría Analítica*, Mc Graw Hill. México. 351p.
53. Tolson Gustavo. *Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas*, Departamento de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM.
54. Trabajo práctico N°9. Reconstrucción de secciones plegadas. 2018. Mayo 16. Recuperado de: <http://ecaths1.s3.amazonaws.com/geoestructuralunt/673395924.TP%2008%202016.pdf>
55. Twiss J. Robert, Moores M. Eldridge. 1992. *Structural Geology*. USA. 532 P.
56. Vázquez Macías José Luis, Nuñez Carrasco Gerardo, Granados Delgado Hugo, Del Pozzo Martin Ana Lillian, Grabach Siebe Claus, Hoblit P. Richard, Sheridan F. Michael, Tilling I. Robert. (1997) Instituto de Geofísica.
57. Venegas Mora Martin Roberto. 2010. *Evaluación petrolera de la Cuenca Salina del Istmo*. Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
58. Vera Ocampo Miguel Ildefonso. Presentaciones del curso a nivel licenciatura de la materia de Petrología Sedimentaria. Facultad de Ingeniería. UNAM.

59. Vich Babín Rosa Blanca, Ortiz Gómez David.2010. *Problemas de Geología Estructural Rotaciones*, Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid.17p.
60. Vich Babín Rosa Blanca, Ortiz Gómez David.2010. *Problemas de Geología Estructural Pliegues*, Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid. 29p.