



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Fundamentos de Geología Petrolera

INFORME DE ACTIVIDADES PROFESIONALES

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Vega Cortes Luis Ivan

ASESOR DE INFORME

Ing. Javier Arellano Gil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023

Dedicatoria

Quiero dedicar este trabajo final que me acredita como Ingeniero Geólogo a mis padres, a Martha Cortes y José Luis Vega que me dieron la vida. A pesar de que las cosas nunca fueron tan fáciles, ellos siempre han estado conmigo y me apoyaron en todo este camino y lo que está por venir.

Una dedicatoria especial a tres personas que me observan desde el cielo y que siempre me quisieron ver crecer. Mis abuelos José Cortes y Consuelo Badillo que me enseñaron a que la vida es bella. A mi tío y padrino Carlos Cortes, una vez me dijiste que estarías conmigo hasta estar titulado, sé que te fuiste antes al cielo, pero siempre vivirás en mi corazón y estarás aquí conmigo.

A mi abuelita Chachis que a pesar de la distancia y que casi no nos podemos ver, sé que estoy en tus oraciones y siempre vas a querer lo mejor para mí.

Este trabajo me lo dedico a mí por ser tan fuerte en momentos complicados, toda mi etapa universitaria no fue la mejor en lo emocional, el vivir con trastorno mixto de ansiedad y depresión me hacía muchas veces querer rendirme y dejar todo, pero al final se logró y esta etapa de mi vida se concluye. Mi niño interior y yo estamos orgullosos de todo el trabajo logrado hasta ahora.

Agradecimientos

En primera instancia quiero agradecer al Colegio de Ingenieros Petroleros de México (CIPM) por abrirme las puertas y permitirme desarrollar este proyecto que me permite acreditarme como Ingeniero Geólogo. En especial al Doctor Carlos Avendaño y a mis compañeros de mi centro de trabajo Aranza Ramírez, Jesús Cruz, Mercedes Castillo, Jessica Jiménez, Darío Cruz y Hugo Razo que me apoyaron y acompañaron en este proceso.

Ha sido un camino muy largo para llegar a donde estoy ahora, sin embargo, a mi alrededor han existido muchas personas que me han dado mucho apoyo y consuelo para seguir avanzando.

Quiero agradecer a mis padres por darme la vida y todo el apoyo que estuvo en sus manos para llegar a donde estoy y por tener a mis hermanos Emma Vega y Javier Vega que siempre están conmigo, por siempre apoyarme y estar a mi lado.

Agradecer a mis primos Rebeca Cortes, Emmanuel Cortes, Angela Palencia, Elizabeth Cortes, Omar Cortes, Isaac Cortes, Damaris Cortes, Paul Rivera, David Arévalo, Miguel Arévalo y Michelle Vega que le han dado mucho sentido a mi vida con todos sus consejos, momentos compartidos juntos y apoyo incondicional, también a mis sobrinos Emiliano, Valeria y Natalia por contagiarme de alegría.

Agradecer a mis tíos que siempre me han dado muestras de apoyo y que me han motivo a seguir adelante, en especial a Sofia Cortes, Martin Cortes y Claudia Diaz.

Un apoyo incondicional que siempre recibí durante toda mi etapa como universitario y hasta la actualidad ha sido por parte de mis amigos Pedro Corona, Rodolfo Godínez, Nadia Alvarado, Fátima García, Mireya Martínez, Fernando Carmona, Alejandra Santiago, Danyeli Bautista, Elizabeth Estrada, Juan Lima, Margarita Acosta.

Agradecer a la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por permitirme está en esta gran universidad y poder formarme como Ingeniero, a mis profesores que cada semestre nos compartías sus conocimientos y experiencias, en especial a la Maestra. Yoalli Hernández que durante gran parte de mi etapa de estudiante me apoyo demasiado. Además, quiero agradecer al Ing Javier Arellano por ser mi asesor y trabajar en conjunto para que este trabajo sea posible.

Índice

Resumen.....	1
Abstrac	2
Generalidades.....	3
1. Introducción.....	5
1.1. Importancia de las Ciencias de la Tierra.	5
1.2. Geología y su relación con otras ciencias.	6
1.3. Origen del universo y del planeta Tierra.....	7
1.4. Abundancia de los elementos.	8
1.5. Estructura interna de la Tierra.....	9
2. Tiempo geológico	12
2.1. Escala del tiempo geológico.....	12
2.2. Clasificación estratigráfica.....	16
2.3. Correlación estratigráfica	18
3. Minerales y rocas	19
3.1. Minerales y su importancia.....	19
3.2. Estructuras cristalinas	24
3.3. Minerales formadores de roca.....	26
3.4. Ciclo de las rocas.....	28
4. Rocas ígneas	31
4.1. El magma y su origen.....	31
4.2. Clasificación de rocas ígneas.....	39
4.3. Rocas ígneas extrusivas y sus estructuras	41
4.4. Rocas ígneas intrusivas y sus estructuras	46
5. Rocas metamórficas	50

5.1.	Metamorfismo.....	50
5.2.	Tipos de metamorfismo.....	51
5.3.	Clasificación de rocas metamórficas.....	55
6.	Rocas sedimentarias.....	59
6.1.	Origen de los sedimentos.....	59
6.2.	Meteorización, tipos y formas de transporte.....	60
6.3.	Depósito de sedimentos y sus características.....	67
6.4.	Clasificación de rocas sedimentarias.....	76
6.5.	Rocas sedimentarias detríticas.....	79
6.6.	Rocas sedimentarias químicas.....	85
7.	Ambientes sedimentarios.....	90
7.1.	Ambientes continentales.....	91
7.2.	Ambientes mixtos.....	96
7.3.	Ambientes marinos.....	100
8.	Estratigrafía.....	104
8.1.	Estratos y láminas.....	104
8.2.	Estratificación.....	105
8.3.	Principios estratigráficos.....	113
8.4.	Unidades estratigráficas.....	117
8.5.	Límites entre unidades estratigráficas.....	120
8.6.	Estratigrafía de secuencias.....	125
9.	Geología estructural.....	129
9.1.	Esfuerzo.....	130
9.2.	Deformación.....	131
9.3.	Orientación de las estructuras.....	133
9.4.	Fallas.....	143
9.5.	Pliegues.....	148
9.6.	Estructuras salinas.....	151

10. Placas tectónicas	153
10.1. Consideraciones generales.....	153
10.2. Dinámica interna de la Tierra	159
10.3. Limites Divergentes.....	161
10.4. Limites Convergentes	163
10.5. Limites transformantes.....	166
10.6. Cuenca sedimentaria y su clasificación	167
11. Yacimientos convencionales.....	172
11.1. El petróleo y su importancia.....	172
11.2. Roca generadora	174
11.3. Roca almacenadora	178
11.4. Roca sello	180
11.5. Migración	180
11.6. Trampas petroleras	182
11.7. Sincronía.....	187
12. Yacimientos no convencionales.....	188
12.1. Aceite en lutitas.....	191
12.2. Gas en lutitas	192
12.3. Gas en mantos de carbón.....	196
12.4. Hidratos de Metano.....	198
12.5. Arenas compactas con gas y/aceite.....	199
12.6. Areniscas-lutitas bituminosas.....	200
Conclusiones.....	202
Referencias bibliográficas.....	205

Resumen

El estudio de las Ciencias de la Tierra ha sido fundamental para la evolución del ser humano, ya que en la Corteza Terrestre es de donde se obtienen importantes recursos naturales como el petróleo, minerales, materiales de construcción, agua para consumo humano y otros recursos naturales que han contribuido al avance tecnológico y científico, con lo que se ha mejorado la calidad de vida del ser humano. La Geología es la ciencia que estudia cómo se formó la Tierra, cómo ha sido su evolución, cuáles son los procesos que han ocurrido a lo largo de su historia y donde se tienen los recursos naturales del subsuelo que satisfacen a una sociedad muy demandante.

Una de las áreas de aplicación de la Geología es en la industria petrolera, ya que los geólogos y geofísicos al tener conocimientos de cómo se formó, como evolucionó la Tierra y al obtener imágenes del subsuelo se encargan de determinar las posibles zonas donde se tienen acumulaciones de hidrocarburos y al realizar estudios más detallados, se pueden determinar puntos específicos para llevar a cabo la perforación de pozos con lo que se pueden recuperar tanto hidrocarburos convencionales como no convencionales. Esta última actividad, junto con el desarrollo de los yacimientos y el transporte de los mismos son parte de lo que hace un ingeniero petrolero, quien debe de tener bases sólidas de Geología y Geofísica para aplicarlos y lograr mejores resultados.

Para entender cuáles son los elementos y procesos que dan lugar a un yacimiento de hidrocarburos, es necesario estudiar los conceptos básicos y fundamentales de la Geología, partiendo de conocer la estructura de la Tierra, conocer la magnitud del tiempo geológico, como son los procesos que dan origen a los diferentes tipos de rocas, como realizar análisis regionales de una zona; conocer cuáles son los mecanismos que deforman las rocas y forman grandes cadenas montañosas o cuencas sedimentarias. Conocer los ambientes sedimentarios y los procesos sedimentológicos que contribuyen al relleno de las cuencas, además de otros parámetros naturales que ocurren en el planeta y que tienen que ver con el origen del petróleo, su concentración en sitios específicos, es decir, los yacimientos y los campos petroleros.

En este trabajo se tratan los aspectos más relevantes de la Geología con el que se pretende apoyar a los estudiantes de Ingeniería petrolera y a los profesionistas de Ciencias de la Tierra interesados en conocer lo más relevante de la génesis del petróleo y los procesos que dan lugar a los yacimientos que se pueden explorar y explotar.

Abstrac

The study of Earth Sciences has been fundamental to the evolution of human beings, since important natural resources such as oil, minerals, building materials, drinking water, and other natural resources that have contributed to technological and scientific advancement are obtained from the Earth's crust, improving the quality of life of human beings. Geology is the science that studies how the Earth was formed, how it has evolved, what processes have occurred throughout its history, and where the subsurface natural resources that satisfy a very demanding society are located.

One area of application of geology is in the oil industry since geologists and geophysicists know how the Earth was formed and evolved. These professionals are responsible for determining possible areas where hydrocarbon accumulations are located and by carrying out more detailed studies, specific points can be determined to carry out drilling of wells with which both conventional and unconventional hydrocarbons can be recovered. This last activity, together with the development of deposits and their transportation, is part of what a petroleum engineer does, who must have solid foundations in Geology and Geophysics to apply them and achieve better results.

To understand the elements and processes that give rise to a hydrocarbon deposit, it is necessary to study the basic concepts of Geology, starting with understanding the structure of the Earth, knowing the magnitude of geological time, how the processes that give rise to different types of rocks occur, how to carry out regional analysis of an area; knowing what mechanisms deform rocks and form large mountain chains or sedimentary basins. Knowing the sedimentary environments and sedimentological processes that contribute to filling basins, in addition to other natural parameters that occur on the planet and that have to do with the origin of oil, its concentration in specific sites, that is, deposits and oil fields.

This project deals with the most relevant aspects of Geology which is intended to support petroleum engineering students and Earth Science professionals interested in knowing the most relevant aspects of the genesis of oil and the processes that give rise to deposits that can be explored and exploited.

Generalidades

La cadena de valor de la industria petrolera se divide en tres partes, “upstream”, “midstream” y “downstream”, siendo el “upstream” lo correspondiente a la exploración y perforación de pozos, el “midstream” está enfocado a la explotación del yacimiento, transporte y almacenamiento del gas y/o aceite y por último el “downstream”, donde se tiene la refinación y comercialización de los hidrocarburos.

De tal forma que un ingeniero petrolero dentro de sus principales actividades tiene que ver con la perforación de pozos, producción, caracterización de los parámetros del yacimiento, distribuir y almacenar los hidrocarburos, además de realizar evaluaciones económicas, es decir, está involucrado en toda la cadena de valor, con excepción de la exploración.

Por lo cual, para tener una formación integral y un conocimiento más amplio de toda la cadena de valor, es preciso que el ingeniero petrolero deba tener conocimientos sobre los fundamentos de geología que son necesarios para la exploración de los hidrocarburos, además, el tener conocimiento sobre los fundamentos de geología ayudan a optimizar los métodos de perforación, producción y conseguir una mejor caracterización de los parámetros de un yacimiento.

Esta es una de las razones por la cual nos dimos a la tarea de elaborar un documento sobre los conceptos básicos de geología que ayudará a los estudiantes y profesionistas de ingeniería petrolera o a cualquier área de Ciencias de la Tierra que tenga interés en temas de geología aplicada en proyectos petroleros. De tal forma que el material bibliográfico tiene la finalidad de ser una guía práctica, donde se utiliza un lenguaje sencillo y con la ayuda de imágenes se puedan ejemplificar conceptos geológicos complejos.

Por otro lado, una de las actividades fundamentales del Colegio de Ingenieros Petroleros de México A.C (CIPM), es el promover la investigación científica e innovación tecnológica en materia de Ingeniería Petrolera mediante publicaciones útiles y de interés para la comunidad de Ciencias de la Tierra. Por lo cual, se tienen diferentes escritos publicados con el sello editorial del CIPM y para cumplir con las actividades del CIPM se tiene la necesidad de escribir material didáctico para contribuir con material bibliográfico actualizado y en español que aborde con

rigurosidad los principales temas de geología relacionados con la ingeniería petrolera.

Para construir el temario de este libro se analizaron los planes de estudio de diversas universidades que imparten la carrera de Ingeniería Petrolera, de esta manera se identificaron cuáles son los conocimientos que se le otorgan al estudiante durante su formación académica y así se elaboró el índice general y detallado a desarrollar. El material bibliográfico pretende reforzar los conocimientos que ya han adquirido y complementar los conocimientos que son fundamentales dentro de la industria petrolera, como lo son los procesos de sedimentación, características de las rocas sedimentarias, diagénesis, ambientes de depósito, estratigrafía, tectónicas de placas y cuencas sedimentarias.

1. Introducción

1.1. Importancia de las Ciencias de la Tierra.

En la actualidad el hombre se encuentra en una era de gran progreso, donde se tienen avances tecnológicos que hace años eran inimaginables, sin embargo, todos los conocimientos científicos y la innovación tecnológica, tienen a sus pioneros que partieron de una idea, de una necesidad de realizar una actividad con mayor facilidad o simplemente por curiosidad. Es así como las ciencias que conocemos se empezaron a formar y a desarrollar, ya que las personas querían conocer más sobre las plantas, los animales, sobre la luz, las estrellas, el fuego, la materia, el mar, el cuerpo humano, el comportamiento de las personas, los sismos, las montañas, las rocas, el agua, el fuego, los volcanes, el origen de las cosas, etc.

El planeta Tierra es un sistema dinámico, es decir, siempre está en constante movimiento y como resultado, en constante cambio, que en algunos casos llega a ser imperceptible como el movimiento de los continentes y en otras ocasiones, ocurren cambios bruscos y notables como la erupción de un volcán, el deslizamiento de taludes, el movimiento provocado por los sismos, entre otros (Figura 1.1). La Geología estudia el planeta Tierra, la evolución que ha tenido y sus procesos que causan modificaciones, en los en los que se involucran la formación de los recursos naturales como los hidrocarburos, minerales, agua, materiales de construcción, etc.

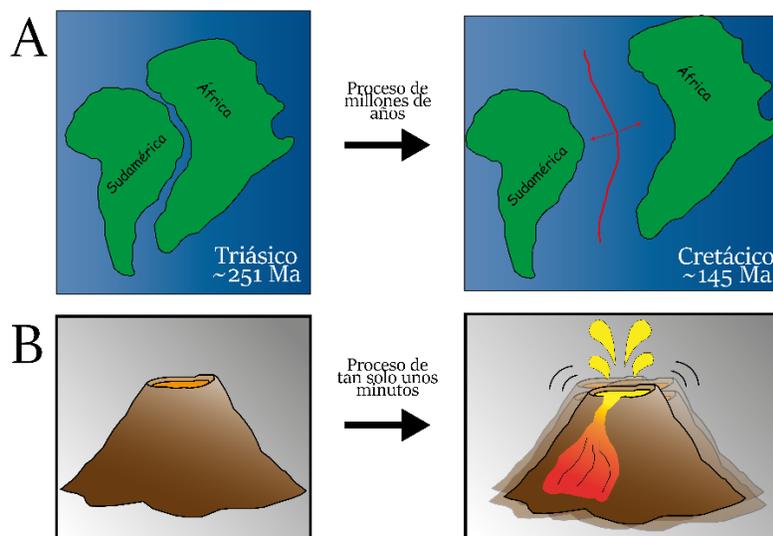


Figura 1.1 Diferencia temporal de dos procesos geológicos. (A). La apertura del océano Atlántico empezó aproximadamente en el Triásico (~251Ma) y es un evento que sigue ocurriendo. (2). Los derrames de lava de cualquier volcán pueden durar solo un par de minutos, horas, días o años.

Una dinámica simple para entender la importancia de la Geología consiste en analizar el origen de lo que está en una habitación, ya que en algunas partes de la construcción o en algunos objetos que utilizamos de forma cotidiana se aprecia una relación directa con el recurso natural, como son las varillas, cemento, ladrillo, azulejo, la puerta de metal, los cristales, instalación eléctrica, entre otros materiales que se usaron en la construcción o en la elaboración de los artículos electrodomésticos. Por otro lado, al ver los muebles de madera, la ropa, la sala, un colchón, etc., estos provienen de materia prima que fue obtenida de los árboles, los minerales o, los hidrocarburos, que al ser procesados en la industria proporcionan satisfactores muy importantes para la sociedad.

Todo lo que tenemos a nuestro alrededor proviene de la naturaleza, en gran parte como recursos naturales del subsuelo que son estudiados por las Ciencias de la Tierra, de ahí la importancia del estudio de la Geología, la Geofísica y sus procesos, ya que con dichos conocimientos podemos explorar y explotar recursos naturales como los minerales, agua, petróleo, etc.; además de conocer las características del terreno para optimizar la vida útil de una construcción civil (carreteras, puentes, presas, grandes edificios, etc.); o estudiar y disminuir los riesgos geológicos ocasionados por las erupciones volcánicas, la sismicidad, deslizamiento de taludes, etc.

1.2. Geología y su relación con otras ciencias.

La geología es una ciencia encargada de estudiar los procesos que modifican la superficie terrestre, su composición química, así como sus partes que componen al planeta Tierra, sus recursos, su origen y su evolución donde se involucran conceptos de otros campos de estudio como lo es la Física, Química, Biología, Paleontología, Mecánica, Termodinámica, Matemáticas, las Ciencias sociales, etc.

Conocer cómo se forman los minerales y rocas, involucra reacciones químicas y procesos termodinámicos, por otro lado, el conocer los procesos que rompen las rocas y el transporte de los fragmentos mediante corrientes de agua, de aire, la gravedad, etc., es donde se tiene relación principalmente con la Física. Otro ejemplo, son los esfuerzos que causan la deformación de las rocas que originan montañas y depresiones topográficas se relacionan con la física, particularmente la Mecánica (Geomecánica, Mecánica de rocas, Mecánica de suelos). La actividad biológica es otro factor que modifica la superficie terrestre y que se relaciona con otros procesos, como es la formación de hidrocarburos (gas y aceite) y carbón

mineral. Existe una amplia cantidad de ejemplos donde podemos observar la relación de la geología con otras ciencias y con la ingeniería.

El trabajo en Ciencias de la Tierra se realiza en conjunto con otras profesiones, por lo que existe una estrecha relación entre la geología, la geofísica, la ingeniería petrolera, la ingeniería de minas y otras áreas afines. El objetivo primordial es la exploración y explotación de los recursos naturales del subsuelo, principalmente yacimientos de petróleo, acumulaciones de minerales o cuerpos de agua para el consumo humano, siempre cuidando del medio ambiente. En la industria petrolera, por ejemplo, la información recabada por geólogos y geofísicos permite encontrar yacimientos de hidrocarburos líquidos o gas natural, que el ingeniero petrolero explota utilizando las mejores herramientas y desarrollos tecnológicos.

1.3. Origen del universo y del planeta Tierra.

Para entender de forma integral al planeta Tierra, debemos conocer cuáles fueron sus inicios, partiendo con la formación del propio Universo. No existe una fecha exacta de cuándo se formó todo, inclusive son diversas las teorías que explican su origen, sin embargo, la teoría del Big Bang es la más aceptada. Esta teoría postula que todo comenzó hace más de 13,000 millones de años con una gran explosión que dispersó polvo cósmico y gases en todas direcciones, siendo estos los elementos que sirvieron de materia prima para que se formaron las estrellas, galaxias y demás componentes que existen en el Universo (Torres, 2015).

No se tienen evidencias directas sobre la historia del universo, considerando que la información disponible que se ha recopilado ha sido mediante el estudio de meteoritos y observaciones de los cuerpos celestes. El origen del Sistema Solar y la formación de estrellas se explica mediante la hipótesis de la nebulosa primitiva, que por acción de la gravedad se empezó a condensar el polvo cósmico y los gases que se encontraban en la nebulosa, la cual comienza a girar y aumentar su temperatura dando como resultado un protosol.

Además de la concentración de polvo cósmico y gases en el centro de la nebulosa, ocurrieron reacciones químicas y procesos termodinámicos a gran escala, también ocurrieron otras acumulaciones menores en otras zonas de la nebulosa, las cuales se convirtieron en planetas, dichas acumulaciones se conocen como planetesimales, que con el aumento de materia por acción de la gravedad pasaron a ser protoplanetas (Figura 1.2). Una vez condensada toda la materia presente en

la nebulosa es como da origen el sistema solar que, en nuestro caso, se formó hace 4560 millones de años aproximadamente (Yagual, 2015).

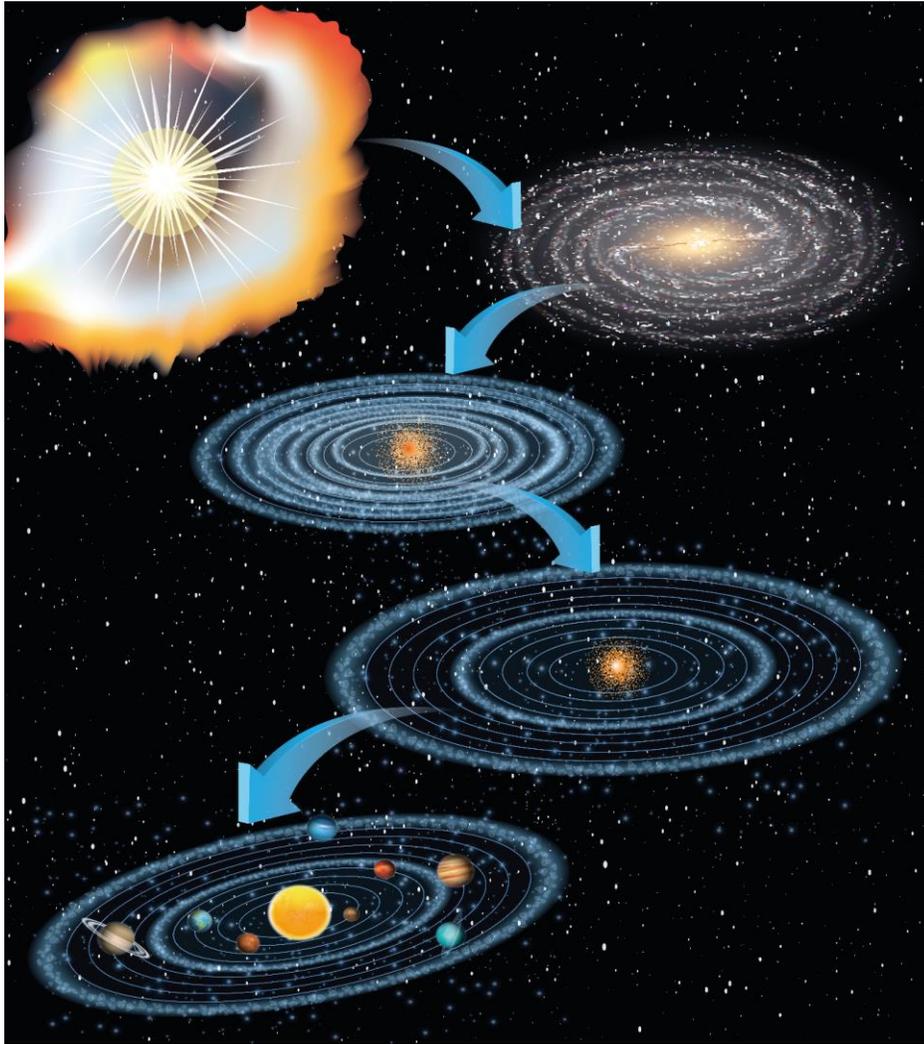


Figura 1.2 Origen del sistema solar. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

1.4. Abundancia de los elementos.

Todos los elementos químicos de la tabla periódica que se conocen no aparecieron desde el inicio del universo, el polvo cósmico y gases que comenzaron a expandirse luego del Big Bang eran moléculas principalmente de hidrógeno (H), helio (He) y en menor medida de litio (Li), berilio (Be) y boro (Bo). Las primeras estrellas o de primera generación, se componían de los elementos descritos, sin embargo, en el interior de las estrellas se producían reacciones químicas como la nucleosíntesis que dieron como resultado nuevos elementos químicos que, al momento de explotar y morir la estrella, estos elementos se dispersan en todo el universo. De acuerdo

con Trigo (2010), al analizar la química de los meteoritos, se ha determinado que nuestro sol es de tercera generación.

La composición química de la Tierra nos presenta un panorama de aparente simplicidad, en el que la composición puede resumirse con unos cuantos elementos, ya que el hierro, oxígeno, silicio y magnesio, representan alrededor de 92% del planeta (Urrutia & Pérez, 2015). La superficie terrestre y el subsuelo corresponden a las principales zonas donde geólogos y geofísicos tienen acceso y realizan sus descripciones, donde predominan el oxígeno, silicio, aluminio y hierro, los que representan 88% de la corteza; además se tiene al calcio, sodio, potasio y magnesio, que abarcan aproximadamente el 11%. En total de los 8 elementos mencionados representan el 99% de la corteza, sin embargo, Tarbuck & Lutgens (2005) mencionan que es el 98% (Figura 1.3).

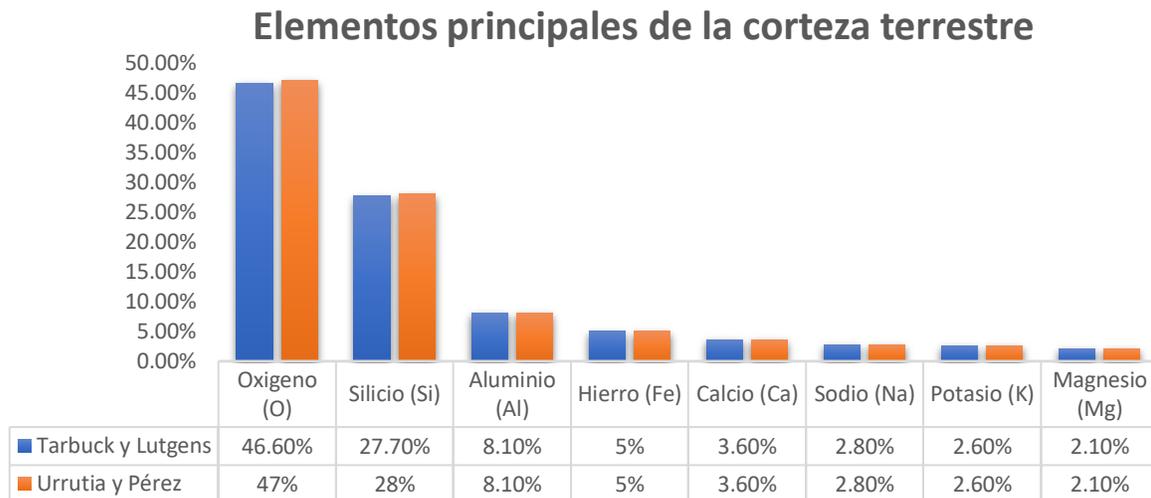


Figura 1.3 Principales de la corteza terrestre. Creado por los datos propuestos por Tarbuck & Lutgens (2005) y Urrutia & Pérez (2015).

1.5. Estructura interna de la Tierra.

Al momento de formarse el planeta, debido la energía liberada por la colisión de cuerpos celestes y la desintegración de elementos radioactivos aumentó la temperatura, que por diferencias de densidad ocasionaron una diferenciación de los materiales, por lo que el hierro fundido se movió al núcleo y en la superficie predominó roca fundida de menor densidad, que, al enfriarse formó la corteza primitiva (Tarbuck & Lutgens, 2005). Otra parte importante de la Tierra es el manto, que corresponde a la capa más gruesa, que se ubica entre el núcleo y la corteza.

De acuerdo con Centeno (2018) y Tarbuck & Lutgens (2005) es posible hacer una síntesis de las principales características de las capas de la Tierra (Figura 1.4) ya que se pueden tener diferentes clasificaciones. Como se menciona en el párrafo anterior, de manera general únicamente 3 capas (Figura 1.4 A), sin embargo, se pueden hacer otras subdivisiones de las 3 capas dependiendo de su composición química (Figura 1.4 B) o comportamiento mecánico (Figura 1.4 C).

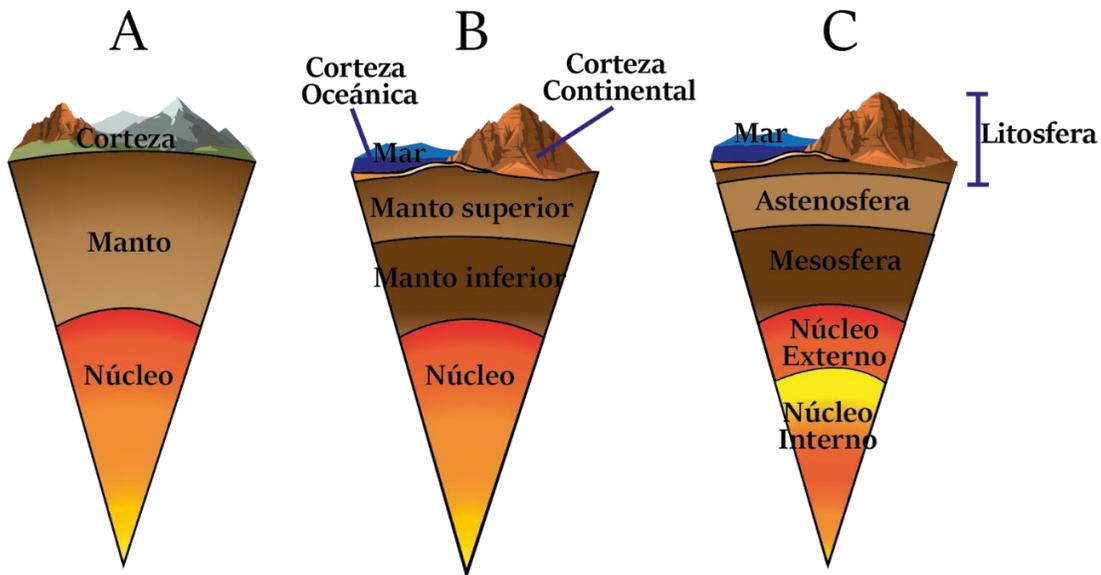


Figura 1. 4 (A) Capas de la Tierra, (B) Capas de la Tierra de acuerdo con su composición química, (C) Capas de la Tierra de acuerdo con su comportamiento mecánico.

Capas de la Tierra de acuerdo con su composición química (Figura 1.4 B):

La corteza se puede separar en dos grupos (oceánica y continental), ya que se tienen diferentes espesores y tipos de roca que la componen. La corteza continental tiene espesores que varían entre los 35-40 km, sin embargo, en zonas donde se tienen grandes montañas, el espesor supera los 70 km y tiene una composición intermedia a ácida, con rocas como la andesita y el granito. Por otro lado, la corteza oceánica es de composición básica con rocas basálticas y tienen espesores más delgados que varían entre los 5 y 7 km. Además, la corteza continental es más antigua que la oceánica, considerando que esta última tiene rocas de hace 1800 millones de años, mientras que en la corteza continental se tienen registros de rocas de más de 4,000 millones de años (Centeno, 2018).

El manto es una capa sólida que está por debajo de la corteza y alcanza una profundidad de 2,900 km, representa el 82% del volumen total del planeta y se divide en dos. El manto superior va de los 10 a los 600 km de profundidad, teniendo

minerales de Fe y Mg con rocas denominadas peridotitas; en comparación con el manto inferior que va de los 600 a los 2,900 km de profundidad, los minerales presentes son más cristalinos y compactos. Por último, se tiene al núcleo, conformado por aleaciones de hierro y níquel que se fueron concentrando al formarse el planeta, va desde los 2900 a los 6370 km de profundidad (Centeno, 2018).

Capas de la Tierra de acuerdo con su comportamiento mecánico (Figura 1.4 C):

Las capas de la Tierra se han caracterizado mediante métodos indirectos ya que no se tiene la tecnología necesaria para descender a grandes profundidades y tomar muestras, por lo que se hace uso principalmente de los métodos sísmicos, gravimétricos y magnéticos. En el primer caso, se aprovechan los sismos naturales, ya que mediante el estudio del comportamiento de las ondas sísmicas se interpreta la estructura interna de la Tierra, su composición y sus relaciones.

De acuerdo con los estos estudios sísmicos, se puede hacer otra clasificación del interior de la Tierra, la que toma en cuenta su comportamiento mecánico, que ha permitido dividir a la Tierra desde su superficie a la zona más profunda en litosfera, astenosfera, mesosfera, núcleo interno y externo. La litosfera conjunta a la corteza con la parte más superficial del manto, tienen un comportamiento de un cuerpo rígido, que se divide en varios segmentos conocidos como placas tectónicas; su espesor varía entre 70 y 200 km; siendo menor en las partes oceánicas y mayor cerca de las grandes montañas.

La astenosfera llega a profundidades de 600 km, pero por el aumento de presión y temperatura, deja de ser un cuerpo rígido, por lo cual, se caracteriza por tener un comportamiento plástico y viscoso que le da movilidad a la capa de la litosférica y en consecuencia causa el movimiento de las placas tectónicas. La astenosfera comprende al manto inferior, de los 600 a los 2900 km de profundidad, donde al aumentar la temperatura, se funde la capa, pero por el aumento de presión, se forma un cuerpo más compacto donde ocurren los movimientos convectivos.

El núcleo interno es una masa sólida de hierro y níquel que va de los 2,900 a los 5,100 km de profundidad, el cual se encuentra rodeado por el núcleo externo que es líquido y tiene la misma composición; va desde los 5.100 km a los 6.370 km de profundidad. La composición y dinámica del núcleo externo es la que produce el campo magnético terrestre.

2. Tiempo geológico

2.1. Escala del tiempo geológico

El tiempo es uno de los parámetros más relevantes en la historia de los seres humanos, por ejemplo, el horario en que consumimos los alimentos, el tiempo que empleamos para descansar, las frutas tienen una temporada donde son más abundantes, algunas plantas florecen mejor en primavera, otras no resisten al invierno; los últimos casos representan información primordial para los agricultores. Existen diversos ejemplos relacionados con el tiempo y los podemos encontrar en todas las áreas, desde el ámbito científico para medir el tiempo en los experimentos; en el área de ingeniería para calcular el tiempo que tarda en perforarse un pozo petrolero y extraer los hidrocarburos o ubicar los acontecimientos más relevantes de la historia de la humanidad, la historia de la Tierra, el tiempo en que se explota un yacimiento mineral, etc.

Una de las complejidades para comprender el tiempo geológico es dimensionar la magnitud del tiempo y los procesos relacionados; como estudiamos en el capítulo pasado, el planeta Tierra se formó hace aproximadamente 4560 millones de años, mientras que la vida promedio de una persona es de 70 años y se considera un lapso largo de tiempo.

En la actualidad una persona que no está relacionada con las Ciencias de la Tierra considera, por ejemplo, que la caída de las torres gemelas en 2001 es un evento viejo, la inauguración del Palacio de Bellas Artes en 1934 es algo antiguo; caso contrario, cuando se está relacionado con las Ciencias de la Tierra, donde por ejemplo, la formación de una parte importante del volcán Popocatépetl en el Cuaternario (730,000 años), es algo geológicamente reciente, en cambio el orógeno que dio origen a la Sierra Madre Oriental es algo geológicamente viejo, ya que en el territorio mexicano tuvo su mayor desarrollo entre los 90 y 50 millones de años (Ma) (Figura 2.1).

Cómo es el tiempo para... No geocientífico

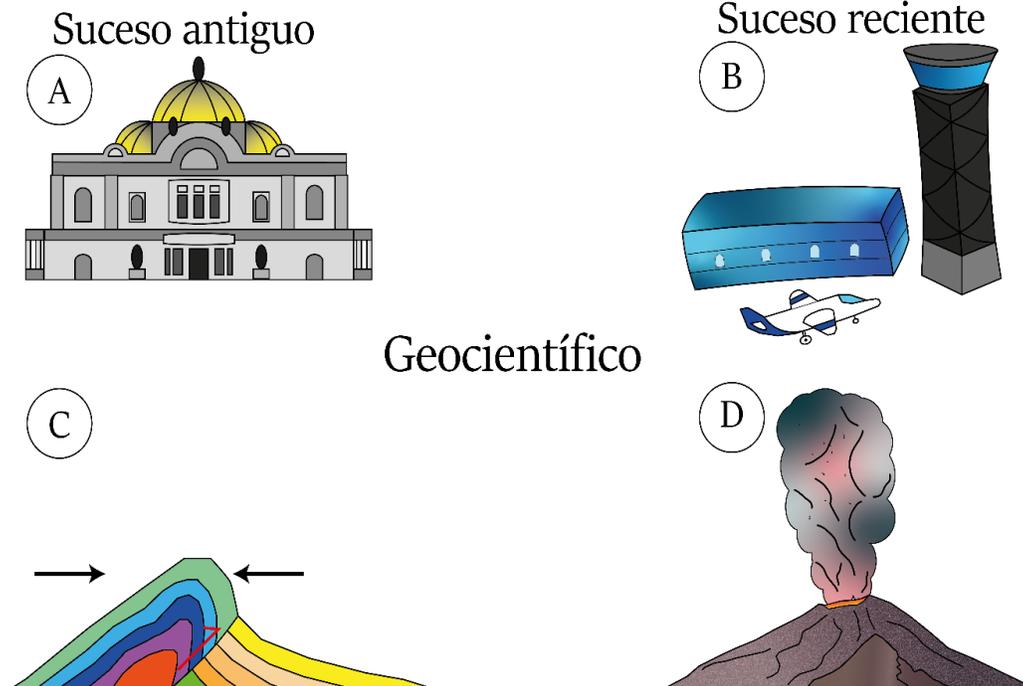


Figura 2.1 Complejidad del tiempo geológico. (A) la inauguración de Bellas Artes en 1934. (B) Inauguración del nuevo aeropuerto internacional AIFA en 2022. (C) Desarrollo de la Sierra Madre Oriental hace 90 a 50 Millones de años. (D) Formación de una parte importante del Popocatepetl hace 730 000 años.

La Tierra es un sistema dinámico que está en constante movimiento, por lo que la forma que tiene la corteza actualmente no es la misma de hace varios millones de años debido a los acontecimientos que han ocurrido a lo largo del tiempo; de forma análoga a un historiador que hace la recopilación de información de una sociedad, de cómo fue su evolución cultural, social, avances tecnológicos, cambios en la infraestructura, etc., acomodan toda esta información de forma cronológica.

En Ciencias de la Tierra y particularmente en geología, se hace una recopilación de los acontecimientos que han sucedido en la Tierra a partir del estudio de las rocas, los minerales, las estructuras y las secuencias estratigráficas; por lo que al analizar los datos se puede hacer la reconstrucción geológica de una región; un ejemplo corresponde con el origen y evolución de una cuenca sedimentaria; una forma de asignar una fecha o un intervalo a estos acontecimientos, se hace mediante el estudio del contenido fósil presente en las rocas que da una edad relativa y cuando se requiere una fecha exacta se realiza mediante fechamientos por métodos radioactivos utilizando isótopos (Alegret et al., 2001).

De esta forma y considerando los eventos importantes que han ocurrido a través del tiempo geológico en la Tierra, se elaboró la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (Figura 2.2) realizada y actualizada por la Comisión Internacional de Estratigrafía, la cual está dividida en eón, era, período, época y edad, sin embargo, no están divididos de forma igual, es decir, cada eón, era, período, época y edad no tienen el mismo intervalo de tiempo ya que se deben tener fundamentos que demuestren un cambio (Bonito et al., 2011).

Eón	Era	Período	Edad (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Actualidad
		Neógeno	2.58
		Paleógeno	23.03
	Mesozoico	Cretácico	66.0
		Jurásico	~145.0
		Triásico	201.3 ± 0.2
	Paleozoico	Pérmico	251.902 ± 0.024
		Carbonífero	298.8 ± 0.15
		Devónico	358.9 ± 0.4
		Silúrico	419.2 ± 3.2
		Ordovícico	443.8 ± 1.5
Cámbrico		485.4 ± 1.9	
Proterozoico	Neo-proterozoico	Ediacariano	541.0 ± 1.0
		Criogeniano	~635
		Toniano	~720
	Meso-proterozoico	Steniano	1000
		Ectasiano	1200
		Calymmiano	1400
	Paleo-proterozoico	Statheriano	1600
		Orosiriano	1800
		Rhyaciano	2050
		Sideriano	2300
Arqueano	Neo-arqueano	2500	
	Meso-arqueano	2800	
	Paleo-arqueano	3200	
	Eo-arqueano	3600	
	Hadeano	4000	
			~4600

Figura 2.2 Tabla cronoestratigráfica esquemática donde solo se muestran los eones, las eras y los periodos sin incluir la época y edad. Modificada de Cohen et al. (2015).

Podemos ver la diferencia entre la era Paleozoica y la era Mesozoica, mientras que la era Paleozoica tiene un intervalo de 288 millones de años y se divide en 6

periodos, siendo el más antiguo el Cámbrico que duró 56 millones de años, el Ordovícico 42 millones de años, el Silúrico 24 millones de años, el Devónico 61 millones de años, el Carbonífero 60 millones de años y el último periodo es el Pérmico que duró 46 millones de años. La era Mesozoica duró 186 millones de años y se divide en 3 periodos, Triásico que duró 51 millones de años, Jurásico 59 millones de años y por último la era Cretácica que duró 79 millones de años.

Para pasar de un eón a otro, de cuando existe un cambio de era, período, época o edad, se deben tener fundamentos geológicos que demuestren un cambio marcado en la evolución de la Tierra, aunque principalmente se hacen por la evolución de las especies, los eventos ocasionados por la tectónica de placas, los cambios climáticos y las extinciones masivas de la biota, entre otros aspectos relevantes.

Cada eón, era, período, época y edad desde la parte inicial del Precámbrico hasta el Cuaternario, tienen un conjunto de fósiles representativos, sin embargo; las primeras etapas de la Tierra es prácticamente imposible separarlo en periodo o época, dado que no se tiene un registro fósil o muestras de rocas tan antiguas (Alegret et al., 2001), ya que las primeras formas de vida que se tienen reportadas están en rocas de 3900 a 3500 Ma.

En la tabla del tiempo geológico se tienen 4 eones (Hadeano, Arcaico, Proterozoico y Fanerozoico) cuya palabra significa "periodo de existencia". La historia de la Tierra inició hace 4560 millones de años con el eón Hadeano que hace referencia al Dios griego Hades por la similitud del infierno que se describe como un lugar en llamas con el inicio del planeta, cuando se tenía una masa incandescente y todo era magma (Bonito et al., 2011).

El eón Arcaico empieza hace 3900 millones de años y se denomina de esta manera por el inicio de la vida con el surgimiento de las células procariotas, mientras que, en el eón Proterozoico, inicia hace 2500 millones de años con la evolución de las células procariotas a células eucariotas y la aparición de organismos unicelulares. A estos 3 eones (Hadeico, Arcaico y Proterozoico) en la Tabla Cronoestratigráfica los agrupan en un super eón denominado Precámbrico (Bonito et al., 2011).

Por último, se tiene al eón Fanerozoico que significa "vida visible", comienza hace 541 millones de años y continúa hasta la actualidad (Bonito et al., 2011), en este eón es donde se tiene más información de la Tierra, de su evolución, su biota, la distribución de los océanos y continentes, inclusive en la Tabla Cronoestratigráfica, este eón se tiene la clasificación de época y edad que todo el super eón Precámbrico

no tiene por falta de muestras de rocas que proporcionen la información. Además, en las rocas de este eón es donde se formaron importantes recursos naturales como carbón e hidrocarburos.

De igual forma que en los eones, las eras se dividen por acontecimientos importantes en el planeta, por ejemplo, en el eón Fanerozoico, se tiene el límite entre la era Paleozoica y Mesozoica que se distingue por una extinción de más del 90% de las especies derivado de grandes erupciones volcánicas en Siberia y otros eventos geológicos que causaron un importante cambio climático y en el caso del cambio de era del Mesozoico al Cenozoico se debe al impacto del meteorito “Chicxulub” en la península de Yucatán que provocó la extinción de aproximadamente el 65% de la biota (marina y continental), incluyendo a los dinosaurios (Morán, 2019).

Estudiar la Tabla Cronoestratigráfica Internacional es interesante y de mucho valor científico, a pesar de que no se tiene un registro estratigráfico continuo con ejemplares de rocas de todas las edades en una misma región que abarque toda la historia de la Tierra. Esto se debe a la dinámica de la Tierra que modifica la superficie terrestre, de tal forma que todo lo que conocemos no se creó al mismo tiempo, es decir, tendremos continentes o fragmentos de ellos geológicamente más antiguos que otros, cada uno tendrá una historia geológica diferente dando como resultado distintos tipos de materiales rocosos y estructuras.

2.2. Clasificación estratigráfica

La estratigrafía realiza el estudio de la historia de la Tierra y su desarrollo a través del tiempo geológico; involucra los procesos de observación, descripción e interpretación de las unidades de roca presentes; es una de las ramas más importantes para realizar una reconstrucción geológica de una zona, además de ser una herramienta común dentro de la industria petrolera al momento de perforar un pozo petrolero. Nos ayuda a acomodar los acontecimientos geológicos de forma cronológica, la que se representa de forma vertical en la denominada columna estratigráfica. El tema de estratigrafía será estudiado a mayor profundidad en el capítulo 8, sin embargo, para comprender mejor el cómo se construye la Tabla Cronoestratigráfica Internacional es importante mencionar lo más relevante.

Al realizar un estudio geológico podemos encontrar cuerpos de rocas inclinados, horizontales, verticales, intrusionados, desplazados, plegados etc., sin embargo, con ayuda de la estratigrafía podemos acomodarlos de forma secuencial. Partiendo

de una base que representaría los cuerpos de rocas más antiguas y subiendo en la columna serán más recientes (Figura 2.3).

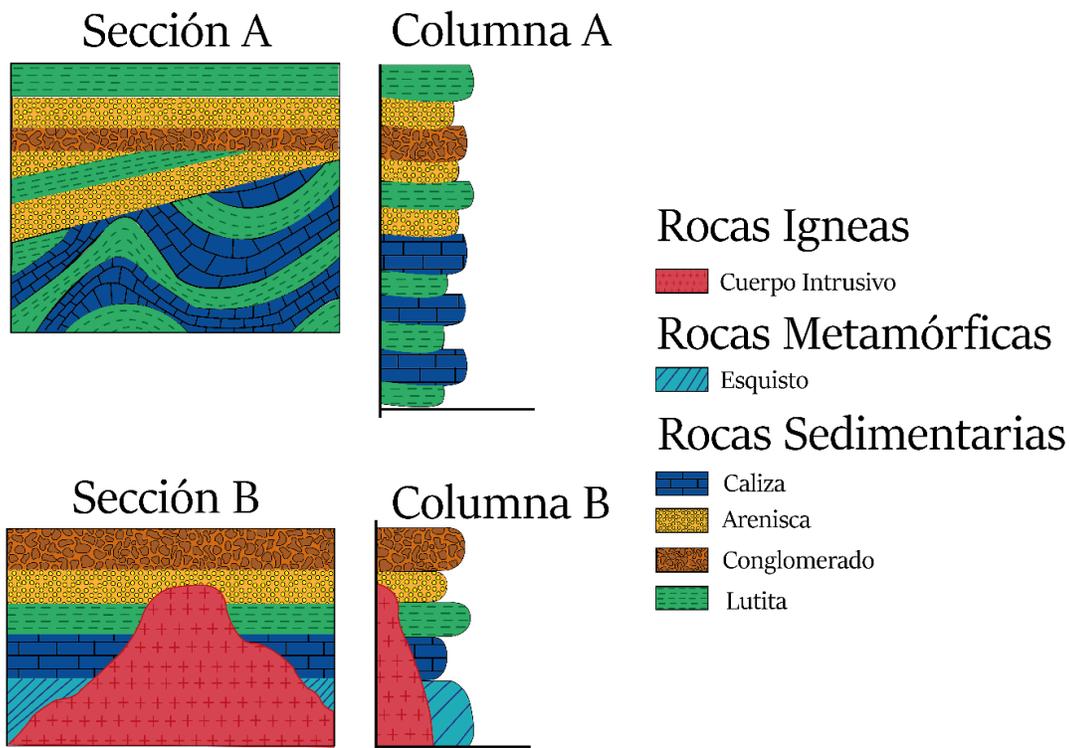


Figura 2.3 Se tienen la sección A y B que es cómo podemos encontrar las rocas en la naturaleza acompañada con su columna estratigráfica, de tal forma que se acomoda las rocas de forma cronológica, teniendo en la base las rocas más antiguas y en la cima las rocas más actuales.

Todo lo que se conoce en Ciencias de la Tierra hasta ahora, ha sido por el estudio de las rocas y los cinturones orogénicos. Toda la información valiosa que nos brinda una muestra de roca al aplicarle diferentes pruebas que se pueden realizar durante el trabajo de campo o en el laboratorio. De acuerdo con Ramos et al. (2008), se pueden obtener los siguientes parámetros: litología (tipo de roca), contenido de fósiles, polaridad magnética, propiedades eléctricas, reacciones sísmicas, composición química o mineralógica, etc.

Se puede realizar una clasificación estratigráfica de acuerdo con los parámetros estudiamos en la roca, por ejemplo, agruparlos porque tienen la misma respuesta a las ondas sísmicas, el mismo tipo de fósiles, la misma edad, el mismo tipo de roca, etc., De acuerdo con Ramos et al. (2008) se tienen 3 principales clasificaciones: 1) Litoestratigráfica, que se enfoca por el tipo de roca, 2) Bioestratigrafía, que hace referencia al contenido fósil y cuando se clasifican de acuerdo a su edad se denomina 3) Cronoestratigrafía.

Si tenemos dos rocas carbonatadas con presencia de fósiles, pero cada muestra tiene diferentes fósiles, no las podemos agrupar por su contenido fósil, pero si las podemos agrupar de acuerdo con el tipo de litología porque ambas rocas son carbonatadas, por otro lado, si tuviéramos una roca carbonatada y una roca detrítica con fósiles de un mismo ambiente de depósito, no podríamos agrupar las muestras por el tipo de litología ya que son diferentes, pero si por el contenido fósil.

2.3. Correlación estratigráfica

De acuerdo con Barragán et al. (2010) la correlación es un procedimiento para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica, es decir, dadas las características de una columna estratigráfica, se pueden encontrar similitudes que permiten correlacionar las unidades identificadas.

Se tienen diversas propiedades en las rocas, pero son 3 las principales para realizar una correlación, de forma similar a la clasificación estratigráfica, la litocorrelación relaciona unidades con litología y posición estratigráfica similares, la biocorrelación expresa similitud de contenido fósil y de posición bioestratigráfica, por último, se tiene a la cronocorrelación que expresa correspondencia en edad y en posición cronoestratigráfica (Barragán et al., 2010). En el caso de la Figura 2.4, hace referencia a una litocorrelación entre 3 columnas estratigráficas de zonas separadas.

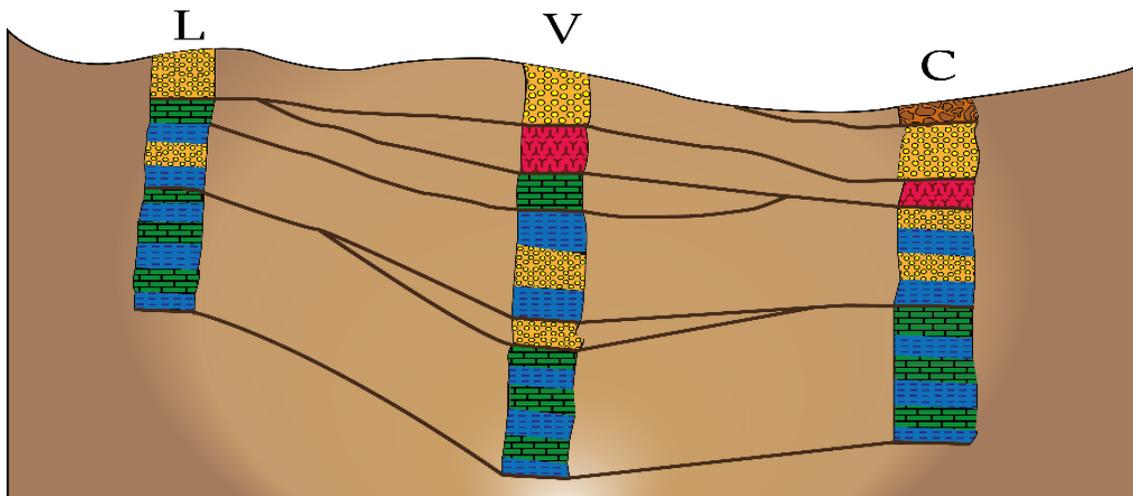


Figura 2.4 Ejemplo de correlación estratigráfica. Dado que dentro de las tres columnas estratigráficas hay litologías similares con una misma posición estratigráfica entonces es posible correlacionarlas lateralmente.

3. Minerales y rocas

3.1. Minerales y su importancia

Todo lo que vemos a nuestro alrededor proviene de la naturaleza y lo que está en ella tiene relación con el origen del Universo, el Sistema Solar, el planeta Tierra y su evolución. Para comprender a este sistema tan complejo, que se conforma de montañas, océanos, diversidad en el tipo de rocas, de recursos naturales, de flora y fauna, además de estructuras como lo son los volcanes, fallas, pliegues, domos y diapiros, debemos partir del conocimiento más básico y simple de toda materia existente en el Universo que son los átomos.

Un átomo se compone de un núcleo que contiene neutrones (carga neutra) y protones (carga positiva), alrededor de dicho núcleo se tienen electrones (carga negativa) que se encuentran girando; dependiendo del número de protones que tenga el átomo, será el elemento que represente. De acuerdo con Fernandes (2021) la tabla periódica de los elementos tiene un total de 118 elementos, de los cuales 80 son estables, 18 radioactivos y 20 son sintéticos, los que para su estudio están ordenados de manera creciente de número atómico, siendo el número atómico el número de protones que contienen el elemento, por ejemplo, el Silicio en la tabla periódica se representa como Si y tiene un número atómico de 14, es decir, 14 protones.

De tal forma que un átomo tendrá la misma cantidad de electrones y protones, que, en el caso del Silicio, al tener un número atómico de 14, se tienen 14 protones y 14 neutrones (Figura 3.1), sin embargo, siempre se tendrá la misma cantidad de protones, pero no siempre se tendrá la misma cantidad de electrones, es decir, cuando se tiene la misma cantidad de protones y electrones se dice que es un átomo, pero en el caso de que la cantidad de electrones y protones sea diferente se conoce como ion. Si un elemento pierde electrones, su carga será positiva al perder cargas negativas y se le denomina ion positivo o catión, caso contrario a cuando el elemento gana electrones, se tiene una mayor carga negativa y ahora se le denomina ion negativo o anión.

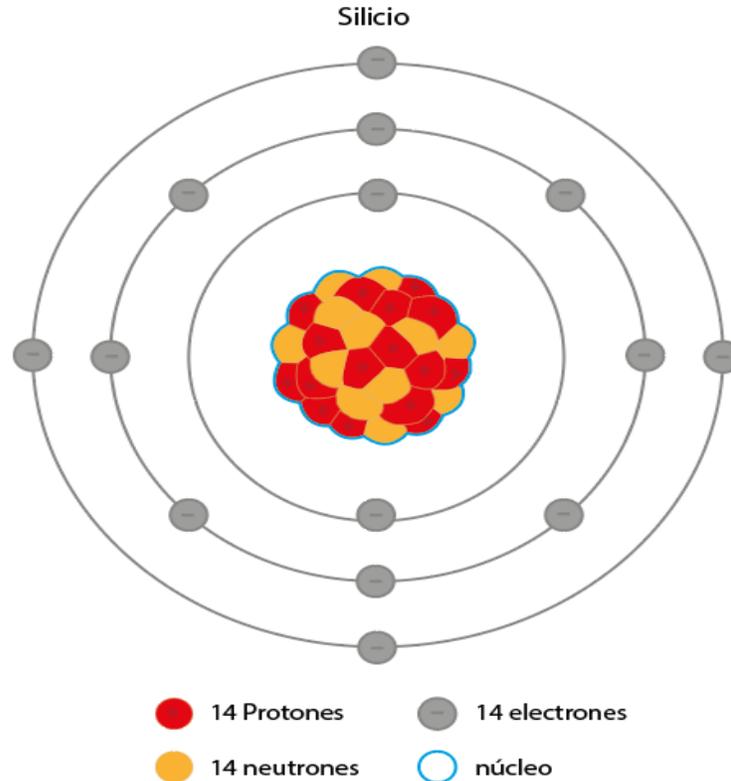


Figura 3.1 Átomo de silicio. Modificada de Rodriguez (2022).

Toda la materia que conocemos en el universo está compuesta de átomos que, dependiendo de las condiciones de presión y temperatura, la materia puede estar en estado sólido, líquido o gaseoso, por ejemplo, cuando se tienen presión de 1 atmósfera y la temperatura está por debajo de los 0°C , el agua (compuesta de H y O), está en estado sólido, por otro lado, cuando se tiene una temperatura mayor a los 0°C será líquido y pasando los 100°C estará en estado gaseoso.

Los átomos que conforman la materia pueden encontrarse solos sin asociarse con otros átomos, por ejemplo, el cobre nativo (Cu) o la plata nativa (Ag), sin embargo, es común encontrar asociaciones de átomos los cuales se agrupan mediante enlaces químicos formando moléculas, las cuales pueden ser compuestas del mismo átomo como el ozono que está compuesto de 3 átomos de oxígeno formando la molécula O_3 o se pueden formar mediante dos o más átomos diferentes, por ejemplo, el agua que se compone de los átomos de hidrógeno (H) y oxígeno (O) formando la molécula H_2O .

Las moléculas que están en estado líquido y gaseoso no forman un arreglo atómico definido debido a que las partículas se encuentran en constante movimiento, por

otro lado, las moléculas que están en fase sólida, en la mayoría de los casos, forman estructuras atómicas definidas o mejor conocidas como estructuras cristalinas, ya que las partículas atómicas no tienen movimiento, como si estuvieran congeladas, de tal forma que la materia sólida con estructura cristalina forma minerales y en el caso de que un sólido no tenga estructura cristalina se dice que es un sólido amorfo.

De acuerdo con Klein & Hurlbut (2018) un mineral se define como un sólido homogéneo por naturaleza, con composición química definida, estructura interna ordenada que se forma por un proceso inorgánico. Se conocen más de 4,000 minerales en todo el mundo y es de ellos donde se obtiene la materia prima de la mayoría de los objetos que nos rodean. En el sector industrial, los minerales se diferencian en dos grupos, minerales no metálicos (Tabla 3.1) y minerales metálicos (Tabla 3.2) los cuales tienen diferentes usos e importancia económica.

No metálicos		
Mineral	Fórmula	Uso
Diamante	C	Gema, Abrasivos
Esmeralda (Berilo Verde)	$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$	Gema
Aguamarina (Berilo verde azulado)	$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$	Gema
Morganita (Berilo rosa)	$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$	Gema
Rubelita (Turmalina Roja)	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Li}) (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Mn})_6 (\text{BO}_3)_3 (\text{Si}_6 \text{O}_{18}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_4$	Gema
Indicolita (Turmalina azul)	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Li}) (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Mn})_6 (\text{BO}_3)_3 (\text{Si}_6 \text{O}_{18}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_4$	Gema
Grafito	C	Lápiz, Lubricante
Calcita	CaCO_3	Cemento, Fundentes
Halita	NaCl	Sal común
Barita	BaSO_4	Fluidos de Perforación
Bentonita	$\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Fluidos de Perforación
Fluorita	CaF_2	Fundentes
Cuarzo	SiO_2	Fundentes, Abrasivos, Ornamentales
Opalo	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Abrasivos
Granate	$(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3 (\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Cr}, \text{Ti}, \text{V})_2 (\text{SiO}_4)_3$	Abrasivos
Apatito	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$	Fertilizantes
Silvita	KCl	Fertilizantes
Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ornamentales
Lazurita	$(\text{Na}, \text{Ca})_8 (\text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24}) (\text{SiO}_4, \text{S}, \text{Cl})_2$	Ornamentales
Labradorita	$(\text{Ca}, \text{Na}) (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_8$	Ornamentales
Nefrita	$\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5 (\text{Si}_8 \text{O}_{22}) (\text{OH})_2$	Ornamentales

Tabla 3.1 Ejemplo del uso que se le da a algunos minerales no metálicos con su fórmula química. Datos tomados de Tarbuck & Lutgens (2005) y Dana & Hurlbut (1959).

Metálicos			Metálicos		
Mineral	Fórmula	Metal	Mineral	Fórmula	Metal
Magnetita	Fe ₃ O ₄	Fierro	Boulangerita	Pb ₅ SbS ₁₁	Plomo
Siderita	FeCO ₃	Fierro	Esfalerita	ZnS	Zinc
Pirolusita	MnO ₂	Manganeso	Smithsonita	ZnCO ₃	Zinc
Rodocrosita	MnCO ₃	Manganeso	Casiterita	SnO ₂	Estaño
Magnocromita	Cr ₂ O ₃	Cromo	Estantita	Cu ₂ FeSnS ₄	Estaño
Ilmenita	FeTiO ₃	Titanio	Ferberita	FeWO ₄	Tungsteno
Rutilo	TiO ₂	Titanio	Scheelita	CaWO ₄	Tungsteno
Patronita	VS ₄	Vanadio	Molibdenita	MoS ₂	Molibdeno
Leucita	K(AlSiO ₆)	Aluminio	Povellita	CaMoO ₄	Molibdeno
Silimanita	Al ₂ SiO ₅	Aluminio	Bismuto nativo	Bi	Bismuto
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	Magnesio	Cosalita	Pb ₅ BiS ₅	Bismuto
Carnalita	MgCl ₂ KCl(H ₂ O)	Magnesio	Antimonita	Sb ₂ S ₃	Antimonio
Millerita	NiS	Niquel	Senarmontita	Sb ₂ O ₃	Antimonio
Garnierita	NiO(SiO ₂ H ₂ O)	Niquel	Cinabrio	HgS	Mercurio
Linneita	Co ₃ S ₄	Cobalto	Calomel	Hg ₂ Cl ₂	Mercurio
Cobaltita	CoAsS	Cobalto	Oro nativo	Au	Oro
Cobre nativo	Cu	Cobre	Calaverita	AuTe ₂	Oro
Bornita	Cu ₅ FeS ₄	Cobre	Plata nativa	Ag	Plata
Galena	PbS	Plomo	Pirargirita	Ag ₃ SbS ₃	Plata

Tabla 3.2 Ejemplos de cuál es el metal que se obtiene de los minerales metálicos con su fórmula química. Datos tomados de Vassallo (2008).

Los minerales se pueden formar a partir de disoluciones, fundidos y vapores, considerando que antes de su formación se tienen iones dispersos en cualquiera de estas fases y al modificar las condiciones de presión, temperatura y saturación, los iones se van agrupando, formando moléculas dando lugar a que se forme un mineral (Klein & Hurlbut, 2018), sin embargo, el tamaño de un mineral dependerá de la cantidad disponible de materia, el espacio y el tiempo, por ejemplo, si tenemos una solución sobresaturada, pero el espacio y tiempo es corto, se tendrán cristales pequeños, por otro lado, si se tuviera la misma solución sobresaturada pero el espacio y el tiempo es mayor, los cristales formadores serán considerablemente más grandes.

De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) una roca se define como un agregado de minerales, es decir, es un conjunto de diversos minerales los cuales pueden ser variados como en una roca basáltica que se compone de plagioclasa, olivino y piroxeno, sin embargo, se tienen rocas que se componen de un solo mineral como las calizas que tiene únicamente de minerales de calcita.

Al imaginar un magma caliente que va ascendiendo desde el manto hasta la superficie terrestre donde se tienen iones disueltos de fierro (Fe), magnesio (Mg),

silicio (Si), manganeso (Mn), oxígeno (O), aluminio (Al), etc., debido a las temperaturas elevadas se encuentran dispersos. Conforme el magma va ascendiendo, se tienen cambios de presión y temperatura, dando lugar a que el magma caliente se vaya enfriando lentamente, lo que genera que el movimiento de los átomos sea más lento y permite la asociación de los átomos formando minerales; en este caso, se formarán olivinos, piroxenos y plagioclasas, por lo cual, estos 3 minerales generados a partir de un cuerpo magmático darán lugar a una roca ígnea.

En resumen, se tienen disoluciones, fundidos y vapores con gran contenido de iones, que al cambiar las condiciones de presión y temperatura forman minerales y cuando se tiene un agregado de minerales se forma una roca (Figura 3.2).

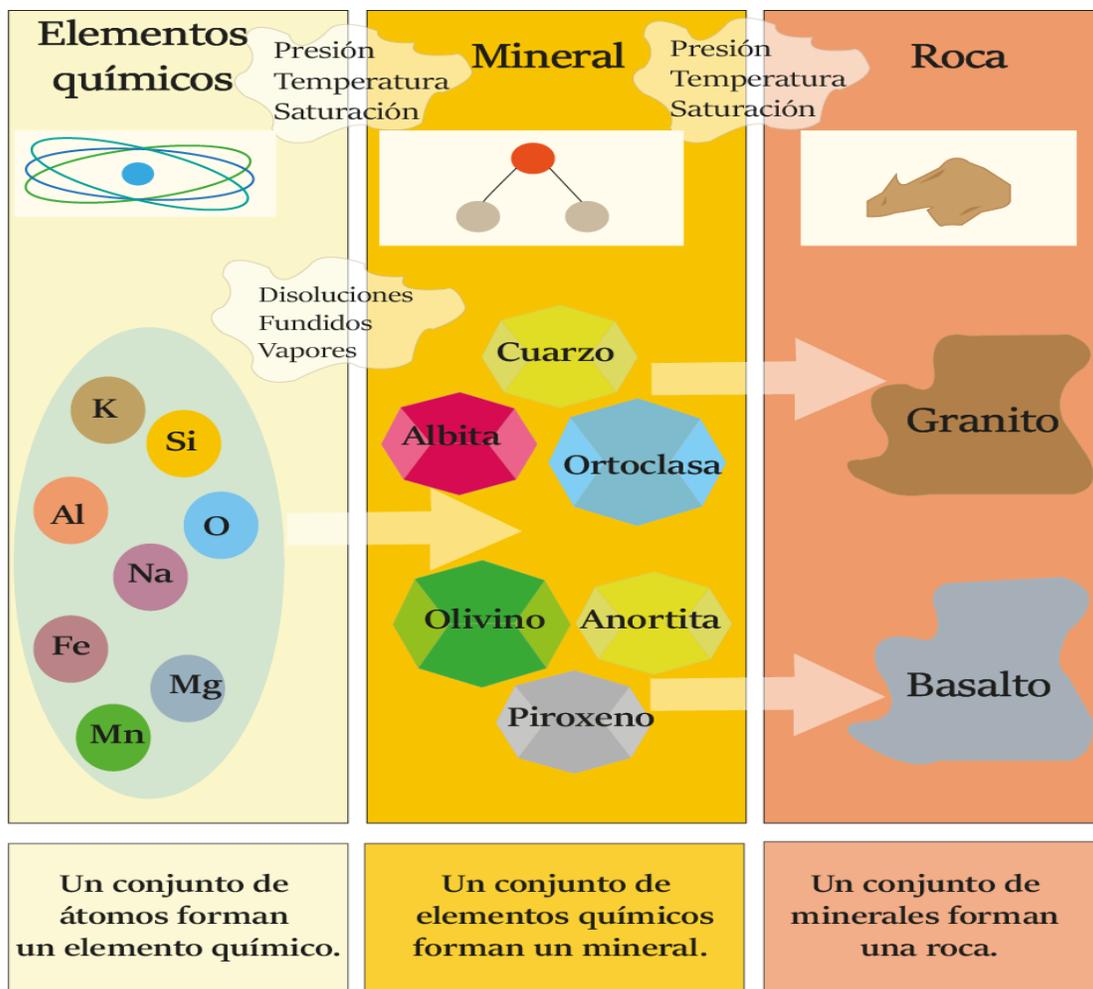


Figura 3.2 Secuencia de cómo se forman los minerales a partir de átomos y al conjuntar diversos minerales se tienen rocas. Modificada de Griem (2020).

3.2. Estructuras cristalinas

Una característica principal de los minerales es tener un orden interno entre átomos que, depende principalmente del radio atómico y su carga, de tal forma que existen 7 estructuras cristalinas (Figura 3.3) las cuales se irán repitiendo tridimensional formando un mineral, sin embargo, cuando los átomos de un sólido no adoptan una de las 7 estructuras cristalinas, se dice que es un sólido amorfo, un ejemplo de este caso es el vidrio volcánico mejor conocido como obsidiana.

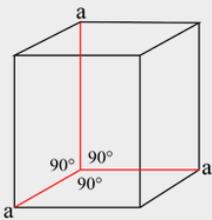
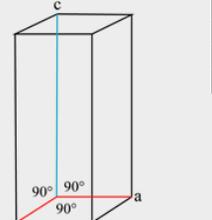
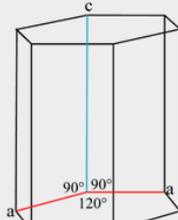
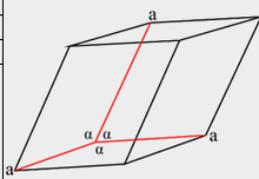
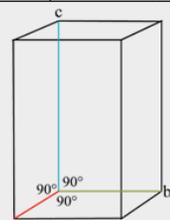
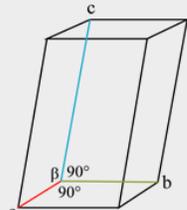
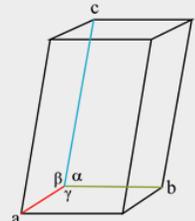
Sistema Cúbico				Sistema Tetragonal			
Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula	Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula
$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Pirita	FeS_2	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Zircon	$ZrSiO_4$
		Argentita	Ag_2S			Rutilo	TiO_2
		Magnetita	Fe_3O_2			Casiterita	SnO_2
		Cuprita	Cu_2O			Pirolusita	MnO_2
		Uranita	UO_2			Ordoñezita	$ZnSb_2O_2$
Sistema Hexagonal				Sistema Trigonal			
Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula	Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula
$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ; \gamma = 120^\circ$	Berilo	$Be_3Al_2(SiO_3)_6$	$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Calcita	$CaCO_3$
		Grafito	C			Hematita	Fe_2O_3
		Covelita	CuS			Corindón	Al_2O_3
		Molibdenita	MoS_2			Millerita	NiS
		Niquelita	$NiAs$			Tetradimita	Bi_2Te_2S
Sistema Ortorrómbico				Sistema Monoclínico			
Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula	Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula
$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Aragonita	$CaCO_3$	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$	Yeso	$CaSO_4 \cdot H_2O$
		Calcosita	Cu_2S			Ortoclasa	$KAlSi_3O_8$
		Estibinita	Sb_2S_3			Jamesonita	$Pb_4FeSb_6S_{14}$
		Marcasita	FeS_2			Manganita	$MnO(OH)$
		Bismutita	Bi_2S_3			Clinoedrita	$CaZnSiO_3(OH)_2$
Sistema Triclínico							
Ejes	Ángulo entre ejes	Mineral	Fórmula				
$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	Calcantita	$CuSO_4 \cdot 5H_2O$				
		Wollastonita	$CaSiO_3$				
		Rodonita	$MnSiO_3$				
		Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$				
		Lopezita	$K_2Cr_2O_7$				

Figura 3. 3 Sistemas cristalinos con ejemplos de minerales que pertenecen al sistema.

Al comparar la Pirolusita (MnO_2) que es un óxido de manganeso y la Magnetita (Fe_3O_4) que es un óxido de hierro, aparentemente son similares en su fórmula química ya que ambos minerales son óxidos, sin embargo, su ordenamiento interno es diferente, mientras que la Pirolusita tiene un arreglo tetragonal, la Magnetita tiene un arreglo cúbico. Estas diferencias están marcadas por la química del mineral, es decir, el tamaño del átomo, las cargas de los iones, el tipo de enlace, etc.

Otro de los factores de los que depende la estructura cristalina de un mineral es el ambiente donde se forma (condiciones termodinámicas); un caso interesante es el Diamante y el Grafito, ya que ambos minerales se componen únicamente de carbón (C), y es evidente que el valor económico, sus características físicas y los usos que se les da a cada mineral son diferentes. Los diamantes se forman en ciertas zonas del manto superior, adoptando un arreglo interno cúbico, por otro lado, el Grafito se forma por el metamorfismo de la materia orgánica acumulada en una cuenca sedimentaria y tiene un arreglo hexagonal (Figura 3.4).

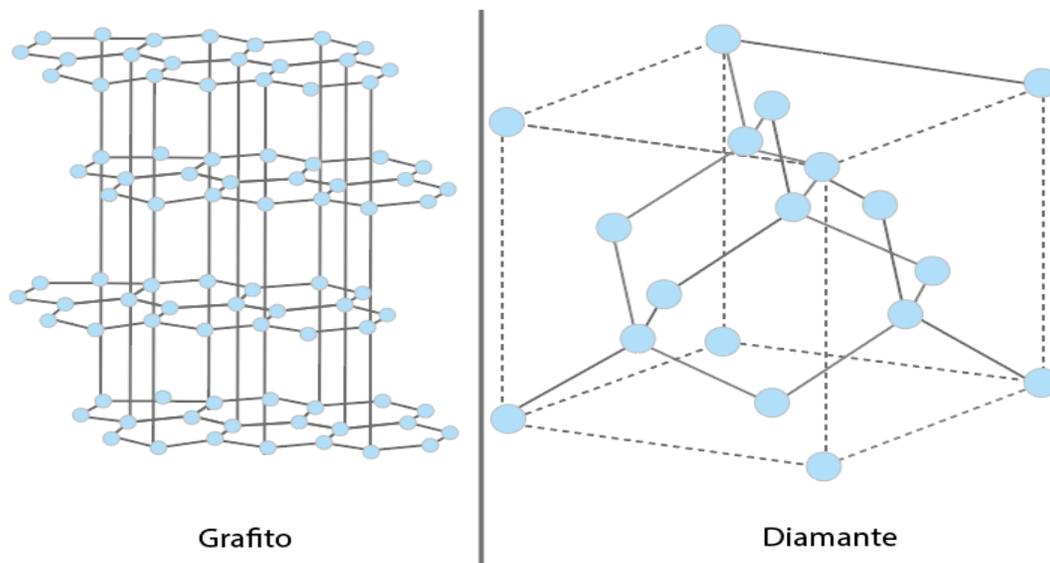


Figura 3.4 Comparación de la estructura cristalina entre el grafito y el diamante. A pesar de que ambos minerales se componen únicamente de carbón (C), se tienen diferencias marcadas producto de los procesos de formación de cada mineral. Modificado de Siobhan (2018).

Dependiendo del sistema cristalino es la forma externa que tendrá el mineral, esto se debe a que la estructura se repite tridimensionalmente, por otro lado, cuando no se tiene el suficiente tiempo y espacio, el mineral se formará, pero no tendrá una forma externa como el sistema cristalino, internamente se tiene una red integrada por la forma del sistema cristalino pero por fuera puede tener un aspecto masivo, por otro lado, se puede dar el caso que un mineral tenga partes masivas y otras bien

definidas, sin embargo, los minerales pueden presentar otras morfologías mejor conocidas como hábitos cristalinos, por ejemplo, botroidal, detrítico, acicular, reniforme, etc., los cuales dependen del espacio disponible donde se forman.

En el caso de la Pirita (FeS_2), por el tamaño de los átomos de azufre (S) y hierro (Fe) y las cargas que tienen corresponden a un arreglo cúbico, por lo cual, es común encontrar cristales de pirita en forma de cubos perfectos que se crearon de forma natural, sin embargo, en la Figura 3.5 se observa que se tienen minerales cúbicos y en otras partes con un aspecto masivo, esto se debe a que las condiciones bajo las cuales se fue formando el mineral fueron cambiando.

Cristales de Pirita
en forma de cubo



Figura 3.5 Pirita con cristales cúbicos bien definidos y cristales que no llegaron a formar cubos por falta de tiempo de cristalización, espacio o materia. Modificada de Minería en línea (2022).

3.3. Minerales formadores de roca

El átomo es la partícula más simple de toda la materia existente en el universo, de acuerdo con su número atómico representa un elemento y al enlazar dichos elementos se forman moléculas, que si tienen un acomodo interno serán un mineral y cuando se tiene un agregado de minerales se le conoce como roca. Se tienen más de 4000 minerales identificados, pero ¿todos los minerales forman rocas?

En la Figura 1.3 se tiene al oxígeno, silicio, aluminio, fierro, calcio, sodio, potasio y magnesio como los elementos más abundantes de la corteza terrestre, por lo cual, la asociación de estos elementos darán lugar a minerales que formen rocas, sin embargo, de todos los elementos mencionados el oxígeno y el silicio son los que sobresalen en abundancia, de tal forma que Klein & Hurlbut (2018) mencionan que el grupo de los silicatos son los principales minerales formadores de roca y en menor medida se tiene a los carbonatos y óxidos (Tabla 3.3), que también forman rocas, pero en menor proporción.

Silicatos		Óxidos	
Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula
Cuarzo	SiO ₂	Periclasa	MgO
Calcedonia	SiO ₃	Corundo	Al ₂ O ₃
Tridimita	SiO ₄	Hematita	Fe ₂ O ₃
Microlina	KAlSi ₃ O ₈	Uraninita	UO ₂
Sanidino	(K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	Ilmenita	FeTiO ₃
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	Rutilo	TiO ₂
Lucita	K(Si ₂ Al)O ₆	Casiterita	SnO ₂
Sodalita	Na ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)Cl ₂	Carbonatos	
Augita	(Ca,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₂ O ₆	Mineral	Fórmula
Diópsida	CaMg(SiO ₃) ₂	Calcita	CaCO ₃
Glaucofano	Na ₂ (Mg ₃ Al ₂)Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂
Biotita	K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	Siderita	FeCO ₃
Muscovita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	Ankerita	CaFe ²⁺ (CO ₃) ₂
Fayalita	Fe ₂ SiO ₄	Aragonita	CaCO ₃
Forsterita	Mg ₂ SiO ₄	Trona	Na ₃ H(CO ₃) ₂ *2 (H ₂ O)
Berilo	Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈	Magnesita	MgCO

Tabla 3.3 Minerales formadores de roca. Datos tomados de Tarbuck & Lutgens (2005).

Los minerales se pueden agrupar de acuerdo con su ion dominante, Tarbuck & Lutgens (2005) mencionan que son 7 grupos principales, que son los Silicatos, Carbonatos, Óxidos, Sulfuros, Haluros, Sulfatos y Elementos nativos, siendo los 3 primeros los formadores de roca (Tabla 3.4).

Silicatos		Carbonatos		Óxidos		Sulfuros	
Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula
Coesita	SiO ₂	Calcita	CaCO ₃	Casiterita	SnO ₂	Galena	PbS
Estaurolita	Fe ²⁺ Al ₃ Si ₄ O ₂₃ (OH)	Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	Cuprita	Cu ₂ O	Cinabrio	HgS
Esfena	CaTiSiO ₅	Siderita	FeCO ₃	Hematita	Fe ₂ O ₃	Rejalgar	As ₄ S ₄
Cianita	Al ₂ SiO ₅	Aragonita	CaCO ₃	Ilmenita	FeTiO ₃	Pirita	FeS ₂
Lawsonita	CaAl ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₂ ·H ₂ O	Ankerita	CaFe ²⁺ (CO ₃) ₂	Pirolusita	Mn ₄ O ₂	Esfalerita	ZnS
Haluros		Sulfatos		Elementos nativos			
Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula		
Halita	NaCl	Barita	BaSO ₄	Oro	Au		
Fluorita	CaF ₂	Celestita	SrSO ₄	Cobre	Cu		
Silvina	KCl	Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	Azufre	Sulfuros		
		Alunita	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH)	Plata	Ag		
		Jasorita	KFe ³⁺ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	Platino	Pt		

Tabla 3.4 Grupos minerales principales. Datos tomados de Tarbuck & Lutgens (2005).

¿Qué pasa con los demás minerales que no son formadores de roca?, Se tienen minerales esenciales que son los que forman las rocas y son los que se utilizan para clasificarlas, por otro lado, los minerales secundarios o accesorios que no son formadores de roca pueden estar presentes o no, es decir, son minerales que no influyen en la clasificación. Por ejemplo, el mármol es una roca metamórfica que se forma por el metamorfismo de una caliza, se compone principalmente de calcita, sin embargo, en algunas muestras el mármol se puede tener la presencia de minerales como la biotita y el granate, pero en otras muestras de mármol no se tienen estos minerales.

3.4. Ciclo de las rocas

Una roca es un agregado de minerales que, dependiendo del proceso que los formó, es la manera en la cual se van a clasificar, por lo cual, se van a tener rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. 1) Las rocas ígneas son generadas por el enfriamiento de cuerpos magmáticos, que en el caso de cristalizar en el interior de la corteza se denominan rocas ígneas intrusivas y en el caso de cuando se forman en la superficie de la tierra como los derrames de lava o caída de ceniza por la actividad volcánica se les denomina rocas ígneas extrusivas. 2) Las rocas sedimentarias se generan a partir del desgaste de una roca preexistente, es decir, se tiene una roca ígnea, sedimentaria o metamórfica que se rompe, se fragmenta o se disuelve, y estos sedimentos son transportados por el agua, viento o hielo para luego ser depositados en un ambiente sedimentario dentro de una cuenca sedimentaria. Estas rocas se dividen en terrígenas (clásticas) o químicas, las

primeras se forman por fragmentos de roca o minerales transportados como partículas sólidas (conglomerados, areniscas, lutitas, etc.) y las segundas se forman por precipitados químicos (calizas, dolomías, evaporitas, etc.). 3) Por último se tienen las rocas metamórficas que se forman a partir los cambios de presión y temperatura dentro de la corteza terrestre, por lo cual, cuando el agente de cambio es primordialmente el aumento de presión se tienen rocas foliadas y en el caso que el agente de cambio principal es la temperatura, se tendrán rocas no foliadas, mejor conocidas como corneanas.

El ciclo de las rocas explica cómo es que los procesos internos y externos del planeta van formando rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, por lo cual, se pueden tomar diferentes caminos dependiendo de las características geológicas de la región, por ejemplo, si primero se genera una roca ígnea intrusiva la cual llega a la superficie, esta se meteoriza, se erosiona y se depositan los sedimentos en una cuenca sedimentaria, se tendrá como resultado una roca sedimentaria, pero si la roca va siendo enterrada por la continua sedimentación, estará sujeta a cambios de presión y temperatura, lo que forma una roca metamórfica; otro camino que puede tomar la roca ígnea, es que no llega a la superficie y de forma directa estará sujeta a cambios de presión y temperatura lo que da lugar a una roca metamórfica o puede que la roca ígnea se vuelva a fundir y formar una nueva roca ígnea.

Dependiendo de la geología y sus procesos, se puede tener que una roca ígnea puede pasar a ser sedimentaria o metamórfica; una roca metamórfica al erosionarse pasa a ser sedimentaria o al fundirse formar una roca ígnea; una roca sedimentaria pasa a ser ígnea o metamórfica. Inclusive una roca ígnea, puede fundirse y transformarse en una nueva roca ígnea. Por otro lado, una roca sedimentaria puede meteorizarse, erosionarse, depositarse y ser nuevamente una roca sedimentaria; los mismo pasa con las rocas metamórficas, pueden volver a ser metamórficas. El ciclo de las rocas nunca tendrá el mismo sentido ya que los procesos geológicos son únicos, puede que existan zonas semejantes, pero nunca iguales (Figura 3.6).

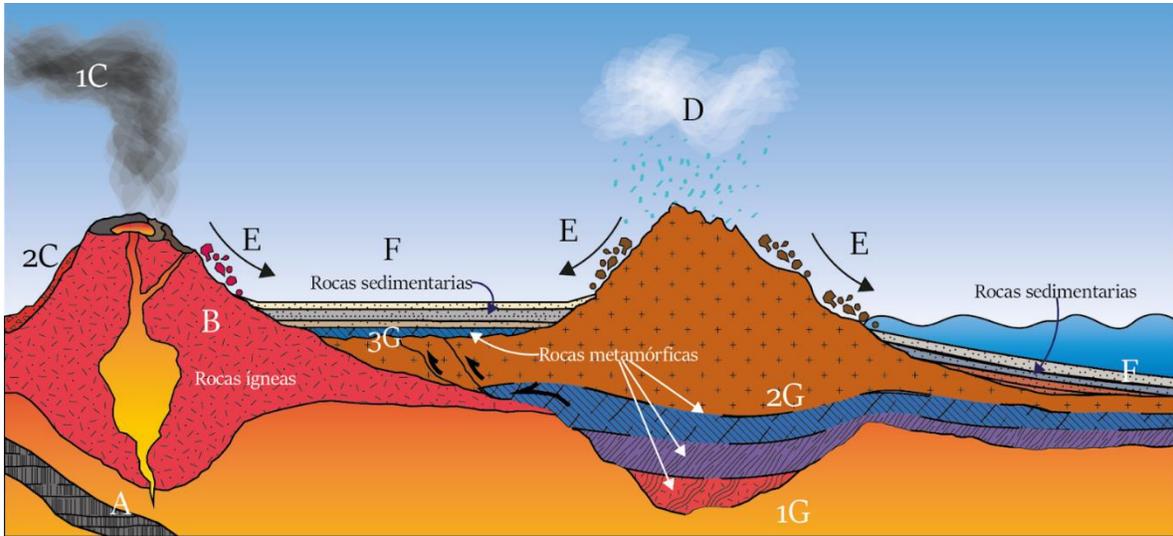


Figura 3. 6. Ciclo de las rocas. A) Generación del magma en una zona de subducción. B) Ascenso del magma a la superficie, sin embargo, no todo el magma sale a superficie y se queda dentro de la corteza generando rocas ígneas intrusivas. 1C) Ceniza volcánica que forman rocas ígneas. 2C) Derrames de lava que generan rocas ígneas. D) Lluvia que altera y erosiona la roca (puede ser ígnea, sedimentaria o metamórfica). El agua, el hielo, el viento y la gravedad favorecen el transporte los sedimentos. E) Acumulación de sedimentos en una cuenca sedimentaria. F) Los sedimentos acumulados se transforman en rocas sedimentarias. 1G) Zonas profundas de la corteza, alta presión y temperatura genera rocas metamórficas. 2G) Rocas ígneas se transforman en rocas metamórficas. 3G) Rocas sedimentarias se transforman en rocas metamórficas.

4. Rocas ígneas

4.1. El magma y su origen

Las rocas ígneas se generan a partir del enfriamiento de cuerpos magmáticos dentro de la corteza, o por derrames de lava y caída de ceniza producida por la actividad volcánica. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) a excepción del núcleo exterior líquido de la Tierra, la porción sólida restante del planeta está formada básicamente por un gran volumen de roca ígnea, que, a su vez, se encuentra parcialmente cubierta por una delgada capa de rocas sedimentarias y en algunos segmentos se tienen rocas metamórficas (expuestas o en el subsuelo).

El componente más importante que genera las rocas ígneas es el magma, de tal forma que López & Bellos (2006) lo definen como un fundido que contiene principalmente a los elementos silicio (Si) y oxígeno (O), que dependiendo del ambiente formación puede variar entre el 45% y hasta 75%; en menores proporciones los magmas contienen aluminio (Al), magnesio (Mg), hierro (Fe), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), además de materiales volátiles que de acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), son principalmente vapor de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) y dióxido de azufre (SO_2), siendo los gases más comunes (Figura 4.1).

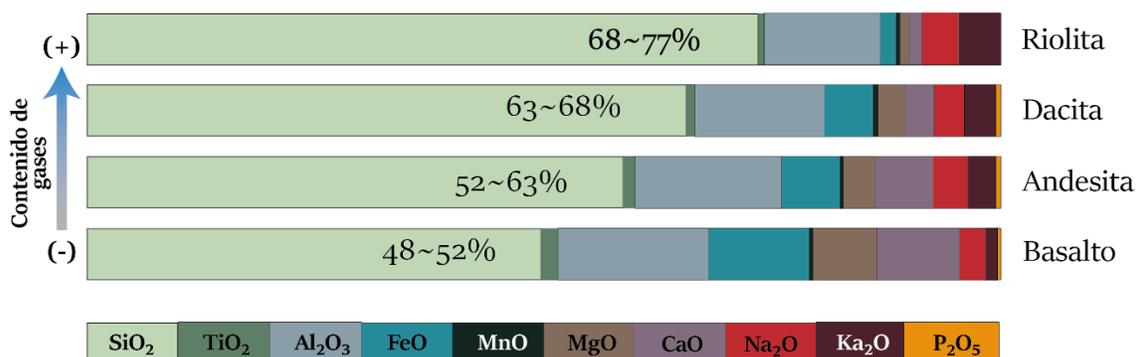


Figura 4.1 Gráfico que muestra la variabilidad del SiO_2 en los distintos tipos de roca. Modificado de Hamilton & Hamilton (2008).

Un magma se genera a partir de la fusión parcial de las rocas que se encuentra en el manto y en zonas profundas de la corteza terrestre (Mottana et al., 2003), sin embargo, las rocas se van fundiendo de forma gradual, debido a que los minerales que conforman la roca tienen diferentes puntos de fusión, por ejemplo, un anfíbol se fundirá antes que un olivino, sin embargo, algunos minerales a pesar del aumento de temperatura no se van a fundir y otros causarán evaporación (Figura 4.2).

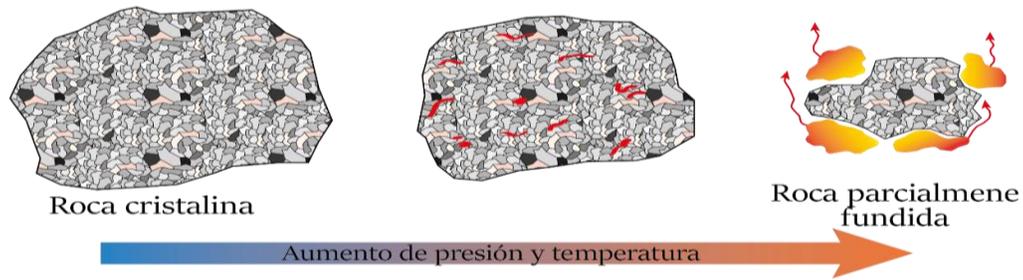


Figura 4.2 Se tienen una roca cristalina que con el aumento de presión y temperatura los minerales con menos punto de fusión se empezarán a fundir y ese mismo fundido comenzara a evaporarse, de tal forma que algunos minerales de la roca se fundirán y otros permanecen sólidos.

Durante la fusión parcial de una roca se tendrán fragmentos sólidos que aún no se derriten, además de una fase líquida que corresponde a los minerales fundidos y una fase gaseosa que se les denomina volátiles, es decir, un magma se caracteriza por tener presente a los 3 estados de la materia (Figura 4.3). La coexistencia de los 3 estados de la materia es posible por las altas presiones dentro de la Tierra que los mantienen confinados, sin embargo, cuando comienza a ascender el magma, la presión disminuye y estos gases son liberados del fundido, que de acuerdo con Gill (2010), cuando el magma ya no tiene la porción gaseosa se le denomina lava.

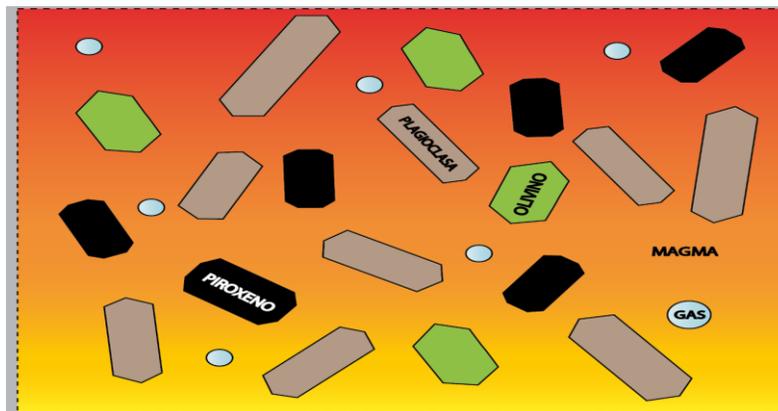


Figura 4.3 En el magma se encuentran los tres estados de la materia: la sólida, representada por los cristales de piroxeno, olivino y plagioclasas, la líquida, que es el material fundido, y la gaseosa, que puede ser gases de agua, CO_2 , entre otros.

De acuerdo con Maldonado (2022a) existen 3 condiciones para que se pueda generar un magma (Figura 4.4).

Generación de magma

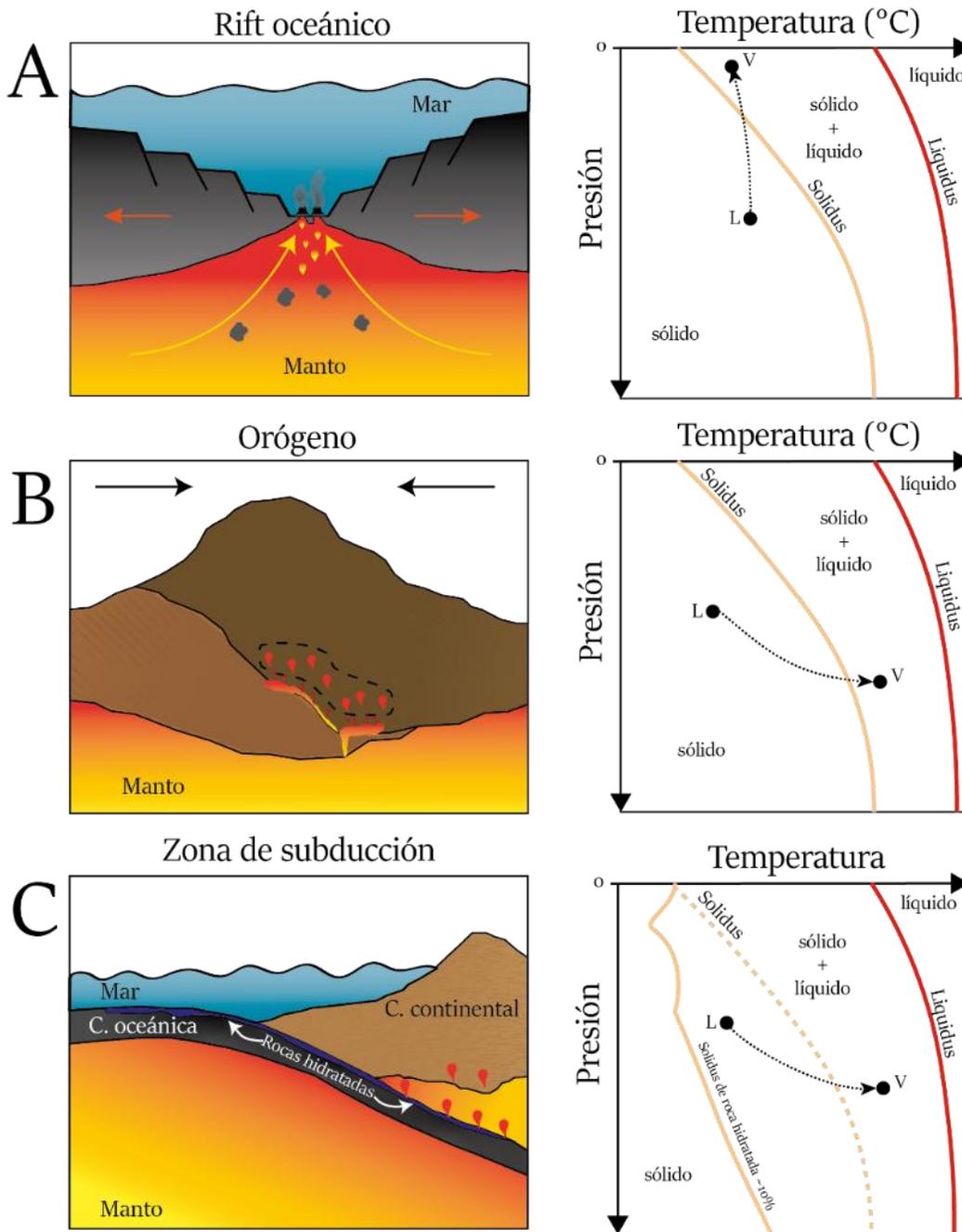


Figura 4.4 Procesos de formación de un magma. A) En el diagrama de fase el punto L está en fase sólida y al disminuir la presión se desplaza al punto V de forma rápida generando abundante fusión parcial. B) En el diagrama de fase el punto L se tiene en fase sólida y al aumentar la presión y temperatura se desplaza al punto V donde se tiene poca fusión parcial dado que apenas pasa la línea del solidus. C) En el diagrama de fase el punto L se tiene en fase sólida, pero como la placa que subduce contiene agua el punto de fusión disminuye y con el aumento de presión, pero principalmente temperatura, el punto L se desplaza rápidamente al punto V donde se tiene abundante fusión parcial.

La primera condición es cuando disminuye la presión; este proceso se da generalmente en límites divergentes de las placas tectónicas, donde ocurre extensión, lo que causa un adelgazamiento de la corteza terrestre disminuyendo la presión (Figura 4.4 A). La segunda condición ocurre cuando se tiene un aumento de temperatura que se da en límites convergentes de las placas tectónicas, cuando la placa que subduce y entra al manto o por la colisión de dos cortezas continentales que por la misma fuerza de choque aumenta la temperatura (Figura 4.4 B y C). Por el último, cuando el punto de fusión de la roca disminuye por la presencia de agua, que se da en límites convergentes donde la placa que subduce contiene agua (Figura 4.4 C). Por lo cual, es en los límites divergentes que pueden actuar dos factores (aumento de temperatura y disminución del punto de fusión), que actúan de manera simultánea y es donde se tienen una mayor generación de magma, lo que origina vulcanismo.

Los magmas generados empiezan a moverse y enfriarse dando lugar una amplia variedad de rocas ígneas, esto se debe a que la composición química del magma va a ir cambiando, en función de donde se forma y como ha sido su evolución; de tal forma que se van a tener 4 principales tipos de magmas (Maldonado, 2022b). En la Figura 4.5 se pueden observar que los magmas ultramáficos y máficos tienen un menor contenido de Si, Na y K, pero presentan una mayor cantidad Al, Fe, Mg y Ca. Cuando el magma va evolucionando a félsico, el contenido de Si, Na y K es mayor, mientras que el contenido de Fe, Mg y Ca disminuye. En el caso del Al, los magmas ultramáficos tienen una cantidad casi nula, cuando pasa a máfico el Al aumenta, pero conforme evoluciona a un magma félsico el contenido de Al disminuye.

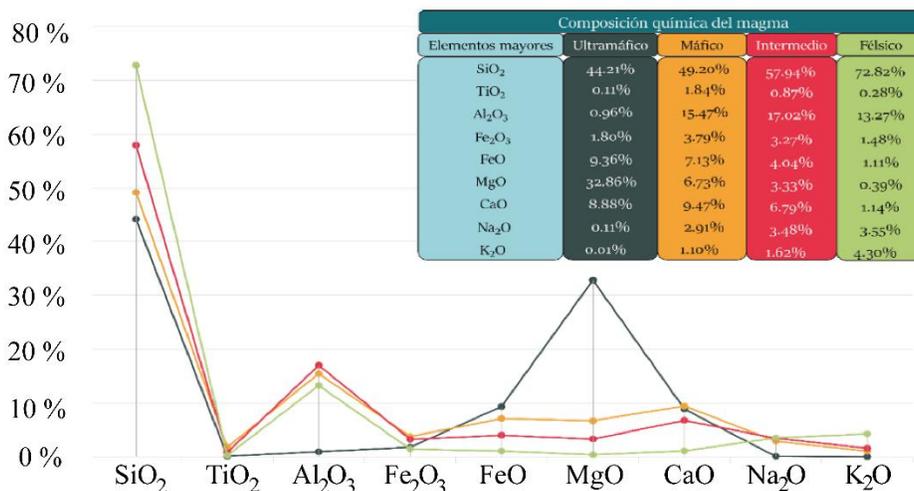


Figura 4.5 Composición Química de los diferentes tipos de Magma. Datos de Maldonado (2022b).

Los magmas que se forman en el manto son en general de composición ultramáfica y máfica, a los que se les considera como magmas primigenios (Mottana et al., 2003), por otro lado, los magmas de composición félsica se dice que son magmas más evolucionados, por lo cual, la evolución de un magma está en función de cómo se va solidificando, es decir, el magma tendrá una composición química específica, y conforme se va movilizándolo por las discontinuidades de la corteza tratando de llegar a la superficie, el magma se va solidificando formando minerales, de esta manera el magma se va reduciendo en los elementos que ya cristalizaron, y en consecuencia se va modificando la composición química del magma (Tarbuck & Lutgens, 2005).

A este proceso se le conoce como cristalización fraccionada, donde un magma de composición máfica o ultramáfica, pasará de forma gradual a una composición félsica, sin embargo, este proceso no siempre ocurre ya que depende de cómo se va movilizándolo el magma en la corteza o del espesor de la misma, es decir, si el flujo del magma es lento o el recorrido del magma es mayor, es posible que se fraccione, por otro lado, cuando el recorrido es menor o la velocidad en la que se moviliza es rápida, el magma no se fracciona y será de composición máfica (Figura 4.6).

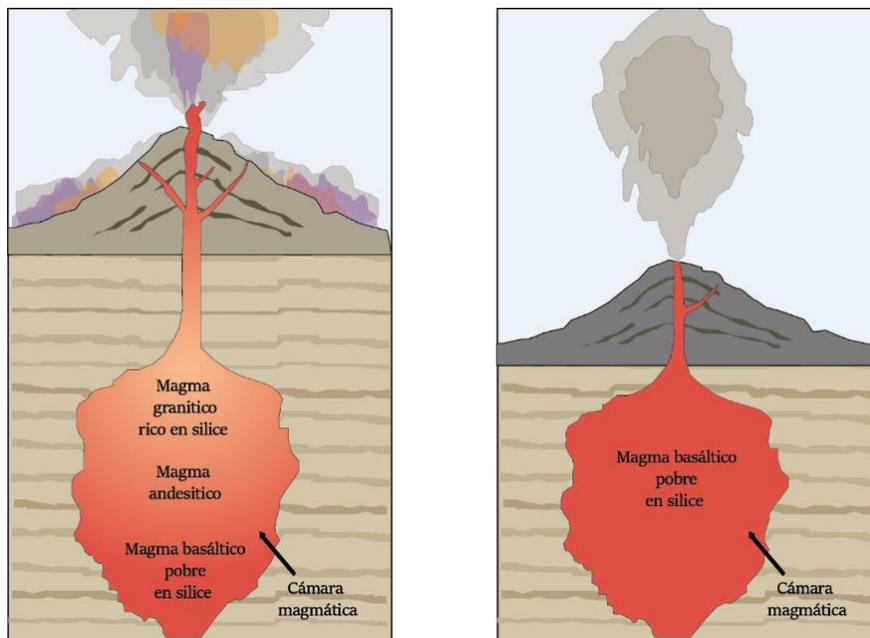


Figura 4.6 A la izquierda se muestra la evolución de un magma basáltico a uno granítico rico en sílice, mientras que del lado derecho se ve un magma basáltico que no sufre evolución significativa. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

De acuerdo con Wicander & Monroe (2000), además de la cristalización fraccionada se tienen la asimilación cortical y mezcla de magmas, lo que modifica la composición química (Figura 4.7). La asimilación cortical se refiere a cuando el magma asciende y la roca de su alrededor tiene fusión parcial, por lo cual, los elementos químicos de la roca que se funde se agregan al magma modificando su composición. Por otro lado, un magma primigenio al fluir por las discontinuidades de la corteza para llegar a la superficie, en el recorrido llega a tener contacto con un magma más evolucionado generando una mezcla y modificando la composición química (Tarbuck & Lutgens, 2005).

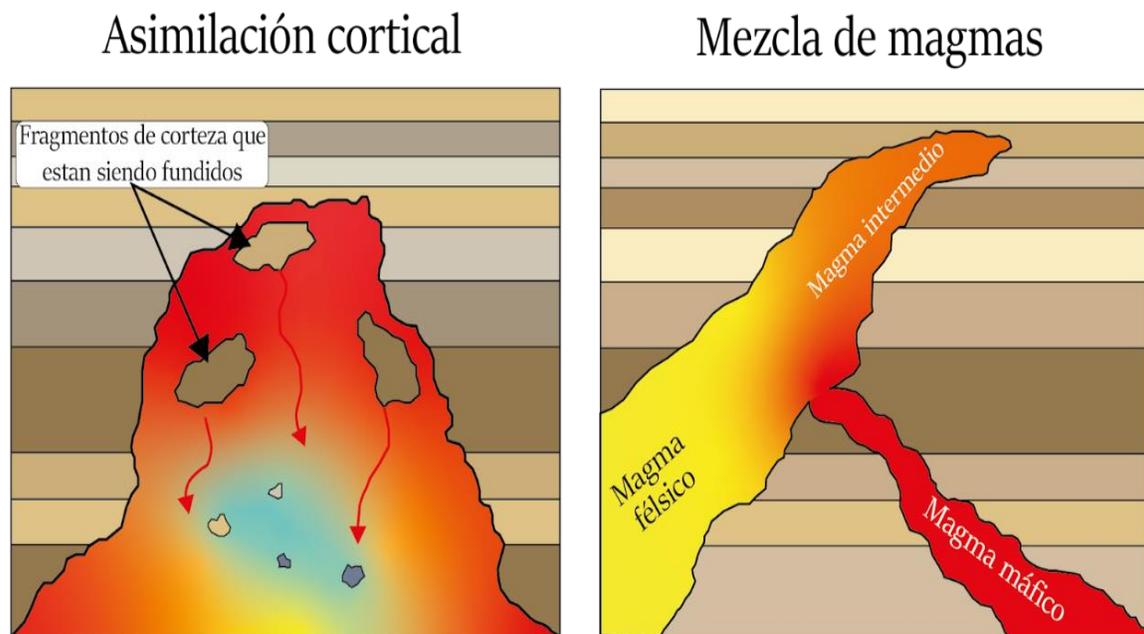


Figura 4.7 Procesos que modifican la composición de un magma.

Para explorar esta idea de cómo ha sido la evolución de los magmas, N. L. Bowen llevó a cabo una investigación sobre la cristalización en el primer cuarto del siglo XX (Tarbuck & Lutgens, 2005), dando como resultado la serie de reacción de Bowen, donde se muestra cuáles son los minerales que van a cristalizar primero en un magma primigenio hasta evolucionar a un magma félsico, por lo cual, al analizar los elementos mineralógicos de una roca ígnea se puede determinar cuál fue la composición química del magma que dio origen a la roca. Además, otro de los puntos importantes a resaltar es la temperatura, dado que los magmas ultramáficos tienen temperaturas mayores a los magmas félsicos (Figura 4.8).

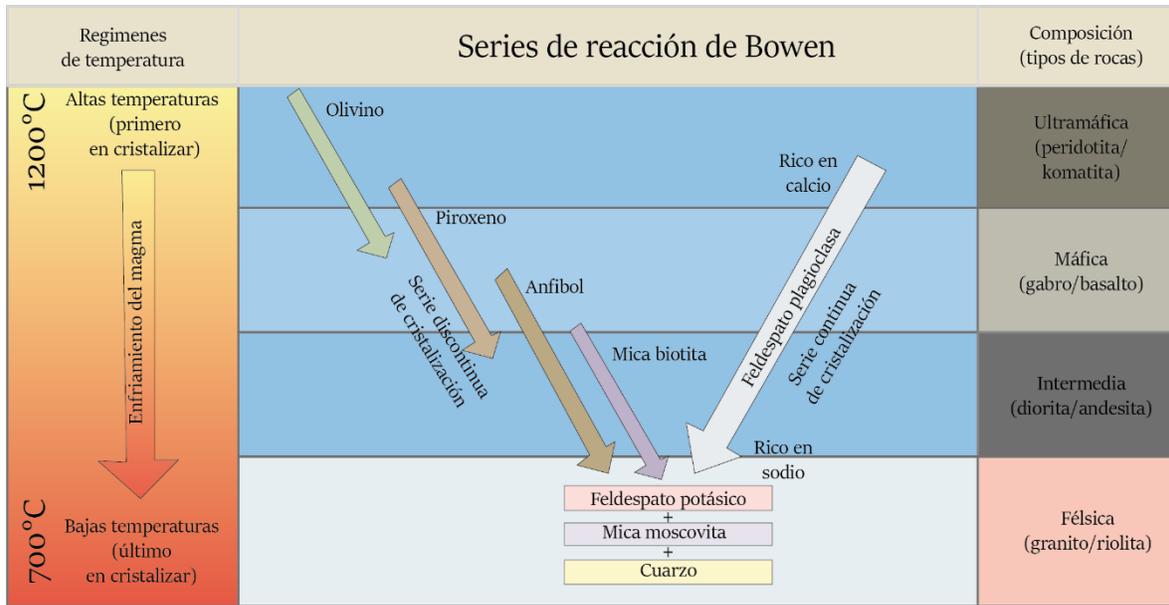


Figura 4.8 Serie de reacción de Bowen. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

Al comparar la composición química de los magmas de la Figura 4.5 y la serie de reacción de Bowen, se observa una clara relación ya que en los magmas ultramáficos y máficos tienen una mayor cantidad de Fe, Mg y Ca, y son los primeros elementos en cristalizar; al analizar la fórmula química de estos minerales, se ve que se componen principalmente estos elementos, por lo cual, el magma residual ira perdieron los iones de Fe, Mg y Ca, dando como resultado una composición intermedia, es decir, al analizar la química de los magmas, concuerda con la química de los minerales que se van formando de acuerdo con esa composición.

En la Figura 4.9 se resume de forma esquemática todos los puntos tratados con anterioridad, es decir, se muestra como es la variación de los elementos presentes en los magmas (Si, O, Al, Mg, Fe, Ca, Na, K), cual es la composición que se tiene de acuerdo con su mineralogía, la serie de reacción de Bowen, la clasificación de las rocas ígneas si es intrusiva o extrusiva y por último, se tienen el índice de color dado que las rocas ultramáficas son más oscuras y más rocas félsicas tienden a ser de un color más claro (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Composición	Félsica	Intermedia	Máfica	Ultramáfica
Rocas intrusivas	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
Rocas extrusivas	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita

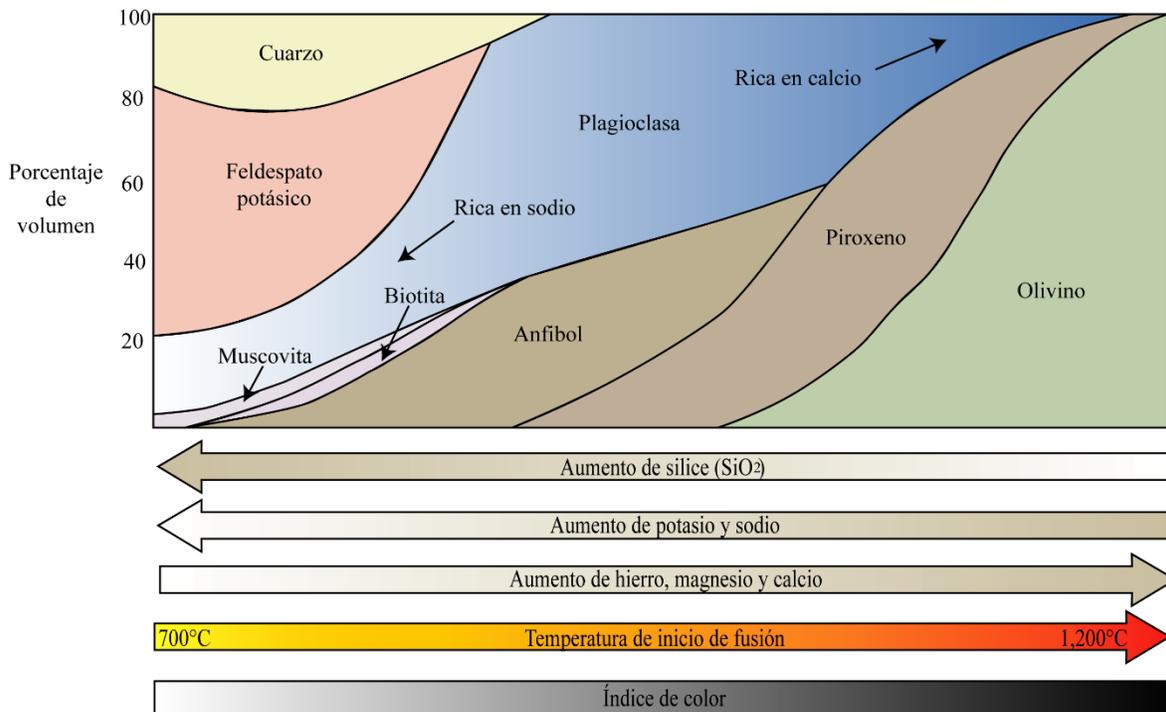


Figura 4.9 Tabla que sintetiza las características de las rocas ígneas. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

Las rocas ígneas compuestas fundamentalmente por silicatos de colores claros como el cuarzo, feldespato y plagioclasa rica en sodio, se dice que provienen de magmas de composición félsica, granítica o riolítica. Es importante señalar que la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10% de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfibol (Tarbuck & Lutgens, 2005). Este tipo de magma se encuentra únicamente en la corteza continental, siendo la Sierra Madre Occidental en México uno de los campos volcánicos más grandes del mundo con este tipo de composición química.

Las rocas formadas por magmas de composición intermedia o andesítica tienen minerales como el anfibol y el piroxeno, que están presentes en rocas maficas, además de minerales como el cuarzo y biotita como en las rocas félsicas y plagioclasas que no son ricas en calcio o sodio, sino que se encuentran en un punto intermedio. Este tipo de rocas de composición intermedia son las que conforman la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros como el olivino, piroxenos, anfíbol y plagioclasa rica en calcio se dice que provienen de un magma de composición basáltica o máfica (de “magnesium” y “ferrum”, el nombre en latín para el magnesio y el hierro); haciendo referencia a su contenido de minerales ferromagnesianos (Gill, 2010). Este tipo de roca es la que predomina en la corteza oceánica, así como muchas de las islas volcánicas, sin embargo, se tienen registrados derrames de lava y cuerpos volcánicos de composición basáltica dentro del continente.

Por último, se tienen a las rocas ígneas denominadas peridotitas o komatitas provenientes de magmas de composición ultramáfica, que se componen por completo de minerales ferromagnesianos, principalmente de olivino y piroxeno. Este tipo de roca es poco frecuente en la superficie de la Tierra y se tienen la hipótesis de que las peridotitas son el principal constituyente del manto superior.

4.2. Clasificación de rocas ígneas

Se tiene una gran variedad en la composición química de los magmas y por consecuencia, una variedad de rocas ígneas, sin embargo, la clasificación de las rocas ígneas está en función del lugar donde se solidificó el magma ya que se pueden tener rocas con los mismos minerales, pero su textura y origen son diferentes. De acuerdo con Mottana et al. (2003) las rocas ígneas se clasifican en 3, 1) rocas intrusivas o plutónicas que se forman en las profundidades de la corteza terrestre, 2) hipabisales o filonianas que se forman en zonas no tan profundas de la corteza terrestre y 3) extrusivas o volcánicas que como su nombre lo indica, son rocas que se forman en superficie de la Tierra y se forman por la actividad de los volcanes.

Al tener una muestra de roca ígnea, ¿cuáles son las características que se deben de reconocer para determinar si una roca es intrusiva, hipabisal o volcánica? Considerando que la forma de los minerales depende principalmente del espacio y tiempo en el que cristaliza, es decir, si se tienen las condiciones de espacio y tiempo necesarias, los cristales serán grandes, por lo que se pueden apreciar a simple vista. Por otro lado, cuando no es suficiente el tiempo y espacio, los cristales no serán grandes y no se verán con tanta facilidad, solo con ayuda de una lupa o inclusive será necesario usar un microscopio petrográfico.

La forma, tamaño, disposición y abundancia de las fases minerales presentes en una roca se le denomina textura y cuando se analiza la textura de una roca, se

puede determinar si una roca es intrusiva, hipabisal o volcánica. Conjuntando la textura y el tipo de mineral, se puede asignar un nombre a la muestra de roca que se esté analizando. Existen diferentes texturas de rocas ígneas las cuales pueden apreciarse con mayor detalle en un microscopio petrográfico, sin embargo, en lo descrito por Tarbuck & Lutgens (2005) se tienen principalmente las texturas de la Figura 4.10 las cuales son fácilmente reconocibles en muestras de mano.

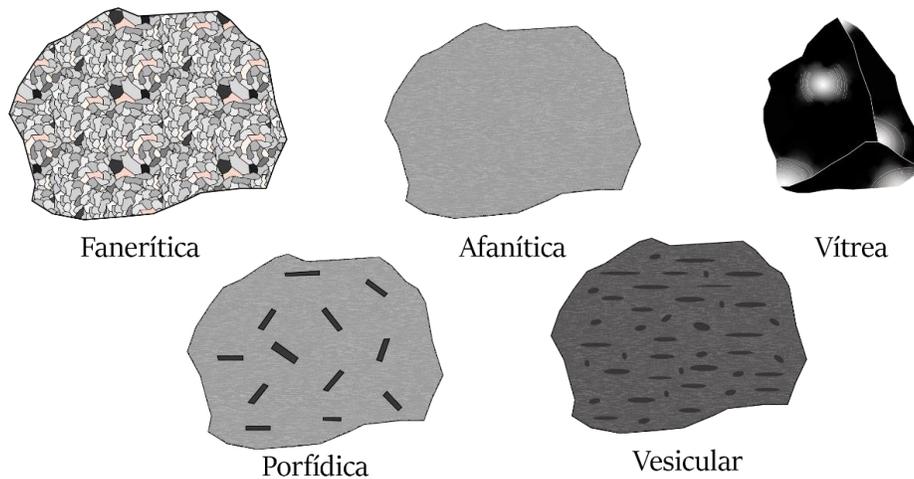


Figura 4.10 Texturas de las rocas ígneas. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

Textura fanerítica: se produce al tener un enfriamiento lento del magma, dando como resultado que los minerales crezcan de una forma considerable, por lo que llegan a ser apreciables a simple vista; este tipo de textura es común en rocas intrusivas. Cuando se tienen rocas con esta textura, se dice que es una roca cristalina.

Textura afanítica: se produce por el rápido enfriamiento del magma; se forman los cristales, pero por lo regular no se alcanzan a distinguir a simple vista, esta textura es característica de rocas extrusivas.

Textura vítrea: a diferencia de la textura afanítica, en este caso el enfriamiento del magma es aún más rápido, no permite que se formen estructuras cristalinas, es decir, no se forma un mineral. El vidrio es común en rocas volcánicas, inclusive la ceniza volcánica puede componerse de fragmentos de vidrio que fueron expulsados por los gases que se liberan a la atmósfera cuando un volcán entra en erupción.

Textura porfídica: en este caso, se tiene un cambio en las condiciones de cristalización, es decir, se empieza con un enfriamiento lento que forma grandes

cristales llamados fenocristales y luego un enfriamiento rápido generando cristales pequeños como si fuera una textura afanítica.

Textura vesicular: esta textura se forma cuando el magma tiene un alto contenido de volátiles, al momento de cristalizar el magma los gases quedan atrapados en burbujas dentro de la roca, sin embargo, estos gases son liberados y en la roca queda con varios huecos. Cuando se forma una roca con esta textura y su composición es basáltica, se denomina escoria y en el caso de que sea de composición félsica, se denomina pómez.

4.3. Rocas ígneas extrusivas y sus estructuras

Las rocas ígneas extrusivas se forman cuando el magma llega a la superficie, sin embargo, cuando el magma asciende, libera algunos gases y solo se tendrá el fundido con algunos minerales sin la fase gaseosa, de tal forma que ya no será magma sino lava (Gill, 2010), es decir, las rocas ígneas extrusivas son generadas por flujos de lava (rocas coherentes) y flujos piroclastos (rocas fragmentales), las cuales se caracterizan por tener texturas vesicular, vítrea y afanítica.

Los flujos piroclásticos corresponden a las gotas de fundido que se expulsan durante la actividad volcánica, se caracterizan por la rápida solidificación generando vidrio volcánico mejor conocido como ceniza, pero cuando la ceniza es mayor a 2 mm se le denomina lapilli, además, los flujos piroclásticos contienen fragmentos del cuello volcánico y bloques que se rompen del volcán durante la erupción (Wicander & Monroe, 2000). Por lo cual, los flujos piroclásticos (rocas fragmentales) se nombran en función del contenido de ceniza, lapilli, bloques y bombas (Figura 4.11).

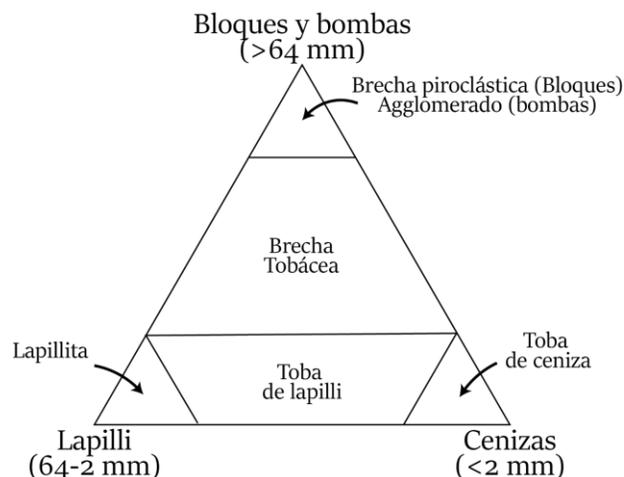


Figura 4.11 Clasificación de las rocas piroclásticas en función de la abundancia de las partículas en la roca. Modificado de Winter (2014).

De acuerdo con Gill (2010) se tienen 3 formas en las cuales se puede hacer la clasificación de rocas ígneas extrusivas coherentes (derrames de lava), la primera es mediante observaciones petrográficas cualitativas (por ejemplo, la presencia o ausencia de cuarzo), la segunda es por datos petrográficos cuantitativos (por ejemplo, el porcentaje de cuarzo en la roca) y la tercera es por composición química (análisis geoquímicos de la roca en el laboratorio).

Cuando se hacen observaciones petrográficas cualitativas, que por lo regular son las descripciones que se hacen en el trabajo de campo, si se observa que la muestra tiene minerales como el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa rica en sodio, se le denomina riolita que corresponde a una composición félsica. En el caso de que se tenga una lava de composición intermedia, se formará una dacita que contiene plagioclasa sódica, cuarzo, feldespato potasio, sin embargo, estos dos últimos minerales, a diferencia de la riolita, serán en menor proporción.

Otra roca intermedia es la andesita, compuesta principalmente de plagioclasa, con presencia de algunos minerales ferromagnesianos. En el caso de la composición máfica, se tienen al basalto conformado de plagioclasas rica en calcio, piroxenos y olivino. Por último, se tiene a la komatita que contiene principalmente olivino y en menor proporción plagioclasas rica en calcio y piroxenos.

Como se puede observar en la descripción de las rocas ígneas extrusivas coherentes y utilizando métodos cualitativos, su composición mineralógica puede ser muy similar, por lo que en algunos casos es difícil poder diferenciar entre una riolita y una dacita o entre una andesita y un basalto, inclusive entre una riolita y una andesita puede llegar a ser complicado diferenciarlas, por lo que se opta por ocupar otros métodos para su clasificación (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La petrografía, es una de las ramas de la geología que permite un estudio detallado de las rocas mediante la descripción de una muestra de roca vista en una lámina delgada con ayuda de un microscopio petrográfico, por lo cual se tiene una estimación más certera de los minerales presentes en la roca y el porcentaje de estos. Se tienen diagramas para clasificar rocas félsicas y máficas (Figura 4.12), donde se cuantifica el porcentaje de cuarzo, plagioclasas, feldespatos y feldespatoides, que se grafica en el diagrama de clasificación QAPF de Streckeisen (Maldonado, 2022b).

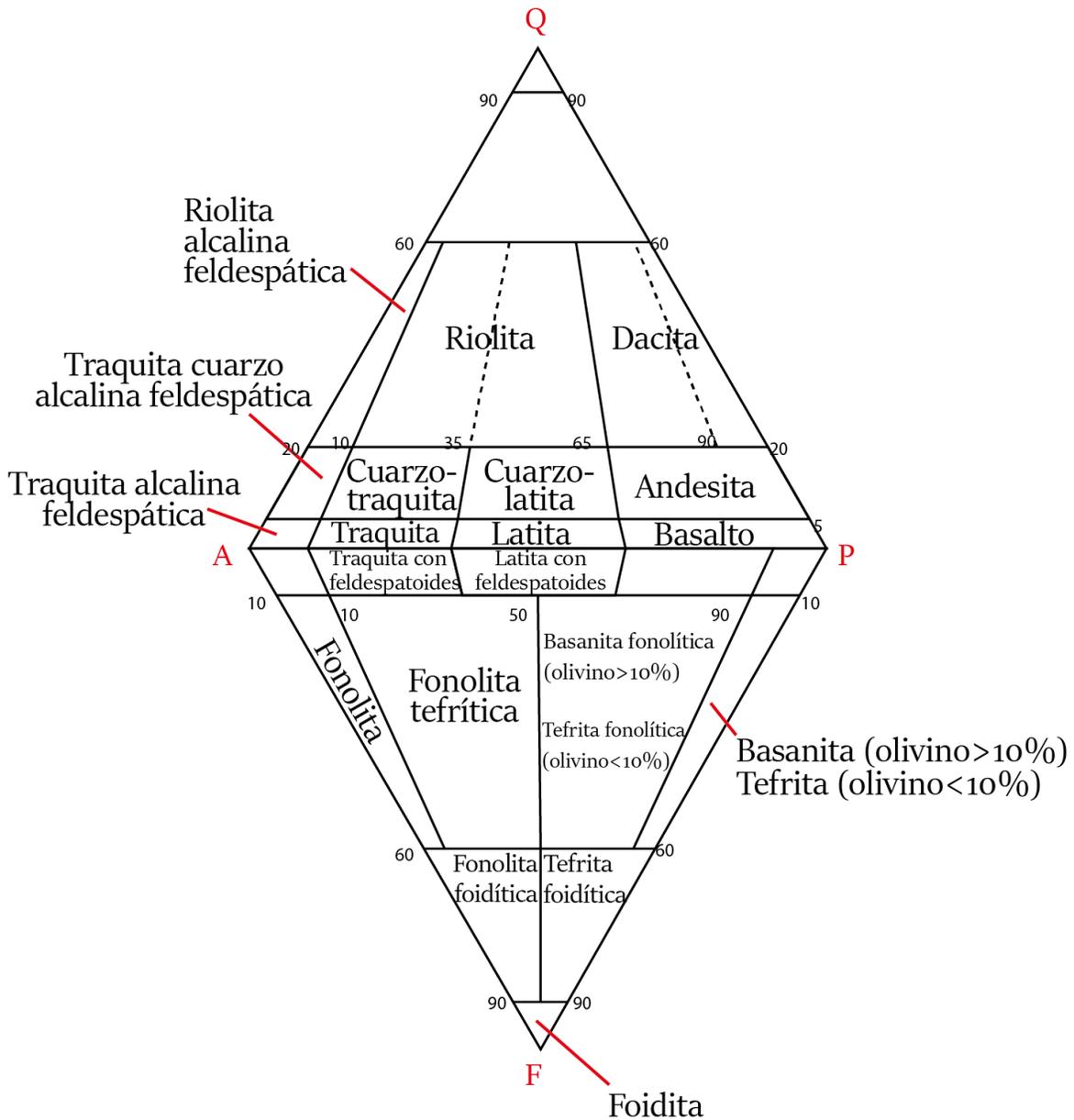


Figura 4.12 Triángulo QAPF de Streckeisen para rocas extrusivas. Modificado de Le Maitre et al. (2005).

Cuando se hace una clasificación de una roca ígnea por medio de un estudio geoquímico, se utiliza el diagrama de Total Alkali Silica (TAS), que muestra los campos para tipos de rocas comunes designados por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la The International Union of Geological Sciences (IUGS) (Gill, 2010) (Figura 4.13).

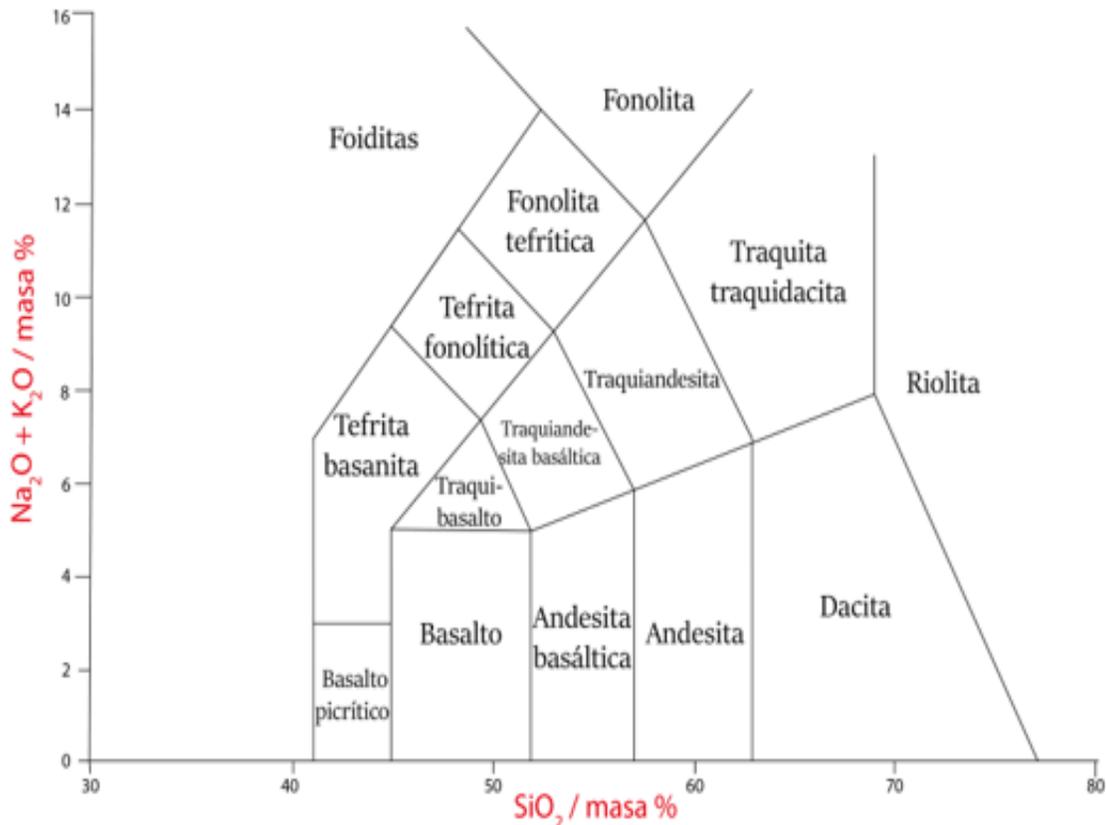


Figura 4.13 Diagrama TAS. Se utiliza para denominar a las rocas extrusivas mediante un análisis geoquímico. Modificado de Le Maitre et al. (2005).

Las rocas ígneas extrusivas se forman por la actividad volcánica, sin embargo, se tienen diferentes estilos eruptivos y diferentes tipos de cuerpos volcánicos que dependerán principalmente de la composición del magma y su temperatura, lo que influye con la viscosidad del magma lo cual está directamente relacionado el porcentaje de sílice y el contenido de volátiles que propicia el ascenso del magma (Tarbuck & Lutgens, 2005).

En el caso de las lavas de composición félsica que son muy viscosas, tienden a formar derrames de lava gruesos y cortos, además, tiene alto contenido en volátiles que producen erupciones volcánicas explosivas. A diferencia de las lavas de composición máfica, que por su bajo contenido de sílice favorece el flujo de lava, al tener una menor viscosidad y cantidad de volátiles, por lo cual no produce erupciones volcánicas violentas o explosivas.

De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), los derrames de lava de composición máfica son delgadas y con registro de extensión de hasta más de 150 km de distancia de su fuente de origen que, por otro lado, los derrames de lava de

composición félsica son más gruesas, pero se extienden a pocos kilómetros de su fuente de origen.

Los volcanes se forman a partir de una fisura o grieta en el subsuelo donde el magma empieza a ascender y llega a la superficie formando un ducto que se le conoce como chimenea y a la punta de la chimenea se le denomina cráter, que es de donde sale la lava y los flujos piroclásticos que se emplazan a los costados de la grieta formando una estructura volcánica, sin embargo, se puede tener el caso que solo se tienen un episodio eruptivo donde la estructura formada se le conoce como volcán monogenético, por otro lado, cuando se tienen varios episodios eruptivos se dice que son volcanes poligenéticos.

Se tienen una variedad de morfologías de volcanes (Figura 4.14), que de acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) corresponden con:

- 1) Volcanes escudo, que son generalmente de composición basáltica que propicia derrames de lava extensas, dando una morfología alargada y de ovoide, que visto desde las alturas aparenta ser un escudo.
- 2) Conos de escoria, que son volcanes monogenéticos que tienen una textura vesicular en su totalidad.
- 3) Estratovolcán, que es primordialmente de composición intermedia a félsica, aunque pueden ser de composición basáltica, sus derrames de lava no son tan extensas y tiene varios periodos de actividad, se tiene un flujo de lava o de piroclastos que se depositan y se solidifican, posteriormente se deposita otro flujo de lava o de piroclastos, es decir, se van formando varias capas una arriba de otra.
- 4) Las Calderas se forman cuando se tiene un colapso de la estructura volcánica dejando una depresión semicircular, se forma principalmente por una erupción muy agresiva y explosiva que destruye el cono.
- 5) En algunos casos cuando se tiene una fisura o grieta en el subsuelo donde el magma empieza a ascender y llega a la superficie, no llega formar un volcán y solo se tienen derrames de lava que salen a lo largo de la fisura.

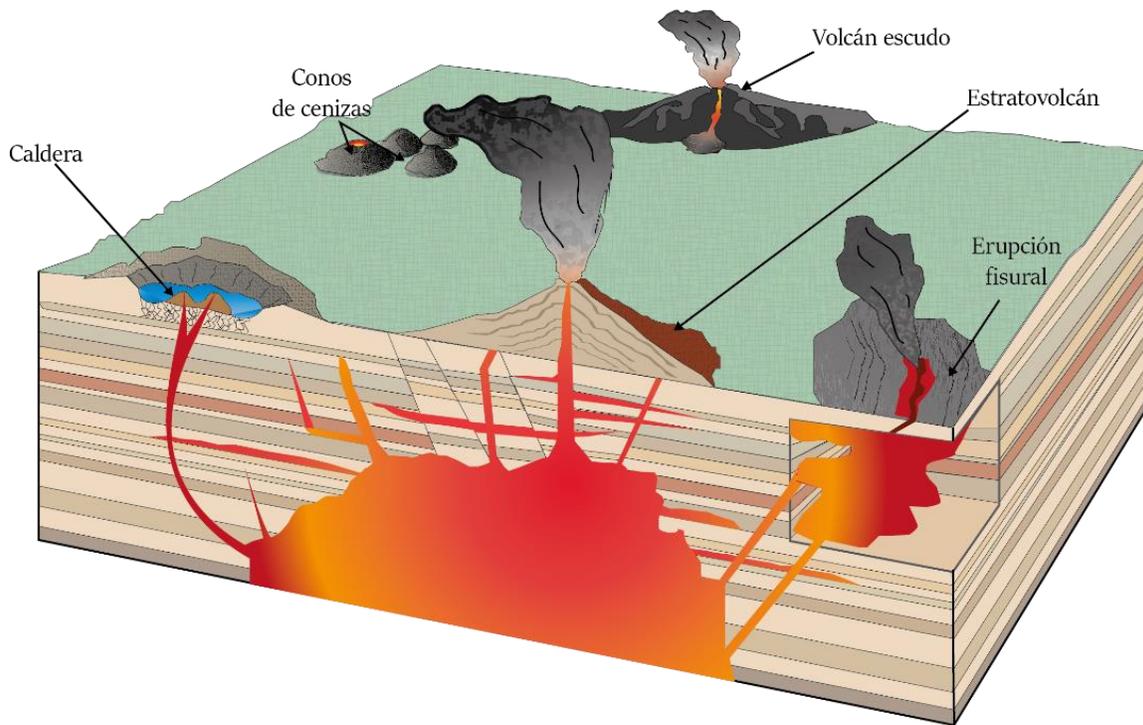


Figura 4.14 Tipos de volcanes según la lava que les dio origen. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

4.4. Rocas ígneas intrusivas y sus estructuras

Las rocas ígneas intrusivas o plutónicas se forman por el enfriamiento del magma dentro de la corteza, por lo cual, la disminución de temperatura ocurre lentamente dando como resultado que los minerales formados tendrán un tamaño considerable, por lo que se aprecian a simple vista, es decir, tendrán texturas faneríticas y porfídicas.

De manera similar a las rocas volcánicas, las rocas ígneas intrusivas se pueden clasificar de forma cualitativa y cuantitativa, además de que presentaran la misma mineralogía de acuerdo con su composición química, sin embargo, al tener una diferente textura y un diferente ambiente de formación, el nombre que se le da a la roca será diferente.

Las rocas intrusivas tienen su equivalente volcánico, en el caso de hacer una descripción cualitativa se tiene al granito que equivalente a la riolita; la granodiorita tiene como equivalente volcánico a la dacita; la diorita será equivalente a la andesita; el gabro es el equivalente al basalto y por último la peridotita es equivalente a la komatita. Esta equivalencia es la que se observa en la Figura 4.8.

En el caso de un análisis petrográfico cuantitativo, al conocer el porcentaje de cuarzo, plagioclasas, feldespatos y feldespatoides, se pueden clasificar a las rocas

mediante el uso del diagrama de clasificación QAPF de Streckeisen, que es exclusivo para rocas intrusivas (Figura 4.15).

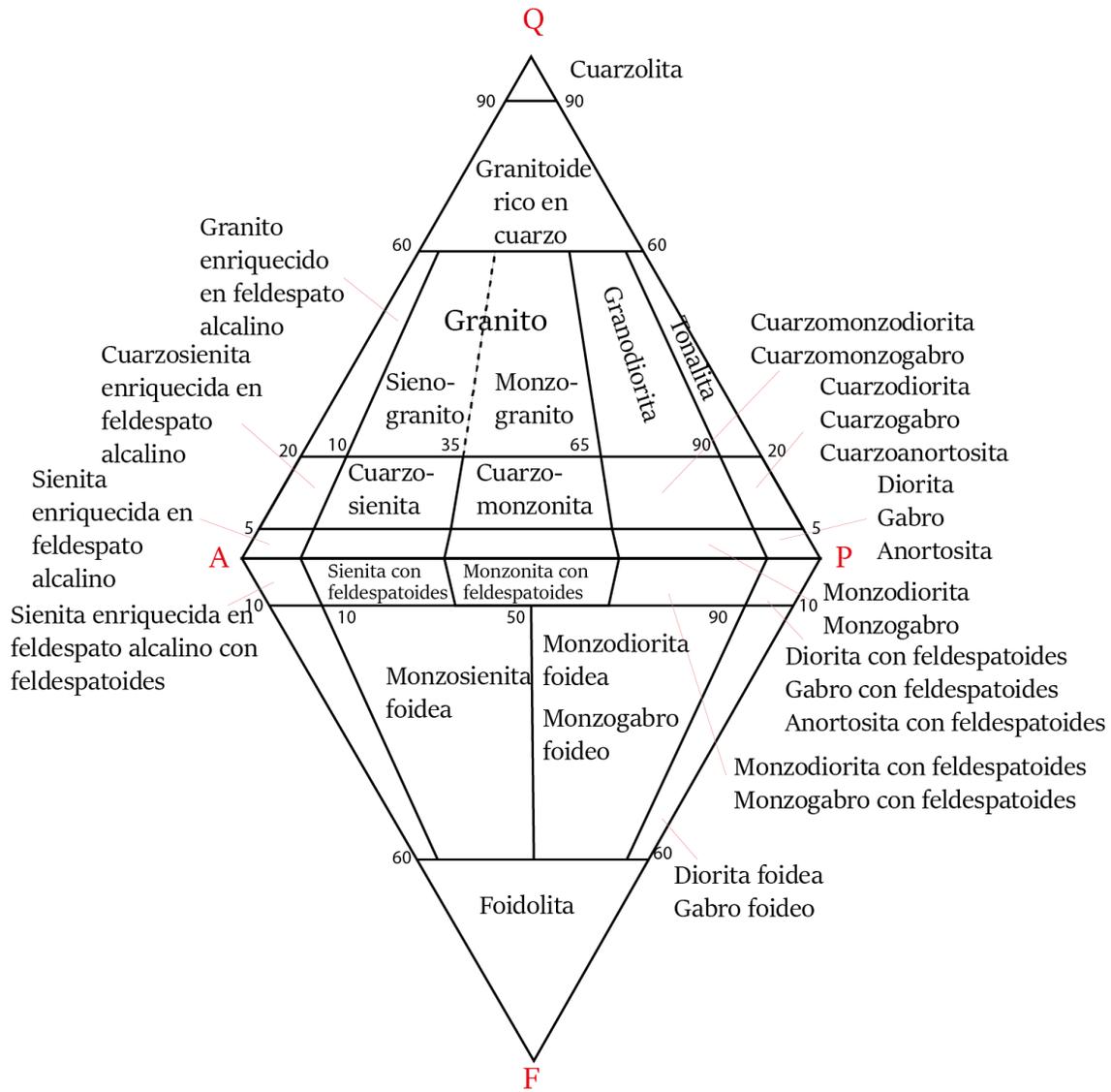


Figura 4.15 Triángulo QAPF de Streckeisen para rocas ígneas intrusivas. Modificado de Le Maitre et al. (2005).

En el caso de clasificar a las rocas que tengan una composición ultramáfica, se tienen otros diagramas que permiten dar los nombres apropiados (Figura 4.16).

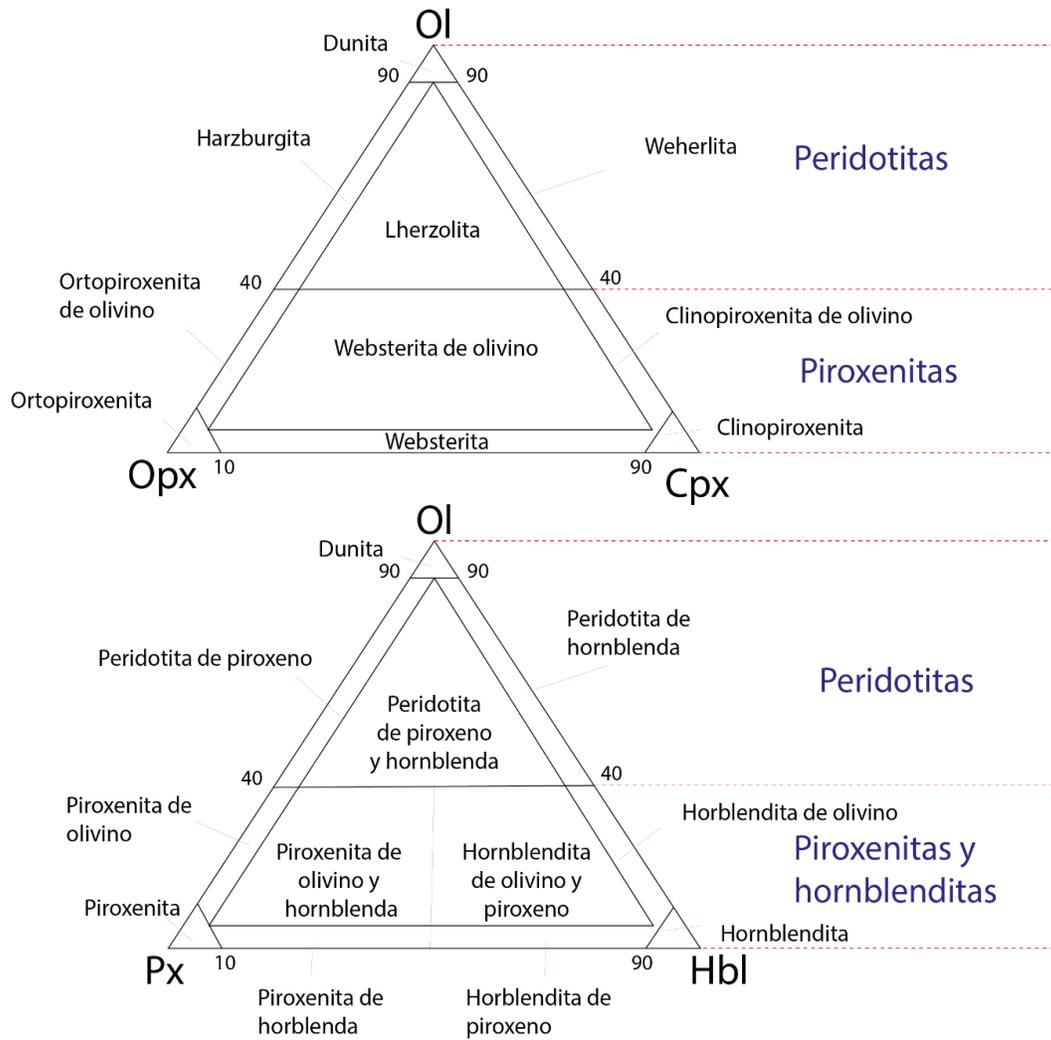


Figura 4.16 Triángulos para clasificar rocas ultramáficas. Modificado de Le Maitre et al. (2005).

Las rocas plutónicas y las rocas volcánicas aparentemente son generadas por procesos aislados, sin embargo, es una idea que dista de la realidad, ya que son procesos simultáneos, considerando que la mayoría de los cuerpos intrusivos son los restos de cámaras magmáticas que en algún momento alimentaron volcanes (Tarbuck & Lutgens, 2005). Se puede afirmar que debajo de un volcán se tiene un enjambre de cuerpos intrusivos como se muestra en la Figura 4.14.

Los cuerpos intrusivos tienen diferentes morfologías, que de acuerdo con Wicander & Monroe (2000) pueden ser cuerpos masivos o irregulares, tabulares, cilíndricos o fungiformes, además tienen una relación de posición con la roca encajonante o la roca que está a su alrededor de donde se solidificó el magma. Se le denomina concordante cuando el cuerpo intrusivo es paralelo a la posición de la roca

encajonante, por otro lado, se le denomina discordante cuando atraviesa de forma oblicua a la roca encajonante.

De acuerdo con Wicander & Monroe (2000) y Tarbuck & Lutgens (2005), se tienen las siguientes morfologías y características de los cuerpos ígneos intrusivos (Figura 4.17):

- 1) Dique: Son de forma tabular y discordante, se forma cuando el magma circula por una fractura y se cristaliza, por lo regular son de un grosor que va desde un par de centímetros a más de 100 metros, sin embargo, llegan a tener longitudes de varios kilómetros de distancia.
- 2) Sill: Son de forma tabular, pero a diferencia del dique, son concordantes, es decir, se extienden paralelo a la posición de la roca encajonante y son comúnmente horizontales.
- 3) Lacolito: De igual forma que un sill, son concordantes y comúnmente horizontales, pero no tienen una forma tabular ya que, al momento de emplazarse, deforman la roca encajonante y adoptan una forma de domo o fungiforme, además de no ser tan grueso y largo como un sill.
- 4) Batolito: Este tipo de estructura es la más grande de los cuerpos intrusivos, son de forma irregular y masiva, se producen por la constante intrusión de cuerpos magmáticos, sin embargo, para que se considere batolito es necesario que tengan una extensión mayor a 100 km^2 ya que, si es menor, se le denomina stock.

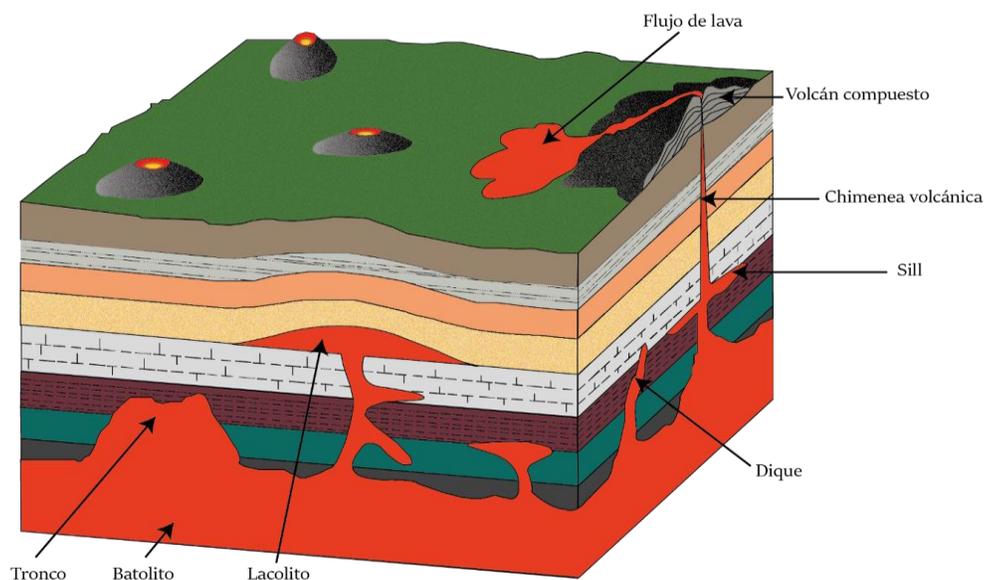


Figura 4.17 Clasificación de los cuerpos ígneos intrusivos. Modificada de Wicander & Monroe (2000).

5. Rocas metamórficas

5.1. Metamorfismo

En el tema anterior se estudiaron las rocas ígneas que son las que predominan en el planeta Tierra, dichas rocas se originan por el enfriamiento de un magma dentro de la corteza (roca intrusiva) o cuando el magma llega a la superficie, ahora se le denomina lava y forma estructuras volcánicas (ígneas extrusivas). De tal forma que los magmas se generan a partir de la fusión parcial de las rocas que se encuentran en el manto y en zonas profundas de la corteza, pero ¿qué pasa con las rocas dentro de la corteza que no tienen las condiciones necesarias para que ocurra el proceso de fusión parcial?, ¿o qué pasa con las rocas que están alrededor de las cámaras magmáticas que son expuestas a altas temperaturas?, también surgen dos preguntas más ¿qué pasa con las rocas que se encuentran en zonas próximas a las grandes fallas? y ¿Qué pasa con las rocas que están en contacto con cuerpos intrusivos de gran tamaño?

A este tipo de rocas se les conoce como metamórficas, que de acuerdo con Wicander & Monroe (2000), se generan a partir de la transformación de una roca preexistente ya sea ígnea, sedimentaria o metamórfica, que son sometidas a procesos metamórficos que ocurren principalmente bajo la superficie de la Tierra. Estos tipos de rocas constituyen en conjunto con las rocas ígneas, la mayor parte de la corteza continental. Se pueden encontrar en el basamento de regiones continentales muy antiguas, de gran espesor, en son zonas estables donde no se han tenido deformaciones en los últimos 600 millones de años que se les conoce como cratones o en el núcleo de grandes cadenas montañosas. También, se encuentran en los contactos por fallas regionales o en el límite con cuerpos ígneos intrusivos.

Los procesos metamórficos se dan de manera gradual, donde se tienen como principales agentes de cambio a la presión y temperatura, además de los fluidos hidrotermales que liberan los magmas y que pueden modificar a las rocas de su entorno. De tal forma que cuando una roca es sometida a procesos metamórficos, se tendrán cambios en la mineralogía, en la textura y en la composición química (Figura 5.1), sin embargo, cuando se modifica en su totalidad la composición química de una roca, se le conoce como metasomatismo (Tarbuck & Lutgens, 2005).



Figura 5. 1 Evolución de un basalto con sus cambios mineralógicos y texturales al estar sometido a un aumento constante de presión y temperatura.

5.2. Tipos de metamorfismo

Dependiendo del ambiente geológico y del proceso metamórfico predominante, es como se clasifican los tipos de metamorfismo, sin embargo, no existe un límite claro entre cada uno, e inclusive pueden suceder de manera simultánea en una misma área, siendo el metamorfismo regional, metamorfismo de contacto, el metamorfismo por falla y el metamorfismo hidrotermal, como los principales tipos de metamorfismo de acuerdo con lo descrito por Wicander & Monroe (2000) y Tarbuck & Lutgens (2005), cuyas características más relevantes se describen a continuación:

Metamorfismo regional: este tipo de metamorfismo está asociado principalmente a los límites convergentes de las placas tectónicas, es decir, zonas de convergencia de una placa oceánica con una placa continental que generan subducción (Figura 5.2) o por la colisión de masas continentales (Figura 5.3). Por lo tanto, los cambios de presión y temperatura que se generan por los esfuerzos compresivos es lo que dará origen a que se forme una roca metamórfica en la cuña de acreción, sin embargo, dependiendo de la intensidad de los dos factores, se tendrá un alto,

intermedio o alto grado metamórfico que se podrá identificar por los minerales y textura que tenga la roca (Tarbuck & Lutgens, 2005).



Figura 5.2 Metamorfismo regional entre corteza oceánica y corteza continental en el entorno de una zona de subducción.



Figura 5.3 Metamorfismo regional entre corteza continental y corteza continental cuando chocan dos placas tectónicas (obducción).

Metamorfismo de contacto: este tipo de metamorfismo tienen como principal proceso al aumento de temperatura a consecuencia de los cuerpos magmáticos intrusivos, es decir, por las altas temperaturas que tiene el magma y por la fuerza de intrusión. Las rocas que estén alrededor del intrusivo son afectadas por el calor que emana el magma permitiendo la recristalización de los minerales presentes de las rocas circundantes generando una aureola de contacto; cuando se está más cerca del cuerpo intrusivo el efecto de recristalización es mayor, ya que el calor que emana el magma será menor conforme aumenta la distancia respecto a él, de igual forma, los minerales formados en las cercanías del cuerpo intrusivo serán diferentes a los minerales que estén más lejos del magma (Figura 5.4).

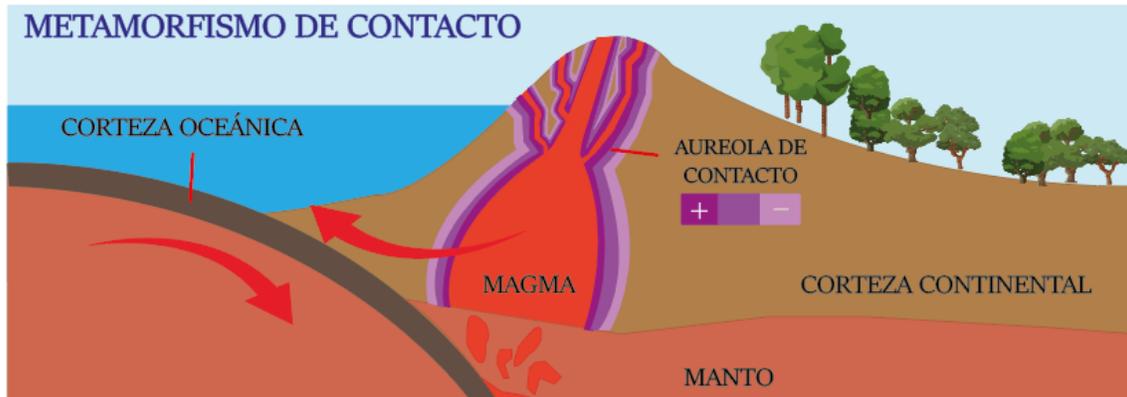


Figura 5. 4 Metamorfismo de contacto en el límite del cuerpo intrusivo y las rocas encajonantes.

Además, los magmas tienen temperaturas que varían entre 600°C y 1200°C, temperaturas que está relacionada con composición y el tamaño del intrusivo, siendo los magmas máficos los que presentan las mayores temperaturas y, por consiguiente, serán los que tendrán mayor efecto. Con relación al tamaño del cuerpo un intrusivo, se tiene que entre más grande sea, la aureola de contacto donde se producen los cambios será mayor.

Metamorfismo hidrotermal: este tipo de metamorfismo tiene como principal factor a los fluidos calientes que circulan por fallas y fracturas modificando a las rocas circundantes, además, el fluido puede disminuir su temperatura propiciando la precipitación de los minerales en las discontinuidades por donde circula formando vetas que, dependiendo de la química del fluido, pueden cristalizar minerales con importancia económica (Figura 5.5).

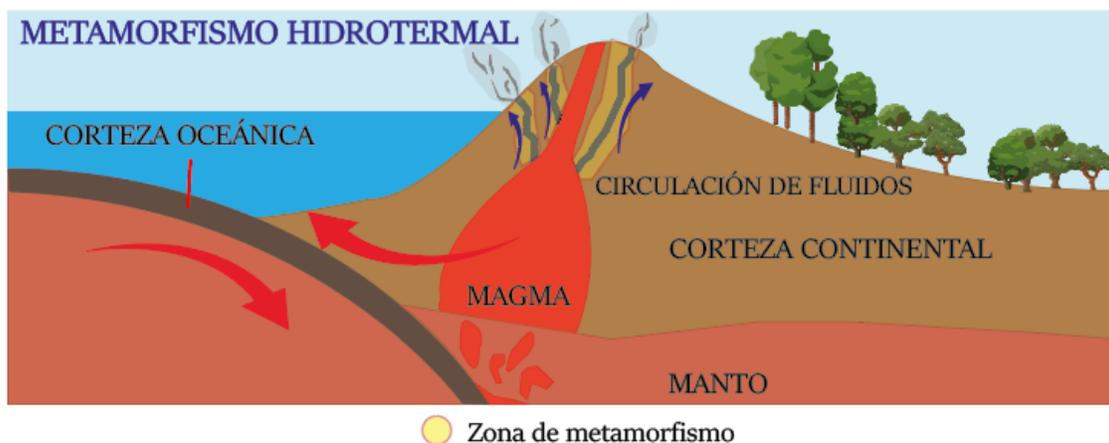


Figura 5. 5 Metamorfismo hidrotermal en zonas de fracturas y fallas asociados a actividad magmática.

Existen otros tipos de metamorfismo como es el caso del metamorfismo por impacto de meteoritos, donde el mismo impacto genera un aumento en presión y temperatura en un instante, lo que modifica la roca, inclusive se pueden formar micro diamantes al instante (Figura 5.6).

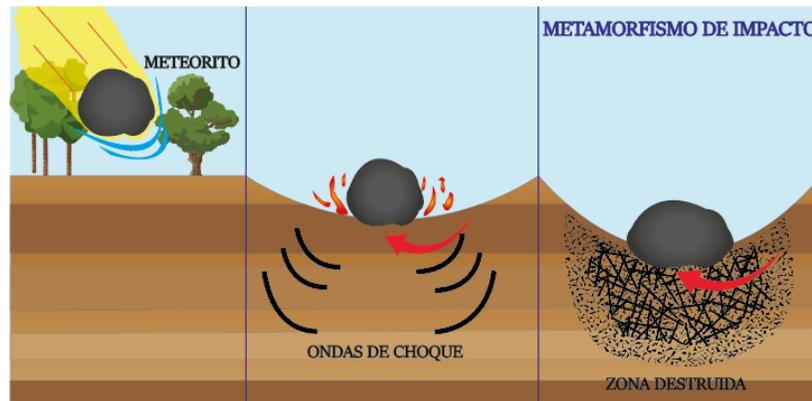


Figura 5. 6 Metamorfismo de impacto por un meteorito. Modificada de Venancio (2001).

El metamorfismo dinámico o cataclástico ocurre en zonas de falla, ocurre debido a los esfuerzos compresivos o de cizalla. Inicialmente las rocas se fragmentan y trituran, dando como resultado una brecha de falla, que posteriormente pueden sufrir metamorfismo, cambiando completamente su condición original debido a los esfuerzos y cambios térmicos producidos, formando rocas metamórficas llamadas milonitas o blastomilonitas (Figura 5.7).

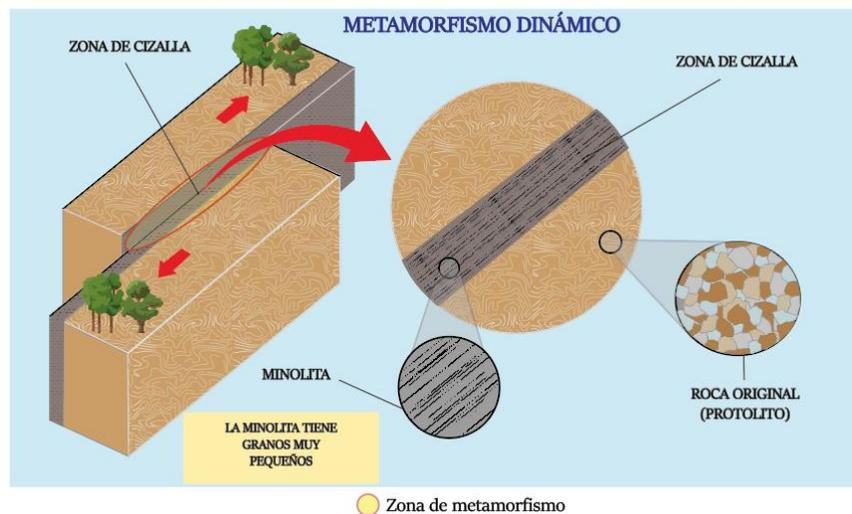


Figura 5. 7 Metamorfismo dinámico en el entorno de una falla. Modificado de Maldonado (2022a).

Por último, se tienen al metamorfismo por enterramiento (sepultamiento por la acumulación de una gruesa secuencia ígnea o sedimentaria), que está asociado al

proceso que en una etapa inicial da origen a los hidrocarburos. Cuando se tienen acumulaciones de sedimentos en una cuenca sedimentaria subsidente, los sedimentos que se depositaron primero serán enterrados por todas las capas de sedimentos que se irán depositando de manera consecutiva, esto genera una presión que se le conoce como presión litostática (presión de sobrecarga), además, conforme los sedimentos se van enterrando, la temperatura va aumentando.

Si dentro de las acumulaciones de sedimentos se tiene presencia de materia orgánica y se va enterrando, al alcanzar 1.5 km de profundidad la materia orgánica comienza a transformarse hasta formar hidrocarburos en algunos casos, sin embargo, el metamorfismo por enterramiento comienza al llegar a profundidades cercanas a los 10 km y en el caso que los hidrocarburos o la materia orgánica se siga enterrando hasta metamorfosearse se puede formar primero metaantracita y finalmente grafito (Figura 5.8). Las rocas que son sepultadas a más de 10 km también se transforman de forma progresiva, a medida que se incrementa la presión y la temperatura.

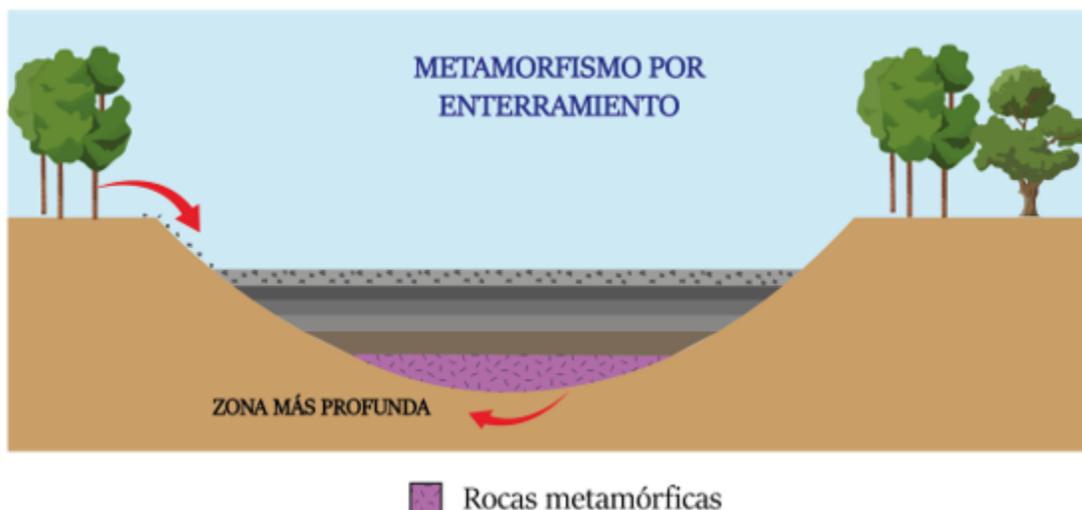


Figura 5. 8 Metamorfismo por enterramiento en la zona de mayor profundidad en la cuenca sedimentaria.

5.3. Clasificación de rocas metamórficas

Dependiendo del tipo de metamorfismo, del tipo de roca original y de los procesos termodinámicos involucrados, será la manera en la que se clasifiquen a las rocas metamórficas. En general adquieren dos texturas principales, siendo las rocas foliadas las más comunes, las que están asociadas al metamorfismo regional y metamorfismo por enterramiento; por otro lado, las rocas que no presentan foliación

y tienen un aspecto cristalino, son las que están asociados al metamorfismo de contacto, hidrotermal, cataclástico y de impacto.

Las rocas foliadas se caracterizan por tener una orientación preferencial que es generado por el aumento de presión, es decir, si tenemos una roca donde sus minerales tienen diferentes formas y están acomodados de manera aleatoria, al aplicarle una presión constante los minerales adoptarán una forma alargada perpendicular a la dirección del esfuerzo, de tal forma que todos los minerales serán alargados y paralelos entre sí, dando un aspecto como si fuera un paquete de hojas (Figura 5.9) (Winter, 2014).

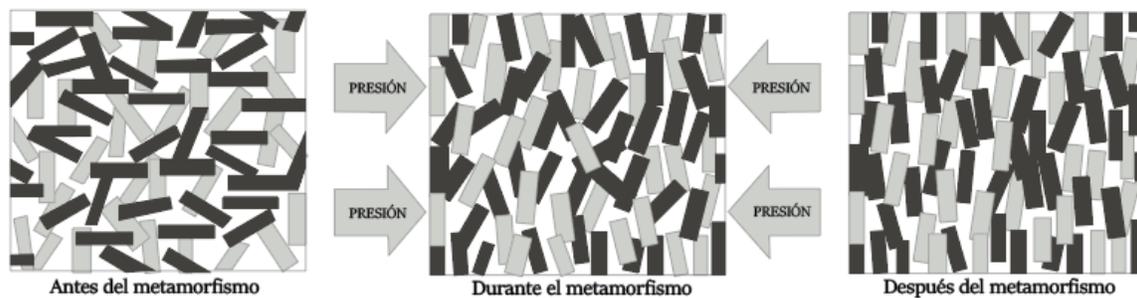


Figura 5. 9 Proceso de foliación. Modificada de Grupo Materiales EAUCLM (2012).

El nombre que adoptará una roca foliada será de acuerdo con el grado metamórfico ya que el tamaño de los minerales y el tamaño de cada “hoja” no será el mismo. La primera roca que se formara cuando se tiene un metamorfismo regional de bajo grado será la pizarra, de acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) el tamaño de los minerales serán menores 0.5 mm, no se aprecian a simple vista, la roca es opaca y la esquistosidad será compacta y las hojas serán como lamininas delgadas.

Conforme las condiciones de presión y temperatura van aumentando, el tamaño de los cristales y las “hojas” irán siendo más gruesas, por lo que, en el caso de metamorfismo de alto grado, la esquistosidad no se apreciará como unas hojas o láminas, sino que tendrá un aspecto como si fueran bandas.

De tal forma que cuando se tienen un metamorfismo de bajo grado y el protolito es una roca sedimentaria de grano fino, se forma una pizarra, seguido de una filita; con el aumento de las condiciones de presión y temperatura se llega a un grado metamórfico intermedio dando como resultado un esquisto, que además tendrá un aspecto brillante. Por último, cuando el grado metamórfico es alto o el protolito no tiene ordenamiento interno, la foliación adoptará una forma bandeada, a la roca se

le denomina gneis, seguido de la migmatita, sin embargo, aún sigue en debate si la migmatita es una roca ígnea o metamórfica ya que esta roca llega a formarse por fusión parcial (Figura 5.10).

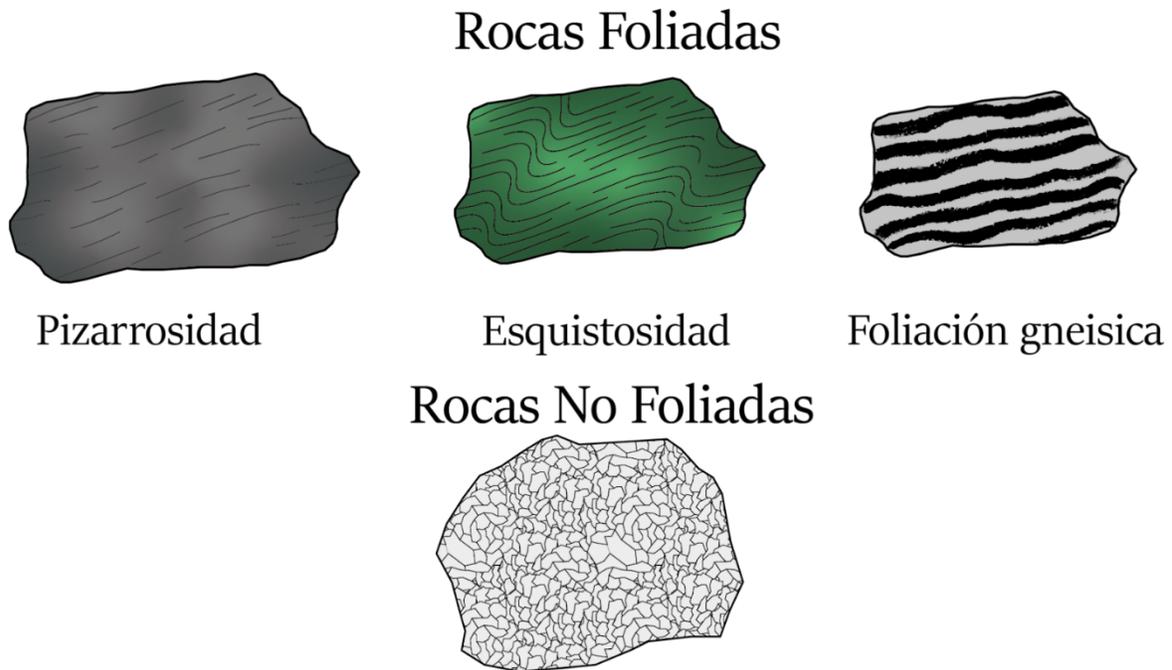


Figura 5. 10 Principales texturas metamórficas foliadas y no foliadas.

El otro grupo de rocas metamórficas está conformado por las rocas no foliadas, Wicander & Monroe (2000) las describen como rocas sin ninguna orientación preferencial (no presentan ordenamiento interno), más bien, son como un mosaico de minerales. Las rocas no foliadas pueden ser de una misma composición mineral como es el caso de mármol que se genera a partir del metamorfismo de contacto o regional de rocas carbonatadas (calizas); el grafito y la cuarcita son otros ejemplos de rocas no foliadas de una misma composición. Otro nombre que se le da a este tipo de secuencias rocosas es skarn, hornfels o corneana (Figura 5.10).

Eskola en 1915 propuso el concepto de facie metamórfica, que lo define como un conjunto de minerales metamórficos que se formaron bajo condiciones de presión y temperatura similares (Wicander & Monroe, 2000), por ejemplo, un basalto (A) de una cierta región de Europa, al pasar por procesos metamórficos se transforma en un esquito verde (L), cuyos cambios mineralógicos se muestran en la Figura 5.1, por otro lado, un basalto (B) de una cierta región de México, al pasar por procesos metamórficos similares al basalto (A), de igual forma se transforma en un esquito

verde (M), por lo cual, el esquisto verde (L) y el esquisto verde (M) tendrán una mineralogía similar o incluso la misma.

En los estudios realizados por Eskola, Coombs y colaboradores en Nueva Zelanda en 1961, identificaron 11 facies metamórficas (Winter, 2014), siendo las facies de zeolitas, prehnita-pumpellyita, las que tienen una foliación tipo pizarra o filita; las facies de esquistos verdes, esquistos azules tienen una foliación tipo esquisto. Las facies de anfibolitas, granulitas presentan una foliación tipo gneiss, y por último se tienen las eclogitas; todas estas facies están asociadas a metamorfismo regional. Por otro lado, se tienen las facies corneanas con albíta-epidota, corneanas con hornblenda, corneanas con piroxenos y sanidinitas que se forman por metamorfismo de contacto (Figura 5.11).

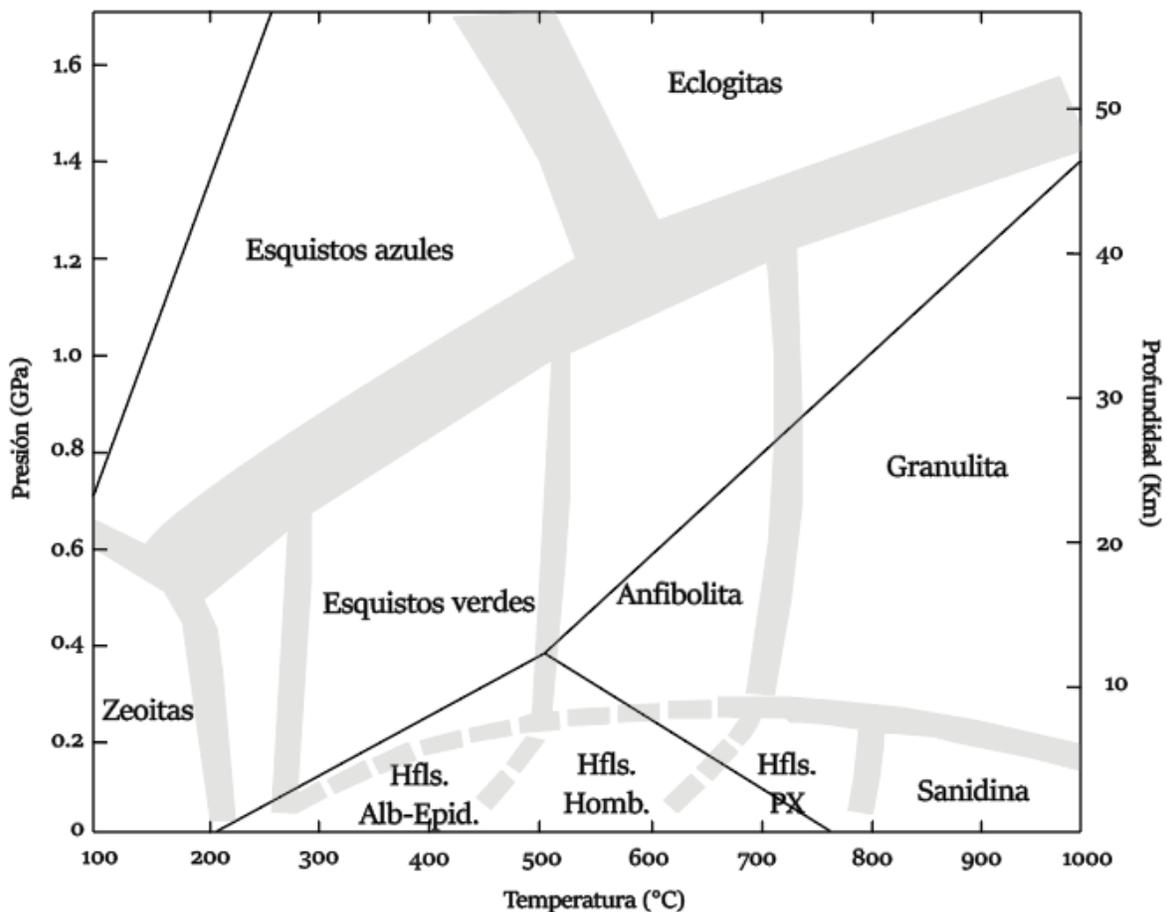


Figura 5.11 Facies metamórficas y su relación con la presión y temperatura. Modificada de Winter (2014).

6. Rocas sedimentarias

6.1. Origen de los sedimentos

Para poder entender al planeta Tierra se necesita, entre otros aspectos relevantes, conocer y analizar las rocas, su composición y los procesos que las originan. Como se estudió en temas anteriores, las rocas ígneas conforman la mayor parte del planeta (núcleo, manto y corteza), seguidas de las rocas metamórficas las cuales se encuentran en la corteza continental. De acuerdo con Spikermann (2010) y Wicander & Monroe (2000) las rocas ígneas y metamórficas representan aproximadamente el 95% del volumen del planeta.

El planeta se compone principalmente de rocas ígneas y metamórficas, las cuales están cubiertas por rocas sedimentarias. Wicander & Monroe (2000) consideran que aproximadamente el 75% de la superficie terrestre está compuesta de rocas sedimentarias, por lo cual, son las rocas que se pueden estudiar con mayor detalle ya que se pueden obtener muestras con mayor facilidad, por otro lado, tienen una gran importancia económica dado que en este tipo de roca se obtienen diversos recursos naturales como agua y materiales de construcción; aunque lo más relevante, es que en las rocas sedimentarias se encuentran los yacimientos de hidrocarburos convencionales y no convencionales que proporcionan la principal fuente de energía que se utiliza a nivel mundial, además de ser una de las materias primas más requeridas por la industria. En algunos casos pueden contener importantes yacimientos minerales, sobre todo cuando tienen relación con rocas ígneas intrusivas y con fallas.

Una interrogante interesante es el explicar como una roca que se forma a grandes profundidades de la Tierra puede llegar a la superficie, por ejemplo, un esquisto azul que se forma a profundidades de más de 20 km, lo podemos encontrar en la superficie en algunas zonas del Complejo Metamórfico de Oaxaca, donde podemos obtener muestras de roca y estudiarlas. Para responder esta interrogante es necesario estudiar y comprender los procesos que modifican la superficie terrestre como lo es el vulcanismo y la actividad de las placas tectónicas que forman orógenos, los que están sujetos a intemperismo y erosión.

Todas las rocas que se encuentran en la superficie terrestre están sujetas a cambios provocados por la intemperie, es decir, las rocas y los minerales son afectadas por el viento, el agua de lluvia, la presión atmosférica, la gravedad, los cambios

climáticos, las plantas, los animales, etc. El resultado de la interacción entre las rocas y la intemperie son los sedimentos, que son todos los fragmentos de roca, fragmentos de minerales y soluciones generados por diversos procesos.

6.2. Meteorización, tipos y formas de transporte

El intemperismo o meteorización corresponde con todos los procesos que van desgastando, fragmentando o alterando las rocas in situ, es decir, en el mismo lugar, sin que exista transporte. Cuando los sedimentos que se formaron son transportados por el agua, el viento o el hielo y la acción de la gravedad, se le conoce como erosión. Por lo cual, uno de los procesos para que un esquisto azul que se forma a profundidades de más de 20 km lo podemos encontrar en la superficie, se debe a procesos tectónicos, sumados a la meteorización y erosión que van quitando todas las rocas que están encima del esquisto azul, como si se fuera desenterrando, permitiendo que rocas que se originen a gran profundidad afloren o se encuentren cercanos a la superficie terrestre.

La meteorización se puede dividir en dos grupos de acuerdo con el proceso que vaya desgastando o alterando la roca, pero no implica que sean procesos aislados, es decir, pueden suceder de manera simultánea o una después de la otra. La primera categoría, es la que desgasta y fragmenta a la roca sin alterar la composición química de la misma, únicamente ocasiona cambios físicos, se le conoce como meteorización física (congelación, expansión y contracción térmica, pérdida de presión, actividad de los seres vivos, etc.); por otro lado, cuando se tienen cambios químicos, la roca se altera y se le conoce como meteorización química (disolución, oxidación, hidrólisis, etc.), que de acuerdo con lo descrito por Wicander & Monroe (2000), Tarbuck & Lutgens (2005) y Spikermann (2010) presentan las siguientes características:

Meteorización física o mecánica

Congelación: este tipo de meteorización es producto del cambio de fase de algún fluido que circule por la roca, es decir, dentro de la roca se tienen espacios vacíos mejor conocidos como poros (porosidad primaria), además de fracturas (porosidad secundaria), que de igual forma son espacios vacíos. Por estas discontinuidades se puede tener agua u otro fluido y cuando baja la temperatura de la zona, se congela, sin embargo, el volumen ocupado por el fluido aumenta en un 9% al momento de congelarse, por lo cual, el tamaño de los poros y fracturas aumenta y va rompiendo la roca (Figura 6.1) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

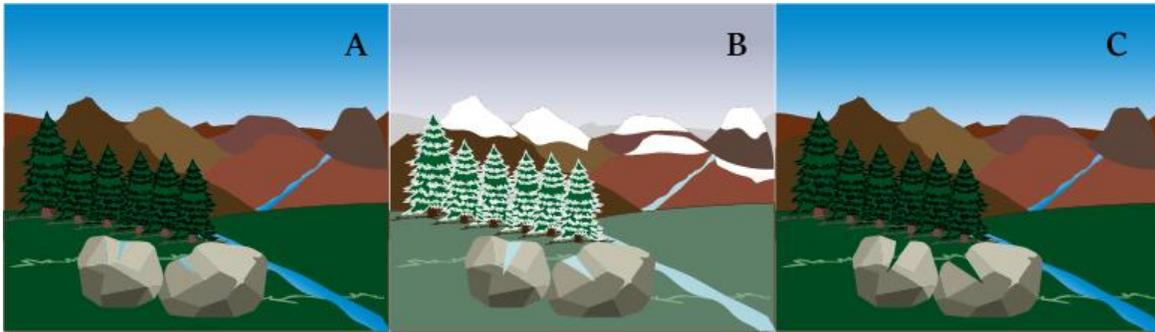


Figura 6.1 Meteorización por congelación. A) Rocas con fluidos en sus discontinuidades. B) Los fluidos en la roca se congelan y se expande la discontinuidad. C) La expansión provoca que la fractura aumente de tamaño, lo que puede romper a las rocas.

La congelación ocurre comúnmente en zonas montañosas húmedas o en zonas donde se tengan diferencias de temperatura favorables para que se pueda tener un cambio de fase y se fragmente la roca (Wicander & Monroe, 2000). Además de los efectos de la temperatura, los fluidos que circulan en los espacios vacíos de la roca tienen iones disueltos que pueden precipitar y cristalizar como ocurre con minerales como la sal, la calcita o el cuarzo, que, al irse acumulando en las discontinuidades de la roca, estas se ensanchan y se fragmentan.

Expansión y contracción térmica: este tipo de intemperismo se produce por los cambios de temperatura, debido a que, al aumentar la temperatura de un material sólido los átomos empiezan a moverse, de tal forma que el material se expande; caso contrario a cuando el sólido disminuye su temperatura, los átomos se mueven más lento y llegan a estar más juntos, dando como resultado que el material tenga un efecto de contracción (Figura 6.2). La expansión y contracción continua genera que las rocas se fragmenten, tal como ocurre en los desiertos (Tarbuck & Lutgens, 2005).



Figura 6.2 A) Las rocas se expande por el aumento de temperatura. B) Las rocas se contraen al disminuir la temperatura C) Por la expansión y contracción la roca se fragmenta.

La composición química, la estructura cristalina y el enlace químico es lo que define que características físicas tiene un mineral, de tal forma que no todos los minerales tendrán una expansión térmica y contracción igual, pero la roca, al tener diferentes minerales sujetos a tensión propician que la parte superficial se desprenda como si fueran delgadas hojas (intemperismo esferoidal). Se han realizado diversos experimentos que han demostrado que este tipo de meteorización no es tan importante, porque no genera muchos sedimentos en comparación de otros tipos de meteorización.

Perdida de presión: las rocas que están dentro de la corteza están sujetas a una determinada presión, pero por los procesos de la tectónica y el ciclo de las rocas, los materiales rocosos sepultados varios kilómetros empiezan subir hasta llegar a la superficie y constituir afloramientos, por lo cual, la presión a la que estaban sometida la roca es cada vez menor hasta llegar a la presión atmosférica. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), este tipo de meteorización genera que la roca se fragmente en capas delgadas, como si fuera una cebolla a la que se le van quitando capas concéntricas o fracturamiento sin ningún control estructural, es decir, no se tiene ninguna tendencia preferencial (Figura 6.3).

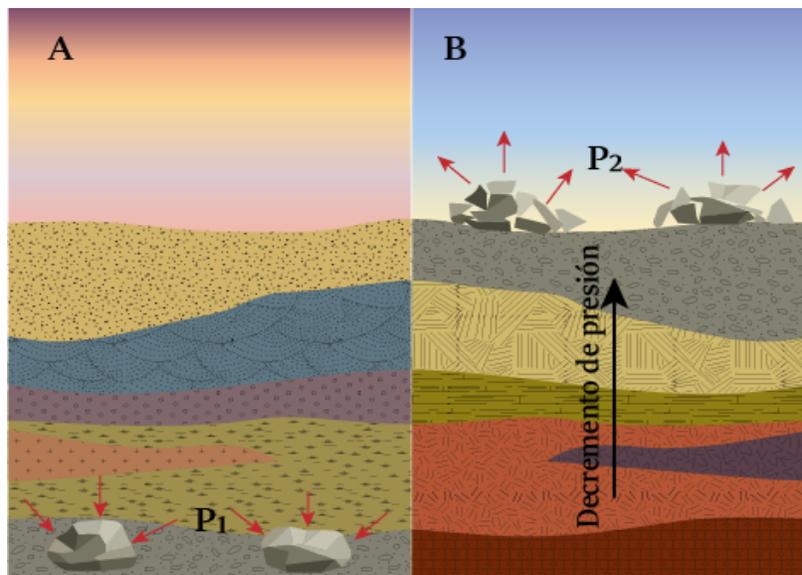


Figura 6.3 A) Rocas en el subsuelo sujetas a presión por todas las demás capas de roca que están en cima. B) La erosión del terreno o por efecto el movimiento de placas tectónicas relacionado con el ciclo de las rocas genera que las rocas sepultadas profundamente lleguen a la superficie terrestre, donde tendrán una menor presión de donde se ubicaban inicialmente.

Actividad de los seres vivos: los seres vivos generan meteorización en la roca en la medida de que necesiten recursos de la superficie terrestre o del subsuelo, además

de los espacios para vivir y transitar, por ejemplo, algunos animales como los topos, hacen agujeros dentro de las rocas para hacer sus madrigueras, trituran la roca o la fracturan; los árboles rompen la roca conforme van creciendo sus raíces y la actividad de los seres humanos está muy marcada en donde se desarrollan las comunidades, principalmente las ciudades o en la construcción de obras civiles como carreteras, túneles, presas, etc. (Figura 6.4).

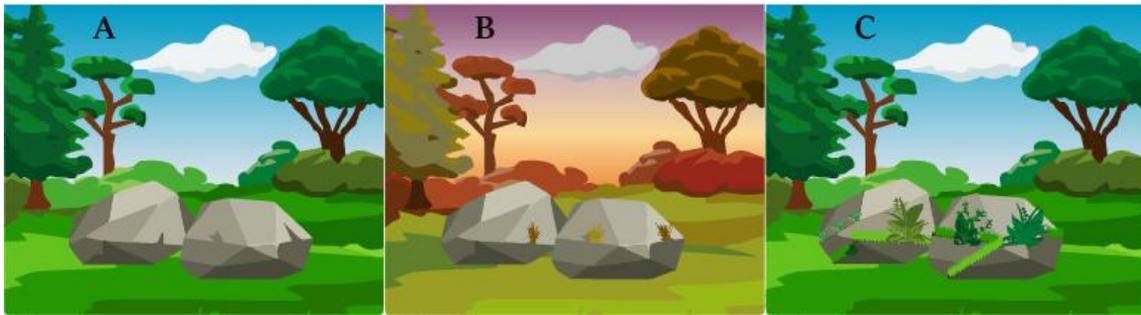


Figura 6.4 A) Se tienen rocas con pequeñas fisuras. B) Las raíces de algunas plantas han comenzado a crecer en las fisuras preexistentes. C) Las plantas siguieron creciendo de forma tal que se han incrustado en la roca haciendo más grandes las fisuras por lo que se rompen.

Meteorización química.

Disolución: todos los minerales tienen una fórmula química definida que al entrar en contacto con el agua y otras sustancias pueden causar cambios químicos. En algunos casos, las partículas del mineral comienzan a ser atraídas por el agua, de esta forma, los minerales que componen a las rocas se van modificando y las partículas del mineral quedan disueltas en el agua. Una manera más simple de entender este tipo de meteorización es al observar cuando un cubo de azúcar al cual se le agrega agua, lo que ocasiona que el cubo se deforma hasta que se deshace completamente; además de que parte del azúcar o en su totalidad se disolverá en el agua, de manera similar ocurre con algunos minerales que componen a las rocas. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), otro proceso de disolución ocurre cuando el agua tiene contacto con bióxido de carbono generando ácido carbónico propiciando la disolución de las calizas, sin embargo, el proceso de disolución dejará espacios vacíos aumentando la porosidad de la roca (Figura 6.5).



Figura 6.5 Roca calcárea disuelta, formando poros intercomunicados.

Oxidación: De manera similar cuando dejamos un clavo en contacto con el ambiente, se comienzan a presentar colores rojos-anaranjados, pero si el contacto es prolongado, al tocar la zona oxidada se comienza a deshacer el clavo. Este tipo de meteorización se produce por el oxígeno en el aire o el oxígeno que contiene el agua, afectan principalmente a minerales ferromagnesianos como el olivino, los anfíboles o los piroxenos, transformándolos en minerales como la hematita o la limonita (Figura 6.6) (Wicander & Monroe, 2000). Algunas reacciones pueden ser de importancia ambiental por los daños que provoca, por ejemplo, la pirita se meteoriza en ácido sulfúrico provocando daños a los ecosistemas y la salud de los seres vivos, particularmente de los seres humanos.



Figura 6.6 Oxido en rocas, producto de alteración química.

Hidrólisis: La meteorización es producida por el hidrogeno que está en el aire o el que está contenido en el agua, por lo cual, el hidrogeno se introduce en la red cristalina del mineral reemplazando algún otro elemento de la composición original, provocando que el mineral modifique la estructura cristalina generando un nuevo mineral y el elemento reemplazado queda disuelto en el fluido (Figura 6.7). Este tipo

de meteorización afecta principalmente al grupo de los minerales silicatados y feldespatos dando como resultados minerales arcillosos como la caolinita, clorita, talco, montmorillonita, etc. (Wicander & Monroe, 2000).

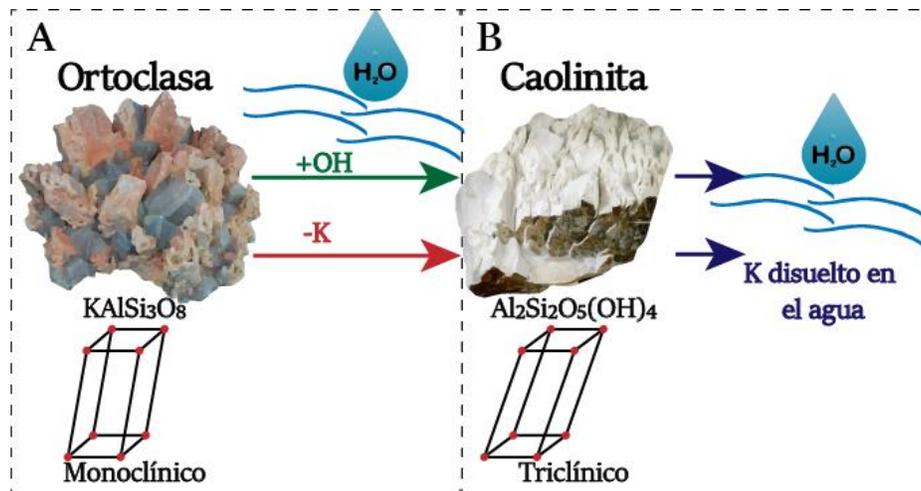


Figura 6.7 A) Se tiene una ortoclasa la cual está en contacto con agua provocando que se agreguen moléculas de OH y el K salga de la estructura cristalina B) La modificación de la estructura cristalina genera que de una ortoclasa ahora se tenga una caolinita. Además, el agua que circula ahora tiene disuelto el potasio.

De acuerdo con Wicander & Monroe (2000) los sedimentos pueden ser transportados por cualquier agente geológico que tenga la energía suficiente para mover partículas de un tamaño determinado, por ejemplo, el viento únicamente puede transportar partículas de menores a 2 mm. Los agentes que transportan sedimentos y los acumulan en zonas de topografía baja o en una cuenca sedimentaria, son el agua, el viento, el hielo, la gravedad y en menor medida la actividad biológica.

Visualizar el cómo el agua y el viento transportan los sedimentos es más sencillo, inclusive se ha tenido la experiencia de sentir como pequeños fragmentos golpean el rostro o entran en el ojo cuando se tienen ventiscas de aire en zonas áridas donde hay materiales sueltos. El agente más poderoso para transportar sedimentos son las corrientes de agua de los ríos, que cuando tienen fuerte pendiente y gran volumen, es posible observar cómo se van llevando los fragmentos de roca, los suelos, la materia orgánica, etc.

Los sedimentos que están en algún fluido (agua o viento) tendrán 3 mecanismos de transporte siendo el primero por tracción, que se desplazan por la superficie donde circula en fluido, el segundo mecanismo es por saltación, como su nombre lo indica, la partícula va avanzando, pero dando saltos; por último, los sedimentos más finos

pueden estar suspendidos en el fluido, como si fueran flotando (Figura 6.8). Es común que el agua de un río también lleve sedimentos disueltos como la sal, los carbonatos y los sulfatos.

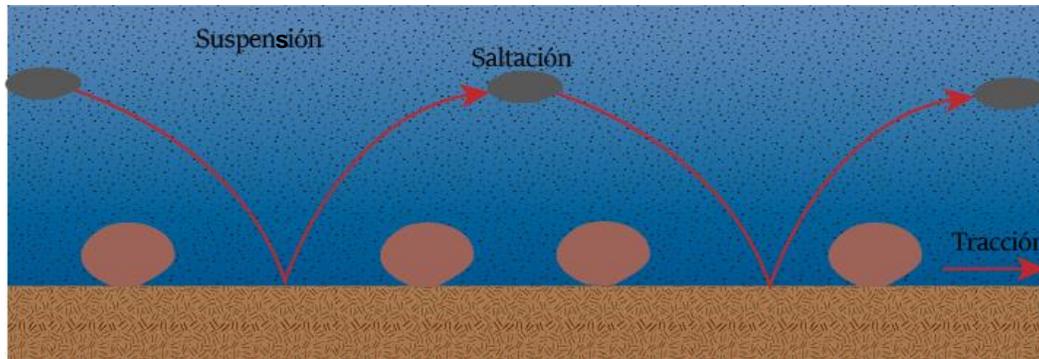


Figura 6.8 Mecanismos de transporte de sedimentos sólidos.

En el caso de que el agente de transporte sea el hielo, se da principalmente en las zonas montañosas donde se forman gruesas capas de nieve o en las zonas de hielos permanentes (permafrost). El hielo acumulado en algún momento deja de ser estable, sobre todo en zonas de alta pendiente, y comienza a deslizarse por las laderas de la montaña transportando lo que está a su paso. La primera capa de hielo se encuentra directamente sobre las rocas de la montaña, es como si estuviera anclada, de tal forma que cuando se empieza a deslizar, el hielo comienza a desgastar la superficie de la montaña, transportando los fragmentos que va arrancando, donde la masa en movimiento y el efecto de gravedad contribuye a este tipo de desplazamiento de partículas.

Cuando el principal agente de transporte de sedimentos es la gravedad, ocurre desplazamiento de sedimentos o de rocas. El caso extremo es cuando hay deslizamiento de masas o de taludes en zonas montañosas, que al tener masas de roca en zonas inestables y saturarse de agua, la fuerza de gravedad propicia que el cuerpo rocoso se deslice por las laderas de la montaña. Un claro ejemplo de este tipo de erosión es el que ocurre en las zonas montañosas de la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre Occidental, la Sierra de Chiapas y la Sierra Madre del Sur, donde en zonas de alta pendiente ocurren flujos de masa en temporadas de lluvia o cuando hay sismicidad.

Un análogo lo observamos en cortes de carretera profundos, donde es común escuchar que se tienen derrumbes de los taludes, conformados de fragmentos de rocas que se desprenden de las partes altas y caen en la carretera, inclusive en

algunas carreteras se tienen señales de tener cuidado por este tipo de deslizamientos. En este caso, es evidente que la inestabilidad es provocada por la actividad humana, sin embargo, los mayores deslizamientos de taludes ocurren de manera natural en zonas de alta pendiente, con rocas intemperizadas, falladas y fracturadas, sobre todo cuando hay abundante precipitación pluvial o cuando ocurren terremotos.

6.3. Depósito de sedimentos y sus características

Un término común tanto en física como en química es la estabilidad, la que podemos definir como un estado en el cual algún objeto, molécula o cualquier tipo de materia ya no tiene la energía suficiente para estar en movimiento o las condiciones del lugar no propician que ocurra alguna deformación, presenten alteraciones, etc. La materia siempre busca la estabilidad, por lo que las partículas se moverán o reaccionarán hasta encontrar la estabilidad, es decir, gastan toda la energía o llegan a una zona donde ya no puedan moverse y así estar en equilibrio con el ambiente.

Cuando las rocas son afectadas por los procesos de meteorización y erosión, dejan de ser estables; se modifican las condiciones en las que se encuentran. El mismo proceso propicia que se formen sedimentos y que estos se transporten hasta una zona donde vuelven a ser estables o el agente de transporte ya no tiene la energía necesaria para seguir moviéndolos, sin embargo, cuando el agente de transporte aún tiene la energía necesaria, los sedimentos serán transportados y depositados en una cuenca sedimentaria, que no es otra cosa que una depresión topográfica o una zona cóncava en la parte superior de la corteza donde se pueden acumular sedimentos y otros materiales relacionados, como materia orgánica y actualmente, productos derivados de la actividad humana como plásticos, metales, etc.

Dependiendo el tipo de meteorización, erosión o transporte dejarán marcas en el sustrato y en los sedimentos, los cuales adoptarán ciertas características que los distinguen, por ejemplo, en los sedimentos transportados por el hielo, este desgarrará la superficie donde se tienen acumuladas las capas de hielo formando estrías, las que se preservan en los sedimentos de mayor tamaño; otro ejemplo es la gravedad, que propicia que se pueden transportar diversos tamaños de partícula, inclusive bloques de varios metros cuando ocurren deslizamientos de masa; por otro lado, el viento transporta principalmente partículas menores a 2 mm, que corresponden con arena, limo y arcilla.

Al analizar los sedimentos tanto en conjunto como por separado, estos brindan información que servirá para entender la procedencia, los procesos y características por los cuales se transportó el sedimento y las condiciones que predominaron en dicho transporte. El tamaño de los sedimentos, su composición, la forma, la redondez, la esfericidad, el empaque, la fábrica, la clasificación, la madurez textural, madurez mineralógica, la porosidad y permeabilidad son características para estudiar a los sedimentos.

Tamaño

De acuerdo con Basile (2018) una partícula contiene 3 ejes, los cuales se pueden visualizar como el largo, ancho y alto, sin embargo, no será el eje más largo o el eje más corto el que define el tamaño de la partícula, sino será el eje intermedio el que define el tamaño. En sedimentología, la escala de Udden-Wentworth (Tabla 6.1) ha sido adoptada por el Subcomité de Terminología Sedimentológica de la Unión Americana de Geofísicos (AGU), mide el diámetro del eje intermedio en milímetros (mm) y en el caso de sedimentos de grano fino se mide en micrómetros (μm), siendo que $1 \mu\text{m} = 0.001 \text{ mm}$, por otro lado, las unidades phi (Φ) se calculan mediante el $-\log_2(\text{diámetro en mm})$.

Denominación	d (mm)	Φ	d (μm)
Cantos rodados muy grandes	4096 - 2048	-12 a -11	
Cantos rodados grandes	2048 - 1024	-11 a -10	
Cantos rodados medianos	1024 - 512	-10 a -9	
Cantos rodados pequeños	512 - 256	-9 a -8	
Guijarros grandes	256 - 128	-8 a -7	
Guijarros pequeños	128 - 64	-7 a -6	
Grava muy gruesa	64 - 32	-6 a -5	
Grava gruesa	32 - 16	-5 a -4	
Grava mediana	16 - 8	-4 a -3	
Grava fina	8 - 4	-3 a -2	
Grava muy fina	4 - 2	-2 a -1	
Arena muy gruesa	2 - 1	-1 a 0	
Arena gruesa	1 - 1/2	0 a 1	
Arena mediana	1/2 - 1/4	1 a 2	
Arena fina	1/4 - 1/8	2 a 3	
Arena muy fina	1/8 - 1/16	3 a 4	125 - 62.5
Limo grueso	1/16 - 1/32	4 a 5	62.5 - 31.3
Limo mediano	1/32 - 1/64	5 a 6	31.3 - 15.6
Limo fina	1/64 - 1/128	6 a 7	15.6 - 7.8
Limo muy fino	1/128 - 1/256	7 a 8	7.8 - 3.9
Arcilla gruesa	1/256 - 1/512	8 a 9	3.9 - 1.95
Arcilla mediana	1/512 - 1/1024	9 a 10	1.95 - 0.98
Arcilla fina	1/1024 - 1/2048	10 a 11	0.98 - 0.49
Arcilla muy fina	1/2048 - 1/4096	11 a 12	0.49 - 0.24

Tabla 6. 1 Escala sedimentológica de Udden-Wentworth. Modificada de Basile (2018).

Forma

Cabrera et al. (2016) definen a la forma del sedimento como la relación que guardan entre sí los tres ejes principales de la partícula (Figura 6.9). Las clasificaciones cuantitativas más utilizadas son las de Zingg (1935) y la de Sneed y Folk (1958).

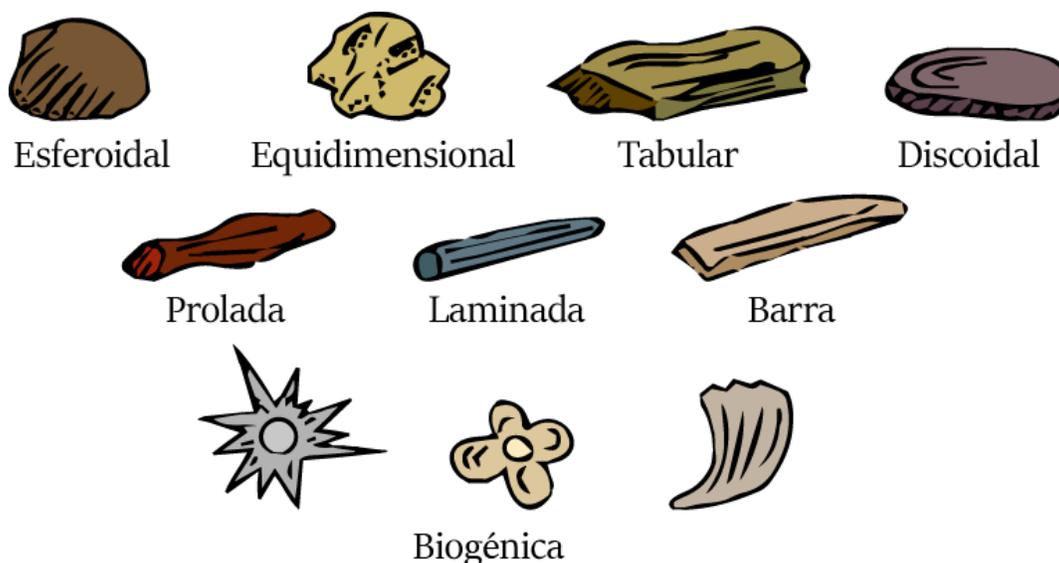


Figura 6.9 Tipos de formas con base en su aspecto. Modificada de Cabrera et al. (2016).

Redondez

Este concepto hace referencia a como es la superficie de la partícula, sin importar la forma que tenga, por lo cual, se dice que una partícula tiene un grado alto de redondez cuando la superficie, los bordes y las esquinas de un sedimento son lisos o curvos; caso contrario a cuando la superficie de la partícula sea puntiaguda, rugosa o muy angulosa se dice que es poco redondeada. Como se muestra en el eje horizontal de la Figura 6.10, de izquierda a derecha se observa que la primera figura es rugosa y conforme aumente el grado de redondez la partícula es más lisa como si se fueran puliendo.

Esfericidad

A diferencia de la redondez, no importa cómo es la superficie de la partícula, lo relevante es la forma que tiene, es decir, que tanto se asemeja una partícula a una esfera. Como se observa en el eje vertical de la Figura 6.10, las partículas con una baja esfericidad tienden a ser alargadas, caso contrario a cuando se tiene una alta esfericidad, las partículas son esféricas como una pelota de beisbol.

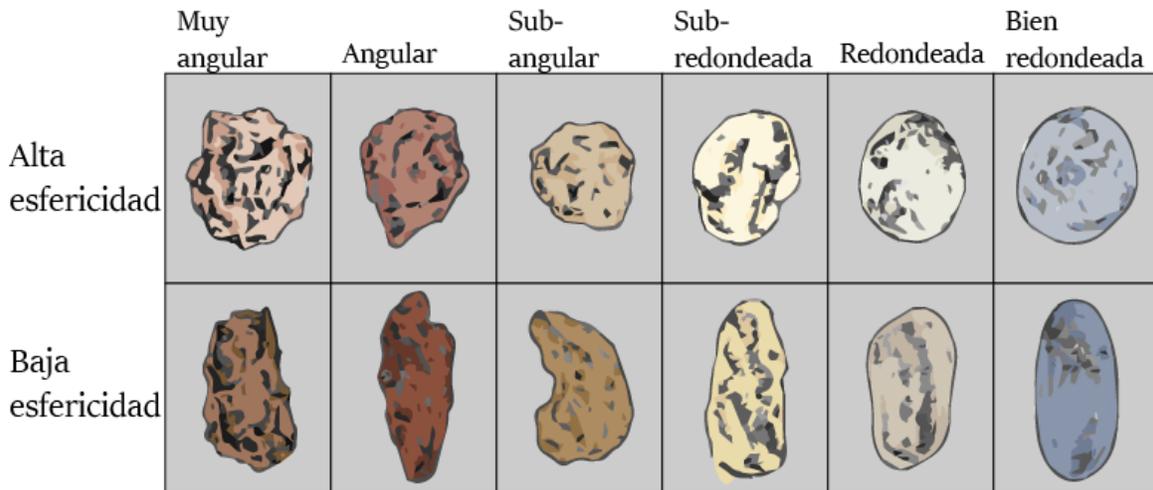


Figura 6.10 Redondez para distintos tipos de contornos. Modificada de Cabrera et al. (2016).

El tamaño, la esfericidad y la redondez de una partícula sedimentaria están en función del tipo de roca, así como de la distancia y la manera en la cual se transportan los sedimentos (Figura 6.11); conforme aumenta la distancia de transporte, el tamaño de la partícula se ira haciendo cada vez menor, por otro lado, conforme aumenta la distancia de transporte, la esfericidad y la redondez irán incrementando, sin embargo, las curvas de esfericidad y redondez van creciendo rápidamente pero llegan a un punto (L y V) donde la curva se comienza a hacer plana, es decir, estas dos propiedades se modifican en las primera etapas del transporte.

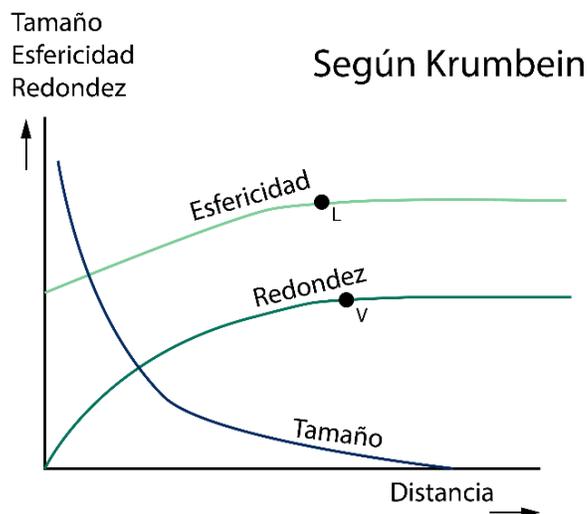


Figura 6.11 Relación tamaño-distancia. Modificada de Cabrera et al. (2016).

Es importante considerar que si se tiene una roca con sedimentos gruesos, con baja redondez y esfericidad, se puede inferir que tuvieron un transporte corto y están cerca de la fuente de aporte; además se puede inferir como era el terreno (relieve) dado que, para que se tenga un corto y rápido transporte que no permita modificar estas propiedades de manera significativa, el terreno es de pendientes abruptas, por otro lado, si se tienen sedimentos finos, con alta redondez y esfericidad, el transporte es más lento y más largo, por lo cual, el terreno es más suave (menor relieve), sin pendientes pronunciadas.

Empaque

Esta propiedad de las rocas analiza la proximidad de las partículas de las rocas terrígenas, es decir, que tan cercanos o alejados están entre si los clastos en un arreglo tridimensional, por lo cual, cuando los clastos están juntos se dice que tiene un arreglo grano soportado, que como su nombre lo indica, los clastos están muy juntos por lo que se pueden sostener sin la necesidad de contener matriz; el caso contrario ocurre cuando los clastos están separados o distantes, se dice tiene un arreglo matriz soportado, es decir, los clastos por si solos no se pueden sostener, por lo que necesitan una matriz, la cual se componen de clastos más finos o algún mineral como él cuarzo o la calcita que tienen la función de cementante; es algo similar a cuando se construye un muro y se utiliza cemento para fijar los bloques (Figura 6.12).

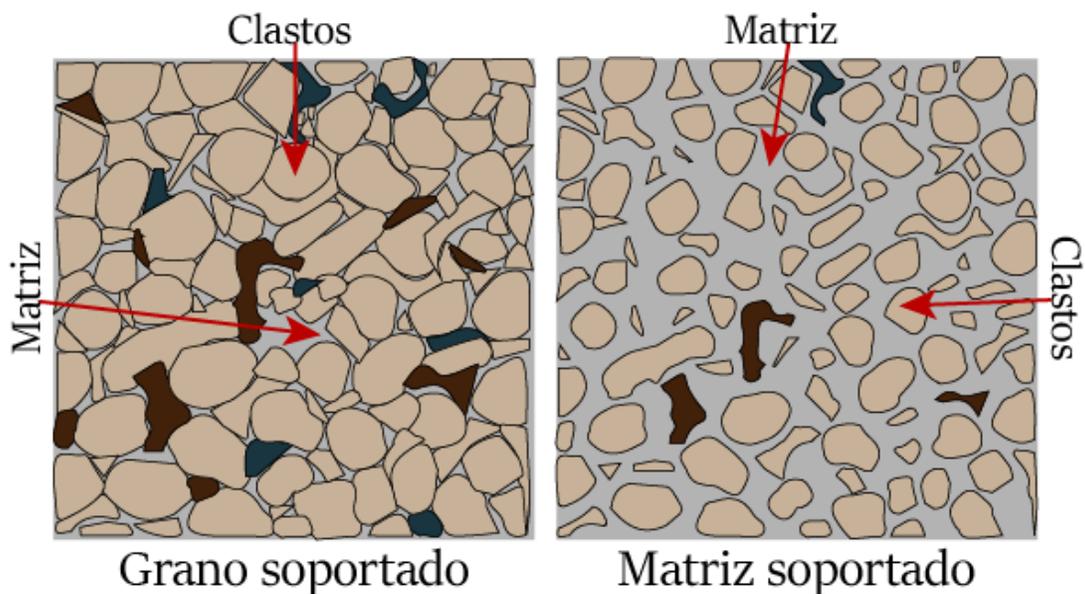


Figura 6.12. Tipos de empaque: grano-soportado y matriz-soportado.

Fábrica

La fábrica hace referencia a la configuración tridimensional de los componentes de una roca, considerando la orientación que tienen los clastos, sin embargo, dicha orientación se observa principalmente en clastos que tengan formas alargadas y con baja esfericidad, por lo cual, se dice que tiene un arreglo anisotrópico, caso contrario cuando se tienen partículas con alta esfericidad, no se observará ninguna orientación siendo así un arreglo isotrópico. Analizar si los sedimentos, si estos tienen algún tipo de orientación, se puede conocer la dirección del flujo que depositó a los sedimentos, por lo cual, el flujo será paralelo a la orientación que tengan los clastos (Figura 6.13).

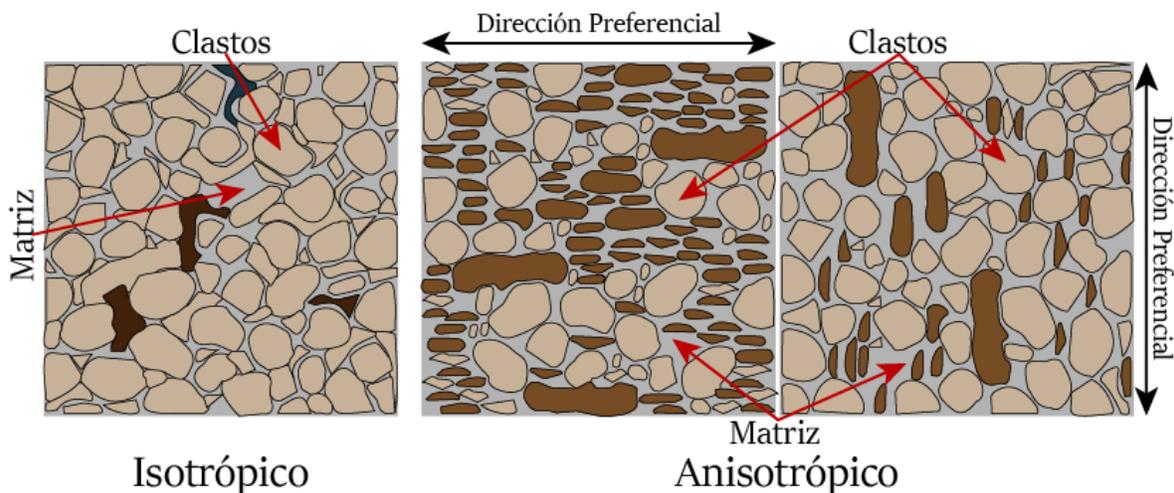


Figura 6.13 Ejemplos de fábrica de sedimentos compuestos de clastos.

Clasificación

La clasificación de los sedimentos está en función de la homogeneidad en el tamaño y forma que tengan los clastos, por lo cual, cuando los sedimentos sean del mismo tamaño y forma se dice que están bien clasificados, por otro lado, cuando los sedimentos tienen una gran variedad de tamaños y formas, se dice que son pobremente clasificados (Figura 6.14).

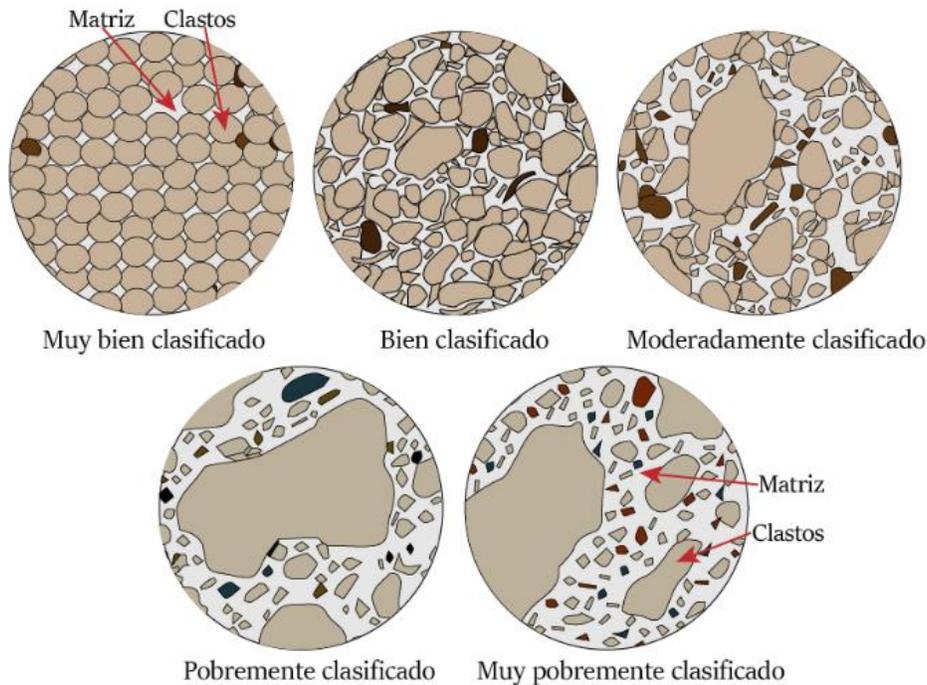


Figura 6.14 Esquemas de clasificación de sedimentos clásticos. Modificado de Cabrera et al. (2016).

Madurez textural y mineralógica

La madurez de los sedimentos está en función de la distancia y la forma en la cual se transportan hasta la cuenca sedimentaria, ya que van adquiriendo diferentes características, por lo cual, cuando se alcanza el mayor grado de madurez es cuando todos los parámetros antes estudiados tienen su mayor desarrollo, es decir, los sedimentos serán bien clasificados, grano soportados; los clastos serán esféricos, redondeados y su tamaño será de grano fino, por otro lado, cuando los sedimentos son mal clasificados, tienen matriz soportada, baja redondez y esfericidad; además de que el tamaño de grano será grueso.

La madurez mineralógica está enfocada a la meteorización química, es decir, se tienen minerales que tienen una mayor resistencia a la meteorización, por lo cual, se puede decir que los sedimentos son mineralógicamente maduros cuando ya no se tienen a los minerales que se meteorizan a arcillas como los feldespatos pero, tampoco se tendrá presencia de minerales arcillosos, por lo regular las rocas mineralógicamente maduras son las que tienen un mayor contenido de cuarzo, ya que es el mineral que resiste más a la meteorización.

En la Figura 6.15 se combinan varios parámetros, como la presencia de arcilla, la clasificación y la redondez de los clastos que permiten establecer como es la

madurez de una muestra, o si esta es inmadura, submadura, madura o supermadura. Por otro lado, conocer la madurez de una roca es de suma importancia dentro de la industria petrolera, debido a que las rocas que tienen un alto grado de madurez son principalmente rocas generadoras y con baja permeabilidad, en caso contrario, cuando las rocas no tienen un alto grado de madurez, son principalmente rocas almacenadoras las cuales tienen una buena permeabilidad que facilita y reduce los costos de la extracción de los hidrocarburos convencionales.

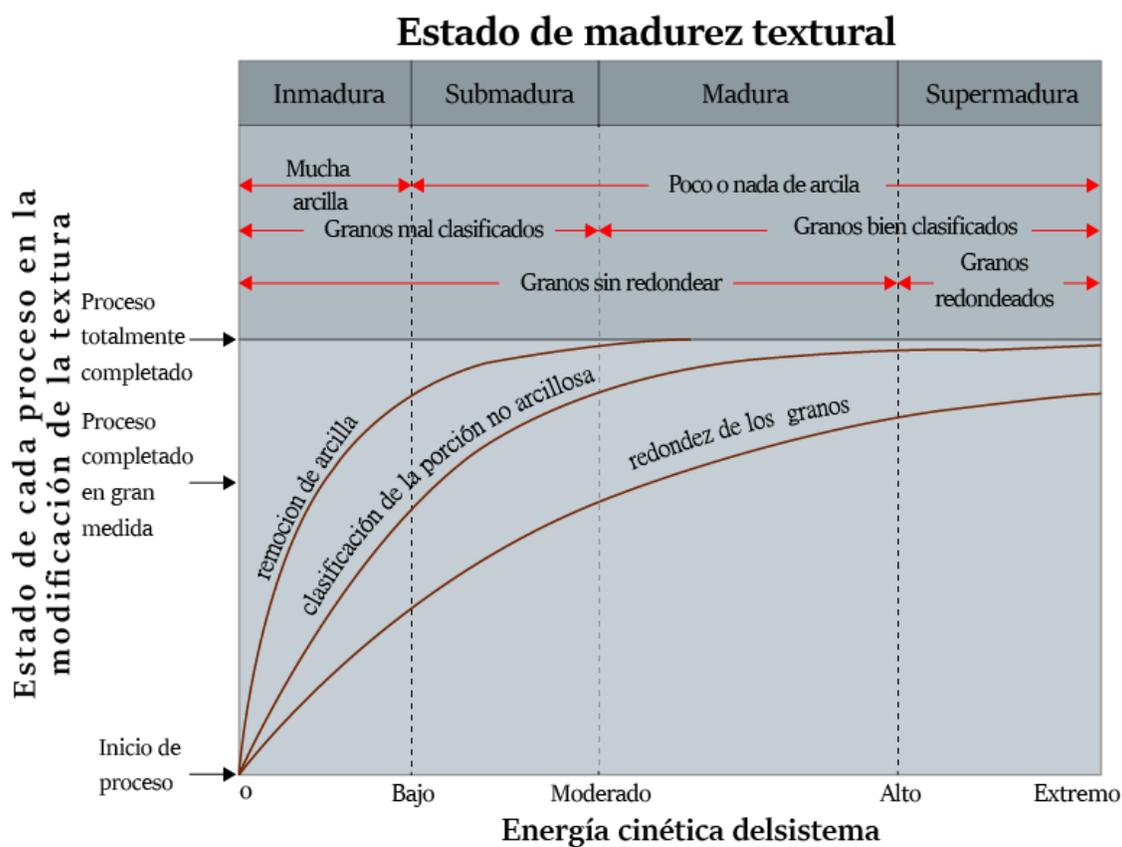


Figura 6.15 Estado de madurez textural de una roca clástica. Modificado de Cabrera et al. (2016).

Porosidad

La porosidad es el porcentaje de espacios vacíos que tiene una roca, la cual depende del empaque y la clasificación de los sedimentos. En la Figura 6.16 se observan un acomodo de clastos, sin embargo, se tienen espacios vacíos, los cuales no son ocupados por ninguna partícula de menor tamaño y quedan huecos. Los espacios vacíos se conocen como poros y al hacer la relación del Volumen poro entre Volumen total se obtiene la porosidad.

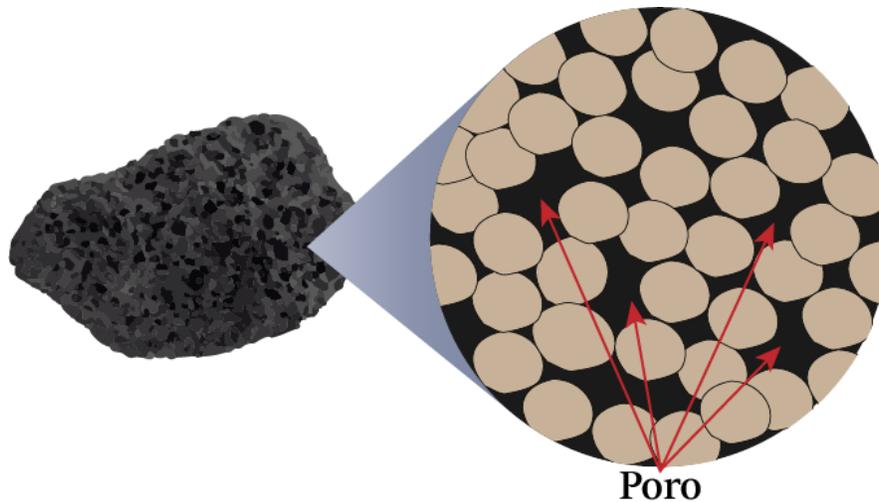


Figura 6.16 Porosidad en las rocas sedimentarias.

Se conoce como porosidad primaria a los poros formados durante el mismo depósito, sin embargo, por la misma dinámica de la Tierra, los clastos se pueden fracturar o disolver generando nuevos espacios vacíos, de tal forma que cuando se tienen poros generados por algún otro proceso diferente y posterior al depósito, se le conoce como porosidad secundaria. Por otro lado, cuando se cuantifica la porosidad, no importa si es primaria o secundaria, por lo cual, a la cantidad de poros totales se le conoce como porosidad absoluta y en el caso de cuantificar los poros que se encuentran interconectados, sin considerar los que se encuentran aislados, se le conoce como porosidad efectiva.

Permeabilidad

La permeabilidad es la capacidad para que pueda circular un fluido dentro de una roca (Figura 6.17), es decir, los espacios vacíos deben estar interconectados y ser de tamaño supercapilar para que pueda circular un fluido, sin embargo, tener una mayor porosidad no implica una mayor permeabilidad ya que se puede tener una porosidad absoluta alta pero una baja porosidad efectiva, por otro lado, se puede tener una baja porosidad absoluta y una alta porosidad efectiva.

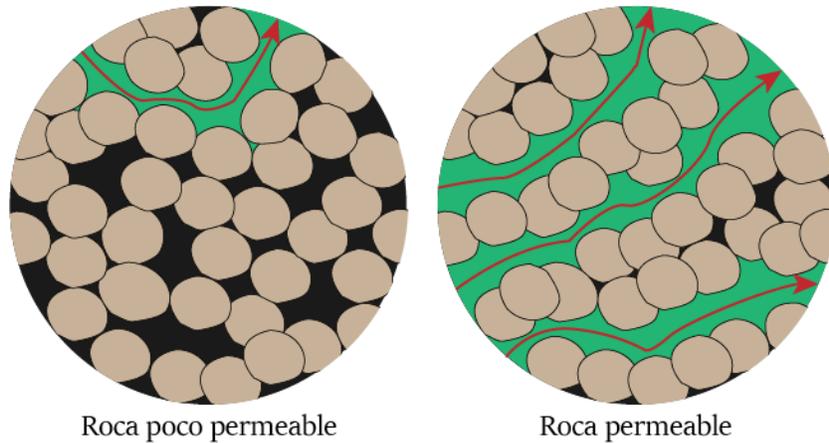


Figura 6.17 Ejemplificación de la permeabilidad.

La medición de la capacidad de una roca para transmitir fluidos se realiza en darcies o milidarcies, cuyo término fue definido por Henry Darcy. Las formaciones que transmiten los fluidos fácilmente, tales como las areniscas sin matriz o las calizas fracturadas, se describen como permeables y tienden a tener poros grandes y bien conectados. Las formaciones impermeables, tales como las lutitas y las limolitas, tienden a tener granos más finos o un tamaño de grano mixto, con poros más pequeños, más escasos o menos interconectados o son de tamaño subcapilar, por lo que no permiten la circulación de fluidos como los que tienen los yacimientos petroleros no convencionales (lutitas gasíferas y/o aceitíferas). La permeabilidad absoluta es la medición de la permeabilidad obtenida cuando sólo existe un fluido, o fase, presente en la roca. La permeabilidad efectiva es la capacidad de flujo preferencial o de transmisión de un fluido particular cuando existen otros fluidos inmiscibles presentes en el yacimiento. La permeabilidad relativa es la relación entre la permeabilidad efectiva de un fluido determinado, con una saturación determinada, y la permeabilidad absoluta de ese fluido con un grado de saturación total. Si existe un solo fluido presente en la roca, su permeabilidad relativa es 1,0. El cálculo de la permeabilidad relativa permite la comparación de las capacidades de flujo de los fluidos en presencia de otros fluidos, ya que la presencia de más de un fluido generalmente inhibe el flujo (Schlumberger, 2022).

6.4. Clasificación de rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se forman a partir del transporte y depósito de sedimentos en una cuenca sedimentaria, sin embargo, se tienen múltiples y variados depósitos de sedimentos, lo que genera que la cuenca se vaya rellorando progresivamente, por otro lado, por el mismo peso de los sedimentos (presión de sobrecarga), los

primeros depósitos tienen un aumento de presión y al mismo tiempo la temperatura se incrementa, por lo cual, los sedimentos se transforman en rocas sedimentarias.

La diagénesis corresponde con todos los cambios físicos y químicos generados a partir del aumento de presión y temperatura que actúan sobre los sedimentos y los convierten en rocas sedimentarias. De acuerdo con Spikerman (2010) la compactación y la cementación son los procesos diagenéticos más importantes, sin embargo, se tienen otros procesos como el reemplazamiento (Figura 6.18), la recristalización (Figura 6.19), la disolución, la autogénesis y el fracturamiento (Figura 6.20).

La compactación de los sedimentos se genera a partir del aumento de la presión por el depósito de nuevos de sedimentos, por lo cual, y como su nombre lo indica, los sedimentos se irán compactando, reduciendo la distancia entre los sedimentos e incrementando su densidad (Figura 6.18). Por otro lado, la cementación es generada por cambios de temperatura y presión, que propicia la precipitación química a partir de lo que lleva disuelto el agua, principalmente calcita, sílice y óxido de hierro, que tienen la función de cementante, de manera similar a un muro en construcción, donde los clastos serían los ladrillos o bloques de roca y la calcita o el sílice el cemento, sin embargo, tanto la compactación que reduce los espacios entre granos y la cementación que rellena los huecos, son factores que reducen la porosidad de la roca.

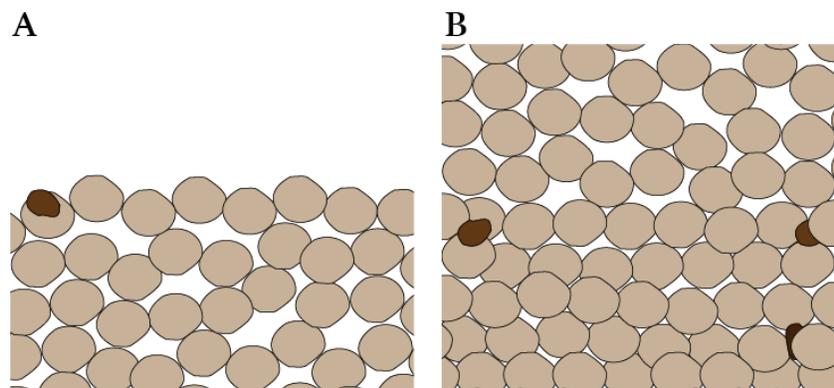


Figura 6.18 A) Se tienen clastos depositados (sedimentos), B) Sobre los clastos previamente depositados se deposita una nueva capa los cual pone peso adicional compactando la base. El espacio poroso puede rellenarse y cementarse (sílice, calcita o óxido de hierro).

El reemplazamiento y la recristalización son dos procesos que afectan a los minerales, por lo cual, en el proceso de reemplazamiento implica que un mineral será reemplazada por otra fase mineral de forma progresiva, por ejemplo, en la

Figura 6.19-A se tiene una plagioclasa, la cual comienza a remplazarse por calcita y finalmente termina siendo totalmente calcita, sin embargo, el tamaño del mineral y su forma original no se modifica, por otro lado, en el proceso de recristalización se tendrá un mineral el cual será cada vez de mayor tamaño, es decir, por los iones disueltos en los fluidos que circulan en los sedimentos, el mineral ira creciendo (Figura 6.19-B). Cuando se forma una nueva fase mineral diferente a la original, se le denomina autogénesis.

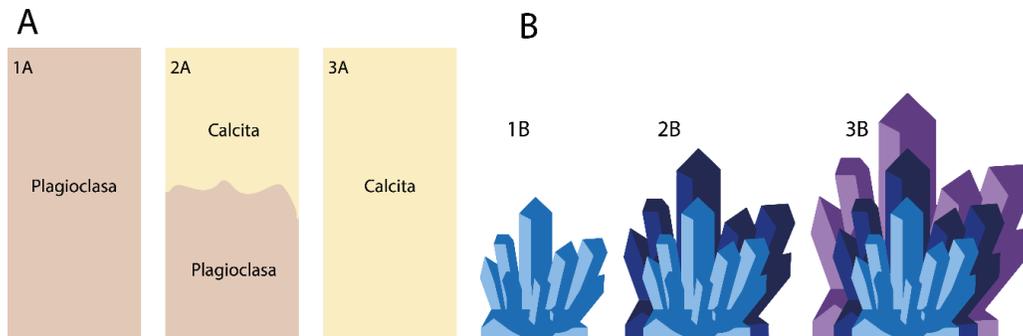


Figura 6.19 A) Proceso de reemplazamiento. B) Proceso de recristalización.

Otro de los procesos que actúan sobre las fases cristalizadas, es la disolución, donde los fluidos que están en la columna sedimentaria llegan a disolver a los minerales menos estables, además, este proceso genera que se tengan nuevos espacios, es decir, un aumento de la porosidad. Por otro lado, se tienen el proceso de compactación que reduce el espacio entre los granos reduciendo la porosidad, sin embargo, por el mismo aumento de presión los clastos se llegan a fracturar lo que da lugar a nuevos espacios vacíos, es decir, tanto la disolución como el fracturamiento son procesos que mejoran la porosidad y/o permeabilidad (Figura 6.20).

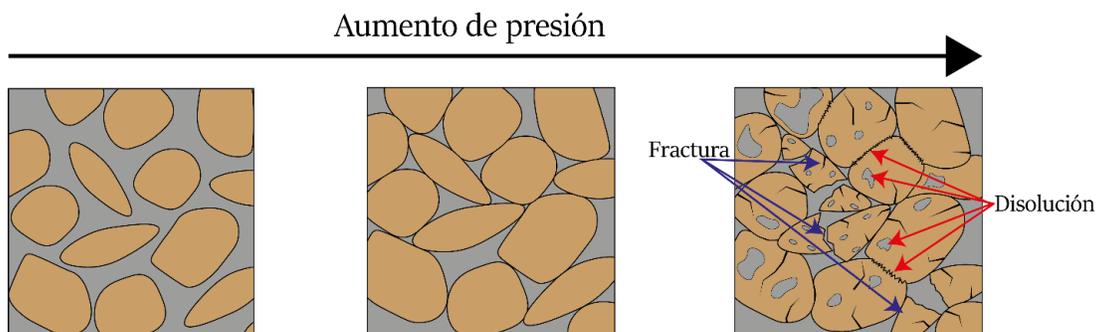


Figura 6.20 Disolución y fracturamiento de clastos. A) Se tiene un depósito de clastos y B) Después de que las sufrieran procesos de compactación y reaccionaran químicamente estas se han disuelto o fracturado.

Dentro de la industria petrolera, la porosidad y permeabilidad son propiedades petrofísicas de interés, ya que a mayor porosidad se puede tener un mayor volumen de hidrocarburos almacenados, por otro lado, al aumentar la permeabilidad se tiene una mejor circulación de fluidos, lo cual provoca una mejor extracción del aceite y/o gas de un yacimiento, reduciendo el tiempo de extracción y los gastos de operación. De tal forma, que estudiar los procesos de sedimentación y los procesos diagenéticos, son de vital importancia para la caracterización estática de yacimientos petroleros convencionales.

Los sedimentos se generan a partir de la meteorización mecánica y/o química, siendo la meteorización mecánica la que genera a los clastos, los cuales son transportados como sólidos y depositados en una cuenca, para luego transformarse en rocas; por otro lado, la meteorización química libera iones al ambiente, los cuales son transportados y precipitados en una cuenca para luego transformarse en roca, es decir, se tienen dos procesos principales que dan lugar a los sedimentos. La meteorización mecánica forma sedimentos que al litificarse se convierten rocas sedimentarias detríticas (también se les conoce como terrígenas clásticas o siliciclásticas) y el intemperismo químico favorece que se formen precipitados químicos, que al litificarse forman rocas sedimentarias químicas (Figura 6.21).

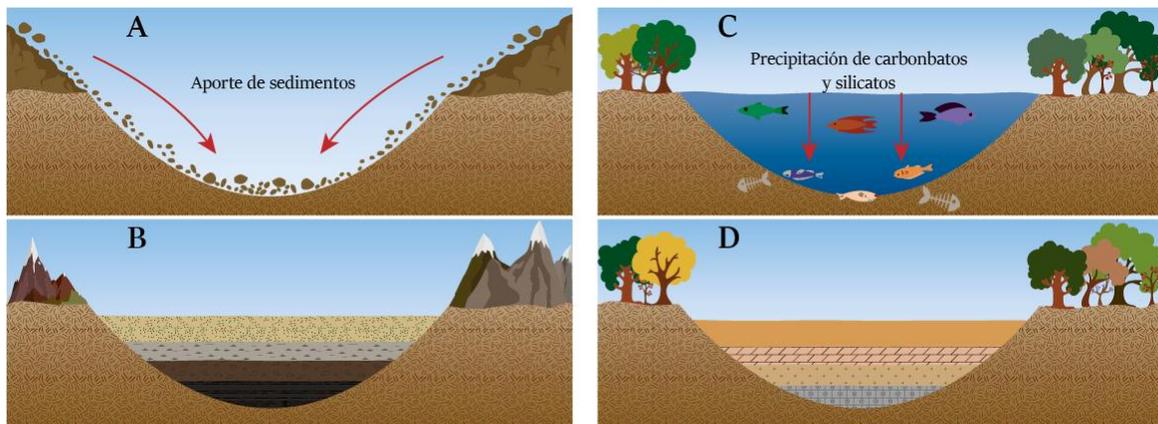


Figura 6.21 Origen de rocas sedimentarias clásticas y químicas. A) Sedimentos son depositados en una cuenca después de ser erosionados y transportados, B) Al pasar un largo periodo de tiempo los clastos depositados se fueron compactando y forman estratos compactos, C) El origen de las rocas químicas parte de la presencia de materiales disueltos o de materia orgánica en un ambiente con presencia de agua y D) Los sedimentos químicos y la materia orgánica que se precipito, con el paso del tiempo formo estratos.

6.5. Rocas sedimentarias detríticas

Este tipo de rocas se forman a partir de la acumulación de clastos en una cuenca sedimentaria, que de acuerdo con el tamaño de partícula que predomine en la roca,

es como se le dará el nombre, de tal forma que las rocas compuestas principalmente por partículas del tamaño de grava se le conoce como brecha o conglomerado, en el caso de las partículas del tamaño de arena se le conoce como arenisca; limonita se les denomina a las rocas con partículas del tamaño de limos y por último se tienen a las lutitas que se compone de clastos del tamaño de arcillas (Figura 6.22).

Sedimento	Roca	Tamaño de grano(mm)	
Grava	Brecha o conglomerado	≥ 2	
Arena	Arenisca	2 - 1/16	
Limo	Limolita	1/16 - 1/256	
Arcilla	Lutita o Lodolita	$< 1/256$	

Figura 6.22. Tamaño de grano (sedimento) y roca detrítica que forma al litificarse.

Las brechas y conglomerados son rocas que tienen granulometrías del tamaño de gravas o mayores, se diferencian por su origen y por la redondez de sus clastos. Las brechas tienen clastos angulosos con bajo grado de redondez, mientras que los conglomerados tienen clastos con un mayor grado de redondez (Figura 6.23). Este tipo de roca está asociada a zonas con pendientes pronunciadas, por lo cual, se forman por flujos densos y rápidos de sedimentos, sin embargo, por la diferencia que se tiene en el grado de redondez, los conglomerados tendrán una mayor distancia de transporte lo que permite redondear los clastos a diferencia de las brechas que tienen un transporte corto, lo que propicia que los clastos sean angulosos (sin redondear).

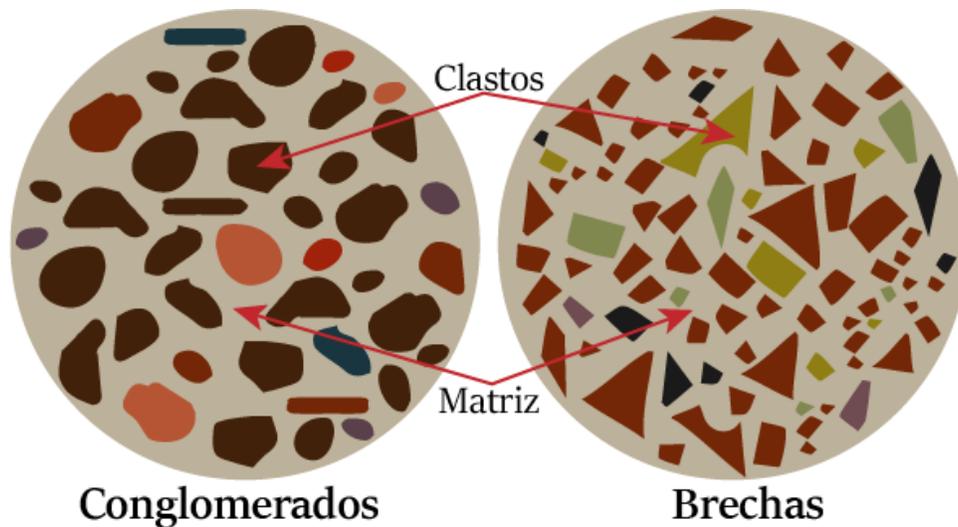


Figura 6.23 Partículas del tamaño de gravas (angulosos y redondeados).

Las areniscas son rocas que se conforman por clastos del tamaño de arena, de acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) este tipo de roca representa el 20% de rocas sedimentarias que conforma la corteza terrestre. Las areniscas se pueden clasificar de diferentes maneras, siendo la clasificación más general, la que toma como referencia el tamaño de grano, es decir, se considera que un clasto es de tamaño arena cuando miden entre 2 cm y 1/16 mm, sin embargo, cuando se tienen granulometrías entre 2cm-1cm se le considera arena muy gruesa, entre 1 cm-1/2 cm se le considera arena gruesa, por otro lado, cuando se tienen un intervalo de entre 1/2 cm-1/4 cm es arena media, entre 1/4 cm-1/8 cm es arena fina y entre 1/8 cm-1/16 cm, arena muy fina.

Otra manera de clasificar a las areniscas es al cuantificar el porcentaje de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca (líticos) y matriz que tienen, de acuerdo con Cabrera et al. (2016) las tablas de clasificación de Pettijohn et al. (1972) son las más utilizadas, de tal forma que para las rocas que contienen menos del 15% de matriz se utilizará la Figura 6.24-A, donde las rocas serán texturalmente maduras o supermaduras; por otro lado, cuando se tenga más del 15% de matriz, se utilizará la Figura 6.24-B donde las rocas serán texturalmente inmaduras y submaduras.

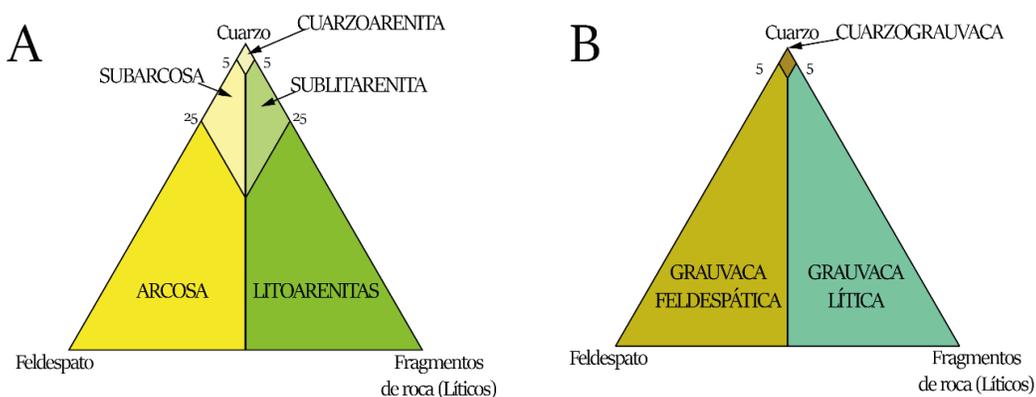


Figura 6.24 Clasificación de areniscas. Modificado de Cabrera et al., (2016).

Al tener una mayor cantidad de feldespatos indica que la arenisca tendrá una menor madurez mineralógica y textural, ya que los feldespatos son los primeros minerales en convertirse en arcillas por alteración química, por lo cual, al disminuir el porcentaje de feldespatos y aumentar la cantidad de cuarzo, la roca tendrá una mayor madurez mineralógica y textural, es decir, el tiempo de transporte y el desarrollo de los clastos más resistentes al intemperismo ira aumentando, por ejemplo, en una cuarzoarenita, los clastos serán bien clasificados y con un alto grado de redondez, por lo tanto, serán rocas supermaduras, a diferencia de una arcosa o arenita lítica donde los clastos son menos redondeados y por lo tanto solo serán maduras, por otro lado, en las grauvacas que tienen más del 15% de matriz también son inmaduras, comparativamente, una wacka de cuarzo tendrá una mayor madurez que una grauvaca feldespática o lítica.

Las areniscas tienen grandes variaciones, las cuales se relacionan con los parámetros que las caracterizan, entre los que destacan el empaquetamiento, la fábrica, la clasificación, composición química, forma y el tamaño de los clastos; dichos parámetros están en función de la composición, la distancia y la forma en la cual se transportan y depositan los sedimentos. Por ejemplo, al analizar dos areniscas pueden tener grandes diferencias, una muestra (Figura 6.25A) tiene clastos con baja redondez y esfericidad, por lo que son pobremente clasificados además de que su porcentaje de cuarzo, fragmentos de roca y feldespatos corresponden a una grauvaca feldespática; por otro lado, en una segunda muestra (Figura 6.25B) se tiene un mayor grado de redondez y esfericidad, con partículas bien clasificadas, y por el porcentaje de cuarzo, fragmentos de roca y feldespatos la clasifican como una arcosa. De tal forma que las dos muestras a pesar de tener particular de tamaño arena tienen un origen totalmente diferente, mientras que la

primera muestra tiene inmadurez textural, que se puede asociar a zonas con pendientes más pronunciadas, donde el depósito y el transporte fue más rápido; en comparación de la segunda, que tiene una mayor madurez textural por lo cual se puede asociar a zonas con pendientes más suaves, donde el depósito y el transporte fue más lento en comparación de la primera.

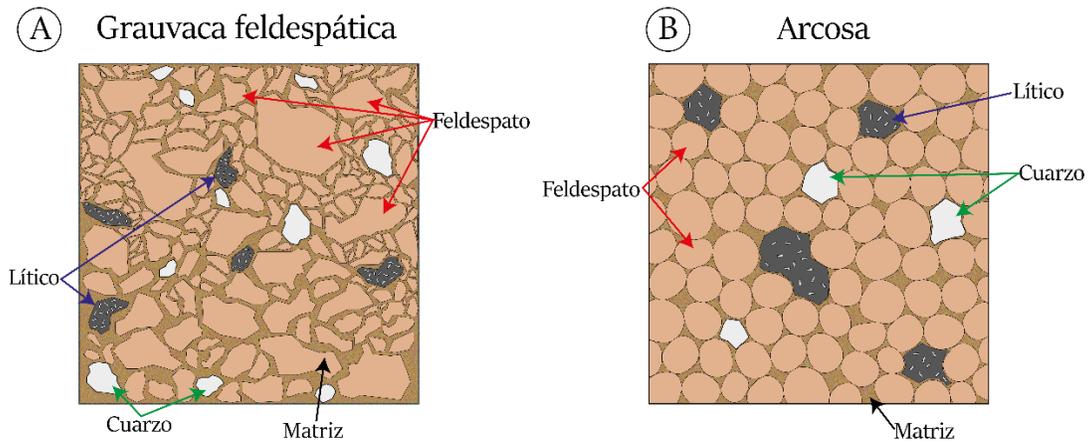


Figura 6.25. A) Muestra de arenisca que, por su porcentaje de feldespato, cuarzo, fragmentos de roca (líticos) y matriz se clasifica como una grauvaca feldespática. B) Muestra de arenisca que, por su porcentaje de feldespato, cuarzo, fragmentos de roca (líticos) y matriz se clasifica como una arcosa.

El estudio de rocas sedimentarias es fundamental para la reconstrucción de los procesos superficiales de la corteza terrestre, con el ejemplo anterior, al analizar dos muestras de areniscas, donde a pesar de ser el mismo tipo de roca, cada una tiene una historia diferente debido a que la meteorización, erosión, transporte y debido a que el depósito se llevó a cabo de diferentes maneras, de tal manera que al realizar análisis detallados de los sedimentos (composición, forma, tamaño, empaque, clasificación, madurez textural, etc.), agregando el análisis de estructuras sedimentarias y el contenido fósil, se pueden interpretar las condiciones ambientales y el tipo de relieve donde se depositaron esos sedimentos, que al litificarse se transformaron en rocas.

Las rocas con tamaño de grano más fino (limos y arcillas) Wicander & Monroe (2000) mencionan que corresponden con más del 40% de rocas clásticas, por otro lado, Tarbuck & Lutgens (2005) mencionan que es más del 50%. Cuando se tienen acumulaciones de granos del tamaño de limo, la roca que se forma se le denomina limonita y en el caso de tener acumulación de granos del tamaño de arcilla formará rocas denominadas lutitas, sin embargo, es difícil diferenciar a simple vista entre una limonita y una lutita, ya que los granos son tan finos que no se pueden apreciar a simple vista, sin embargo, las lutitas a diferencia de las limonitas son fisibles, es

decir, la roca está conformada por varias laminas como si fuera un paquete de finas hojas (Figura 6.26). De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) las rocas de grano fino se forman en ambientes de baja energía (lagos, llanuras de inundación de ríos, lagunas, pantanos y cuencas oceánicas profundas) ya que si se tienen corrientes las partículas finas quedan suspendidas en los fluidos y no se permite su depósito.

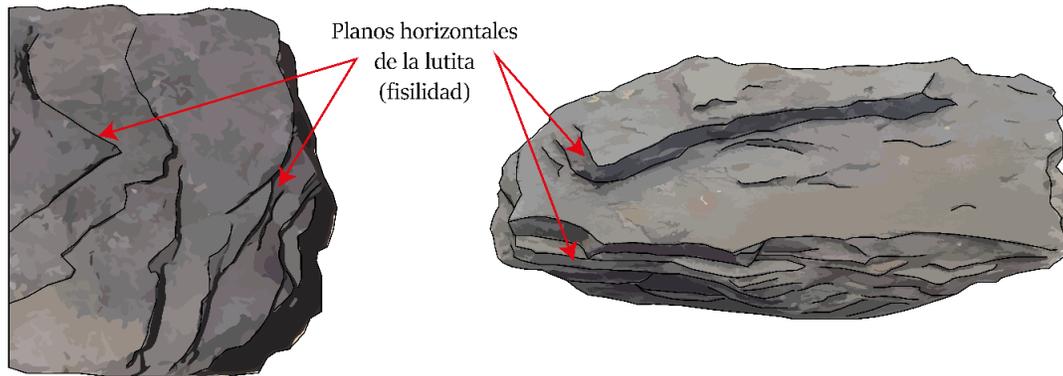


Figura 6.26 Fisibilidad es una propiedad de las lutitas en la cual la roca tiene planos horizontales como si fuera un paquete de hojas.

Las rocas de grano fino se caracterizan por tener una alta porosidad, pero una muy baja permeabilidad, es decir, se tienen muchos espacios vacíos, pero no están interconectados y son de tamaño subcapilar, por lo cual, dentro de la industria petrolera este tipo de rocas son de gran importancia ya que al tener una baja permeabilidad que no permite el paso de los fluidos forman buenas rocas sello. Por otro lado, cuando la roca de grano fino tiene abundancia de materia orgánica, constituyen potenciales rocas generadoras de hidrocarburos convencionales o no convencionales.

Sobre la superficie terrestre no solo se tienen los procesos sedimentarios como la meteorización, erosión, transporte y depósito, se tienen también otros procesos que se van relacionando, por ejemplo, los tectónicos que originan deformación en las rocas o la sismicidad que contribuyen al transporte de sedimentos; por otro lado, los procesos volcánicos generan flujos de lava y cenizas, por lo cual, al analizar secuencias sedimentarias es posible encontrar rocas sedimentarias intercaladas con rocas volcánicas, sin embargo, se puede tener el caso en que los sedimentos que se depositan están mezclados con rocas volcánicas, primordialmente piroclastos, por ejemplo, por lo que se puede tener en un mismo cuerpo de roca cenizas y clastos de tamaño de arena, por lo cual, cuando se tiene esta mezcla se les conoce como rocas vulcanosedimentarias (Figura 6.27).

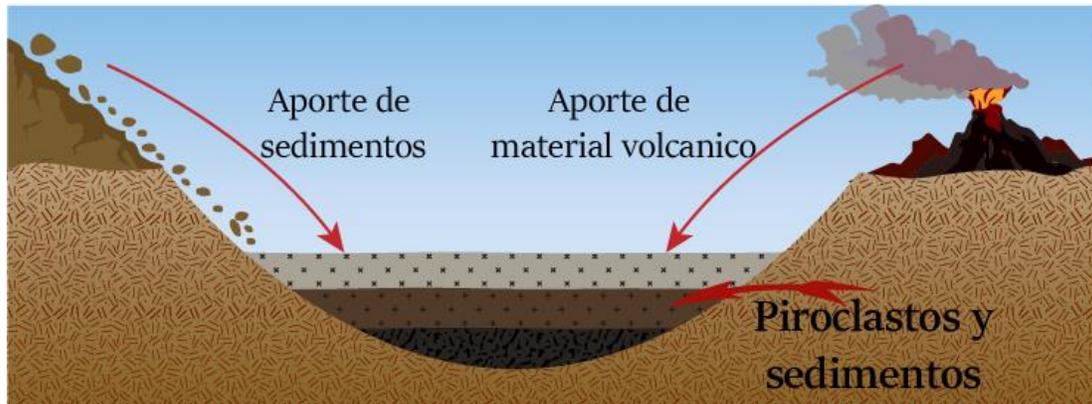


Figura 6.27 Origen de las rocas vulcanosedimentarias.

6.6. Rocas sedimentarias químicas

Este tipo de roca se genera a partir de la precipitación de los iones disueltos en el agua, producto de la meteorización química, que se transportados a los lagos y los mares forman principalmente depósitos de evaporitas o carbonatos, además, este tipo de roca se puede formar también por la actividad de los organismos, que en este caso se le conoce como roca sedimentaria bioquímica (Wicander & Monroe, 2000). A los elementos minerales que se forman a partir de la precipitación se le denomina ortoquímico, por otro lado, los esqueletos de los organismos, los que se pueden conservar de manera completa o parcial debido al oleaje y a las corrientes de fondo que los fragmentan, se le conoce como aloquímicos (Figura 6.28); otros aloquímicos comunes son los pellets, intraclastos y oolitas.



Figura 6.28 Las rocas sedimentarias químicas se forman a partir de la precipitación de minerales (ortoquímico) y fragmentos o esqueletos completos de organismos (aloquímico).

La roca química más común son las calizas, que se forma a partir de la precipitación principalmente de calcita o aragonito ($CaCO_3$) que les da un aspecto cristalino; de

acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) las calizas corresponden al 10% del total de rocas sedimentarias. La dolomía es una roca parecida a la caliza, solo se diferencian por el principal mineral que contienen, mientras que la caliza se forma por la precipitación de calcita o aragonito, en la dolomía precipita dolomita $CaMg(CO_3)_2$, aunque en algunos casos, el magnesio reemplaza al calcio de la calcita produciéndose dolomitización que forma dolomías.

De igual forma que las lutitas (rocas clásticas de grano fino), las calizas formadas de lodos de carbonato (micrita) se depositan en ambientes de baja energía donde las condiciones ambientales permiten que las partículas finas se depositen y no estén suspendidas en los fluidos, por otro lado, en ambientes de mayor energía se acumulan aloquímicos (de mayor tamaño) o crecimientos de colonias de organismos que forman a las calizas porosas y permeables. Los hidrocarburos se forman en rocas de grano fino, por lo cual, las calizas finas en algunos casos son excelentes rocas generadoras, sobre todo si se combinan con arcillas. En otros casos, las calizas de grano fino también funcionan como rocas sello, y en el caso de tener calizas de grano grueso o formadas por colonias de organismos como los arrecifes, pueden formar excelentes rocas almacenadoras.

Existen diferentes clasificaciones de las rocas carbonatadas, pero Cabrera et al., (2016) mencionan que la clasificación de Dunham (1962) (Figura 6.29) que considera el porcentaje de matriz y porcentaje de alquímicos, y la clasificación de Folk (1962) que analiza el tipo y tamaño de aloquímico y ortoquímico, son las clasificaciones más utilizadas.

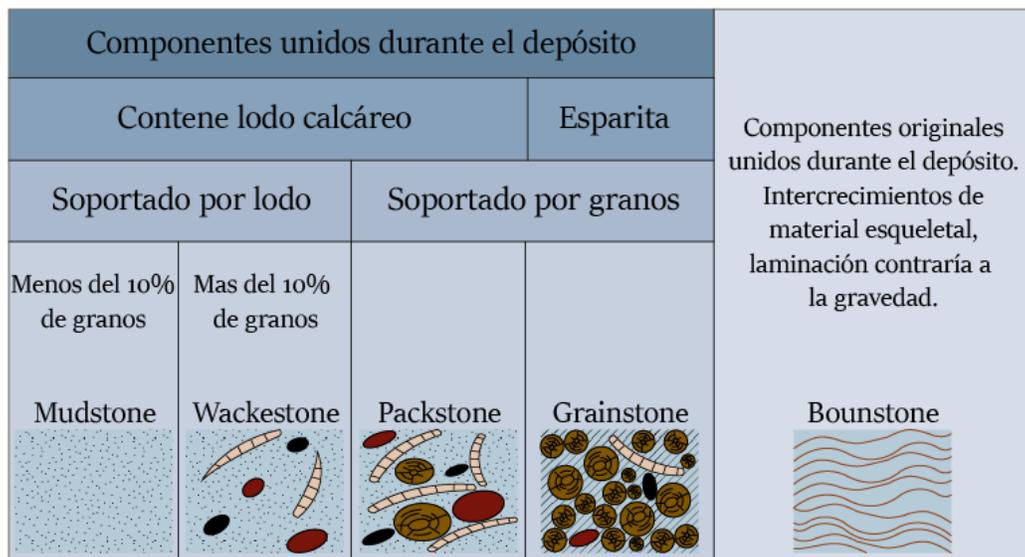


Figura 6.29 Diagrama de clasificación de calizas de Dunham. Modificado de Cabrera et al., (2016).

Otra de los elementos que precipitan en las cuencas sedimentarias, es el óxido de silicio (SiO_2), que se caracteriza por formar rocas duras y compactas, como el pedernal que se distingue por su color, que puede ser blanco cuando no tiene impurezas o negro cuando contiene elementos oscuros o materia orgánica; el jaspe tiene un color rojo por contener cantidades significativas de óxido de hierro y cuando se deposita en bandas se le conoce como ágata. Es común que el pedernal forme nódulos o bandas, que principalmente se encuentran en secuencias de calizas, aunque en algunos casos forma estratos (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El carbón mineral se genera a partir de la transformación y compactación de la materia orgánica (principalmente materia de tipo leñoso y plantas continentales) que se acumula en pantanos, manglares, lagunas costeras y deltas, donde se tienen cantidades bajas de oxígeno en el agua, lo que permite que la materia orgánica acumulada no se descomponga, sino que se preserve y se pueda transformar en carbón; parte de la materia orgánica se transforma en gas, sin embargo, si aumenta el sepultamiento llegando a los parámetros del metamorfismo, el carbón se convierte en grafito (Figura 6.30). Existen otros ambientes de depósito que pueden tener materia de tipo leñoso o plantas continentales, pero cuando la cantidad de materia no es tan abundante, genera carbón disperso o gas metano, siendo en este caso una roca generadora.

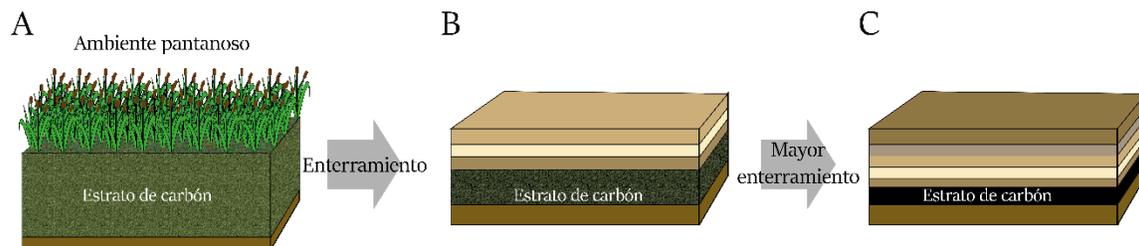


Figura 6.30 Acumulación de materia orgánica en ambiente palustre (pantano) que por el aumento de presión y temperatura producto de la continua sedimentación va sepultando a la materia orgánica acumulada ocasionando que se transforme en carbón y gas, sin embargo, cuando se entra a los parámetros del metamorfismo el carbón se convierte en grafito. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

En el caso de que se tenga un mayor sepultamiento por el depósito de nuevos sedimentos en una cuenca sedimentaria, la materia orgánica se ira transformando gradualmente en carbón y gas, y la calidad del carbón de igual forma ira aumentando, es decir, en las primeras etapas se tendrá un carbón de baja calidad con impurezas que no genera una buena combustión, por lo cual, es bajo o nulo interés económico, sin embargo, conforme aumenta las condiciones de presión y

temperatura sin llegar al metamorfismo, el carbón será de mayor calidad y de mayor interés económico.

Otra de las rocas sedimentarias químicas de interés en la industria petrolera y para la construcción, son las evaporitas, que se forman a partir de la precipitación química de minerales producto de reacciones químicas y por la evaporación del agua, algo similar a cuando se pone a calentar un envase que contiene agua con sal, donde el agua comienza a evaporarse y conforme disminuye el volumen de agua que no permite tener a todos los iones disueltos, la sal que no se disuelve y comenzará a precipitarse y quedará en el fondo del recipiente.

Este proceso ocurre principalmente en zonas áridas donde se tienen cuerpos de agua con poca profundidad y sin un continuo o escaso aporte de fluidos, como ocurre en los alrededores de los lagos o en plataformas bordeadas cercanas a los desiertos; para que se formen gruesas secuencias de evaporitas se requiere de una lenta y equilibrada subsidencia que ocasione una mínima variación en las condiciones ambientales. En la Figura 6.31 se tiene un esquema de una plataforma bordeada, la cual se compone por la laguna, el arrecife (que es el cuerpo que genera que sea bordeada), el talud continental y el fondo marino, de tal forma que en el primer estadio se tiene un nivel alto del mar (Figura 6.31A), sin embargo, por diversos procesos geológicos y climáticos el agua desciende generando que en la zona del lagoon ya no se tenga aporte de agua de mar (Figura 6.31B) pero por las condiciones climáticas se tendrá el proceso de evaporación y precipitación química. Finalmente se tiene un mayor descenso en el nivel del mar, continua la evaporación y en la zona de laguna como ya no tiene un aporte significativo de agua o el aporte de fluidos mediante ríos es menor a la tasa de evaporación, la mayor parte del agua se evapora formando estratos de sal (Figura 6.31C), sin embargo, cuando hay aporte de terrígenos, los cuerpos salinos pueden estar en conjunto con sedimentos arcillosos o arenosos.



Figura 6.31 Origen de las evaporitas. A) Plataforma bordeada con un nivel alto del mar. B) El agua desciende y en el lago queda atrapada una porción de fluido el cual se va evaporando C) La zona de lagoon ya no tiene aporte de fluidos, continúa la evaporación generando la precipitación de sal.

De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia que viene determinada por su solubilidad, por lo cual, primero precipitan los minerales menos solubles y al final, conforme aumenta la salinidad, precipitan los más solubles, por ejemplo, el yeso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ precipita cuando se ha evaporado alrededor de los dos tercios a las tres cuartas partes del agua del mar, y la halita NaCl se deposita cuando han desaparecido nueve de cada diez partes de agua.

El estudio de los cuerpos salinos tiene una gran importancia dentro de la industria petrolera por las condiciones fisicoquímicas de la sal, es decir, la sal tiene baja permeabilidad, de tal forma que puede fungir como roca sello, por otro lado, al momento de realizar la perforación de un pozo y encontrar con un cuerpo salino, las operaciones de perforación se pueden ver comprometidas debido a que las evaporitas en contacto con el agua se disuelven rápidamente provocando que no se pueda tener un buen control en la geometría del pozo, utilizando forzosamente un lodo de perforación base aceite y no utilizar un lodo base agua, además, por el comportamiento plástico de la sal, la barrena puede quedar atrapada, por lo cual, es preferible ocupar métodos de perforación direccional para rodear el cuerpo salino en vez de perforarlo causando diversas complicaciones en la operaciones de perforación.

Si las secuencias de evaporitas (principalmente sal) tienen un espesor mayor a 100 m, y son cubiertas por otros sedimentos de mayor densidad, se vuelven inestables cuando están sepultadas más de 600 m, por lo que tienden a moverse a zonas de menor presión debido a que pierden el equilibrio isostático; en estos casos, pueden formar domos, diapiros o canopies, que favorecen se formen trampas petroleras estructurales por arriba de la sal o por debajo de ella.

7. Ambientes sedimentarios

Los sedimentos pueden ser transportados de diferentes maneras, tendiendo como principales agentes al agua, el viento y el hielo que transportan a los sedimentos y los depositan en algún lugar de topografía baja, en cuenca sedimentaria. De tal forma que, analizando integralmente a los sedimentos, estructuras y a los fósiles se puede determinar la manera en la cual se depositaron dichos sedimentos, es decir, conocer el ambiente de depósito.

De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) un ambiente de depósito es un punto geográfico donde se acumulan los sedimentos (Figura 7.1), sin embargo, se tendrá diferencias sustanciales para diferenciar entre un ambiente y otro cuando se comparten rocas en común, por ejemplo, si tenemos una arenisca de grano fino bien clasificada podemos asociarla a un ambiente eólico ya que el viento solo transporta sedimentos finos pero, si se tuviera esa misma arenisca de grano fino pero moderadamente clasificada o con clastos alineados, se puede asociar el depósito a un río o inclusive un lago.

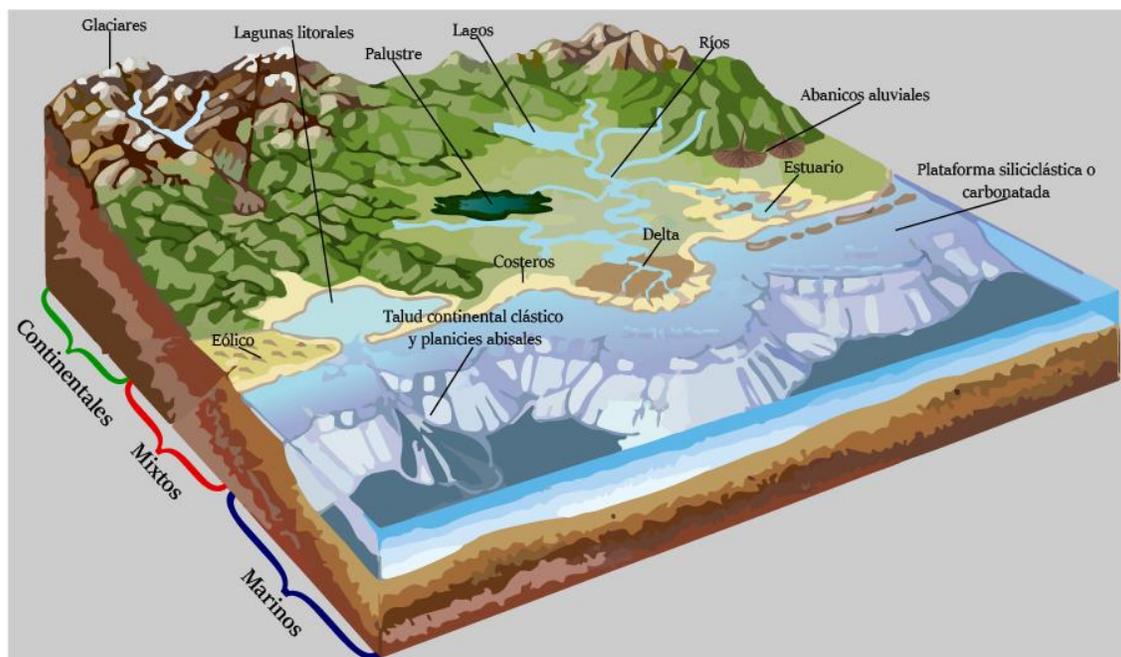


Figura 7.1. Ambientes sedimentarios. Modificada de Navarrete (2017).

Cada ambiente de depósito tendrá características específicas que determinarán como se depositaron los sedimentos, que de acuerdo con Arche (2010), se analizan parámetros físicos (medio de transporte, velocidad y sentido de las corrientes), químicos (composición de los sedimentos y del agua) y biológico (tipo de fauna,

flora, interacciones organismos-sedimentos). Se pueden hacer una diferencia o clasificación en ambientes continentales y ambientes marinos, sin embargo, existen zonas donde se tiene una interacción entre lo continental y lo marino que se le conoce como ambientes mixtos o de transición.

7.1. Ambientes continentales.

Glaciares.

Los glaciares se forman en zonas con temperaturas bajas (Figura 7.2) principalmente en las zonas de hielos permanentes (permafrost) o en montañas elevadas en la temporada de invierno, donde se tiene la formación de capas de nieve sobre los cuerpos de roca, sin embargo, se llega un punto donde las capas de nieve tienen un sobrepeso y tienden a deslizarse por las laderas de donde ocurrió la acumulación.

De esta manera es como el hielo va rasgando la superficie donde se depositó, además de ir arrastrando los sedimentos transportando grandes bloques de roca, de tal forma que los depósitos glaciares denominados morrenas, se conforman de clastos de diferentes granulometrías, mal seleccionados y mal clasificados, sin embargo, a consecuencia del arrastre y desgarrar, los clastos estarán rasgados o arañados además de tener una apariencia como de pulido.



Figura 7.2. Ambiente glaciar en montañas nevadas.

Eólicos.

Se dan en regiones áridas e hiperáridas, principalmente en desiertos (Figura 7.3), en donde el principal agente es el viento que transporta partículas del tamaño de arena o menores, además, la vegetación y la humedad del suelo no impiden el

movimiento de las partículas. Los procesos eólicos son por la capa superficial del suelo o por tormentas de polvo, regularmente son transportados lejos de su fuente de aporte y se depositan principalmente en forma de dunas o mantos de arena (García et al., 2010).

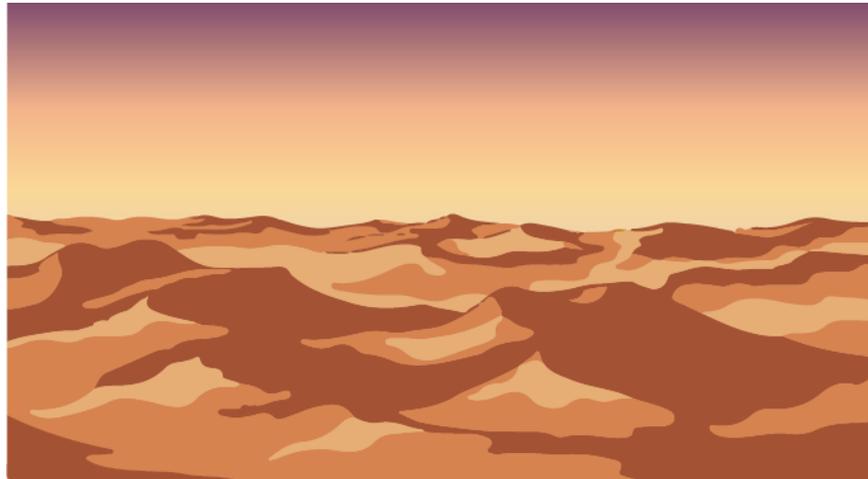


Figura 7.3. Desierto, ambiente eólico.

Ríos.

De acuerdo con Sopena & Sánchez (2010) los sistemas fluviales o ríos (Figura 7.4) llegan a ser el ambiente de depósito predominante o el que aporta más sedimentos a una cuenca sedimentaria. El principal agente es el agua, que transporta los sedimentos desde las zonas más altas a las más bajas durante varios metros o kilómetros y de aquí su importancia, ya que todo lo que es transportado por los ríos llega a los lagos, a los océanos, abanicos aluviales, es decir, aportan sedimentos a la mayoría de los ambientes de depósito.



Figura 7.4. Ambiente fluvial o ríos.

Los ríos van circulando y se van abriendo paso conforme van desgastando la roca, formando canales o un sistema de canales que va a depender de la competencia de la roca o su resistencia a la erosión. Pueden tener diferentes morfologías, que de acuerdo con lo descrito por Sopeña & Sánchez (2010) pueden ser rectos, entrelazados, meandriformes y anastomosados (Figura 7.5), que en los tiempos de lluvia donde el cauce es mayor, el río se desborda dejando a su alrededor llanuras de inundación.

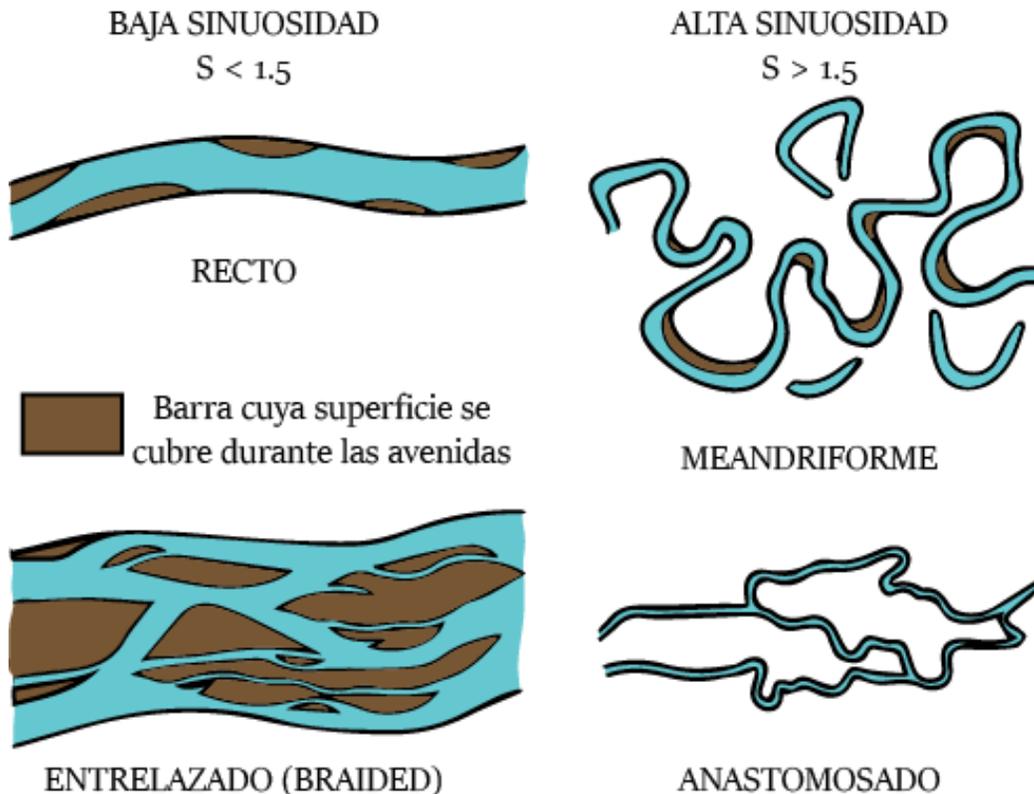


Figura 7.5. Morfologías del ambiente fluvial. Modificada de Sopeña & Sánchez (2010).

La cantidad de sedimentos y la granulometría depende de la energía del río y la pendiente de la zona, ya que si se tienen una pendiente suave con grandes cauces de agua se tendrá un gran transporte de sedimentos, pero si con la misma pendiente el cauce lleva poca agua, el transporte de igual forma es reducido, por lo cual, se tendrá una variedad de granulometrías desde gravas, arenas, limos y arcillas. De tal forma que los sedimentos pueden quedar depositados en el canal, sin embargo, cuando aumenta el cauce, los sedimentos vuelven a ser transportados, pero, dependiendo de la morfología del cauce, se pueden formar barras donde de igual forma se quedan acumulado parte de los sedimentos.

Lagos.

Este tipo de ambiente es de los más complejos y de mayor importancia, de acuerdo con Fregenal & Meléndez (2010), de toda la superficie terrestre los lagos representan 1%, además de tener un interés económico ya que algunos yacimientos petroleros y recursos naturales están asociados a este ambiente, inclusive se tiene a la Limnogeología que estudia los sistemas lacustres. Existen diferentes definiciones de lago, pero de manera simple se puede visualizar como una depresión en alguna zona continental donde se tiene una acumulación de agua (Figura 7.6).



Figura 7.6. Lagos o ambiente lacustre.

Los lagos se puede clasificar de diferentes maneras, de acuerdo con Fregenal & Meléndez (2010) se pueden clasificar en función de su origen (actividad volcánica, tectónica, impacto de meteoritos, glaciares, deslizamientos de taludes, kársticos, actividad fluvial o eólica, inclusive por la actividad del hombre creando lagos artificiales), morfometría (extensión superficial y profundidad), contenido de materia orgánica (oligotróficos, distróficos o eutróficos), capacidad para estratificar la columna de agua (amícticos, monomícticos, dimícticos, polimícticos o meromícticos), el tipo de sedimentos que se acumulan (siliciclásticos, carbonatado, salinos, orgánicos, o mixtos), dependiendo las condiciones climáticas (glaciares, periglaciares, templados, subtropicales, tropicales, áridos o desérticos) y su balance hidrológico (abiertos, cerrados perennes o cerrados efímeros), sin embargo, en la industria petrolera la clasificación más importante es la que considera el tipo roca y el contenido paleontológico y de materia orgánica.

Abanicos aluviales.

Este tipo de ambiente se forma generalmente en las partes más bajas de las zonas montañosas donde se tenga una ruptura de pendiente, es decir, las corrientes de agua circulan de las partes más altas a las más bajas, pero cuando se pasa de una pendiente abrupta a una pendiente más suave, los sedimentos que van en el canal provenientes de las zonas más altas se depositan en forma abanico (Figura 7.7).

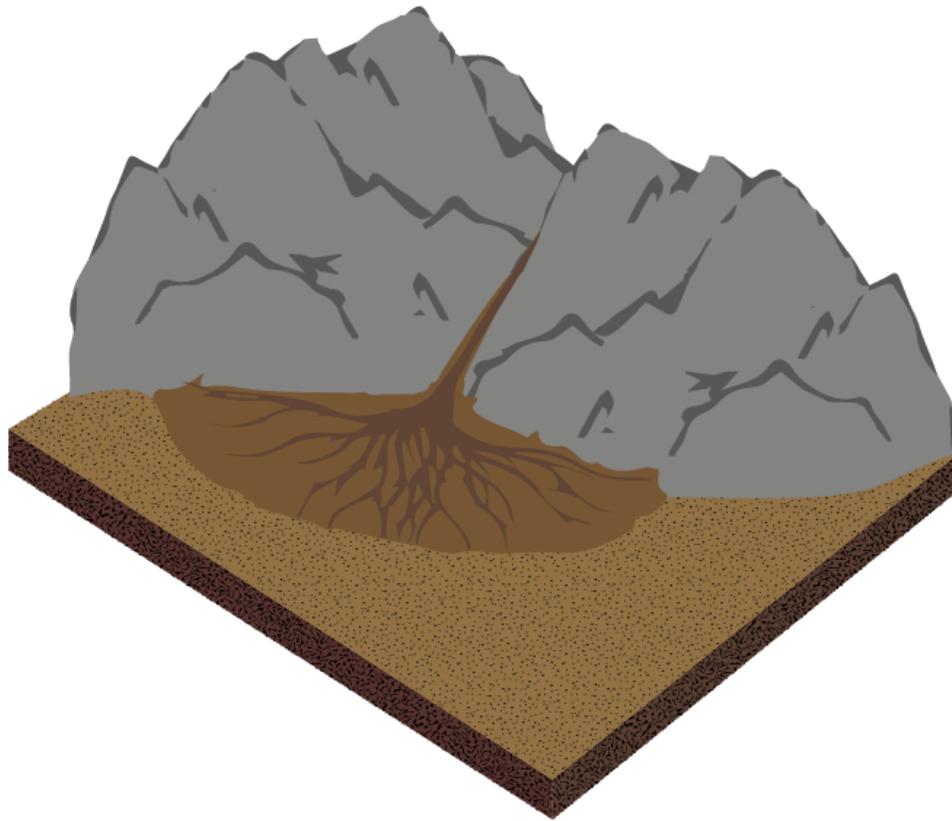


Figura 7.7. Ejemplo de abanico aluvial.

Conforme el agua va circulando por las laderas abruptas de la montaña, se tiene la energía suficiente para ir transportando sedimentos de diferentes tamaños, donde la gravedad influye en el proceso, sin embargo, cuando se tiene el cambio de pendiente, el agua va perdiendo energía ya que la pendiente es menor y la de la gravedad influye menos. De tal forma que cercano al rompimiento de pendiente, donde comienza el depósito terrígeno, se tendrán sedimentos gruesos de tamaño de gravas y conforme va avanzando el depósito, los sedimentos serán más fino por la pérdida de energía. Además, por el rápido depósito, los sedimentos están mal seleccionados y angulosos.

7.2. Ambientes mixtos.

Costeros.

De acuerdo con Mendoza & Campos (2016), los ambientes costeros o playas (Figura 7.8) son cuerpos de arena elongados paralelos a la línea de costa que se forman a partir de un abundante suministro de sedimento y con una importante actividad del oleaje, además, las rocas presentan una mejor madurez textural y mineralógica, y en consecuencia, una mayor abundancia de cuarzo o de materiales de mayor resistencia mecánica.

Los ambientes costeros no solo se conforman de playas y acantilados, se tienen, además, estructuras conocidas como barras, que son acumulaciones de arena que están paralelas a la línea de costa cerrando total o parcialmente una bahía o una laguna; en algunos casos se forman flechas que son perpendiculares a la costa. Además, por la misma acción del oleaje y las corrientes de aire, en las playas más extensas se pueden generar dunas.

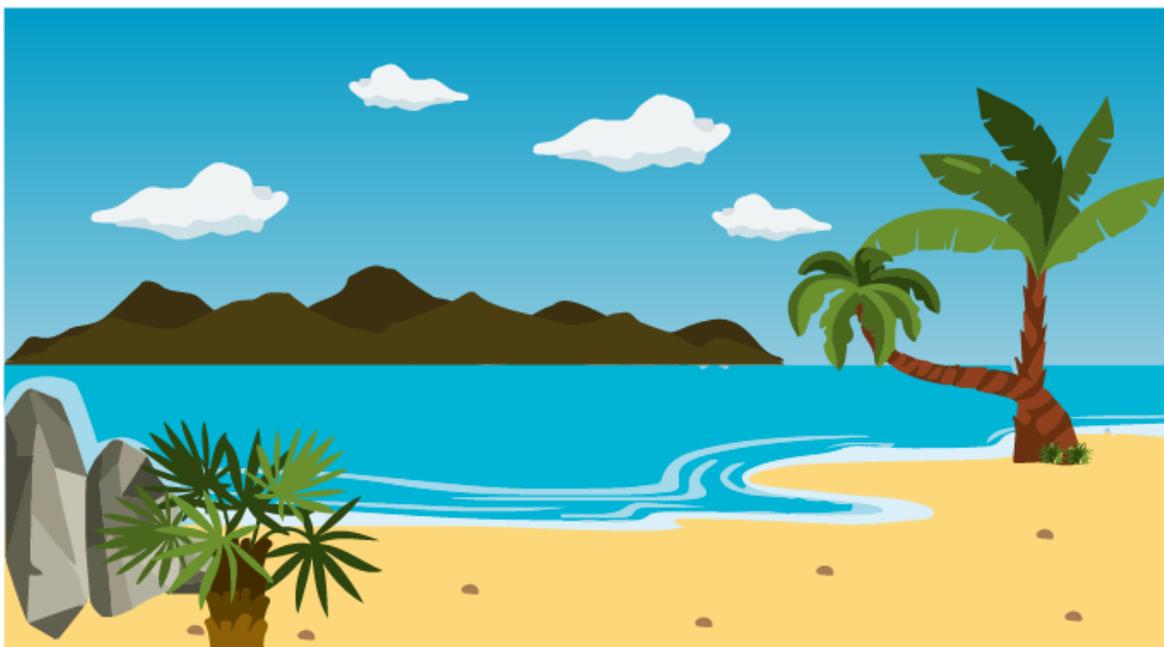


Figura 7.8. Ambiente costero.

Lagunas litorales.

Este ambiente es un cuerpo de agua en las costas, en las zonas más cercanas a los continentes puede tener aporte de ríos, pero de igual forma tienen contacto con el mar por medio de canales, sin embargo, se limita con el mar mediante una barra de

arena o un arrecife (Figura 7.9). De acuerdo con Mendoza & Campos (2016) es un ambiente de aguas tranquilas, generan limolitas, lutitas, con ocasionales láminas de arenas procedentes de las dunas costeras, además de depósitos evaporíticos. Por otro lado, si se tienen condiciones anaeróbicas se forman lodolitas ricas en materia orgánica, de tal forma que las rocas de este ambiente son excelentes rocas generadoras de hidrocarburos.



Figura 7.9. Laguna litoral.

Deltas.

Se forma a partir de la desembocadura de los ríos en el mar, lagos o en lagunas y es similar a un abanico aluvial, ya que presentan la misma morfología y tienen marcada zonificación de clastos de granos gruesos a finos a partir de la desembocadura (Figura 7.10). De acuerdo con Rodríguez & Arche (2010) los deltas se pueden formar cuando los sedimentos depositados superan a la distribución ocasionada por las corrientes marinas. Además, en la actualidad se tiene que de los 21 ríos más caudalosos del mundo que aportan sedimentos al mar, todos han desarrollado deltas en sus desembocaduras y este tipo de ambiente es de importancia económica por los yacimientos de hidrocarburos que se puede formar, al tener una relación muy estrecha entre rocas generadoras y almacenadoras.



Figura 7.10. Ejemplo de delta.

Estuario.

Se tienen diferentes definiciones de lo que es un estuario, por ejemplo, Pritchard (1952, 1967) establece que un estuario constituye un cuerpo de agua parcialmente cerrado en una zona costera, que tiene una conexión libre con el mar y donde se puede medir el agua diluida con el agua dulce terrestre, por otro lado, Fairbridge (1980) lo define como una entrada del mar que alcanza un valle fluvial tan lejos como el límite superior del ascenso de la marea, generalmente divisible en tres sectores: a) marino o estuario inferior, en conexión libre con el mar abierto; b) estuario medio sujeto a mezcla intensa de agua dulce y salina, y c) estuario superior o fluvial, caracterizado por agua dulce, pero sujeto a intensa acción mareal. Los límites entre estos sectores son variables y sujetos a constantes cambios en las descargas fluviales (Vilas et al., 2010).

De tal forma que un estuario será un cuerpo de agua costera donde hay una mezcla de agua marina y fluvial donde existe una mezcla de procesos marinos y fluviales los cuales dependerán de las características de cada uno de los agentes para el dominio de uno u otro, es decir, en algunos casos la fuerza del río será mayor a la del oleaje y en algunos casos el oleaje será mayor que el río, además, mientras más cercano a la costa predominará el agua salada conforme se esté más lejos de la costa se tendrá un mayor porcentaje de agua dulce (Figura 7.11). De acuerdo con Mendoza & Campos (2016), en este ambiente sedimentario se depositan sedimentos predominantemente de grano fino y organismos extremadamente tolerantes a los cambios de salinidad (ostras y crustáceos).



Figura 7.11. Visualización de un ambiente estuario.

Palustres.

De acuerdo con Fregenal & Meléndez (2010), los pantanos se desarrollan por el estancamiento de agua, en general con profundidades no mayores a un metro; se caracterizan por tener zonas con pendientes muy planas. Se ubican en periferias de lagos, lagunas, humedales estacionales o algún otro ambiente costeras (Figura 7.12). En este ambiente se depositan mayoritariamente clastos de granulometría de arenas finas, limos, arcillas, además de que en este ambiente se tiene abundante vegetación y condiciones anóxicas, por las cuales, la materia orgánica se puede conservar y posteriormente formar importantes depósitos de carbón y gas natural.



Figura 7.12. Pantano o ambiente palustre.

7.3. Ambientes marinos.

Plataforma siliciclástica.

Este ambiente sedimentario abarca desde la línea de costa hasta el talud continental teniendo una morfología plana o similar a una rampa (Figura 7.13), que de acuerdo con Mendoza & Campos (2016) tienen pendientes promedio de 0.1° y se forman en zonas en donde hay aporte de terrígenos del continente o en zonas frías donde se impiden la precipitación de carbonatos. En algunas zonas, el gran aporte de sedimentos clásticos impide la precipitación de carbonatos. Se depositan principalmente clastos de grano fino como el que forman las lutitas, sin embargo, se pueden tener sedimentos del tamaño de arena, pero al no ser abundantes, se depositan en forma de lentes.

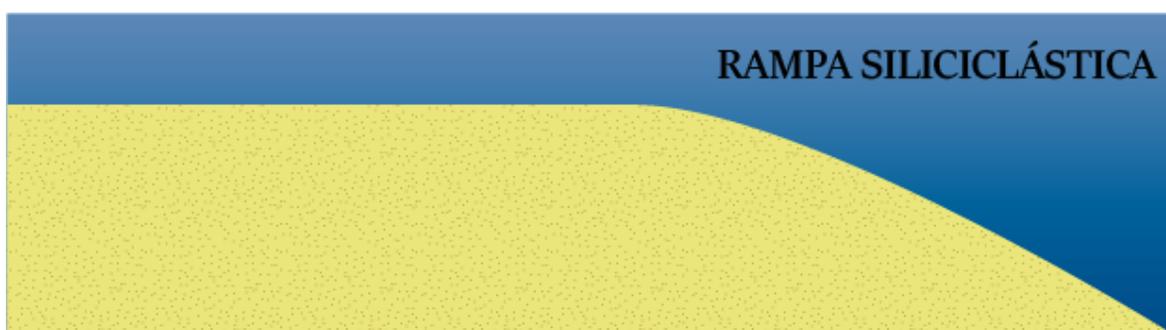


Figura 7.13. Ejemplo de plataforma siliciclástica.

Plataforma carbonatada.

De acuerdo con Griem. W (2020), para que se puedan depositar los carbonatos se deben tener condiciones específicas, por lo cual, los carbonatos se depositan en ambientes con un bajo contenido de CO_2 , un pH básico, temperaturas altas y bajas presiones dado que, si el contenido de CO_2 es alto, el pH es ácido, las temperaturas son bajas y se tienen presiones altas, los carbonatos se disuelven.

El depósito de este tipo de roca puede adoptar dos morfologías, la primera es en forma de rampa de manera similar a la siliciclástica (Figura 7.14) y la otra es más compleja, denominada plataforma bordeada. En el Análisis de Facies descrito por Mendoza & Campos (2016) mencionan al trabajo realizado por Wilson en 1975, donde describe una plataforma bordeada que la divide en 24 facies, donde una facies se define como una unidad que tienen las mismas características de tipo de roca, contenido fósil y composición química, que se puede diferenciar de las adyacentes.

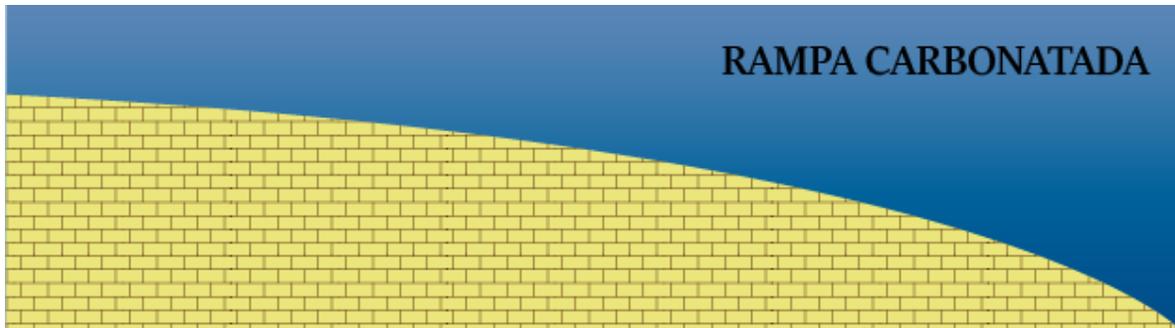


Figura 7.14. Ejemplo de plataforma carbonatada.

De manera general, Wilson segmenta a la plataforma en 5 partes (Epocentro, Talud, Arrecife, Laguna y Shabkas) y a su vez, cada una tiene sus propias subdivisiones, sin embargo, en este trabajo solo se mencionarán las 9 facies que se consideran más relevantes, donde la descripción se realiza desde la zona más profunda hasta llegar a la costa (Figura 7.15).

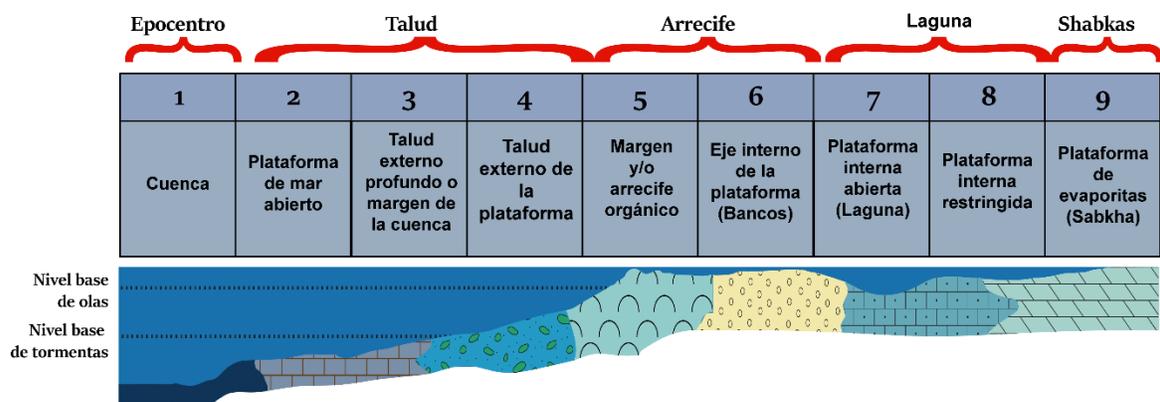


Figura 7.15. Descripción de la plataforma carbonatada mediante el análisis de facies. Modificada de Mendoza & Campos (2016).

En el Epocentro se tiene la zona más profunda, que permite que se formen sedimentos los cuales al litificarse formarán lutitas o limolitas oscuras, caliza tipo mudstone y evaporitas. El Talud se divide en 3 partes, lo que corresponde a la plataforma de mar abierto con lutitas, calizas fosilíferas tipo wackestone con bioclastos completos; el margen de la plataforma con calizas tipo mudstone y la facies de talud que puede variar dependiendo de la energía del agua de la parte superior de la pendiente continental, donde se tienen arenas y limos calcáreos, calizas tipo wackestone-packstone, brechas intraformacionales y brechas calcáreas, siendo estas últimas rocas de importancia económica ya que son excelentes rocas almacenadoras.

El Epocentro y el Talud son zonas profundas, por lo cual, se tienen un aumento de presión conforme aumenta la profundidad, sin embargo, unas de las condiciones para el depósito de carbonatos es la presión, de tal forma que se tiene la zona de compensación de los carbonatos que indica el límite donde se pueden precipitar los carbonatos y donde comienzan a disolverse, de acuerdo con Griem. W (2020), la zona de compensación de los carbonatos es entre los 4500 y los 5000 metros de profundidad.

En el caso de formarse Arrecifes, estos se dividen en dos zonas principales, la que corresponde a la facies de arrecife con calizas tipo boundstone, grainstone y packstone, donde los bioclastos forman colonias masivas constructoras de estructuras ramificadas y las facies de arenas de borde de plataforma, que como su nombre lo indica se tienen arenas calcáreas redondeadas y bien clasificadas sobre el borde de plataforma.

La laguna de igual se divide en dos zonas, lo que corresponde a la plataforma abierta que se compone de calizas tipo mudstone, wackestone, packstone, grainstone además de arena calcárea; la otra facies corresponde a la plataforma restringida que contiene calizas tipo mudstone, wackestone, packstone, grainstone, clastos del tamaño arena y más fino. Por último, se tiene a la zona de Shabkas que se conforma por la plataforma evaporítica donde se tienen calizas tipo mudstone, limolitas y principalmente capas anhidrita y yeso.

Talud continental clástico y planicies abisales.

De acuerdo con Mendoza & Campos (2016), el talud continental se encuentra entre la plataforma continental y el piso oceánico profundo el cual tiene un ancho entre 10 y 100 km y una pendiente promedio entre 4° y 6°, que debido a esta inclinación los sedimentos tienden a transportarse rápido, ya que tienden a deslizarse pendiente abajo mediante flujos de turbidez que al llegar al final del talud se depositan en forma de abanicos (Figura 7.16). Debido al rápido transporte de sedimentos se pueden tener granulometrías de diferentes tamaños, desde gravas hasta limos o arcillas, inclusive algunas rocas pueden mostrar cierto grado de deformación por las fuerzas de arrastre (slumps).

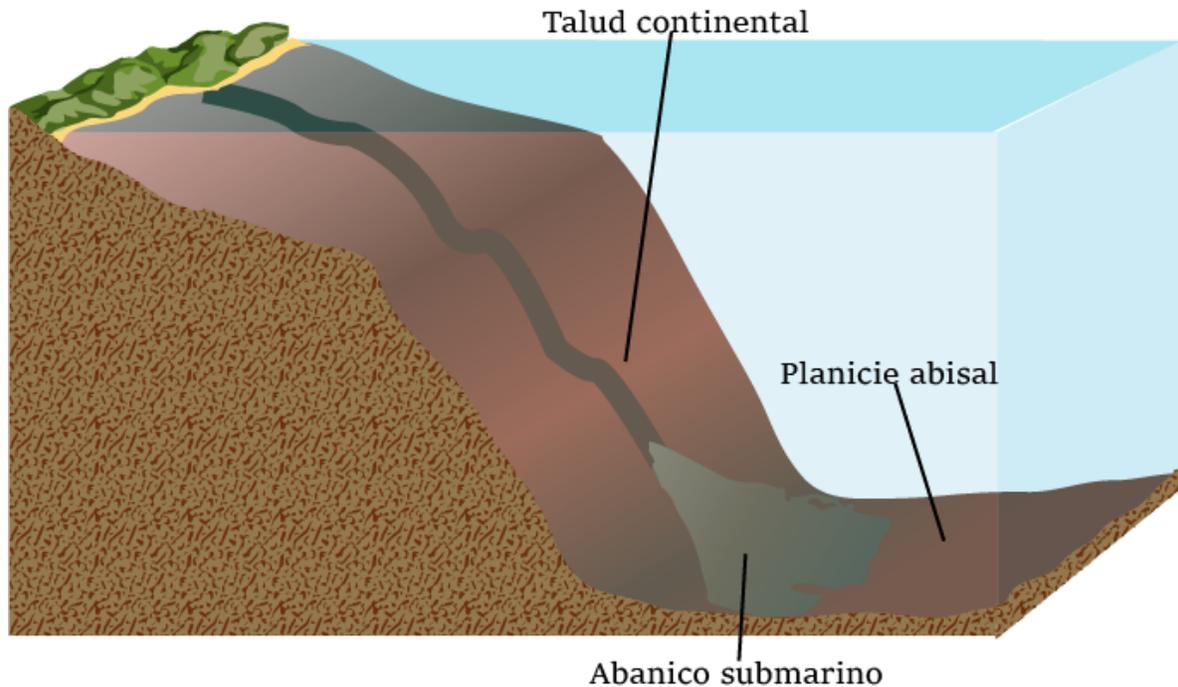


Figura 7.16. Talud continental y planicie abisal.

Una de las características principales de este ambiente de depósito son las turbiditas, que acuerdo con Mendoza & Campos (2016) representan un flujo catastrófico y la sedimentación puede ser predecible, por lo cual se tiene a la Sucesión Bouma que define como es la sedimentación por una corriente de turbidez, sin embargo, no siempre se producen sucesiones Bouma completas.

Por otro lado, en las planicies abisales, que son las zonas más profundas en el océano se tiene depósito principalmente de lutitas, calizas de grano fino tipo mudstone, cretas y pedernal. Además, en algunas zonas se puede tener la presencia de actividad volcánica lo que genera sedimento vulcanoclásticos, además de tener secuencias sedimentarias intercaladas con derrames de lavas almohadilladas.

8. Estratigrafía

8.1. Estratos y láminas

De acuerdo con Vera (1994) el término “estrato” fue introducido por Steno en el siglo XVII para denominar a una capa de roca o de sedimento que está limitada por superficies horizontales o superficies de estratificación que tienen continuidad lateral y equivale a una unidad de tiempo de depósito.

Los estratos se generan a partir del depósito de sedimentos, de materiales ígneos y vulcanosedimentarios, por ejemplo, se pueden tener estratos formados a partir de la acumulación de sedimentos terrígenos o químicos, además, se pueden acumular en la superficie de la Tierra derrames de lava y/o tobas las cuales, también se consideran estratos. En la Figura 8.1 se tiene un primer estadio “A” el cual representa la meteorización, erosión y transporte de los sedimentos; el estadio “B” representa el depósito de los sedimentos en una cuenca sedimentaria, por lo cual, si estos dos procesos ocurren de forma constante, se tendrán múltiples depósitos de sedimentos, siendo cada estrato la evidencia de cada episodio de sedimentación. En el estadio “C” se tienen diversos estratos ya generados los cuales van relleno la cuenca sedimentaria.

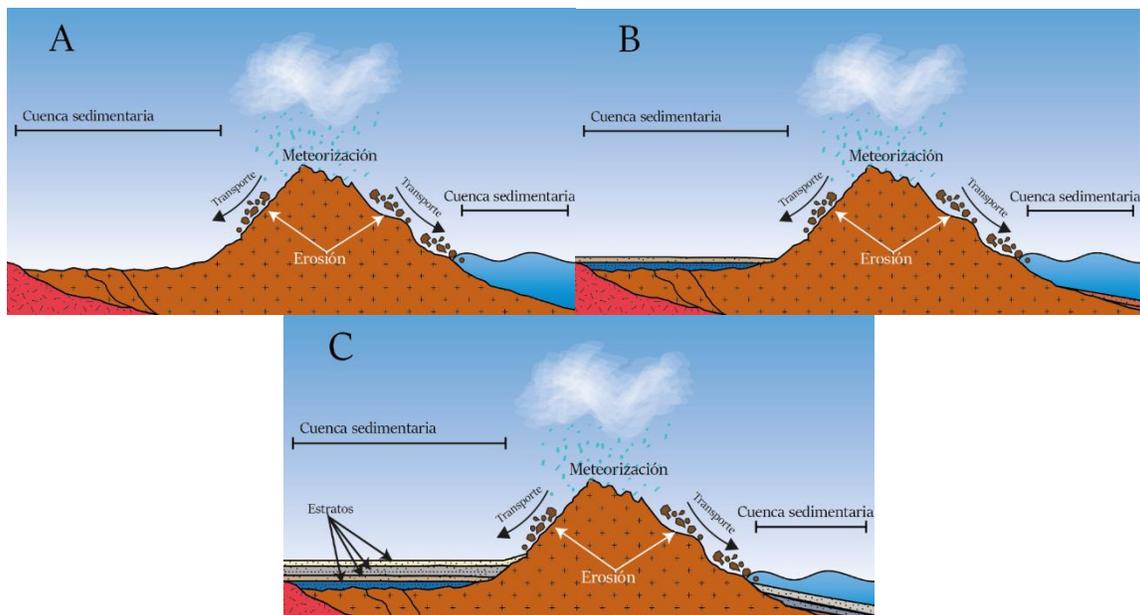


Figura 8.1 Proceso de sedimentación y generación de estratos. (A) Se tiene meteorización y transporte de sedimentos que son depositados en una cuenca sedimentaria. (B) Los sedimentos se depositan de forma horizontal y forman estratos. (C) Continúa la sedimentación generando nuevos estratos y relleno la cuenca sedimentaria.

A la superficie de estratificación inferior de un estrato se le conoce como base, caso contrario, a la parte superior, que se le conoce como techo, sin embargo, uno de los parámetros más importantes a estudiar en los estratos es su espesor, que corresponde con la medida que existe entre la base y el techo (distancia perpendicular), que de acuerdo con Vera (1994) el espesor de los estratos puede ser muy variable, oscilando entre un centímetro y poco más de un metro. Se tienen diferentes clasificaciones de estratos en función del espesor (estratos finos, gruesos, muy gruesos, etc.); en el caso de que mida menos de 1cm se le denomina lamina (Figura 8.2).

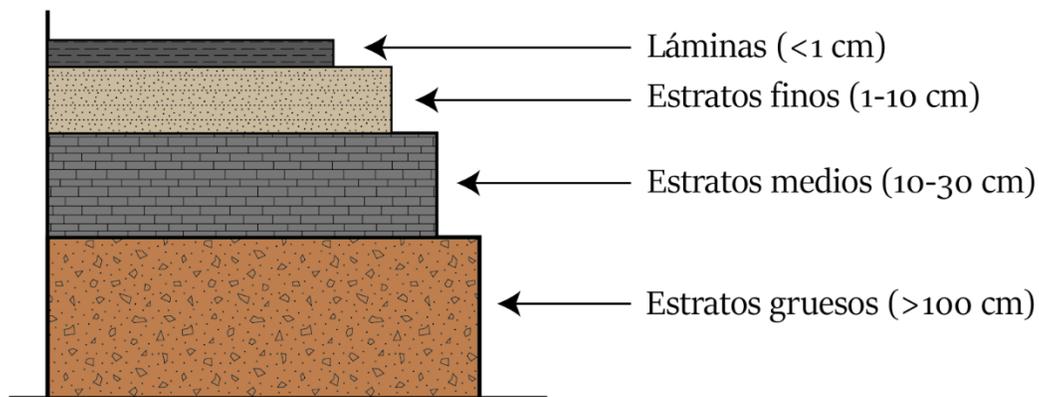


Figura 8.2 Espeso de estratos gruesos, medios finos y laminas.

8.2. Estratificación

De acuerdo con Vera (1994) la estratificación se refiere a la disposición de las rocas en forma de estratos. Las rocas ígneas y metamórficas que no tienen estratos se pueden ubicar en una columna estratigráfica, que es la representación gráfica de conjuntos de rocas.

El objeto de estudio de la estratigrafía es analizar la estratificación y los conjuntos rocosos relacionados, los que se representan gráficamente mediante una columna estratigráfica, la que se puede correlacionar con una o más columnas estratigráficas (próximas o lejanas) con la finalidad de conocer la extensión horizontal de los estratos y hacer una reconstrucción de la historia geológica de una zona o región.

Las columnas estratigráficas muestran la variación vertical de los cuerpos de roca o de los cambios de las secuencias estratigráficas, donde las que se encuentran en la parte inferior de la columna son más antiguas comparadas con los que están en

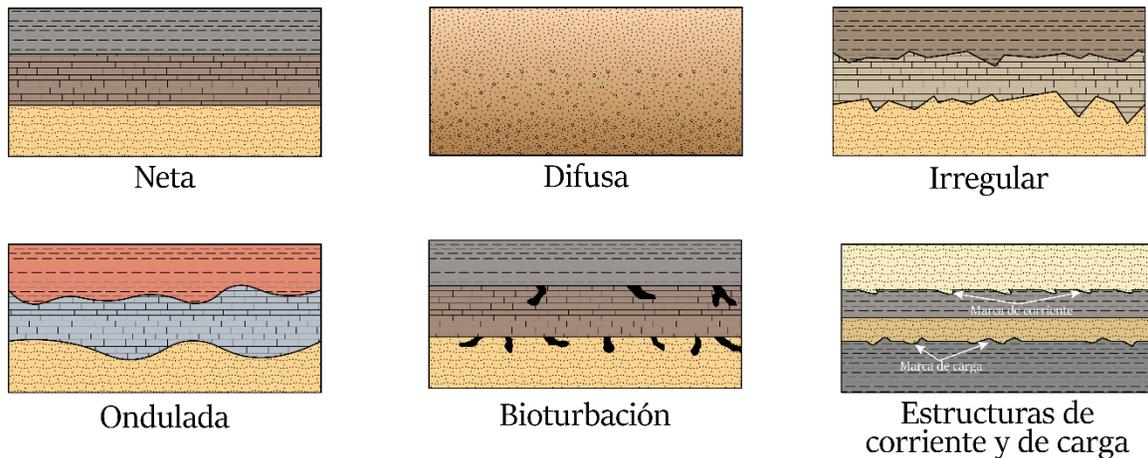


Figura 8.4 Superficies de estratificación más comunes.

De acuerdo con Vera (1994) una superficie es “neta” cuando se observa un límite bien definido entre dos estratos, por lo regular, se forma cuando se depositan granulometrías de distinto tamaño o sedimentos de composición diferentes, por otro lado; en las superficies “difusas” no se tiene un límite bien definido entre los estratos, esto debido a que los materiales presentan características sedimentológicas similares, sin embargo, son de diferentes periodos de depósito, por ejemplo, estratos de margas o de lutitas.

Otra característica que tiene que ver con la formación de superficies netas y difusas es el tiempo de depósito de los sedimentos. Cuando el tiempo entre cada depósito es relativamente corto, generalmente no ocurre erosión, por lo que se forman superficies más regulares, en cambio, cuando las superficies son irregulares y onduladas el periodo de tiempo entre cada depósito es más largo o de mayor energía, en este caso, primero se tuvo un depósito de sedimentos, luego un periodo de erosión y posteriormente otro depósito.

Los ambientes de depósito tienen características que se ven reflejadas en las superficies de estratificación, por ejemplo, en un ambiente fluvial donde se tiene un constante flujo de agua, en la superficie superior del estrato puede quedar marcada una estructura de la corriente. Por otro lado, en algunos ambientes sedimentarios se tiene la presencia de diversos organismos que generan bioturbación que modifica la morfología del depósito original, en otros casos, algunos organismos dejan huellas al caminar o desplazarse, que cambian la morfología de las superficies estratificación.

Forma de los estratos

Otro de los parámetros a considerar en el estudio de los estratos, es la forma individual que adopta cada uno de ellos, la que depende principalmente de los periodos de sedimentación, del tipo de sedimento, periodos de erosión y la morfología de la cuenca sedimentaria. De acuerdo con Vera (1994), las principales formas que adquieren los estratos vistos de forma transversal son:

Tabular - Se caracterizan porque el espesor es similar a lo largo de todo el estrato, además, las superficies de estratificación son planas y paralelas (Figura 8.5).

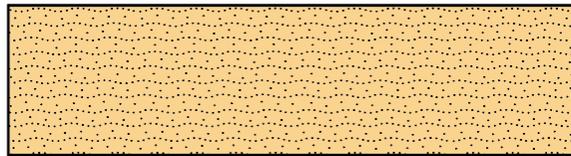


Figura 8.5 Estratos tabulares.

Irregular - Se distinguen por presentar espesores variables a lo largo de todo el estrato, por otro lado, la base es irregular y el techo es plano (Figura 8.6).

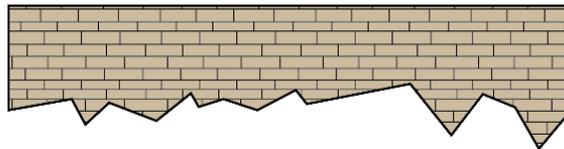


Figura 8.6 Estratos irregulares.

Ondulada – Son aquellos donde el techo del estrato tiene una forma ondulada y de base plana (Figura 8.7).

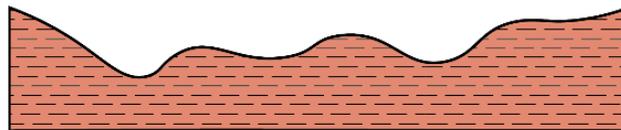


Figura 8.7 Estratos ondulados.

Acanalada – A diferencia de los 3 casos anteriores donde se tienen cuerpos alargados y continuos, en este caso, el estrato es curvo e irregular, es decir, adopta la forma curva como la de un canal donde circuló agua (Figura 8.8).

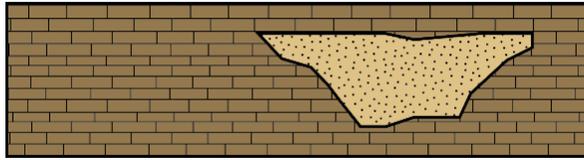


Figura 8.8 Estratos tabulares con estratos acanalados en su interior.

Cuña – Son estratos sin continuidad lateral, por lo cual, el estrato conforme avanza lateralmente se va haciendo cada vez más delgado, hasta que su espesor es 0 (Figura 8.9).

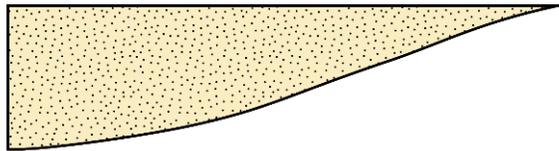


Figura 8.9 Estratos en cuña.

Lenticular - Son estratos que no tienen una gran extensión lateral ni vertical, solo son acumulaciones de sedimentos en forma de lentes, que, por lo general, están dentro de otro estrato de una litología diferente (Figura 8.10).

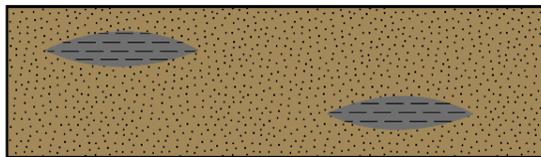


Figura 8.10 Estratos tabulares con horizontes lenticulares.

Asociación de estratos

Además de analizar a los estratos de manera individual (superficie de estratificación y forma del estrato), se debe de describir cómo se relacionan los estratos (de manera conjunta), siendo el espesor, uno de los parámetros a considerar para este análisis. De acuerdo con Vera (1994) se pueden tener las siguientes asociaciones entre estratos:

Uniforme – El espesor de todos los estratos es similar, no se observa ninguna variación considerable. Pueden ser de la misma litología o de varias litologías (Figura 8.11).

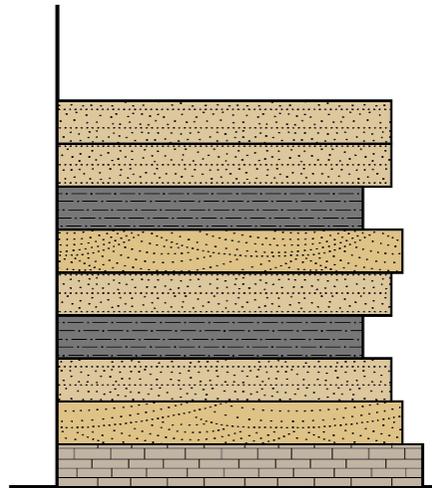


Figura 8.11 Estratos con arreglo uniforme.

Aleatoria – En este caso los estratos no tienen alguna distribución de espesores específica, los espesores son variables y contrastantes (Figura 8.12).

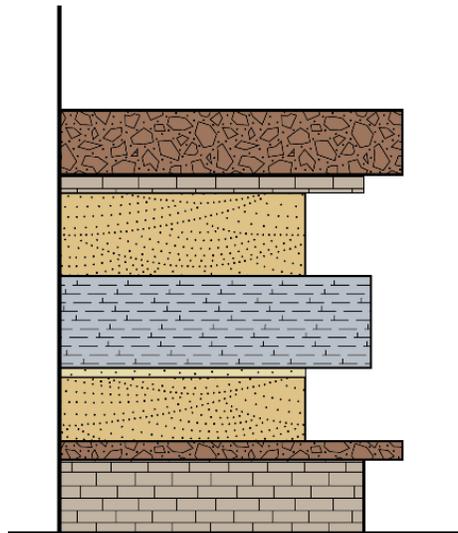


Figura 8.12 Estratos con arreglo aleatorio.

Estratocreciente – En la distribución de los estratos desde la base a la cima, se tiene un aumento del espesor, es decir, el estrato superior siguiente va a tener un espesor mayor y así sucesivamente (Figura 8.13).

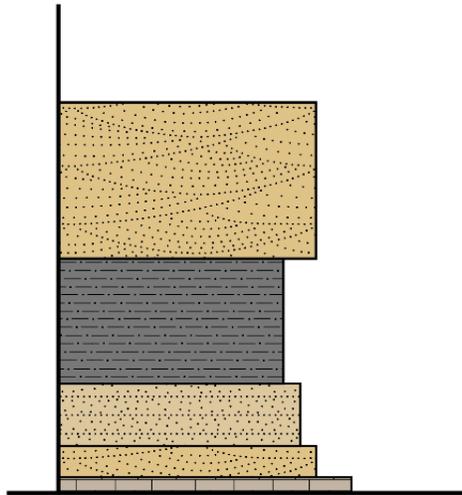


Figura 8.13 Estratos con arreglo estratocreciente

Estratodecreciente – Analizando la distribución de los estratos desde la cima a la base, se observa un aumento del espesor, es decir, el estrato siguiente tiene un espesor mayor al anterior, por lo que en la base se tiene al estrato más grueso (Figura 8.14).

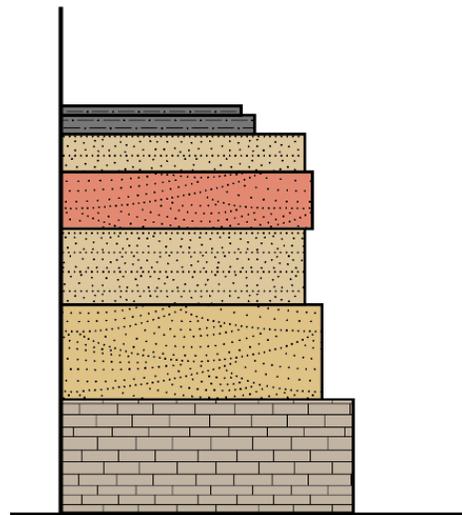


Figura 8.14 Estratos con arreglo estratodecreciente

En haces – Los estratos se intercalan con sucesiones uniformes, es decir, se tienen estratos de cierto espesor y sobre ella o por debajo, se tiene otra secuencia con espesor uniforme (Figura 8.15).

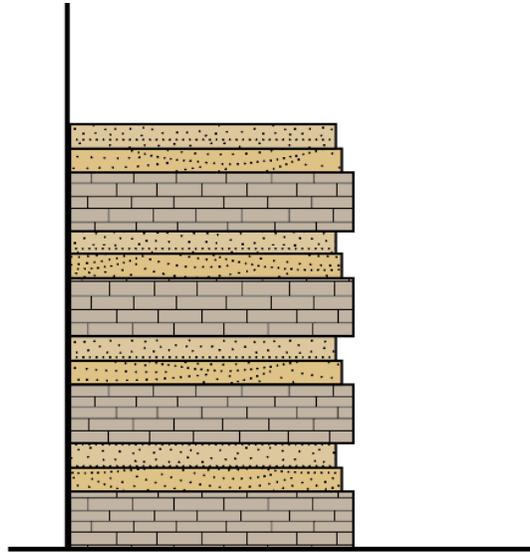


Figura 8.15. Estratos con arreglo en haces.

De acuerdo con Vera (1994) otra manera de clasificar a un conjunto de estratos además de considerar el espesor es mediante el tipo de sedimentos o rocas presentes en la secuencia. Se tienen los siguientes casos:

Homogénea – El tipo de roca en toda la secuencia es similar (espesor y litología), por ejemplo, únicamente calizas de estratos delgados (Figura 8.16).

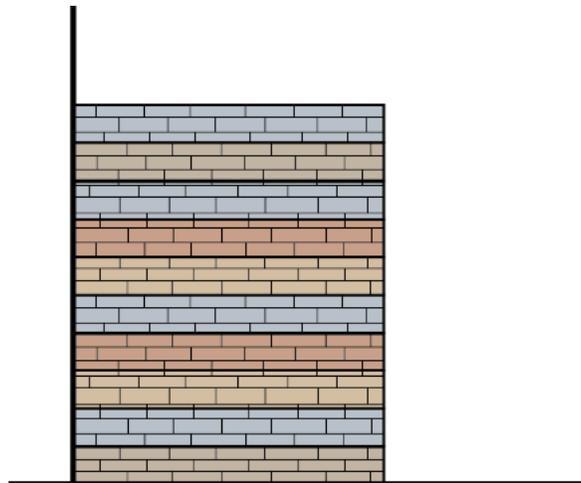


Figura 8.16 Arreglo de estratos homogéneo.

Rítmica – Se distinguen por presentar intercalación de dos tipos de roca, por ejemplo, calizas y lutitas (Figura 8.17).

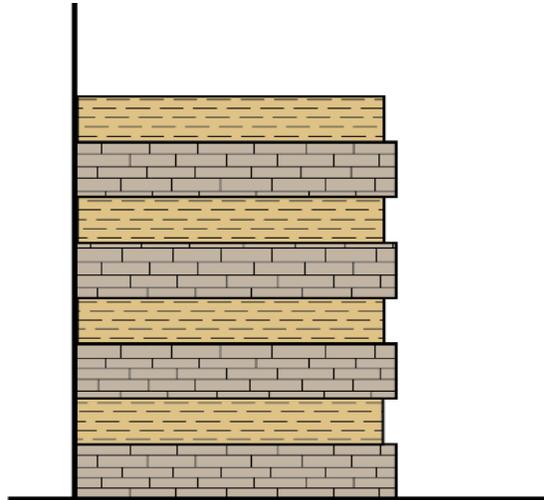


Figura 8.17 Arreglo de estratos rítmico.

Cíclica – Se tiene un paquete de estratos con litologías distintas que se van repitiendo de manera cíclica (Figura 8.18).

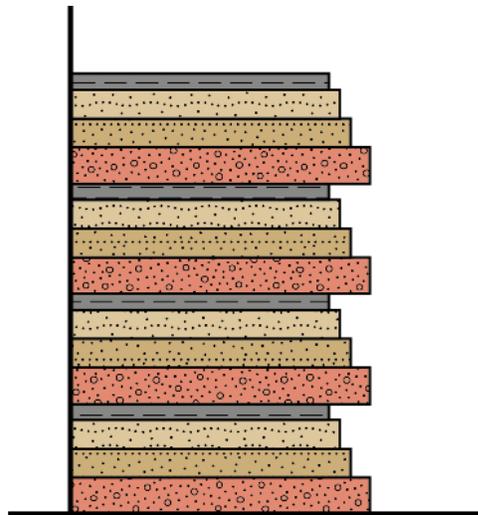


Figura 8.18 Arreglo de estratos cíclico.

8.3. Principios estratigráficos

Para poder realizar un análisis estratigráfico adecuado se tienen que considerar diversos principios fundamentales, que de acuerdo con Vera (1994), son los siguientes:

Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral – Indica que los sedimentos se depositan de forma horizontal y paralelos a la superficie donde se acumulan, además, quedan delimitados por dos planos (superficies de

estratificación base y techo) que muestran continuidad lateral hasta que otro cuerpo los limite (Figura 8.19); este principio se cumple, aun cuando haya ocurrido erosión de algunas partes.

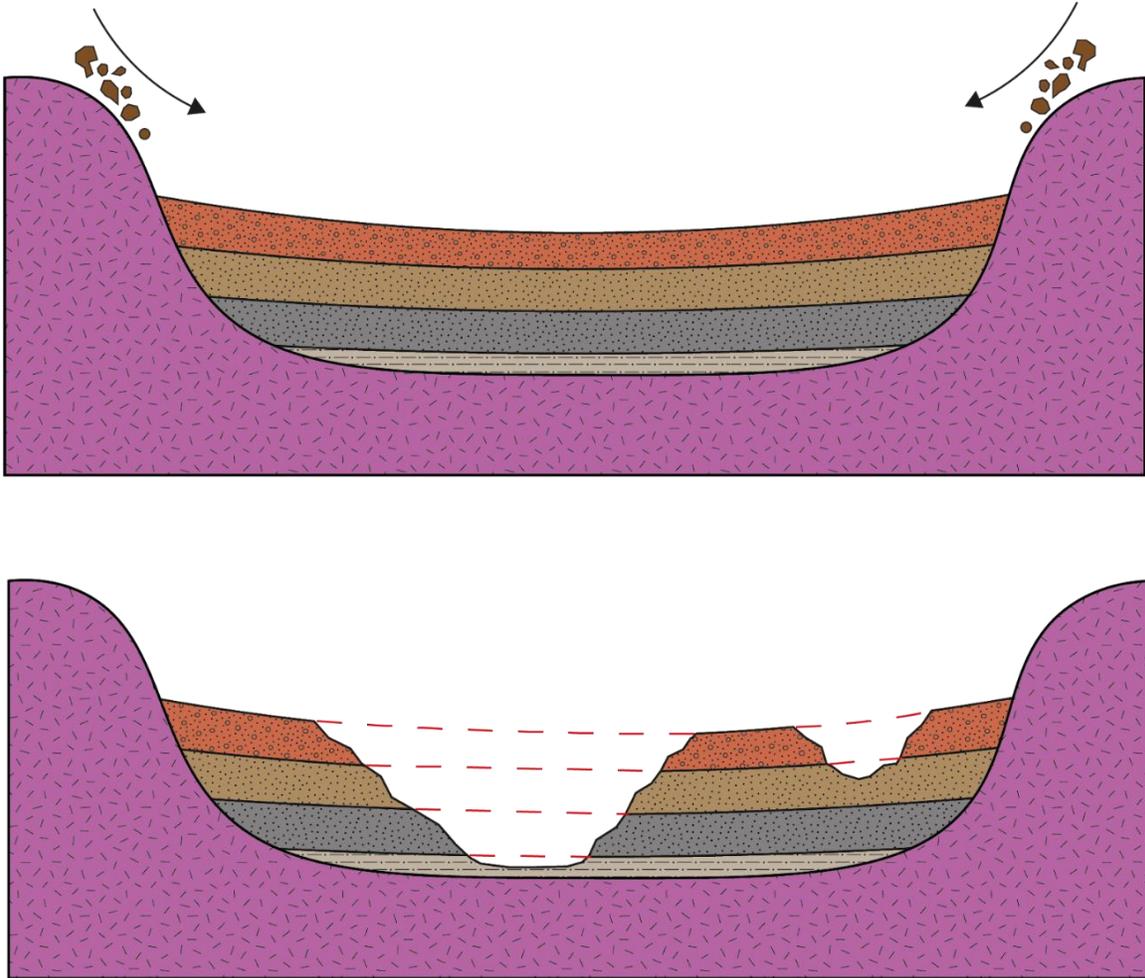


Figura 8.19 Esquema sobre el principio de horizontalidad original y continuidad lateral.

Principio de la superposición – Establece que los estratos de una secuencia estratigráfica que se encuentran en la parte superior son más jóvenes, a diferencia de los estratos que estén más abajo que son los más antiguos (Figura 8.20), siempre y cuando no se tenga deformación que origine una secuencia invertida.

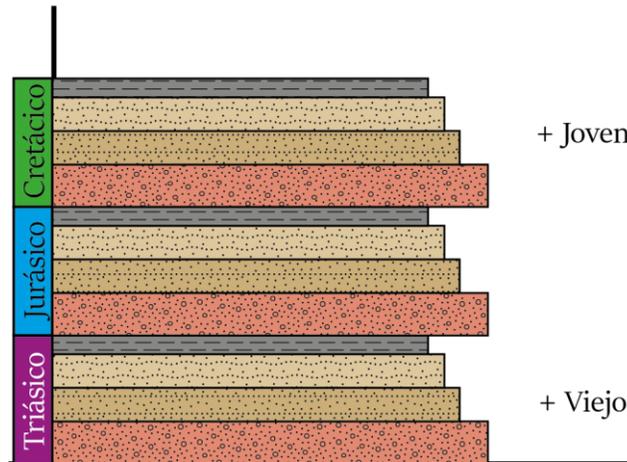


Figura 8.20 Esquema sobre el principio de superposición.

Principio del actualismo o uniformismo - Los procesos que han tenido lugar a lo largo de la historia de la Tierra han sido uniformes (uniformismo) y semejantes a los actuales (actualismo). Otras formas de expresar este principio son: “El presente es la clave del pasado” y “El cuaternario es la clave del pasado” (Figura 8.21).

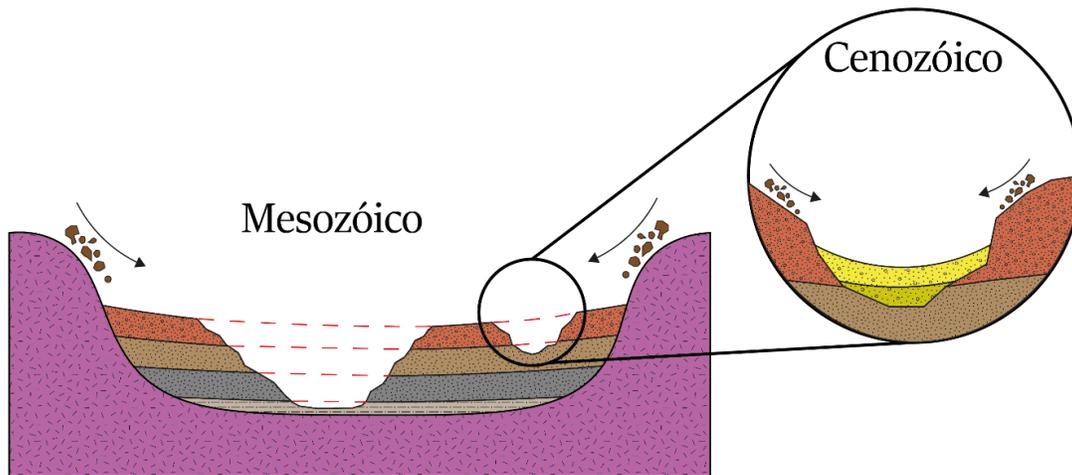


Figura 8.21 Esquema de una cuenca de la era Mesozoica que fue rellenada de sedimentos formando estratos lo cuales son erosionados y sobre el espacio disponible se depositan nuevos sedimentos, pero ahora en la era Cenozoica.

Principio de la simultaneidad de eventos – A diferencia del punto anterior donde se tienen procesos que ocurren y han ocurrido con anterioridad en diferentes zonas del Planeta, se tienen otros eventos raros o eventuales que han tenido una repercusión mundial, por ejemplo, Morán (2019) menciona los siguientes casos: el impacto del meteorito Chicxulub que marco el final del Cretácico, las grandes erupciones volcánicas que marcaron el final del pérmico, las inversiones magnéticas, los

terremotos o los cambios en el nivel del mar. Estos eventos han tenido una repercusión mundial (Figura 8.22).

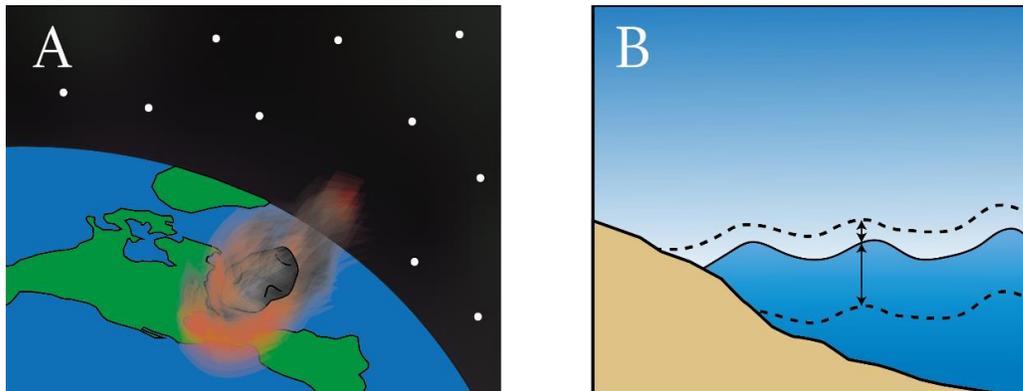


Figura 8.22 Principio de simultaneidad de eventos (A) Impacto de meteorito que puede afectar a nivel global. (B) Cambios globales del nivel del mar.

Principio de la sucesión faunística o de la correlación – Establece que en cada intervalo de tiempo geológico vivieron organismos únicos e irrepetibles, como el caso de los dinosaurios que solo se situaron en la era mesozoica. Este principio permite realizar correlaciones de zonas próximas o distantes al analizar los fósiles índices y ubicarlos en un intervalo de tiempo específico.

Principio de corte y truncamiento – Cualquier estructura como las fallas o cuerpos intrusivos que afecten a una secuencia estratificada será posterior a los estratos que está afectando, es decir, primero se forman los estratos y posteriormente los intrusivos o fallas (Figura 8.23).

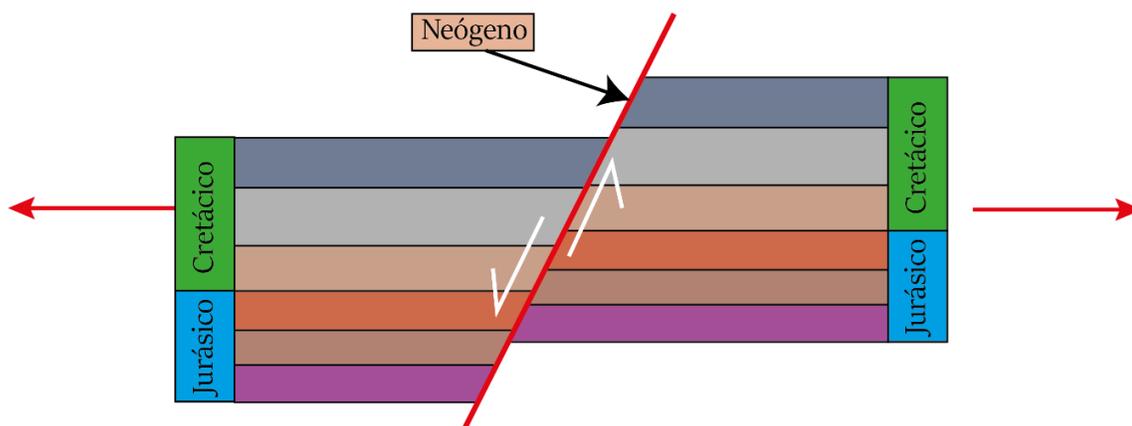


Figura 8.23 Principio de corte y truncamiento.

Principio de parsimonia – Los fenómenos geológicos deben explicarse de la manera más simple.

8.4. Unidades estratigráficas

Al describir y analizar las rocas o conjuntos de rocas, se pueden determinar diferentes características como lo es la mineralogía, contenido fósil, clasificación, porosidad, permeabilidad, etc., sin embargo, se puede seleccionar una característica que sea de interés y definir unidades estratigráficas. De acuerdo con Vera (1994), una unidad estratigráfica es un volumen de roca representable en un mapa geológico y diferenciado de los que les rodean por sus características, por ejemplo, al analizar la polaridad magnética en un conjunto de rocas, las que presenten las mismas características se pueden agrupar en unidades magnetoestratigráficas o al analizar los isótopos estables y elementos químicos presentes en un conjunto de rocas, se pueden establecer unidades quimicoestratigráficas, es decir, de todo el conjunto de rocas analizado, se agruparan las rocas que tengan la misma polaridad magnética o presenten concentraciones de elementos químicos similares y/o iguales.

Dependiendo del objeto de estudio se pueden determinar diferentes características con las cuales se establecen unidades estratigráficas, por ejemplo, las unidades litoestratigráficas que están en función al tipo de roca, las bioestratigráficas corresponden con el contenido fósil y las cronoestratigráficas indican la edad de las rocas. Las enunciadas anteriormente, son las unidades estratigráficas más importantes y por tanto las que se usan con mayor frecuencia en Ciencias de la Tierra (Figura 8.24).

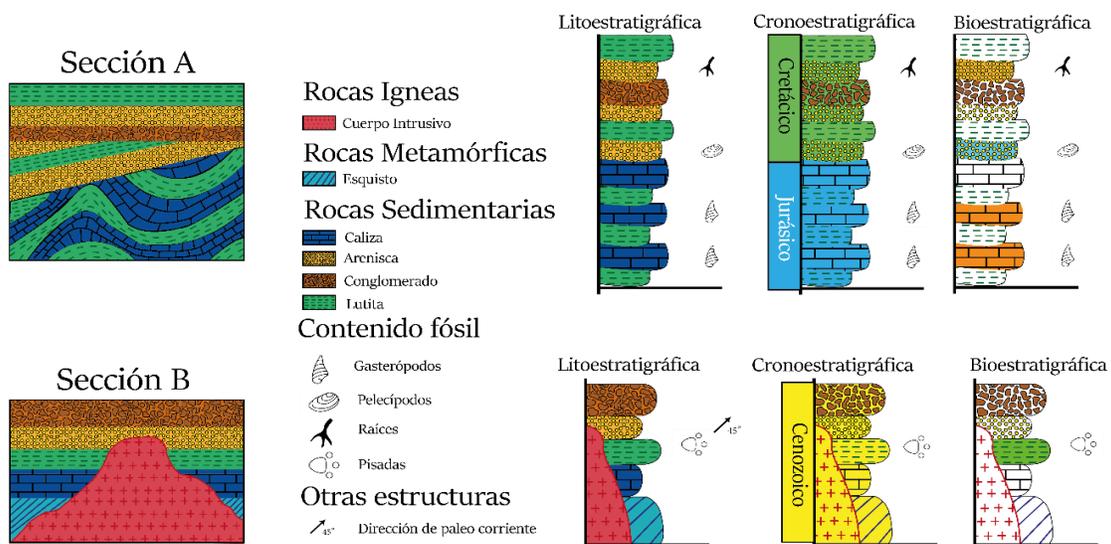


Figura 8.24 Secciones geológicas con sus respectivas columnas estratigráficas, las cuales están agrupadas de acuerdo con su litoestratigráfica, cronoestratigrafía y bioestratigrafía.

Litoestratigrafía

De acuerdo con Vera (1994), la unidad litoestratigráfica es la más representativa, ya que, es la más práctica y fácilmente reconocible en trabajos de geología de campo, además de que se representan en los mapas geológicos, por lo cual, una unidad litoestratigráfica es, por tanto, un volumen reconocible de rocas y diferenciable de los volúmenes que le rodean de acuerdo con el tipo de roca. Se debe tener un grado importante de homogeneidad, que facilite su delimitación respecto a otras rocas (más antiguas o más modernas) o yuxtapuestos (equivalentes en edad).

En lo descrito por Vera (1994), señala que las unidades litoestratigráficas se pueden definir como informales o formales. Las informales representan los volúmenes de roca que se delimitan en una región cuando se inicia su estudio, es decir, hay poca información. En el caso de las unidades litoestratigráficas formales corresponden a los nombres establecidos por normas internacionales donde se tienen al Grupo, Formación, Miembro, Capa y Derrame (Figura 8.25).

Grupo	Formación	Miembro	Capa
			Derrame
		Miembro	Capa
			Capa
	Formación	Miembro	Capa
			Capa
		Miembro	Derrame
			Capa

Figura 8.25 Jerarquía de las unidades litoestratigráficas.

De acuerdo con Ramos et al., (2008) la Formación Geológica es la unidad litoestratigráfica fundamental y en el caso que se tengan dos o más Formaciones relacionadas genéticamente, se le conoce como Grupo. Una Formación agrupa a una o varias litologías que se diferencian de las adyacentes, sin embargo, la

Formación puede o no dividirse en Miembros, siendo este último paquetes de rocas que se pueden diferenciar dentro de una formación pero no son totalmente diferentes para decir que se trate de otra unidad estratigráfica, por ejemplo, si tenemos una Formación que se compone de rocas carbonatadas, puede dividirse en un miembro de calizas tipo mudstone, otro miembro de calizas tipo grainstone, otro miembro son las calizas tipo wackestone, etc. Por otro lado, la capa y los derrames son las unidades más simples, donde la capa es equivalente a un estrato y los derrames como su nombre lo indica, corresponde a cuerpos de lava.

Bioestratigrafía

De acuerdo con Vera (1994) este tipo de unidad toma como base el contenido fósil, por lo cual, una vez identificado a los organismos que se preservaron en las rocas, se agrupan en lo que se conoce como biozonas las cuales pueden ser de organismos individuales o en conjunto. Por otro lado, al realizar un análisis detallado de este tipo de unidad, esta proporciona información valiosa como lo es el ambiente de depósito o el paleoclima, ya que existen organismos que se distinguen por haber vivido bajo ciertas condiciones de presión y temperatura, entre otros factores.

Otro de los beneficios o información que brindan algunos fósiles en las rocas estratificadas, es la datación relativa, es decir, se le denomina fósil índice o guía a aquellos organismos que vivieron un tiempo geológicamente corto, tuvieron una extensión amplia en la mayor parte del planeta y fueron abundantes, por lo cual, cuando se tienen la presencia de algún fósil índice en un conjunto de rocas, se puede establecer que las rocas que se están analizando se formaron en el mismo periodo, por ejemplo, los dinosaurios se encuentran en secuencias de la era Mesozoica, pero si se identifica la especie se puede reducir el intervalo de tiempo, ya que se puede establecer si perteneció al Triásico, Jurásico o al Cretácico.

Cronoestratigrafía

Este tipo de unidad agrupa a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados por su edad (Vera, 1994), es decir, una vez que se conoce la edad de un conjunto de rocas, se van agrupando de acuerdo con la Tabla Cronoestratigráfica, por otro lado, en la columna estratigráfica se representan las unidades que se formaron al mismo tiempo con un color establecido, por ejemplo, un conjunto de rocas que se formaron en el Mesozoico, las rocas del Triásico serán de un tono morado, las del Jurásico azul y por último, las del Cretácico de un tono de color verde.

Uno de los métodos para conocer la edad de las rocas, se puede realizar con la ayuda de los fósiles índice, pero como se mencionó en las unidades bioestratigrafías, solo se da un fechamiento relativo, es decir, no proporciona una fecha exacta. Por otro lado, para conocer la edad exacta o mejor conocida como edad absoluta de las rocas, se utilizan métodos radioactivos, con isotopos como el uranio, torio, potasio, etc., y si son sedimentos jóvenes se puede utilizar el método de Carbono 14.

8.5. Límites entre unidades estratigráficas

Los límites entre las unidades estratigráficas son una combinación de las características genéticas y morfológicas de los conjuntos de estratos, de tal forma que, desde un aspecto genético, es decir, de la manera en la cual se fueron formando, pueden ser continuos o discontinuos. Por otro lado, cuando se toma en cuenta su morfología, el tipo de contacto y la edad, los límites pueden ser concordantes o discordantes.

De acuerdo con Vera (1994), los estratos tienen continuidad cuando no hubo una interrupción en la sedimentación, por ejemplo, se pueden tener cambios de energía que va depositando clastos de diferentes tamaños o cambios en el nivel del mar, donde de forma progresiva se pueden tener estratos con presencia de carbonatos y arcillas (por ejemplo calizas arcillosas); posteriormente cambiar hasta tener únicamente carbonatos (calizas), es decir, la sedimentación nunca se interrumpe a pesar de tener cambios, sin embargo, cuando es discontinuo, es porque se tuvo una interrupción en la sedimentación, la cual se puede observar en las columnas estratigráficas.

En lo descrito por Vera (1994) se le denomina “hiato” cuando en una columna estratigráfica no se tienen estratos que deberían estar presentes, por ejemplo, si se analiza una secuencia del mesozoico donde en la parte inferior de la columna estratigráfica se tienen estratos datados en el Triásico Medio, sobre los cuales se tienen estratos del Triásico Superior, después del Jurásico Inferior y termina la secuencia con estratos del Cretácico Inferior. Comparando con la tabla Cronoestratigráfica, se observa que se tiene un hiatus en los estratos correspondientes al Jurásico Medio y Superior, ya que deberían estar en la secuencia, pero no están (Figura 8.26).



Figura 8.26 Ejemplo de hiato donde se observa que no hubo depósito o se erosionó, lo correspondiente al Jurásico medio y superior.

Los hiatos se generan por la interrupción de la sedimentación o por periodos de erosión que propician la remoción total o parcial de un conjunto de estratos, sin embargo, Vera (1994) se emplea el termino hiato no deposicional cuando un estrato o un conjunto de estratos no están presentes en una secuencia, por otro lado, cuando la presencia de estratos es parcial se le denomina un hiato erosional o vacío erosional.

En la Figura 8.27 se tiene una secuencia de estratos datada en el Triásico Medio, Triásico Superior, Jurásico Inferior y Cretácico Inferior, donde no se tienen depósitos del Jurásico Medio y Superior, lo que corresponde a un hiato no deposicional (parte izquierda), por otro lado, en la parte derecha, se tienen estratos del Triásico Superior y Jurásico inferior, sin embargo, una parte de la secuencia fue erosionada, es decir, la presencia de estratos es parcial, por lo que corresponde a un hiato erosional.

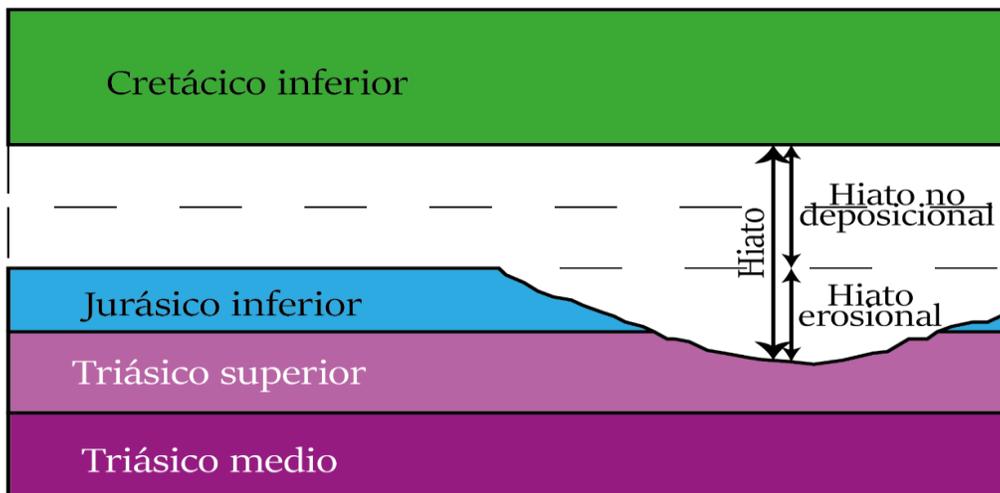


Figura 8.27 Diferencia entre hiato deposicional y hiato erosional. Modificado de Vera (1994).

De acuerdo con Vera (1994), si a cada estrato, unidad o formación geológica se le asignara un número, los cuales deberán ser crecientes debido al principio de

superposición, se tendrá continuidad cuando los números sean consecutivos, por ejemplo, una secuencia de los números 1, 2, 3, 4 y 5, por otro lado, la discontinuidad se observará como una serie de números no consecutivos, por ejemplo, una secuencia de los números 1, 2, 5, 6, 10.

En el caso de que se analice una secuencia estratigráfica con respecto a su morfología, los estratos serán concordantes cuando las superficies de estratificación son paralelas entre sí y presentan continuidad; esto es posible ya que en la cuenca donde se depositan los sedimentos no hay interrupción en la sedimentación o no hay periodos con erosión, esto está ligado a que no ocurrieron periodos de deformación provocados por la dinámica de la Tierra, en particular por interacción de las placas tectónicas.

En el caso de que se tenga deformación y erosión, se forman discordancias en el límite entre dos secuencias, las cuales se caracterizan por tener, en algunos casos, una relación angular entre los estratos, es decir, en una zona de la secuencia, la superficie de estratificación no será paralela. Inicialmente y por principio de horizontalidad original, los estratos se depositan de manera horizontal, por lo cual, cuando se tiene deformación, los estratos que originalmente se encuentran horizontales se basculan o se pliegan provocando que adopten una posición inclinada, sin embargo, si hay subsidencia y continua el aporte de sedimentos, se tendrán nuevos estratos horizontales los cuales se depositan encima de los estratos inclinados, dando lugar a que exista una discordancia angular entre ambas secuencias.

Existe una relación entre las características genéticas y morfológicas de los estratos o conjuntos de estratos, es decir, se pueden tener diferentes combinaciones entre la continuidad/discontinuidad y la concordancia/discordancia, las que dependerán del ambiente de depósito, la tectónica de placas (que originan levantamiento, hundimiento y deformación), la subsidencia térmica, el impacto de meteoritos, etc. De acuerdo con Vera (1994) se tienen las siguientes combinaciones entre continuidad, discontinuidad, concordancia y discordancia:

Concordancia – En este caso, los estratos (o conjuntos de estratos), son continuos y concordantes, es decir, no se tiene una interrupción en la sedimentación ni deformación en la cuenca, por lo cual, se tendrán límites netos y bien definidos (Figura 8.28) (Vera 1994).

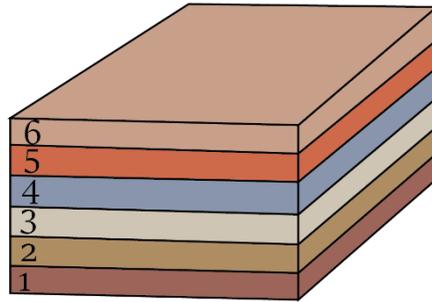


Figura 8.28 Límite entre unidades estratigráficas tipo concordante. Modificado de Vera (1994).

(B) Paraconformidad – Se caracteriza por tener paralelismo, pero se presenta una discontinuidad estratigráfica al tener interrupción en la sedimentación la cual no es tan prologada para generar erosión, por otro lado, no se tiene deformación y los límites entre estratos serán superficies netas bien definidas (Figura 8.29) (Vera 1994).

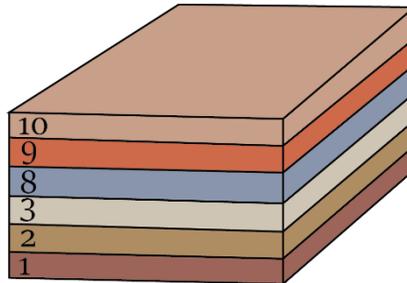


Figura 8.29 Límite entre unidades estratigráficas tipo paraconformidad. Modificado de Vera (1994).

(C) Disconformidad – De manera similar a una paraconformidad, se tendrán estratos paralelos y discontinuos, sin embargo, durante la interrupción de la sedimentación si ocurrió erosión, lo cual genera un límite irregular y/o ondulado producto de la erosión (Figura 8.30) (Vera 1994).

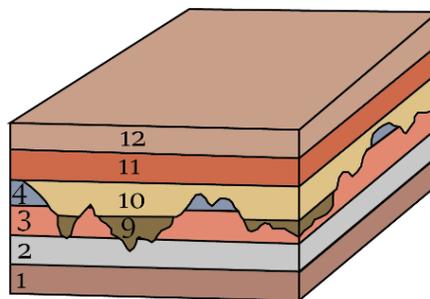


Figura 8.30 Límite entre unidades estratigráficas de tipo disconformidad. Modificado de Vera (1994).

(D) Discordancia planiangular – En este caso los estratos son discontinuos y discordantes producto de la deformación, es decir, durante la interrupción de la sedimentación ocurrió deformación que propició basculamiento o plegamiento del primer paquete de estratos; posteriormente se reanuda la sedimentación sobre los estratos inclinados generando una relación angular entre cada conjunto de unidades. Después de la deformación y antes de la reanudación de la sedimentación se generó una superficie plana sobre la que se acumula de forma horizontal el segundo conjunto de estratos o unidades estratigráficas (Figura 8.31) (Vera 1994).

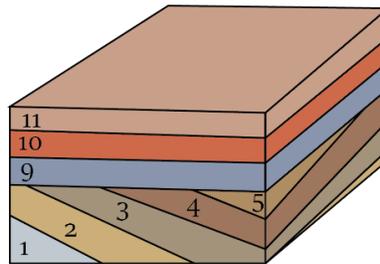


Figura 8.31 Límite entre unidades estratigráficas tipo discordancia angular. Modificado de Vera (1994).

(E) Discordancia angular erosiva – De manera similar a una discordancia planiangular, se tendrán conjuntos de estratos delimitados por una discontinuidad, distinguiéndose porque el primer conjunto de estratos fue deformado y erosionado y sobre esta superficie irregular se acumuló el segundo conjunto de estratos o unidades estratigráficas. (Figura 8.32) (Vera 1994).

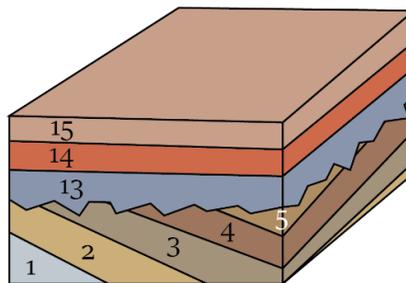


Figura 8.32 Límite entre unidades estratigráficas tipo discordancia angular erosiva. Modificado de Vera (1994).

(F) Discordancia progresiva – La particularidad de este tipo de límite estratigráfico, es que se tiene al mismo tiempo una zona de discordancia y otra con concordancia, esto se debe, a que al mismo tiempo que ocurre el proceso de sedimentación de forma ininterrumpida en un sector de la cuenca sedimentaria, en otro, el tectonismo causa deformación e interrupción en la sedimentación. Estos casos se ilustran se

manera esquemática en la Figura 8.33, donde en el sector izquierdo se tiene una discordancia angular con un límite plano y en la derecha, se tiene concordancia (Vera 1994).

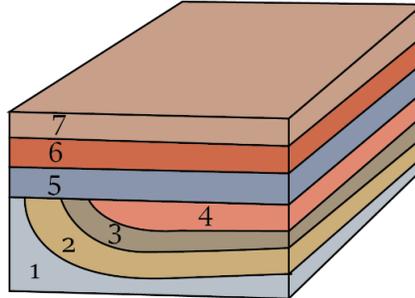


Figura 8.33 Límite entre unidades estratigráficas tipo discordancia progresiva. Modificado de Vera (1994).

(G) Discordancia basal o inconformidad – Ocurre cuando las rocas estratificadas se encuentran por encima de rocas cristalinas (ígneas intrusivas o metamórficas). El límite entre las unidades puede ser plano o irregular y está bien definido (Figura 8.34) (Vera 1994).

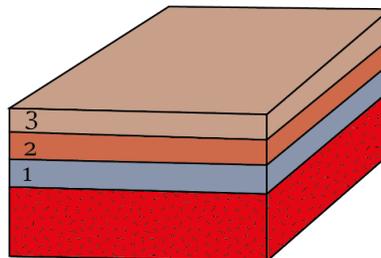


Figura 8.34 Límite entre unidades estratigráficas tipo discordancia basal o inconformidad. Modificado de Vera (1994).

8.6. Estratigrafía de secuencias

De acuerdo con Mclaughlin Jr. (2005) la estratigrafía de secuencias es el estudio de las relaciones de las rocas dentro de un marco cronoestratigráfico de estratos genéticamente relacionados y que están delimitados por superficies de erosión o por discordancias. El concepto de estratigrafía de secuencias nace a finales de los años ochenta del siglo pasado, donde se estudia la redistribución continua de los sedimentos mediante los cambios relativos o globales del nivel mar, y representa hoy en día una de las teorías fundamentales en Geología.

La estratigrafía de secuencias ayuda a correlacionar los estratos y predecir la estratigrafía de las zonas relativamente desconocidas, además de comprender como ha sido la evolución de las cuencas. Dentro de la industria petrolera permite identificar las posibles ubicaciones de las rocas generadoras, sellos y almacenadoras, así como de las trampas petroleras (Schlumberger, 2022a).

Para tener una clara idea de este campo de estudio, es importante conocer los conceptos de secuencia, facies y secuencia deposicional, que de acuerdo con Schlager (2005) las secuencias sedimentarias son asociaciones de rocas estratificadas formadas por una o más facies elementales genéticamente relacionadas, que presentan una distribución ordenada en una cierta área. Por otro lado, una facies es la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica, cuyo volumen de materiales se caracterizan por propiedades específicas como lo son las litofacies, biofacies, microfacies, electrofacies y facies sísmicas.

Schlager (2005) menciona que una secuencia deposicional corresponde con una unidad estratigráfica genéticamente relacionada, cuyos volúmenes de materiales que rellenan una cuenca sedimentaria están separados por superficies que indiquen o reflejen acontecimientos representados en el conjunto de la cuenca: discordancias, cambios de facies, etc. Por lo cual, la estratigrafía de secuencia es la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, controladas por discordancias o cimas-bases de unidades estratigráficas que limitan unidades genéticas de depósito, es decir, el estudio de paquetes de estratos (secuencias deposicionales) separados por discordancias o concordancias contrastantes (diferentes litologías), dentro de un ciclo del nivel relativo del mar.

El estudio de una unidad estratigráfica y sus límites se puede realizar mediante métodos directos, es decir, mediante la descripción de afloramientos o mediante métodos indirectos, utilizando alguna propiedad de las rocas (conductividad, resistividad, gravedad, sísmica, etc.) y al procesar los datos, se hacen inferencias de las unidades que se encuentran en el subsuelo y las relaciones que presentan. De acuerdo con Schlager (2005) la estratigrafía sísmica es la parte de la estratigrafía que se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos (secciones) o cubos sísmicos, realizando la interpretación estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica.

Este método se realiza mediante la sísmica de reflexión, el cual consiste en generar ondas sísmicas artificiales, que al propagarse por el subsuelo se reflejan sobre los conjuntos de estratos y, al procesar los datos, se pueden obtener secciones sísmicas o cubos sísmicos. Si este método se aplica en tierra firme, las ondas artificiales se generan mediante explosivos o utilizando camiones vibradores que golpean el suelo y la señal es captada por geófonos enterrados en el suelo. Cuando el método es empleado en un cuerpo de agua (mar, lagunas o lagos), se generan las ondas artificiales con el apoyo de un barco que cuenta con pistolas de aire. En este caso, las ondas son recibidas ahora por hidrófonos que están en una red flotando en los cuerpos de agua.

En el glosario de Schlumberger (2023) se define a una sección sísmica como una representación de datos sísmicos a lo largo de una línea, tal como un perfil sísmico 2D o un perfil extraído de un volumen de datos sísmicos 3D, consta de numerosas trazas con la localización dada en el eje x, además del tiempo de viaje doble (ida y vuelta) o la profundidad en el eje y. Una sección sísmica es una representación en 2D del tiempo en el que viajan las ondas desde que son generadas, se reflejan en un cuerpo de roca y son detectadas por un geófono o un hidrófono sobre una línea.

Al procesar los datos de tiempo se obtiene una imagen que nos muestra cual es la disposición de los cuerpos de roca en el subsuelo, sin embargo, se tiene que realizar una interpretación de cómo están delimitados los cuerpos de roca y las estructuras existentes, una vez realiza la interpretación y en conjunto con los datos geológicos recopilados. A cada cuerpo de roca se le puede asignar su litología correspondiente dando como resultado una sección geológica que nos muestra las secuencias estratigráficas y sus límites (Figura 8.35).

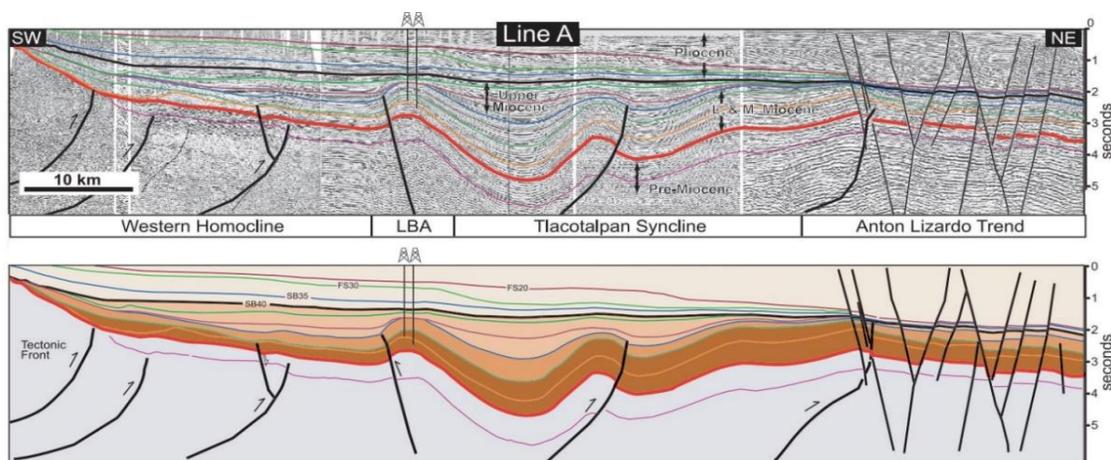


Figura 8.35 Interpretación de sección sísmica y sección geológica. Imagen tomada de Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) (n.d-a)

Silva et al. (2016) definen a una sección geológica como un corte vertical que se realiza con la finalidad de conocer la disposición de las rocas a profundidad. Como se mencionó anteriormente, se puede elaborar una sección geológica a partir de una sección sísmica, sin embargo, también se pueden generar a partir de la interpretación de un mapa geológico, es decir, se marca una traza sobre un mapa donde se requiera conocer la disposición de las rocas, posteriormente se procede a generar un perfil topográfico y por último a extrapolar los datos geológicos y estructurales con lo que cuente el mapa para tener una vista de perfil donde se muestra la disposición de las unidades estratigráficas en el subsuelo y sus relaciones (contactos estratigráficos o estructurales) (Figura 8.36).

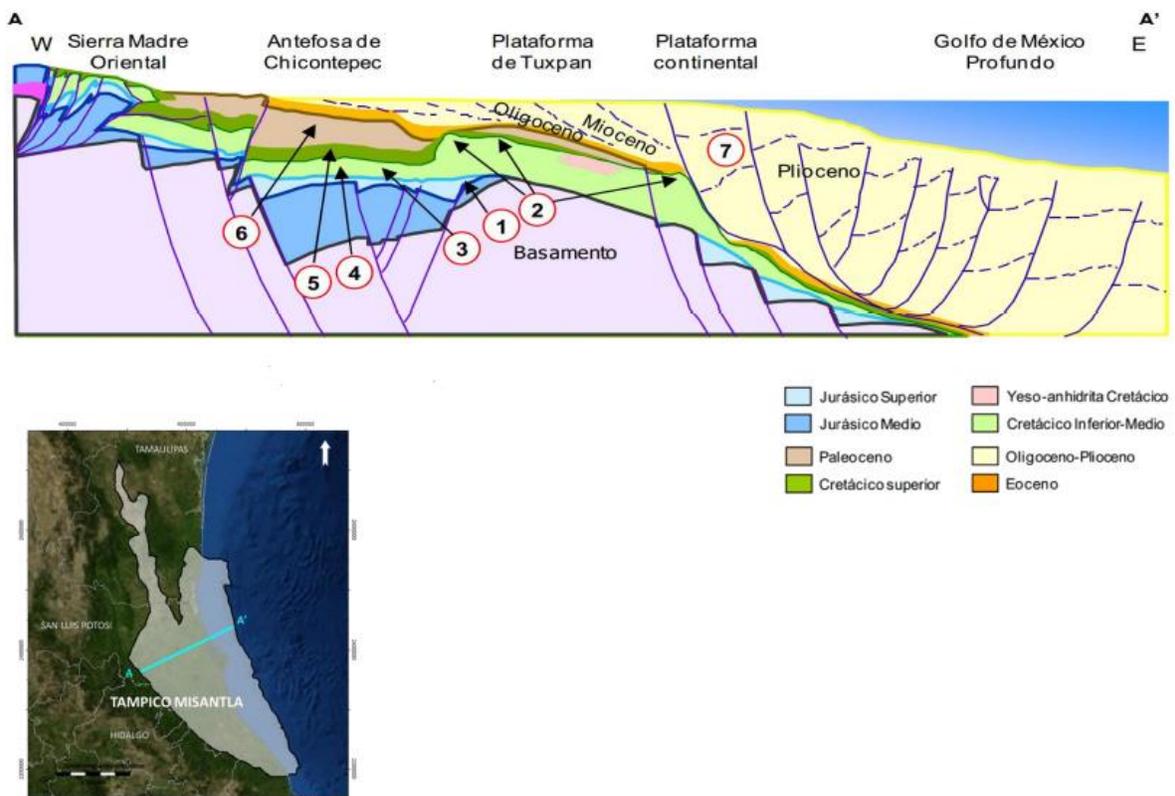


Figura 8.36 Sección geológica que corta de forma transversal la cuenca Tampico-Misantla la cual delimita las unidades por tiempo geológico. Imagen tomada de Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) (n.d-b).

9. Geología estructural

La corteza terrestre es un sistema dinámico que está en constante movimiento, lo que genera cambios que pueden ser rápidos como la erupción de un volcán o lentos como el movimiento de las placas tectónicas y en consecuencia de los continentes y océanos. En este capítulo se describen a las estructuras geológicas secundarias y a los procesos que las originan (debido a la dinámica del planeta), particularmente por los procesos geológicos que ocurren en la Corteza Terrestre. De acuerdo con Arellano et al. (2002) una estructura geológica es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos o un conjunto rocoso, las cuales tienen características geométricas distintivas y otros rasgos característicos de los que sobresalen la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, el tipo de material, su distribución geográfica, etc.

La Geología estructural se encarga del estudio y caracterización de las estructuras geológicas secundarias que se forman en la corteza terrestre, su distribución geográfica, tiempo en el que se formaron y las causas que las originaron, así como su representación gráfica en mapas y secciones geológicas (Arellano et al., 2002). En la Figura 9.1 se muestra de forma esquemática el proceso general de la formación de un pliegue y su representación en un mapa geológico.

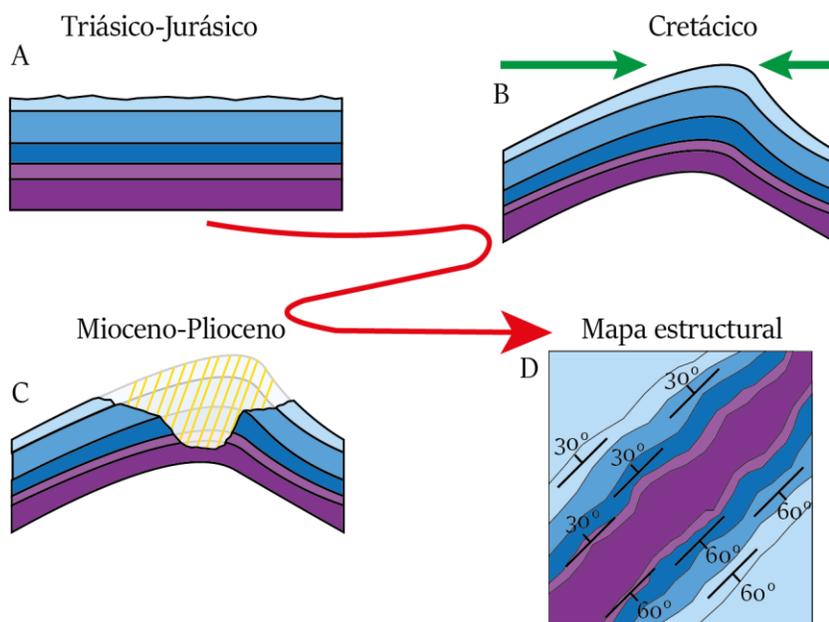


Figura 9.1 (A) Proceso de sedimentación que forma una secuencia sedimentaria estratificada. (B) Plegamiento por esfuerzos compresivos. Proceso de erosión. (D) Representación gráfica de la estructura en un mapa.

Las estructuras geológicas se pueden diferenciar en estructuras primarias y secundarias, siendo las estructuras primarias las que se originan al mismo tiempo en que se forma la roca, como son las rizaduras que al momento del depósito de los sedimentos se tiene una corriente de agua o viento (Figura 9.2 A). Por otro lado, las estructuras secundarias son las que se originan después de que se formó la roca, comúnmente como resultado de la aplicación de esfuerzos que causan la deformación de las rocas, como por ejemplo una falla normal (Figura 9.2 B). Además, las estructuras secundarias tienen diferentes tamaños, es decir, se pueden tener estructuras que pueden ser vistas en un microscopio petrográfico, hasta estructuras que pueden ser fácilmente reconocibles en muestras de mano, afloramientos, fotografías aéreas, imágenes satelitales o en secciones sísmicas.

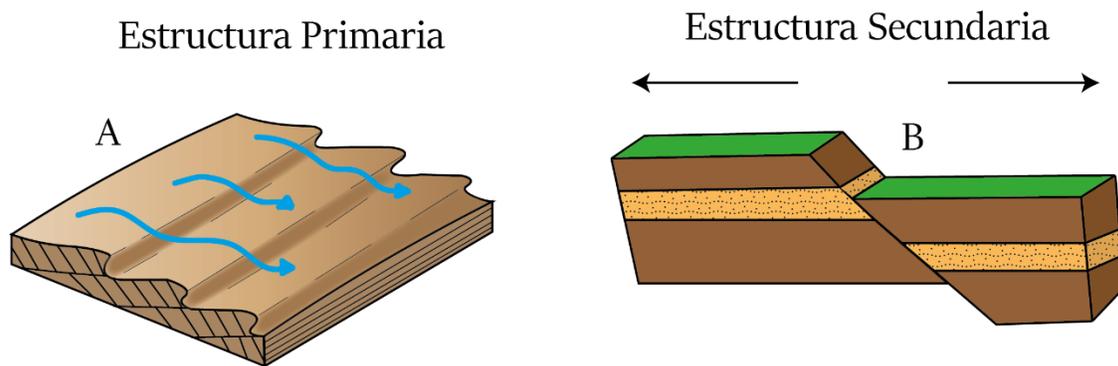


Figura 9.2 Diferencia entre estructura prima y secundaria. (A) Formación de rizaduras por el paso de una corriente de agua durante la sedimentación. (B) Se tienen diferentes estratos que son afectados por esfuerzos que formaron a una falla normal.

9.1. Esfuerzo

Cuando se aplica una fuerza a un cuerpo por unidad de área y se modifica su estado de reposo o movimiento, se dice que el cuerpo está sometido a esfuerzo y se puede deformar.

En el caso de que se apliquen a un cuerpo fuerzas por unidad de área en diferentes direcciones, se tienen esfuerzos diferenciales. Cuando los esfuerzos son en la misma dirección y crean un efecto tal que comprimen al cuerpo, se le conoce como esfuerzo compresivo, caso contrario, cuando los esfuerzos son en direcciones opuesta y el objeto se alarga, se le denomina esfuerzo tensional o extensional. En

la corteza terrestre, la mayor parte de los esfuerzos que forman estructuras geológicas secundarias son compresivos. Cuando los esfuerzos son en la misma dirección, pero no son aplicadas en un mismo punto, es decir, no son colineales, se le conoce como esfuerzo de cizalla (Figura 9.3).

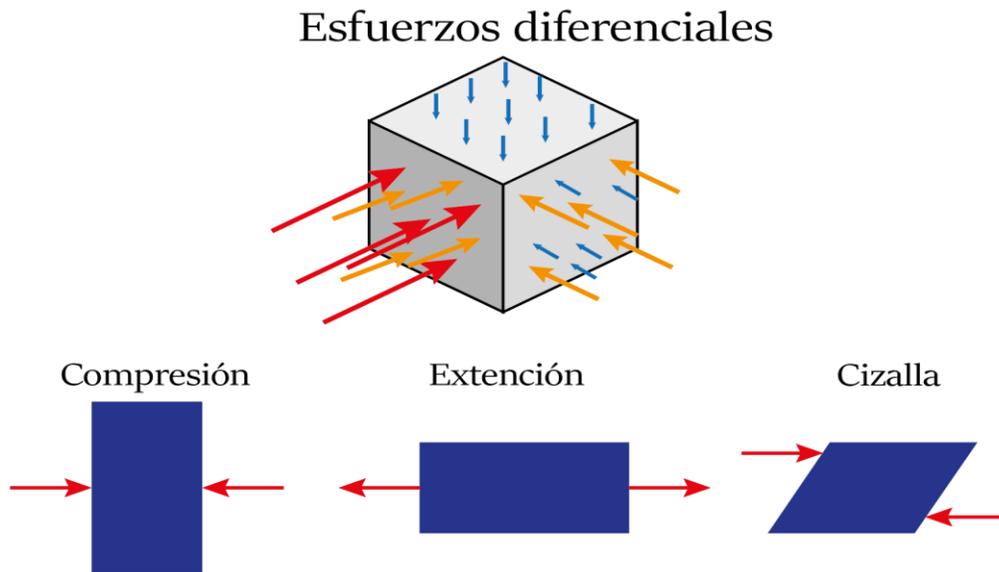


Figura 9.3 Diferentes tipos de esfuerzos.

9.2. Deformación

Cuando un cuerpo es sometido a esfuerzos y comienza a modificar su forma, orientación, tamaño, posición o se rompe, se dice que se está deformando, por lo cual, la apariencia será diferente a la inicial. Uno de los factores de los cuales depende la deformación de las rocas, es su comportamiento geomecánico, es decir, si el cuerpo es dúctil o frágil.

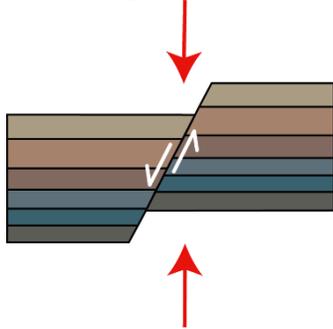
Se dice que un cuerpo es dúctil cuando se aplican esfuerzos que lo deforman internamente (por ejemplo, plegamiento y flujo) sin llegar a la ruptura (fracturas o fallas), solo se modifica su forma y geometría, sin embargo, en algunos casos, cuando se le aplican esfuerzos por periodos prolongados de tiempo, el cuerpo llega a romperse debido a que se rebasa el límite elástico. Por otro lado, un cuerpo se denomina frágil cuando al aplicarse un esfuerzo se fractura o se falla, es decir, su punto de quiebre es bajo a comparación de un cuerpo dúctil.

Además de los esfuerzos, también hay que considerar otros parámetros termodinámicos que influyen en la cantidad y tipo de deformación de las rocas, como son la temperatura y las propiedades de las sustancias.

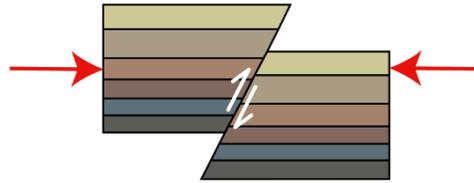
Dependiendo del tipo de esfuerzo, de su magnitud y del tipo de roca, se pueden tener diferentes tipos de deformación, las que dan lugar a las estructuras geológicas secundarias. De acuerdo con Arellano et al. (2002) se pueden tener diferentes estructuras como las que se muestran en la Figura (9.4), donde se observa que los materiales dúctiles ante la aplicación de esfuerzos formarán pliegues, boudinaje, flujo interno, etc. En el caso de los cuerpos con comportamiento mecánico frágil, se tendrán fracturas y fallas, las que pueden ser normales, inversas o laterales, dependiendo de la dirección y magnitud del esfuerzo o esfuerzos que actuaron, donde se rebasó el límite elástico de las rocas.

Esfuerzos compresivos

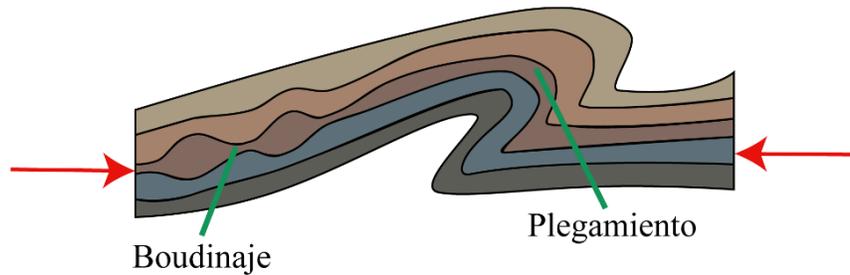
Roca Frágil - Falla Normal



Roca Frágil - Falla Inversa

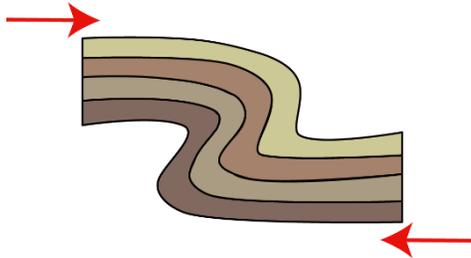


Roca Dúctil - Plegamiento y Boudinaje



Esfuerzos de cizalla

Roca Dúctil - Plegamiento



Roca Frágil - Falla Lateral

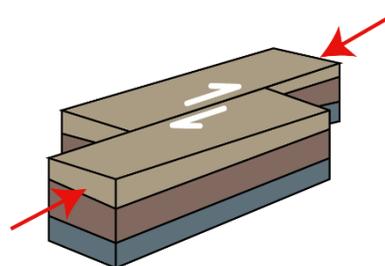


Figura 9.4 Efecto de los distintos esfuerzos en cuerpos de roca y su comportamiento de acuerdo a su comportamiento geomecánico.

Cuando un cuerpo se deforma no siempre dará lugar a plegamiento, fracturamiento o fallamiento, también hay deformación interna (flujo) e inclusive, metamorfismo, esto se debe entre otros factores a las características geomecánicas de las rocas, de la magnitud y dirección de los esfuerzos, a la temperatura, al tiempo geológico y a las propiedades de las sustancias.

9.3. Orientación de las estructuras

Para conocer y determinar la distribución espacial de las estructuras y sus orientaciones preferenciales, así como su representación en mapas geológicos, se utilizan elementos geométricos de referencia como lo son los puntos, líneas y planos. Por ejemplo, para ubicar un punto sobre la superficie terrestre se utilizan coordenadas geográficas, Longitud y Latitud o el sistema de coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM), metros norte (mN) y metros este (mE), las cuales se encuentran en el contorno de cualquier mapa (Figura 9.5).

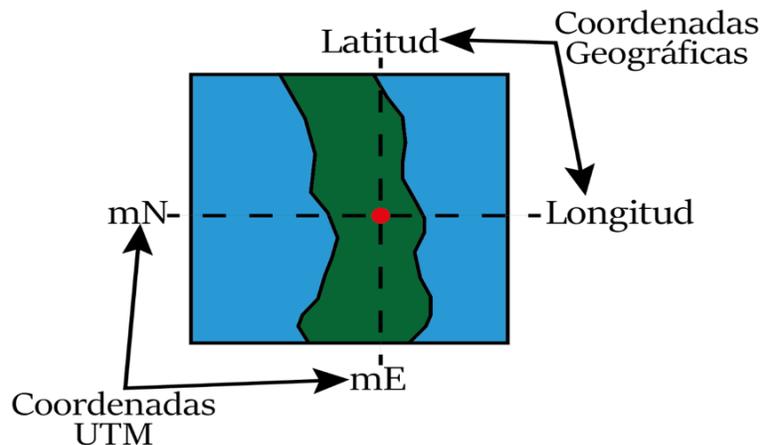
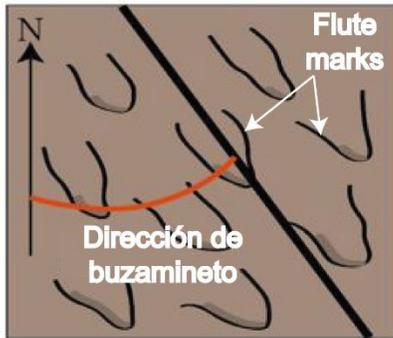


Figura 9.5 Representación gráfica de coordenadas geográficas y coordenadas UTM.

Para conocer la dirección e inclinación de líneas estructurales, se utilizan principalmente el buzamiento y la dirección de buzamiento, como cuando se mide la orientación de la imbricación de los clastos, la dirección del flujo de una paleocorriente, la dirección de un dique, la dirección del eje de un pliegue, etc. En donde el buzamiento corresponde a la inclinación de la línea estructural, es decir, el ángulo que existe entre la estructura y la horizontal como se observa en la vista de perfil en la Figura 9.6, por otro lado, la dirección de buzamiento corresponde a la dirección preferencial que tiene la estructura respecto al norte (vista de planta de la Figura 9.6).

Vista de planta



Vista de perfil

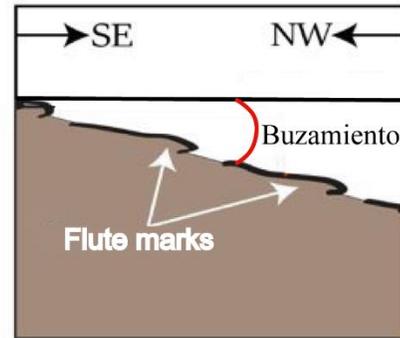
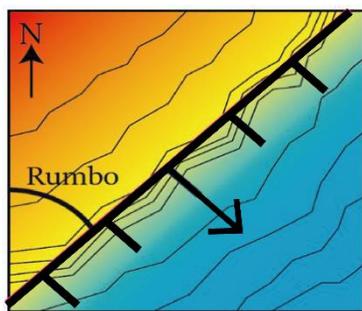


Figura 9.6 Marcas de corriente (flute marks), siendo la dirección preferencial la que se mide respecto al Norte (vista de planta) y su buzamiento es con respecto a la horizontal (vista de perfil).

En el caso de los planos estructurales se caracterizan mediante el rumbo y echado, como cuando se requiere conocer la distribución espacial de los planos de fallas, estratos inclinados, esquistosidad, los flancos de un pliegue, el plano axial, fracturas, etc. En donde el rumbo se define como la dirección de la línea formada por la intersección del plano horizontal y el plano de la estructura respecto al norte (Figura 9.7), por otro lado, el echado corresponde al valor angular que existe entre el plano horizontal y el plano de la estructura, así como la dirección a la cual se está inclinando el plano estructural (Figura 9.7).

Vista de planta



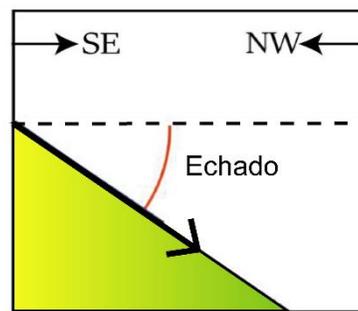
Elevación 1000 m 200 m

Falla normal

Dirección de recta de máxima pendiente



Vista de perfil



Dirección de recta de máxima pendiente

Plano horizontal - - - - -

Figura 9.7 Mapa con curvas de nivel donde se tiene un plano de falla normal, del que se mide su rumbo respecto al Norte y su echado es respecto a la horizontal (vista de perfil).

El rumbo y echado siempre serán perpendiculares entre sí, por consecuencia, la dirección a la cual se está inclinando el plano estructural corresponderá a la dirección de la recta de máxima pendiente. En el caso de que se midan valores de echado que no sean perpendiculares al rumbo, se les denomina echado aparente y siempre tendrá que tener un valor angular menor al echado real. (Figura 9.8).

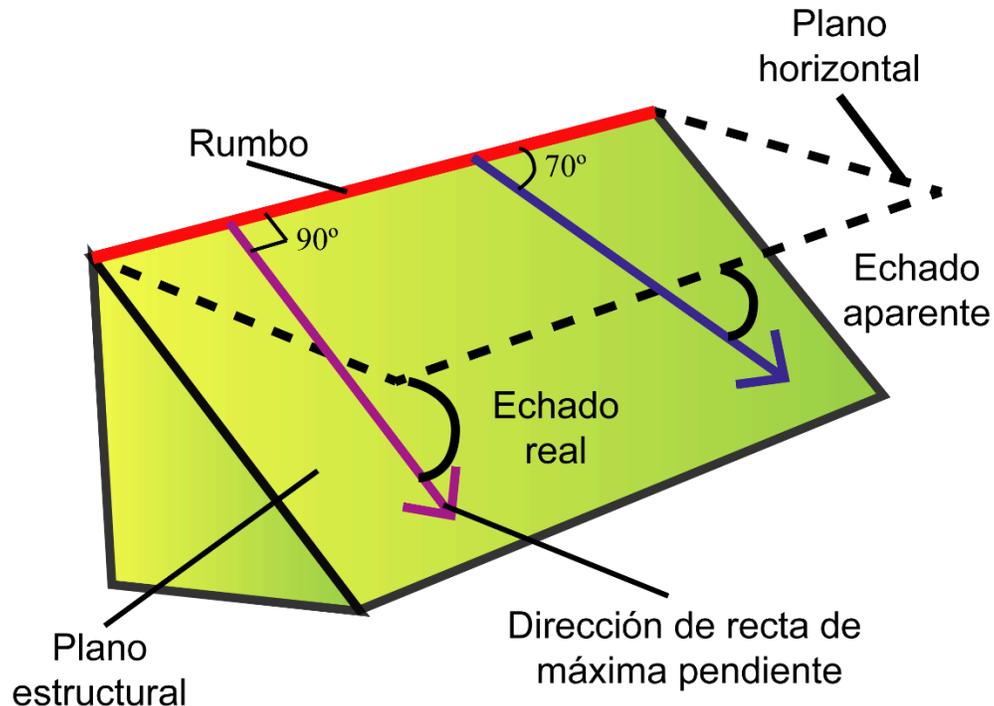


Figura 9.8 Representación gráfica del rumbo y diferencia entre echado real y echado aparente.

Los valores alfanuméricos que caracterizan a las líneas y planos se les conocen como datos estructurales, que se miden con una brújula Brunton o tipo Brunton (tienen invertido el E y W) o con una brújula cartográfica. Estos datos se usan para elaborar mapas, secciones geológicas y bloques diagramáticos en tres dimensiones. En algunos casos, es necesario representar gráficamente a los datos estructurales en dos dimensiones, por lo que se utiliza la Red Estereográfica (Red de Wulff) (Figura 9.9),

Como las superficies de las estructuras a caracterizar, por lo general, presentan irregularidades al medir rumbos y echados (para planos), así como el buzamiento y dirección de buzamiento (para líneas), ocurre que hay pequeñas variaciones, por lo que es conveniente obtener muchos datos a los que se les realiza un tratamiento geoestadístico. En este caso, se recurre al conteo estadístico mediante el uso de la

Falsilla de Schmidt y la Falsilla de Kalsbeek, por lo que, después de graficar, se debe de interpretar, obteniéndose valores promedio, tanto para planos como para líneas: También se pueden obtener valores promedio de la dirección y del sentido de los esfuerzos que originaron a las estructuras geológicas.

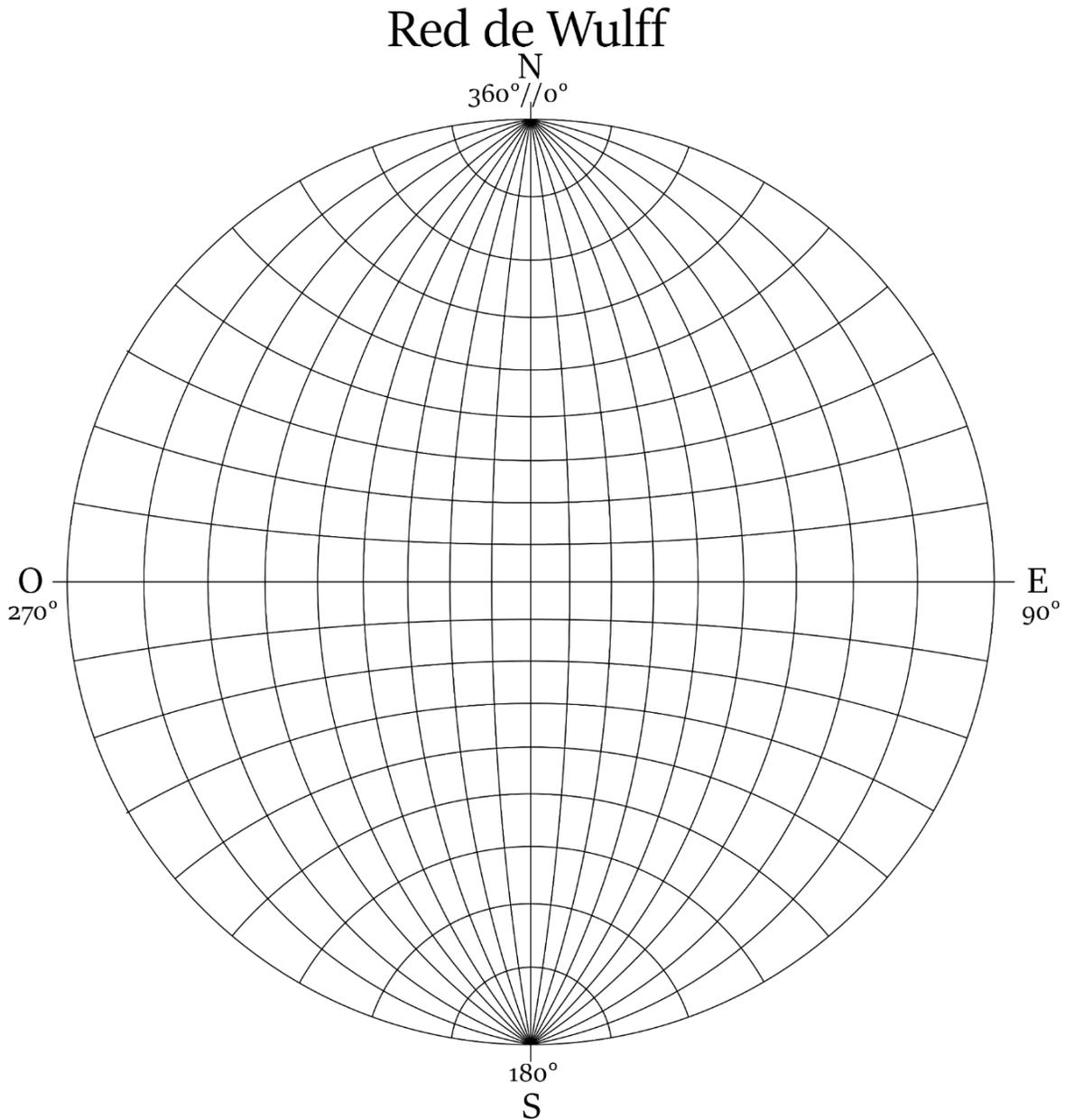


Figura 9.9 Falsilla o red de Wulff, que corresponde con una representación equiangular con la cual se pueden graficar rectas y planos en dos dimensiones y realizar diversas operaciones que nos proporcionan información acerca de las orientaciones de las estructuras y de la o las direcciones de esfuerzos.

El rumbo de un plano se puede escribir de diferentes maneras, siendo las sintaxis más comunes la azimutal y por cuadrantes. En el caso de una notación azimutal se anota únicamente el valor angular que va de 0° a 360° , por otro lado, cuando se utiliza la notación de cuadrantes, se registra un valor de 0° a 90° y se indica el cuadrante hacia donde se inclina el plano o la línea (Figura 9.10).

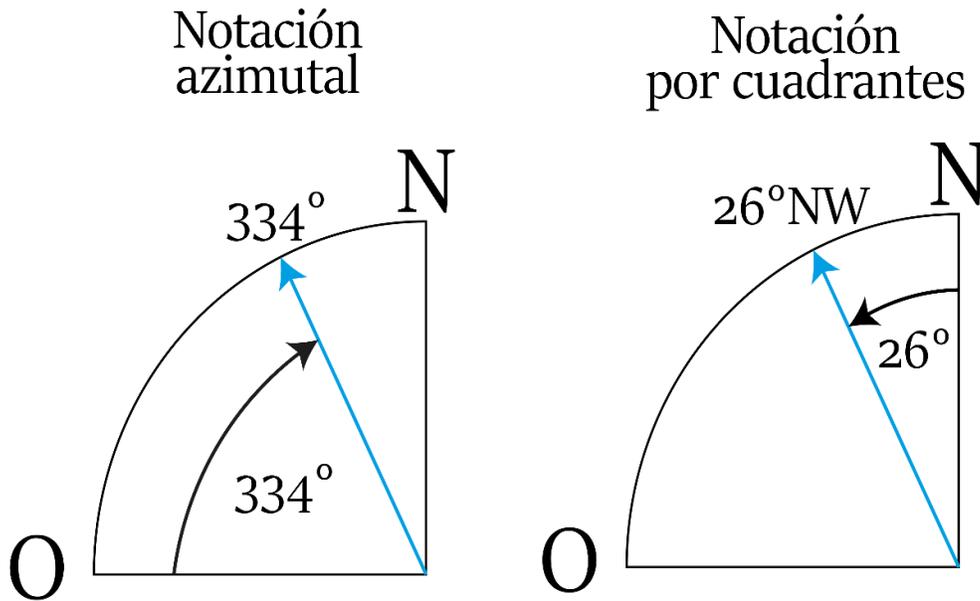


Figura 9.10 Ejemplo de notación de líneas estructurales de forma azimutal y por cuadrantes. A la izquierda se encuentra la notación azimutal que toma en cuenta el ángulo completo a partir del N y en sentido horario, a la derecha se muestra la notación por cuadrantes donde el ángulo de cada cuadrante va de 0 a 90° siempre medido desde el norte o desde el sur.

Se tienen 4 cuadrantes, los cuales son: NE (equivalencia en azimutal 0° - 90°), SE (equivalencia en azimutal 90° - 180°), SW (equivalencia en azimutal 180° - 270°), NW (equivalencia en azimutal 270° - 360°). Cuando apunta directamente a un punto cardinal, se le denomina Norte franco (N), Sur franco (S), Este franco (E) y Oeste franco (W).

1) Si tenemos un valor en azimutal de 40° de rumbo, nos ubicamos en el cuadrante NE, de tal forma que en este caso se mide a partir del Norte, es decir, a 0 se le suma el valor que se tenga que este dentro del cuadrante NE, en este caso 40° y la orientación en cuadrantes sería NE 40° (Figura 9.11).

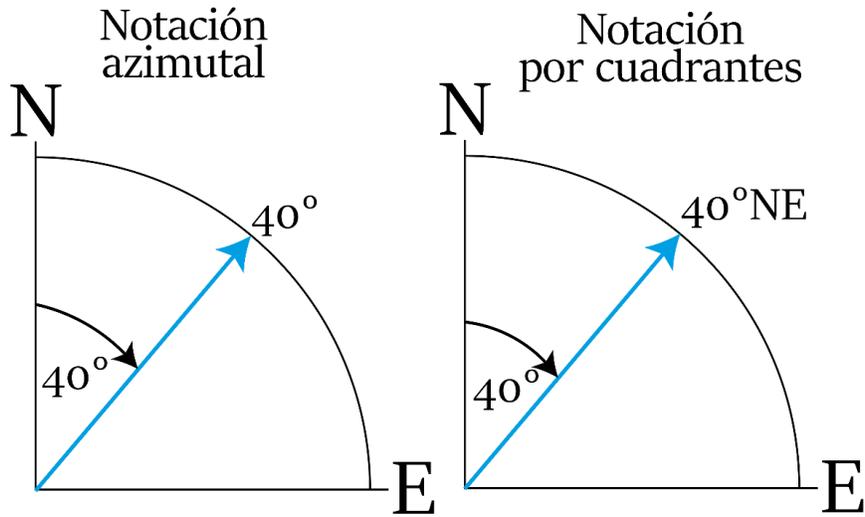


Figura 9.11 Notación del caso 1.

2) Si tenemos un valor en azimutal de 120° de rumbo nos ubicamos en el cuadrante SE, en este caso se cuenta de Sur a Este, es decir, a 180° se le restan 60° , dando como resultado 120° . La orientación por cuadrantes es SE 60° , esto aplica a cualquier valor que se encuentre de 180 a 90° (Figura 9.12).

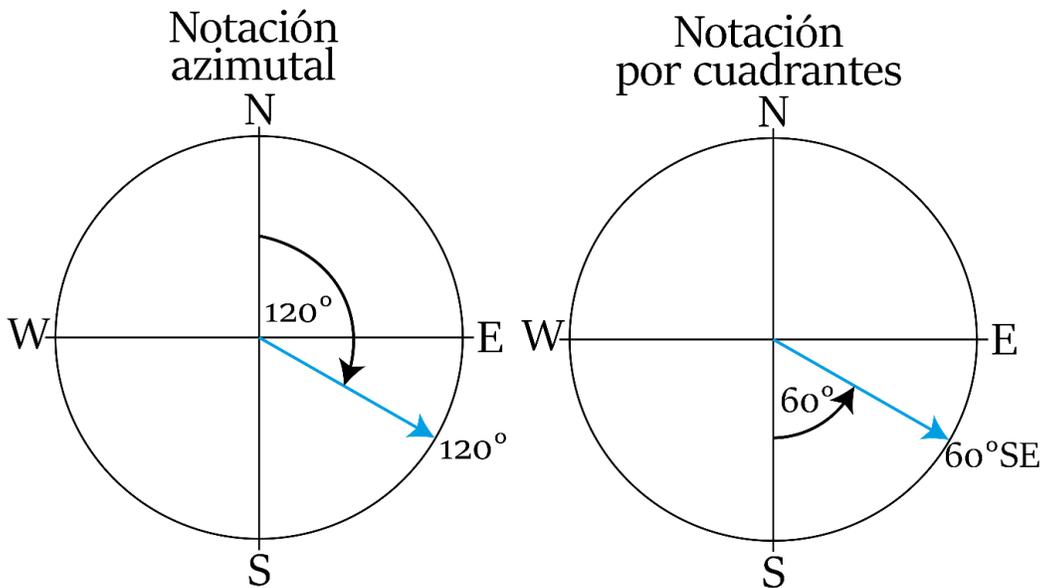


Figura 9.12 Notación del caso 2.

3) Si tenemos un valor en azimutal de 210° de rumbo nos ubicamos en el cuadrante SW, en este caso se mide de Sur a Norte, es decir, al valor que se encuentre en el

cuadrante, en este caso 210° . La orientación en cuadrantes es 30° SE, esto aplica a cualquier valor que se encuentre de 180 a 270° (Figura 9.13).

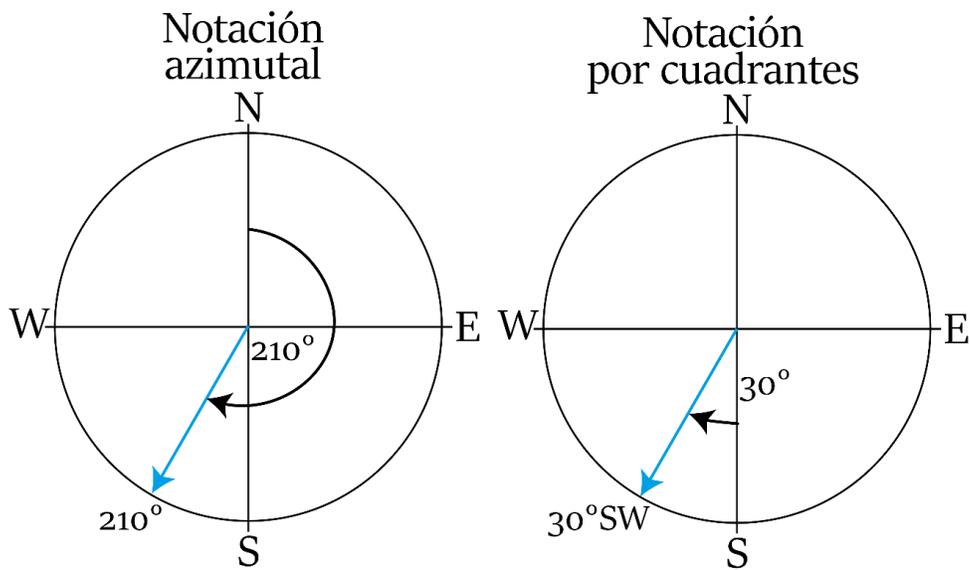


Figura 9.13 Notación del caso 3.

4) Si tenemos un valor en azimutal de 290° de rumbo nos ubicamos en el cuadrante NW, de tal forma que en este caso se mide de Norte a Sur, es decir, a 360 se le resta el valor que se tenga que este dentro del cuadrante NW, en este caso 290° . La orientación en cuadrantes sería 70° NW, esto aplica a cualquier valor que se encuentre de 270 a 360° (Figura 9.14).

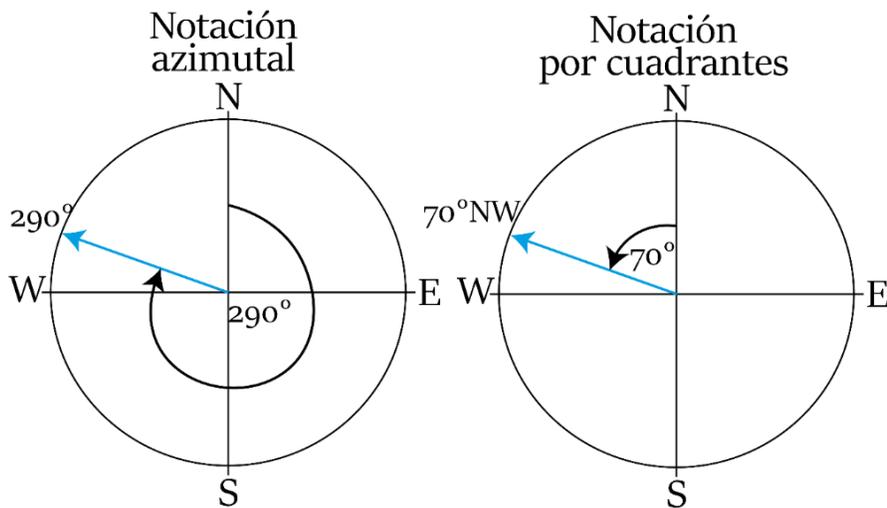


Figura 9.14 Notación del caso 4.

5) Cuando el valor en azimutal sea de 360° o 0° de rumbo apuntara totalmente al Norte (N) y se dice que es Norte franco (Figura 9.15).

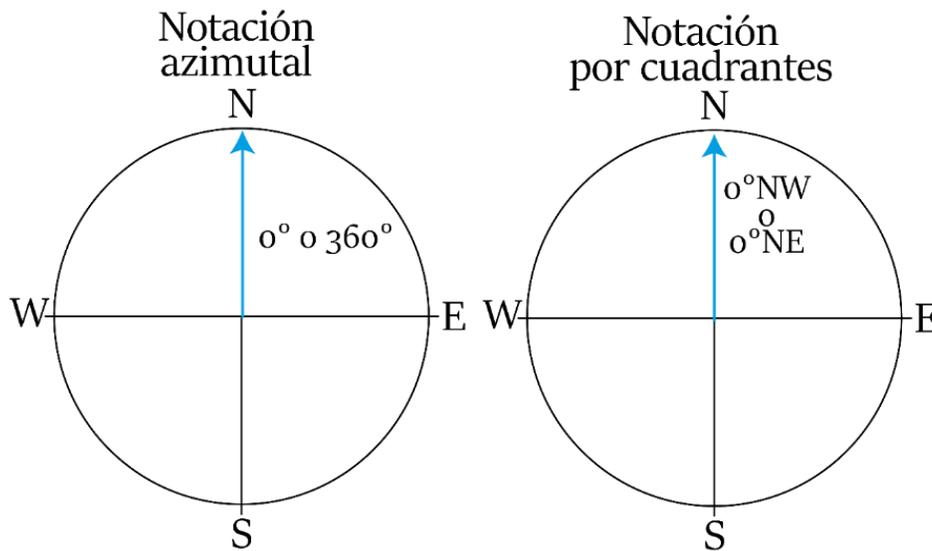


Figura 9.15 Notación del caso 5.

6) Cuando el valor en azimutal es de 90° de rumbo apuntara al Este (E) y se dice que es Este franco (Figura 9.16).

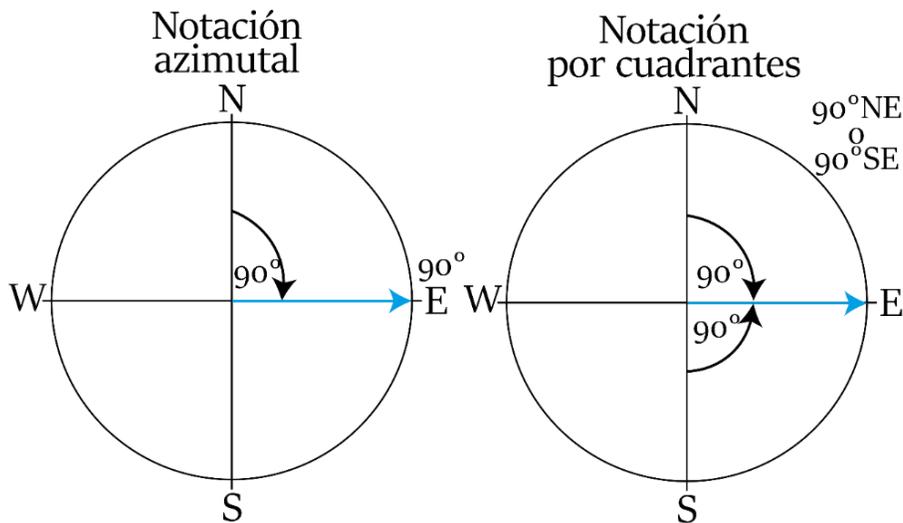


Figura 9.16 Notación del caso 6.

7) Cuando el valor en azimutal es de 180° de rumbo, apuntara al Sur (S) y se dice que es Sur franco (Figura 9.17).

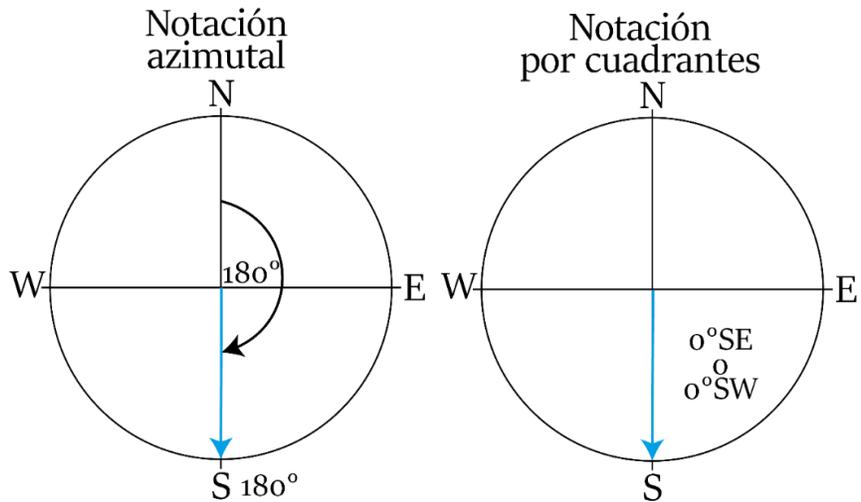


Figura 9.17 Notación del caso 7.

8) Cuando el valor en azimutal es de 270° apuntara al Oeste (W) y se dice que es Oeste franco (Figura 9.18).

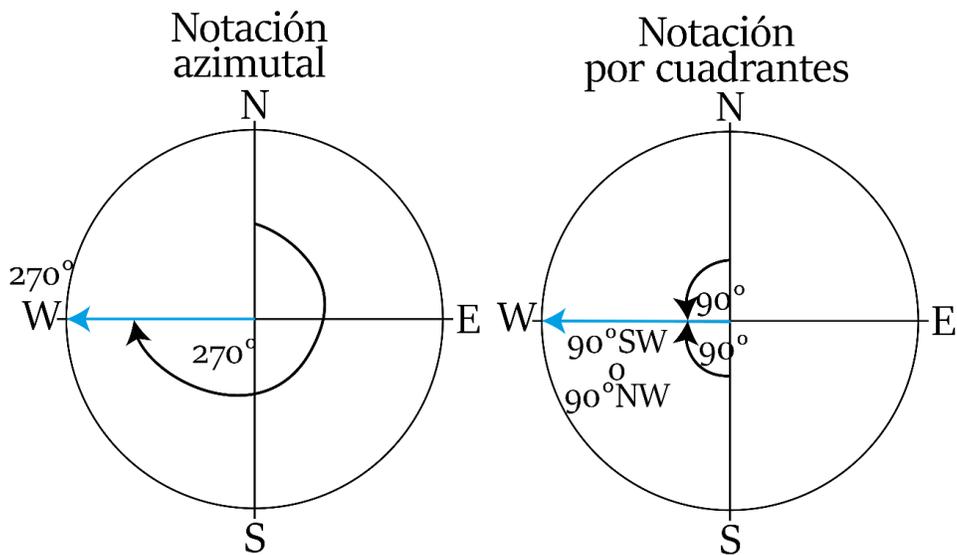


Figura 9.18 Notación del caso 8.

Líneas

Algunos componentes de las estructuras se caracterizan mediante líneas, como la dirección de flujo en los sedimentos, la dirección de un flujo de lava, dirección de un dique, etc. Para caracteriza una línea, en la sintaxis se escribe inclinación-dirección, como los ejemplos que se muestran en la Tabla 9.1:

Líneas (Inclinación) al (Dirección)	
Notación en cuadrantes	Notación azimutal
10° al 45° NE	10° al 45°
80° al 65° SE	80° al 115°
35° al 45° SW	35° al 225°
62° al 35° NW	62° al 325°
20° al N	20° al 0°
53° al W	53° al 90°
47° al S	47° al 180°
76° al W	76° al 270°

Tabla 9.1. Ejemplos de notación de líneas estructurales con dos tipos de notaciones.

Planos

En el caso de orientar planos, como los planos de estatificación, planos de falla, planos de charnela (plano axial), fracturas, foliación, flancos de pliegues y entre otros, la sintaxis es rumbo y echado.

Para escribir la dirección de rumbo en una notación de cuadrantes, el valor angular se escribe entre las letras del cuadrante, por ejemplo, si se tiene una dirección de rumbo dentro del cuadrante SE, se escribe primero la S, luego el valor angular, seguido de la E. Una vez anotado el valor de rumbo, para caracterizar un plano, se debe anotar un punto y coma (;) para luego escribir la dirección de la recta de máxima pendiente, es decir, el echado. En la Tabla 9.2 se muestran algunos ejemplos de valores de rumbo y echado por cuadrantes y de forma azimutal.

Planos Rumbo; Echado	
Notación en cuadrantes	Notación azimutal
N30°E; 50° SE	30°; 50° SE
S10°E; 70° SW	170°; 70° SW
S40°W; 30° NW	220°; 30° NW
N20°W; 60°NE	340°; 60°NE

Tabla 9.2. Ejemplos de notación de planos estructurales con dos tipos de notaciones.

9.4. Fallas

Una falla es una estructura geológica secundaria en la que existe una ruptura y un desplazamiento de un cuerpo de roca sobre una superficie (generalmente un plano), el cual se le denomina plano de falla. Dependiendo de cómo sean los esfuerzos y las características geomecánicas de las rocas, será la manera en la cual se desplazan los cuerpos de roca, dando lugar a fallas normales, fallas inversas y fallas laterales.

Cuando un sistema rocoso está expuesto a esfuerzos, en primera instancia el cuerpo se deforma internamente y posteriormente cuando se rebasa el límite elástico se fractura (se divide) y finalmente ocurre un desplazamiento relativo. Al bloque que está por arriba de la superficie de la falla (cuando las fallas están inclinadas a menos de 90° o son horizontales) se le conoce como bloque de techo y al que está por debajo se le conoce como bloque de piso.

De acuerdo con Fernández et al. (2011), el modelo dinámico propuesto por Anderson en 1951, describe de una forma sencilla las diferentes asociaciones de fracturas y fallas conjugadas que se forman en la corteza cuando fueron sometidas a regímenes tectónicos básicos (compresivos y de cizalla). El modelo establece los 3 ejes principales del esfuerzo los cuales se representan con la letra σ , donde σ_1 será el eje de mayor esfuerzo y σ_3 el de menor esfuerzo, es decir, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Además, σ_1 siempre corresponderá con el ángulo agudo de las fallas conjugadas, σ_3 corresponde con el ángulo obtuso y σ_2 se encuentra en la intersección de las fallas conjugadas.

Falla normal

Se forman producto de esfuerzos compresivos verticales. Después de que se fractura la roca o conjuntos de rocas, el bloque de techo se desplaza hacia abajo con respecto al bloque de piso, el cual que se desplaza hacia arriba como se muestra en la Figura 9.4.

En el Modelo de Anderson, el esfuerzo principal σ_1 es vertical, σ_3 es horizontal y σ_2 se encuentra en la intersección de las fallas conjugadas (Figura 9.19). Por lo cual, en esta configuración de esfuerzos donde el mayor esfuerzo está en la vertical y el menor esfuerzo en la horizontal, es por lo que, el bloque de techo se desplaza hacia abajo y el bloque de piso hacia arriba (de forma relativa).

Modelo de Anderson

Fallas normales

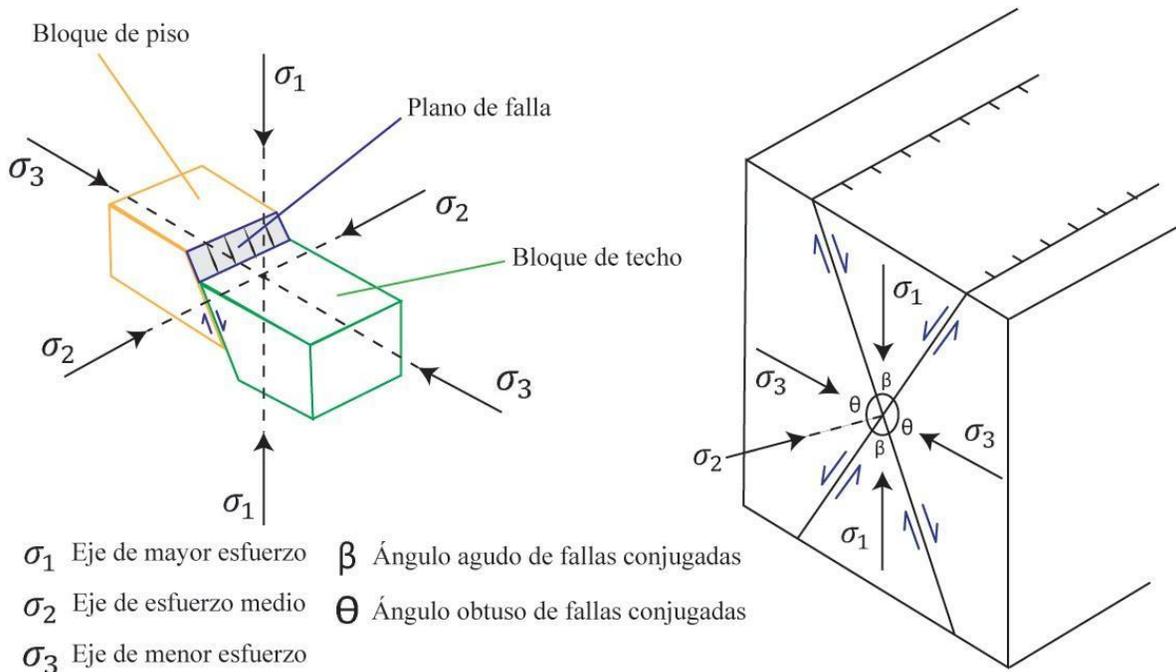


Figura 9.19. Modelo de Anderson para fallas normales, a la derecha se muestran las fallas conjugadas y la dirección de los esfuerzos y en el lado izquierdo se muestra como es el desplazamiento por el plano de falla. Modificado de Babín Vich & Gómez Ortiz (2010).

Para explicar las fallas normales se hace una representación donde un bloque de roca se fractura dando lugar a dos bloques, sin embargo, en la realidad un cuerpo de roca puede fracturarse en diversas partes y las fracturas son de diferentes tamaños, por lo cual, al fracturarse y formar fallas, estas pueden ser diminutas que se pueden ver bajo microscopio petrográfico (micro-fallas) o tan grandes que se pueden apreciar en un afloramiento de unos cuantos metros o en una imagen satelital cuando son de kilómetros.

En una misma zona donde un cuerpo de roca experimenta esfuerzos compresivos dando lugar a una serie de fallas normales se formarán altos y bajos topográficos en donde las zonas bajas originadas por el desplazamiento hacia arriba del bloque de techo entre dos fallas se le denomina Graben y la parte elevada originada por el desplazamiento hacia arriba del bloque de piso entre dos fallas se le denomina Horst (Figura 9.20). Este tipo de estructura es importante dentro de la industria petrolera, ya que pueden relacionarse con yacimientos minerales y bajo condiciones muy particulares como trampas petroleras.

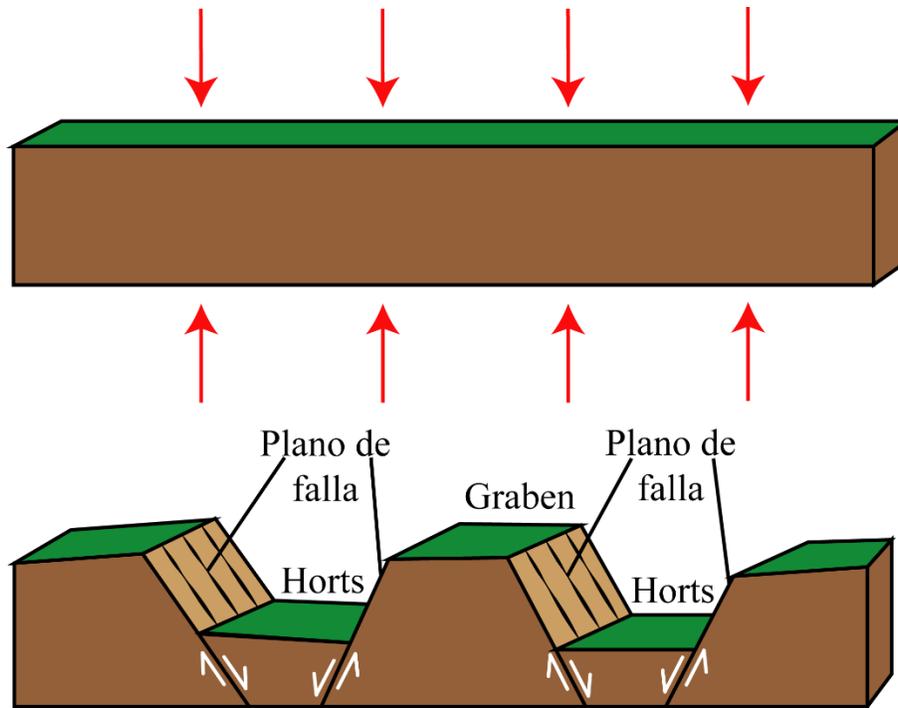


Figura 9.20 Bloque de roca expuesto a esfuerzos compresivos generando un sistema de fallas normales dando lugar a Horst's y Grabens.

Falla Inversa

Se forman en un régimen tectónico compresivo, en este caso, una vez que se fractura el cuerpo de roca, el bloque de techo se desplace hacia arriba con respecto al bloque de piso que se desplace hacia abajo como se observa en la Figura 9.4.

En el modelo de Anderson, el esfuerzo principal σ_1 es horizontal, por otro lado, σ_3 es vertical y σ_2 se encuentra en la intersección de las fallas conjugadas. Por lo cual, en esta configuración de esfuerzos donde el mayor esfuerzo está en la horizontal y el menor esfuerzo en la vertical, es posible que el bloque de techo se desplace hacia arriba y el bloque de piso hacia abajo (Figura 9.21).

Modelo de Anderson Fallas inversas

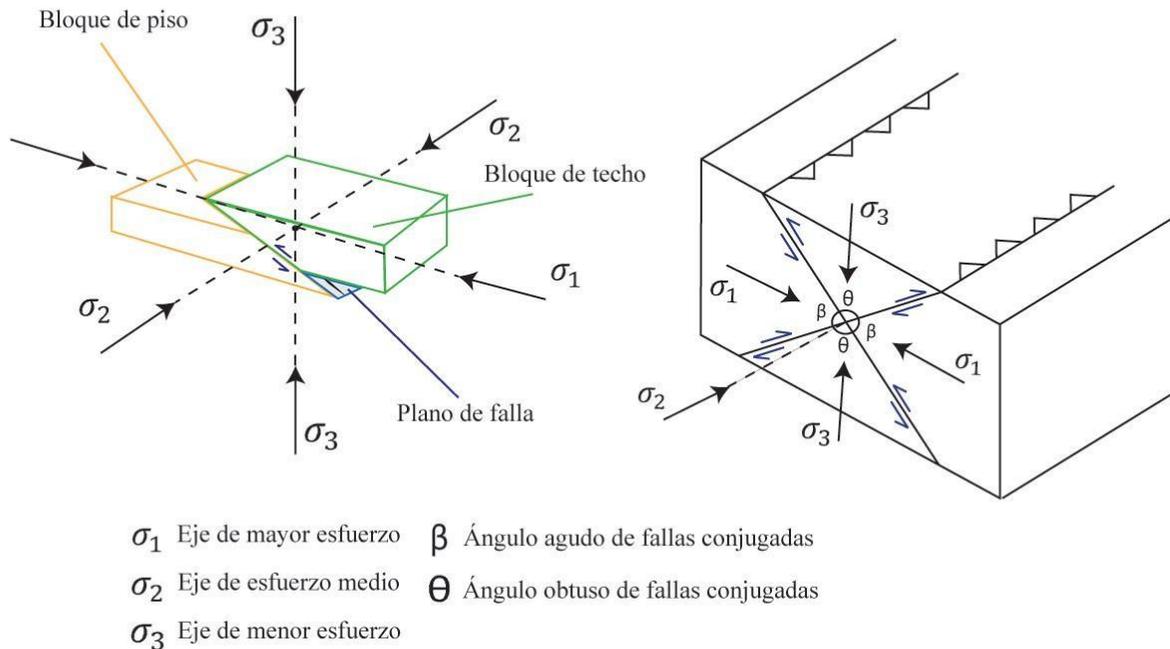


Figura 9.21. Modelo de Anderson para fallas normales, a la derecha se muestran las fallas conjugadas y la dirección de los esfuerzos y en el lado izquierdo se muestra como es el desplazamiento por el plano de falla. Modificado de Babín Vich & Gómez Ortiz (2010).

Dependiendo de la magnitud de los esfuerzos, de las características geomecánicas de las rocas y del tiempo, será la distancia de desplazamiento de los bloques por el plano de fallas, el cual puede ser de milímetros (mm) centímetros (cm), o hasta kilómetros (km), sin embargo, en el caso de las fallas inversas, el bloque de techo que se desplaza hacia arriba, comienza a sobreponerse al bloque de piso, por lo cual y de acuerdo con Arellano et al. (2002), se le denomina Cabalgadura cuando el desplazamiento supera un 1 km, en el caso de superar los 10 km se le denomina Sobrecorrimiento y si sobrepasa los 40 km de desplazamiento y sobreposición se le denomina Napa (Figura 9.22).

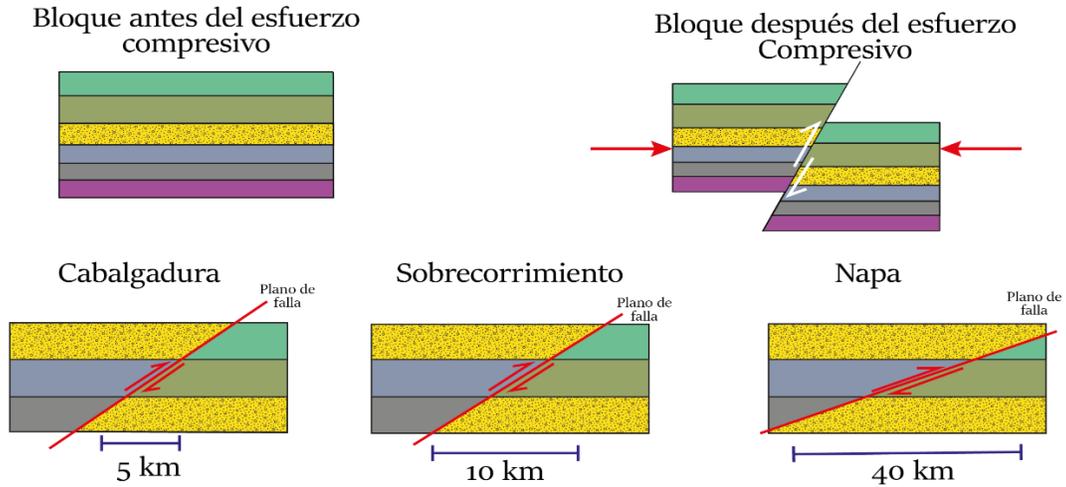


Figura 9.22 Las fallas inversas se forman por esfuerzos compresivos, y su clasificación está en función de la distancia que se han desplazado los bloques de techo y piso.

Falla lateral o transcurrente

De acuerdo con Serrano (2020), las fallas laterales son fallas cuyo vector de desplazamiento es paralelo a la superficie terrestre, por lo cual, en el modelo de Anderson el esfuerzo principal σ_1 y el esfuerzo menor σ_3 serán horizontales, mientras σ_2 es vertical, dando como resultado movimiento lateral y prácticamente un nulo movimiento vertical. Este tipo de fallas puede tener dos diferentes sentidos de movimiento dependiendo de cómo se desplazan los bloques, cuando es a la izquierda se le denomina sinistral y en el caso de que el movimiento sea a la derecha se le denomina dextral (Figura 9.23).

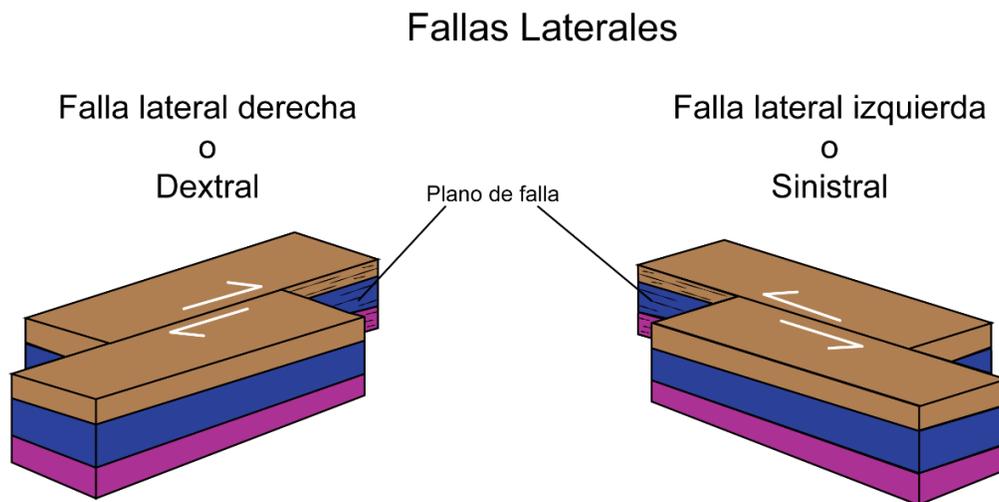


Figura 9.23 Fallas laterales formadas por esfuerzos de cizalla, se clasifican en izquierda o derecha de acuerdo con el desplazamiento preferencial que se tenga.

De igual forma Serrano (2020) menciona en su trabajo que las fallas laterales se pueden dividir en dos grupos. El primer grupo corresponde a las fallas de transferencia las cuales, y como su nombre lo indica, transfieren el desplazamiento de una falla a otra, por ejemplo, una falla transformante conectando una dorsal oceánica. En este mismo grupo se tienen las fallas transformantes las cuales son fallas de transferencia de escala kilométrica que segmentan a placas tectónicas o crean límites de placas, es decir, son fallas interplacas.

El segundo grupo corresponde a las fallas de transurrencia o fallas transcurrentes, las cuales ocurren en la corteza continental y se forman dentro de las placas, es decir, son fallas intraplacas cuyas terminaciones o colas no están limitadas por ninguna otra estructura. A diferencia de las fallas normales e inversas, que están limitadas en extensión y desplazamiento por el espesor de la corteza dado que su movimiento es vertical, las fallas transcurrentes no dominan áreas, está restringido a las zonas de falla y tienden a incrementar su espesor a medida que se acumula desplazamiento (Serrano, 2020).

9.5. Pliegues

Se le cataloga como pliegue a la estructura secundaria que tiene como característica principal estar curvada, ondulada o inclinada, producto de la deformación de rocas dúctiles. Un pliegue se puede formar bajo diferentes configuraciones de esfuerzos.

Cuando un cuerpo de roca cuando se pliega adopta dos morfologías principales, una es convexa y la otra cóncava, sin embargo, el nombre que se le da a dicha morfología está en función de su estratigrafía, de acuerdo con Padilla Y Sánchez (2021), cuando se tiene una morfología convexa hacia arriba y los estratos más antiguos están ubicados en la parte interna y los más jóvenes se localizan en la parte externa de la estructura, se dice que es un pliegue anticlinal (Figura 9.24 A2) pero si se desconoce la secuencia estratigráfica, es decir, no se sabe cuál es la edad de los estratos, se le denomina antiforme (Figura 9.24 A1). Por otro lado, cuando el pliegue adopta una forma cóncava hacia arriba, en el que los estratos más jóvenes están ubicados en la parte interna y los más antiguos se localizan en la parte externa de la estructura se dice que es un pliegue sinclinal (Figura 9.24 B2), pero si desconoce la secuencia estratigráfica, se le denomina sinforme (Figura 9.24 B1).

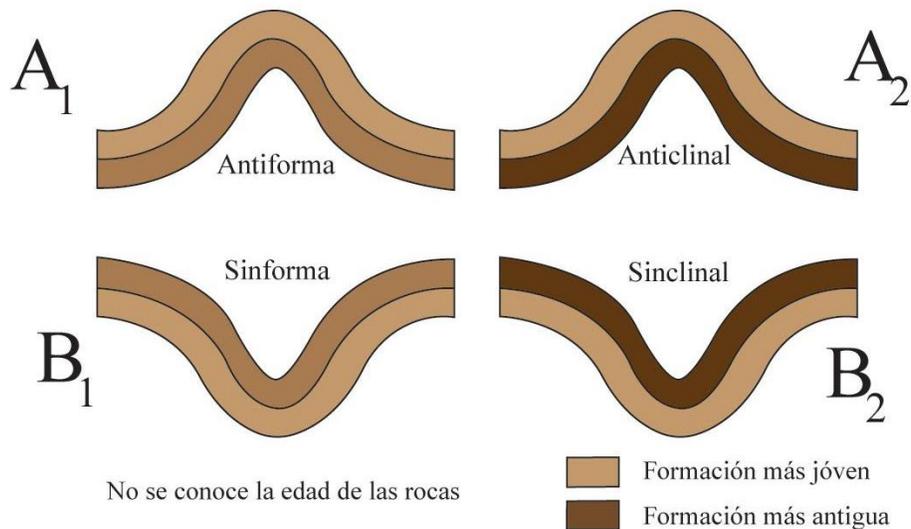


Figura 9.24 Morfologías principales de los pliegues y su nombre de acuerdo a su estratigrafía. Modificada de Padilla y Sánchez (2021).

De acuerdo con Arellano et al. (2002) un pliegue se compone de los siguientes elementos (Figura 9.25):

Flanco o limbo. Es la superficie de uno de los lados del pliegue. Cada pliegue tiene dos flancos.

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

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.

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 el relieve topográfico. El eje del pliegue es el que se dibuja en un mapa geológico para representarlo gráficamente.

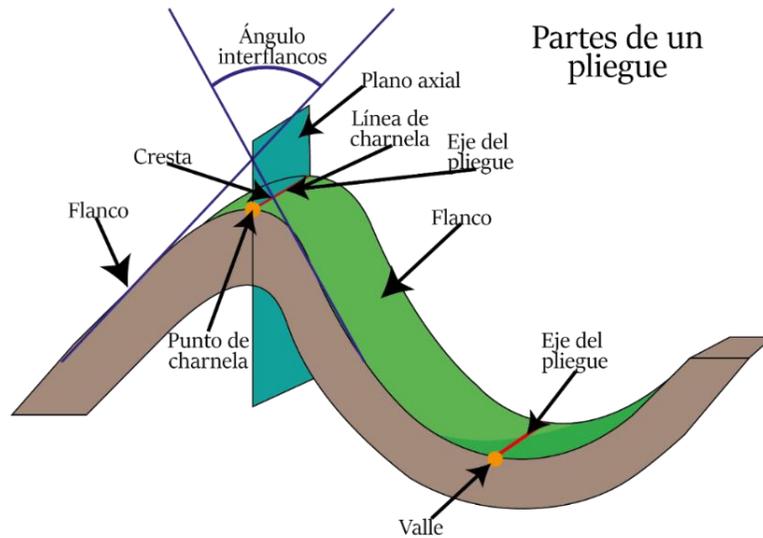


Figura 9.25 Diagrama esquemático donde se señalan los elementos que forman parte de un pliegue.

Se tienen diversas clasificaciones de los pliegues, las que están en función de alguno de sus elementos que lo caracterizan, en lo descrito por Arellano et al. (2002) muestra la clasificación de los pliegues donde se toma en cuenta el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela, otra clasificación se basa en la orientación y posición de charnela y el plano axial, de igual forma se puede clasificar por la geometría sus crestas o se puede clasificar por el ángulo entre sus flancos (Figura 9.26).

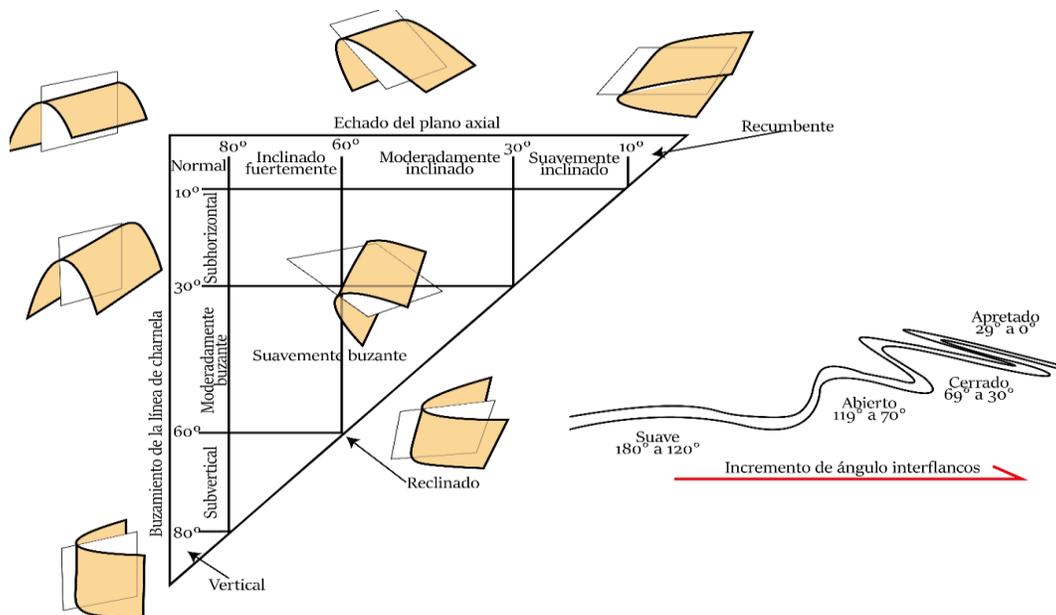


Figura 9.26 Clasificación de acuerdo con la inclinación de la línea de charnela y echado de su plano axial (diagrama de la derecha) y clasificación de acuerdo a su ángulo interflancos (diagrama de la izquierda). Modificado de Al-Kubaisi & Hussein (2018).

9.6. Estructuras salinas

Se le denomina cuerpo de sal deformado a las rocas sedimentarias que forman estructuras secundarias producidas por el movimiento de rocas evaporíticas.

En ambientes sabka (zonas marinas y transicionales asociadas a un desierto) ocurre la precipitación y acumulación de sales minerales que se encuentran disueltas en el agua de mar producto de la evaporación. Se pueden formar diferentes minerales, sin embargo, destacan la halita (**NaCl**), el yeso ($CaSO_4H_2O$) y la anhidrita ($CaSO_4$),

Una de las estructuras que se forman por los cuerpos salinos son los domos de sal, se generan cuando en una secuencia estratigráfica que tienen estratos de sal con espesores mayores a 100 m, está expuesta a esfuerzos compresivos (presión litostática o de sobrecarga) los cuales provocan que la sal ascienda generando un domo y las rocas adyacentes se pliegan, en este caso no hay intrusión (Figura 9.27).

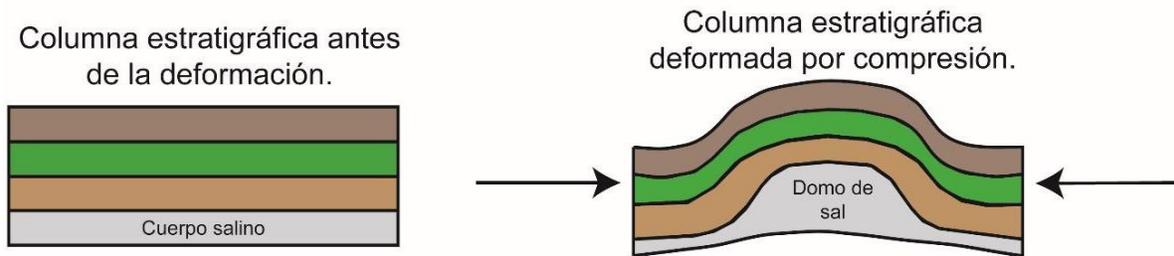


Figura 9.27. Formación de un domo de sal.

Por otro lado, por las propias características de la sal, principalmente por su densidad, la subsidencia y la gravedad, se pueden generar estructuras como lo son los diapiros, toldos o canopies. De acuerdo con Aguirre (2020) para que exista movimiento de los cuerpos de sal por el subsuelo, se debe tener un espesor mayor a 100 m y que los sedimentos que estén por encima ejerzan presión de sobrecarga la cual irá incrementando con el sepultamiento de los sedimentos.

La densidad de la sal no varía conforme incrementa el sepultamiento a diferencia de los demás sedimentos los cuales si cambia su densidad. En los descrito por Aguirre (2020), los sedimentos terrígenos o carbonatados tienen una densidad en superficie aproximadamente de 1.7 a 2.0 g/cm^3 pero conforme aumenta la

profundidad y después de la diagénesis, se pueden tener densidades entre 2.4 a 2.8 g/cm^3 , por otro lado, la densidad de la sal es de 1.7 a 2.1 g/cm^3 .

Cuando se tiene un cuerpo de sal el cual comienza a ser sepultado por el aporte de nuevos sedimentos, por el propio sepultamiento se llega a un punto donde los sedimentos sean más densos que la sal, por lo cual, la sal tenderá a subir por las discontinuidades de la roca para buscar estabilidad, además, la sobrecarga de los sedimentos ayuda el ascenso de la sal.

De tal forma que un diapiro se forma por el ascenso de la sal de manera vertical o subvertical por las discontinuidades de las rocas, es decir, el cuerpo salino intrusiona a las rocas que están por encima (Figura 9.28). Aguirre (2020) menciona que este proceso puede ocasionar levantamiento, fallamiento y plegamiento en las rocas circundantes, por otro lado, se le denomina toldos o canopies (Figura 9.28), a las estructuras diapíricas complejas que se desarrollan de forma horizontal o subhorizontal, formadas por la fusión parcial o total de los bulbos de los diapiros, estos cuerpos se juntan por suturas de sal (soldaduras) y pueden o no estar conectados a la sal madre (Aguirre, 2020).

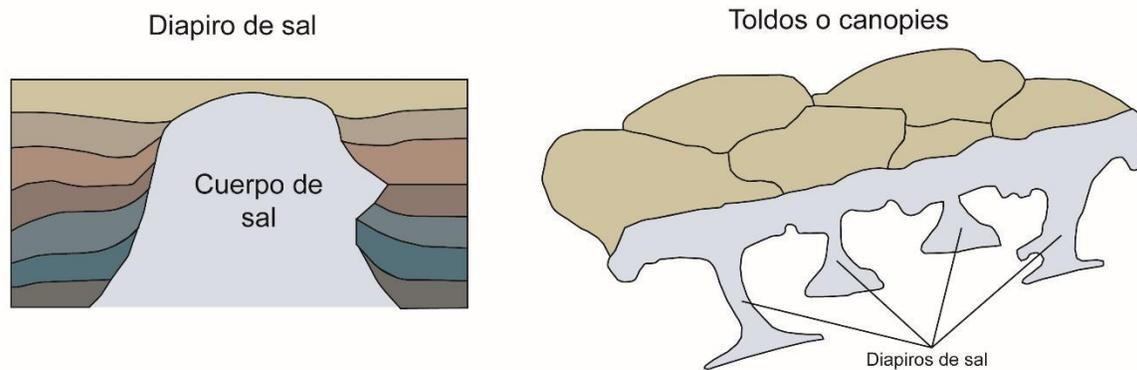


Figura 9.28 Un diapiro de sal se forma cuando la sal intrusiona las rocas que están por encima y en el caso de que los bulbos se suturen por fusión parcial, se forman toldos o canopies. Figuras modificadas de Aguirre (2020).

10. Placas tectónicas

10.1. Consideraciones generales

La tectónica de placas tiene sus primeros antecedentes en el siglo XX con las investigaciones realizadas por el meteorólogo y geofísico alemán Alfred Wegener, quien propuso la teoría de la Deriva Continental, en la cual, propone que en algún momento todos los continentes se encontraban juntos, pero en la era Mesozoica, hace unos 200 millones de años, este supercontinente empezó a fragmentarse en continentes más pequeños, que «derivaron» a sus posiciones actuales (Tarbuck & Lutgens, 2005) (Figura 10.1).

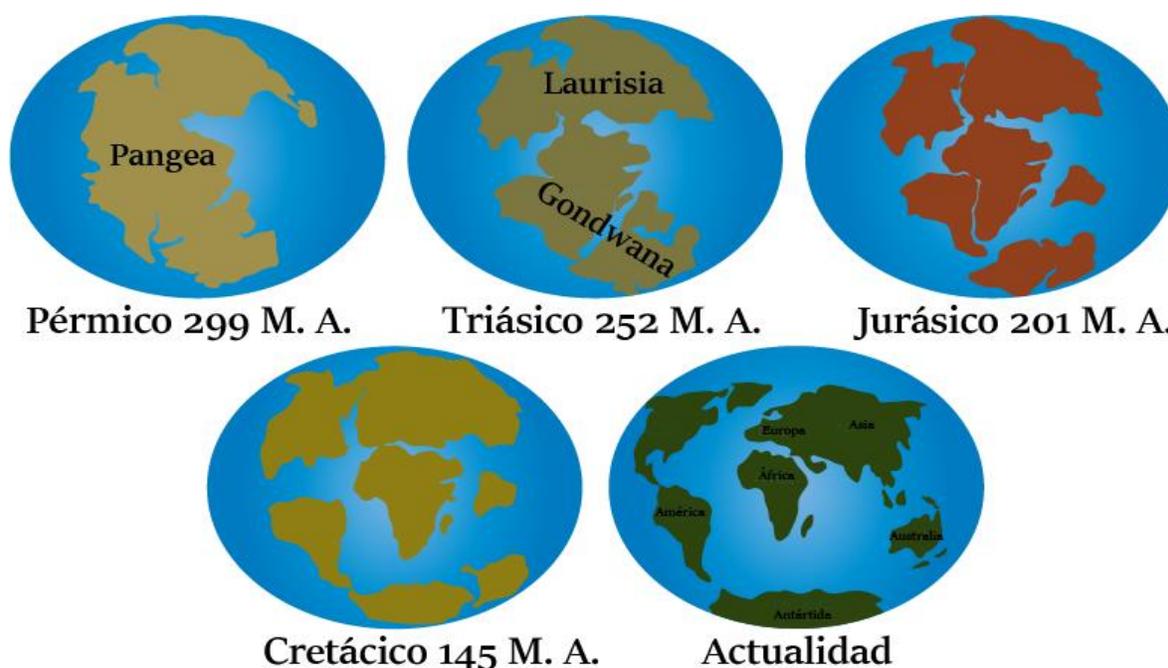


Figura 10.1 Movimiento de los continentes. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

Una de las evidencias que fortalecen que ocurrió la Deriva Continental, es la misma forma que tienen algunos de los bordes de los continentes, los cuales llegan a coincidir al unirlos como si fuera un gran rompecabezas. El mejor ejemplo de esta evidencia es la forma que tiene América del Sur y África, es evidente que no encajan totalmente por la misma dinámica del planeta que va modificando la corteza (intemperismo y erosión entre otros factores), sin embargo, la coincidencia que se tiene es impresionante a nivel de los bordes de las plataformas marinas (Figura 10.2).

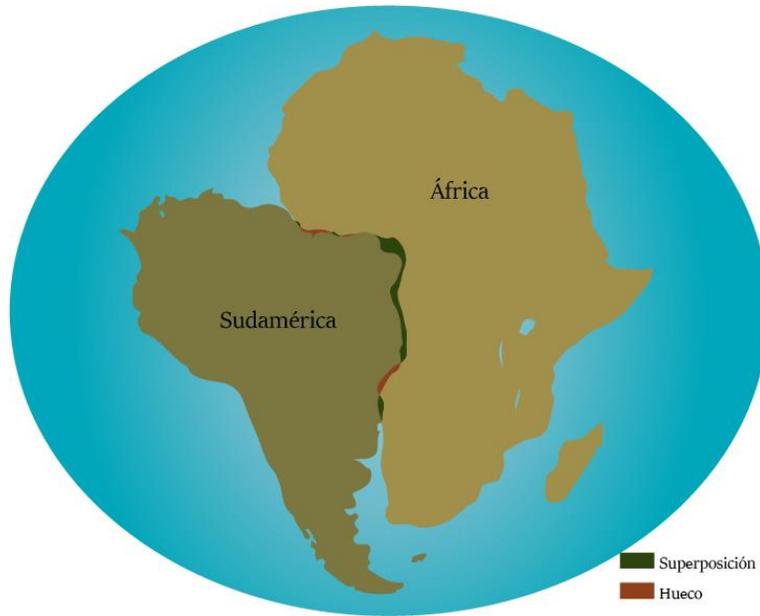


Figura 10.2 Empalme de África y América del Sur. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

Otra evidencia que se tiene es dentro del campo de la paleontología, donde se tiene registro de los mismos fósiles en zonas continentales alejadas pero que llegan a coincidir al unirlos, por ejemplo, el Mesosaurus, es un reptil acuático depredador de peces cuyos restos fósiles se encuentran sólo en las lutitas negras del Pérmico (hace unos 260 millones de años) ubicadas en el este de Sudamérica y en el sur de África (Tarbuck & Lutgens, 2005) (Figura 10.3).

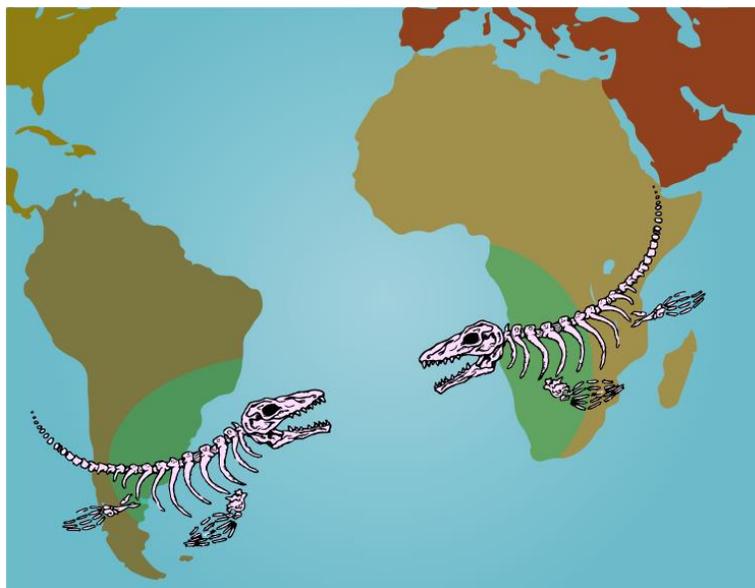


Figura 10.3 Zonas continentales alejadas con los mismos fósiles en el mismo tipo de roca. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

Otro parámetro que refuerza la teoría de la deriva continental es el conocer el tipo de roca y sus edades, como en el caso del este de Sudamérica y en el sur de África, donde además de la evidencia paleontológica (Mesosaurus), también está documentada la presencia de lutitas negras de la misma edad que corresponden al Pérmico. Otro ejemplo, son las rocas ígneas de 2,200 millones de años de antigüedad que se encuentran tanto en Brasil como en África (Tarbuck & Lutgens, 2005).

En el estudio de Wegener para reforzar su teoría, tomó en consideración otros factores como lo son los cambios climáticos del pasado geológico (paleoclimas). Se tiene evidencia de que a finales del Paleozoico se tenían glaciares en el hemisferio sur, por otro lado, al sur de África y de América, en la India y Australia, se tienen secuencias clásticas depositadas por el transporte del hielo (glaciares), además, al hacer la reconstrucción paleogeográfica estas porciones continentales coinciden y se encontraban en el hemisferio sur (Figura 10.4).

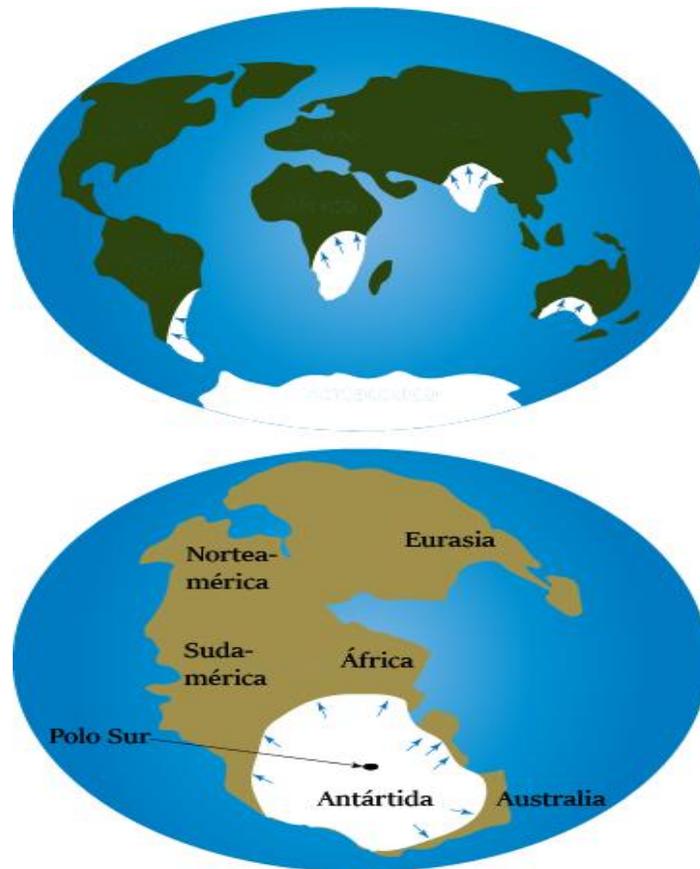


Figura 10.4 En diferentes continentes se tienen los mismos tipos de rocas o evidencias de en esa zona se tuvo una etapa glacial, sin embargo, las porciones continentales están separadas, pero si se hace una reconstrucción estas zonas coinciden. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

La Deriva continental establece el movimiento de las masas continentales, pero Wegener y otros autores de su época, no explicaron satisfactoriamente cuáles fueron las fuerzas que podían hacer posible el movimiento de los continentes, por lo cual, su propuesta fue rechazada por mucho tiempo, sin embargo, en 1928 Arthur Holmes propone a las celdas convectivas del manto como el mecanismo que generan el movimiento de los continentes, pero como había pocas evidencias, la teoría de la Deriva Continental seguía siendo rechazada.

Con el paso de los años la ciencia y la tecnología aportaron información relevante, en los años 50 surgieron dos descubrimientos importantes que aportaron a la teoría de Wegener evidencias que explicaban el movimiento de los continentes. Uno de los avances lo proporcionó el estudio del paleomagnetismo, donde se establece que las rocas ígneas al formarse (cuando un magma o lava se van solidificando), los minerales ferromagnesianos al tener temperaturas por debajo de su punto de Curie, se empiezan a magnetizar y orientar con respecto al campo magnético de la Tierra que se tenga en ese momento, por lo cual, cuando se cristaliza la lava, algunos minerales adquieren una orientación magnética acorde al momento en el que se formó la roca. A esta orientación se le conoce como remanente magnético o paleomagnetismo (Figura 10.5).

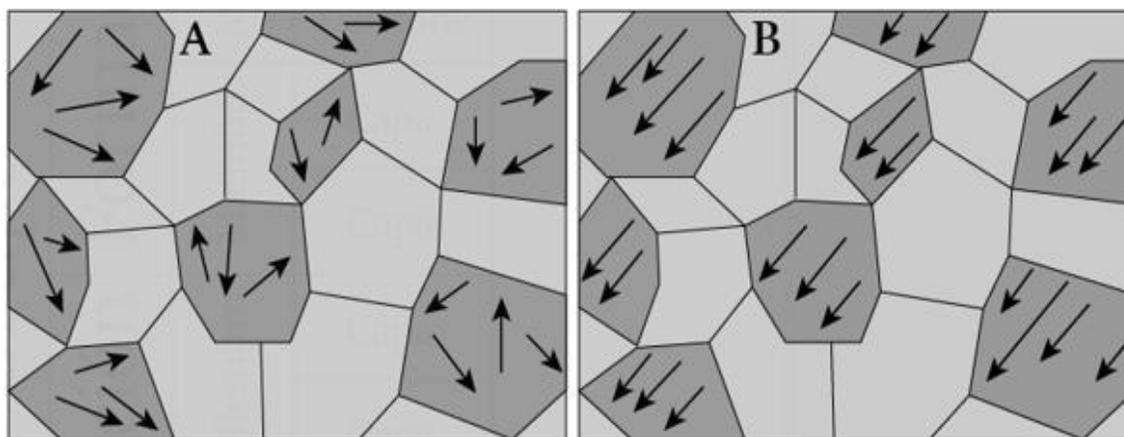


Figura 10. 5 orientación magnética. (A) Minerales ferromagnesianos por arriba de la temperatura de Curie. (B) Minerales ferromagnesianos por debajo de la temperatura de Curie. Modificado de Campuzano et al. (2014).

S. K. Runcorn realizó un estudio paleomagnético de derrames de lava en Europa de secuencias formadas en los últimos 500 millones de años, encontrando que la orientación del norte magnético fue variando con el paso del tiempo, por lo que demostró que el norte magnético ha ido variando conforme al movimiento de los continentes. Otra prueba que reforzó la idea del movimiento de los continentes, fue

el estudio paleomagnético en rocas ígneas de Norteamérica, donde se encontró que también tiene una variación del norte magnético, sin embargo, no coincidía con el registro de las rocas de Europa, lo cual indica que se tendrían dos norte magnéticos, lo que no es posible que ocurra, sin embargo, al hacer la reconstrucción de la posición del norte considerando el movimiento de los continentes, se encontró que los recorridos magnéticos coincidían, lo cual apoyó a la teoría propuesta por Wegener (Tarbuck & Lutgens, 2005) (Figura 10.6).

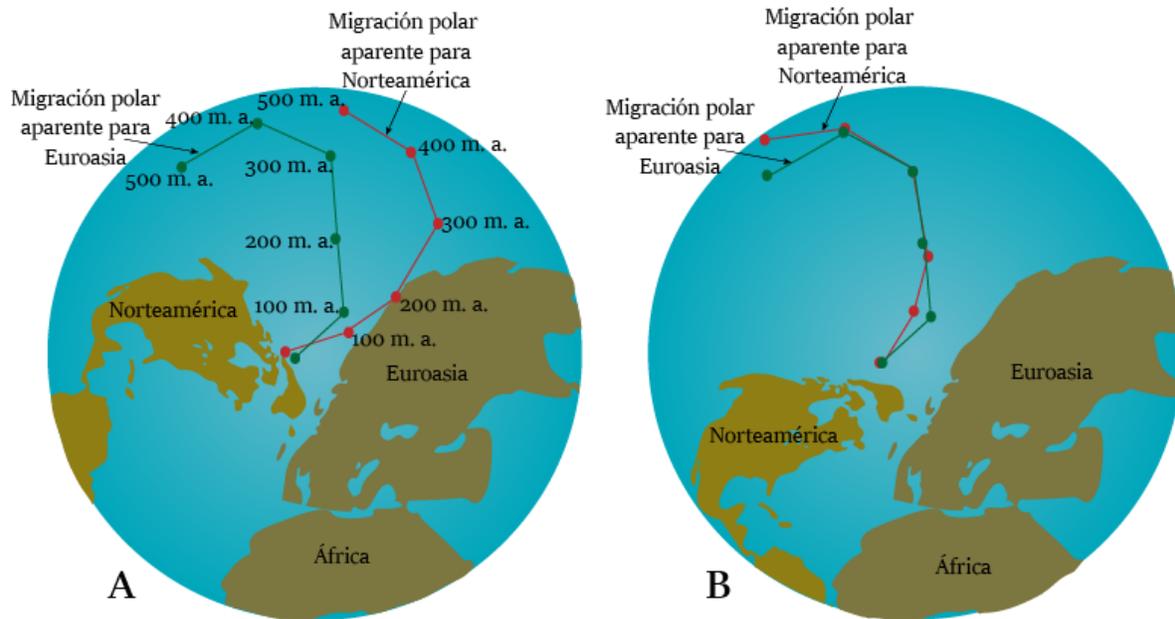


Figura 10.6 Estudios paleomagnéticos de Europa y América. (A) Resultado de los estudios sin considerar la deriva continental donde se observan 2 polos magnéticos. (B) Resultado de los estudios considerando la deriva continental donde se observan 1 solo polo magnético. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

Después de la segunda guerra mundial y con los avances tecnológicos, particularmente con los submarinos que permitieron estudiar el fondo oceánico, se tomaron imágenes y muestras de roca que ayudaron a documentar la dinámica de la litósfera terrestre. Se descubrieron las dorsales oceánicas, las cuales se caracterizan por un constante vulcanismo con rocas cuyas edades no superan los 180 millones de años, además se documentó, que la capa de sedimentos es más delgada de lo que se pensaba con anterioridad, debido a que se tenía la creencia de que el fondo oceánico tendría la misma edad que los continentes y la capa de sedimentos sería mayor.

Harry Hess a principios de los años 60 del siglo pasado, tomando como base los nuevos datos obtenidos de las rocas del piso oceánico, planteó la idea de la

expansión del piso oceánico, postulando que las dorsales oceánicas están localizadas sobre zonas de ascenso convectivo en el manto, de tal forma, que a medida que el material ígneo asciende, ocasiona expansión lateral, es decir, forma nueva corteza oceánica. Por otro lado, la rama descendente de una corriente de convección en el manto tiene lugar en los alrededores de las fosas submarinas, donde la corteza oceánica es empujada de nuevo hacia el interior de la Tierra, lo que ahora se conoce como la subducción (Tarbuck & Lutgens, 2005).

En 1965 Tuzo Wilson, físico y geólogo canadiense, propone que el planeta se está fragmentado en placas y describe sus límites, los cuales pueden ser de extensión, divergencia o desplazamiento lateral. Los límites de convergencia se ubican en las fosas marinas donde el piso oceánico regresa al manto a través de un proceso de subducción). Con toda la información científica recabada, es como Wilson presenta las bases de la teoría de la Tectónica de Placas.

El Servicio Geológico Mexicano (2017), establece que la Tectónica de Placas es una teoría unificadora que explica una variedad de características y acontecimientos geológicos que han ocurrido en la Tierra a través del tiempo. Se basa en un sencillo modelo donde la parte más externa de la Tierra es una capa rígida denominada litosfera, la que se encuentra fragmentada formando un mosaico de numerosas piezas de diversos tamaños que se encuentran en movimiento llamadas placas tectónicas, las cuales encajan entre sí y varían en grosor según su origen, composición y edad; algunas placas son de naturaleza oceánica y otras son continentales. La litosfera se sobrepone a la astenosfera que tiene un comportamiento geomecánico semiplástico, más caliente y débil, por lo que el movimiento de las celdas convectivas del manto propicia que la litosfera pueda moverse por arriba de la astenosfera. En la Figura 10.7 se muestran las principales placas tectónicas que conforman la parte más externa de la Tierra.



Figura 10.7 Principales placas tectónicas. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

10.2. Dinámica interna de la Tierra

Dentro del manto se tienen celdas convectivas cuyo desplazamiento es similar a calentar un recipiente con agua, donde el agua que está cerca de la fuente de calor aumenta su temperatura y disminuye su densidad en comparación del agua que está en la parte más superficial, que está relativamente con una menor temperatura y una mayor densidad, por lo cual, el agua caliente sube y el agua fría baja creando un flujo dentro del recipiente (Figura 10.8).

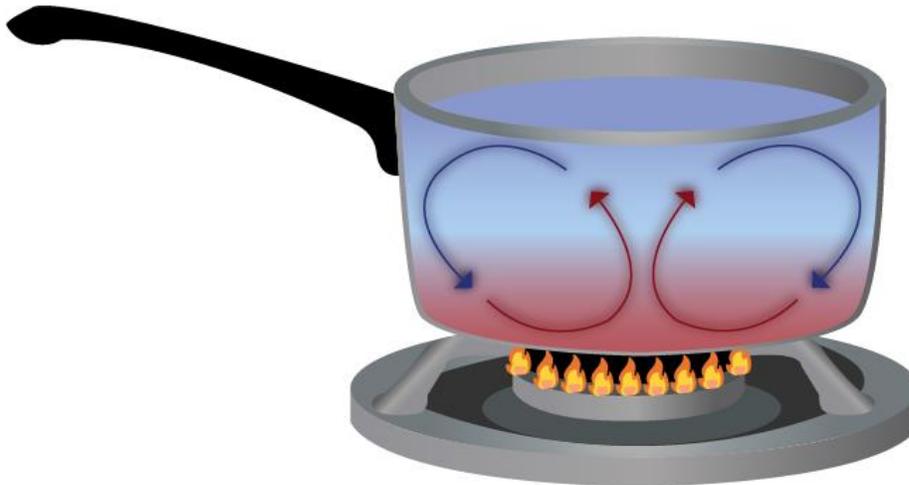


Figura 10.8 Ejemplo del proceso de convección en un recipiente con agua cuando se pone a hervir.

A este proceso se le conoce como convección y ocurre de manera similar dentro del manto, sin embargo, no se tiene claro cómo son los flujos, por lo cual existen varios modelos. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005) hay tres tipos: el modelo de estratificación a 600 metros, el modelo de todo el manto y el modelo de capa profunda, los cuales se ilustran en la

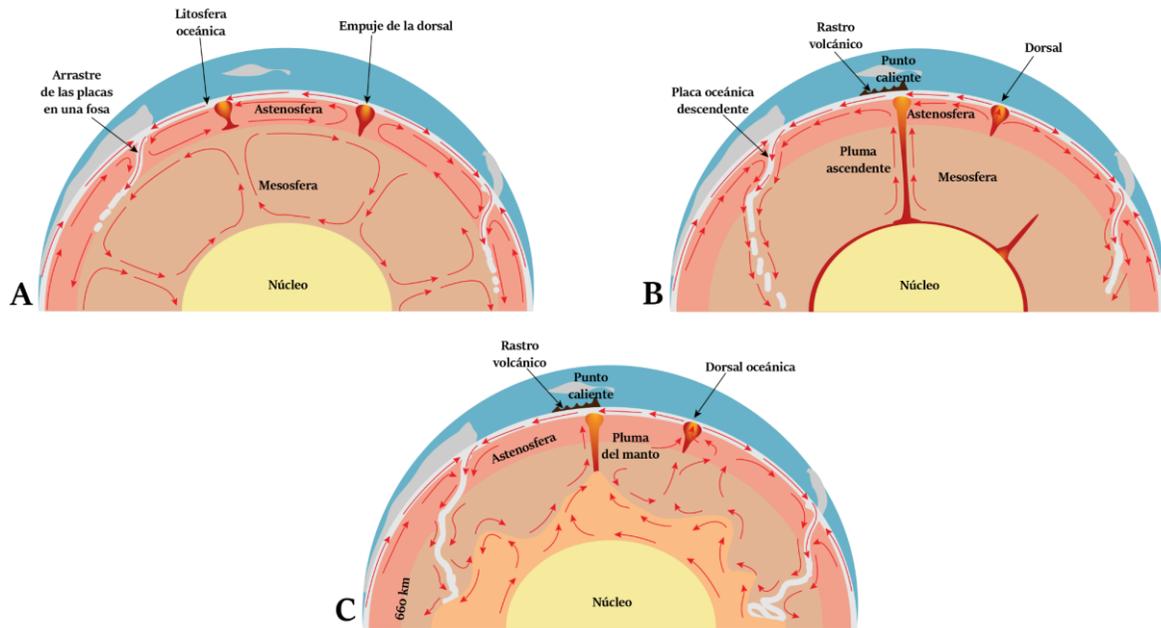


Figura 10.9. Modelos de convección del manto. (A) Estratificación a 600 metros. (B) Modelo de todo el manto. (C) Modelo de capa profunda. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

El principal agente que ocasiona las celdas convectivas es el calor interno de la Tierra, el cual hace posible el flujo de los materiales rocosos dentro del manto y que es propiciado por diferentes procesos termodinámicos. Uno de los más importantes es el gradiente geotérmico, el cual establece que conforme se tenga una mayor profundidad dentro de la corteza la temperatura va a aumentar, en un promedio de 20°C a 30°C por km (Tarbuck & Lutgens, 2005). Otra característica a considerar es lo referente a las propiedades de las sustancias que conforman al manto.

Otro proceso que genera incremento y flujo de calor en el interior de la Tierra, es el producido por el decaimiento isotópico (radioactivo) del uranio (U), torio (Th) y potasio (K). Por otro lado, se tiene la emanación natural de calor del planeta, debido a que cuando se formó se tenían altas temperaturas las cuales han ido disminuyendo, es decir, el planeta se ha ido enfriando lentamente. Adicionalmente

se debe de considerar al calor liberado por las colisiones de partículas en la etapa inicial de la formación del planeta (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Las celdas convectivas son las que generan el movimiento de las placas tectónicas, son el resultado del ascenso de roca fundida como las que se forman en las dorsales oceánicas, es decir, en los límites divergentes o en los puntos calientes. Por otro lado, el descenso de la roca fundida se da en los límites convergentes, donde cuerpos de roca con menores temperaturas se introducen en el manto, también pueden fundirse y al alcanzar una mayor temperatura vuelven a ascender, contribuyendo al mecanismo de convección (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Las celdas de convección no es el único mecanismo que permite el movimiento de las placas tectónicas, ya que la misma dinámica de los componentes superiores de la Tierra propician que se genere movimiento, por ejemplo, cuando el magma asciende y sale por las dorsales oceánicas, el material fundido se emplaza a los costados de la dorsal creando nuevo piso oceánico, generando un mecanismo de empuje que propicia el desplazamiento horizontalmente a las rocas preexistentes. Por otro lado, cuando la corteza oceánica es subducida y entra en el manto, se tiene diferencia de temperatura donde la corteza que subduce es más fría que el manto, además de efectos de gravitatorios donde lo más denso desciende y lo menos denso asciende.

10.3. Límites Divergentes

Este tipo de límite se forma por el ascenso del magma en zonas donde ocurre extensión provocada por el ascenso de la Astenósfera (esfuerzos verticales compresivos) propiciando un adelgazamiento de la corteza terrestre, la que se rompe, permitiendo que el magma llegue a la superficie. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), cuando este proceso ocurre dentro de los continentes se le conoce como rift continental, pero si los esfuerzos continúan actuando y el ascenso del magma continúa, los dos bloques continentales se empezarán a separar y entre dichos bloques se tendrá invasión del mar (transgresión marina), de tal forma que el magma que es extruido comenzará a formar corteza oceánica, como consecuencia, las placas se van separando cada vez más, por lo que el océano ocupa mayor extensión (Figura 10.10).

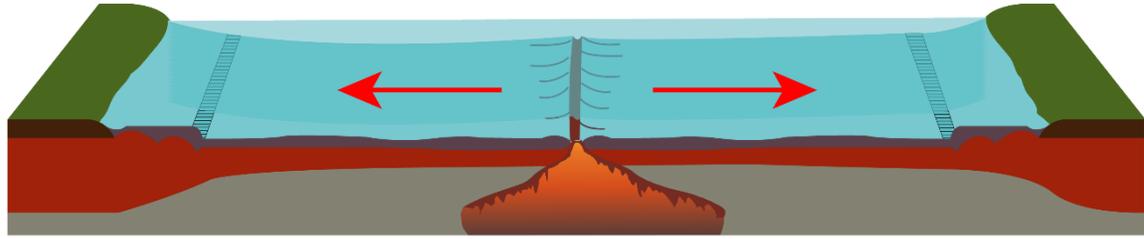


Figura 10. 10. Límite divergente. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

En el proceso de divergencia, primero se forma un rift continental que fragmenta al continente y lo va separando en dos bloques, por lo que se propicia la invasión del mar en las zonas de topografía más baja, y con el paso del tiempo y con la generación de nueva corteza oceánica, se forma una cadena montañosa submarina que se le conoce como dorsal oceánica. Un ejemplo representativo corresponde con lo ocurrido entre África y Sudamérica, que se fueron separando progresivamente desde el Mesozoico hasta el Reciente, lo que se puede corroborar en imágenes satelitales, donde se puede observar que los límites continentales (en ambas costas) tienen la misma forma.

De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), la expansión del fondo oceánico es en promedio de 5 cm al año, sin embargo, en algunas zonas de la dorsal pueden variar por la misma dinámica interna de la Tierra, por ejemplo, en la dorsal Centroatlántica se expande 2 cm al año y en zonas de la dorsal del Pacífico se ha registrado un crecimiento de hasta 15 cm por año. Cómo se forma un nuevo piso oceánico, se dice que es un límite constructivo.

Además de los rifts continentales y las dorsales oceánicas, Tarbuck & Lutgens (2005) menciona la presencia de puntos calientes, aunque no se consideran como límites de placas porque se forman dentro de una placa con características particulares (intraplaca), pero de igual forma se generan por el ascenso del magma y como su nombre lo indica, solo son puntos fijos en la corteza oceánica que van liberando magma del manto formando un montículo sobre el piso oceánico o en su mayor desarrollo, llegan a constituir islas. Como la placa litosférica se va moviendo, pero el punto caliente se queda en el mismo lugar, se tendrá una serie de islas volcánicas alineadas. El ejemplo característico de los puntos calientes son las islas de Hawái (Figura 10.11).

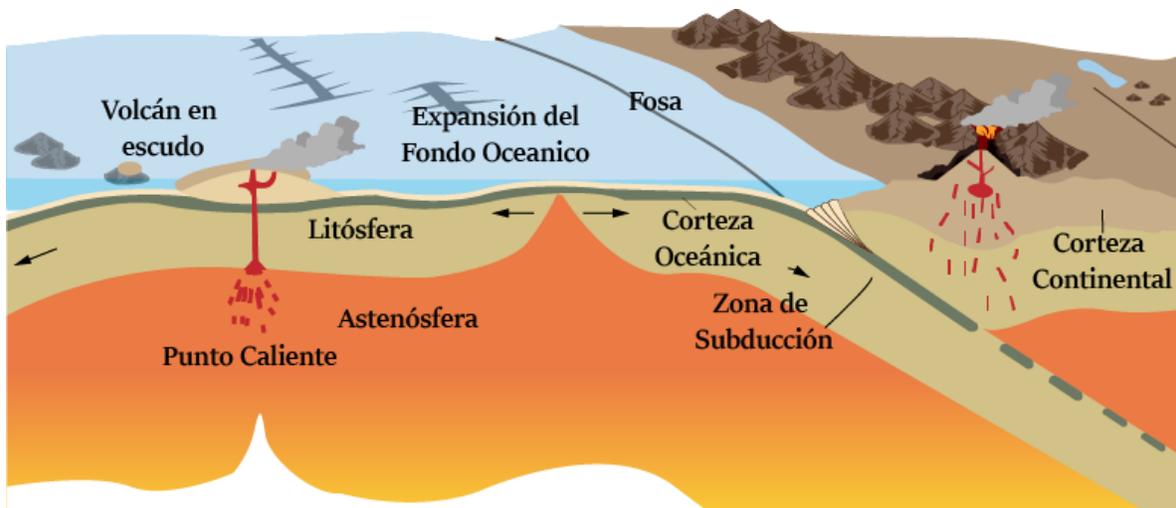


Figura 10. 11. Ejemplo de sección tectónica donde resalta un punto caliente en la zona marina, un límite divergente y un límite convergente. Modificado de Castellanos (2022).

10.4. Límites Convergentes

En un límite convergente una placa se “hunde” por debajo de otra. La placa que subduce, que corresponde con la de mayor densidad se pierde y pasa a ser nuevamente parte del manto, por esta razón, se considera un límite destructivo. En estas zonas es donde se genera gran actividad sísmica y ocurre actividad volcánica. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), para que se forme un límite convergente debe existir una diferencia de densidad entre las placas que están en contacto, además de que ocurren esfuerzos compresivos que causan deformación y metamorfismo, particularmente donde se forma el prisma de acreción. En estos límites, la placa de mayor densidad será la que subduce, generando arcos volcánicos, arcos de islas o una cadena montañosa producto de una orogenia.

En el caso de no tener un límite de placas en una gran área de la litósfera, se tiene un margen pasivo (Figura 10.12A), sin embargo, en un evento posterior y por las diferencias de densidad, la placa oceánica llega a ubicarse y moverse por debajo de la placa continental introduciéndose en el manto (Figura 10.12B), es decir, ocurre un proceso subducción generando vulcanismo (Figura 10.12C), teniendo como consecuencia un margen activo (Tarbuck & Lutgens, 2005).

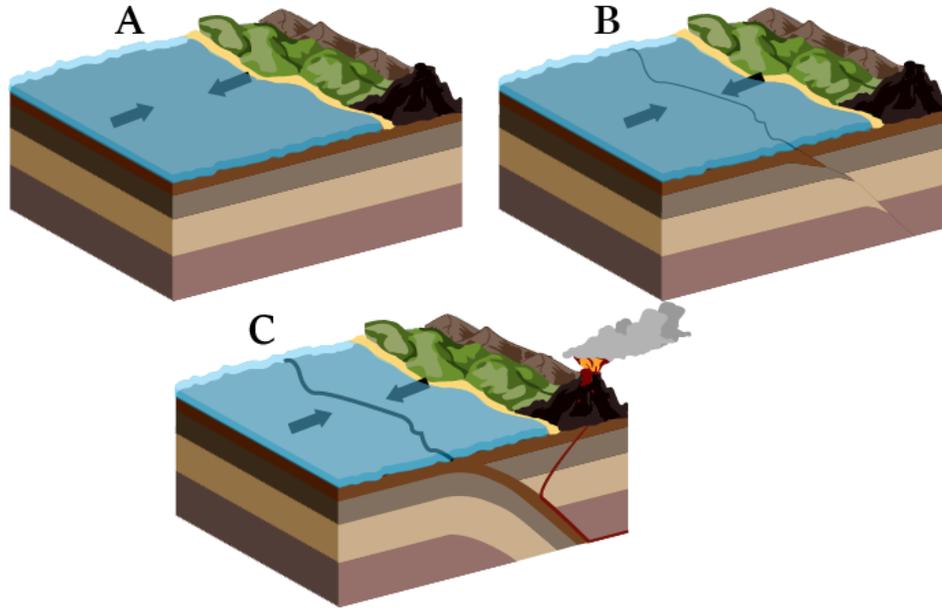


Figura 10.12 Evolución de un margen pasivo a un límite convergente.

Cuando se tiene subducción entre corteza oceánica y corteza continental, se genera en la zona de contacto una depresión entre ambas placas en forma de cuña, la que se conoce como fosa marina o trinchera (Figura 10.11), que es susceptible de rellenarse de sedimentos de manera paulatina: además, la placa que se subduce tiene agua que contribuye a bajar el punto de fusión de la roca y con el aumento de temperatura conforme la placa entra al manto comenzará a fundirse. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), este proceso ocurre a aproximadamente a 100 kilómetros de profundidad generando magma que asciende por las discontinuidades de la corteza continental formando cuerpos intrusivos, sin embargo, cuando el magma llega a la superficie genera actividad volcánica, dando lugar a los arcos volcánicos (Figura 10.13).

Arco volcánico

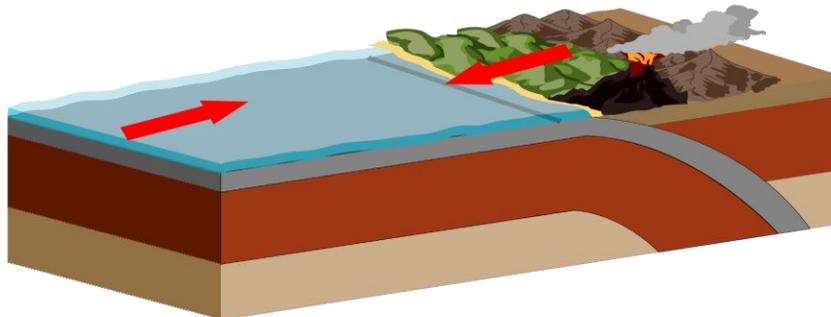


Figura 10.13 Límite convergente entre corteza oceánica con corteza continental que forma un arco de volcánico. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

En el caso de que el límite sea entre una placa oceánica con otra placa oceánica, si se tienen las condiciones adecuadas, de igual forma ocurre el proceso de subducción, en este caso, las estructuras volcánicas crecen desde el fondo marino generando islas volcánicas. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), las cámaras magmáticas se forman aproximadamente a 80 kilómetros de profundidad y cuando el magma es expulsado da lugar a arcos de islas, por ejemplo, el cinturón volcánico de Japón que corresponde a un conjunto de islas que se formaron por múltiples eventos volcánicos producto de proceso de la convergencia entre dos placas oceánicas (Figura 10.14).

Arco de isla

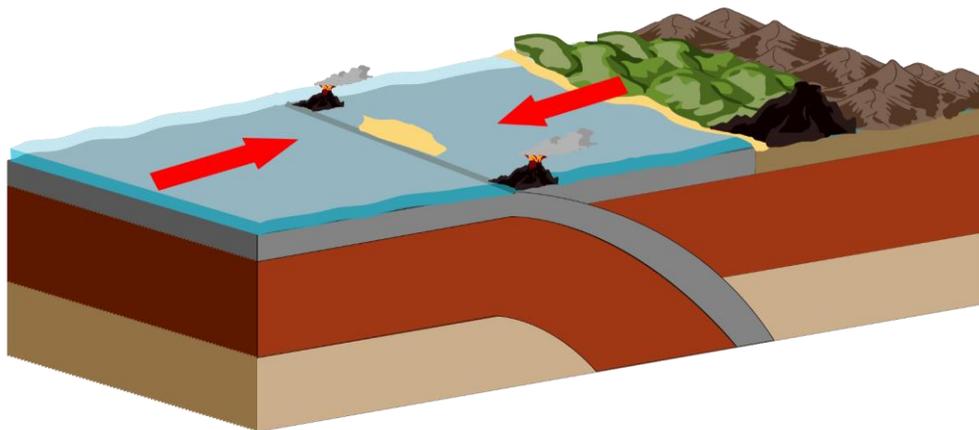


Figura 10.14 Límite convergente entre corteza oceánica con corteza oceánica que forma un arco de islas. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

Durante la subducción, cuando ya no se tienen generación de piso oceánico o la subducción es más rápida que la generación de piso oceánico, propicia que los continentes que estaban separados se aproximen hasta unirse, es decir, la placa oceánica que está en medio de dos continentes se subduce completamente provocando el choque de las dos placas continentales, proceso conocido como obducción. En este caso, también ocurre magmatismo, siendo el vulcanismo escaso, pero sí se forman numerosos cuerpos intrusivos ya que el magma no llega a la superficie. Tarbuck & Lutgens (2005) definen a este proceso como orogenia u orogénesis, dando lugar a la formación de una cordillera montañosa compuesta por rocas sedimentarias deformadas y metamorfizadas, fragmentos del arco de islas volcánicas y posiblemente fragmentos de corteza oceánica, los Apalaches del este

de Norteamérica o los Himalaya al norte de la India, son dos claros ejemplos de este proceso (Figura 10.15).

Orogenia

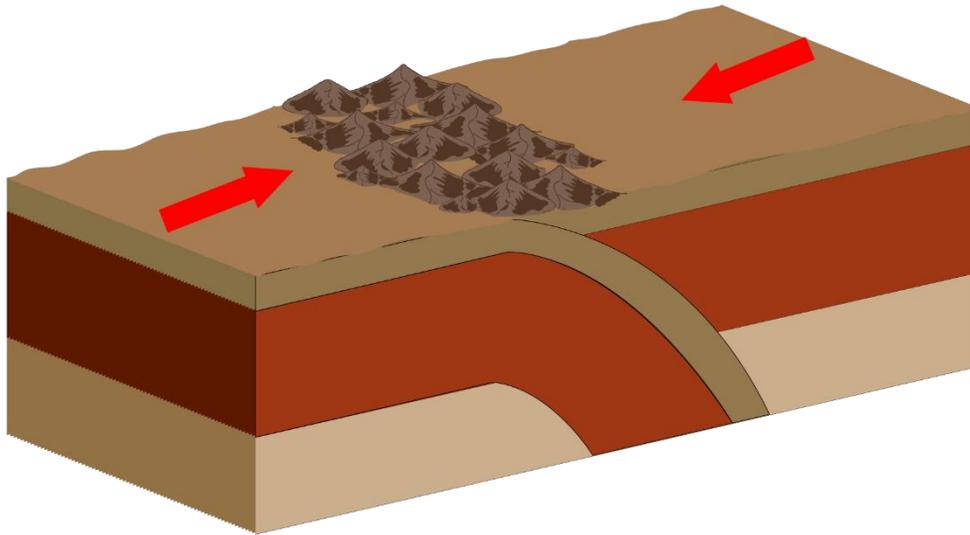


Figura 10.15 Límite convergente entre corteza continental con corteza continental que forma grandes cadenas montañosas. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

10.5. Límites transformantes

Se caracterizan por tener dos grandes bloques que presentan movimiento lateral, de manera similar a las fallas laterales locales (Figura 10.16). Las dos placas o dos segmentos de una misma placa se mueven rozando una contra la otra, por ejemplo, la Falla de San Andrés, que limita a la Placa del Pacífico con la Placa Norteamericana, pasando por el estado de California en USA y por Baja California Norte en México. Una característica importante de este tipo de fallas en las placas marinas, es que están asociadas a las dorsales oceánicas, que de acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), ocurren aproximadamente cada 100 km sobre el eje de una dorsal, causando su fragmentación. También ocurren entre placas continentales, tal es el caso del sistema Motagua-Polochic que se ubica entre México y Guatemala, que pone en contacto a la Placa Norteamericana con la Placa del Caribe.

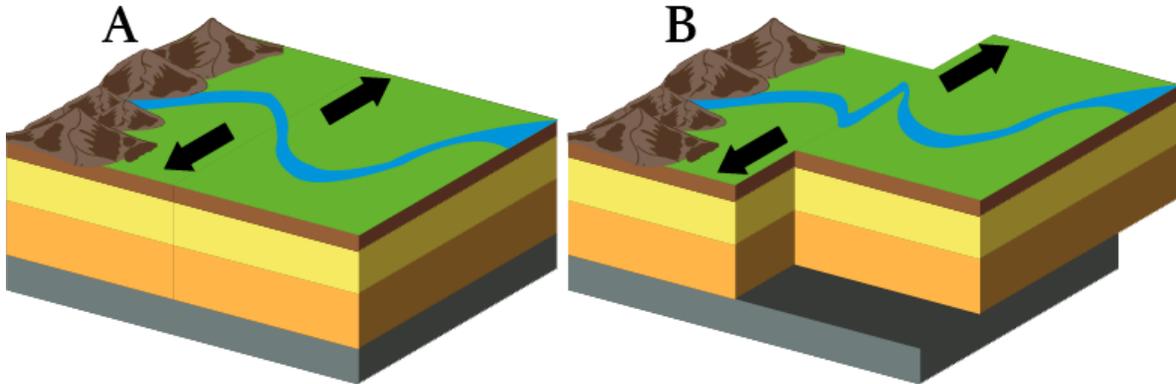


Figura 10.16 Límite Transformante. En la figura de la izquierda se tiene una sola placa y en la figura de la derecha dos placas en contacto tectónico.

10.6. Cuenca sedimentaria y su clasificación

La dinámica interna de la Tierra es la responsable de generar el movimiento de las placas tectónicas y por consecuencia, es en gran medida lo que modifica la superficie terrestre, generando grandes cadenas montañosas, como los arcos volcánicos asociados a zonas de subducción (Los Andes, La Faja Volcánica Transmexicana, La Sierra Madre Occidental, etc.), o como los orógenos producidos por subducción o obducción (La Sierra Madre Oriental, Los Apalaches, Los Himalaya, etc.). Las cadenas montañosas se caracterizan por tener fallas, pliegues, fracturas, domos, diapiros, etc.

Producto de la dinámica de las placas tectónicas de la gravedad y de procesos termodinámicos se forman también depresiones en la corteza que se llenan de sedimentos (cuencas sedimentarias). De acuerdo con Loza (2014), una cuenca sedimentaria es una región topográfica negativa o una depresión en la parte externa de la corteza terrestre donde ocurrió subsidencia en la superficie y se acumulan sedimentos, que posteriormente forman sucesiones estratigráficas.

De acuerdo con Loza (2014), las cuencas sedimentarias se pueden clasificar de diferentes maneras, sin embargo, la mejor clasificación es considerando el ambiente tectónico, por lo cual, se tendrá cuencas de rift, cuencas de margen pasivo, cuencas en límites convergentes (que se nombran dependiendo de la posición en la que se encuentren respecto al arco volcánico o arco de islas), además de cuencas Foreland o de Antepaís asociadas principalmente a orógenos. Se tienen también a las cuencas Pull Apart se forman en límites transformantes y las cuencas de margen pasivo se encuentran muy alejadas de los límites de placas.

De acuerdo con Loza (2014) los límites divergentes comienzan con esfuerzos que ocasionan deformación por extensión que van adelgazando la corteza y formando una serie de fallas normales, que al combinarse originan Horts y Grabens, siendo este último de relieve negativo donde se acumulan los sedimentos, pero si continúa la extensión y el adelgazamiento de la corteza, se comenzará a generar magma el cual asciende formando una cuenca de rift continental que está limitado por las fallas normales; conforme pasa el tiempo, el ascenso de magma genera nueva corteza la cual va empujando los bloques a los costado provocando que la apertura sea mayor y se tenga invasión del mar (transgresión), es decir, si los esfuerzos continúan y propician extensión, se pasa de una cuenca de rift continental a una cuenca oceánica (Figura 10.17). Los ejemplos actuales donde se forman cuencas de esta naturaleza son: en el Rift de África y el Rift del Golfo de California.

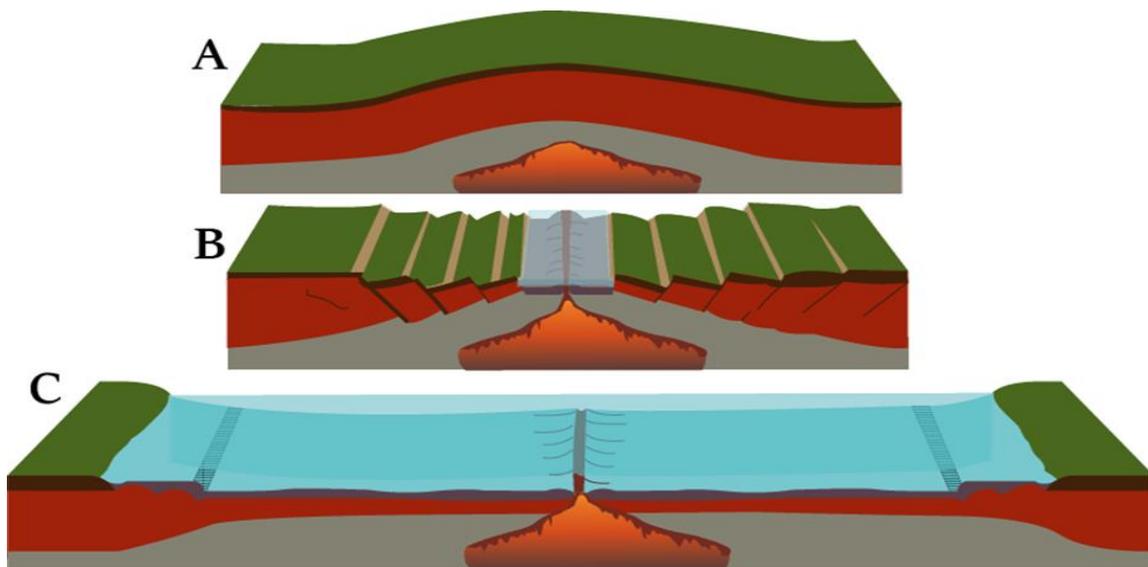


Figura 10.17 Evolución de cuenca de rift. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

Cuando no hay interacción entre las placas tectónicas, es decir, se encuentran depresiones en la parte central de las mismas, además de que se tiene estabilidad tectónica se forman las cuencas de margen pasiva. De acuerdo con Tarbuck & Lutgens (2005), este tipo de cuenca se compone de la plataforma continental la cual es una superficie sumergida, suavemente inclinada, que se extiende desde la línea de costa hacia el talud continental, una estructura empinada que marca el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica seguido del pie de talud, el cual vuelve a tener una inclinación más suave en donde se tienen depósitos por flujos turbidíticos y abanicos submarinos (Figura 10.18).

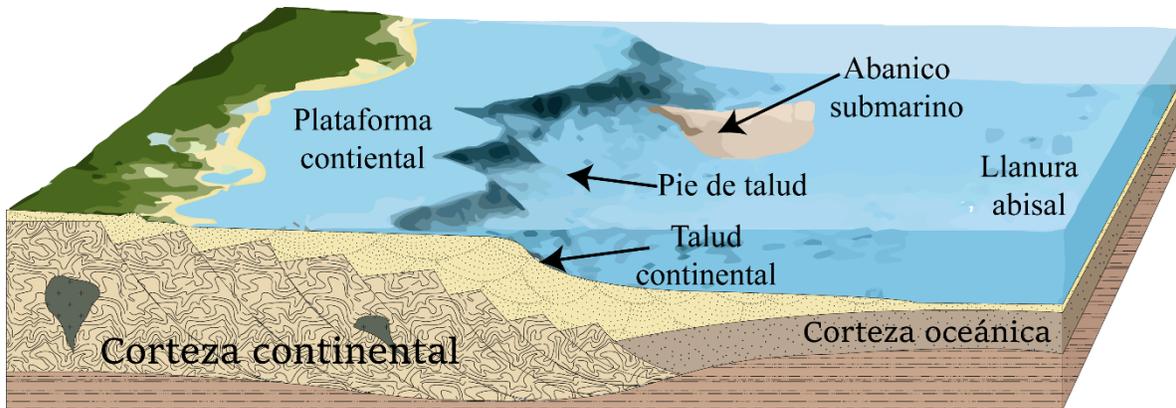


Figura 10.18 Cuenca de margen pasivo. Modificado de Tarbuck & Lutgens (2005).

Los límites convergentes generan arcos volcánicos o arcos de islas y las cuencas se forman antes, después o dentro del arco. De acuerdo con Loza (2014), se tiene la cuenca de trinchera la cual se encuentra en la zona de subducción antes del prisma de acreción; la cuenca de antearco que se encuentra entre el prisma de acreción y el arco volcánico. La cuenca de intra-arco donde los sedimentos se forman entre los volcanes, sus laderas o en zonas donde existe subsidencia dentro del arco. Por último, se tiene la cuenca de tras-arco, la cual se forman por esfuerzos que causan extensión después del arco volcánico formando una cuenca tipo rift o graben (Figura 10.19).

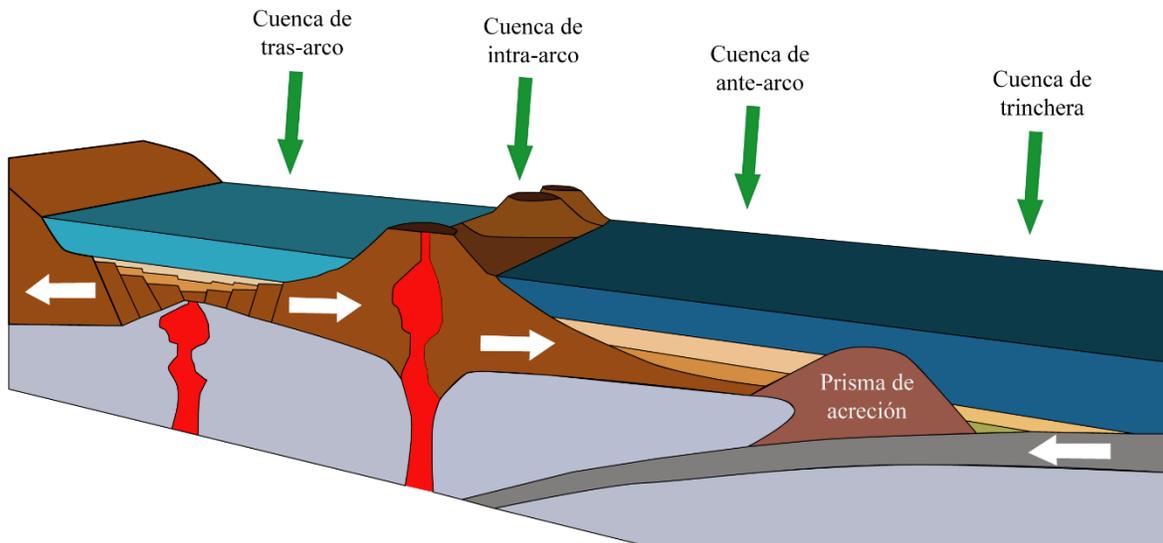


Figura 10.19 Cuenclas en margen convergente. Modificada de Loza (2014).

De acuerdo con Loza (2014) cuando se tienen esfuerzos compresivos después del arco volcánico se formarán cuencas de retroarco mejor conocidas como cuencas

Foreland, donde los esfuerzos compresivos dan lugar a un cinturón de pliegues y cabalgaduras, de tal forma que, entre el cinturón deformado (orógeno) y el cratón o una zona de margen pasivo, es decir, al frente de las sierras se crea una depresión donde se depositan sedimentos principalmente terrígenos (Figura 10.20). Este tipo de cuenca son las que se tienen en México frente a la Sierra Madre Oriental (Orógeno Mexicano) con importantes yacimientos petroleros, correspondientes con la Cuenca de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz.

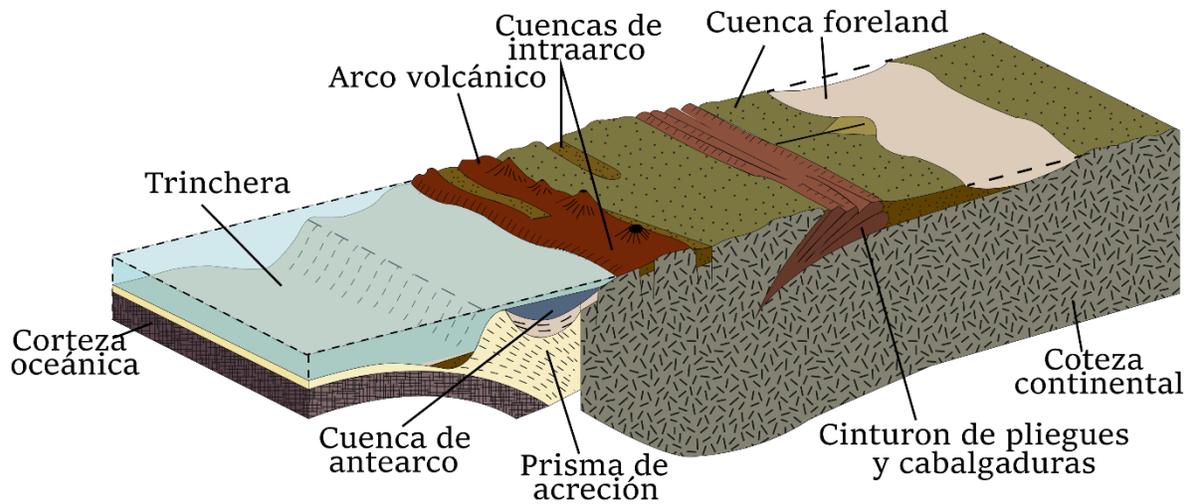


Figura 10.20 Cuenca foreland asociada a arcos volcánicos. Modificada de Loza (2014).

Otro caso donde se forman cuencas sedimentarias es en algunos segmentos curvos de las fallas transformantes, que corresponden con fallas laterales regionales que vistas en planta tienen grandes segmentos rectos, sin embargo, en algunas partes su traza cambia a una línea curva abierta, que pueden corresponder a zonas de extensión o de compresión. En las zonas de extensión se forman fallas normales que forman una depresión donde se depositan sedimentos, a estas cuencas se les conoce como cuencas tipo Pull Apart. En lo descrito por Serrano (2020), se definen a este tipo de cuencas como depresiones profundas, elongadas y con formas romboidales, limitadas y controladas por dos fallas laterales subparalelas que se traslapan (Figura 10.21). Generalmente, estas cuencas terminan con fallas normales perpendiculares u oblicuas a las fallas laterales principales. Por otro lado, Loza (2014) menciona que cuando este tipo de cuencas son de larga vida, pueden evolucionar a cuencas oceánicas como el Golfo de California.

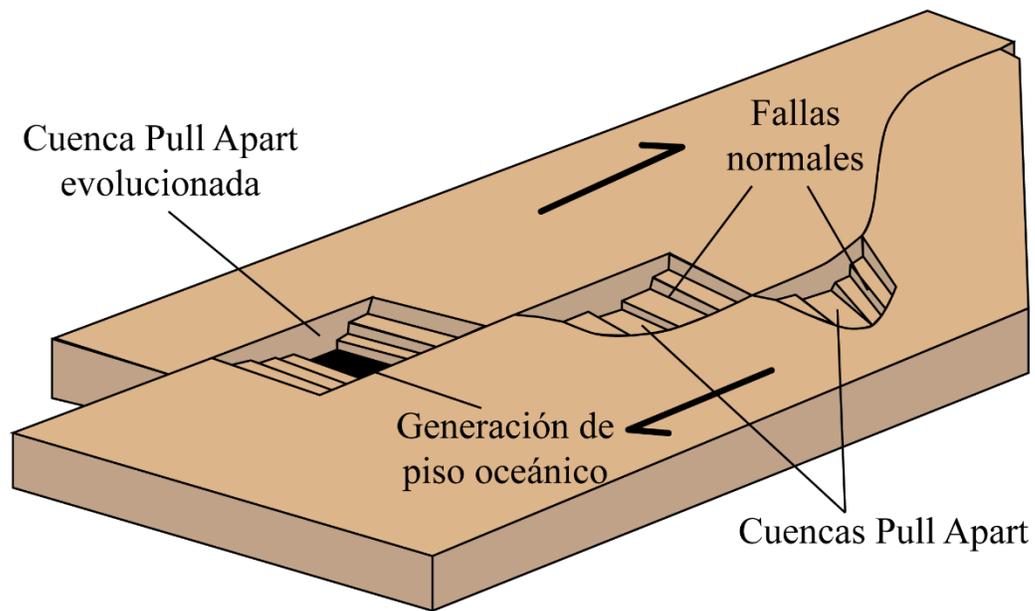


Figura 10.21 Cuenca pull apart asociada a límites transformantes. Modificada de Loza (2014).

11. Yacimientos convencionales

11.1. El petróleo y su importancia

La parte líquida de los hidrocarburos (aceite o petróleo) se ha utilizado con diversos fines a lo largo de la historia del hombre. Se tiene registro que desde el año 70,000 A.C se utilizaba como lubricante para las lanzas de guerra, como impermeabilizante o mortero para construir carreteras (revestir caminos). En el Egipto antiguo se utilizó para embalsamar cadáveres (que se preservan como momias); también se le ha dado usos como adhesivo para cerámica, combustible, para fabricar materiales plastificados, etc. Por otro lado, la fase gaseosa de los hidrocarburos se ha utilizado para la iluminación, calefacción, para cocinar alimentos, como fuente de energía, entre otros usos (Figura 11.1).

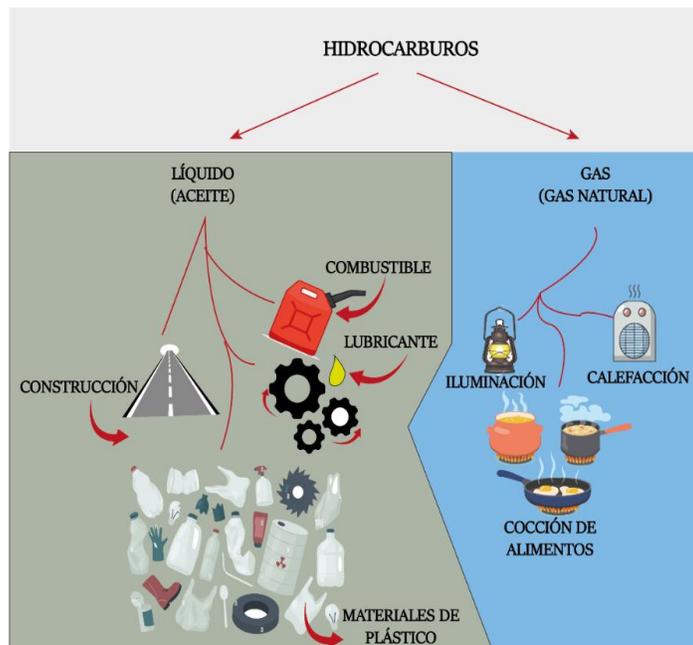


Figura 11.1 Ejemplos de los usos que tienen los hidrocarburos líquidos y gaseosos.

En la actualidad, los hidrocarburos son la principal fuente de energía y de materia prima. Se componen principalmente de moléculas de Hidrogeno y Carbono, con impurezas de otros elementos como el Nitrógeno, Oxígeno y Azufre. En la naturaleza se pueden encontrar en fase líquida (aceite crudo), gaseosa (gas natural) y sólida (chapotote).

En la industria petrolera y para su comercialización se clasifican en 5 tipos en función de su contenido de aceite y gas, además de sus propiedades fisicoquímicas.

El primer tipo corresponde el aceite negro, que es la fracción líquida, seguido del aceite volátil que tiene aceite con algo de gas, al tercer tipo se le conoce como condensado (líquidos en fase de vapor). El cuarto tipo es el gas húmedo que se compone de gas con una baja proporción de aceite ligero y por último se tiene el gas seco que es principalmente gas metano.

Los hidrocarburos se forman a partir de cambios físicos, químicos y termodinámicos que experimenta la materia orgánica acumulada en cuencas sedimentarias en condiciones anóxicas, sin embargo, no en todas las cuencas se tienen acumulaciones de materia orgánica o no es la suficiente para que se convierta en hidrocarburos que se puedan explotar comercialmente. Se puede dar el caso de que se genere aceite y gas, pero no forman yacimientos convencionales, ya que se pierden en el ambiente al no tener las condiciones geológicas necesarias para que se puedan almacenar en una trampa petrolera.

Para que sea posible tener acumulaciones de hidrocarburos en el subsuelo, se debe tener todos los elementos y procesos que conforman al sistema petrolero, el cual se define como un sistema natural que incluye todos los elementos (roca generadora, roca almacenadora, roca sello) y procesos geológicos (diagénesis, catagénesis, migración, trampa petrolera) que deben estar en sincronía para que un yacimiento de petróleo y/o gas exista en la naturaleza en la corteza terrestre (Magoon & Dow, 1994) (Figura 11.2).

El concepto de sistema petrolero se comienza a usar en 1980 y se ha convertido en una herramienta muy poderosa utilizada por la mayoría de las compañías petroleras para la exploración de aceite y gas natural, donde se considera la historia y evolución de la cuenca sedimentaria, desde su origen hasta formar un yacimiento (Santamaría, 2021).

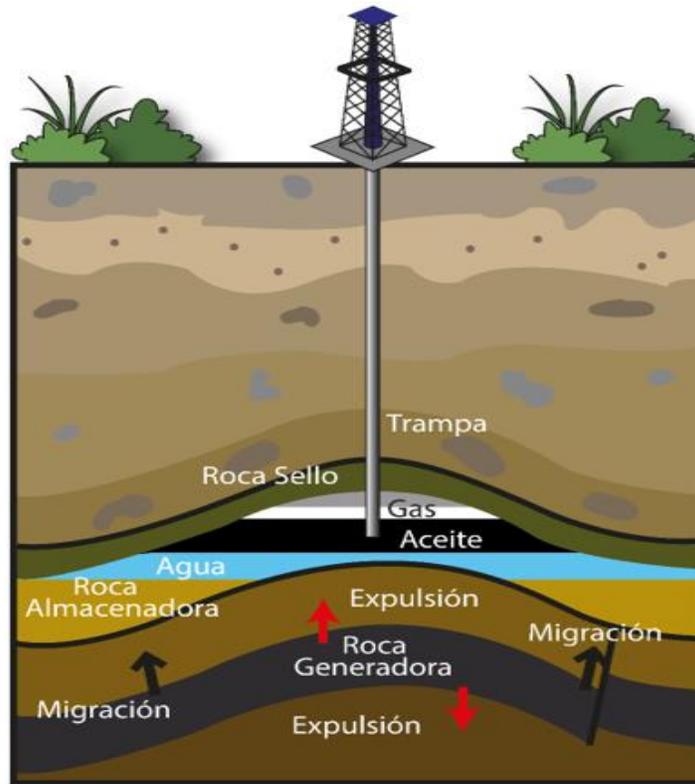


Figura 11.2 Representación del sistema petrolero.

11.2. Roca generadora

Méndez (2019) define a una roca generadora como una secuencia sedimentaria de grano fino con alto contenido de carbono orgánico total (COT) que tuvo la capacidad de generar y expulsar hidrocarburos, que posteriormente pueden ser acumulados en una trampa petrolífera o que se quedan sin movilidad constituyendo yacimientos no convencionales (aceite y/o gas en lutitas).

De acuerdo con Hunt (1996), la capacidad que tiene una secuencia sedimentaria para generar hidrocarburos está en función de la cantidad de carbono orgánico total (COT), el cual debe ser mayor a 1 o 1.5, la calidad (cantidad de hidrógeno) y madurez de la materia orgánica (condiciones termodinámicas).

En una cuenca sedimentaria, además de la sedimentación (clástica o terrígena) existe flora y fauna, la cual, al morir, puede ser devorada por otros organismos o quedar atrapada en los sedimentos. También se puede dar el caso que el mismo transporte de sedimentos va acarreado materia orgánica que se va depositando en la cuenca y bajo condiciones adecuadas puede generar hidrocarburos.

La materia vegetal o animal preservada perteneciente a la parte blanda de los restos orgánicos es lo que realmente genera los hidrocarburos y las partes duras de los organismos como conchas, dientes y huesos no generan hidrocarburos ya que tienen carbono, pero es inorgánico (Figura 11.3).

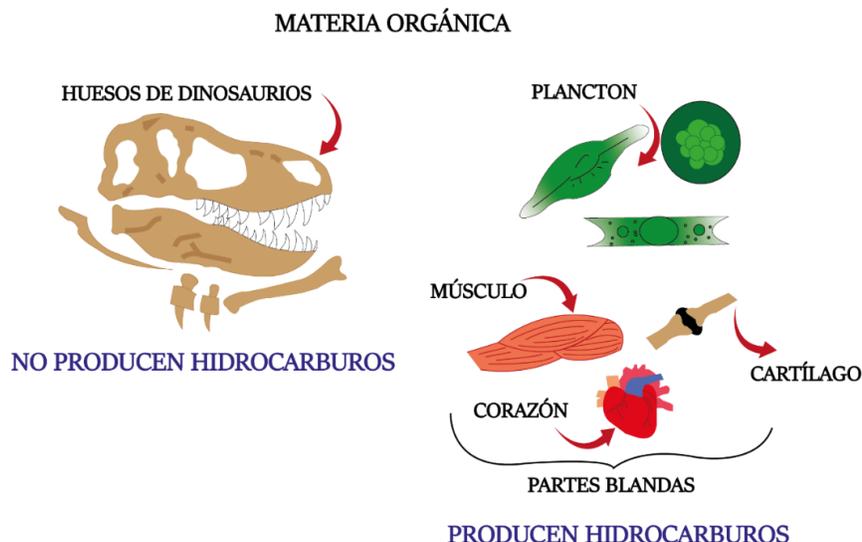


Figura 11.3 Las partes blandas de la materia orgánica es lo que genera hidrocarburos y no los restos esqueléticos.

Klemme y Ulmshiek en 1991 realizaron una recopilación de las rocas generadas de diversas cuencas petroleras en todo el mundo, encontrando que menos del 30% corresponden a rocas del Paleozoico y con casi 70% del total pertenecen al Mesozoico – Cenozoico (Figura 11.4). Por otro lado, la mayor generación de hidrocarburos en México, se dio en el Titoniano hace 152.1 ± 0.9 millones de años el cual corresponde con el Jurásico Superior (Santamaría, 2021), pero en otras regiones del mundo, también hay una gran cantidad de rocas generadoras en el Paleozoico Tardío (Carbonífero y Pérmico).

Paleozoico	Mesozoico-Cenozoico
• Silúrico 9%	• Jurásico superior (Oxford-Tithoniano) 25%
• Devónico superior-Tournaisiano 8%	• Cretácico medio (Aptiano-Turoniano) 29%
• Pennsylvaniaco- Pérmico inferior 8%	• Oligoceno-Mioceno 12.5%

Figura 11.4. Porcentaje de generación de hidrocarburos en el tiempo geológico. Tomada de Santamaría (2021).

Las rocas generadoras se caracterizan por ser de grano fino como las lutitas, calizas mudstone, calizas arcillosas, lutitas calcáreas y margas. De acuerdo con Lorenzo &

Morato (2018) las lutitas representan el 65% de rocas generadores a nivel mundial, siendo el otro 35% las rocas calcáreo arcillosas y las margas, sin embargo, no todas las rocas de grano fino generan hidrocarburos, ya que se deben tener grandes acumulaciones de materia orgánica y una rápida sedimentación para que la materia acumulada se puede preservar al no tener contacto prolongado con la intemperie y oxidarse o ser el alimento de otros organismos.

En una cuenca sedimentaria con un continuo aporte de sedimentos finos con alto contenido de materia orgánica en condiciones anóxicas, se tendrá un depósito que formará una roca generadora potencial, la cual, al ser cubierta por otro depósito de sedimentos (el primer depósito que formó rocas generadoras) se irá haciendo cada vez más profundo a consecuencia de la continua sedimentación, generando aumento en las condiciones de presión y temperatura, que por procesos termodinámicos propiciará la transformación de la materia orgánica primero en kerógeno, luego en hidrocarburos, los cuales en algunos casos migran a una trampa petrolera, sin embargo, si continúa el aumento de presión y temperatura, la materia orgánica residual que no llegó a migrar se transformará meta-antracita y en condiciones extremas de presión y temperatura en grafito (Figura 11.5).

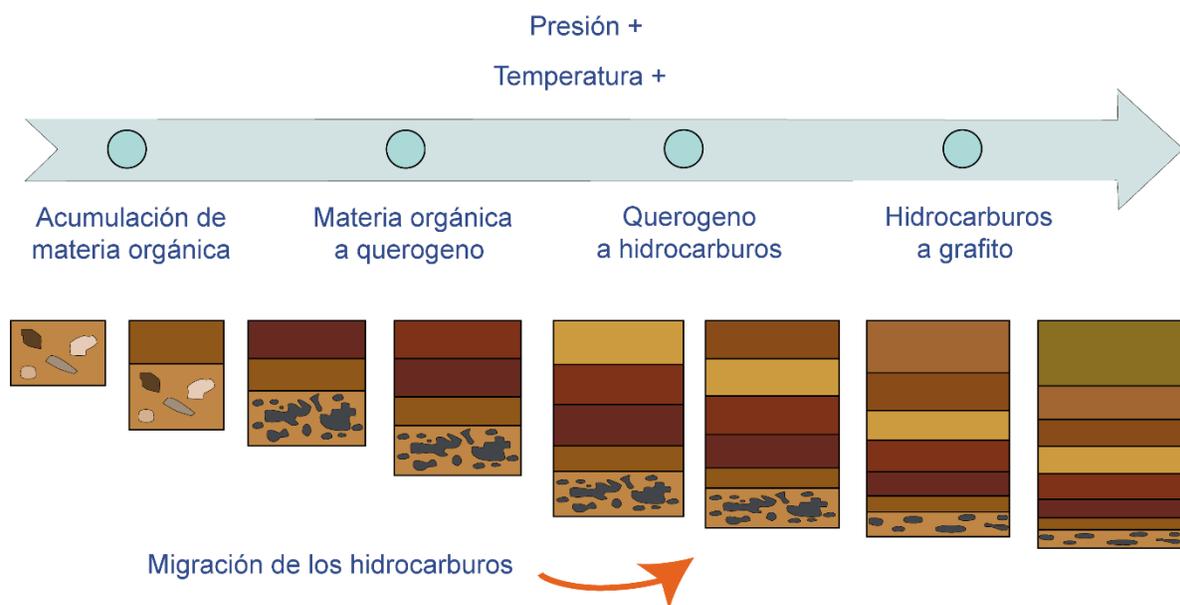


Figura 11. 5. Evolución de la materia orgánica por el aumento de presión y temperatura generada por la continua sedimentación que va enterrando los estratos ricos en materia orgánica.

El primer proceso descrito por la geoquímica orgánica, es la diagénesis, seguido de la catagénesis, después por la metagénesis y por último el metamorfismo. En la diagénesis es donde los sedimentos se convierten en roca, la materia orgánica se

transformará en kerógeno y se tiene generación de gas metano (gas biogénico o bioquímico), esto se da cuando la temperatura oscila entre los 0° y 50 °C y la presión va de 0 a 300 bar (1 bar = 3.3 m de profundidad), por otro lado, dependiendo del ambiente de depósito se tendrán 4 tipos de kerógeno que al transformarse por procesos termodinámicos formarán principalmente aceite, gas o aceite y gas de manera simultánea (Figura 11.6) (McCarthy et al., 2011).

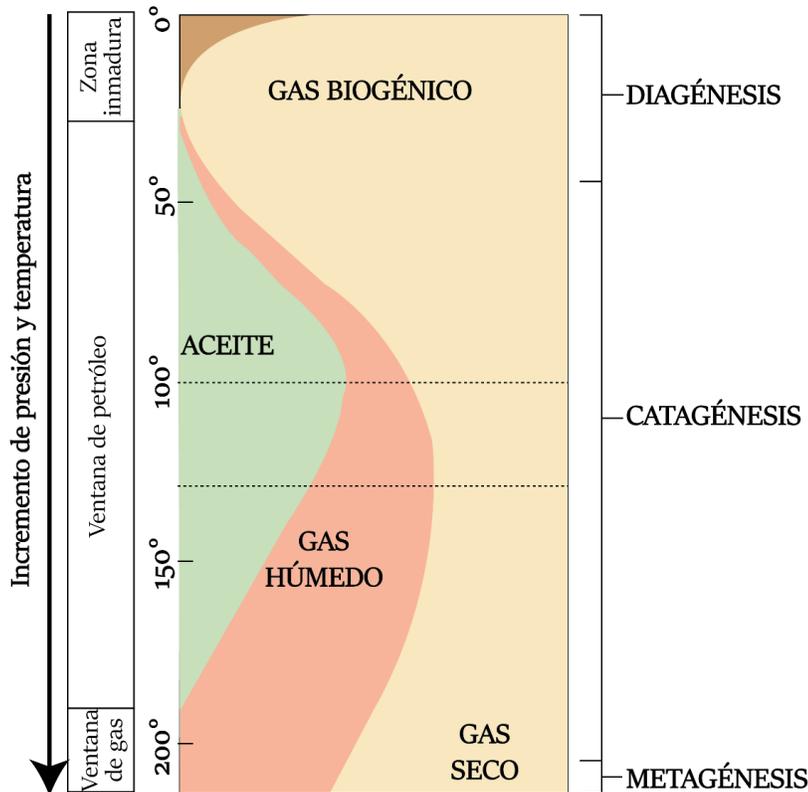


Figura 11.6 Procesos de generación de los hidrocarburos. Modificada de McCarthy et al. (2011).

El kerógeno tipo I se genera a partir de plantas u organismos que se depositaron en ambientes lacustres y marinos; si entra en la ventana de generación produce principalmente aceite. El kerógeno tipo II se forma por el depósito de organismos en ambientes reductores, tanto mixtos como marinos de profundidad moderada, que generan aceite y gas si entran en la ventana de generación; es el kerógeno más abundante. El kerógeno tipo III se produce a partir de plantas continentales que se transportaron y se depositaron primordialmente en ambientes continentales y en menor cantidad en ambientes marinos, pero que sufrieron oxidación; si entran en la ventana de generación producen gas. Por último, se tiene el kerógeno tipo IV, pero

por sus características fisicoquímicas no es importante, ya que al ser inerte no genera aceite ni gas (Lorenzo & Morato, 2018).

Cuando las condiciones de presión y temperatura se incrementan debido al mayor sepultamiento, el kerógeno se transforma en hidrocarburos durante la catagénesis (cocina o ventana de generación), que ocurre a temperaturas entre 50° y 225°C y presiones de 300 a 1500 bar, sin embargo, a los 60°C comienza la generación de aceite negro y conforme aumenta la temperatura pasa a aceite volátil, por otro lado, a los 100°C se inicia la formación de los condensados y la producción de aceite disminuye hasta llegar a los 175°C.

De tal forma que el aceite se forma en un intervalo de 60° a 175° C, ocurriendo la mayor producción de aceite a los 2.6 km de sepultamiento de la roca generadora, siempre y cuando se tenga un gradiente promedio (30 a 33° °C por cada km de profundidad). En el caso del gas, se forma en un intervalo de 50°C a 225°C y la máxima producción de gas es a los 3 km de profundidad donde se tienen principalmente gas húmedo y conforme aumenta la presión y la temperatura debido a un mayor sepultamiento, se genera gas seco (Méndez, 2019). Si la materia orgánica es muy abundante y proviene de plantas continentales (lignina) en los pantanos, se formará carbón de diferentes calidades, a temperaturas cercanas a los 50°C se forma carbón mineral de baja calidad (carbón bituminoso) y a temperaturas cercanas a los 225°C, se formará carbón de excelente calidad (antracita); todo esto ocurre en la catagénesis.

Por último, se tiene a la metagénesis donde se genera únicamente gas seco, en un intervalo de 225°C a 315°C, con profundidades cercanas a los 7-8 km, cerrándose la generación de hidrocarburos. Cuando la roca generadora tiene un sepultamiento cercano los 10 km y se rebasan los 315°C de temperatura, inicia el proceso de metamorfismo, por lo que, el kerógeno, los hidrocarburos y la materia orgánica residual se transforman en meta-antracita y posteriormente a mayor presión y temperatura en grafito.

11.3. Roca almacenadora

Estas rocas se caracterizan por permitir el flujo (permeabilidad) y almacenamiento-circulación (porosidad) de los hidrocarburos; por lo general son secuencias de roca sedimentaria formadas en condiciones de alta energía. Dependiendo de las características petrofísicas que tenga, será la manera en la cual se planifique la producción (Santamaría, 2021).

La porosidad es una propiedad petrofísica que corresponde con todos los espacios vacíos entre los componentes de una roca (clastos o aloquímicos), es decir, cuando una roca es altamente porosa es porque tiene muchos espacios vacíos los que pueden ser ocupados por un volumen de fluido (agua, aceite, gas o todos ellos) y en el caso de que la roca sea poco porosa, los espacios entre clastos son muy estrechos o casi nulos y por consecuencia no puede almacenar fluidos en cantidades grandes.

Cuando los poros de una roca están interconectados los fluidos pueden pasar con mayor facilidad y se dice que la roca es permeable (Figura 11.7), y en el caso de que los poros no estén conectados o sean de tamaño subcapilar, se dice que la roca es impermeable, ya que no permite el flujo de los hidrocarburos, sin embargo, una roca altamente porosa no significa que sea permeable ya que depende de la conexión y tamaño de los poros; se puede tener una roca altamente porosa y con baja permeabilidad (lutitas), pero también se pueden tener una roca poco porosa con alta permeabilidad, sobre todo cuando se tiene fracturamiento o disolución.

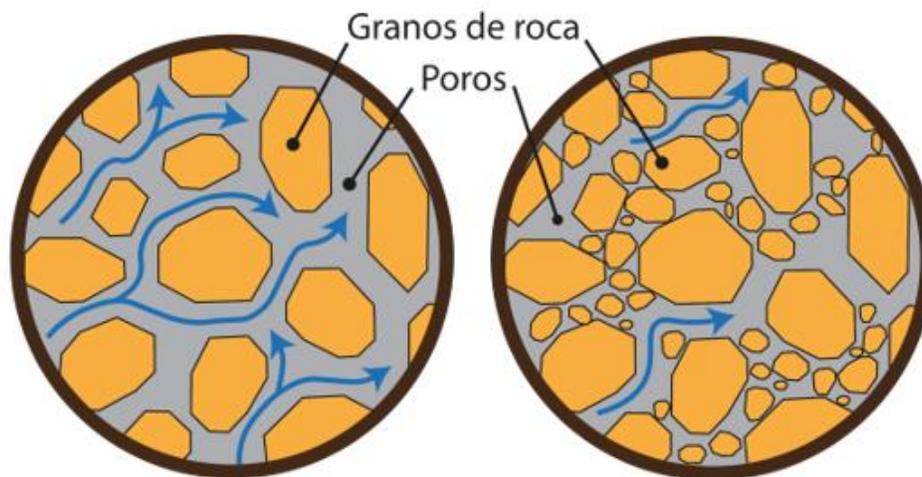


Figura 11.7 Ejemplo de rocas almacenadoras que son porosas y permeables.

La permeabilidad es una de las propiedades más importantes a determinar para la explotación de un yacimiento de hidrocarburos convencionales, esto se debe a que un yacimiento con mayor permeabilidad se puede explotar sin tanta complejidad, a diferencia de un yacimiento con baja permeabilidad. Cuando los hidrocarburos están almacenados en rocas con una muy baja permeabilidad, se les conoce como yacimientos no convencionales.

En el caso de tener rocas almacenadoras clásticas, estas son, en general, de granulometrías mayores a los limos, es decir las areniscas limpias (sin matriz), las que en general tienen alta porosidad, y alta permeabilidad; de tal forma que, en este caso, que las rocas almacenadoras por excelencia son las areniscas (litarenitas) y los conglomerados. En el caso de las calizas, estas deben haberse formado en condiciones de alta energía como los grainstone y boundstone; aunque también pueden ser calizas de textura fina fracturadas o con disolución o dolomitización.

11.4. Roca sello

Las rocas sello son materiales impermeables (rocas o minerales) y sin fracturamiento, por lo cual, no permiten el paso de los fluidos (Figura 11.8). Las rocas sello son generalmente de grano fino en las cuales destacan las lutitas, margas, calizas mudstone y wackestone, que son prácticamente las mismas que las rocas generadoras; aunque también son buenos sellos las rocas evaporíticas (sal, yeso, anhidrita, etc) y los materiales fino formados al mismo tiempo que las fallas (milonita, blastomilonita, pseudotaquilita, etc.).

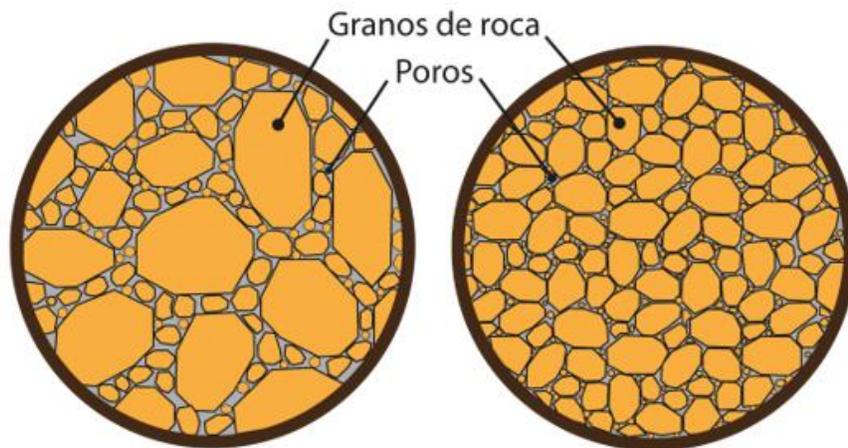


Figura 11.8 Ejemplo de rocas impermeables, se pueden tener poros, pero al no estar conectados no pueden circular los fluidos, es decir, los poros son de tamaño subcapilar.

11.5. Migración

Este proceso consiste en la movilización de los hidrocarburos por el subsuelo, es decir, los hidrocarburos son expulsados de la roca generadora y comienzan a circular por las discontinuidades de las rocas (fallas, fracturas, planos de estratificación, discordancias, etc.) o por los poros de las rocas adyacentes, sin embargo, cuando no se tiene el proceso de migración, los hidrocarburos se quedan

almacenados en la roca generadora, la cual, es de grano fino, de baja permeabilidad (aceite en lutitas o gas en lutitas), donde la extracción de los fluidos es complicado y se deben ocupar técnicas como el fracturamiento hidráulico para su recuperación.

De acuerdo con Lorenzo & Morato (2018), la migración puede ser de 2 tipos, dependiendo a donde lleguen los hidrocarburos, es decir, cuando los hidrocarburos se movilizan hasta llegar a una trampa petrolera la cual ya no permite que continúen el fluyendo, se le denomina con migración, por otro lado, se le denomina dismigración cuando los hidrocarburos se movilizan hasta llegar a la superficie de la Tierra y en algunos casos, se forman emanaciones superficiales como las chapopotes (Figura 11.9) o los escapes de gas. Grandes yacimientos petroleros del mundo como el de Cantarell, en la Sonda de Campeche (sur del Golfo de México) se descubrieron por tener dismigración, sin embargo, su caracterización y el desarrollo se realizó al aplicar métodos geofísicos y geológicos.

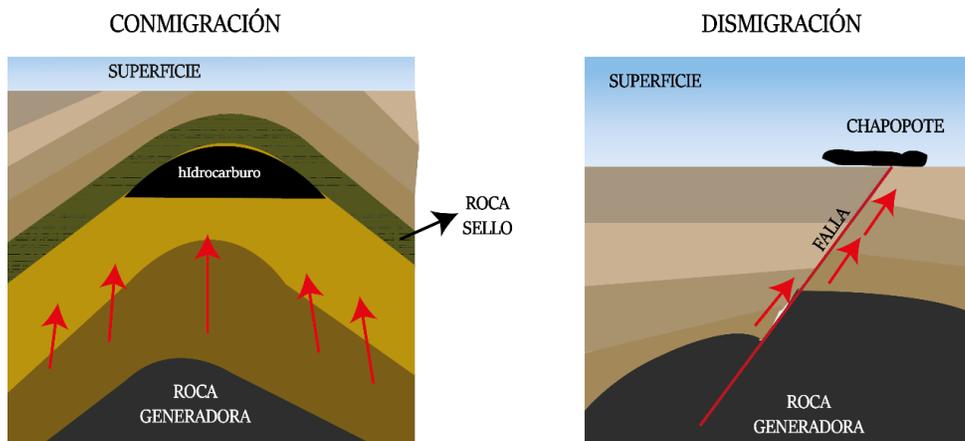


Figura 11.9 Procesos de migración.

La migración, a su vez se puede subdividir en primaria y secundaria; se considera primaria cuando los fluidos se mueven dentro de la roca generadora, con desplazamientos de milímetros a decenas de metros, en algunos casos, los hidrocarburos pueden llegar hasta una roca porosa y permeable. Por otro lado, cuando los fluidos salen de la roca generadora y circulan por una roca porosa y permeable, se le denomina migración secundaria, la cual puede ser de decenas de metros hasta kilómetros (Figura 11.10).

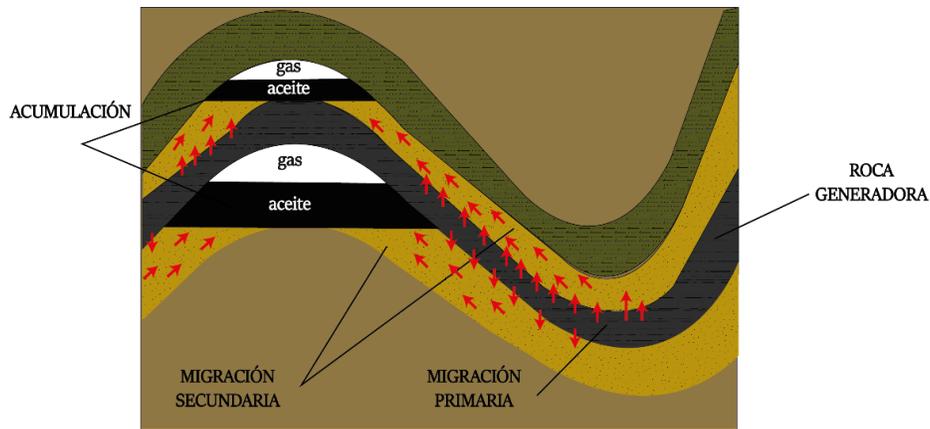


Figura 11.10 Migración primaria y secundaria.

El principal factor que propicia la migración de los fluidos es la compactación, esto se debe a que la roca generadora está en continuo sepultamiento por los nuevos sedimentos que se van depositando encima (presión litostática o de sobrecarga), por lo cual, esta roca estará sometida a una mayor presión que genera microfisuras por las cuales circulan los fluidos y, por la misma presión los hidrocarburos serán expulsados, mientras los poros se van cerrando, de manera similar a tener una esponja saturada de agua, a la cual le vamos colocando encima hojas de papel de forma consecutiva, en primera instancia, la esponja es capaz de soportar a la hoja, pero conforme aumenta el peso de las hojas, la esponja se irá aplastando y expulsando el fluido (Figura 11.11).

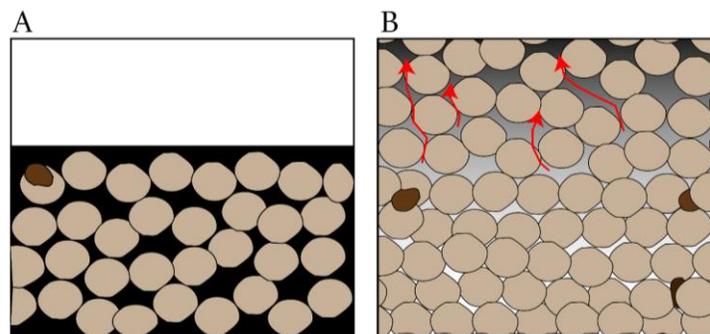


Figura 11.11 Migración de los fluidos por compactación. (A) Se tienen fluidos en los poros. (B) Se tiene un nuevo depósito de sedimentos lo que genera que los primeros clastos se compactan provocando que el tamaño de los poros se reduzca y expulsan los fluidos.

11.6. Trampas petroleras

Tissot & Welte (1984) definen a una trampa petrolera como un arreglo geológico que permite la acumulación y concentración del petróleo en secuencias sedimentarias porosas y permeables dentro de la corteza terrestre.

Dependiendo de su carácter geológico, es la manera en la cual se clasifican, pudiendo tener trampas estructurales, trampas estratigráficas y trampas mixtas. Lorenzo & Morato (2018) menciona que el petróleo acumulado en los yacimientos petroleros de todo el mundo, se encuentran en aproximadamente, un 89% en trampas estructurales, principalmente en pliegues tipo anticlinal y estructuras salinas, mientras que el 10% se tiene en trampas estratigráficas; el 1% se encuentra en otro tipo de trampas.

Trampas estructurales

De acuerdo con Bjørlykke (2015) se les denomina trampas estructurales a las estructuras geológicas secundarias generadas por esfuerzos que provocan plegamiento, fallamiento y fracturamiento; además de domos, diapiros y canopies; también pueden formarse por una combinación de dos o más estructuras. Las secuencias sedimentarias sometidas a esfuerzos compresivos, en algunos casos, generan plegamiento (anticlinales o sinclinales), sin embargo, por la morfología de los pliegues, los hidrocarburos únicamente se almacenan en los anticlinales que tienen cierre, ya que se forma una cúpula limitada por una roca sello (Figura 11.12).

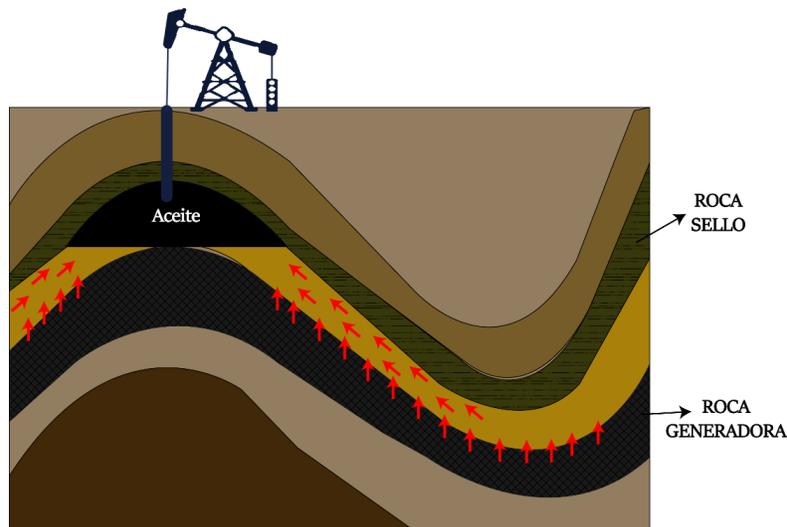


Figura 11.12 Trampa estructural - Anticlinal.

En otros casos, la deformación produce fallas normales, fallas inversas o fallas laterales, en donde el plano de falla puede fungir como ruta de migración o como sello (milonitas, blastomilonitas, jaboncillo, etc.), por lo que, para que se puedan acumular los hidrocarburos, la roca almacenadora debe estar limitada por una capa impermeable (roca sello) que impide el flujo de los hidrocarburos (Figura 11.13). Si se combinan elementos estructurales y estratigráficos, se tienen trampas mixtas.

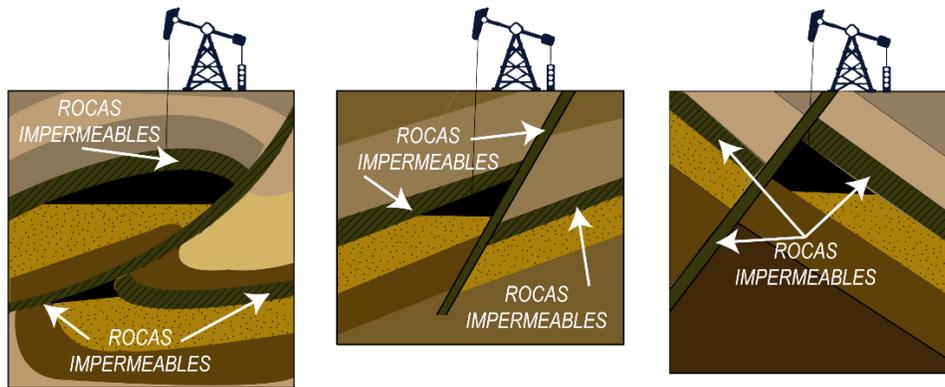


Figura 11.13 Trampas estructurales – Fallas. Modificado de Lorenzo & Morato (2018).

Otro tipo de trampas estructurales son algunas estructuras salinas, como los domos de sal que se generan a partir del plegamiento de secuencias estratigráficas por movilización de gruesas capas sal, o los diapiros que se originan cuando ocurre intrusión de la sal en la secuencia estratigráfica superior (Figura 11.14). Una de las características principales de los cuerpos de sal es su impermeabilidad, es decir, tienen la función de roca sello limitando el flujo de los hidrocarburos, sin embargo, este tipo de trampa complica la perforación de pozos, ya que la sal es de baja dureza y además soluble al agua, provocando que se pueda quedar atorada la barrena o se derrumbe el pozo.

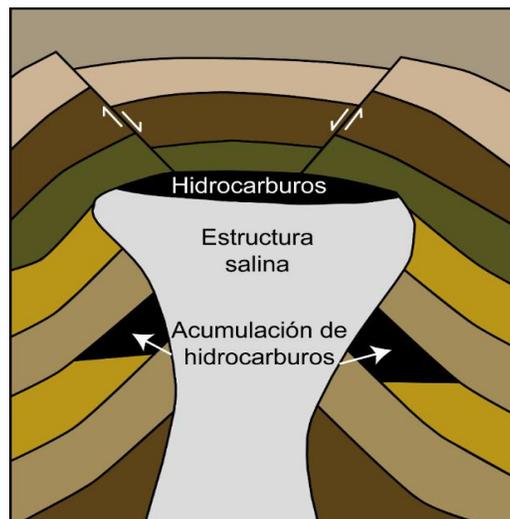


Figura 11.14 Estructura salina (diapiro) como trampa petrolera estructural.

Trampas estratigráficas

De acuerdo con Bjørlykke (2015) las trampas estratigráficas se forman a partir de procesos de sedimentación o de discordancias. Una trampa de esta naturaleza

ocurre cuando se tienen variaciones laterales y verticales de porosidad y permeabilidad. Esto se debe a que los procesos de sedimentación no son homogéneos, es decir, no ocurren de la misma manera a lo largo de todo el cuerpo de roca.

Por ejemplo, de manera horizontal se pueden tener variaciones de permeabilidad o porosidad debido a que el estrato se compone de arenas medias, arenas finas que cambian a limos y arcillas, en algunas zonas predominan las arenas medias, en otras zonas las arenas finas y en otras los limos y las arcillas. En las arenas cubiertas de arcillas se tendrá una posible trampa petrolera.

Otro ejemplo puede ocurrir debido a la diferencia en la compactación de los sedimentos, donde la carga litostática no es igual a lo largo de toda la zona, por lo que se pueden tener zonas con mayor o menor compactación que afectan directamente el acomodo interno de los sedimentos reduciendo o aumentando la porosidad y permeabilidad.

De manera vertical, también se pueden tener variaciones de porosidad y permeabilidad a causa de la propia sedimentación que va depositando diferentes granulometrías, por ejemplo, en una secuencia granocreciente donde en la base se tienen granulometrías gruesas y progresivamente se tienen granulometrías más finas. La porosidad y permeabilidad no será igual en toda la secuencia

Otra de las características sedimentológicas que propician el entrapamiento de los hidrocarburos, es cuando se tienen variaciones laterales de permeabilidad y porosidad por acuñamiento (Figura 11.15).

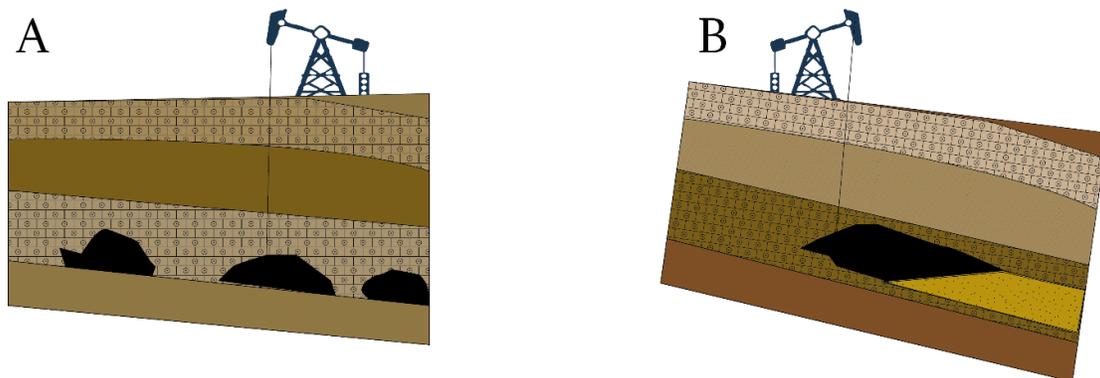


Figura 11.15 Trampas estratigráficas. (A) Variación de permeabilidad. (B) Acuñamiento. Modificado de Lorenzo & Morato (2018).

Las discordancias son superficies de erosión o no depósito que separan secuencias sedimentarias antiguas de secuencias jóvenes. Las discordancias angulares se caracterizan por presentar estratos inclinados (más antiguos) producto del basculamiento o plegamiento que están cubiertas por depósito de sedimentos más jóvenes en posición horizontal o subhorizontal. Este tipo de arreglo genera una trampa petrolera debido a que los estratos inclinados tienen la característica de ser rocas almacenadoras y los estratos más jóvenes (horizontales) son rocas sello, por lo cual, los hidrocarburos se quedan almacenado en la secuencia inferior (Figura 11.16).

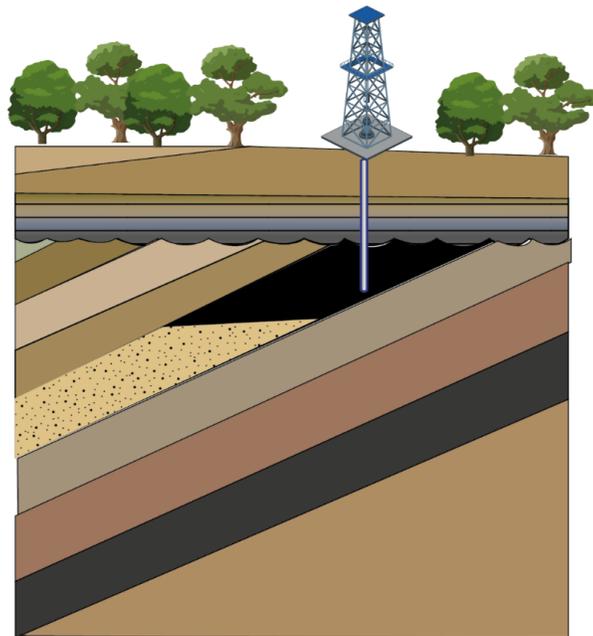


Figura 11.16 Trampas estratigráficas - Discordancia. Modificado de Lorenzo & Morato (2018).

Por otro lado, se tienen las discordancias basales las cuales se generan a partir del depósito de sedimentos sobre el basamento (rocas cristalinas fracturadas) cubiertas de rocas generadoras y al mismo tiempo sello. En estos casos el petróleo migra verticalmente hacia abajo y forma una trampa paleogeomórfica.

Trampas mixtas

Para que una trampa se considere mixta se deben conjuntar los elementos estructurales y estratigráficos, por ejemplo, dos fallas normales que desplazaron un acuífero de areniscas rodeadas de lutitas. Otro ejemplo, es la combinación de un pliegue anticlinal que tiene areniscas como rocas almacenadoras y estas cambian literalmente a lutitas (cambio de facies).

11.7. Sincronía

Anaya et al. (2015) definen a la sincronía como la ocurrencia de fenómenos en un mismo tiempo, en el caso del sistema petrolero se refiere como la relación precisa en espacio y tiempo de todos los elementos que conforman el sistema petrolero. Por otro lado, Magoon & Dow (1994) mencionan que para que exista el sistema petrolero deben ocurrir todos los elementos y procesos del sistema petrolero. Por ejemplo, se puede tener la generación de los hidrocarburos los cuales comenzarán a migrar, pero si no se tiene una trampa donde se puedan acumular, se perderán y no formarán un yacimiento.

Cuando se tienen todos los elementos y procesos del sistema petrolero se formarán yacimientos convencionales, sin embargo, en el caso de que se generen hidrocarburos, pero no se tenga el proceso de migración, los fluidos quedan acumulados en la roca generadora que se caracteriza por ser de grano fino y con baja permeabilidad, es decir, corresponde a un yacimiento no convencional.

De acuerdo con Magoon & Dow (1994), se tienen diversas maneras de representar los elementos y procesos del sistema petrolero. Se puede hacer mediante una tabla de datos, una gráfica de historia de sepultamiento con la descripción del momento crítico, la edad y los elementos esenciales de una localidad, un mapa geológico-geográfico de localización, una sección geológica elaborada para el momento crítico que describa las relaciones espaciales de los elementos esenciales o una carta de eventos del sistema petrolero con las relaciones en tiempo de los elementos esenciales y de los procesos, así como el tiempo de preservación y el momento crítico (Figura 11.17).

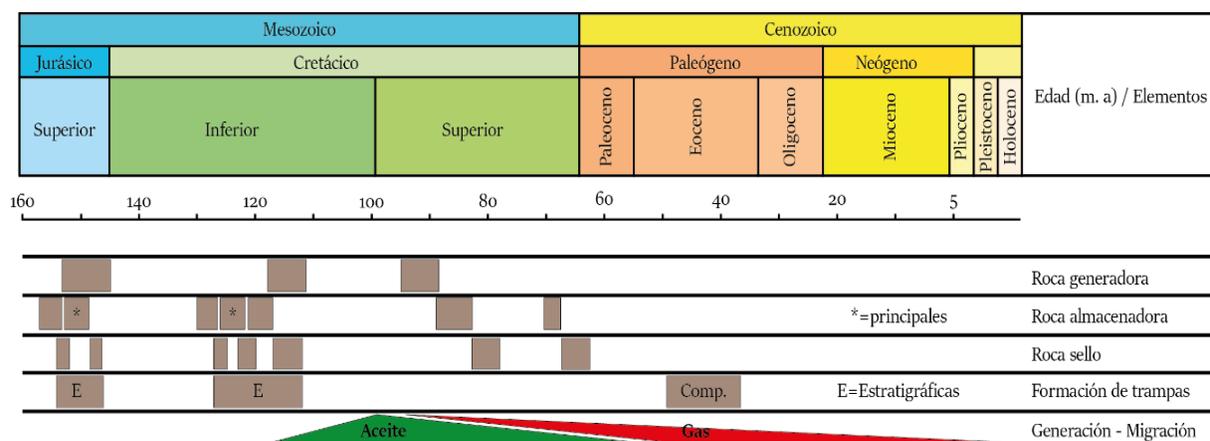


Figura 11.17 Ejemplo de cómo se representan todos los elementos y procesos del sistema petrolero de la cuenca de Burgos. Modificado de WEC México (2009).

12. Yacimientos no convencionales

Son petróleo (aceite) y gas natural que, pese a que se encuentran en grandes cantidades en la naturaleza, debido a su localización, tipo de yacimiento y características físicas, no pueden ser explotados económicamente con las tecnologías de extracción tradicionales, sino que necesitan de procedimientos especiales para su recuperación (García y Garces, 2012). Se caracterizan porque no pueden obtenerse por mera extracción de un yacimiento donde se encuentra en estado relativamente puro; comúnmente presentan alta concentración y baja movilidad.

El origen de la mayor parte de los hidrocarburos no convencionales está asociado a una roca generadora, pero también existen otros casos donde el aceite y/o gas no fluyen hacia los pozos, por lo que se utilizan técnicas especiales para su extracción. En el caso de que se tenga abundante materia orgánica en una cuenca sedimentaria y esta se preserva, puede formar una roca generadora, la cual va siendo enterrada por nuevos sedimentos que ocasionan cambios de presión y temperatura, por lo que el carbono orgánico se transforma en kerógeno y posteriormente debido a un mayor sepultamiento se forman los hidrocarburos, sin embargo, puede ocurrir que los fluidos no se expulsan quedando almacenados en la roca que los generó, es decir, funciona como roca generadora y almacenadora, por lo que no cuenta con todos los elementos y procesos del sistema petrolero. En este caso se forman yacimientos de aceite o gas en lutitas. En la figura 12.1 se muestra un esquema donde se tiene un yacimiento convencional y uno no convencional.

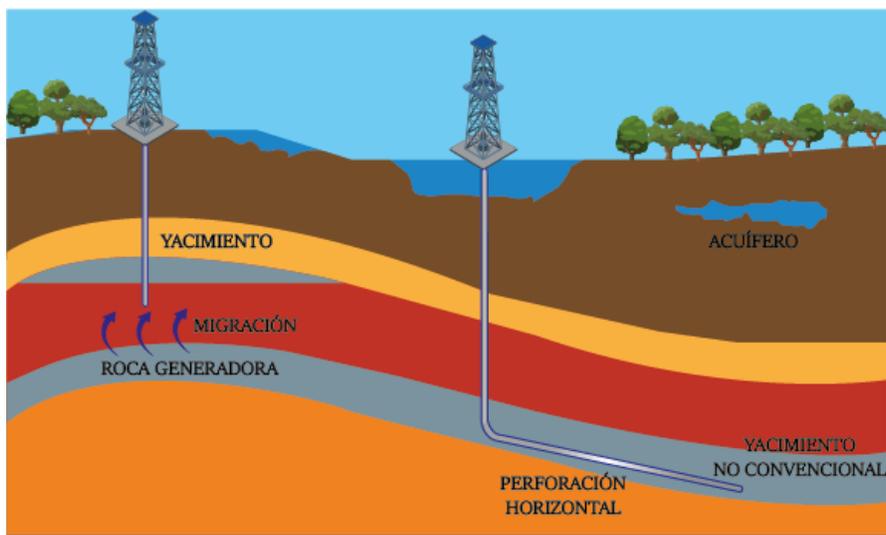


Figura 12.1 Diferencia entre yacimiento convencional y no convencional. Modificada de Vázquez (2019).

Cuando los yacimientos se encuentran en rocas generadoras de grano fino, muy porosas y poco permeables, para su extracción comercial se requiere de técnicas especializadas para su extracción, siendo el fracturamiento hidráulico el más utilizado.

Otros casos de yacimientos no convencionales son: areniscas compactas con gas, areniscas compactas con aceite, gas en mantos de carbón, hidratos (clatratos) de metano y areniscas bituminosas (Figura 12.2).

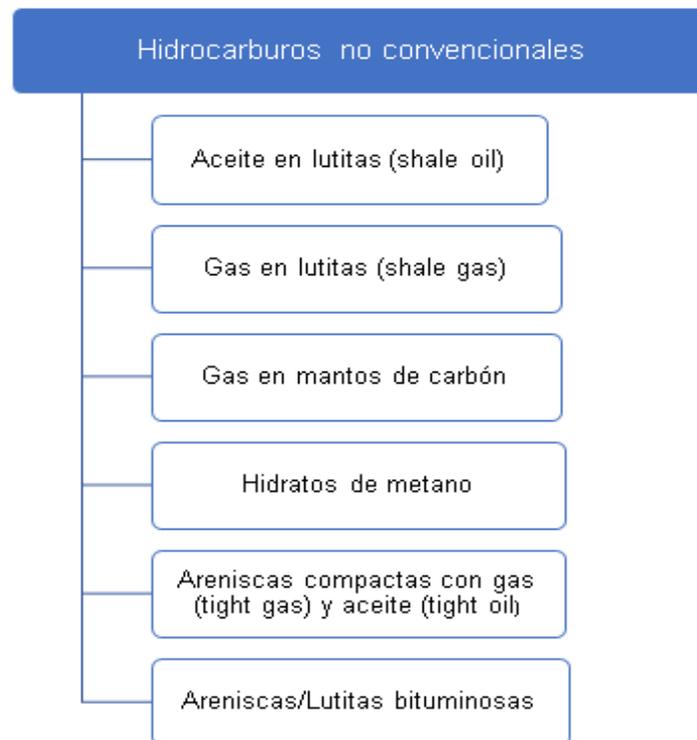


Figura 12.2 Diferentes tipos de hidrocarburos no convencionales.

De acuerdo con Maldonado (2014), el factor de recuperación en este tipo de yacimientos es muy bajo, siendo de aproximadamente el 5%, pero a pesar de eso, presentan buena rentabilidad. Es importante aclarar que, sin importar si es un yacimiento convencional o no convencionales, los yacimientos de gas tienen un factor de recuperación mayor que los yacimientos de aceite.

Cuando los aceites son pesados o extrapesados y no fluyen hacia los pozos, también constituyen yacimientos no convencionales. De acuerdo con Maldonado (2014) los grados API del aceite crudo es una medida de densidad, que describe cuán pesado o ligero es comparándolo con el agua, por lo cual, si los grados API son mayores a 10, es más ligero que el agua, y por lo tanto flotaría. De acuerdo con

su calidad, los hidrocarburos líquidos se clasifican en ligero, mediano, pesado y extrapesado (Tabla 12.1). La escala de densidad específica fue desarrollada por el Instituto Estadounidense del Petróleo (American Petroleum Institute, API), con la que se puede conocer la densidad relativa de los diversos tipos de aceite, lo que se relaciona con su calidad y precio en el mercado (Schlumberger, 2022b).

ACEITE CRUDO	DENSIDAD (gr /cm ³)	Densidad grados API
EXTRAPESADO	> 1.0	10
PESADO	1.09 - 0.92	10.0 - 22.3
MEDIANO	0.92-0.87	22.3 - 31.1
LIGERO	0.87-0.83	31.1 - 39
SUPERLIGERO	< 0.83	> 39

Tabla 12.1 Clasificación del aceite crudo de acuerdo con sus grados API. Modificada de Maldonado (2014).

Durante la catagénesis, el kerógeno se convierte en hidrocarburos, que es la fracción insoluble y, otra parte de la materia orgánica se transforma en Bitumen, que es la fracción soluble en compuestos orgánicos. De acuerdo con Maldonado (2014), el bitumen se relaciona con la generación de hidrocarburos del asfalto y la cera mineral; habitualmente se encuentra en estado sólido o semisólido. Si el petróleo fluye hacia los pozos sobre una base de métodos de producción primaria o mejorada, se le podrá llamar aceite pesado; pero si el petróleo no fluye, entonces se denomina extrapesado (Figura 12.3).

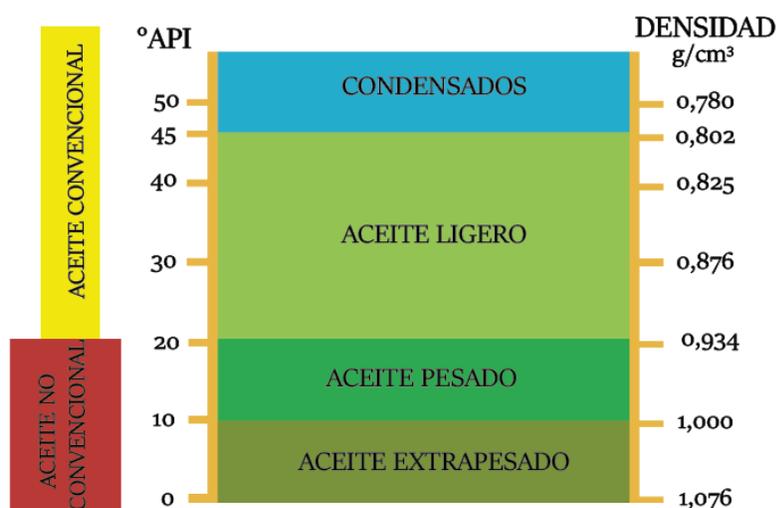


Figura 12.3 Clasificación de aceite convencional y no convencional de acuerdo con sus grados API. Modificada de Maldonado (2014).

En la Figura 12.4, se muestra como de un 1m^3 de roca con contenido orgánico, se extraen solo 2 kg de kerógeno, con el que se forma aproximadamente 300 ml de aceite, del cual, solo 50 ml es lo que migra, se entrapa y se puede extraer en los denominados recursos convencionales. Pero más del 50% de la muestra, aproximadamente 250 ml no migran, pudiendo formar yacimientos no convencionales (Maldonado, 2014).

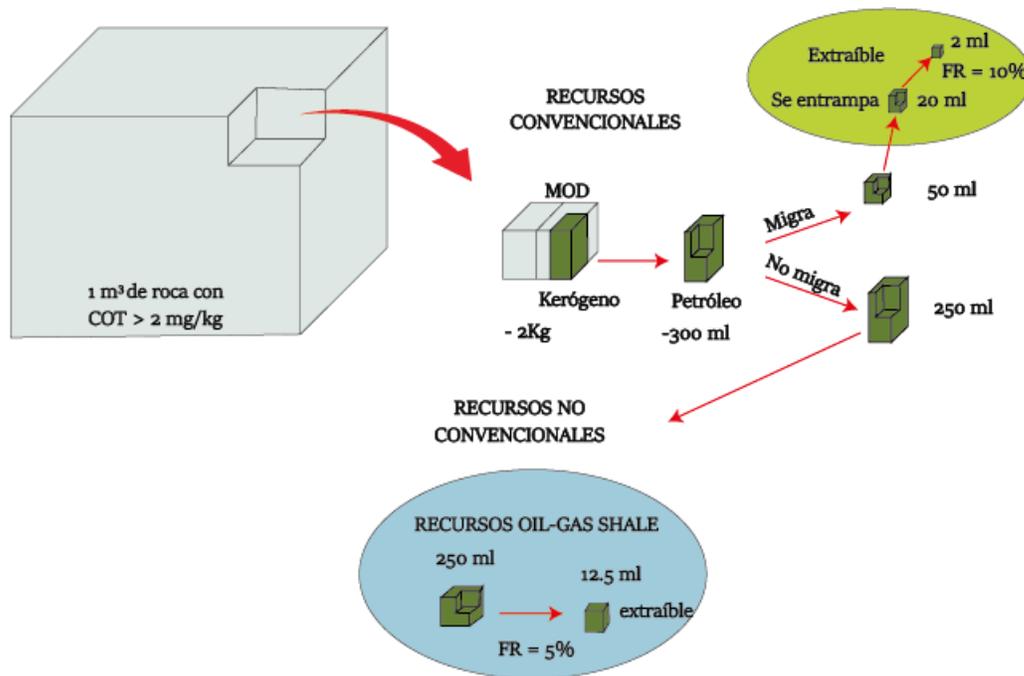


Figura 12.4 Recursos convencionales y no convencionales que se generan en 1m^3 de roca con materia orgánica. Modificada de Maldonado (2014).

12.1. Aceite en lutitas

Las lutitas son las rocas sedimentarias clásticas más abundantes de la corteza terrestre, por lo que, el porcentaje de abundancia puede variar de 40% a 50%, es decir, de todas las rocas sedimentarias que componen la corteza terrestre, casi la mitad corresponden a lutitas y muchas de ellas se forman en ambientes reductores con gran abundancia de materia orgánica.

De acuerdo con Maldonado (2014), las lutitas con aceite (shale oil en inglés) son formaciones de rocas sedimentarias que contienen de 3 a 10% de carbono orgánico total (COT), del que, aproximadamente un 80% se transforma en Kerógeno y un 20% de bitumen. Las lutitas son rocas sedimentarias de grano fino ricas en materia orgánica, de baja permeabilidad que tienen la función de roca generadora, almacén y sello.

El aceite en lutitas ricas en COT se forman en diferentes ambientes sedimentarios, por ejemplo, en secuencias de turbiditas distales de abanicos submarinos, en ambientes marinos someros, lagos, lagunas, pantanos, deltas y estuarios.

Existen cientos de depósitos de lutitas aceítíferas en más de 30 países, muchas de las cuales están en exploración o en explotación. Una estimación conservadora prevé los recursos mundiales de petróleo en lutitas es de aproximadamente $5,1 \times 10^{11} \text{ m}^3$ (3.2 trillones de barriles).

Petróleos Mexicanos (PEMEX) inició los trabajos exploratorios de aceite y gas en lutitas a principios del año 2010, encontrándose potencial en las provincias geológicas Burro-Picachos-Sabinas, Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y Chihuahua. En 2012, PEMEX actualizó sus estimaciones para la cuenca de Sabinas-Burro-Picachos-Burgos y Tampico-Misantla, en donde los resultados arrojaron que la proporción de aceite en lutitas es más de la mitad de los recursos totales. En junio de 2013 la Energy Information Administration (EIA) publicó una evaluación a nivel mundial, estimando un recurso técnicamente recuperable para las cuencas de México, de 13 billones de barriles de aceite en lutitas. Al inicio de 2014, Pemex Exploración y Producción (PEP) registró su primera producción de petróleo de lutitas (shale oil) por 400 barriles diarios en el pozo Anhérido 1 (Maldonado, 2014).

12.2. Gas en lutitas

De acuerdo con Longoria (2015), las lutitas gasíferas (shale gas en inglés) corresponden a gas natural que está atrapado en las lutitas, en donde predomina el gas metano, sin embargo, se tienen otros gases como el etano, propano, butano e impurezas de azufre. Por otro lado, Vázquez (2019) menciona que el gas natural además de tener grandes concentraciones de gas metano contiene bajas concentraciones de otros alcanos, ácido sulfhídrico, nitrógeno y dióxido de carbono. La explotación de este recurso tiene el potencial de traer consigo una transformación total del sistema energético mundial a medida que diferentes países desarrollan este recurso.

El gas que se encuentra atrapado en las lutitas se puede encontrarse de 3 formas distintas. Puede estar como gas libre, es decir, dentro de los poros de la roca y en micro-fracturas naturales; puede estar como gas absorbido en la materia orgánica y arcilla; también se encuentra como gas disuelto en la materia orgánica. De acuerdo con Vázquez (2014), el gas se puede formar por procesos biogénicos (gas

biogénico) por la descomposición bacteriana anaeróbica la cual se da a baja presión y temperatura durante la fase de diagénesis. También se puede formar cuando continua el aumento de presión y temperatura (gas termogénico), durante la catagénesis y también se forma durante la metagénesis en condiciones de máxima presión y temperatura, por otro lado, el gas en lutitas se encuentra a profundidades de 1500-3000 metros de profundidad.

En lo descrito por U.S. Energy Information Administration (EIA) (2013), de 41 países con recursos de gas en lutitas técnicamente recuperables, la lista está encabezada con China con 1,115 mil millones de pies cúbicos (tcf) de gas, seguido de Argentina con 802 tcf, Argelia con 707 tcf, Estado Unidos con 665 tcf, Canadá con 573 tcf. México ocupa el sexto lugar con 545 tcf, seguido de Australia con 437 tcf, Sur África con 390 tcf, Rusia con 285 tcf y en décimo lugar esta Brasil con 245 tcf.

De igual forma que el aceite en lutitas, el gas en lutitas representa un reto medioambiental ya que para su extracción se utiliza la técnica de fracturamiento hidráulico (fracking en inglés) la cual puede tener consecuencias ambientales. Esta técnica consiste en la perforación de un pozo horizontal por el cual circula agua a presión que va fracturando la roca para aumentar la permeabilidad de la roca. Con ayuda de solventes orgánicos y con el aumento de permeabilidad producida por el fracturamiento hidráulico se puede extraer y comercializar el recurso (Figura 12.5).

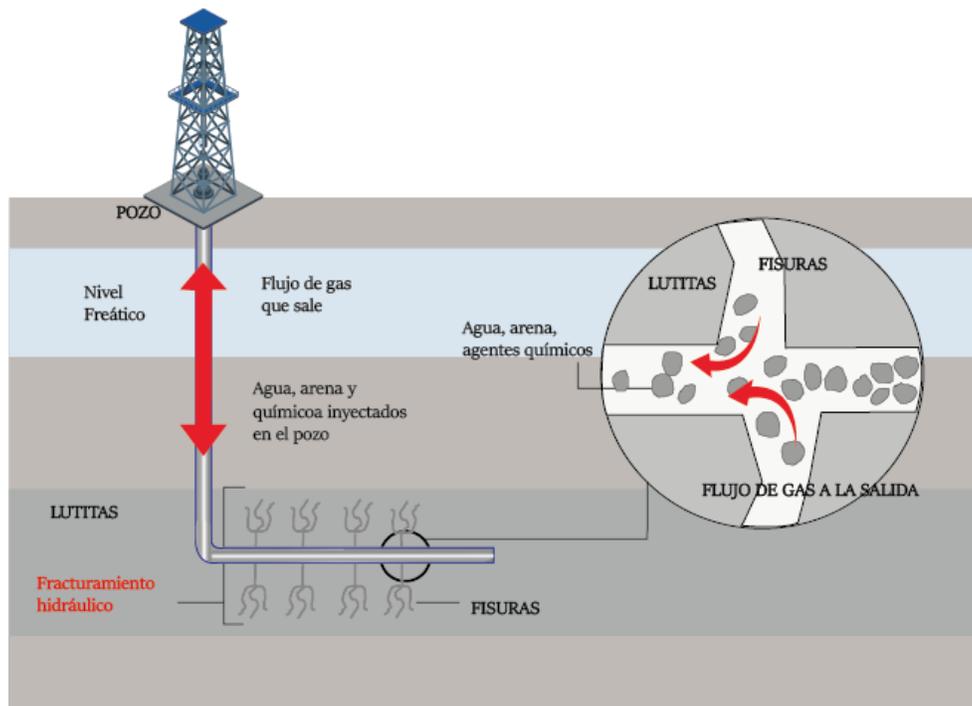


Figura 12. 5 Fracturamiento hidráulico para shale oil y shale gas. Modificada de Maldonado (2014).

Debido a la baja permeabilidad de la roca, con las fracturas producidas se generan canales de flujo que permiten la recuperación de los hidrocarburos, sin embargo, por la presión litostática las fracturas tienden a cerrarse, por lo cual, en el fluido que se inyecta a presión se debe incluir un sólido denominado apuntalante con la finalidad de tener un mayor sostén de las paredes de las fracturas y no se cierren.

De acuerdo con Néquiz & Robles (2014) existen apuntalantes naturales como las arenas de sílice que soportan esfuerzos de cierre de fractura de hasta 4,000 psi y se tienen apuntalantes artificiales que pueden soportar esfuerzos de cierre de fractura de hasta 14,000 psi. Los apuntalantes al rellenar las fracturas para evitar su cierre, deben ser permeables para que permitan el movimiento de los fluidos. Néquiz & Robles (2014) menciona que en formaciones poco consolidadas sujetas a migración de componentes sólidos finos no se deben utilizar apuntalantes grandes, ya que los finos tienden a invadir el empaque apuntalado, causando taponamientos parciales y rápidas reducciones en la permeabilidad. En estos casos, es más adecuado usar apuntalantes más pequeños que resistan la invasión de finos (Tabla 12.2).

Pozo	Formación	Profundidad	Volumen total de agua [m^3]	Volumen total de apuntalante [scs]
Gamma 1	Cretácico Superior Eagle Ford	3,793	20,687	51,000
Percutor 1	Cretácico Superior Eagle Ford	3,436	11,910	40,000
Emergente 1	Cretácico Superior Eagle Ford	2,465	33,016	42,601
Hebano 1	Cretácico Superior Eagle Ford	2,150	17,920	54,992
Nomada 1	Cretácico Superior Eagle Ford	1,157	9,340	40,403
Chucla 1	Cretácico Superior Eagle Ford	1,800	410	48,000
Nuncio 1	Jurásico Superior Pimienta	4,900	18,026	50,600
Tamgram 1	Jurásico Superior Pimienta	4,426	25,760	55,700
Kernel 1	Jurásico Superior Pimienta	4,404	15,721	25,583
Batial 1	Jurásico Superior Pimienta	4,199	11,129	300,000
Arbolero 1	Jurásico Superior Pimienta	4,007	16,569	38,500

Anhelido 1	Jurásico Superior Pimienta	3,835	17,131	50,754
Anhelido 2	Jurásico Superior Pimienta	2,100	16,223	36,000

Tabla 12.2. Ejemplo de pozos en los cuales se ha ocupado el fracturamiento hidráulico con su respectiva profundidad, volumen total de agua y volumen total de apuntalante utilizado. Modificada de Oropeza & Leal (2018).

Para llevar a cabo el fracturamiento hidráulico se utilizan grandes volúmenes de agua, sin embargo, se tienen diferentes factores como las propiedades petrofísicas de las rocas las cuales definirán la cantidad de agua a utilizar, de acuerdo con Oropeza & Leal (2018) de los principales factores relativamente fáciles de evaluar que afectan el consumo hídrico son la dirección del pozo y el tipo de producción que tiene cada pozo debido a que los pozos que producen gas como los shale gas requieren volúmenes de agua mayor a los pozos de aceite como los shale oil, por otro lado, los pozos horizontales requieren un mayor volumen de agua (Figura 12.6).

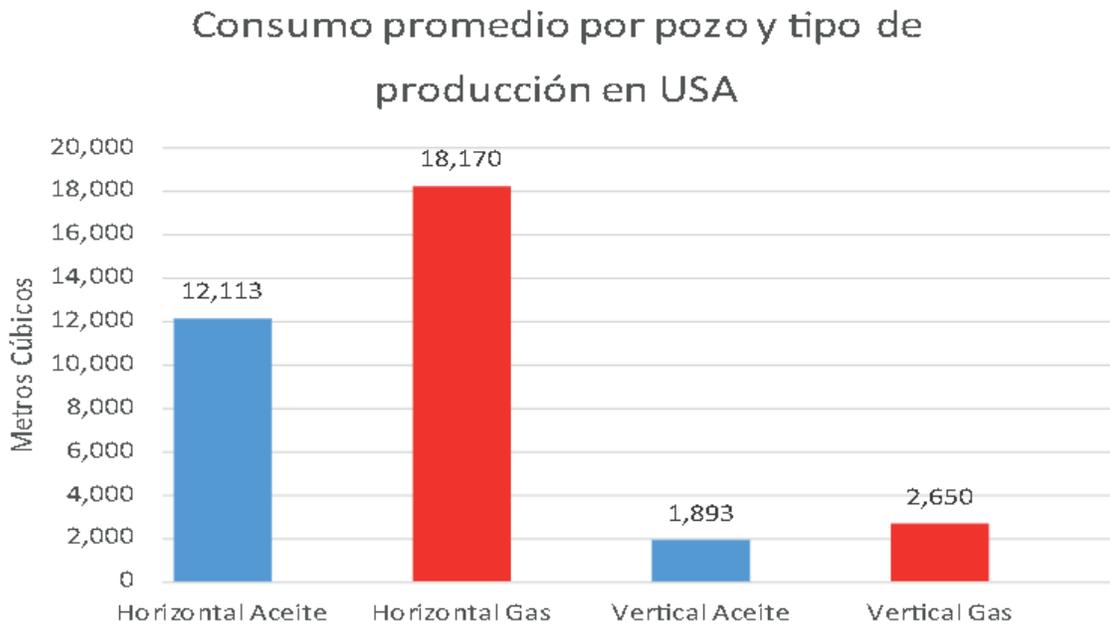


Figura 12.6. Diferencia de consumo promedio de agua en pozos horizontales y verticales de aceite y gas. Tomada de Oropeza & Leal (2018).

De acuerdo con Néquiz & Robles (2014) la velocidad de flujo óptimo para cualquier tubería de revestimiento es de 80 ft/s, ya que los experimentos han demostrado que al incrementar la velocidad a 100 ft/s ocurre erosión que daña la tubería y al agregar el apuntalante el daño es mucho mayor.

La presión que se requiere para generar las fracturas está en función del módulo de Young (E), que de acuerdo a Néquiz & Robles (2014) es una medida de la rigidez de la roca. Los valores típicos de las rocas que contienen yacimientos no convencionales varían entre $0.5 \times 10^6 < E < 5 \times 10^6$. A mayor valor de E es mayor la rigidez de la roca (Tabla 12.3). Esta constante afecta directamente la formación y propagación de la fractura ya que a valores bajos se forma una fractura ancha, corta y de altura limitada; mientras que a valores grandes resultan en una fractura angosta, larga y de gran penetración.

Tipo de roca	Modulo de Young $\times 10^6$ (psi)
Carbón mineral	0.1 – 1.0
Esquisto / Lutita	1 – 5
Arena no consolidada	1 – 8
Pedernal	4 – 8
Caliza	5 – 13

Tabla 12.3. Diferentes tipos de roca y su Modulo de Young. Modificada de Néquiz & Robles (2014).

12.3. Gas en mantos de carbón

El carbón se forma principalmente en ambientes pantanosos, zonas de manglares, deltas y marismas, donde ocurre la acumulación y preservación en grandes volúmenes de materia orgánica vegetal continental o de ambiente mixtos, la cual, por el aumento de presión y temperatura se convierten (si ocurre maduración térmica) en carbón y gas.

Este tipo de yacimiento se compone de grandes volúmenes de carbón que contiene gas asociado en los poros del carbón. De acuerdo con Vázquez (2019), se compone de una mezcla de gases, siendo aproximadamente un 92% de metano y el resto de etano, propano, dióxido de carbono nitrógeno y agua. La presión hidrostática propicia que los gases se mantienen confinados en los mantos de carbón (Figura 12.7).

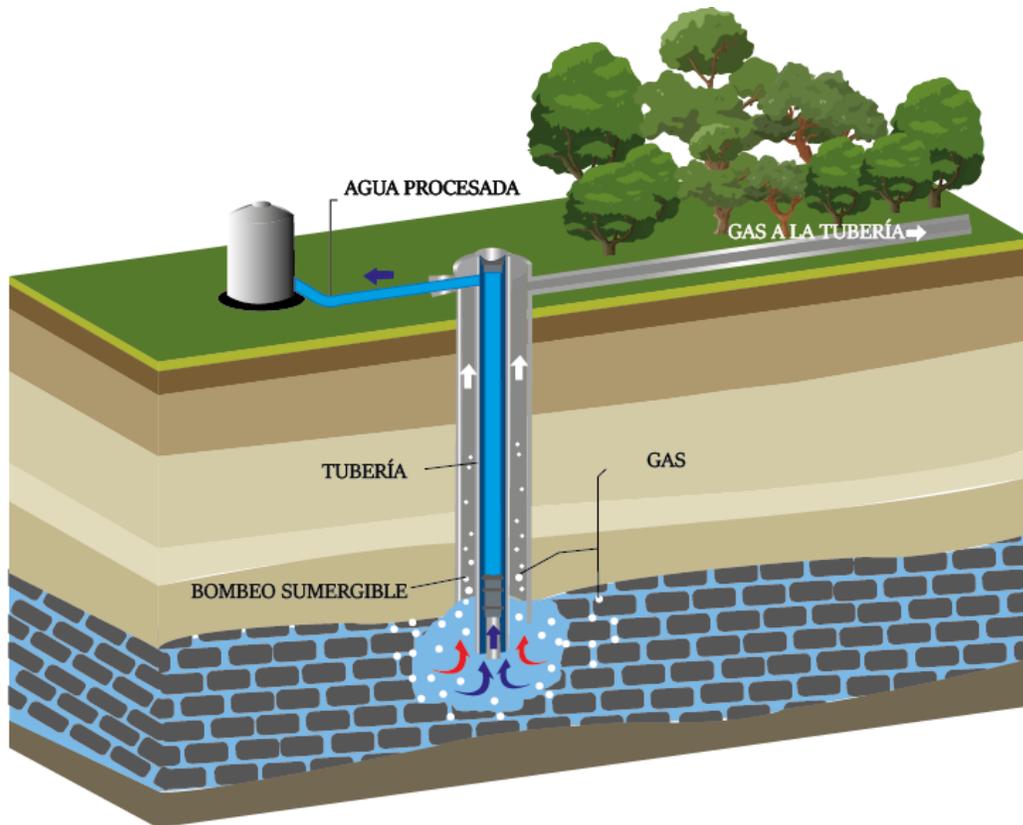


Figura 12.7 Gas en mantos de carbón. Modificada de Maldonado (2014).

De acuerdo con Ariza (2016) al extraer el carbón en las minas, el gas puede propiciar explosiones, razón por lo cual, el gas se libera a la atmósfera, contaminando y provocando el efecto invernadero, por lo que, se han impulsado las tecnologías para su recuperación y utilizarlo para la generación de energía eléctrica. El CO_2 puede utilizarse en proyectos de recuperación mejorada.

En general, los yacimientos someros se encuentran entre 200 a 500 m de profundidad, en contraste, los yacimientos más profundos se encuentran hasta 1500 m.

Para extraer el metano, primero se debe extraer el agua asociada, lo que genera una reducción de la presión hidrostática y así el gas que está en los poros del carbón se libera y fluye hacia el pozo, sin embargo, el carbón es un material con una baja permeabilidad, por lo cual se necesita de métodos que propicien la circulación de los fluidos, por ejemplo, el fracturamiento hidráulico (Maldonado, 2014).

Maldonado (2014) menciona que la extracción de gas asociado a capas de carbón se ha realizado desde 1926 en Oklahoma y desde 1951 en la Cuenca de San Juan, Nuevo México, sin embargo, el gran desarrollo comenzó en 1988. En los últimos 20

años, se han desarrollado tecnologías en Canadá y Estados Unidos para aislar el agua subterránea y fracturar los depósitos de carbón para liberar al metano. Los recursos potenciales de gas en carbón en EUA y Canadá se estiman en 770 billones de pies cúbicos, siendo la Cuenca Sedimentaria Oeste de Canadá la más grande.

En México, las estimaciones indican la existencia de más de 500 millones de millones de pies cúbicos natural. Las mejores posibilidades para explotar gas metano, se encuentran en la Cuenca de Sabinas, Rio Escondido, Sonora, Colima, Guerrero y Oaxaca.

12.4. Hidratos de Metano

Los hidratos de metano es agua congelada que tiene entrampados cantidades significativas de gas, es decir, se tiene agua y gas que se congelan al mismo tiempo, por lo cual, se encuentran en zonas de bajas temperaturas conocidas como permafrost, principalmente cerca de los polos de la Tierra o en zonas marinas profundas bajo condiciones de temperatura y presión específicas.

De acuerdo con Maldonado (2014), 1 m^3 de hidratos de metano, en condiciones estándar a nivel del mar (temperatura de 20°C y presión de 1 atm) puede contener hasta 164 m^3 . Por otro lado, se estima que el volumen de gas en los yacimientos mundiales de hidratos de metano excede el volumen de las reservas convencionales conocidas de gas (Figura 12.8).

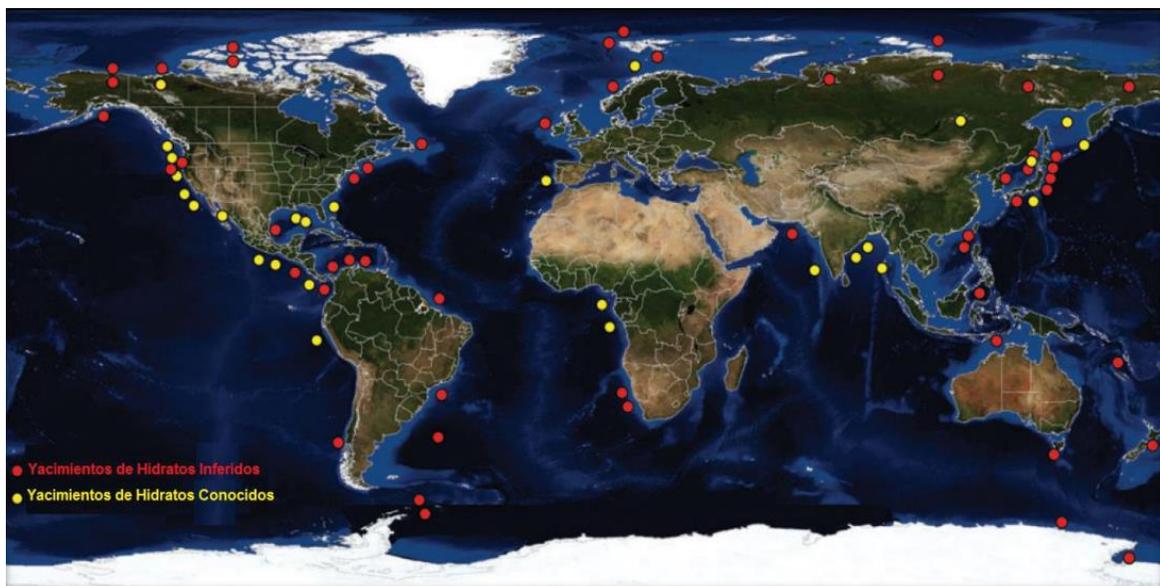


Figura 12.8. Ubicación mundial de yacimientos de hidratos de metano conocidos e inferidos. Tomada de Vázquez (2017).

En la década de los 60's del siglo pasado, fue cuando se empezó a reconocer la existencia de este tipo de hidrocarburos en diversas partes del mundo, actualmente se tiene registro de más de 90 sitios con evidencia directa e indirecta con una estimación de contener más de $10^{17}m^3$ de metano, sin embargo, al momento de realizar las investigaciones se tiene que su explotación implica un algo riesgo ambiental debido a que el metano es un gas de efecto invernadero 20 veces más nocivo que el dióxido de carbono, por lo que si llega a la atmósfera puede ocasionar serios problemas medioambientales (Vázquez, 2017).

Al ser una alternativa del sistema energético diferentes países como Canadá, China, Japón, India y México han destinado recursos para su investigación. Por ejemplo, Rusia cuenta con el Campo Messoyakha el cual tienen una reserva estimada de 79 millones de m^3 y el campo Delta Mackenzie con 16 trillones de m^3 . Estados Unidos en su porción norte del Golfo de México tiene una reserva estimada de $0.12 \times 10^{12}m^3$. Por otro lado, en México tiene importantes reservas probables en aguas profundas principalmente frente a la Plataforma de Campeche, frente a la Costa de Veracruz, en la parte central del Golfo de California y en la zona central del Golfo de México, donde las reservas estimadas son del orden de $1.4 \times 10^{15}m^3$ de metano.

12.5. Arenas compactas con gas y/aceite

Las areniscas son buenas rocas almacenadoras, por lo cual es común encontrar hidrocarburos almacenados en este tipo de roca formando importantes yacimientos convencionales, sin embargo, las areniscas durante la diagénesis pasan por procesos de compactación, cementación y recristalización los cuales provocan que los poros de la roca se cierren, es decir, la permeabilidad y porosidad disminuye, pero pueden contener importantes volúmenes de hidrocarburos que no tienen movilidad.

Si las condiciones geológicas son las ideales y se tiene acumulación de aceite y/o gas en areniscas de baja permeabilidad y porosidad, por lo que la extracción de los hidrocarburos se complicará y se tendrán que ocupar técnicas como el fracturamiento hidráulico para su extracción, por lo cual, las arenas compactas con gas (tight gas en inglés) y las arenas compactas con aceite (tight oil en inglés) se consideran como yacimiento no convencional, por otro lado, las areniscas compactas no están asociadas algún tipo de trampa estructural, sino, es su baja permeabilidad la que impide el flujo de los hidrocarburos (Figura 12.9).

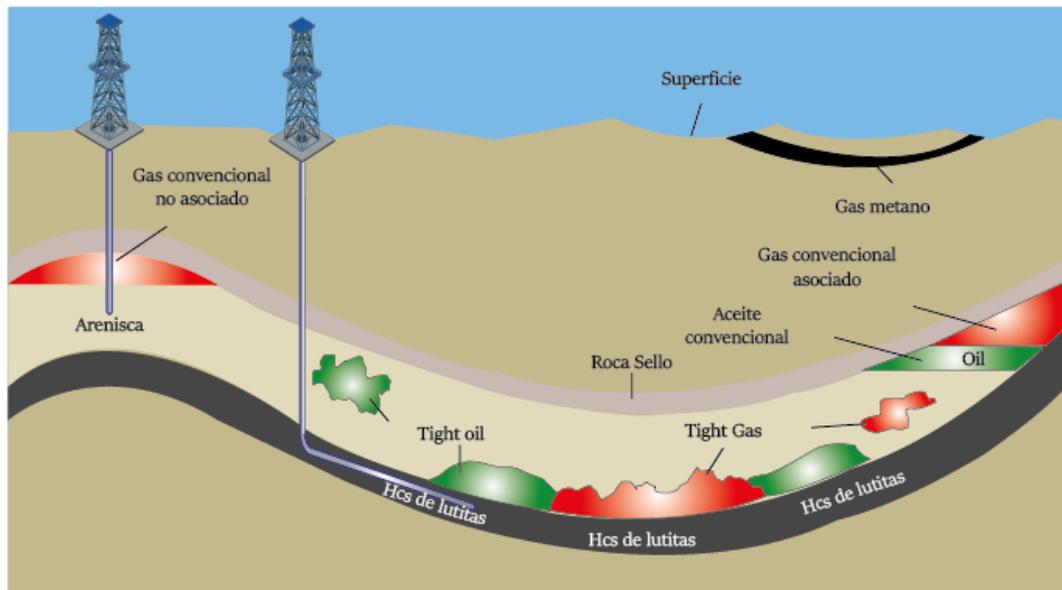


Figura 12. 9 Arenas compactas de gas (tight gas) y de aceite (tight aceite). Modificada de Vázquez (2019).

En lo descrito por Vázquez (2019) se menciona que en un yacimiento convencional en areniscas el volumen de poro varía del 5% al 30%, mientras que en los no convencionales el volumen de poro es menor al 5%, por lo que el hidrocarburo tiene muy baja movilidad. De acuerdo con Maldonado (2014), se considera que es una arenisca compacta cuando la prosoidad es menor al 5% y la permeabilidad es menor a 1 milidarcy (mD).

Estados Unidos, Rusia, Pakistan, Alemania y la India son países que tienen una gran extracción hidrocarburos almacenados en areniscas compactas. Maldonado (2014) menciona como ejemplo al campo Pinedale, en la Cuenca Green River, Wyoming en Estados Unidos, donde se tienen reservas probadas de 20 a 25 billones de pies cúbicos de gas. Por otro lado, en México se tienen arenas compactas que contienen importantes volúmenes de gas en la Cuenca de Chicontepec.

12.6. Areniscas-lutitas bituminosas

De acuerdo con Vázquez (2017) las arenas-lutitas bituminosas son una mezcla de arena, arcilla, agua y bitumen o aceite pesado. En el caso de las lutitas bituminosas son arcillas, agua y bitumen, lo cual genera una composición muy pesada y viscosa.

La forma en que se explota este recurso depende de la profundidad a la que se encuentra, De acuerdo con Vázquez (2017) cuando se encuentran a menos de 60

metros de profundidad se realiza la extracción mediante la minería a cielo abierto, es decir, se necesitan grandes camiones y palas para su extracción y futura refinación. Por otro lado, cuando el yacimiento sobrepasa los 60 metros se realiza mediante un pozo vertical en el cual es inyectando vapor de agua en el subsuelo para disminuir la viscosidad y pueda recuperarse por bombeo hasta la superficie y luego poder ser refinado.

El bitumen aun no es hidrocarburo sino su precursor, es decir, cuando se acumula la materia orgánica y está sujeta a un aumento de presión y temperatura por sepultamiento, en primera instancia una fracción de la materia orgánica se transforma en kerógeno que es la fracción insoluble (grasas y ceras) y otra porción en bitumen que es la fracción soluble; si continua el aumento de presión y temperatura, estos componentes pasaran a ser hidrocarburos.

De acuerdo con Ariza (2016), una vez recolectado el bitumen se lleva a una planta para ser procesado (calentarlo) y así obtener un petróleo extrapesado, en donde dos toneladas de arenas bituminosas permiten producir un barril de petróleo.

De acuerdo con Maldonado (2014) en el año 2007 mediante el "Oil & gas journal" se establece que existen grandes volúmenes de este recurso en Arabia Saudita, quien ocupa en el primer puesto con reservas con 250 billones de barriles; Canadá ocupa el segundo puesto con 175 billones de barriles e Irán se sitúa en el tercer puesto con 125 billones de barriles. Canadá mediante el proyecto "Athabasca Oil Sands", suministra más del 10% de las necesidades de petróleo de ese país, planeándose aumentar la producción a más de 500,000 barriles por día.

Conclusiones

Este documento tiene la finalidad de ser una guía práctica con material bibliográfico actualizado y en español que aborde con rigurosidad los principales temas de geología relacionados con la ingeniería petrolera utilizando un lenguaje sencillo y práctico en conjunto de imágenes que puedan ejemplificar de manera simple los conceptos geológicos básicos y de aplicación a la Ingeniería Petrolera, ayudando a los estudiantes y profesionistas de ingeniería petrolera o cualquier área de Ciencias de la Tierra que tenga interés en temas de geología aplicada en proyectos petroleros.

La Geología es la ciencia que estudia cómo se formó el planeta Tierra y como ha sido su evolución, la estructura interna y externa, su composición geoquímica, su dinámica, sus procesos, componentes y estructuras que la conforman.

La geología es una de las ciencias básicas de mayor importancia, debido a que al estudiar cómo se formó el planeta Tierra, su evolución, su dinámica, los procesos que la conforman, sus componentes y estructuras, se pueden determinar áreas potenciales en las cuales se pueden realizar campañas de exploración y estudios más detallados para encontrar acumulaciones de algún recurso natural, como lo son los hidrocarburos (convencionales y no convencionales), los minerales, el agua subterránea, etc.

Se considera a la geología como una ciencia integral debido a que engloba diversos conceptos que están relacionados entre sí, por ejemplo, para un mayor entendimiento de la tectónica de placas, se debe tener en cuenta como son las capas del planeta desde el punto de vista de su composición química y su comportamiento geomecánico. En el caso de las rocas ígneas, su origen, su composición, textura, volumen y temperatura de formación, se pueden explicar a partir de los modelos postulados por la tectónica de placas.

Uno de los grandes retos para comenzar el estudio de geología, es al momento de dimensionar el tiempo, esto se debe a que el hombre está acostumbrado a una escala que está en función de la vida promedio de una persona, por lo que el tiempo se mide en segundos, minutos, días, años. En cambio, en Geología los procesos más importantes ocurren en millones de años (eras, periodos, etc).

Todos los temas descritos a lo largo del texto comprenden los conceptos básicos de geología y están ordenados de manera que se relacionan entre sí, por ejemplo,

para comprender los ambientes sedimentarios y los tipos de roca, se estudian los ambientes sedimentarios, sin embargo, es necesario tener un conocimiento previo de las características sedimentológicas y de los sistemas de depósito.

La formación de un ingeniero petrolero está enfocada a la perforación, caracterización y explotación eficiente y responsable de los yacimientos petroleros, sin embargo, para lograr una formación profesional integral y optimizar sus funciones dentro de la industria petrolera, es necesario tener un sólido conocimiento de ingeniería petrolera y conocimientos básicos de geología, geofísica y de otras disciplinas afines.

Para estudiar el sistema petrolero se deben tener conocimientos de sedimentología, geología estructural, tectónica de placas, geoquímica, termodinámica, etc. Con ese conocimiento, se puede saber, por ejemplo, cuáles son las potenciales rocas generadoras, almacenadoras o sello en un yacimiento petrolero convencional y no convencional.

Los yacimientos convencionales son los que componen de todos los elementos y procesos del sistema petrolero, es decir, cuentan con una roca generadora, una roca sello, roca almacenadora, trampa petrolera y los fluidos migraron de la roca generadora a una trampa o a la superficie, todo está en sincronía para que exista una acumulación de hidrocarburos.

Los yacimientos no convencionales se caracterizan por ser formaciones de roca con baja permeabilidad que requieren métodos diferentes a los convencionales para extraer los hidrocarburos almacenados, por ejemplo, fracturamiento hidráulico. Otra característica de este tipo de yacimiento es que se componen de aceite pesado, extrapesado o bitumen, además, no están asociados a una trampa petrolera y no pasan por la migración, es decir, la roca generadora también tiene la función de sello y almacenadora al mismo tiempo.

El conocer todos los elementos y procesos del sistema petrolero son fundamentales para la exploración de yacimientos convencionales, esto se debe a que se pueden interpretar las condiciones termodinámicas de formación de los hidrocarburos; se pueden establecer zonas potenciales de contener yacimientos de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos en una cuenca sedimentaria.

La exploración y explotación de hidrocarburos en México se realiza principalmente al oriente del país, en la planicie costera y en el Golfo de México, dado que son las

zonas donde están las cuencas sedimentarias preservadas; las demás zonas del país comprenden campos volcánicos o complejos metamórficos donde se tienen rocas que no se relacionan el sistema petrolero.

Para la caracterización de yacimientos petroleros, la perforación y la producción, se deben conocer la columna estratigráfica y las características petrofísicas de las rocas como la porosidad y permeabilidad, por lo cual, para tener una mayor comprensión y análisis de los elementos antes descritos, se deben de tener conocimientos básicos principalmente de sedimentología, estratigráfica y geología estructural.

Desde el inicio de la historia del hombre se han documentado diversos usos de los recursos naturales del subsuelo (petróleo, agua, minerales, etc.), los cuales se encontraban de una manera simple en comparación con la actualidad, por lo que, para abastecer la alta demanda de dichos recursos, se requiere de tener bases sólidas para realizar la exploración y explotación.

Referencias bibliográficas

- Aguirre, C. (2020). *Caracterización Geológica-Petrolera de la Cuenca Salina del Istmo*. Instituto Politécnico Nacional.
- Alegret, L., Meléndez, A., & Trallero, V. (2001). DIDÁCTICA DEL TIEMPO EN GEOLOGÍA: APUNTES EN INTERNET. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 9(3), 261–269.
- Al-Kubaisi, M., & Hussein, A. (2018). Geometry of Khalakan Anticline, Northeastern Iraq. *Tikrit Journal of Pure Science*, 23(2), 95–106. <http://main.tu-jo.com/ojs/index.php/TJPS/index>
- Anaya, R., Velázquez, D., Trejo, A., Romero, E., Espíndola, P., Elenes, C., & Ramírez, L. (2015). *Biblioteca Visual del Petróleo* (R. Anaya, Ed.; Segunda Edición). Instituto Mexicano del Petróleo (IMP).
- Arche, A. (2010). Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.
- Arellano, J., Llata, R., Carreón, M., Villarreal, J., & Morales, W. (2002). *Ejercicios de geología estructural* (Primera). Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ariza, J. L. (2016). *LA ESTRUCTURACION DE UN REGIMEN NORMATIVO UNIFORME PARA LA REGULACION DE LA EXPLORACION Y EXPLOTACION DE HIDROCARBUROS DE YACIMIENTOS NO CONVENCIONALES EN LA REPÚBLICA ARGENTINA*. Centro de Estudios de la Actividad Regulatoria Energética.
- Babín Vich, R. B., & Gómez Ortiz, D. (2010). Problemas de Geología Estructural 8. Fallas. *Reduca (Geología)*. *Serie Geología Estructural*, 2(1), 124–147.
- Barragán, R., Campos, E., Ferrusquía, I., López, I., & Tolson, G. (2010). Código Estratigráfico Norteamericano Por la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica Traducción al español. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117*.
- Basile, P. A. (2018). *TRANSPORTE DE SEDIMENTOS Y MORFODINÁMICA DE RÍOS ALUVIALES* (Primera Edición). Universidad Nacional De Rosario.
- Bjørlykke, K. (2015). Introduction to Petroleum Geology. In K. Bjørlykke (Ed.), *Petroleum Geoscience From Sedimentary Environments to Rock Physics* (Segunda Edición, pp. 1–30). Springer.

- Bonito, J., Medina, J., Morgado, M., Rebelo, D., Monteiro, G., Martins, L., & Marques, L. (2011). *LA NATURALEZA DEL TIEMPO Y SU COMPLEJIDAD: EL CASO DEL TIEMPO GEOLÓGICO-IMPLICACIONES EDUCATIVAS*. 78, 247–257.
- Cabrera, M., Jaramillo, A., & Santillán, N. (2016). DESCRIPCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS. In G. Silva & C. Mendoza (Eds.), *Trabajo geológico de campo*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Campuzano, S., Osete, M., Molina, A., Carmona, J., & Pavón, F. (2014). Aportaciones de la arqueología al estudio del campo magnético terrestre durante la Segunda Edad del Hierro. *Actas de Las Iv Jornadas de Jóvenes Investigadores Del Valle Del Duero*, 161–174. <http://zamoraprotohistorica.jim->
- Castellanos, A. (2022). *Tectónica de placas, qué son, tipos y desplazamientos*. <https://naturaleza.animalbiologia.com/geosfera/tectonica-de-placas>
- Centeno, E. (2018). *Tema 2 Interior de la Tierra*. Facultad de Ingeniería. UNAM.
- Cohen, K., Finney, S., & Gibbard, P. (2015). *Tabla Cronoestratigráfica Internacional*. Comisión Internacional de Estratigrafía (IUGS). [https://www.icgc.cat/es/Administracion-y-empresa/Servicios/Geologia/El-Tiempo-geologico-Tablas/Tabla-cronostratigrafica-internacional#:~:text=La%20Tabla%20cronostratigr%C3%A1fica%20internacional%20describe,tiempo%20relativas%20\(escala%20cronostratigr%C3%A1fica\)](https://www.icgc.cat/es/Administracion-y-empresa/Servicios/Geologia/El-Tiempo-geologico-Tablas/Tabla-cronostratigrafica-internacional#:~:text=La%20Tabla%20cronostratigr%C3%A1fica%20internacional%20describe,tiempo%20relativas%20(escala%20cronostratigr%C3%A1fica)).
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (n.d.-a). *ATLAS GEOLÓGICO CUENCA DE VERACRUZ*.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (n.d.-b). *ATLAS GEOLÓGICO CUENCA TAMPICO-MISANTLA*.
- Dana, J., & Hurlbut, C. (1959). *Manual de Mineralogía* (2da ed.). Reverte.
- Fernandes, A. (2021). *Elemento químico*. <https://www.todamateria.com/elemento-quimico/#:~:text=Caracter%C3%ADsticas%20de%20los%20elementos&text=Poseen%20el%20mismo%20n%C3%BAmero%20de,una%20gran%20cantidad%20de%20energ%C3%ADa>.
- Fernández, C., Camacho, M., Encarnación, G., & Alonso, F. (2011). MÉTODO β -STRESS PARA CORREGIR LA ORIENTACIÓN DE LOS EJES PRINCIPALES DEL ESFUERZO DETERMINADOS A PARTIR DEL ANÁLISIS POBLACIONAL DE SISTEMAS INCOMPLETOS DE FALLAS CON SIMETRÍA ORTORRÓMBICA. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 24, 85–99. <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>
- Fregenal, M., & Meléndez, N. (2010). Lagos y sistemas lacustres. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.

- García, F., & Garcés, P. (2012). *Panorama General de los Hidrocarburos No Convencionales*.
- García, J., Temiño, J., & Segura, M. (2010). Ambientes eólicos. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes*. Wiley-Blackwell.
- Griem, W. (2020). 5.11.8 Formación de Carbonatos.
<https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap05c-3.htm>
- Griem, W. (2020). *Introducción a la mineralogía como ciencia*.
<https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap02.htm>
- Grupo Materiales EAUCLM. (2012). *Las rocas metamórficas*.
<http://ellibrodelosmateriales.blogspot.com/2012/03/las-rocas-metamorficas.html>
- Hunt, J. M. (1996). *Petroleum Geochemistry and Geology* (2da edición). W. H. Freeman and Company.
- Klein, C., & Hurlbut, C. (2018). *Manual de Mineralogía Basado en la obra de J. Dana*. Reverte.
- le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., le Bas, M. J., Bonin, B., & Bateman, P. (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. (2nd edition). Cambridge University Press.
<https://www.researchgate.net/publication/234448684>
- Longoria, J. (2015). SHALE GAS-LOS YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS NO CONVENCIONALES: ORIGEN DEL SHALE GAS INVESTIGACIÓN. *EPISTEMUS*, 52–58.
www.epistemus.uson.mx
- Lorenzo, E., & Morato, A. (2018). *GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO* (Primera Edición). UPSE.
www.upse.edu.ec
- Loza, R. (2014). *CARACTERÍSTICAS E IMPORTANCIA ECONÓMICO-PETROLERA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS FORELAND, CON EJEMPLOS REPRESENTATIVOS*. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Magoon, L. B., & Dow, W. G. (1994). The Petroleum System. In L. B. Magoon & W. C. Dow (Eds.), *The Petroleum System - From Source to Trap* (pp. 3–24). AAPG Memoir 60.
- Maldonado, Y. (2014). "ACEITE EN LUTITAS (SHALE OIL) UN RECURSO NO CONVENCIONAL Y SU PERSPECTIVA EN MÉXICO." Facultad de Ingeniería UNAM.

- Maldonado, Y. (2022a). *Metamorfismo*. GEOLOGIAWEB.
<https://geologiaweb.com/rocas/metamorfismo/>
- Maldonado, Y. (2022b). *¿Qué es el magma?* GEOLOGIAWEB.
https://geologiaweb.com/rocas/magma/#Por_la_disminucion_de_la_presion_fusion_por_descompresion
- Maldonado, Y. (2022c). *Rocas ígneas, tipos, clasificación y ejemplos*. GEOLOGIAWEB.
<https://geologiaweb.com/rocas/rocas-igneas/>
- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., & Stankiewicz, A. (2011). La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*, 23(2), 36–47.
- Mclaughlin Jr, P. P. (2005). SEQUENCE STRATIGRAPHY. In Richard C. Selley, L. Robin M., & Cocks and Ian R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology: Vol. One* (pp. 159–173). Elsevier Ltd.
- Mendoza, C., & Campos, E. (2016a). ANÁLISIS DE FACIES. In G. Silva & C. Mendoza (Eds.), *Trabajo geológico de campo*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Mendoza, C., & Campos, E. (2016b). IDENTIFICACIÓN BÁSICA DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS POR MEDIO DE EVIDENCIAS DE CAMPO. In G. Silva & C. Mendoza (Eds.), *Trabajo geológico de campo*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Méndez, G. (2019). *Aplicación del modelado del sistema petrolero para el análisis de presión de poro y régimen de esfuerzos en la provincia salina del Bravo, México*. Facultad de Ingeniería UNAM.
- Mendoza, C., Campos, E., & Silva, G. (2016). MEDICIÓN DE UNA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA. In G. Silva & C. Mendoza (Eds.), *Trabajo geológico de campo*.
- Minería en línea. (2022). *Pirita*. https://mineriaenlinea.com/rocas_y_minerales/pirita/
- Morán, D. (2019). *Nuevos paradigmas en el estudio de la evolución de la Tierra (Dante)*. Youtube. https://www.youtube.com/watch?v=MyoTcQcHu_E
- Mottana, A., Crespi, R., & Liborio, G. (2003). *Minerales y rocas* (3ra ed).
- Navarrete, E. (2017). *Figura 4*. ResearchGate.
https://www.researchgate.net/figure/Figura-44-Clasificacion-de-Ambientes-Sedimentarios-Tomada-de-INTERNET_fig14_320354917
- Néquiz, M., & Robles, P. (2014). *SISTEMA DE TERMINACIÓN MULTIETAPAS EN UN POZO DEL ÁREA DE CHICONTEPEC*. Facultad de Ingeniería UNAM.

- Oropeza, R., & Leal, F. (2018). *Consumo hídrico en los procedimientos de fracturamiento hidráulico y sus implicaciones en el desarrollo de plays de shale oil/gas*. Facultad de Ingeniería UNAM.
- Padilla Y Sánchez, R. J. (2021). Capítulo 5. Pliegues. Nomenclatura y clasificación. In *GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Métodos Modernos* (pp. 33–51). UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO FACULTAD DE INGENIERÍA DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA.
- Ramos, H. (Coord.), Zinat, D. (Coord.), Ramírez, T. (Coord.), Ramírez, H., González, L., Rodríguez, R., Guevara, A., Sartori, J., & Gutiérrez, J. (2008). *Registros geofísicos en México* (1ra Tomo 1).
- Rodríguez, J., & Arche, A. (2010). Deltas. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.
- Rodriguez, X. (n.d.). *Silicio, átomo, Modelo De Bohr*. Pinterest. Retrieved June 19, 2022, from <https://www.pinterest.com.mx/pin/798755683895467931/?mt=login>
- Santamaría, D. (2021). El modelado de los sistemas petroleros: una revisión. In C. Bartolini, J. Rosenfeld, B. García, & L. Valencia (Eds.), *Revista Maya de Geociencias* (pp. 7–45).
- Schlager, W. (2005). *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Schlumberger. (2022a). *Estratigrafía secuencial*. Oilfield Glossary. https://glossary.oilfield.slb.com/es/terms/s/sequence_stratigraphy
- Schlumberger. (2022b). *gravedad API*. Schlumberger Energy Glossary. https://glossary.slb.com/es/terms/a/api_gravity
- Schlumberger. (2022c). *Permeabilidad*. <https://glossary.slb.com/es/terms/p/permeability#:~:text=La%20permeabilidad%20efectiva%20es%20la,yacimiento%20de%20gas%2Dagua>.
- Schlumberger. (2023). *Sección sísmica*. Energy Glossary En Español. https://glossary.slb.com/es/terms/s/seismic_section#:~:text=Una%20representaci%C3%B3n%20de%20datos%20s%C3%ADsmicos,profundidad%20en%20el%20eje%20y
- Serrano López, G. (2020). *Revisión de la estratigrafía y estructura del pull-apart de Ixtapa, Chiapas*. Facultad de Ingeniería UNAM.

- Servicio Geológico Mexicano. (2017). *Tectónica de Placas*.
<https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html>
- Silva, G., Mendoza, C., & Campos, M. (2016). *Elementos de cartografía geológica*. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería UNAM.
- Siobhan, M. (2018). *2.1 Bonding and Lattices*. A Practical Guide to Introductory Geology.
<https://openeducationalberta.ca/practicalgeology/chapter/2-1-bonding-and-lattices/>
- Sopeña, A., & Sánchez, Y. (2010). Los sistemas aluviales. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.
- Spikermann, J. (2010). *Elementos de Geología General* (1a ed.). Fundación de Historia Natural.
- Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra Una introducción a la geología física* (8va.). Prentice Hall / Pearson.
- Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). *Petroleum formation and occurrence: Vol. Second Revised* (Enlareded Edition). Springer Verlag.
- Torres, F. (2015). El Universo y el Sistema Solar. *Geoaprende*. www.geoaprendo.com
- Trigo, J. M. (2010). El origen del Sistema Solar revelado del estudio de meteoritos primitivos y partículas cometarias. *FISICA PARA TODOS*.
- Urrutia, J., & Pérez, L. (2015). Estructura interna y composición de la Tierra. *La Química: El Funcionamiento Del Universo, Los Seres Vivos y Las Actividades Humanas*.
- U.S Energy Information Administration (eia). (2013). *Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States*. www.eia.gov
- Vassallo, L. (2008). *YACIMIENTOS MINERALES METALICOS* (4ta ed.). Centro de Geociencias, UNAM Querétaro, MEXICO.
- Vázquez, A. (2017). *Hidratos de metano en México*. Facultad de Ingeniería UNAM.
- Vazquez, J. (2019). *ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LOS YACIMIENTOS NO CONVENCIONALES*. Escuela superior de Ingeniería y Arquitectura Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán IPN.
- Venancio, N. (2011). *Metamorfismo de impacto*. Ciências Naturais.
<http://cienciasdonuno.blogspot.com/2011/06/metamorfismo-de-impacto.html>
- Vera, Juan. (1994). *Estratigrafía: principios y métodos*. Rueda.

- Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B., & Rey, D. (2010). Estuarios, rías y llanuras intermareales. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS.
- WEC México. (2009). Provincias petroleras de México. *WEC México*.
- Wicander, R., & Monroe, J. (2000). *Fundamentos de Geología* (Thomson).
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Segunda). Pearson.
- Yagual, L. (2015). El origen de la Tierra. *Geoaprende*. www.geoaprendo.com