



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

APUNTES DE LOS TEMAS: CONCEPTOS  
SEDIMENTOLOGICOS Y CONCEPTOS ESTRATIGRAFICOS  
DE LA ASIGNATURA GEOLOGIA DE YACIMIENTOS DE  
FLUIDOS.

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:  
INGENIERO GEOLOGO  
PRESENTA:  
WENDY VANESSA MORALES BARRERA



DIRECTOR DE TESIS: ING. JAVIER ARELLANO GIL

MEXICO, D. F.

2002

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-930

**SRITA. WENDY VANESSA MORALES BARRERA**  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Javier Arellano Gil y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**APUNTES DE LOS TEMAS: CONCEPTOS SEDIMENTOLOGICOS Y CONCEPTOS  
ESTRATIGRAFICOS DE LA ASIGNATURA GEOLOGIA DE YACIMIENTOS DE  
FLUIDOS**

- I INTRODUCCION
- II CONCEPTOS SEDIMENTOLOGICOS
- III CONCEPTOS ESTRATIGRAFICOS
- IV CONCLUSIONES  
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Cd. Universitaria, D. F., a 17 de julio de 2001

EL DIRECTOR

**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**

GFB\*RLLR\*gtg

*"Nuestras fértiles llanuras están hechas con las ruinas de las montañas."*

**James Hutton**

*"La Geología, como toda la Ciencia, está hecha por hombres que se esfuerzan y que, con mucha frecuencia, se equivocan".*

**F. Anguita**

*"Se dedican a trepar colinas y bajar valles, golpeando y rompiendo piedras con unos martillos como los de los peones camineros, para descubrir cómo se hizo el mundo."*

**Walter Scott**

*"Trepamos montañas y dinamitamos laderas para encontrarlos. Los excavamos, los hendimos, los cincelamos, los dibujamos y los disecamos, esforzándonos por arrebatarnos sus secretos. Los detestamos y los maldecimos por su abominable intransigencia. Son pequeños seres mugrientos de un fondo marino de 530 m.a. de antigüedad, pero los saludamos con admiración reverente porque son los Viejos, y están tratando de decirnos algo."*

**Stephen J. Gould**

*"El principal cometido del geólogo es reconocer la existencia de un fenómeno antes de intentar explicarlo."*

**B. M. Keilhau**



## **AGRADECIMIENTOS**

*Agradezco profundamente a mi madre y a mi padre por su apoyo durante todo este tiempo, esperando que con este trabajo vean culminado uno de sus sueños.*

*Una mención especial a mi gran amiga y hermana Tania I. Morales Barrera por soportarme durante la realización de este trabajo y por sus grandes y acertados consejos.*

*A mi novio y amigo José Luis, por su interminable paciencia y apoyo en todo momento.*

*A mi gran amigo Claudio que sin su apoyo en momentos importantes de mi vida no hubiese podido realizar este trabajo.*

*A mi amigo Juan Carlos por la paciencia de enseñarme y compartir sus amplios conocimientos en Auto Cad.*

*A mi Gran amiga Laura, esperando seguir compartiendo grandes momentos de nuestras vidas.*

*Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial a la Facultad de Ingeniería; por darme la oportunidad de realizar una carrera universitaria.*

*A todos los profesores de la Facultad de Ingeniería que con gusto me transmitieron sus conocimientos.*

*A los profesores(as): Claudia Mendoza, María de la Paz, Javier Arellano, Alberto Arias, y Emiliano Campos por su tiempo en la revisión de este trabajo y por sus comentarios que mejoraron esta tesis.*

*Al M. C. José Luis Sánchez por sus comentarios y recomendaciones que enriquecieron y mejoraron esta tesis.*

# INDICE

<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>OBJETIVO.....</b>	<b>2</b>
<b>MÉTODO DE TRABAJO.....</b>	<b>3</b>
<b>CÁPITULO 1 CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS.....</b>	<b>4</b>
<i>Introducción .....</i>	<i>4</i>
<i>Objetivo.....</i>	<i>5</i>
<i>1.1.Ciclo sedimentario.....</i>	<i>6</i>
<i>1.2 Dinámica de la sedimentación.....</i>	<i>9</i>
1.2.1 Intemperismo.....	10
1.2.2 Erosión.....	16
1.2.3 Transporte.....	17
1.2.4 Depósito.....	23
<i>1.3 Sedimentos detríticos y rocas asociadas.....</i>	<i>26</i>
1.3.1 Sedimento.....	26
1.3.2 Tipos de sedimentos.....	26
1.3.3 Madurez de los sedimentos.....	27
1.3.4 Diferencias entre sedimentos carbonatados y sedimentos siliciclásticos.....	29
1.3.5 Origen y clasificación genética de las rocas sedimentarias.....	29
1.3.6 Textura de las rocas sedimentarias.....	31
1.3.7 Rocas sedimentarias detríticas.....	34
1.3.8 Textura de rocas sedimentarias detríticas.....	35
1.3.9 Clasificación de las rocas sedimentarias detríticas.....	35
1.3.10 Conglomerados.....	36
1.3.11 Areniscas.....	37
1.3.12 Limolitas y lutitas.....	40
<i>1.4 Sedimentos químicos y rocas asociadas.....</i>	<i>42</i>
1.4.1 Rocas sedimentarias químicas.....	42
1.4.2 Textura de las rocas químicas o no clásticas.....	42
1.4.3 Clasificación de las rocas químicas o no clásticas.....	44
1.4.4 Grupo de rocas calcáreas.....	44
1.4.5 Grupo de rocas evaporíticas.....	49
1.4.6 Grupo de rocas silíceas.....	49
1.4.7 Grupo de rocas carbonosas.....	51
1.4.6 Grupo de rocas ferruginosas.....	52
1.4.7 Grupo de rocas fosfáticas.....	53
<i>1.5 Facies.....</i>	<i>55</i>
1.5.1 Facies en su acepción abstracta y concreta.....	57

1.5.2 Tipos de Facies.....	58
1.5.3 Categorías de las facies y los cambios de facies.....	59
1.5.4 Características de las Facies.....	61
1.5.5 Asociaciones de facies y secuencia de facies.....	62
1.5.6. Ley o regla de Walter.....	65
1.5.7 Modelos de facies.....	65
1.5.8 Metodología del análisis de facies.....	66
1.5.9 Relación entre medio sedimentarios, procesos y facies.....	68
<b>1.6 Estructuras Sedimentarias.....</b>	<b>70</b>
1.6.1 Clasificación de las Estructuras Sedimentarias.....	70
1.6.2 Estructuras primarias inorgánicas.....	71
1.6.3 Estructuras orgánicas.....	78
1.6.4 Estructuras secundarias (Químicas).....	79
<b>1.7. Ambiente sedimentario.....</b>	<b>82</b>
1.7.1 Carácter de los Ambientes sedimentarios.....	83
1.7.2 Clasificación de los Ambientes sedimentarios.....	84
<b>1.8 Diagénesis.....</b>	<b>94</b>
1.8.1 La sedimentogénesis y la metagénesis.....	94
1.8.2 Etapas de la diagénesis y la catagénesis.....	95
1.8.3 Procesos diagenéticos.....	98
1.8.4 Factores que controlan los procesos diagenéticos.....	104
1.8.4 Efectos de la diagénesis en las propiedades de los sedimentos.....	104
<i>Resumen.....</i>	<i>106</i>
<i>Ejercicios.....</i>	<i>106</i>
<i>Lecturas adicionales.....</i>	<i>115</i>
<i>Bibliografía básica.....</i>	<i>116</i>
<i>Apéndice.....</i>	<i>117</i>
<b>CAPITULO 2 CONCEPTOS ESTRATIGRÁFICOS.....</b>	<b>125</b>
<i>Introducción.....</i>	<i>125</i>
<i>Objetivo.....</i>	<i>125</i>
<b>2.1 Definiciones y conceptos básicos.....</b>	<b>126</b>
2.1.1 La Estratigrafía.....	126
2.1.2 Objetivos de la estratigrafía.....	126
2.1.3 El Estrato y la lámina.....	129
2.1.4 Estratificación y laminación.....	132
<b>2.2 Principios estratigráficos.....</b>	<b>134</b>
2.2.1 Principios de la estratigrafía.....	134
2.2.2 Principio de superposición.....	134
2.2.3 Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.....	135
2.2.4 Principio de uniformismo o actualismo.....	136

2.2.5 Principio de la simultaneidad de eventos.....	137
2.2.6 Principio de la sucesión faunística o de la correlación.....	137
2.2.7 Principio de intersección ó corte y truncamiento.....	138
<b>2.3 Discordancias.....</b>	<b>139</b>
2.3.1 Relaciones verticales de los cuerpos de roca.....	139
2.3.2 Relaciones concordantes (con paralelismo).....	139
2.3.3 Relaciones discordantes (sin paralelismo).....	140
2.3.4 Discontinuidades sin paralelismo o con discordancia.....	141
2.3.5 Discordancias (Discontinuidades) con paralelismo o concordancia.....	144
2.3.6 Continuidades con paralelismo (Concordancia).....	146
2.3.7 Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios marinos y continentales.....	147
2.3.7 Criterios de reconocimiento de disconformidades.....	151
<b>2.4 Relaciones Mar-Tierra.....</b>	<b>153</b>
2.4.1 Regresión.....	154
2.4.2 Transgresión.....	154
2.4.3 Progradación, retrogradación y agradación.....	155
<b>2.5 Correlación Estratigráfica.....</b>	<b>158</b>
2.5.1 Correlación Estratigráfica.....	158
2.5.2 Tipos de correlación.....	160
2.5.3 Métodos de correlación.....	160
<b>2.6 Unidades Estratigráficas.....</b>	<b>165</b>
2.6.1 Unidades Estratigráficas.....	165
2.6.2 Tipos de Unidades Estratigráficas.....	166
2.6.3 Categorías materiales basadas en el contenido o en los límites físicos.....	167
2.6.4 Categorías que expresan o que se relacionan con la edad geológica.....	174
<b>2.7 Los Fósiles y la Estratigrafía.....</b>	<b>176</b>
2.7.1 Fósil y fosilización.....	176
2.7.2 Los procesos de fosilización.....	177
2.7.3 Fósiles guías.....	180
2.7.4 Los fósiles y su importancia en la Estratigrafía.....	183
<b>2.8 Estratigrafía y Tiempo Geológico.....</b>	<b>185</b>
2.8.1 Línea del tiempo Geológico-evolutiva.....	187
<b>Resumen.....</b>	<b>192</b>
<b>Ejercicios.....</b>	<b>195</b>
<b>Lecturas adicionales.....</b>	<b>206</b>
<b>Bibliografía básica.....</b>	<b>207</b>

<i>Apéndice</i> .....	208
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>211</b>
<b>RECOMENDACIONES</b> .....	<b>212</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>214</b>
<b>APÉNDICE</b> .....	<b>218</b>

## INTRODUCCIÓN

El presente trabajo representa el resultado de las actividades académicas que realicé en la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, en el Departamento de Petróleo y Geohidrología, primero como parte de mi servicio social y posteriormente como ayudante de profesor en la asignatura de Geología de Yacimientos de Fluidos.

Este trabajo se elaboró como material didáctico de apoyo para la impartición de la asignatura Geología de Yacimientos de Fluidos, con clave 1632, dentro del plan de estudios de la Carrera de Ingeniería Petrolera. Únicamente se desarrollaron los dos primeros temas del programa de la Asignatura, los cuales son: Conceptos Sedimentológicos, que corresponde al primer tema y Conceptos Estratigráficos, que corresponde al segundo.

Cada uno de los temas se desarrollo como un capítulo de esta tesis en donde el tema de **"Conceptos Sedimentológicos"** corresponde al primer capítulo y el segundo capítulo al de **"Conceptos Estratigráficos"**.

Cada capítulo sé subdividido de la siguiente forma:

- Introducción.
- Objetivo específico del tema.
- Temas.
- Subtemas.
- Resumen del capítulo.
- Ejercicios.
- Lecturas adicionales.
- Bibliografía básica.
- Apéndice.

Con el fin de que el alumno tenga una idea general de lo que abarcará el capítulo se realizó una introducción y se estableció el objetivo al que se debe llegar.

Cada tema se desarrolló ampliamente, ya que se considero que los alumnos no tienen antecedentes suficientes sobre éstos; y con el fin de concretar puntos específicos se subdividieron en subtemas. El resumen hace referencia a lo más importante de cada uno de los temas vistos en el capítulo.

Con el fin de mejorar el proceso de enseñanza-aprendizaje, se proponen una serie de ejercicios y lecturas adicionales a los apuntes para que se reafirmen los conocimientos adquiridos. Se sugiere una bibliografía básica en donde los temas y subtemas pueden ser abordados por los alumnos de manera más específica. Al final de cada capítulo se incluye un apéndice, con una serie de fotografías y tablas que tratan de ejemplificar lo mas representativo de los subtemas tratados.

Para ilustrar aspectos importantes, en cada capítulo se incluyen tablas, fotografías, dibujos e imágenes, las cuales fueron tomadas de libros, revistas y paginas de Internet.

Al final de la tesis se incluye el temario de la asignatura al cual se le hacen algunas recomendaciones con el fin de mejorarlo.

## **Objetivos**

1. El objetivo principal de este trabajo es contar con material didáctico de calidad en las áreas de Sedimentología y Estratigrafía, de la Asignatura "Geología de Yacimientos de Fluidos"; y que el material diseñado sea una guía para el desarrollo del programa, así como de otras asignaturas afines.
2. Que los alumnos de la asignatura de Geología de Yacimientos de Fluidos dispongan de material actualizado y en español de los temas: Conceptos Sedimentológicos y Conceptos Estratigráficos.



## Método de trabajo

Para el desarrollo del presente trabajo se llevaron a cabo diferentes actividades, las cuales se dividieron en tres etapas principales:

- a) *Etapa preliminar (recopilación y análisis)*. Esta etapa consistió en la recopilación bibliográfica de diversas fuentes de información; se revisaron libros, revistas científicas, paginas de Internet y artículos. La cual posteriormente fue minuciosamente seleccionada y analizada. De igual forma se recopilaron, seleccionaron y analizaron esquemas, diagramas y fotografías que contribuyen al mejor entendimiento de los temas.
- b) *Etapa intermedia (síntesis)*. Al termino de la selección y análisis de la información está fue sintetizada; obteniéndose textos con contenidos representativos de cada subtema; también se elaboraron esquemas y diagramas.
- c) *Etapa final (escritura)*. Se desarrollaron cada uno de los subtemas, cuidando de que el contenido de los textos fuera claro y completo. Posteriormente se incluyeron los esquemas seleccionados e incluso algunos se diseñaron de acuerdo a lo se quería ilustrar. Por último se elaboraron una serie de ejercicios con base en los temas desarrollados.

## **CAPÍTULO I “CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS”.**

La superficie de la Tierra es sorprendentemente dinámica, cambia por múltiples procesos a lo largo del tiempo. Existen procesos endógenos formadores de montañas, y sus opuestos que mueven continuamente material desde las zonas de mayor elevación a zonas de menor elevación. Estos últimos procesos son el intemperismo, la erosión y el transporte, los cuales junto con la acumulación o depósito dan origen a la formación de sedimentos los que posteriormente forman las rocas sedimentarias.

Las características de una roca sedimentaria quedan determinadas por las partículas que contiene. Características como el tamaño y la forma del grano o la presencia de fósiles pueden ayudar a clasificar este tipo de rocas. La descripción, clasificación e interpretación dependerá por lo tanto de las características físicas y químicas de los sedimentos que las componen, por ejemplo: las rocas sedimentarias detríticas están constituidas por fragmentos de rocas más antiguas que pueden estar situadas a cientos de kilómetros, esas rocas se fragmentaron debido a la lluvia, la nieve o el hielo, y las partículas resultantes son arrastradas y depositadas. Las rocas sedimentarias químicas se forman a partir de minerales disueltos en el agua cuando el agua se evapora o se enfría, los minerales disueltos precipitan y forman importantes acumulaciones que al litificarse forman rocas de origen químico. En ocasiones se pueden mezclar con sedimentos detríticos.

La acumulación de los sedimentos ocurre en una parte de la superficie terrestre, la cual se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes, a este sitio de acumulación y se le conoce como ambiente sedimentario. En ocasiones es muy difícil diferenciar un ambiente de otro, pero gracias a la naturaleza de las rocas sedimentarias, las cuales contienen en su interior un registro de las condiciones del depósito, podemos hacer una reconstrucción del paleoambiente. Estas evidencias quedan registradas en las facies, las que corresponden con cuerpos de roca caracterizados por una particular combinación de litología, estructuras físicas y biológicas que imparten un aspecto diferente del

cuerpo de rocas infrayacente, suprayacente o lateralmente equivalente. Es importante considerar que estas evidencias pueden verse modificadas cuando la roca experimenta el proceso de diagénesis.

**Objetivo:**

El alumno explicará los procesos que dan lugar a la formación de sedimentos, los cambios que sufren las partículas desde su origen hasta que se depositan. Reconocerá e interpretará los ambientes sedimentarios.

### 1.1.Ciclo sedimentario.

La Tierra es un sistema natural, en donde interactúan muchos subsistemas interrelacionados formando un todo complejo. El ciclo de las rocas (*Fig. 1.1.1*) es uno de estos subsistemas, el cual nos permite conocer y examinar muchas de las relaciones entre las diferentes partes del planeta. El ciclo de las rocas determina cuál de los tres tipos de rocas se formará, y es muy útil para:

- Conocer el origen y los cambios que experimentan las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, bajo diversas condiciones.
- Comprender los procesos que ocurren en el interior y exterior de la Corteza Terrestre.
- Entender las relaciones de los distintos ambientes con cada tipo de roca y su vinculación con otros procesos que actúan sobre y dentro del planeta.

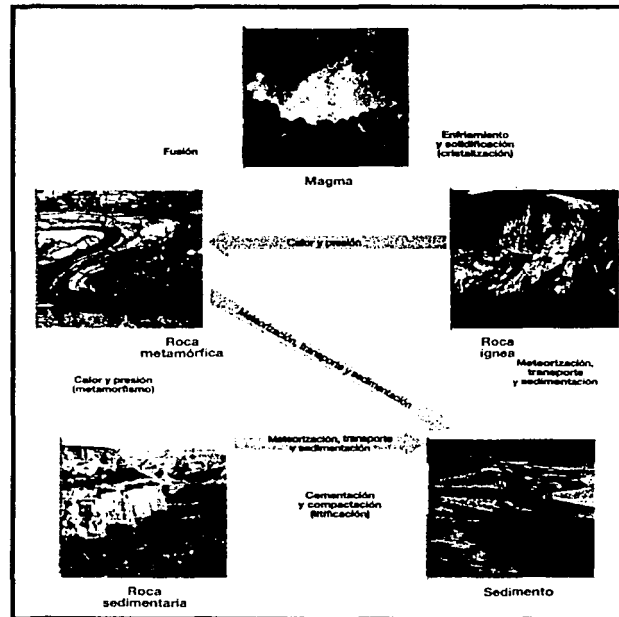


Figura 1.1.1- El Ciclo de las rocas ilustra el papel de los diversos procesos geológicos que actúan para transformar un tipo de roca en otro. Tomada de E.J. Tarbuck et al. (1999).



- Determinar el mecanismo o mecanismos de dispersión de los sedimentos formados, estableciendo el sector donde los sedimentos se han esparcido.
- Interpretar la dirección, la distancia y los mecanismos de transporte.
- Interpretar y reconstruir el Ambiente de depósito.
- Determinar los cambios y modificaciones a que han estado sometidos los sedimentos después de ser depositados (diagénesis), inclusive cambios internos físicos y químicos que conducen a la litificación.
- Interpretar la evolución de la corteza, es decir los ciclos de larga duración que puedan dar un indicio de la evolución física y química de la corteza terrestre.

## 1.2 Dinámica de la sedimentación.

Las rocas que hoy vemos en la superficie de la tierra como afloramientos rocosos o directamente debajo de los suelos, pueden haberse formado en ambientes y posiciones muy diferentes de aquellas en las que se encuentran en la actualidad.

Para la formación de sedimentos que posteriormente al litificarse se transforman en rocas sedimentarias se identifican cuatro fases principales: **el intemperismo, la erosión, el transporte, y el depósito ó acumulación** (Fig. 1.2.1); estos son procesos de tipo **exógeno** que en conjunto caracterizarán un producto final específico: un tipo de sedimento que posteriormente formará una roca sedimentaria química o clástica. Estos procesos conducen a la transformación química y física de los materiales de la corteza terrestre a través del tiempo geológico, solamente algunos de estos procesos (aquellos que ocurren en la superficie de nuestro planeta) son directamente observables, los demás son producto de la interpretación de lo ocurrido en distintas paleo-cuencas sedimentarias.

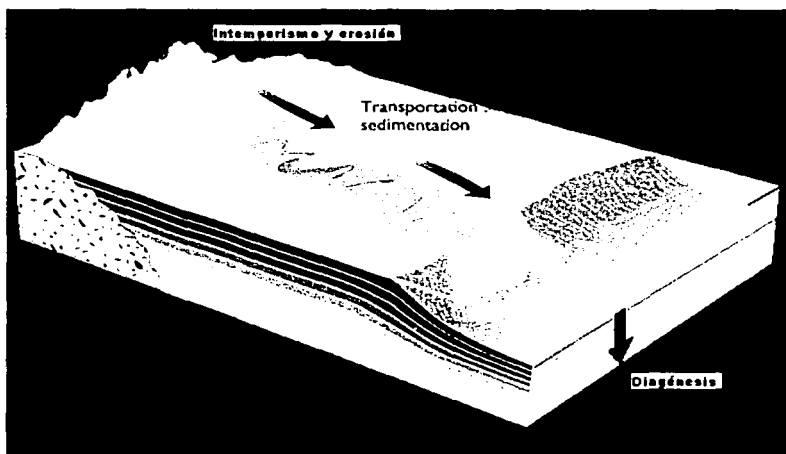


Fig.1.2.1 Procesos exógenos que dan origen a las rocas sedimentarias. Tomada de Prees y Siever et al. (1998).

A continuación se describen las principales características de las fases antes mencionadas:

### 1.2.1 Intemperismo.

Todas las rocas que por alguno o algunos procesos geológicos quedan expuestas en la superficie de la Tierra interactúan con la atmósfera, la hidrósfera y la biosfera. Como resultado de esta interacción las diferentes especies minerales que conforman las rocas expuestas se desestabilizan produciéndose un conjunto de cambios físicos y químicos que agrupamos bajo el nombre de **intemperismo**.

Estas reacciones de alteración (intemperismo) son de equilibrio y pueden expresarse de la siguiente forma:

- Los **Residuos Sólidos** son minerales individuales, o grupos de minerales, óxidos, hidróxidos y/o materiales amorfos que pueden abandonar el ambiente donde se encuentran si existe algún agente de transporte que los llevará a la cuenca sedimentaria.
- Los **Coloides** son partículas muy pequeñas (algunas micras) de sustancias diversas que permanecen suspendidas en el agua en función de su composición, de la tensión superficial, de la viscosidad del agua, de la velocidad y de la carga eléctrica de las partículas; poseen cierta facilidad para precipitar cuando cambian algunas de las condiciones anteriores y así abandonar la corriente.
- Los **Iones** son radicales que se disocian de las rocas cuando se disuelven, son los más móviles (en agua), aunque algunos de ellos pueden permanecer retenidos por fuerzas electrostáticas de las arcillas y otros compuestos.

Los **agentes de intemperismo** son aquellos que actúan sobre los minerales primarios para dar lugar a algún producto de descomposición: coloides, iones o a fragmentos pequeños por disgregación. Sin embargo, estos agentes no actúan de forma aislada ni discontinua en las distintas reacciones que se



producen, actúan sobre las rocas movilizándolo o inmovilizándolo alguna de las fases creadas (Tabla 1.2.1).

FORMA DE INTEMPERISMO	EJEMPLOS
FÍSICA	Cambios bruscos de temperatura. Acción mecánica de fluidos: aire, agua, hielo. Acción de la gravedad.
BIOLÓGICA	Acción de cuña de raíces. Producción de ácidos orgánicos.
QUÍMICA	Disolución. Hidratación. Oxidación.

Tabla 1.2.1 Formas de intemperismo y algunos ejemplos.

Tradicionalmente se han diferenciado los siguientes agentes de intemperismo:

- *El intemperismo Físico* se debe principalmente a cambios físicos asociados al clima y a la acción de la presión litostática; puede ocurrir disgregación de la roca por variaciones de temperatura, heladas, insolaciones o pérdida de carga (Fig. 1.2.2).

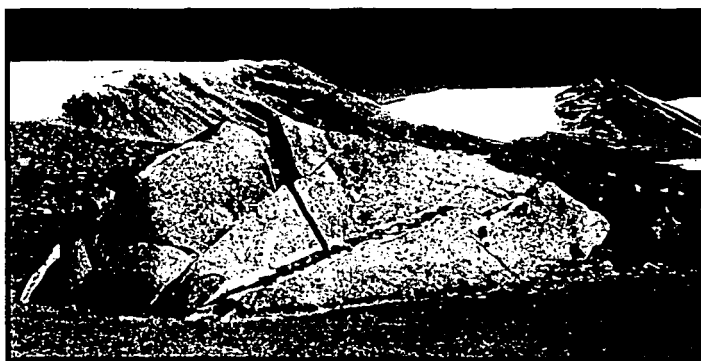


Fig.1.2.2 El agua se introduce en las microfracturas de la roca y cuando se congela se expande, ejerciendo un esfuerzo lo bastante grande para romper la roca. Cuando la roca experimenta este tipo de intemperismo, se rompe en fragmentos cada vez más pequeños, que conservan cada uno las características del material original. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

- *El intemperismo Biológico* se origina por procesos orgánicos causados por la acción de algunas plantas y/o animales que provocan cambios en las rocas;

reúnen caracteres tanto físicos (acción de raíces, organismos del suelo, etc.) como químicos (bioquímicos) producidos por la solución de materiales y por la acción de bacterias, ácidos húmicos, etc. (Fig. 1.2.3).



Fig.1.2.3 Algunas raíces de vegetales mayores crecen entre las fracturas de las rocas en busca de nutrientes y agua; conforme crecen, incrementan el tamaño de la fractura y resquebrajan la roca.

➤ *El intemperismo Químico* disgrega la estructura cristalina por solubilización.

Los cuatro grandes agentes de la meteorización química son:

- El *agua*, que actúa simultáneamente como reactante y como solvente de los productos de reacción. Los minerales formados por sales, carbonatos y sulfatos de calcio sufren este proceso.
- El *Dióxido de carbono*( $CO_2$ ) actúa como ácido débil disuelto en agua, por lo que favorece la disolución.
- El *Oxígeno*, es el agente de meteorización que degrada todas las especies susceptibles de oxidación, con este agente se añade oxígeno a la molécula (Fig. 1.2.4).
- La *Biota*, acelera todos los procesos de meteorización, puesto que utiliza ácidos orgánicos biofloculantes y procesos diversos para alterar las rocas; este proceso es muy efectivo en climas húmedos.

Todos estos agentes funcionan en conjunto complementándose, condicionándose y determinándose mutuamente. De las condiciones generales del ambiente (clima, topografía, etc.) y de las características propias de los

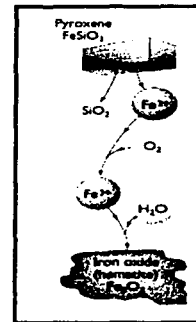
minerales o rocas dependerá que uno u otro mecanismo tenga mayor incidencia relativa.

**Fig.1.2.4**

**El piroxeno contiene fierro, el cual se disuelve liberando moléculas de óxido de silice y hierro ferroso en la solución.**

**El hierro ferroso es oxidado por moléculas de oxígeno para forma hierro férrico.**

**El hierro férrico se combina con agua para precipitarse en un sólido en forma de óxido de fierro en la solución. Tomada del Understanding Earth; Preez y Siever et al. 1998.**



La mayor o menor facilidad de descomposición de los minerales en la superficie terrestre dependerá principalmente de dos tipos de factores: **los de capacidad y los de intensidad.**

➤ **Factores de Capacidad:** son factores propios y específicos de cada mineral (intrínsecos), los más importantes son los estructurales y los químicos:

- *Factores estructurales.*- Se refiere al tipo estructura, a la densidad de empaque de la red cristalina y a los clivajes.
- *Factores químicos.*- Se refiere a la composición química y a la movilidad relativa de cationes, al grado de hidratación y al estado de oxidación de los iones.

Los factores estructurales dependen de la temperatura de formación de los minerales implicados, y más específicamente de la fuerza de enlace entre los diferentes iones que componen la red cristalina.

➤ **Factores de Intensidad:** son característicos del ambiente en el que se produce la alteración, controlando el proceso de meteorización y el grado e intensidad del mismo, estos factores son el drenaje, el clima, la topografía,

la naturaleza de las rocas y la vegetación. A continuación se describen sus principales características

- **Drenaje.**- Tomando en cuenta que casi todos los procesos de intemperismo ocurren en medio acuoso, el tiempo que el agua está en contacto con los minerales regula la alterabilidad de éstos. El agua transportará en solución variadas sustancias y desalojará los productos generados por la alteración, manteniendo en funcionamiento la meteorización y bajando el pH del agua. Las condiciones ideales para la alteración de minerales es cuando el agua es abundante y el drenaje es moderadamente bueno. Una vez que el agua va penetrando en el subsuelo se carga de cationes y su pH se vuelve más alcalino, por lo que las reacciones de alteración se hacen menos importantes. Por otro lado, el drenaje está estrechamente vinculado con la topografía, el tipo de roca, el clima y la precipitación pluvial.
- El **Clima** incide sobre las características e intensidad del proceso de intemperismo por dos parámetros fundamentales: precipitación y temperatura. La velocidad de las reacciones químicas se multiplica por 2 ó 3 cada 10° de aumento de temperatura (ley de VAN'T HOFF), siendo esta una de las razones de la alta agresividad de los climas tropicales en los que casi todos los silicatos son inestables. Con relación al tipo de relieve, se puede decir que en las zonas bajas, bajo la acción de clima cálido y húmedo, la descomposición química es el proceso dominante. En zonas abruptas irregulares, frías y secas domina la desintegración. Significa que en climas más cálidos y húmedos más rápidamente progresa la meteorización.
- **La Topografía** actúa condicionando el clima y el drenaje, ya que esta es muy variada en altitud, topoformas, pendientes y tipos de rocas. Los agentes endógenos son los que crean el relieve y los agentes exógenos son los que tienden a nivelarlo.

- **Naturaleza de las rocas.**- Fundamentalmente su mineralogía y textura condicionan una descomposición o desintegración rápida o lenta. Una roca puede estar formada por minerales estables, metaestables o una combinación de ambos.
- **Vegetación.**- La acción mecánica de las raíces, acción química en proximidades de las raíces (descenso de pH y suministro de CO<sub>2</sub>), productos resultantes de la degradación de la materia orgánica en el suelo, regulación sobre la precipitación y regulación sobre la erosión, son factores que influyen en el proceso de intemperismo de las rocas y en la remoción de los sedimentos.

El intemperismo no implica el transporte de los fragmentos de roca y de fragmentos minerales producidos, debido a esto, tenemos la formación de suelos in situ, sobre la roca intemperizada.

El **suelo** es una combinación de materia mineral, materia orgánica, agua y aire, aunque las proporciones varían, siempre estarán presentes los mismos cuatro componentes.

Dado que los procesos de formación del suelo actúan desde la superficie hacia abajo, las variaciones de composición, textura, estructura y color evolucionan de manera gradual a las diversas profundidades. Estas diferencias verticales, que normalmente van siendo más pronunciadas conforme pasa el tiempo, dividen el suelo en zonas o capas conocidas como horizontes (*Fig. 1.2.5*).

Podemos tener grandes espesores de suelo (decenas de metros) o unos cuantos centímetros pero siempre la capa más superficial es la que presenta mayor alteración.

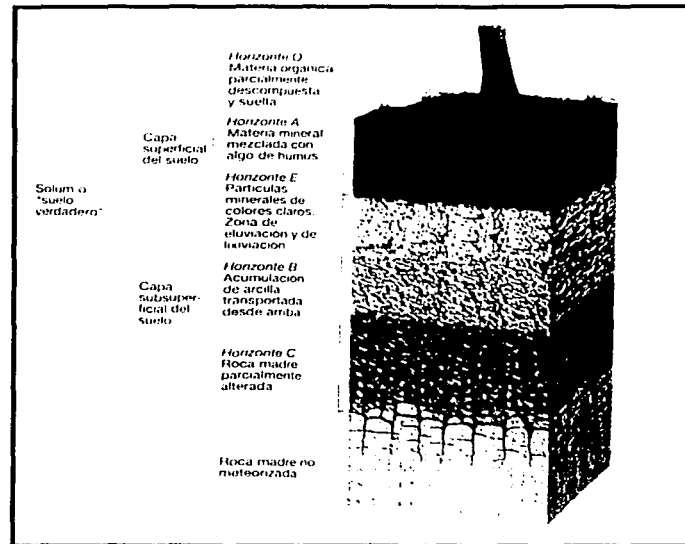


Fig.1.2.5 Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo. Tomada de E.J. Tarbuck et al. (1999).

### 1.2. 2 Erosión.

La Tierra es un planeta dinámico que ha cambiado continuamente durante sus 4,600 millones de años de existencia; podemos visualizar con facilidad cómo se desgastan montañas, sierras y colinas por la erosión y cómo cambian los paisajes por la acción de las fuerzas del viento, el agua y el hielo. Por lo tanto la **erosión** es la disgregación de las rocas formando partículas (sedimentos), las cuales sufren un transporte, removiéndose de su área de origen.

La principal diferencia entre un proceso erosivo y el intemperismo, es el transporte que sufren las partículas. En especial el agua, el viento y el hielo mueven los componentes producidos por el intemperismo de un lugar a otro, una vez removidas las partículas del suelo, se les dará el nombre de sedimentos y serán transportados hasta que finalmente se depositen en una cuenca sedimentaria.

El proceso de erosión actúa más fuertemente sobre los suelos que yacen sobre la roca intemperizada, ya que son materiales fragmentados y materia orgánica, que no son cohesivos y que se disgregan fácilmente.

La velocidad normal de erosión del suelo varía en gran medida de un lugar a otro y depende de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente, el tipo de vegetación, y el tipo o tipos de corrientes.

### 1.2.3 Transporte.

El transporte es el mecanismo por el cual el material intemperizado es trasladado de un lugar a otro, hasta las depresiones y cuencas en las que se depositan.

Las causas del transporte son debidas a una necesidad física del sedimento, debido a que se origina en lugares que se encuentran por encima del nivel base; en otras palabras, el sedimento presenta una alta energía potencial, y se halla en desequilibrio frente al campo gravitatorio terrestre, por consiguiente, requiere transportarse a lugares en los que su energía potencial disminuya; sin embargo, los clastos no sufrirán transporte si no son auxiliado por fluidos que faciliten el proceso.

Los principales agentes de transporte son: **viento, agua (sólida ó líquida) y gravedad.**

- El **viento** como medio de transporte puede trasladar granos a grandes distancias, en particular las arenas y sedimentos más finos. Este agente favorece que los sedimentos de arenas adquieran una granoselección elevada. Solo en eventos catastróficos el viento moviliza peñascos, cantos, guijarros y objetos de gran tamaño; es muy poco eficiente para arrancar del reposo los diminutos granos de arcilla. Así el viento sólo traslada, en condiciones normales de energía eólica, granos de arenas y limo grueso. El transporte por viento es muy común en los desiertos y en las zonas costeras.

- El transporte de sedimentos en presencia de **agua** suele ir acompañado de transformaciones adicionales, sobre todo de carácter químico, en los minerales movilizados (*Fig. 1.2.6*). Se acentúa cuando se trata de minerales poco estables: los feldespatos sufren alteraciones importantes, destacando entre ellas la sericitización y la caolinitización (conversión a arcillas). No todas las transformaciones del sedimento son de tipo químico, muchos minerales sufren meteorización física durante el transporte. A causa de la abrasión de los clastos entre sí o contra el sustrato rocoso, o el fondo del río ó arroyo corriente abajo, los clastos se van desgastando por lo que disminuyen su tamaño y cambian su forma.

Las corrientes de agua se dan en todos los ambientes, inclusive en los océanos a diferentes profundidades; las corrientes son las que remueven la mayor masa de sedimentos.



**Fig.1.2.6** El agua remueve partículas y las transporta a otros lugares. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

- El **agua en estado sólido (hielo)**, frecuentemente es una gran masa que fluye lentamente desde los casquetes montañosos en las regiones polares en los que se originan. El movimiento de las grandes masas de hielo tiene una importante componente gravitacional, implica una gran energía, debido a la inmensa masa. El movimiento glacial sobre un lecho rocoso origina gran fricción que pule y abrasa el material, meteorizando y llevándose consigo una



gran cantidad de fragmentos de diversos tamaños (Fig. 1.2.7). Existen numerosos tipos de depósitos asociados al transporte por masas de hielo, todas se caracterizan por la mala clasificación textural y mineralógica del material.

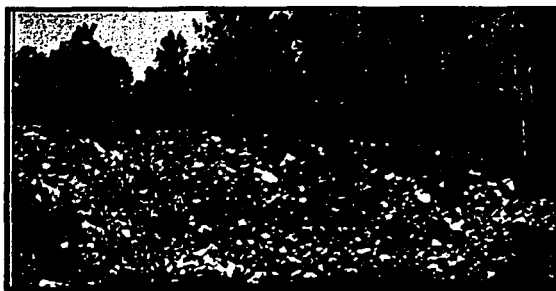


Fig.1.2.7 Cuando el transporte es a través de las masas de hielo, se origina un material con mala clasificación textural y mineralógica, debido a que se origina una gran fricción, que pule y abrasa el lecho rocoso. Tomada de Understanding Earth; Preez y Siever et al. 1998.

- Existen tres modalidades principales del transporte por efecto de la **gravedad** los que se describen a continuación:
- El deslizamiento y desprendimiento de sedimentos sin consolidar que se desplazan sobre pendientes fuertes y medias cuando estas sobrepasan el ángulo de estabilidad de los sedimentos (Fig. 1.2.8), como ejemplo tenemos los desplomes y avalanchas de escombros.
  - El desplazamiento en masa, es el transporte de sedimentos a causa del efecto primario de la gravedad, el agua invariablemente está presente en alguna fase del proceso. Bajo este mecanismo se incluyen los flujos de lodo (grandes volúmenes de sedimento fino suspendidos en agua, generando una pasta lubricante), los deslizamientos de escombros, flujos de tierra y glaciares de roca.
  - Las corrientes de turbidez, son corrientes de agua con gran densidad a causa de la alta concentración de partículas en suspensión, que forman parte del fluido, el efecto de gravedad influye en el movimiento de estos sedimentos, estos flujos subacuáticos avanzan pendiente abajo a lo largo del fondo del mar o de un lago, hasta llegar marino o lacustre relativamente plano.

Solo en el primer caso la gravedad actúa directamente, en los restantes, es necesaria la presencia del agua en mayor o menor grado. Las precipitaciones fluviales abundantes en regiones con gran desnivel topográfico ocasionan gran movimiento de masas de las partes altas hacia las zonas bajas de menor pendiente, estas son mas frecuentes en temporadas de lluvia. También los terremotos pueden ocasionalmente acelerar estos procesos.

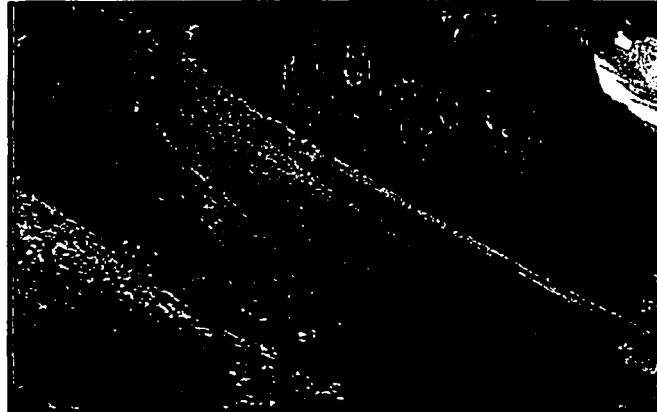


Fig.1.2.8 Cuando la pendiente de la roca es escarpada, se forman cuñas de fragmentos angulares de roca que se acumulan y producen los depósitos de talud. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

Existen tres **Mecanismos de transporte, mediante los cuales**, los sedimentos pueden ser transportados: *solución, saltación tracción y suspensión*. A continuación se describen sus principales características:

➤ **Solución.-** La solución se da cuando se disocian en un líquido los iones de las partículas en estado sólido. Los productos más solubles del intemperismo entran en solución y son llevados por las aguas subterráneas o por las superficiales; son transportados por las corrientes fluviales hasta lagos o hasta el mar. Durante las etapas de este viaje puede ocurrir alguno o algunos de los siguientes casos:

- Que existan reacciones químicas con otros materiales en solución, por lo que puede darse la precipitación o la disolución de otros materiales.

- Que ocurra precipitación química debido a la evaporación cuando hay saturación.
- Que ocurra una precipitación química por cambios en el equilibrio fisicoquímico.
- Que ocurra que algunos materiales sean extraídos por organismos, para formar y desarrollar sus huesos, dientes y conchas.

➤ **Suspensión.**- Las partículas que no se asientan fácilmente en el fondo en un fluido (agua ó viento) por su baja densidad, se dice que están en suspensión (Fig. 1.2.9), estas partículas pueden experimentar transporte de decenas a centenas de kilómetros

El proceso de suspensión se debe a que existe flujo turbulento con asociación de algunos de los siguientes casos:

- Las partículas de tamaño pequeño se asientan con lentitud y permanecen en suspensión por más tiempo que los granos mayores.
- Los granos de mayor peso específico se asientan con más rapidez que los ligeros.
- Las partículas esféricas se asientan más rápidamente que las irregulares de igual masa.



Fig.1.2.9 Las dos Fotografías muestran como las partículas pequeñas no se asientan fácilmente en el fondo de un fluido (agua ó viento) debido a su baja densidad. La turbulencia es un factor adicional que tiende a conservar los sedimentos en suspensión, los cuales reciben impulsos repetidos hacia arriba que retardan su asentamiento. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

- **Tracción.**- La forma más simple de tracción se presenta cuando las partículas esféricas descansan sobre una superficie lisa, en este caso, la fuerza del agua viento se aplica directamente contra el lado aguas arriba de las partículas. Debido a la fricción en el fondo y a que la corriente que actúa en sus cimas fluye más rápidamente que la de abajo, las partículas tienden a rodar, y con esto se pueden desplazar grandes distancias, experimentan desgastes, el cual se ve reflejado en el desarrollo de formas redondeadas y partículas esféricas. (Fig. 1.2.10).

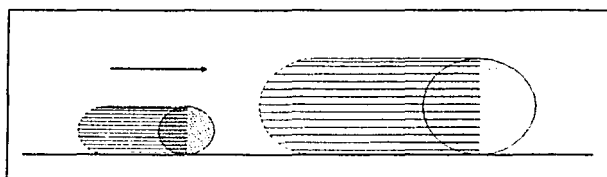


Fig.1.2.10 El tamaño de las partículas influye sobre la velocidad que requieren para que rueden en el fondo. Las líneas horizontales representan la dirección del flujo. Tomada de Dunbar, Rodgers et al. (1977).

- **Saltación.** El sedimento que se mueve por saltación parece saltar o brincar a lo largo del lecho de la corriente. Esto ocurre cuando los clastos son propulsados hacia arriba por las colisiones o levantados por las corrientes y luego transportados corriente abajo una corta distancia hasta que la gravedad los empuja de nuevo hacia el lecho de la corriente (Fig. 1.2.11).

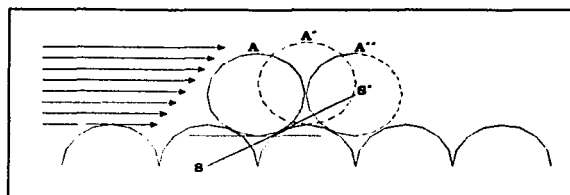


Fig.1.2.11 Principio de la saltación de un grano de arena (A) descansando sobre una superficie de tamaño semejante. Tomada de Dunbar, Rodgers et al. (1979).

Para interpretar como y cuanto se mueve el sedimento es necesario calcular la velocidad de flujo crítico necesaria para comenzar el movimiento de una

partícula. La velocidad de flujo crítico es importante para determinar las variaciones en la distancia que experimentan los sedimentos, fue descrita por Shields (1936) y Hjulstrom (1956) tomada de Dunbar, Rodgers et al. (1979) y dice: "Uno puede esperar que la velocidad de flujo crítico se incremente con el tamaño de grano. Una excepción a esta regla es dada por arcillas cohesivas de fondo". Por su resistencia a la fricción, se necesita de fluidos con velocidades bastante altas para que causen erosión y comenzar así el movimiento mayor de partículas con tamaños de limos y arenas muy finas. Esta anomalía o efecto Hjulstrom es responsable de la preservación de delicadas láminas de arcilla en depósitos de marea (Fig.1.2.12).

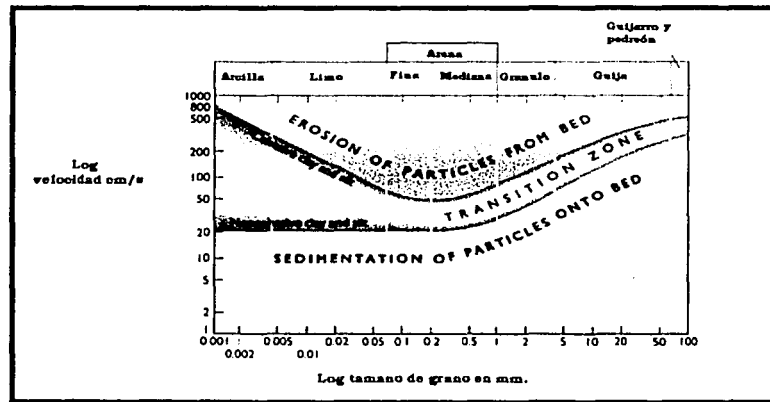


Fig.1.2.12 El diagrama de Hjulstrom modificado por Sundborg (1956) muestra la velocidad crítica que se requiere para erosionar, transportar y depositar los sedimentos de tamaños variados. Tomada de Prsee y Siever et al. (1998).

#### 1.2.4 Depósito.

- Existe un momento durante el transporte en que los agentes ya no pueden seguir llevando la carga de sedimento, ya que disminuyen su velocidad por diversas causas, por lo tanto, los granos acaban por precipitar o acumularse en algún ambiente deposicional. El depósito final de los distintos tipos de sedimentos en un momento determinado, ocurrirá en las superficies topográficamente deprimidas de nuestro planeta. Tanto en el Mar como en el

Continente se pueden acumular importantes espesores de materiales sedimentarios (Fig. 1.2.13). El área donde se acumulan los sedimentos tendrá ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas.

Cuando las zonas de depositación ocupan extensiones areales regionales, se denominan **cuencas sedimentarias**. Es frecuente que en nuestro planeta se desarrollen condiciones para la depositación continua o discontinua de espesores importantes de sedimentos, que pueden alcanzar varios miles de metros.

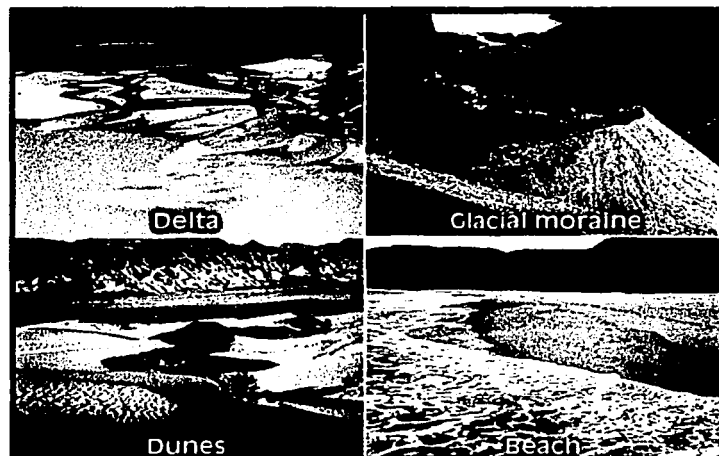


Fig.1.2.13 Los agentes de transporte depositan la carga de sedimento cuando el flujo pierde velocidad; el sedimento se acumula en algún ambiente deposicional. El deposito final de las particulas sedimentarias en un momento determinado, será en las superficies topográficamente deprimidas de nuestro planeta. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

Los sedimentos pueden ser depositados en los continentes, en los ambientes marinos y en zonas de transición de la tierra y el mar (Fig. 1.2.14). Estas son las 3 categorías amplias en donde se pueden depositar los sedimentos y cada

ambiente producirá una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones ambientales predominantes, así como sus orígenes.

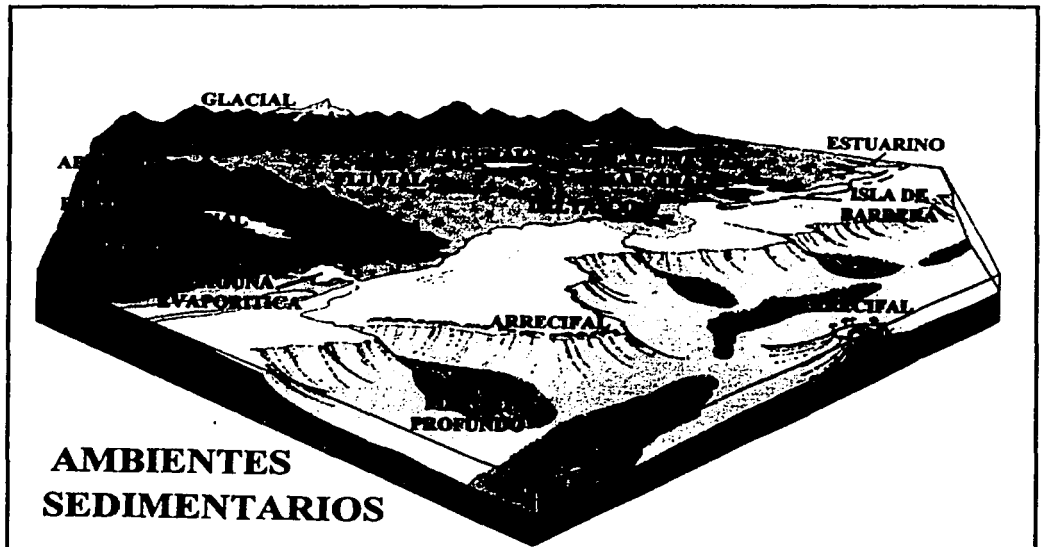


Fig.1.2.14.- Los sedimentos pueden ser depositados en los continentes, en el mar y en zonas de transición entre tierra y mar.

### 1.3 Sedimentos detríticos y rocas asociadas.

#### 1.3.1 Sedimento.

En un sentido estricto sedimento y sedimentos tienen un significado diferente ya que se llama **sedimento** al material en suspensión o recientemente decantado de una suspensión, tiene fundamentalmente un significado dinámico, de material en movimiento que no ha llegado a lograr su estabilidad física completa. Cuando este sedimento ha sido depositado en forma de material sólido, por cualquier sustancia móvil (agua, aire, hielo, etc.), sobre la superficie de la tierra nos estamos refiriendo al término de **sedimentos**, por lo tanto, sedimentos tiene fundamentalmente un significado estático.

Cuando el sedimento se deposita, ya sea por una decantación física, por precipitación química o por crecimiento orgánico, ocurre el proceso de sedimentación, y cuando el sedimento se litifica recibe el nombre de roca sedimentaria.

#### 1.3.2 Tipos de sedimentos.

Los sedimentos pueden ser de diversos tipos Folk, 1959 (tomada de Folk, R.L., 1974):

- **Sedimentos siliciclásticos (terrígenos o detríticos).** Son fragmentos de roca sólidos o minerales derivados de la erosión de una masa continental manteniéndose durante toda su evolución como partículas sólidas, los cuales son transportados por algún agente. Representan el residuo de una compleja historia de procesos, pudiendo haber sufrido algunos cambios químicos o mineralógicos (Fig. 1.3.1).
- **Sedimentos aloquímicos o intraclastos.** Son fragmentos sólidos formados por precipitación química a partir de soluciones y posteriormente desplazados dentro de la misma cuenca de depósito en solución acuosa, dispersión coloidal, etc. Los fragmentos o conchas enteras, fragmentos orgánicos, oolitas,



esferulitas, peloides, etc., se consideran como sedimentos aloquímicos (Fig. 1.3.1).

- **Sedimentos ortoquímicos.** Son precipitados o bioquímicos “in situ” los más importantes son los lodos microcristalinos de calcita o dolomita, cemento calcáreo o silíceo, lodos de diatomeas o radiolarios, nannoplancton calcáreo o silíceo.

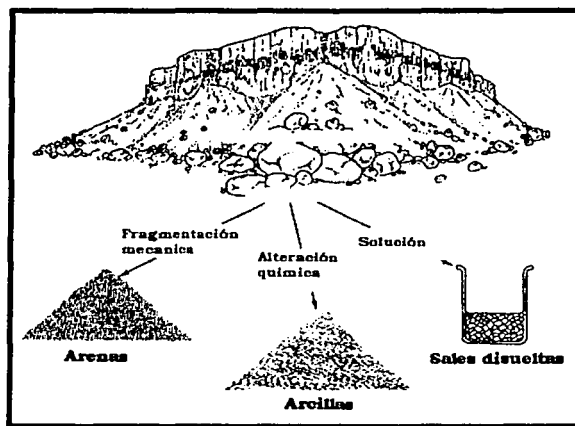


Fig.1.3.1 La figura muestra los mecanismos de formación y transporte de los sedimentos siliciolásticos y de los sedimentos aloquímicos.

### 1.3.3 Madurez de los sedimentos.

El concepto de *madurez de un sedimento*, hace referencia al grado de desarrollo que han alcanzado los procesos que generaron ese sedimento y que conducen en su máxima expresión a sedimentos estables composicionalmente y texturalmente, es decir, son homogéneos (sedimentos maduros). Habitualmente, en los sedimentos se diferencian los conceptos de:

- **Madurez textural.**
- **Madurez mineralógica.**

La *madurez mineralógica* implica la retención por la roca de sus componentes minerales más estables, es decir:

- *Sedimentos mineralógicamente más maduros* son aquellos que contienen un porcentaje mayor de minerales estables y físicamente más resistentes, como el cuarzo, fragmentos silíceos y minerales pesados ultraestables (circón, turmalina, etc.).
- *Sedimentos más inmaduros* contienen minerales poco estables, como feldespatos o fragmentos de roca que no están formados sólo por cuarzo.

La **madurez textural**, representa el grado de desarrollo que han alcanzado los procesos de transporte y sedimentación, y si éstos han sido o no selectivos. Se dice que una roca sedimentaria es más madura cuanto más redondeados y seleccionados estén los clastos que la integran. La madurez textural es un índice que refleja el tiempo transcurrido entre la erosión del material detrítico original y su depositación final (*Tabla 1.3.1*).

ESCALA DE MADUREZ			
TIPO	PROPORCIÓN DE MATRIZ	REDONDEAMIENTO DE LOS GRANOS	GRADO DE CLASIFICACIÓN
INMADURO	MÁS DEL 8% DE MATRIZ	ESCARO	MUY MAL CLASIFICADOS
SUBMADURO	MEÑOS DEL 8% DE MATRIZ	POCO	DE MAL A REGULARMENTE CLASIFICADOS
MADURO	ESCARO A NULO CONTENIDO DE ARCILLA	NO BIEN REDONDEADOS	BIEN CLASIFICADOS
SUPERMADURO	CARECE DE ARCILLA	BUENA REDONDEZ	MUY BIEN CLASIFICADOS

Tabla 1.3.1 La tabla muestra la escala de madurez que tiene los sedimentos. Modificada de Folk, 1951 (tomada de Folk, 1974).

La madurez textural puede ser evaluada mediante los siguientes parámetros:

- **Grado de clasificación o selección**
- **Proporción de matriz.**
- **Redondeamiento de los granos.**

El **Grado de clasificación o selección**; es la propiedad que describe la variabilidad del tamaño de grano en una roca sedimentaria detrítica. Aquellas rocas que muestran solo una clase granulométrica bien definida, siendo el tamaño de todas las partículas similar, se dicen bien seleccionadas. Por oposición, aquellas en que sus constituyentes presentan una gran diversidad

de tamaños se denominan mal seleccionadas. La selección de una roca es una propiedad que condiciona fuertemente su porosidad, y por lo tanto su comportamiento frente a la circulación de cualquier fluido, por ejemplo agua, gas o aceite (Figura 1.3.2).

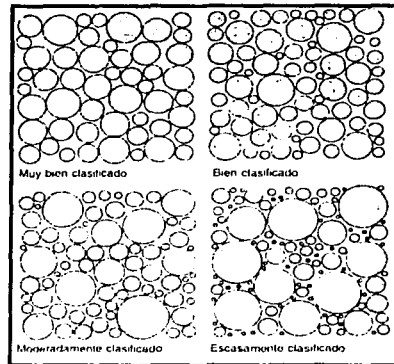


Figura 1.3.2- La figura muestra el grado de clasificación que pueden tener los sedimentos. Tomada de A.E. Adams et al. (1997).

#### 1.3.4 Diferencias entre sedimentos carbonatados y sedimentos siliciclásticos.

En la tabla 1.3.2 se presentan las principales diferencias entre los sedimentos carbonatados y los sedimentos siliciclásticos, modificada de James y Leder, 1982 (tomada de Arche Alfredo et al., 1992).

#### 1.3.5 Origen y clasificación genética de las rocas sedimentarias.

Las rocas sedimentarias constituyen la segunda familia más importantes de rocas, de nuestro planeta se estima que la contribución total de estas en la corteza terrestre es del 5% en los 16 km superiores. Por ello, las secuencias sedimentarias representan sólo un delgado revestimiento sobre una corteza formada por rocas ígneas y metamórficas.

<b>Sedimentos carbonatados</b>	<b>Sedimentos siliciclásticos</b>
La mayoría se dan en medios tropicales en aguas someras o de profundidad moderada.	No importa el clima, se dan en todas partes y profundidades.
La mayoría son marinos.	Continental y marinos.
El tamaño de grano generalmente refleja el tamaño original de las partículas duras calcificadas de los organismos.	El tamaño de grano refleja la energía hidráulica del medio.
A menudo la presencia de lodo calcáreo indica el crecimiento prolífico de organismos cuyas partes calcificadas están constituidas por agregados de cristales de tamaño de limo.	La presencia de lodo indica decantación a partir de suspensión.
El tipo de sedimento ha cambiado a través del tiempo, respondiendo a la evolución de la vida.	La naturaleza de los granos sedimentarios no ha cambiado en el transcurso de los tiempos geológicos.
Los cuerpos arenosos carbonatados de aguas someras, se forman primariamente como resultado de la fijación localizada de carbonato, tanto de origen biológico como fisicoquímico.	Los cuerpos arenosos siliciclásticos, de aguas someras, siempre se forman directamente a partir de la interacción de las corrientes y el oleaje.
Las construcciones localizadas de sedimentos modifican el carácter de los ambientes sedimentarios de los alrededores, aun sin ser acompañados en origen de alteraciones en el régimen hidráulico.	Los cambios en los ambientes sedimentarios son generalmente el resultado de cambios generalizados en el régimen hidráulico.
Normalmente en el fondo marino, los sedimentos están cementados.	Los sedimentos permanecen sin consolidar en el medio de deposición.
La exposición periódica de los sedimentos durante la deposición da lugar a una intensa diagénesis (cementación y recristalización esencialmente)	La exposición periódica de los sedimentos durante la deposición, deja a éstos relativamente sin afectar (exceptuando costras endurecidas y paleosuelos).
Las señales de diferentes facies sedimentarias se borran con un metamorfismo de bajo grado.	Las señales de facies sedimentarias sobreviven al metamorfismo de bajo grado.

Tabla 1.3.2 La tabla muestra las diferencias principales de los sedimentos carbonatados y los sedimentos siliciclásticos. Modificada de James y Leeder, 1982 (tomada de Arche Alfredo, et al. 1992).

La mayoría de las rocas sedimentarias contienen materiales detríticos y no detríticos pero siempre existe el predominio de uno de ellos. De aquí deriva la clasificación genética de **rocas siliciclásticas** y **rocas químicas (aloquímicas y ortoquímicas) o no clásticas**. Las rocas sedimentarias se forman de dos maneras diferentes (Fig. 1.3.3):

1. Por las acumulaciones mecánicas de minerales y fragmentos de roca como lodo, arena y grava, producto del intemperismo y de la erosión. Consisten de sedimentos detríticos de rocas antiguas desintegradas, descompuestas, que

fueron transportados y depositados por agua, hielo o aire; estos sedimentos al compactarse dan origen a distintas **rocas sedimentarias clásticas (conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas)**.

- Los depósitos sedimentarios que ocurren por medios químicos, consisten principalmente de carbonatos, sulfatos, sílice, fosfatos y haluros; casi todos originados por precipitación química en cuerpos de agua, pero que no resultan de un solo proceso. La precipitación puede ser directa, cuando es causada por evaporación o por reacciones puramente inorgánicas entre sales disueltas (*sedimentos no detríticos*), o indirecta cuando es causada por organismos que pueden ser bacterias muy pequeñas u organismos como moluscos o corales que forman por secreciones esqueletos fácilmente visibles. Estos depósitos dan origen a **rocas químicas (no clásticas), ya sean del tipo aloquímicas u ortoquímicas**.

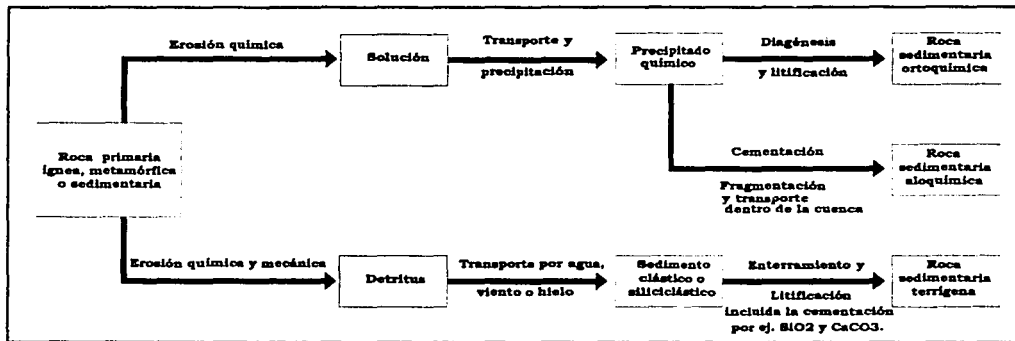


Figura 1.3.3- Esquema que muestra la clasificación de las rocas sedimentarias de acuerdo a su origen.

### 1.3.6 Textura de las rocas sedimentarias.

La textura está dada por las propiedades y relaciones de los granos o partículas que constituyen la roca, por lo tanto se define como *“las condiciones de interrelación entre estas partículas o granos componentes de la roca”*.

Existen varias variables que condicionan la textura de una roca, estas variables se denominan **elementos texturales**. Los elementos texturales están controlados por diversos factores, como agentes de transporte, procesos hidrodinámicos, ambiente de depósito y cambios postdeposicionales diagenéticos y epigenéticos.

Los elementos texturales son:

- *El tamaño de grano.*
- *La forma (esfericidad, redondez).*
- *La fábrica y orientación.*

El **tamaño del grano** se expresa en función de un diámetro, pero al no ser los granos esféricos hay que referirlo a una media. Sobre una referencia lineal se utilizan el diámetro de malla o tamaño de la malla a través de la cual pasa la partícula. Se tienen también "diámetros lineales", medidos directamente a partir de la mayor superficie proyectada donde se encuentran el diámetro largo y el intermedio, y perpendicularmente a este plano el diámetro corto. Udden 1914, (tomada de Krumbein, W.C. et. al., 1969), realizó una escala geométrica de clases y tamaños, que posteriormente Wentworth 1922 (tomada de Krumbein, W.C. op. cit.), modificó y determinó una escala que proporciona un medio para normalizar la terminología en los tamaños; cada grado representa un tamaño, de tal forma que difiere del anterior, y cada uno tiene un nombre específico para identificar a las partículas (*Tabla 1.3.3*).

La **forma de los granos** se define con los mismos parámetros con los que se definen las características geométricas en tres dimensiones: la redondez y la esfericidad.

La **redondez de la partícula** como un todo, es el promedio del redondeamiento de todas sus esquinas. Depende del tamaño y la resistencia mecánica de los granos, en general aumenta con el transporte (*Fig. 1.3.4*). La redondez es el dato morfológico de mayor interés en la tipificación del ambiente de sedimentación de algunas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas y limolitas.

Por otro lado, la **esfericidad** es la medida del grado a que se aproxima una partícula a la forma de una esfera; definiendo también el comportamiento

Existen varias variables que condicionan la textura de una roca, estas variables se denominan **elementos texturales**. Los elementos texturales están controlados por diversos factores, como agentes de transporte, procesos hidrodinámicos, ambiente de depósito y cambios postdeposicionales diagenéticos y epigenéticos. Los elementos texturales son:

- *El tamaño de grano.*
- *La forma (esfericidad, redondez).*
- *La fábrica y orientación.*

El **tamaño del grano** se expresa en función de un diámetro, pero al no ser los granos esféricos hay que referirlo a una media. Sobre una referencia lineal se utilizan el diámetro de malla o tamaño de la malla a través de la cual pasa la partícula. Se tienen también "diámetros lineales", medidos directamente a partir de la mayor superficie proyectada donde se encuentran el diámetro largo y el intermedio, y perpendicularmente a este plano el diámetro corto. Udden 1914, (tomada de Krumbein, W.C. et. al., 1969), realizó una escala geométrica de clases y tamaños, que posteriormente Wentworth 1922 (tomada de Krumbein, W.C. op. cit.), modificó y determinó una escala que proporciona un medio para normalizar la terminología en los tamaños; cada grado representa un tamaño, de tal forma que difiere del anterior, y cada uno tiene un nombre específico para identificar a las partículas (*Tabla 1.3.3*).

La **forma de los granos** se define con los mismos parámetros con los que se definen las características geométricas en tres dimensiones: la redondez y la esfericidad.

La **redondez de la partícula** como un todo, es el promedio del redondeamiento de todas sus esquinas. Depende del tamaño y la resistencia mecánica de los granos, en general aumenta con el transporte (*Fig. 1.3.4*). La redondez es el dato morfológico de mayor interés en la tipificación del ambiente de sedimentación de algunas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas y limolitas.

Por otro lado, la **esfericidad** es la medida del grado a que se aproxima una partícula a la forma de una esfera; definiendo también el comportamiento

dinámico de la partícula (Fig. 1.3.4), está relacionada con las diferencias existentes entre los distintos diámetros o longitudes de los ejes de la partícula.

Longitud de la partícula			Grado	Clase	Fracción	
m	mm	$\phi$			Sin litificar	Litificado
4.1	4096	-12	muy grueso	Boulder	↑ ?	Conglomerado
2.0	2048	-11	grueso			
1.0	1024	-10	medio			
0.5	512	-9	fino			
0.25	256	-8	grueso			
	128	-7	fino	Cobble		
	64	-6	muy grueso	Pebble		
	32	-5	grueso			
	16	-4	medio			
	8	-3	fino	Granulo		
	4	-2				
	2	-1	muy grueso	Arenas	Arenas	Areniscas
	1	0	grueso			
	0.50	1	medio			
	0.25	2	fino			
	0.125	3	muy fino			
	0.063	4	grueso	Limo	Lodos o Limos	Limolitas o Lutitas
	0.031	5	medio			
	0.015	6	fino			
	0.008	7	muy fino			
	0.004	8				
	0.002	9		Arcillas		
	0.001	10				
	0.0005	11				
	0.0002	12				
	0.0001	13				

Tabla 1.3.3 La tabla muestra una escala para los diferentes tamaños de los granos. Udden-Wentworth 1922. Tomada de BLAIR, T.C. y J.G. McPherson.

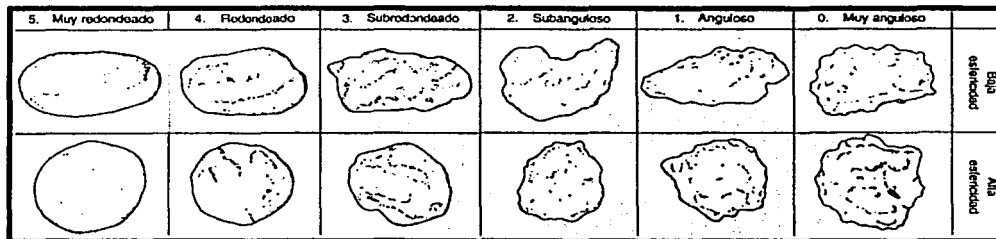


Figura 1.3.4- La figura muestra los grados de redondez y esfericidad que puede tener una partícula. Tomada de A.E. Adams et al. (1997).



A escala microscópica los granos asumen en pequeñas zonas una **orientación** definida en el instante de entrar en reposo. Esta tendencia de alineación, se debe principalmente al tipo de corriente, a su capacidad de transporte y a su orientación.

Son muy importantes La **fábrica** es una medida del grado en que los granos se encuentran en contacto con sus vecinos, o entrelazados entre ellos y su distribución en tres dimensiones, los contactos pueden ser suturados cóncavos, convexos, lineales y flotantes (Fig. 1.3.5).

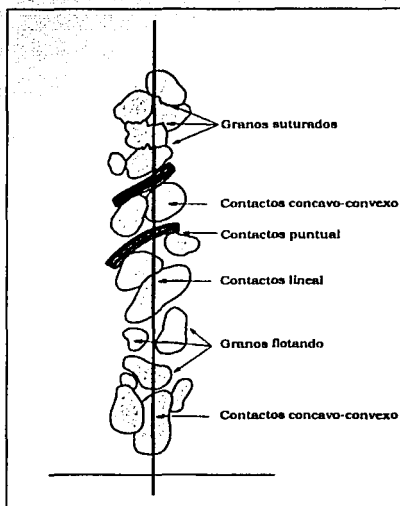


Figura 1.3.5- La figura muestra los diferentes tipos de contactos que puede tener las partículas sedimentarias.

### 1.3.7 Rocas sedimentarias detríticas.

Las rocas siliciclásticas se componen de material detrítico que forman la estructura de la roca, consolidados mediante una matriz, a estos granos se les denominan granos estructurales; también pueden estar presentes cantidades variables de cementante. La matriz, es el material fragmentario de tamaño sustancialmente más pequeño que el de los granos estructurales que llena los intersticios entre las partículas. Los granos y la matriz forman una asociación relativa que caracteriza a la roca clástica.

### 1.3.8 Textura de rocas sedimentarias detríticas.

Las rocas detríticas tienen **textura clástica**, que se caracteriza por la existencia de partículas (o granos) rotas, desgastadas por abrasión o irregulares en la superficie de contacto. En ocasiones se pueden presentar algunos bordes cristalinos debidos al crecimiento secundario de los granos o a la presencia de material cementante posterior al depósito. Los principales constituyentes son granos minerales, fragmentos de rocas o fragmentos orgánicos.

La textura de estas rocas está determinada principalmente por el tamaño y forma de las partículas, así como por su depositación dentro del agregado.

### 1.3.9 Clasificación de las rocas sedimentarias detríticas.

La clasificación para las rocas clásticas se basa fundamentalmente en la granulometría. Con base en el tamaño y redondez de los clastos se establece una clasificación general, en la que se distinguen tres grupos principales de rocas (Tabla 1.3.3):

- **conglomerados y brechas**
- **areniscas**
- **lutitas y limolitas**

		<b>Tipos de rocas</b>	
Ruditas.	<b>CONGLOMERADO</b>	Normal, 4-64mm. Fino, <4mm. Arenoso, >20% de areniscas. Arcilloso, >20% de arcilla.	
Arenitas.	<b>ARENISCAS</b>	Conglomerática, >20%. Gujarros, 10-20% de gujarros.  Normal.  Limosa, >20% de limo. Arcilloso, >20% de arcilla.	Muy gruesa, 1-2mm. Gruesa, 0.5-1mm. Media, 0.25-0.5mm. Fina, 0.125-0.25mm. Muy fina, 0.063-0.125mm.
Lutitas.	<b>LIMOLITAS Y LUTITAS.</b>	Limo arenoso, >20% de arena. Limolita. Lutita limosa. Lutita.	

Tabla 1.3.3 Clasificación de rocas terrígenas basada en los tamaños de los clastos Después de Krynine, 1948 (tomada de Silva, R. G., et. al. 2001).

### 1.3.10 Conglomerados

Los conglomerados forman un grupo heterogéneo, no son uniformes mecánicamente ni mineralógicamente como muchas de las rocas clásticas de grano fino; esto se debe a que no están sujetos a los mismos procesos que estos sedimentos, es decir, no sufren el mismo transporte, ni semejante intemperismo químico, ni selección mecánica. En general consisten de fragmentos de roca removidos de la roca original por agentes mecánicos; ocasionalmente el intemperismo químico selectivo deja masas residuales de material resistente que posteriormente forman los depósitos rudáceos.

La mayoría de los conglomerados consisten de un esqueleto y huecos. El esqueleto está constituido por materiales de tamaño de las gravas (fenoclastos, guijarros guijones y peñascos); los huecos son espacios vacíos entre los elementos del esqueleto. Esos huecos raramente están vacíos ya que generalmente están rellenos con detritos, arenas o sedimentos más pequeños, así como cementos introducidos por precipitación.

Los depósitos de conglomerados están burdamente estratificados, con estratificación gruesa. El acanalamiento es común, así las gravas forman cuerpos lenticulares y relleno de canales.

La composición de un conglomerado está determinado por la composición de los guijarros, por lo que se agrupan de acuerdo al tipo de rocas en: ígneas extrusivas, ígneas plutónicas, sedimentarias y metamórficas. Es importante distinguir la procedencia, sea plutónica o metamórfica o volcánica, ya que es de alguna manera una medida de la intensidad de levantamiento y de la profundidad de erosión en el área origen, ambas funciones del tectonismo.

Pettijohn (1975), plantea una clasificación genético-descriptiva donde distingue cinco tipos principales de conglomerados (*Tabla 1.3.5*). Los más comunes y abundantes son los conglomerados compuestos de gravas, mismas que son derivadas de la destrucción de rocas preexistentes fuera de la cuenca de depósito, es decir, son derivados del continente. Un segundo grupo, son los conglomerados

intraformacionales cuyos procesos de fragmentación se llevan a cabo dentro de la cuenca de depósito y son contemporáneos con los procesos de sedimentación. El tercer grupo, que es más abundante que el anterior, lo conforman los conglomerados y brechas volcánicas, incluyendo a los aglomerados. Los clastos gruesos producidos por movimiento y acomodamiento de la corteza terrestre, son llamados brechas cataclásticas; se incluyen aquí a las brechas de falla y colapso. Un quinto y último grupo de brechas lo forman las brechas de impacto como su nombre lo indica, son originados por impactos meteóricos.

EPICLÁSTICOS	Extraformacionales (Fuente fuera de la cuenca de depósito)	Ortoconglomerado matriz menor a 15%	Metaestables mayor 10%	Oligomíctico (Ortocuarcítico)
			Metaestables menor a 10%	Polimíctico (Petroquíctico)
	Paraconglomerado matriz mayor a 15%	Matriz laminada	Asociados a glaciares	
		Matriz no laminada	Tillitas (glaciares) Tiloides (no glaciares)	
	Intraformacionales (Formados dentro de la misma cuenca de depósito)	Conglomerados y Brechas		De fragmentos de caliza y dolomía De fragmentos de los dolitas
PIROCLÁSTICOS	Brechas volcánicas Aglomerados		Fragmentos angulosos, mal clasificados de material previamente depositados	
			Clastos subredondeados embebidos en masa ígnea, formados primariamente	
CATACLÁSTICOS	Brechas de deslizamiento			
	Brechas por tectonismo		De fallamiento ( con molimiento en plano de falla) De plegamiento "morrenas tectónicas"	
	Brechas de solución y colapso			
METEÓRICOS	Brechas de impacto			

Tabla 1.3.5 Clasificación de Conglomerados y Brechas Pettijohn (1975.)

### 1.3.11 Areniscas.

Las areniscas son una clase muy importantes forman el 25% aproximadamente del total de las rocas sedimentarias. Son importantes almacenadoras de gas natural, aceite y agua; algunas pueden formar yacimientos de placer.

Su composición es una clave de su procedencia, sus estructuras direccionales son una guía de las paleocorrientes y tanto su geometría como sus estructuras internas dan una idea del ambiente de depósito.

De acuerdo a Pettijohn, las arenas pueden ser divididas en 3 grandes grupos:

- *Terrígenas*
- *Carbonáticas*
- *Piroclásticas*

Las **areniscas terrígenas** son aquellas producidas por intemperismo y destrucción de rocas preexistentes, los sedimentos fueron transportados, seleccionados y modificados por el movimiento de los fluidos. Se derivan de fuentes externas a la cuenca de depósito.

Las **arenas carbonáticas** son en la mayoría de los casos sedimentos marinos, están constituidas por granos esqueléticos, oolitas y detritos carbonáticos localmente derivados (intraclastos). Estos constituyentes son productos originados dentro de la cuenca de depósito y no son residuos formados por la destrucción de rocas preexistentes. Excepcionalmente existen arenas ricas en partículas carbónicas, de cadenas orogénicas, tales partículas son de hecho terrígenas.

Las **arenas piroclásticas** son aquellas producidas por explosiones volcánicas, pueden ser depositadas en varios ambientes. Pettijohn (1975) denomina arenas volcanoclásticas a aquellos sedimentos ricos en residuos volcánicos sean verdaderos piroclastos o terrígenos (esto es producido por erosión de regiones volcánicas antiguas).

La interpretación de la historia de una arenisca depende de su composición mineralógica. Es necesario establecer cuales minerales son detríticos primarios, cual es el cemento precipitado y cuales son los productos de alteración postdepósito.

La lista de los minerales detríticos es grande y depende del grado de intemperismo y transporte que sufran tales minerales; sin embargo son pocas las especies encontradas, estas son:

- *Cuarzo, Opalo y Calcedonia*
- *Feldespato*
- *Fragmentos de roca*
- *Micas*
- *Minerales pesados*
- *Calcita, Dolomita y Siderita*
- *Minerales arcillosos y otros silicatos*
- *Colófano*

La clasificación de las areniscas de acuerdo con Pettijohn 1957, (tomada de Pettijohn, 1975), se basa en el porcentaje de los componentes de la trama y en el contenido de matriz detrítica. Esta clasificación pretende establecer lotes definidos por sus componentes, que a su vez corresponden a grupos genéticos.

Los componentes de la trama son el cuarzo monocristalino(Q), los feldespatos(F) y los fragmentos de roca(FR), en el que se incluyen a todo tipo de fragmentos de roca y al cuarzo policristalino.

Esta clasificación considera a dos grupos principales de rocas, un primer grupo corresponde a las rocas que tienen más del 15% de matriz detrítica se les ha denominado grauvacas; estas a su vez dividen en grauvacas feldespáticas, grauvacas líticas y cuarzo-grauvacas, según dominen los feldespatos, los fragmentos de roca o el cuarzo respectivamente. Un segundo grupo corresponde a las rocas que contienen menos del 15% de matriz detrítica, en las que se diferencian cinco tipos fundamentales, que son cuarzoarenita, subarcosa, sublitoarenita, arenita-arcósica y arenita-lítica. A las rocas que contienen más del 75% de matriz detrítica, las considera como lutitas (*Figura 1.3.6*).

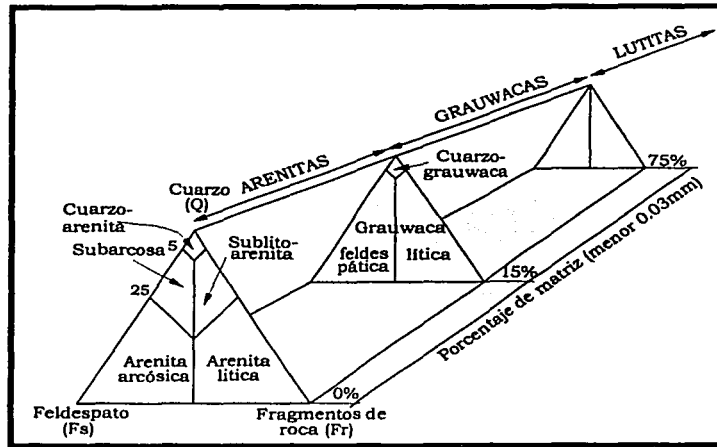


Figura 1.3.6 La Tabla muestra las clasificaciones de las areniscas según Pettijohn 1957 (tomada de Pettijohn, F.J. 1975).

### 1.3.12 Limolitas y lutitas

Las rocas sedimentarias pelíticas se constituyen principalmente de granos de tamaño menor de 0.002 mm. Estas rocas ocupan del 45 al 55% de todas las rocas sedimentarias. Pueden formarse prácticamente en cualquier zona de sedimentación, en ríos, lagos, deltas y océanos (en las plataformas, en las pendientes continentales y en las fosas oceánicas).

Las **limolitas** ocupan una posición intermedia entre las areniscas de grano más fino y las rocas arcillosas. En general estas rocas se incorporan al grupo de las rocas arcillosas, sus componentes principales son los minerales arcillosos y cuarzo. Existen otros componentes adicionales que pueden ser de significado local como las micas, zeolitas, calcita, dolomita y yeso. Estas rocas son de color amarillo pálido, café, anaranjado, amarillento, gris o verdoso. Los limos, generalmente no son transportados por el viento a causa de sus propiedades desfavorables para poder volar, como su forma laminar, forma de plaquitas, su propiedad electrostática etc., por su alta cohesión en una roca.

Las **Lutitas** se componen de minerales arcillosos (grupo de la caolinita, grupo de la montmorillonita, illita, etc.), que se forman en el campo sedimentario (neoformación) y de fragmentos de cuarzo, feldespatos y mica. Además contienen componentes adicionales como: hematita, limonita, calcita, dolomita, yeso y algunos sulfuros. Estas rocas son de colores muy variables: gris, verde, rojo, café y negro. Las variedades negras son particularmente ricas en materia orgánica. La lutita es una roca masiva, terrosa, normalmente bien compactada, a menudo contiene fósiles, por ejemplo, foraminíferos, ostracodos, graptolitos y trilobites. Muchas lutitas muestran bioturbación es decir una estructura sedimentaria irregular producida por la acción de organismos excavadores.

La regulación y acomodo de los minerales arcillosos casi siempre es paralela a la estratificación. Muy probablemente esta regulación de los minerales arcillosos ocurre durante su formación o como producto de una sucesión de sobrecargas. Cuando los sedimentos están recibiendo aportes continentales, su espesor aumenta y en consecuencia la carga también aumenta.

Una forma de clasificar estas rocas y de distinguirlas, es tomando en cuenta sus propiedades físicas que pueden ser reconocibles megascópicamente las cuales se deben principalmente al tamaño de las partículas (Tabla 1.3.6).

<b>SEDIMENTOS</b>	<b>INCONSOLIDADOS</b>	<b>CONSOLIDADOS</b>	<b>ROCA</b>
<i>Menos finos</i>	<i>Plasticidad débil</i>	<i>Aspecto masivo y fractura concoidea</i>	<b>LIMOLITA</b>
<i>Más finos</i>	<i>Plasticidad fuerte</i>	<i>Laminación y fisibilidad</i>	<b>LUTITA</b>

Tabla 1.3.6 La Tabla muestra algunas de las propiedades de las limolitas y lutitas con las cuales las podemos diferenciar.

**NOTA**

En el apéndice se pueden ver algunas fotografías en las que se aprecian diversos tipos de rocas sedimentarias detríticas.



## 1.4 Sedimentos químicos y rocas asociadas.

En el tema anterior se determinó que existen dos grupos principales de sedimentos que forman las rocas sedimentarias; los sedimentos **detríticos ó siliciclásticos** que dan origen a las rocas clásticas y los **sedimentos no detríticos o químicos** que dan origen a las **rocas químicas (aloquímicas u ortoquímicas) o no clásticas.**

En este tema nos enfocaremos a explicar las propiedades y características de las rocas químicas.

### 1.4.1 Rocas sedimentarias químicas.

Estas rocas se forman a partir del material que es transportado en solución a los lagos y mares; dicho material no permanece disuelto indefinidamente en el agua, ya que parte de este material precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten posteriormente en rocas químicas. Esta precipitación del material puede producirse de dos maneras:

1. *mediante procesos inorgánicos como la evaporación.*
2. *por actividad química ó por procesos orgánicos.*

La evaporación y otras influencias pueden dar como resultado la sobresaturación de las soluciones y la precipitación de minerales. La precipitación puede producirse por la influencia de organismos acuáticos o por procesos puramente químicos como la evaporación en el caso de las evaporitas.

### 1.4.2 Textura de las rocas químicas.

Se les considera texturas **no clásticas** a las texturas cristalinas, las cuales se forman por precipitación química a partir de soluciones, o bien, por la recristalización o alteración de rocas preexistentes. Dentro de este grupo se tiene a las texturas correspondientes a construcciones orgánicas.

Las rocas químicas o bioquímicas en la mayoría de los casos presentan una textura no clástica, sin embargo, algunas de estas llegan a presentar texturas clásticas o hidrodinámicas.

Dentro de la textura cristalina se usan términos similares a los que se utilizan que en rocas ígneas y metamórficas, basados principalmente en el tamaño de grano y naturaleza de los contactos entre los granos; las diferentes texturas y sus características se pueden observar en la *Tabla 1.4.1.*

<b>TEXTURA</b>	<b>CARACTERÍSTICAS</b>
<b>MACROCRISTALINA</b>	<i>Los granoblastos son mayores de 0.75 mm.</i>
<b>MESOCRISTALINA</b>	<i>Los granoblastos se encuentren entre 0.2-0.75 mm.</i>
<b>MICROCRISTALINA</b>	<i>Son cristales que no se observan a simple vista y solo son reconocibles bajo el microscopio; tienen un tamaño entre 0.01-0.2 mm. Tiene un aspecto terroso</i>
<b>CRIPTOCRISTALINA</b>	<i>Son cristales que nos se observan a simple vista y solo son reconocibles bajo el microscopio; tienen un tamaño menor de 0.01mm. Tiene un aspecto vítreo.</i>
<b>PORFIDOBLÁSTICA</b>	<i>Son cristales mas grandes empotrados en una pasta de grano fino.</i>
<b>ESFERULÍTICA</b>	<i>Son esferas con estructura radiada interna.</i>
<b>PISOLÍTICA</b>	<i>Semejante a la oolítica, pero con cuerpos que tienen diámetros mayores de 2.0 mm.</i>
<b>AMORFA</b>	<i>Las particulass son comúnmente del tamaño de la arcilla o de tamaño coloidal, no cristalinas.</i>
<b>OOLÍTICA</b>	<i>Compuesta de pequeñas esferas o elipsoides, son acreciones de agregados semejantes a huevaas de peces, aproximadamente de 0.25 a 2.0 mm de diámetro. La estructura interna de las oolitas es concéntrica o radial, o ambas a la vez.</i>

**Tabla 1.4.1** La tabla muestra las diferentes texturas cristalinas de las rocas químicas.

### 1.4.3 Clasificación de las rocas químicas.

La clasificación general de las rocas químicas se basa principalmente en su composición, sin tomar en cuenta la existencia de material terrígeno, ya que su presencia se considera secundaria en el momento del depósito.

La clasificación genérica que se utiliza es la siguiente:

- **Grupo de rocas calcáreas.**
- **Grupo de rocas silíceas.**
- **Grupo de rocas evaporíticas.**
- **Grupo de rocas carbonosas.**
- **Grupo de rocas ferruginosas.**
- **Grupo de rocas fosfáticas.**

### 1.4.4 Grupo de rocas carbonatadas.

Los carbonatos se constituyen básicamente de calcita (caliza), aragonita y dolomita (dolomía), subordinadamente pueden participar cuarzo, feldespato alcalino y minerales arcillosos. Los carbonatos de siderita son más escasos, incluso económicamente interesantes.

Los procesos de la formación de carbonatos son:

- *Tipo marino*
- *Tipo bioquímico*
- *Tipo terrestre.*

La base química de la sedimentación de carbonatos es la abundancia relativamente alta de los iones de calcio  $\text{Ca}^{2+}$  y del bicarbonato ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) o de los iones de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) respectivamente en el agua, (el agua del mar por ejemplo). Un ion de calcio y un ion de  $\text{HCO}_3^-$  se unen formando la calcita más un ion de hidrógeno:  $\text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}^+$ .

En el equilibrio, los iones de calcio y de  $\text{HCO}_3^-$  son disueltos. La precipitación inicia cuando hay cantidades mayores del ion de calcio o del ion de bicarbonato o cuando hay cantidades iguales de estos dos iones y su producto sobrepasa el valor determinante para la saturación.

Los **parámetros** que influyen en la disolución y la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  son los siguientes:

- **El contenido en dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ).** Cada proceso que aumenta el contenido en  $\text{CO}_2$  apoya la disolución de  $\text{CaCO}_3$ ; posteriormente la disminución de  $\text{CO}_2$  favorece la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ .
- **El potencial de hidrógeno (pH)** influye en la disolución y la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ . Un valor bajo de pH favorece la disolución de  $\text{CaCO}_3$ , un valor alto de pH favorece la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ .
- **La temperatura.** La disolución de  $\text{CaCO}_3$  en agua pura disminuye; con el aumento de la temperatura. Las aguas tibias superficiales de las áreas tropicales están supersaturadas con carbonato de calcio, ahí se forman calizas por precipitación. El agua de mar de temperaturas moderadas casi está saturada con carbonato de calcio, ahí existe un equilibrio entre la precipitación y la disolución de carbonato.
- **La presión.** El aumento de la presión apoya levemente la disolución de  $\text{CaCO}_3$ ; la influencia de la presión se nota en grandes profundidades. En el mar profundo, desde la llamada profundidad o zona de compensación de los carbonatos de aproximadamente entre 4500–5000m el carbonato se disuelve completamente.

Los carbonatos son entre otros:

- **La caliza masiva.**
- **La caliza fosilífera.**
- **La caliza oolítica.**
- **La dolomía.**
- **El travertino.**
- **Las estalactitas y estalagmitas.**

La **caliza masiva** predominantemente se constituye de calcita, con arcilla se forma la **marga**, con arena de cuarzo se forma la **caliza arenosa**, con sílice se forma la **caliza silícica**, con restos orgánicos se forma la **caliza bituminosa** y con dolomita se forma la **caliza dolomítica**. La caliza masiva tiene generalmente una fractura concoide y puede tener varios colores: blanco, amarillo, rosado, rojo,

gris o negro; en contacto con ácido clorhídrico frío diluido se produce efervescencia. Sin la influencia de seres vivos la precipitación de calcita está limitada de los 100 a los 200 m superiores de los mares, puesto que solo en esta región el agua de mar está saturada de calcita. Pero la precipitación puramente química de la calcita en los 100 a 200 m superiores del mar no es muy frecuente. Normalmente las calizas marinas se producen a partir de diminutos esqueletos de seres vivos, que viven en las capas acuáticas superiores y que al morir caen al fondo de mar, donde constituyen los lodos de calcita (micritica).

Las clasificaciones de las calizas masivas son fundadas en la textura, con la que se establecen grupos genéticos.

Una de las clasificaciones mas utilizadas es la clasificación de Dunham, 1962 (tomada de Pettijohn, F.J., 1975), la cual esta basada en la textura en el campo y muestra de mano, otra clasificación que también es muy utilizada es la de Folk, 1959 (tomada de Pettijohn, op. cit.), que se basa también en la textura, pero esta se utiliza para estudios en microscopio petrográfico.

La clasificación de Dunham 1962, distingue seis tipos de rocas carbonatadas, cinco de ellas caracterizadas por su textura, y la sexta, que incluye todas las rocas en las que la textura original no es reconocible (*Tabla 1.4.2*).

Dunham considera como un aspecto básico para esta clasificación el armazón de la roca, distinguiendo dos grupos fundamentales: con armazón de granos y con armazón de lodo. En el primero, los granos están en contacto unos con otros, mientras que en el segundo el soporte lo constituyen el lodo y los granos "flotan" en él (*Fig. 1.4.1*).

Embry y Klovan 1971 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992), añadieron varios términos adicionales (*Fig. 1.4.2*) a la clasificación de Dunham 1962, tanto para indicar tamaño de grano (floatstone y rudstone) como el tipo de crecimiento orgánico para el caso de los boundstones (bafflestone, bindstone y framestone)

Componentes unidos orgánicamente durante el depósito.	Componentes originales no unidos orgánicamente durante el depósito.				Textura original no reconocible.
	Sin micrita	Contiene lodo carbonatado (micrita)			
	GRANOSOPORTADO		Soportado por la matriz micrítica		
			< 10 % de aloquímicos	> 10 % de aloquímicos	
<b>BOUNDSTONE</b>	<b>GRAINSTONE</b>	<b>PACKSTONE</b>	<b>WACKSTONE</b>	<b>MUDSTONE</b>	<b>CALIZA RECRISTALIZADA</b>

Tabla 1.4.2.- Clasificación de las rocas carbonatadas según Dunham 1962 (Tomada de Pettijohn, F.J. 1975).

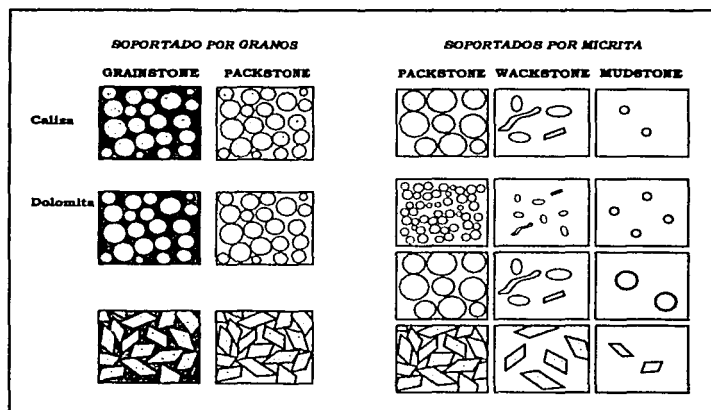


Figura 1.4.1.- Figura que muestra de forma esquemática la clasificación de las calizas según Dunham, 1962.

En el Floatstone y Rudstone se tienen que las partículas o aloquímicos son mayores a 2 mm; en el Floatstone el lodo soporta a la roca y en el Rudstone los granos son quienes los soportan.

El Bafflestone representa crecimiento de colonias de organismos en forma vertical, el Bindstone los crecimientos son típicamente horizontales y el Framestone tiene una combinación de crecimiento horizontal y vertical.

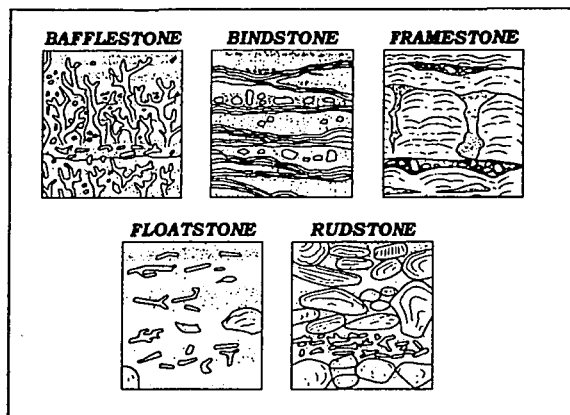


Figura 1.4.2.- Clasificación de los boundstones de acuerdo a su tamaño y tipo de sujeción según Embry y Klovan 1971.

**El travertino** es una caliza formada en el agua dulce, en manantiales y fuentes termales; aparte de calcita puede constituirse de aragonita. En cantidades menores puede contener limonita produciendo el color amarillento del travertino. La segregación de la calcita disuelta se produce cuando se retira dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) del agua por calentamiento o por liberación de la presión. Además los fuertes movimientos la efervescencia del agua y la influencia de algunas plantas favorecen la segregación de calcita. Se puede hallar estas segregaciones, también llamadas sinterizaciones de cal en las salidas de las fuentes de agua y en los obstáculos del discurrir del agua de una fuente. En las fuentes termales se precipita a menudo aragonita en vez de calcita.

**Las estalactitas y las estalagmitas** son las segregaciones de calcita de las cavernas; se componen esencialmente de calcita, y ocasionalmente de aragonita. Se forman por la precipitación del carbonato de calcio disueltos en las aguas subterráneas al haber pasado por rocas carbonatadas. Si las aguas subterráneas saturadas de carbonato de calcio circulan en una caverna de rocas carbonatadas donde se presentan variaciones ligeras de la temperatura, de la presión o de la

composición de los gases atmosféricos o una evaporación breve, se puede iniciar la precipitación de carbonato de calcio. Estalagmitas se llaman a los crecimientos en forma de pilares, que crecen desde el piso de una cueva hacia arriba, estalactitas son los crecimientos desde el techo de la cueva hacia abajo. Las estalactitas y estalagmitas son porosas, normalmente cristalinas, gruesas y de color blanco o amarillo.

#### 1.4.5 Grupo de rocas evaporíticas.

La clasificación de las evaporitas se basa en la composición química del mineral que la constituye. Esta clasificación aparentemente descriptiva es a su vez genética, ya que cada compuesto químico precipita en condiciones de concentración diferentes, que son fiel reflejo de características ambientales.

Las evaporitas en general están constituidas por diferentes sales de los siguientes cuatro grupos:

- **Cloruros:** *halita*(NaCl), *silvita*(KCl) y *carnalita*(KMgCl<sub>3</sub> 6H<sub>2</sub>O).
- **Sulfato:** *anhidrita* (CaSO<sub>4</sub>) y *yeso*(Ca SO<sub>4</sub> 2H<sub>2</sub>O).
- **Carbonatos:** *calcita*(CaCO<sub>3</sub>), *dolomita*(CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) y *magnesita*(MgCO<sub>3</sub>).
- **Boratos:** *bórax*(Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>5</sub> (OH)<sub>4</sub> 8H<sub>2</sub>O).

#### 1.4.6 Grupo de rocas silíceas.

En este grupo se reúnen a todas las rocas sedimentarias constituidas por sílice, que no son detríticas.

Para la clasificación de estas rocas se distinguen dos grupos fundamentales:

***Las de origen orgánico***

***Las de origen químico.***

Las ***Rocas silíceas de origen orgánico***, se diferencian en tres tipos fundamentales de acuerdo con el organismo que las forma del cual toman su nombre:



- *Las Esponjolitas* son rocas constituidas por acumulación de espículas de esponjas silíceas.
- *Las Radiolaritas* son rocas formadas por acumulación de restos de radiolarios unicelulares. Los radiolarios son microorganismos que viven en las aguas superficiales del mar, que a su muerte caen al fondo del mismo acumulándose y formando el cieno o lodo de radiolarios. El lodo de radiolarios se puede hallar predominantemente en zonas caracterizadas por escasa sedimentación de arena, limo, arcilla o carbonato; en el fondo de mar profundo, debajo del nivel de compensación de carbonato.
- *Las Diatomitas* son rocas formadas por placas de diatomeas, son porosas, blandas y muy ligeras.

Las **Rocas silíceas de origen químico**, son rocas con textura micro y criptocrystalina que se presentan bajo dos formas distintas:

1. Como nódulos en rocas carbonatadas
2. Forma de estratos.

La nomenclatura utilizada en este grupo es muy diversa, se basa principalmente en el color.

- **Pedernal.** Es la roca silícea más común, se presenta en una amplia variedad de colores, desde blanco, tonos de gris, café y negro. La variedad del pedernal de color negro es el silex.
- **Jaspe.** Es una variedad ferruginosa del pedernal, característicamente de color rojo.
- **Silcreta.** Esta roca tiende a ser masiva o pobremente estratificada, esta constituida en parte por calcedonia y en parte por cuarzo cristalino. Es un producto del intemperismo químico en regiones relativamente áridas de bajo relieve y derivado de rocas ígneas.
- **Porcelanita.** Es un pedernal característico por su textura, lustre y fractura de porcelana no vítrea constituida por cristobalita
- **Tripoli.** Es una variedad porosa de colores claros constituida por calcedonia principalmente.

#### 1.4.7 Grupo de rocas carbonosas.

Estas rocas son todas aquellas que tienen alto contenido de carbono orgánico, producto de la evolución diagenética, en diferentes rangos, de depósitos producidos por organismos.

Tales depósitos son tanto de origen vegetal (ricos en celulosa, hemicelulosa, resinas y lignitos) como animal (ricos en proteínas y grasas).

El material de partida para los depósitos carbonáceos son principalmente las plantas como los juncos, las cañas, los arbustos, los musgos pantanosos entre otros. Las plantas crecieron en pantanos y lagos de agua dulce, que en parte se inundaron ocasionalmente por mares llanos en climas subtropicales hasta tropicales. Con la ausencia de aguas subterráneas circulantes, la descomposición normal de los restos vegetales, que se basa en la presencia de oxígeno, termina enseguida bajo la cobertura de sedimentos y de otros restos vegetales forman gases, como el dióxido de carbono y el metano, conforme escapan estos gases aumenta de manera gradual el porcentaje de carbono. Las bacterias no son capaces de acabar el trabajo de descomposición porque son destruidas por los ácidos liberados por las plantas. Bajo las condiciones no completamente anaeróbicas y la descomposición parcial de los restos vegetales puede formarse una capa de **turba**; si esta tiene un enterramiento somero se transforma en **lignito**.

A medida que va aumentando el enterramiento la materia orgánica se compacta también cada vez más y el lignito se convierte en una roca más dura llamada **carbón bituminoso**; si esta roca es sometida a deformaciones, el calor y la presión inducen una pérdida de volátiles y agua, incrementando con ello la concentración de carbono fijado. Este proceso transforma por metamorfismo de bajo grado el carbón bituminoso a **antracita** si ocurre metamorfismo regional el producto final es grafito. La *figura 1.4.3* esquematiza de forma general las etapas sucesivas de la formación del carbón.

Como rocas fundamentales del grupo se tienen a:

- La **turba** que esta constituida de fragmentos de madera en una matriz de trozos desintegrados vegetales pequeños típicos de las marismas y los

pantanos. Los fragmentos vegetales son atacados por los residuos no completamente descompuestos de la vegetación muerta de las marismas o los pantanos, como las bacterias, los hongos y otros organismos. Las aguas subterráneas estancadas protegen la materia vegetal residual a descomponerse completamente. La turba se caracteriza por la presencia de celulosa libre y por un contenido en agua mayor de 70%. La turba forma masas de color amarillo claro hasta café o negro de restos vegetales, que están impregnados con agua.

- **El Lignito** es una roca combustible con un contenido de agua menor de 75% del volumen, contened restos de vegetales como trozos de madera, de hojas y de frutos que aun conservan sus estructuras originales; fueron transformados parcialmente debido a la carbonización. Es de color negro pardusco, con alto contenido de humedad por lo que se desintegra al secarse al aire.
- **El Carbón bituminoso**, es de mayor densidad, de color negro y con un bandeado ocasionado por alternancia de laminas lustrosas y mates; con mayor contenido de carbono que la turba y lignito (alrededor del 84%), y menor humedad, por lo que no se desintegra al exponerse al aire.

También pueden existir intercalados en sedimentos finos como lutitas y lodolitas, o aún calizas que contengan cierto contenido de carbono apreciable.

#### **1.4.8 Grupo de rocas ferruginosas.**

Se denomina con este nombre a las rocas que contienen más del 10% de Hierro (Fe), se acumulan en ambientes reductores, se pueden clasificar en dos clases:

- *Rocas ferruginosas pedernalosas (iron-formation).*
- *Rocas ferruginosas sin pedernal (ironstones).*

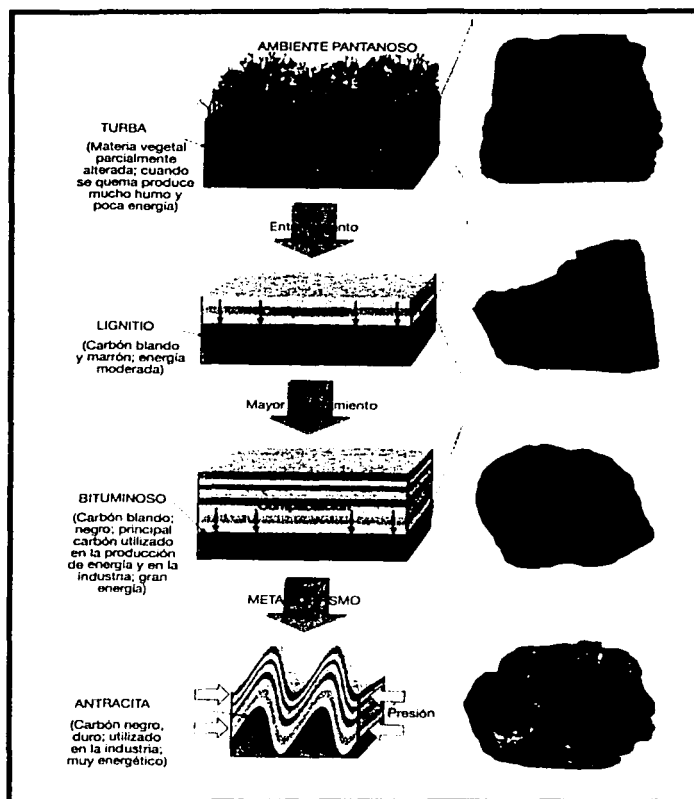


Figura 1.4.3- Etapas sucesivas de la formación del carbón. Tomada de Tarbuck et al. (1999).

#### 1.4.9 Grupo de rocas fosfáticas.

Las rocas fosfáticas son aquellas que contienen fosfatos con un porcentaje mayor al 7.8%, que es el promedio presente en la mayoría de rocas sedimentarias. Cuando el contenido es mayor del 20% de fosfatos, se definen comúnmente como fosforitas. Estas rocas son poco abundantes y tienen un elevado interés económico.

El origen del fosfato se ha atribuido a actividades de organismos que lo extraen del agua de mar y lo concentran en sus partes duras (huesos, escamas de peces, etc.).

Los fosfatos se presentan comúnmente con hábitos nodulares, están asociados con la glauconita y con material arenoso. Otros fosfatos se presentan en capas, con alta concentración, asociados con lutitas negras y pedernal.

**NOTA**

*En el apéndice se pueden ver algunas fotografías en las que se aprecian diversos tipos de rocas sedimentarias químicas.*

## 1.5 Facies

Aunque el término facies fue usado originalmente por Steno en la segunda mitad del siglo XVII tomado de Vera Torres, (1994), para aludir al aspecto externo de las rocas, fue Gressly 1814-1864 (tomado de Vera Torres, op.cit), quien en 1838, lo introduce en la nomenclatura geológica. La palabra viene del latín *facia* (facies), se usa tanto en singular como en plural de la misma forma, en casi todos los idiomas.

Se define como **facies** a un cuerpo de roca caracterizado por una particular combinación de litología, estructuras físicas y biológicas que imparten un aspecto diferente del cuerpo de rocas infrayacente, suprayacente o lateralmente equivalente. Al hacer la descripción de una facies, esta debe basarse en los datos obtenidos en el campo al observar las rocas sedimentarias (a partir de afloramientos o núcleos). En esta observación hay que tomar en cuenta los datos geométricos (espesor y forma de los estratos) y los relativos a las propias rocas (litología, textura, estructuras sedimentarias, fósiles, color, etc.), destacando aquellos aspectos que sean más representativos de su génesis.

El concepto de facies ha sido utilizado en muchos sentidos diferentes sin embargo dos de los mas usados son: un **sentido descriptivo** y un **sentido interpretativo**.

Así por ejemplo, las Biofacies y las Litofacies constituyen ejemplos de facies descriptivas, ya que tienen que ver con aspectos externos de los cuerpos sedimentarios, como su composición, su estructura interna, su granulometría, color, estructuras sedimentarias, geometría y los fósiles; se destacan los más útiles para una posterior interpretación genética; un ejemplo de facies descriptivas es el de facies de conglomerados mal clasificados y mal seleccionados con matriz arenosa (*Fig. 1.5.1*); otro ejemplo es el de calizas micríticas con estratos de 50 cm de espesor, con laminación paralela y pelecípodos y gastrópodos.

En el sentido interpretativo, se pueden mencionar las facies turbidíticas o facies deltaicas, en las cuales se le asigna a cada uno de estos dos cuerpos un mecanismo de formación. Otro ejemplo, corresponde con las facies de plataforma carbonatada (facies de laguna externa y facies arrecifales), las que cambian a facies de talud y estas a su vez a facies de aguas profundas (Fig. 1.5.2).



Figura 1.5.1- La fotografía muestra una facie de conglomerados mal clasificados y mal seleccionados de la Formación Atotonilco el Grande, en Santa María Amajac, Hgo. La facie fue determinada a partir de los aspectos externos del cuerpo de roca.

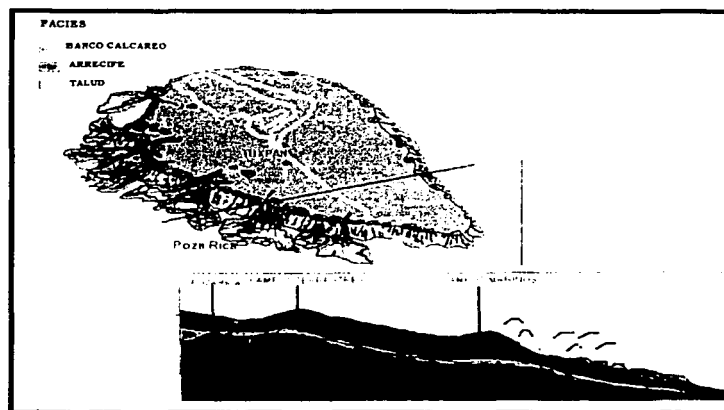


Figura 1.5.2- La figura muestra las facies interpretativas que determinan el mecanismo de formación de la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), en donde se ilustran las facies de laguna interna de bancos calcáreos y arrecifales (Formación el Abra) y las facies de Talud (Formación Tamabra). Tomada Guzmán Baldizan, Alfredo E. (1999).

### 1.5.1 Facies en su acepción abstracta y concreta.

En sentido o **acepción abstracta**, *facies de una roca es el "conjunto de características litológicas (composición, textura y estructuras sedimentarias) y paleontológicas que definen a dicha roca y permiten diferenciarla de las demás"*; a partir de estos parámetros puede ser deducido su origen y el ambiente en que se formó.

Aquí se usan los términos **facies isópicas** que corresponden a rocas sedimentarias con facies semejantes y **facies heterópicas** para las que son diferentes.

Se denominan **facies isópicas (facies similares)** a aquellas con características semejantes que corresponden a regiones o a edades diferentes (se repiten en distintas localizaciones estratigráficas), por ejemplo las facies de areniscas rojas. Las **facies heterópicas (facies diferentes)** tienen características litológicas distintas, cambian lateralmente entre sí aunque los depósitos son de la misma edad, por ejemplo las facies de agua dulce que cambian lateralmente a facies de agua salobre o marinas de una misma región.

Las *facies con referencia cronoestratigráfica* corresponden a facies descriptivas aplicables a materiales de una edad determinada, por ejemplo las facies Huizachal (lechos rojos del Triásico Superior-Jurásico Inferior). En todos los casos se trata de materiales de una edad similar con litofacies y biofacies muy similares, lo que permite reconocerla en áreas muy alejadas entre sí.

En sentido o **acepción concreta**, *"facies es un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litología, texturas, estructuras sedimentarias (físicas y biológicas), geometría, distribución de paleocorrientes, contenido fosilífero y color. Este cuerpo de roca está delimitado por encima, por debajo y lateralmente, a partir de cambios en la combinación de sus propiedades"*. Esta acepción de facies, se refiere a un volumen determinado de materiales y no a una idea abstracta o conjunto de propiedades. En este sentido la facies es la unidad depositacional fundamental y de menor rango.



### 1.5.2 Tipos de Facies.

Existen varios tipos de facies, dado los diferentes aspectos que se pueden observar en las rocas. Así se usan términos como litofacies, biofacies, microfacies, nanofacies y tectofacies. En la actualidad existen además las electrofacies (medidas en las diagrfías) y las facies sísmicas (medidas en perfiles sísmicos).

A continuación se describen brevemente los principales tipos de facies

- **Litofacies:** alude exclusivamente a los aspectos litológicos de un conjunto de estratos que son representativos y característicos de las condiciones físico-químicas que reinaron durante la depositación, por ejemplo facies de calizas oolíticas o facies de areniscas glauconíticas.
- **Biofacies:** es un término complementario de la litofacies, que alude a los aspectos paleontológicos y a las condiciones biológicas reinantes durante la depositación, por ejemplo facies de gastrópodos o facies de radiolarios.

Resulta obvio que la suma de la litofacies y de la biofacies es simplemente la facies.

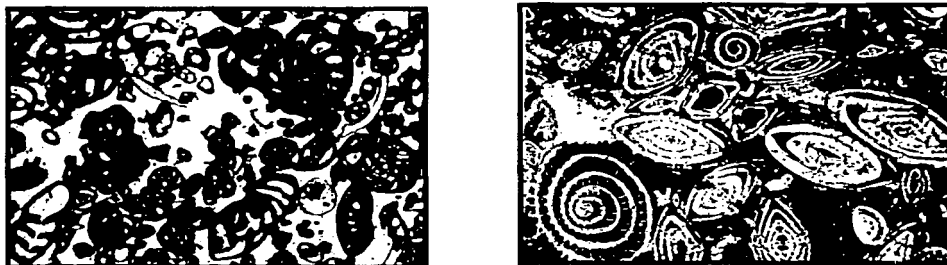


Figura 1.5.3- Las microfotografías ilustran el conjunto de características litológicas y paleontológicas que pueden ser observables al microscopio en lámina delgada, a partir de las cuales podemos determinar una microfacie del cuerpo de roca estudiado. La fotografía izquierda muestra una microfacie de caliza con numulitidos, y la fotografía del lado derecho nos muestra una microfacie de caliza con milliólidos. Tomada de A.E. Adams et al. (1997).

- **Microfacies:** es un término introducido por la Geología del petróleo, para denominar al conjunto de características litológicas y paleontológicas observables al microscopio en láminas delgadas; se asocian a las condiciones genéticas que controlaron su depositación (*Fig. 1.5.3*).
- **Nannofacies** término que se usa para designar al conjunto de características litologías, mineralógicas y petrofísicas observables en una muestra en un microscopio electrónico de barrido.
- **Tectofacies:** es el conjunto de materiales depositados bajo las mismas condiciones tectónicas (preorogénicas, sinorogénicas, postorogénicas, etc.). Es un término poco usado actualmente por ser poco práctico.

En los trabajos con descripciones de facies se usan algunas terminologías características, dentro de las más comunes están:

- **Facies isótropa:** los indicadores litológicos y paleontológicos de la facies señalan en este caso que una secuencia procede más o menos de un mismo ambiente de formación, por ejemplo Caliza coralígena (boundstone).
- **Facies heterótropa:** los indicadores litológicos y paleontológicos indican que provienen de diferentes sitios, ellos son en parte isótopos y en parte alótopos. Por ejemplo, facies de calizas de agua dulce con restos de animales y de plantas terrestres.
- **Indicadores alótopos de facies:** elementos litológicos y paleontológicos de facies que provienen de ambientes vecinos en presencia de elementos isótopos; estos componen una facies heterótropa. En el ejemplo de la facies heterótropa, los indicadores alótopos de facies son los restos de plantas terrestres.

### 1.5.3 Categorías de las facies y los cambios de facies.

El ordenamiento de las categorías de facies puede hacerse utilizando diferentes términos que con base en jerarquías establecen sus diferencias, los mas importantes son:

- **Subfacies:** Es una subdivisión que se caracteriza por el desarrollo de algún aspecto litológico o biológico distintivo en una facies. Por ejemplo; subfacies

de escombros de arrecifes, estos se ubican dentro de una facies de tipo arrecifal.

- **Intrafacies:** Es una subdivisión más o menos clara dentro de una facies. Por ejemplo; una intrafacies de areniscas con pelecípodos dentro de una facies de lutitas arcillosas de pelecípodos.
- **Interfacies:** Es una subdivisión más o menos clara entre dos facies que pueden ser isocrónicas o heterocrónicas. Por ejemplo interfacies de caliza margosa de gastrópodos entre las Facies de bancos gruesos de calizas con algas y la Facies de arcillas con pirita sin fósiles.

Según la posición dentro de la cuenca sedimentaria, los cambios de facies pueden ser de tres tipos:

- a) **Cambios laterales de facies:** ocurren entre dos facies comprendidas entre dos isócronas y por lo tanto son coetáneas o de la misma edad, las rocas son diferentes en cada facies existiendo una zona de interdigitación (*Fig. 1.5.4*).

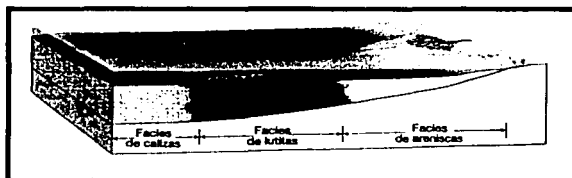


Figura 1.5.4- La figura muestra los cambios laterales entre facies entre tres unidades de la misma edad. Tomada de E.J. Tarbuck et al. (1999).

- b) **Cambios verticales de facies:** separan a dos facies depositadas en intervalos de tiempo sucesivos, en las que su límite es una superficie de deposición, cada facies tiene diferente litología, siendo la más antigua la unidad inferior (*Fig. 1.5.5*).

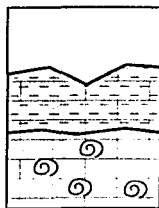


Figura 1.5.5- La figura muestra los cambios verticales entre una secuencia de carbonatos (parte inferior), calizas arcillosas (parte media) y lutitas (parte superior).

- c) **Cambios oblicuos de facies:** son aquellos en los que tienen lugar simultáneamente cambios de facies laterales y verticales, se caracteriza por una franja que en su conjunto es oblicua a las líneas isócronas; estos tipos de cambios son bastante frecuentes en las cuencas sedimentarias (Fig. 1.5.6).

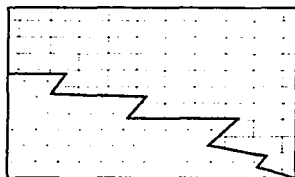


Figura 1.5.6- La figura muestra cambios laterales y verticales de facies (cambios oblicuos), entre una secuencia de areniscas y una secuencia de calizas.

Todos los cambios de facies antes descritos pueden ser graduales o bruscos.

#### 1.5.4 Características de las Facies.

Los tipos de facies y sus asociaciones, son de gran utilidad en los estudios sedimentológicos y estratigráficos con fines de evaluación de cuencas sedimentarias en la exploración de hidrocarburos. Para designar el contenido de una facies se usan las características de la secuencia o tipo de roca. Las denominaciones o nombres de las facies pueden ser diferentes, se pueden utilizar nombres de características descriptivas o de alguna interpretación subjetiva. Por ejemplo, las facies de calizas margosas de ammonites; es un nombre descriptivo y objetivo de una facies. Facies neríticas de aguas calientes, es un nombre interpretativo o subjetivo de una facies.

Aunque generalmente se emplean nombres con características litológicas y paleontológicas, en otros casos menos frecuentes se utilizan las características paleoecológicas-paleogeográficas. Se sugiere no utilizar nombres compuestos, tales como:

- Facies de calizas arenosas de corales y ostras del Cenozoico, o
- Facies de mares tropicales de aguas poco profundas.

Es común nombrar una facies basándose en alguna característica distintiva, tal como se muestra en la *Tabla 1.5.1*:

<b>Tipo de característica o contenido</b>	<b>Facies de</b>
<b>1. Características litológicas</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Areniscas conglomeráticas rojas</li> <li>➤ Calizas margosas</li> <li>➤ Areniscas verdes (Areniscas glauconíticas)</li> </ul>
<b>2. Contenido biológico (paleontológico)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Globigerinas</li> <li>➤ Crucianas</li> <li>➤ Corales-nerineas</li> </ul>
<b>3. Contenido y características litológicas y biológicas</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Calizas de algas</li> <li>➤ Calizas rojas de ammonites</li> <li>➤ Lutitas bituminosas de graptolites</li> </ul>
<b>4. Localidades geográficas</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Tatinul</li> <li>➤ El Abra</li> <li>➤ El Doctor</li> </ul>
<b>5. Nombres históricos:</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Facies de Lechos rojos</li> <li>➤ Facies Flysh</li> </ul>

**Tabla 1.5.1** Ejemplos de nombres representativos de facies.

Las denominaciones más usadas en la actualidad son como los que se indican en la tabla anterior con los números 1, 2 y 3.

### 1.5.5 Asociaciones de facies y secuencia de facies

Una **Asociación de facies** es la distribución ordenada de varias facies elementales genéticamente relacionadas entre sí, las cuales tienen un significado ambiental. Una asociación de facies esta por lo tanto, basada en observaciones concretas y se puede expresar como una tabla de datos, como un sumario

estadístico o un diagrama de ocurrencias estratigráficas; el ejemplo mas común es la Columna geológica (columna litológica o estratigráfica).

Cualquier Asociación de facies debe cumplir las siguientes dos condiciones básicas:

1. Que se trate de facies que se encuentren juntas (próximas).
2. Que estén genéticamente relacionadas entre sí (Ambientalmente).

Las asociaciones de facies se reconocen a partir de su expresión vertical en las secciones estratigráficas detalladas. Estas asociaciones de facies se denominan secuencia de facies o secuencia elemental.

Una **secuencia elemental o secuencia de facies** está formada por dos o más facies genéticamente relacionadas que se repiten periódicamente. Ellas proporcionan información valiosa para la reconstrucción de la historia de una cuenca sedimentaria. Este conjunto de estratos concordantes y relacionados genéticamente, están limitados en su base y en su cima por discordancias de carácter regional o por las superficies conformes equivalentes (lateralmente) Fisher & McGovern, 1967 (tomada de Vera Torres op. cit.). Es recomendable no usar el término secuencia para unidades de rango menor; Para estas últimas es mejor emplear el concepto de "**asociación de facies**".

*Toda facies determinada tiene límites que están definidos en el espacio (arealmente) y en el tiempo (cronoestratigráficamente).*

Arealmente los límites de una litofacies son los límites del **litotopo** y los límites de las biofacies son los del **biotopo**. Sus dimensiones son muy variables, están reguladas por la superficie que ocupó el sector del medio sedimentario con características homogéneas en el que tuvo lugar el depósito.

Su relación con el tiempo está dada por la posición respecto a líneas de igual tiempo o **isócronas**. Normalmente las isócronas están representadas en los estratos por las propias superficies de depositación.

En los medios sedimentarios se pueden tener los siguientes tres tipos de secuencias de facies:

- **Secuencia estacionaria.**
- **Secuencia grano creciente o negativa.**
- **Secuencia grano decreciente o positiva.**

**Una secuencia estacionaria** ocurre muy raramente en la naturaleza, puesto que los límites entre los diferentes litotopos permanecen en una misma posición. Para que esto suceda, en cada intervalo de tiempo el volumen de los aportes debe ser igual al de la acomodación (volumen de hueco dejado por la subida relativa del nivel del mar capaz de recibir sedimentos). Lo frecuente es que los aportes sean mayores o menores que la acomodación.

Si los aportes son mayores, la secuencia depositada es una **secuencia grano creciente o negativa**, los litotopos más proximales tienden a desplazarse hacia el interior de la cuenca y a colocarse sobre los más distales (Regresión).

Si los aportes son menores que la acomodación, la secuencia depositada es una **secuencia grano decreciente o positiva**, los litotopos más distales se colocan sobre los más proximales (Transgresión).

Como la secuencia deposicional está determinada por un criterio objetivo singular (relaciones físicas entre sus propios estratos), es muy útil para establecer modelos estratigráficos comprensibles.

El estudio específico completo y detallado de las secuencias, en el que se incluye su reconocimiento, su distribución vertical y su interpretación, se denomina **análisis secuencial**.

El **Análisis secuencial** Lombard, 1956 (tomada de Vera Torres. Op cit), "*consiste en definir la serie virtual, que es el orden teórico o ideal con que tienden a aparecer las sucesivas unidades litológicas, frente a la serie real o sucesión concreta que aparece en el campo*".

Una **Serie estratigráfica**, es la sucesión de materiales estratificados característicos de un determinado intervalo de tiempo en una región determinada. La representación de una serie recibe el nombre de sección, serie columna estratigráfica o corte estratigráfico.

#### 1.5.6. Ley o regla de Walther.

**La Ley de correlación de las facies** Johannes Walther, 1893 (tomada de Vera Torres et al. Op. cit), plantea el concepto de polaridad sedimentaria en las asociaciones de facies en las que no medien discontinuidades estratigráficas, esto debe ocurrir en materiales dentro de una misma región y genéticamente relacionados.

Dentro de un ciclo sedimentario dado, la misma sucesión de facies que ocurre lateralmente está también presente en sucesión vertical, en otras palabras; las facies que se encuentran superpuestas se encuentran también yuxtapuestas con la misma ordenación.

Este principio es aplicable en la medida que las sucesiones no presenten rupturas importantes, puesto que una superficie de erosión puede significar la desaparición de una o más facies que sí se registran lateralmente.

También debe tomarse siempre en cuenta su fundamento uniformitarista, por lo cual cabe destacarse que los medios sedimentarios no se distribuyen de forma homogénea en la horizontal (distribución de las áreas de sedimentación activa, de no-deposición y de erosión).

#### 1.5.7 Modelos de facies

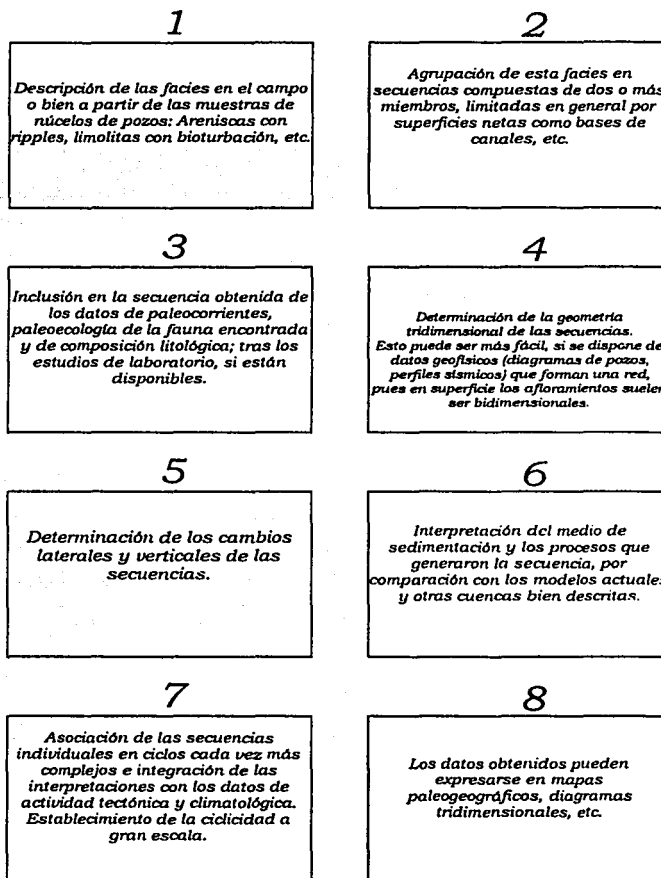
Un **modelo de facies** es una herramienta interpretativa, la cual es utilizada por los geólogos para explicar la asociación de facies observada. Un modelo de facies puede ser desarrollado en principio para explicar solo una unidad estratigráfica, pero luego con el estudio de otras unidades estratigráficas similares, puede





explican cuando tienen lugar la diagénesis y la maduración de la materia orgánica.

La metodología a emplear en el análisis de facies y de cuencas sedimentarias podría resumirse en los ocho pasos siguientes:



### 1.5.9 Relación entre medio sedimentarios, procesos y facies.

La relación entre medios, procesos y facies puede resumirse en un modelo determinístico o modelo causa-efecto Selley, 1970, y Rici Lucchi, 1981 (tomada de Arche Alfredo et. al., 1992).

En el funcionamiento de este modelo existen dos tipos de causas, *las estáticas (el medio sedimentario)* y *las dinámicas (los procesos sedimentarios)*, cuya interacción da lugar al efecto (*las facies sedimentarias*) como se muestra en la Fig. 1.5.8.

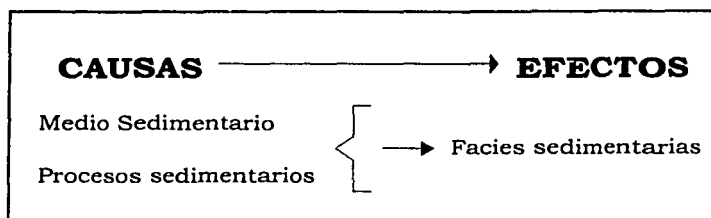


Fig.1.5.8 Modelo causa-efecto entre el medio, procesos y facies Selley, 1970, y Rici Lucchi, 1981 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992).

Las causas dinámicas no actúan de forma instantánea, sino que, para que se produzca su efecto, debe pasar un tiempo más o menos largo. Esto se debe a que actúan de forma discreta, cuántica y no continua Allen, 1973 (tomada de Arche Alfredo op. cit.).

En la figura 1.5.9, se muestra un ejemplo de las relaciones entre facies, medios, procesos y tiempo; por ejemplo, una facies de lutitas bituminosas se produce en un medio marino profundo asociado a un proceso de hundimiento en el Jurásico, o bien, una facies de areniscas gradadas se produce en un medio de borde precontinental por un proceso de corriente de turbidez en el Cretácico

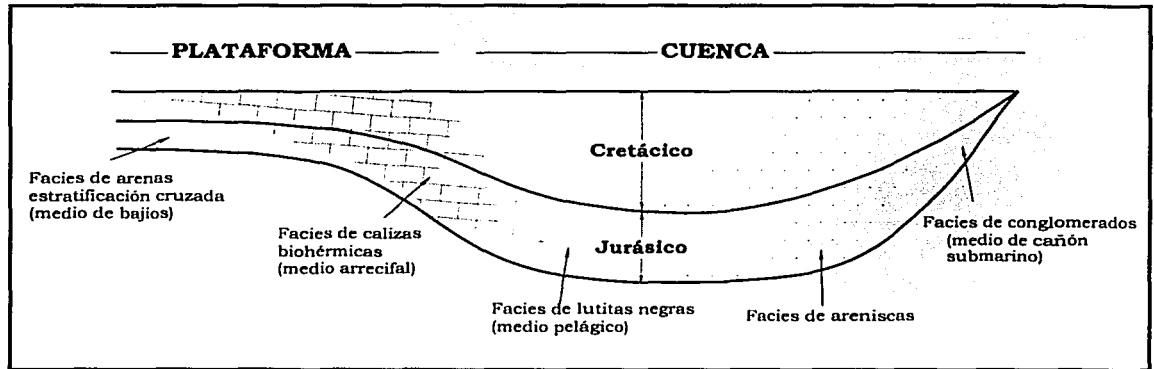


Fig.1.5.9 Figura que muestra de manera esquemática la relación entre el medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca teórica Selley, 1976 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992).

## 1.6 Estructuras Sedimentarias

Las estructuras sedimentarias son un importante atributo de las rocas sedimentarias y se definen como la disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento Selley, 1976 (tomada de Selley, R. C., 1988). Esta disposición es una consecuencia de los agentes geológicos y de los procesos físicos, aunque intervienen asimismo los de tipo químico y biológico.

Evidentemente cualquier estructura sedimentaria no dependerá de la edad que posea el sedimento que la incluye, sobre todo cuando los procesos que la han originado han sido procesos físicos y químicos. Es por ello que, si de estos tipos de estructuras sedimentarias se puede obtener algún dato sobre el ambiente de sedimentación, será extensible con mucha mayor facilidad a todos los sedimentos, sea cual sea su edad.

El estudio de las estructuras sedimentarias que se forman en la actualidad han sido la clave para la interpretación de las del pasado. Aunque no hay que olvidar que muchas de las estructuras sedimentarias actuales no llegan a conservarse en sedimentos fósiles. Hay algunas que duran tan solo unos días, otras unas horas y otras unos minutos o segundos. Es imposible predecir qué tipo y qué cantidad de ellas llegarán a conservarse, pues dependerá de las condiciones ambientales bajo las que se forman y de que estén, en mayor o menor grado, en equilibrio con el ambiente sedimentario.

Las estructuras sedimentarias pueden ser usadas para deducir las condiciones y procesos de depósito, determinar la dirección de las corrientes que depositaron los sedimentos, etc. Las estructuras sedimentarias son muy diversas y pueden ocurrir en casi cualquier litología de las rocas sedimentarias.

### 1.6.1 Clasificación de las Estructuras Sedimentarias.

Una primera clasificación de las estructuras se basa en su contemporaneidad o no-contemporaneidad con el sedimento (*Tabla 1.6.1*). La clasificación incluye las estructuras primarias (inorgánicas y orgánicas) y las secundarias (diagenéticas).

- **Estructuras primarias:** son las formadas al momento del depósito o muy poco tiempo después, antes de la consolidación de los sedimentos en que se desarrollan. Se tienen los siguientes dos tipos generales:
- **Inorgánicas:** son el resultado de la interacción de la gravedad con las características físicas y químicas del sedimento, así como también de las condiciones hidrodinámicas.
  - **Orgánicas o de bioturbación:** son las marcas de actividad orgánica en los sedimentos Reineck, 1975 (tomada de Selley, op. cit).
- **Estructuras secundarias:** también conocidas como diagenéticas, se forman durante la litificación del sedimento.

Clasificación de las estructuras sedimentarias.	
Primarias (Físicas)	a) Inorgánicas b) Orgánicas
Secundarias (Químicas)	c) Diagenéticas

Tabla 1.6.1. La tabla muestra la clasificación de las estructuras sedimentarias de acuerdo con su contemporaneidad con el sedimento.

### 1.6.2. Estructuras primarias inorgánicas.

Existen tres grupos principales en las que se divide ha este tipo de estructuras que pueden ser definidos por su morfología y tiempo de formación (Tabla 1.6.2. ).

- a) El primer grupo de estructuras es **pre-deposicional** con respecto a las capas que inmediatamente las cubren. Estas estructuras ocurren entre la superficie de dos capas y en gran parte consisten de rasgos erosionales.
- b) El segundo grupo de estructuras son de origen **sindeposicionales** a las capas. Estas se refieren a la forma de depósito de las capas (se observan dentro de las capas).

- c) El tercer grupo de estructuras es de origen *post-deposicional* al depósito de las capas. Estas son estructuras de deformaciones o por introducción de alguna sustancia.

<b>ESTRUCTURAS PRIMARIAS INORGÁNICAS.</b>		
<b>ESTRUCTURAS PRE-DEPOSICIONAL.</b>	<b>ESTRUCTURAS SIN-DEPOSICIONAL.</b>	<b>ESTRUCTURAS POS-DEPOSICIONAL.</b>
1.- Grietas de desecación.	1.- Estratificación.	1.- Estructuras de carga (load structures).
2.- Gotas de lluvia.	2.- Estratificación cruzada.	2.- Almohadillas.
3.- Impresiones de cristales y moldes.	3.- Estratificación cruzada planar.	3.- Estructuras de deslizamiento.
4.- Alineación primaria.	4.- Estratificación cruzada lenticular.	4.- Slumping.
5.- Marcas de resaca.	5.- Estratificación flaser y estratificación lenticular.	5.- Estratificación convoluta.
6.- Marcas de corriente.	6.- Estratificación gradada.	6.- Inyecciones e intrusiones.
7.- Marcas tipo flauta.	7.- Estratificación intercalada.	
8.- Estructuras de corte y relleno.	8.- Rizaduras.	
9.- Marcas de arroyo (rill marks).	a) Crestas rectas	
10.- Marcas por objetos (tool marks).	b) Crestas onduladas.	
a) Características	c) Crestas discontinuas.	
b) Desmorinamiento	9.- Rizaduras de oleaje.	
	10.- Rizaduras de corriente.	
	11.- Rizaduras de viento.	
	12.- Rizaduras combinadas.	
	13.- Rizaduras aisladas.	

Tabla 1.6.2. La tabla muestra la clasificación de las estructuras sedimentarias inorgánicas.

#### ➤ **Estructuras pre-deposicionales.**

Se presentan en las superficies de estratificación, registran condiciones ambientales y de flujo anteriores al depósito de la capa que las cubre; rara vez pueden ser identificadas en sección y la mejor forma de visualizarlas es en vista frontal, ya sea de la parte superior del estrato sobre el que se encuentran o de la parte inferior del estrato que las cubrió. Son siempre criterios de polaridad, o sea, sirven para averiguar cuál es el techo y cuál es la base de un estrato. Las

estructuras de piso generalmente son el "negativo" o "contramolde" de alguna estructura del techo los mas comunes son:

1. **Grietas de desecación.** Son divisiones poligonales en superficie, producto de la evaporación de agua contenida en sedimentos cohesivos (lodos). Pueden ser rectas o curvas con polígonos de tres a más de seis lados, en sección presentan forma de "V" y profundizan en el estrato desde unos milímetros a unos pocos centímetros; por lo general están rellenas de material más fino. Son útiles para la interpretación de superficies expuestas al aire.
2. **Gotas de lluvia.** Son producidas por el impacto de gotas sobre una capa de sedimento suave, son cráteres del orden de milímetros, circulares si la caída de la gota es perpendicular al suelo y son elípticos cuando la gota cae en dirección oblicua. El granizo forma cráteres más grandes, profundos e irregulares que la lluvia.
3. **Impresiones de cristales y moldes.** Son generadas por el crecimiento de cristales de yeso, sal y/o hielo, sobre la superficie de sedimentos suaves, posteriormente estos se disuelven y las impresiones son llenadas con sedimentos.
4. **Alineación primaria.** Son canalillos orientados paralelos a la corriente y son indicativos de esta; en las playas son producto del flujo de resaca en combinación con la laminación propia del lugar.
5. **Marcas de resaca.** Son marcas semiesféricas interconectadas, producidas al regresar la ola, la cual deja un patrón de marcas imbricadas sobre la arena, también son conocidas como marcas de oleaje.
6. **Marcas de corriente.** Son resultado de la erosión de la superficie sedimentaria por el flujo de una corriente sobre ella.
7. **Marcas tipo flauta (flute marks).** Son surcos alargados y discontinuos, la parte corriente arriba es más abrupta y profunda, del rango de unos milímetros a centímetros; se han reconocido cuatro subtipos, lenguada, triangular o cónica, alargada simétrica y bulbosa.
8. **Estructuras de corte y relleno:** se generan cuando un flujo (de agua o viento), escarba sobre sedimentos no consolidados, formando pequeñas



depresiones irregulares, al cambiar las condiciones de flujo nuevo material se sedimenta y rellena dichas depresiones.

**9. Marcas de arroyo (rill marks):** son surcos de forma dendrítica, creados bajo el flujo de una delgada capa de agua sobre la superficie de sedimento durante el proceso de regresión del nivel de agua. Se asocian a cambios de condiciones subacuosas a condiciones subaéreas.

**10. Marcas por objetos (tool marks).** Son producidas por objetos sobre la superficie sedimentaria al pasar una corriente alrededor de ellos. Existen dos tipos:

- **Estacionarias (crescent marks):** son depresiones de forma cónica alargada o de media luna, con punta aguas arriba; se forman alrededor de un obstáculo, el cual no es movido por la corriente mientras la depresión es producida; presenta zonas diferenciales de excavación, por lo general el mayor grado de escarbe es justo en la cara donde la corriente choca contra el objeto; detrás del objeto se crea una zona de lento depósito producto del cambio local en las condiciones hidráulicas de la corriente.
- **De movimiento:** son surcos creados cuando el objeto es arrastrado por la corriente (**chevron cast**), el sedimento se acumula en la parte posterior del mismo; otro tipo son las marcas de impacto y corriente (**groove cast**), que son generadas con sedimentos en saltación dentro de un flujo, son huecos en el fondo, que son más someros corriente arriba y más acentuados corriente abajo.

➤ **Estructuras sindeposicionales.**

Son estructuras internas que se observan en una sección normal sobre los planos de estratificación, las más importantes son:

1. **La Estratificación** es una sucesión de estratos; la más representativa es la **estratificación paralela o tabular**, en la cual las superficies de estratificación son paralelas entre sí.
2. **Estratificación cruzada:** se presenta cuando una capa contiene laminación interna inclinada con respecto a la superficie de sedimentación.

3. **Estratificación cruzada planar:** presenta superficies de estratificación planas y en muchos casos es el resultado de la migración de rizaduras.
4. **Estratificación cruzada lenticular:** se presenta cuando las superficies de sedimentación son curvas en forma de lentes y canales.
5. **Estratificación flaser y estratificación lenticular:** la estratificación flaser son lentes de lodo en una matriz de arena y la lenticular son lentes de arena en una matriz de lodo; ambas se deben a condiciones variables en forma cíclica tanto del régimen hidráulico como del aporte de estos dos materiales.
6. **Estratificación gradada:** corresponde a una variación ordenada en el tamaño de grano dentro de un mismo estrato. Se designa como "normal" cuando hacia la base del estrato hay mayor proporción de material grueso, el cual disminuye paulatinamente hacia la cima, en donde este domina en proporción con el material grueso. Se llama "inversa" cuando la abundancia de finos es hacia la base y los gruesos hacia la cima.
7. **Estratificación intercalada:** se define como una alternancia de capas, registrándose dos tipos: gruesa, que se caracteriza por la intercalación de capas de material grueso con capas de material fino, y la fina, que es intercalación de capas de material fino de diferente composición, textura o color.
8. **Las rizaduras** son ondulaciones en superficies no cohesivas o poco cohesivas, resultado de la interacción entre el oleaje y las corrientes con el sedimento; en sección pueden ser simétricas o asimétricas, con crestas redondeadas, angulosas o aplanadas. La mayoría de sus clasificaciones se basan en su modo de origen, forma y tamaño. Pueden ser descritas con base en la forma de sus crestas, reconociéndose tres tipos:
  - **Crestas rectas,** son derechas a través del ancho de la rizadura (sin curvaturas en planta) y son continuas por largas distancias.
  - **Crestas onduladas,** son sinuosas (en planta) a lo ancho de la rizadura, pero también son continuas por largas distancias.
  - **Crestas discontinuas,** la línea de cresta no es continua sino fragmentada y no puede ser seguida, pueden presentarse en variedad de formas como semilunares, triangulares y rómbicas

Por el agente principal que las forma y sus procesos de generación, las rizaduras pueden dividirse en los siguientes cinco grupos:

9. **Rizaduras de oleaje:** son ondulaciones simétricas y asimétricas producidas por la acción de las olas en sedimentos no cohesivos (arena). Usualmente son de crestas rectas mostrando bifurcación (la cual nunca se presenta en las rizaduras de corriente).
10. **Rizaduras de corriente:** son rizaduras formadas en una superficie no cohesiva, debido a la acción de corrientes unidireccionales; son alargadas transversalmente al flujo y de crestas espaciadas. Generalmente se conoce a las de crestas rectas como de baja energía, a las onduladas como de energía media y a las semilunares como de alta energía. La estructura interna de la rizadura cambia al aumentar la energía, asociándose de esta manera estratificación cruzada planar a las rizaduras de crestas rectas, estratificación cruzada lenticular a las onduladas y también estratificación cruzada lenticular, aunque más acentuada a las semilunares. Un tipo especial son las rizaduras rómbicas y las antidunas.
11. **Rizaduras de viento:** se producen por la acción del viento en los materiales no cohesivos (arena), presentan crestas paralelas semirectas; en estas los granos gruesos se presentan en las crestas, al contrario de los producidos en agua que tienen sus granos más gruesos en los valles y en la base. Las megarizaduras de viento se conocen y clasifican como dunas.
12. **Rizaduras combinadas:** se forman bajo la influencia tanto del oleaje como de corriente en igual magnitud, generalmente se dan en aguas someras; son de dos tipos, longitudinales, con dirección paralela a la corriente, y las transversales, con crestas transversales a la dirección de la corriente y forma redondeada.
13. **Rizaduras aisladas:** conocidas también como incompletas, se originan cuando no existe suficiente aporte de arena para cubrir completamente la superficie de estas, son aplanadas, con líneas de cresta discontinuas y en los valles usualmente se observa el sustrato, son comunes en las llanuras de marea lodosas.

**➤ Estructuras pos-deposicionales.**

Son capas de sedimento que han sido deformadas y distorsionadas por procesos inorgánicos, no tectónicos, en un tiempo posterior al depósito y antes de la consolidación de los sedimentos. El principal agente generador es la gravedad. Son de carácter local, referidas a una o varias capas deformadas dentro de capas no deformadas, se dividen en seis grupos (estructuras de carga, almohadillas, estructuras de deslizamiento, estratificación convoluta e inyecciones e intrusiones); sus características principales se describen a continuación:

1. **Estructuras de carga (Load structures)** son producidas por el hundimiento de sucesivas capas de arenas sobre capas lodosas, por lo general se preservan en el lado inferior de una capa arenosa que sobreyace a una loda.
2. **Almohadillas** son producidas por capas de arena entre capas lodosas; la capa de arena es rota y forma almohadas aisladas que se sumergen en la capa inferior; dentro de estas no se observan estructuras, salvo en ocasiones una laminación incipiente.
3. **Estructuras de deslizamiento** son producidas por el movimiento de capas por gravedad, creando así un pequeño fallamiento normal; se asocian comúnmente con una rápida sedimentación.
4. **Slumping** son estratos plegados y a veces fracturados por deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, son debidas al deslizamiento subacuático de una masa de estratos previamente depositados. Se dan en series rítmicas de alternancia areniscas-lutitas o calizas-margas, en los que los niveles tienen distinta coherencia. Los estratos deformados aparecen intercalados entre estratos horizontales tabulares, que decapitan las partes superiores de los pliegues. El espesor de los slumps va de decímetros a varias decenas de metros. Se originan en algunos casos cuando un movimiento sísmico desestabiliza la masa de estratos mediante su licuefacción y éstos tienden a deslizarse por la pendiente (1° a 4° de inclinación). Una vez iniciado el deslizamiento, las capas tienden a plegarse y fracturarse con geometrías que indican claramente el sentido del deslizamiento y, por tanto, de la pendiente. Con el tiempo, los pliegues pueden erosionarse en su parte superior y sobre de ellos se depositará un conjunto de estratos horizontales

discordantes. Los slumps se forman principalmente en el talud. Son criterios de polaridad y paleopendiente.

5. **Estratificación convoluta:** es irregular, por que se encuentra plegada en patrones complejos, sin embargo, puede seguirse continuamente. Generalmente se forma mejor en los sedimentos de grano fino o limo-arenosos; es formada debido a diferencias de esfuerzos hidroplásticos por licuefacción o por sobrecarga diferencial. Es abundante en llanuras de intermarea.
6. **Inyecciones e intrusiones:** los volcanes de arena y lodo son pequeños rasgos en forma de volcanes, con diámetro de algunos centímetros a metros; son de forma más o menos circular, eyectados de un canal central. Se asocian a la expulsión de agua por los sedimentos debido a carga o expulsión de gases; se presentan en zonas de sedimentación intermitente. Los diques clásticos, pueden formarse hacia abajo o hacia arriba a través de las grietas y fracturas de capas adyacentes, son de arena, grava, limo, lodo o bitumen. Cuando el material es inyectado desde abajo, este sigue fracturas y es impulsado por presión litostática de sus alrededores, por hidrostasia o por gas.

### 1.6.3 Estructuras orgánicas.

Es la modificación o retrabajo de los sedimentos realizado por organismos que viven sobre o dentro de los mismos, a esto se le conoce como bioturbación, puede ser indicativa de la altura de sedimentación y del nivel de actividad de estos seres, se compone de icnofósiles. Un icnofósil es cualquier tipo de actividad originada por organismos en el sedimento, dentro de estos se encuentran los siguientes:

1. **Huellas de pisadas.** Son impresiones dejadas en el sustrato por el pie, mano, o podio de un animal.
2. **Las galerías.** Son orificios excavados en el sedimento, por gusanos, lombrices, etc.
3. **Moldes de cuerpos.** Son formados al posarse los organismos en el sedimento quedando registrado la forma del mismo.

4. **Las pistas.** Son la traza continua producida por el desplazamiento de un animal que tiene al menos una parte de su cuerpo en contacto constante con el sedimento de grano fino.
5. **Los Montículos.** Son acumulaciones de sedimentos en la entrada de galerías.
6. **Las masas arrecifales.** Son otro tipo de estructura orgánica, que se caracteriza por ser asociaciones y concentraciones de organismos (corales, moluscos, braquiópodos, foraminíferos, equinodermos, briozoarios, algas, etc.), que viven bajo el agua a una profundidad somera determinada; estos organismos forman un conjunto rígido debido a la secreción de carbonato del calcio, el cual es utilizado para construir sus esqueletos y partes duras; los que además cumplen con la función de proteger los tejidos blandos del medio exterior, así como para sostenerlos en posición de crecimiento. En particular las algas clorofíceas forman estromatolitos, que son acumulaciones de los organismos en capas sucesivas. Los corales también forman importantes montículos arrecifales.

#### 1.6.4 Estructuras secundarias (Químicas).

Son estructuras producidas al cambiar las condiciones ambientales, cuando ya se ha consolidado el sedimento; dentro de los más importantes tenemos a los siguientes:

1. **Estructuras de disolución.** Son aquellas formadas por la acción de fluidos que viajan dentro de los sedimentos ya consolidados y bajo ciertas condiciones de presión. Tal acción consiste en la disolución de materiales fácilmente solubles, o bien alteración química de otros en las partes por donde pasan los fluidos.
2. **Estilolitas.** Son cicatrices que unen superficies que muestran una mutua interrelación, a lo largo de las cuales han existido presión-disolución de material. Estas líneas semejan una sutura, se presentan en rocas homogéneas y solubles, especialmente en las carbonatadas (aún en aquellas en las que ya existe metamorfismo). Pueden ser pequeñas (microestilolitas), de milímetros a 10 o 20 cm (macroestilolitas); incluso pueden formar redes; en algunos casos son muy grandes, llegando a varios metros. Generalmente se presentan

paralelas a la estratificación, aunque también las hay transversales y perpendiculares a ella.

3. **Estructuras acrecionales.** Son estructuras originadas por segregaciones de los constituyentes menores de la roca en que se encuentran; segregaciones que se precipitan en los poros, huecos o fracturas, (por lo que están en función de la porosidad y permeabilidad original).
4. **Nódulos y concreciones.** Son cuerpos más o menos equidimensionales, de ovalados a subsféricos y globulares; se forman por precipitación de minerales alrededor de un poro, centro o núcleo, que con frecuencia es un fósil. Tales cuerpos pueden unirse entre sí y constituir formas compuestas menos regulares. Se orientan preferentemente con sus ejes mayores paralelos a la estratificación o laminación de la roca encajonante, la cual atraviesa a estos cuerpos. Se pueden tener nódulos y concreciones de diferentes materiales como:
  - *Calcáreos de ocurrencia en areniscas y limolitas.*
  - *De caliche.*
  - *De pedernal*
  - *De materiales fosfáticos o ferruginosos*
  - *De barita*
5. **Agregados cristalinos.** Se forman por precipitación de soluciones segregadas de la roca encajonante. Son cuerpos cristalinos grandes en su mayoría, que muestran cierto arreglo radial o acicular (*esferulitas*) o simetría radial (*rosetas*), o un intercrecimiento de cristales grande.
6. **Las vetillas.** Son formadas por segregaciones de la roca encajonante que son depositadas como relleno en cavidades y fracturas. Su composición más común es de cuarzo u otras formas de sílice y calcita.
7. **Las estructuras compuestas.** Son formadas por dos o más procesos diferentes de precipitación de las soluciones segregadas a partir de la roca encajonante, que no ocurren al mismo tiempo. Dentro de las estructuras compuestas tenemos a:
  - **Las geodas.** Son cuerpos subsféricos, globulares, huecos, de unos centímetros hasta de más de un metro de diámetro; son ígeramente

aplanados, cuyo diámetro ecuatorial es paralelo a la estratificación. Ocurren preferentemente en calizas y dolomías arcillosas.

- **Las septarias.** Son cuerpos, subesféricos a ovalados, con una serie de grietas internas radiadas, se forman por desecación con posterior relleno, se pierden hacia los bordes, donde son cortadas por otra serie de grietas concéntricas, rellenas también; son más abundantes en la parte interna del cuerpo. Su ocurrencia es principalmente en lutitas.
- **Cono en cono** son estructuras en forma de conos que cubren a otras concreciones calcáreas; ocurren generalmente en capas de lutitas negras. Sus ápices apuntan perpendicularmente a la capa, hacia arriba o hacia abajo, o a la superficie de la concreción, hacia adentro o hacia afuera.

NOTA

*En el apéndice se pueden ver algunas fotografías en las que se aprecian diversas estructuras sedimentarias.*



### 1.7. Ambiente sedimentario.

Una definición amplia de medio sedimentario, es la de "lugar de la superficie terrestre en que se realizan procesos sedimentarios que pueden individualizarse en zonas limítrofes por sus características físicas químicas y biológicas que determinan las propiedades del sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes" Reineck, 1975 (tomada de Reineck, H.E., 1980).

Los medios sedimentarios varían en su persistencia en el tiempo, en el tamaño del área ocupada y en la uniformidad o variabilidad de sus condiciones. Es importante destacar que los medios sedimentarios no son todos idénticos y sus límites no son netos, situación que dificulta la labor de su definición y clasificación.

Entre las características físicas que individualizan los medios sedimentarios, se incluyen aspectos dinámicos como la velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del fluido que condicionan el medio; corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, etc., así como los parámetros geográficos y climáticos del mismo, como tipo de meteorización, clima, temperatura, humedad, frecuencia de las heladas, precipitación, etc. Entre las características químicas hay que considerar la salinidad, las condiciones de pH y eH del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente; principalmente en los subacuáticos. A su vez, el estudio de los minerales autógenos dentro de un ambiente, son de utilidad en la determinación de dichas condiciones químicas Friedman, G. M. et al. (1992).

Entre las características biológicas hay que destacar todo lo referente a la flora y su influencia en los procesos sedimentarios, formación de suelos, erosión, etc., y a la fauna, así como las correspondientes interacciones con el ambiente que puede motivar la individualización de algún medio sedimentario.

Desde el punto de vista estratigráfico, los medios sedimentarios adquieren importancia al ser el lugar y conjunto de condiciones físicas, químicas y

biológicas en que se realiza la acumulación de sedimentos. Las masas de sedimentos y rocas sedimentarias acumuladas se pueden subdividir y distinguir unas de otras por sus características litológicas, geométricas, estructuras sedimentarias, red de paleocorrientes, fósiles, etc., definiéndose como "facies sedimentarias", siendo el resultado de la existencia de un medio sedimentario cuyas características han condicionado las propiedades de las facies. Debido que la mayoría de las estructuras sedimentarias primarias se presentan en varios ambientes y no se restringen a ninguno en particular, la presencia o ausencia de una sola estructura aislada muy rara vez es indicativa de todo un ambiente de depósito, por lo que es necesario analizar (para la interpretación de ambientes) todo el conjunto de estructuras sedimentarias primarias y en especial la presencia de combinaciones de ellas. Son las asociaciones de estructuras junto con las asociaciones litológicas, las que sí son indicativas de ambientes específicos Reineck, 1975 (tomada de Reineck, H.E. op. cit.).

Una parte importante de la estratigrafía presenta como problema fundamental el interpretar y reconstruir los medios sedimentarios a partir de las características de las facies sedimentarias. El análisis genético de las facies es la base para el estudio de medios sedimentarios antiguos, relacionándose entre si en forma de proceso-respuesta.

### **1.7.1 Carácter de los Ambientes sedimentarios.**

El conjunto de las condiciones físicas, químicas y biológicas define el carácter de un ambiente, el cual en primera instancia puede ser de:

- **Erosión.**
- **Depósito.**

Es erosivo cuando en el ambiente dominan los procesos de denudación, implicando también una morfología erosiva así como sus productos. Es de depósito si en él dominan los procesos de acumulación, este tipo de ambientes son los que dejan huella en el registro geológico Walker, (1992).

Para hacer tal diferenciación de ambientes es necesario el correcto establecimiento de las condiciones hidrodinámicas del ambiente; esta información hidrodinámica está presente en:

1. Las estructuras sedimentarias primarias, las cuales proporcionan información sobre las condiciones de energía al momento del depósito (velocidad de flujo, profundidad, turbulencia).
2. La textura de los sedimentos, que brinda información acerca del medio y modo de transporte del material.

Estos rasgos prevalecen en las rocas aún cuando el ambiente sedimentario haya sido modificado o desaparecido, por lo que a través de ellos (junto con criterios mineralógicos y estructurales) es posible interpretar ambientes sedimentarios antiguos aplicando el Principio de Uniformismo propuesto por Hutton 1785 (tomada de Tarbuck, Edward J. et al., 1999).

En general, los medios sedimentarios de erosión neta son básicamente terrestres; sin embargo en las zonas mixtas y/o marinas la erosión es activa en costas de retroceso, en cañones submarinos o en fondos marinos sometidos a corrientes intensas.

Existen también medios sedimentarios en equilibrio o de no-deposición que se mantienen estables durante largo tiempo, en estos si se han desarrollado algunas alteraciones principalmente de tipo químico. Esto ocurre particularmente en medios aéreos donde algunos suelos prueban su estabilidad, como por ejemplo, en los suelos de bauxita, lateritas y de costras ferruginosas. Cuando esto ocurre en un medio marino subacuático, el sustrato reacciona con el agua del mar, generando depósitos de fosfatos, óxido de manganeso y otros productos de la diagénesis, sufriendo simultáneamente la acción de organismos que los perforan y modifican.

### **1.7.2 Clasificación de los Ambientes sedimentarios.**

El agrupamiento o clasificación de las variadas posibilidades de medios sedimentarios que se dan sobre la superficie terrestre, han tenido

fundamentalmente una base geográfica. La división en **medios continentales, marinos y transicionales**, queda perfectamente justificada a la vista de la curva hipsográfica de la superficie terrestre, formada por dos tramos, uno continental y otro marino, enlazados sobre la plataforma marina.

Las subdivisiones presentan una gran influencia de las características climáticas en los medios continentales y transicionales; en cambio son la batimetría, los procesos de transporte y el origen del sedimento los que condicionan los medios marinos (*Tabla 1.7.1*). En el apéndice se pueden ver algunas fotografías en las que se aprecian algunos ambientes sedimentarios.

AMBIENTES SEDIMENTARIOS	
CONTINENTALES	GLACIARES EOLICOS LACUSTRES ABANICOS ALUVIALES FLUVIALES
TRANSICION O MIXTOS	PALUSTRES COSTEROS DELTAS ESTUARIOS LAGOONS
MARINOS	PLATAFORMA CLASTICA PLATAFORMA CARBONATADA RAMPAS TALUD CONTINENTAL PLANICES ABISALES (CUENCAS)

Tabla 1.7.1 Clasificación tradicional de los Ambientes Sedimentarios basada su posición geográfica sobre la superficie terrestre.

Las **Tablas 1.7.2a, 1.7.2a', 1.7.2b, 1.7.2b', 1.7.2c y 1.7.2c'**, describen de manera genérica las características principales que predominan en los ambientes continentales, mixtos y marinos siliciclásticos; las características de los ambientes marinos carbonatados se exponen en las **Tablas 1.7.3a y 1.7.3b**, los cuales son explicados por medio de las facies estándar de Wilson. *Al final del capítulo se pueden observar fotografías que representan algunos de los ambientes sedimentarios.*

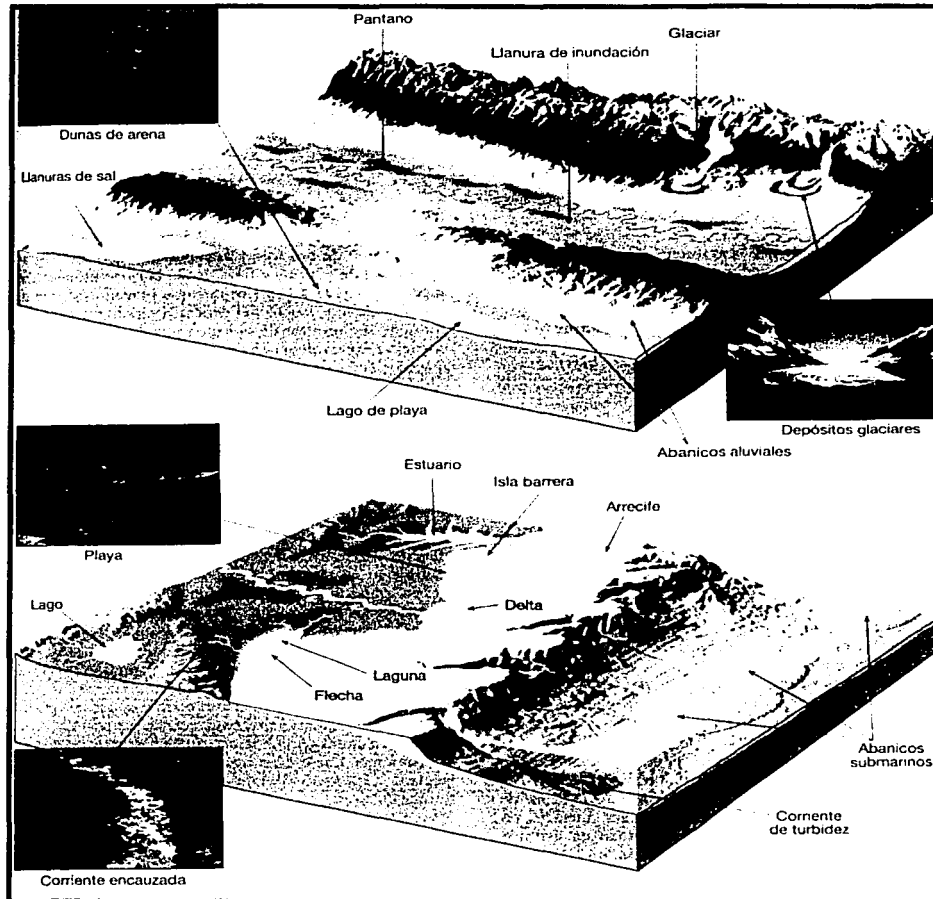


Fig.1.7.1 Esquema que muestra los diferentes tipos de ambientes. Tomada de E.J. Tarbuck et al. (1999).

ELEMENTOS DEL MEDIO SEDIMENTARIO (Tabla 1.7.1 a Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992.).

MEDIOS		AGENTE	GEOMETRÍA	ENERGÍA	BIOLOGÍA	GEOMETRÍA
<b>GLACIAL</b> (Con Periglacial y Pluvio-glacial)		Hielo y agua de fusión	Variable según tamaño y morfología. El tipo de glaciar condicionado por la latitud y la altitud	Movimiento del hielo (gravedad), y arrastre del agua de fusión.	Nula influencia biológica.	Masiva, arriñonada. Bandas alargadas. Lentejones en disposición irregular.
<b>EÓLICO Y DESERTICO</b>		Aire, accidentalmente agua (red torrencial con grandes crecidas)	Condiciones límites dadas por vertientes externas y medio fluvial árido marginal. A veces lagos temporales.	Viento y corrientes de agua efímeras. Energía térmica importante.	Sin importancia.	Bancos de tendencia planar, irregulares. Superficies truncadas con formas onduladas irregulares. Dunas y cordones.
<b>ABANICO ALUVIAL</b>		Corrientes de agua y fangos efímeros. Ocasionalmente aire.	Abanicos, apoyados en zonas montañosas. Límites con medios eólico, fluvial, glaciar y lacustre.	Corrientes de agua y corrientes de gravedad.	Sin importancia.	Abanicos formados por cuñas y canales radiales que pasa a anastomosarse. Lentejones y cuñas con suave inclinación.
FLUVIAL	<b>Anastomosados</b>	Agua, en movimiento.	Forma de la red de drenaje, seguidos los límites del valle, pendientes suaves y máxima superficie de inundación.	Energía cinética de la corriente de agua.	Poca importancia. La vegetación influye en la extensión de los depósitos de inundación.	Canales y lentejones superpuestos. Barras alargadas arenosas entre materiales más finos. Baja sinuosidad de canales.
	<b>Meandros</b>	Agua, en movimiento.	Forma de la red de drenaje, semicirculares en los límites del valle, pendientes y máxima superficie de inundación.	Energía cinética de la corriente de agua.	Poca importancia. La vegetación influye en la extensión de los depósitos de inundación.	Formas y lentejones superpuestos. Barras alargadas arenosas entre materiales más finos. Baja sinuosidad de canales.
<b>LACUSTRE</b>		Agua, generalmente dulce.	Límites en tamaño, forman profundidad, variables. Tendencia circular, troncocónica aplanada. Límites con playas, deltas, ríos, etcétera.	Energía térmica y química. Energía de oleaje y viento. Importancia de procesos biológicos.	Importante, con variaciones desde exterior a zonas profundas.	Formas prismáticas y lentejones irregulares.
<b>PALUSTRE</b>		Agua cenagosa, con gases disueltos (CH <sub>4</sub> , CO <sub>2</sub> , etc.), que forman condiciones anaerobias	Ovalada con profundidad muy escasa. A veces lineal.	Química, térmica y biológica. Escasa energía mecánica.	Muy importante. Los depósitos son parcial o casi totalmente orgánicos.	Lentejones de pequeño espesor. Laminaciones paralelas.

\* Continúa en la siguiente página.

CARACTERÍSTICAS DE LA FACIES SEDIMENTARIAS (Tabla 1.7.2 a' Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992).

LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	RED DE PALEOCORRIENTES	FÓSILES
Detríticos, desde bloques a arcillas. Ausencia de clasificación. Clastos angulosos a subangulosos, excepto retoque fluvial. Tillitas.	Caóticas y homogéneas. Laminación y estratificación cruzada por aguas de fusión.	Paralela pasando a abanicos centrifugos.	Generalmente ausentes. Vegetales y vertebrados en las zonas de borde.
Arenas de grano fino-medio, de cuarzo. En zonas costeras, carbonatos con posible cemento. Buena clasificación, asimétrica positiva y curvas bimodales. Limos (de variada composición) en loess.	Estratificación cruzada grande tabular o en surco. Ripples asimétricos, espaciados y de pequeña amplitud. Laminación horizontal y deformaciones penecontemporáneas.	Red regional, circular rodeando altas previsiones. Vector local, uni - bi o polimodal	Ausentes, a veces restos de vertebrados y vegetales. Huellas. En zonas litorales restos de fauna transportada.
Cantos y gravas, arenas y fangos arcillosos. Mala clasificación. Señales de oxidación. Curvas polimodales y clastos subangulosos.	Estratificación masiva, subhoricanal. Superficies de algas y vegetación zonal. Alternancia de depósitos de coladas de fango y de canales con estratificación cruzada. Superficies erosivas frecuentes.	Radial en abanico a subparalela. Vector local unimodal.	Ausencia de fósiles. Vertebrados y plantas en ocasiones.
Arenas, gravas y limos arcillosos. Predominio de limos con las arenas en geometría alargada.	Estratificación cruzada, laminación paralela y cruzada. Grietas de desecación en términos finos; ripples Presencia de y huellas de carga. Grietas de desecación.	Regional, subparalela a en abanico. Vector local unimodal de baja variabilidad.	Raros, a veces plantas y vertebrados.
Arenas, limos arcillosos y lentejones de gravas. Pobre clasificación y poca madurez. Predominio de arenas en lentejones planares (canales de alta sinuosidad).	Canales con estratificación cruzada, tabular y en surco. Ripples en términos finos y laminación paralela en limos. Grietas de desecación y gotas de lluvia. Secuencias características.	Regional subparalelo pasando a centripeto de gran variabilidad por control de pendientes. Vector local unimodal de alta variabilidad.	Escasos vertebrados y vegetales en las arenas. Faunas dulceacuicolas. Algún nivel carbonoso en limos.
Detríticos, (grano fino), calcáreo y evaporítico. Influencia variable de sales y gases disueltos. Facies marginales detríticas gruesas. Secuencias generalmente regresivas de relleno.	Laminación ripples, turbiditas. Estratificación cruzada y canales en las facies marginales.	Regional centripeta. Bimodales sobre la costa. Vector local unidireccional.	Frecuentes fauna abundante y variada. Zonas marginales con niveles carbonosos.
Sedimentos de tamaño limo a arcilla, con predominio de restos orgánicos vegetales.	Estructuras de raíces. Escasas señales de corrientes.	Poco identificable. Escasos canales muy planos.	Vegetales muy abundantes.

ELEMENTOS DEL MEDIO SEDIMENTARIO (Tabla 1.7.2 b. Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992)

MEDIOS	AGENTE	GEOMETRÍA	ENERGÍA	BIOLOGÍA	GEOMETRÍA
<b>KARSTICO</b>	Agua con gases disueltos (CO <sub>2</sub> ), que actúa sobre rocas calcáreas, raramente sobre evaporitas.	Muy restringida, con grandes variaciones locales, grandes cavernas a pequeños conductos formando una red tridimensional.	Principalmente química y en parte mecánica.	Papel escaso, muy poca fauna típica.	Irregular, condicionada por las condiciones límites y la circulación en la carst.
<b>LAGOON</b>	Agua salada, poco agitada.	Tamaño, forma y profundidad variables. Barrera limitantes de variable expresión topográfica.	Térmica y cinética debida al viento y corrientes. Zonas de canales de mayores velocidades de corrientes controladas por mareas.	Importante, desde plantas acuáticas a organismos de fondo y plantas que contribuyen a dar depósitos orgánicos y de carbonatos.	Formas planas alargadas y curvadas que tienden a colocarse paralelas a la costa.
<b>ESTUARIO</b>	Agua salobre, desde dulce (fluvial) a salada (marina). Varios mecanismos de mezcla.	Agua con salinidad variable. Tendencia a formas en V. tanto en planta como en sección. Límites con medios fluvial, litoral, etc.	Mecánica, debida a oscilación mareal y mecanismos de mezcla de aguas de diferente salinidad.	Importante, comedores de fango, algas, y bentónicos. Mezcla de fauna dulceacuícola y salina controlada por la circulación.	Formas lenticulares y canales que tienden a colocarse perpendiculares a la costa. Barras transversales en el frente de la cuña salina.
<b>DELTAICO</b>	Ocasionalmente aire y agua.	Tamaño restringido, tiende a formas de abanico con canales de distribución, barras, etc. Pasos a medios fluviales, litorales, lagoon, estuario y marinos.	Principalmente mecánica, aportada por las corrientes fluviales, las mareas y el oleaje. Secundariamente, el viento. Transición posible a zonas con energía biológica y química.	Sólo importancia local, en las transiciones a lagunas y zonas de vegetación. Frecuente flora, a veces dando depósitos carbonosos, y fauna desde dulceacuícola a marina.	Lentejones y canales dando una cuña en abanico. Predominio de lentejones y canales en el techo, en disposición radial.
<b>ARRECIFAL</b>	Agua, salinidad normal, agitadas y claras. Poca profundidad.	Alargados, curvados a circulares o anulares. Pasos a medios marinos y de lagoon.	Mecánica, de oleaje y mareas, y biológica (potencial ecológico de constructores)	Fundamental e imprescindibles, los organismos constructores de diferentes grupos según medio y edad.	Formas de lineal a curvada o circular. Frecuente en masas lenticulares (parches), y formas domicas.
<b>LITORAL</b>	Agua marina y accidentalmente aire (dunas litorales y playas) Caracterizado por alternancias agua-aire.	Muy variable. Tendencia alargada a superficial costas de playa, acantilados, barreras, manglares, etc.).	Predominio de energía mecánica de oleaje y corrientes litorales. Accidentalmente el viento.	Poco importante, excepto en manglares con gran importancia de vegetales. Generalmente los abundantes componentes orgánicos son detriticos.	Formas variables de tendencia alargada, recta a curvada, paralela a la dirección de la costa.

\* Continua en la siguiente página.



CARACTERÍSTICAS DE LA FACIES SEDIMENTARIAS (Tabla 1.7.2 b' Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992).

LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	RED DE PALEOCORRIENTES	FOSILES
Arcillas de descalcificación e incrustaciones y coladas calcáreas. Sedimentación litoquímica.	Caóticas a estructuras típicas de transporte subacuático y concéntricas de procesos litoquímicos.	Unimodal de pequeña variación en el vector local.	Prácticamente ausentes, a veces vertebrados arrastrados.
Sedimentos variados. Detríticos finos arena fina a arcilla, carbonatos, depósitos orgánicos. Fangos carbonatados.	Laminación paralela, ripples y flaser. Bioturbación, grietas de desecación y cantos blandos. Canales mareales de grano más grueso, matriz arcillosa y estratificación cruzada. Superficies de algas.	Unimodal, bimodal (mareal) o polimodal, según la geometría y circulación.	Fauna marina con variaciones en salinidad. Fragmentos de constructores y vertebrados marinos.
Sedimentos detríticos finos de origen fluvial, con detríticos finos de origen marino (corriente mareal y erosión litoral), generalmente ricos en carbonatos. Alto contenido en materia orgánica.	Señales de corrientes de la aportación fluvial. Transición de megaripples a ripples pequeños.	Bimodal (mareal) a polimodal, según el régimen de circulación de mezcla en el estuario.	Fauna salobre, marina a dulceacuicola. Acumulaciones de conchas.
Detritos de todos los tamaños, predominan limos y arcillas. La fracción más gruesa y mejor clasificada se concentra en el techo de la unidad. Sedimentos autígenos y restos orgánicos vegetales.	Arcillas laminadas, sin ripples en la base. Canales con estructuras de corrientes densas y deslizamientos en la zona central. Estratificación cruzada y laminación de ripples en el techo. Bioturbación y lentejones de acumulación de conchas en los materiales finos.	Unimodal a radial en canales y frente deltaico. A veces red de tipo turbidítico en el frente.	Fauna marina en la base de la secuencia con materiales finos. Fauna salobre y dulceacuicola con señales de vegetación en el techo.
Masa de constructores, a veces cristalizada y dolomitizada, que en el hueco engloba fangos y bioclastos Matriz clásica en el frente (talud), de fangos, mientras que pasa a facies lagoon en la zona protegida.	Masiva red de constructores en posición de vida, interconectadas. Laminación, grietas de desecación y ligera bioturbación en las zonas protegidas. Estratificación inclinada, deslizamiento, e incluso turbiditas.	Sólo existente en canales y facies frontales que marcan pendiente sedimentaria. Sólo valor local.	Fundamental, constructores diversos. Algas y bentos.
Depósitos detríticos, cantos a limos, predominio de arena media fina. Buena clasificación. Restos de conchas en la fracción detrítica.	Granos y estratificación eólica, en las partes altas. Estratificación cruzada festonada en canales. En general, estratificación de ripples. Perforaciones en la parte inferior hacia el mar, con bioturbación.	Bimodal, e incluso polimodal. Predominio de las corrientes hacia la costa y paralela. Amplia desviación.	Abundantes bentos. Alto contenido bioclástico en la fracción detrítica.

ELEMENTOS DEL MEDIO SEDIMENTARIO (Tabla 1.7.2 c Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992).

MEDIOS	AGENTE	GEOMETRÍA	ENERGÍA	BIOLOGÍA	GEOMETRÍA
<i>Planicies abisales.</i>	Gravedad.	Asociada a flancos de las dorsales, a las colinas abisales y partes profundas de las cuencas oceánicas.	Gravedad (Tasa de sedimentación lenta).	Materia orgánica inferior al 1%.	.estratificación delgada de gran extensión.
<i>Talud Continental.</i>	Corrientes de agua.	Abanicos coalescentes, apoyados en los taludes.	Corrientes de agua en canales submarinos y flujos de lodos.	Sin importancia.	Abanicos formados por cuñas y canales radiales.
<i>Plataforma clástica.</i>	Oleaje y corrientes marinas.	Rodeando continentes extendiéndose hasta el talud(mares pericontinentales). Areas continentales a modo de brazos de mar).	Energía hidráulica. Corrientes de marea, meteorológicas, oceánicas y de densidad.	Importante, con variaciones desde la zona próxima al continente hacia el talud.	Formas de cuerpos tabulares con frecuentes discontinuidades sedimentarias propiciadas por las variaciones relativas de nivel del mar.

\* Continúa en la parte inferior.

CARACTERÍSTICAS DE LA FACIES SEDIMENTARIAS (Tabla 1.7.2c).

LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	RED DE PALEOCORRIENTES	FÓSILES
Arcillas rojas y las arcillas esqueléticas orgánicas, calcáreas o silíceas; destacan las facies de barros de globigerinas, barros de gasterópodos, barros de diatomeas y barros de radiolarios.	Laminación y estructuras de deslizamiento (slump).	Sin importancia.	Fauna bentónica (foraminíferos).
Una secuencia de abajo-arriba formada de conglomerados, arenas y limos terrigenos con barros pelágicos encima.	Laminación convoluta y estructuras de deslizamiento (slump).	Radial en abanico a subparalela, con canales distributarios. Vector local unimodal.	Ausentes.
Sedimentos gruesos hacia la línea de costa, y disminuyendo a medida que avanza hacia mar abierto. Areniscas lutitas, mezcla de ambas. Material bien clasificado.	Estratificación cruzada, rizaduras simétricas, bioturbación, barras de arena, laminación paralela y laminación flaser. Formación de minerales autígenos(glauconita).	Corrientes bidireccionales, rectilíneas o rotatorias.	Invertebrados corales cefalópodos, braquiópodos gasterópodos, bivalvos.

FACIES ESTANDAR DE WILSON (Tabla 1.7.3 a Modificada de Arche Alfredo et. al. 1992).

TIPO DE FAICES	I	II	III	IV	V
<b>Facies</b>	Cuenca (eudínica o evaporítica). a) Clásticos finos. b) Carbonatos. c) Evaporitas.	Plataforma abierta (marino nerítico abierto). a) Carbonatos. b) Pizarras.	Carbonatos del pie del talud. Límite de la plataforma profunda.	Talud SS. a) Sedimentos estratificados de grano fino con deslizamientos. b) Calcarenitas. c) Masas de lodos calcáreos.	Arrecife orgánico. a) Masa boundstone. b) Costra sobre acumulaciones de restos orgánicos y fangos calcáreos, boundstone.
<b>Litología</b>	Pizarras o limos oscuros, calizas en bancos delgados, relleno evaporítico con sales en caso de desecación.	Calizas muy fosilíferas intercaladas con margas. Estratos bien diferenciados.	Calizas de grano fino, localmente con sílice.	Variable, dependiendo de la turbulencia del agua en la parte superior del talud. Brechas sedimentarias y calcarenitas.	Caliza y dolomía masiva.
<b>Color</b>	Marrón oscuro, negro, rojo.	Gris, verde, rojo, marrón.	Oscuro a claro.	Oscuro a claro.	Claro.
<b>Tipo de grano y textura deposicional</b>	Calizas mudstone, calcilimolitas finas.	Calizas wackestones bioclásticas y de fósiles enteros, algunas calcilimolitas.	Principalmente calizas mudstone con algunas calcilitas.	Calcilimolitas y wackestone packestone bioclásticas, litoclastos de tamaños variados.	Boundstones y grainstone en los huecos packstones.
<b>Cuerpos sedimentarios de segundo orden</b>			Debris flow y turbiditas de estratos finamente laminados.	Bloque gigantes de talud. Cavidades grandes rellena. Montículos de la pendiente.	Montículos de pendientes fuertes. Arrecifes monticulares. Boundstones. Arrecifes marginales y de barrera. Espolones y canales.
<b>Estratificación y estructuras sedimentarias</b>	Laminaciones milimétricas muy regulares. Sedimentación rítmica, laminación cruzada de ripples.	Bioturbación abundante, de delgada a media. Capas onduladas o nudulares. Las superficies de estratificación pueden mostrar diastemas.	Laminaciones menores. A menudo capas masivas, lenticulares o gradadas. Litoclastos y bloques exóticos.	Deslizamientos en sedimentos blandos. Estratificación de flaser. Biohermos. Bloques exóticos.	Estructura orgánica masiva o armazones abiertos con cavidades cerradas. Laminación contraria a la gravedad.
<b>Componentes clásticos terrígenos</b>	Limos y pizarras cuarzosos, limolitas de grano fino, sílice.	Limos, limolitas y pizarras cuarzosos. Estratos bien diferenciados.	Algunas pizarras, limos y areniscas de grano fino.	Algunas pizarras, limos y limolitas de grano fino.	Ninguno.
<b>Comunidad orgánica</b>	Exclusivamente fauna nectónica-pelágica. Localmente abundante en los planos de estratificación.	Fauna conchifera muy diversa, tanto de infauna como de epifauna.	Restos de bioclastos provenientes en su mayor parte de la zona superior de la pendiente.	Colonias de organismos fósiles enteros y restos bioclásticos.	Colonias constructoras de armazones mayores con formas ramosas en los huecos. Comunidades <i>in situ</i> habitando ciertos nichos.
<b>Microfacies tipo (microfacies estándar de Wilson)</b>	1.- Espuculita. 2.- Caliza limosa microbioclásticas. 3.- Micrita pelágica. Lutitas de radiolaritas.	2.- Caliza limosa microbioclásticas. 8.- Conchas enteras en micrita. 9.- Wackestone bioclástica. 10.- Granos recubiertos de micrita.	2.- Caliza limosa microbioclástica. 3.- Micrita pelágica. 4.- Microbrecha bioclástica-litoclástica.	4.- Microbrecha bioclástico-litoclástica. Conglomerado litoclástico. (Conglomerados intraformacionales). 5.- Grainstone-Packestone bioclástica. Floatstone. 6.- Rudstone arrecifal.	7.- Boundstone. 11.- Grainstone bioclásticas con revestimiento o desgaste de los granos. 12.- Coquina (conchas rotas).

\* Continúa en la siguiente página.

FACIES ESTANDAR DE WILSON (Tabla 1.7.3 a').

TIPO DE FACIES	VI	VII	VIII	IX
<b>Facies</b>	Calcarenitas de borde de la plataforma. a) Bajíos de calcarenitas. b) Islas con dunas de calcarenitas.	Plataforma abierta (lagoon de plataforma) marino normal, fauna limitada) a) Cuerpos calcareníticos. b) Areas wackestones-mudstone biohermas. c) Areas de clásticos terrígenos.	Plataforma restringida. a) Wackestone bioclástica en lagoones y bahías. b) Calcarenitas lito-bioclásticas en canales mareales. c) Lodos calcáreos en llanuras mareales. d) Niveles siliciclásticos finos intercalados.	Llanura supamaral evaporítica. a) Anhidrita nodular y dolomita en llanuras saladas (sabkhas). b) Evaporitas laminadas en salinas (ponds).
<b>Litología</b>	Calcarenitas oolíticas o dolomías.	Variable carbonatos y clásticos.	Generalmente dolomías y calizas dolomíticas.	Dolomita y anhidrita irregularmente laminadas, pueden pasar a capas rojas.
<b>Color</b>	Claro.	Oscuro a claro.	Claro.	Rojo, amarillo, marrón
<b>Tipo de grano y textura deposicional</b>	Grainstone bien clasificadas, redondeadas.	Gran variedad de texturas. De grainstone a mudstone.	Mudstone grumoso y peletoidal, grainstone mudstone laminadas, wackstone con litoclastos gruesos en canales.	
<b>Cuerpos sedimentarios de segundo orden</b>	Islas. Dunas. Barras de barrera. Bocas y canales.	Deltas mareales. Lagunas de lagoon. Montículos de plataforma típicos. Algas columnares. Canales y barras mareales de calcarenitas.	Llanuras mareales. Malecones de canales. Charcas y lagunas. Cinturones de tapices de algas.	Domos d anhidrita. Costas laminadas de yeso. Salinas (ponds). Sabkhas (llanuras evaporíticas).
<b>Estratificación y estructuras sedimentarias</b>	Estratificación cruzada de media y gran escala.	Pistas (bioturbación muy intensa)	Estructura fenestral. Estromatolitos. Laminación milimétrica. Estratificación gradada. Costras de dolomia. Calcarenitas con estratificación cruzada en canales.	Alternancia anhidrita-yeso. Nodular, rosetas mud craks, laminaciones irregulares y Caliches carbonatados.
<b>Componentes clásticos terrígenos</b>	Solamente algo de mezcla de arenas cuarzosas.	Capas terrígenas y calcáreas bien diferenciadas.	Detrítico-terrigenos y carbonatos en estratos bien diferenciados.	Niveles cólicos (derivados de tierra firme) que pueden dar unidades importantes.
<b>Comunidad orgánica</b>	Pocos organismos indígenas. Comunidades especializadas. Restos de conchas en general desgastadas por abrasión, procedentes de otros medios de la plataforma.	Generalmente carece de fauna de mar abierto (ejemplo. Equinodermos, braquiópodos, cefalópodos). Aparecen: moluscos, esponjas, foraminíferos, algas verdes y azules-verdes). Piches arrecifales.	Fauna muy limitada. Gasterópodos, algas (principalmente azules-verdes), ciertos foraminíferos (miliólidos) y ostrácodos.	Excepto las algas estromatolíticas, principalmente fauna autóctona.
<b>Microfacies tipo (microfacies de tipo Wilson)</b>	11.- Grainstones bioclásticos de granos revestidos o desgastados. 12.- Coquina (conchas rotas). 13.- Grainstones bioclásticas encoidales 14.- Brechas lag (erosivas). 15.- Oolita.	8.- Conchas enteras en micrita. 9.- Wackestones bioclásticas. 10.- Granos con cubierta micrítica. 18.- Grainstone de foraminíferos,	19.- Micrita laminada fenestral-peleoidal. 21.- Micritas spongiostromáticas. 22.- Micrita oncoidal. 23.- Micrita pura no laminada. 24.- Rudstone en canales.	20.- Micrita estromatolítica. 23.- Micrita pura no laminada. Anhidrita enterol

## 1.8 Diagénesis.

Se puede entender de manera general como **diagénesis**, a todos aquellos cambios físicos, químicos y bioquímicos que suceden en un depósito sedimentario desde su acumulación original hasta el comienzo del metamorfismo o bien hasta el inicio del intemperismo. Estos cambios se llevan a cabo en condiciones de presión y temperatura propias (normales) de la superficie o de parte externa de la corteza terrestre.

### 1.8.1 La sedimentogénesis y la metagénesis.

El estudio de los cambios diagenéticos se divide en dos partes: una que se refiere a los estados físicos, físico-químico, bioquímicos y a los cambios que puede sufrir el sedimento en cada uno de ellos (*etapas*). Otra, en la que se analizan las modificaciones de una partícula en una capa de sedimento recientemente depositado, incluyendo los cambios químicos que se efectúan (*procesos*).

Fairbridge 1967 y Strakhov 1963, 1970 (tomada de Vera Ocampo, et.al., 1987), son autores que han publicado de manera clara, la secuencia de cambios físico-químicos de los sedimentos después de haber sido depositados.

A continuación se describen los fundamentos de los dos enfoques, iniciado por Strakhov.

El enfoque de Strakhov 1963, 1970, en Corrales et al., 1977, distingue principalmente dos tipos de cambios en los sedimentos: **la sedimentogénesis y la metagénesis**.

La **sedimentogénesis** se refiere a la formación del sedimento, estudia todo lo relativo a los procesos que dan origen a los distintos tipos de sedimentos.

La **metagénesis** la divide en tres partes: *diagénesis*, *catagénesis* (epigénesis) y *protometamorfismo*.

- La **diagénesis** está restringida a la transformación del sedimento a roca sedimentaria, incluyendo la neoformación de minerales, la redistribución y recristalización de minerales y la litificación.
- La **catagénesis** (epigénesis) está relacionada a los cambios secundarios que se originan en la roca sedimentaria ya formada.
- El **protometamorfismo** se excluye de los procesos sedimentarios ya que inicia el metamorfismo.

### 1.8.2 Etapas de la diagénesis y la catagénesis.

La diagénesis y la catagénesis se han dividido en cuatro etapas según la variación de los factores que ocasionan aumento de la profundidad debido a un mayor sepultamiento (*Fig. 1.8.1*).

#### ➤ **Etapa I. De Halmirolisis.**

Esta etapa empieza con las reorganizaciones y sustituciones que tienen lugar en el sedimento cuando aún está en contacto con el agua de mar y cuando las partículas pueden aún ser removidas por ella. Se realizan procesos de neoformación (autigénesis o neogénesis) de minerales bajo condiciones oxidantes o neutras. (*Fig. 1.8.1*).

Cuando en una cuenca sedimentaria se tiene el lodo en movimiento, generalmente se tiene un medio oxidante, por lo que la actividad bacteriana es intensa. En esta especie de humus con Ph ácido, las conchas calcáreas pequeñas son destruidas. Esta etapa involucra transformaciones químicas debido a que algunos minerales se alteran por ser inestables, liberándose sílice, mientras que algunos elementos como el Fe, Mn y el P, se fijan selectivamente al sedimento o entran a formar parte de minerales autigenéticos, como la glauconita.

#### ➤ **Etapa II. De Sinddiagénesis.**

Ocurre una zona reductora y con vida anaeróbica, las bacterias juegan un papel predominante y la neoformación tiende a dar minerales con iones en forma reducida, como el caso donde se da la transformación de sulfatos en sulfuros; así

mismo la sílice puede ser movilizada y removida (Fig. 1.8.1). El tipo de minerales producto de la neoformación en estas dos primeras etapas va a depender del líquido intersticial, de la composición del sedimento y la variación de los factores de la diagénesis con la profundidad.

➤ **Etapa III. Redoxomórfica.**

Aquí termina la actividad orgánica y se inicia la compactación de los sedimentos, es en esta etapa cuando se realiza al máximo la redistribución de sustancias solubles; pudiendo ocurrir recristalización durante la formación del cemento o de las concreciones. Se dan cambios en el aspecto geométrico original del sedimento efectuándose así como a transformaciones mineralógicas (Fig. 1.8.1).

➤ **Etapa IV. Locomórfica (anadiagénesis).**

Esta etapa comprende la transformación del sedimento plástico en roca, ocurre intensa compactación acompañada de reestructuraciones cristalinas; el proceso característico es la deshidratación, acompañada de precipitación de mineral en los poros, introducción de cemento, neoformaciones y crecimientos secundarios cristalinos (Fig. 1.8.1).

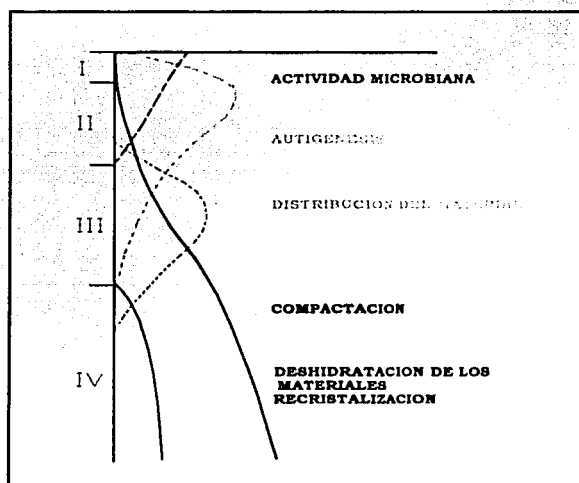


Figura 1.8.1- Etapas de la diagénesis según N. M. Strakov (tomada de Vera Ocampo et.al, 1987).

El otro enfoque en el estudio de la diagénesis es de acuerdo a Fairbridge, (1967 en Corrales et al. Estratigrafía, 1977) quien fundamenta que la diagénesis se puede dividir en tres etapas: la **sinddiagénesis** o etapa de la sedimentación; la **anadiagénesis** o de maduración y compactación, y la **epidiagénesis** o etapa pre-erosiva (Fig. 1.8.2).

- La **sinddiagénesis** comienza en el momento de la sedimentación y se caracteriza por la gran cantidad de agua intersticial atrapada y su lenta expulsión. En esta etapa el sedimento tiene gran contenido de materia orgánica lo que provoca la abundancia de organismos "comelodo" en condiciones oxidantes, también se produce la separación de los granos de cuarzo, la disolución de los granos de carbonato y la alteración de los feldspatos y micas. Consecutivamente las condiciones se vuelven reductoras y es característica la reducción de sulfatos a sulfuros. La disminución de CO<sub>2</sub> permite la precipitación de carbonato de calcio y existe un enriquecimiento en nitrógeno que hace variar la relación C/N.
- La **anadiagénesis** es la etapa en que se compacta el sedimento, puede a veces relacionarse con un comportamiento tectónico particular de la cuenca. Aquí es característica la compactación con expulsión del agua intersticial, que puede originar mineralizaciones sin fuente magmática. Si el agua intersticial queda atrapada puede originar aguas marinas fósiles. La cementación es otra característica de esta fase, principalmente con cementos silíceos, carbonatados y ferruginosos.
- La **epidiagénesis** está definida como la fase diagenética de emersión o levantamiento. La elevación con eliminación de carga de rocas permite la penetración del agua subterránea y en ocasiones se establece un sistema artesiano. La nueva aportación de oxígeno y anhídrido carbónico por el agua meteórica hace que ocurra un cambio a condiciones oxidantes y a variaciones en el Ph. La piritita puede oxidarse, otros minerales disolverse, por lo que aumenta la porosidad y la permeabilidad.



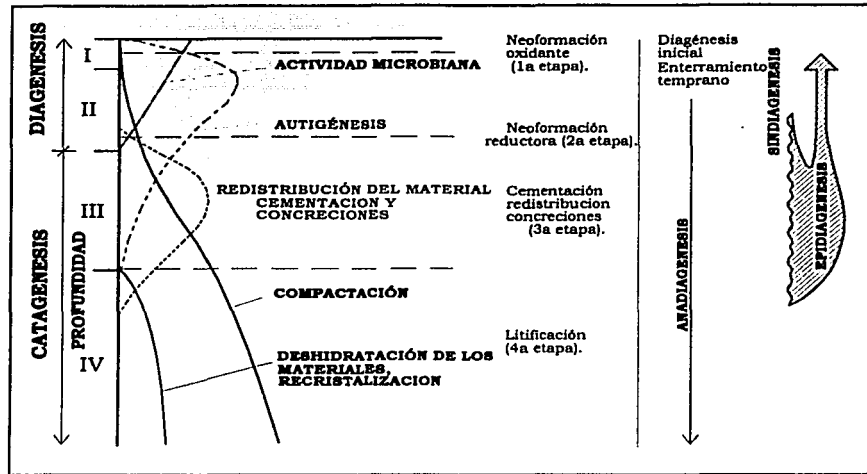


Figura 1.8. 2- Etapas diagenéticas según Strakhov y Fairbrige (Tomada de Corrales et al., 1977).

Los límites entre el medio sedimentario y el medio diagénético, así como entre los procesos de sedimentación, diagénesis, metamorfismo e intemperismo son bastante imprecisos, difícilmente se pueden delimitar, sin embargo, *Dunoyer de Segonzac 1969*, tomada de Corrales et al. *Estratigrafía, 1977*), han representado los límites entre sedimentación-sindiagénesis; anadiagénesis-metamorfismo y epidagénesis de manera simple, tal como se muestra en la *figura 1.8.3*.

### 1.8.3 Procesos diagenéticos.

El material más susceptible de sufrir cambios diagenéticos es el sedimento recientemente ubicado en la superficie del depósito. Algunos de los componentes provienen de ambientes totalmente diferentes en temperatura o presión al ambiente de depósito; así mismo, pueden existir diferencias marcadas en la estabilidad de dichos minerales, por lo tanto, como los sedimentos tienden a un equilibrio estable, estarán sujetos a varios cambios. Dichas modificaciones variarán en cuanto empiece a ser sepultado el sedimento ya que la presión y temperatura se incrementarán con el sepultamiento. Por otra parte, el tamaño de

las partículas, el contenido de agua, el contenido orgánico, etc. también serán factores de cambio químico de los sedimentos. Aunado a esos factores estarán las condiciones del ambiente de diagénesis como el Ph, Eh, Temperatura, Presión, etc.

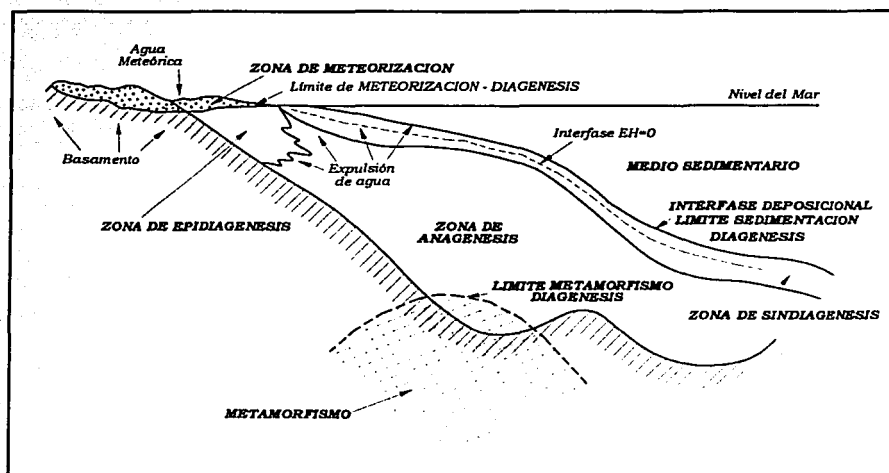


Figura 1.8. 3- Figura que ilustra los límites y zonas diagenéticas según Fairbrige, 1967 y Dunoyer de Segonzac, 1969 (tomada de Corrales, et. al., 1977).

Como resultado de todos los factores que actúan sobre los sedimentos después de que se acumulan en una cuenca sedimentaria, es posible que se efectúen una amplia variedad de cambios diagenéticos, los cuales pueden ocurrir aislados o al mismo tiempo durante un lapso corto o largo. Estos procesos son:

- **Compactación**
- **Cementación**
- **Recristalización**
- **Reemplazamiento**
- **Solución diferencial**
- **Autigénesis**
- **Bioturación**

La **compactación** implica una reducción de volumen, por tanto, aumenta la densidad, ya que se reducen los espacios libres y se expulsa el agua que se encontraba en ellos (Fig. 1.8.4).

La principal causa de la compactación es por el peso de los sedimentos sobreyacentes a la capa compactada (Presión litostática); a mayor profundidad mayor presión.

La magnitud de la compactación es función de la porosidad, del contenido de agua original del sedimento, de la forma, tamaño y composición mineralógica de sus partículas, de la velocidad de depósito, del espesor de los estratos sobreyacentes y del tiempo (Fig. 1.8.5).

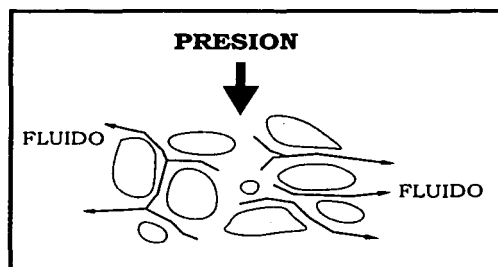


Figura 1.8.4 - La figura muestra la expulsión del fluido intergranular, debido a la presión ejercida por los sedimentos sobreyacentes (Presión litostática).

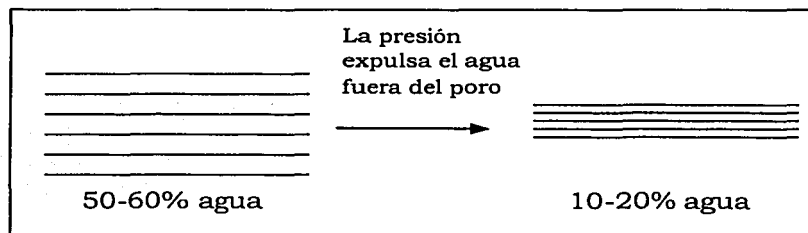


Figura 1.8.5 - La figura ilustra la compactación de los sedimentos de grano fino (arcillas) la compactación se manifiesta como la pérdida de volumen al final del proceso.

El proceso de **cementación** se efectúa cuando se deposita cemento en los intersticios o poros (huecos vacíos) de los sedimentos. El cementante puede derivarse de la misma formación geológica que esta sujeta a disolución o de las

soluciones que pasan a través de ella; la cementación puede ser contemporánea al depósito o posterior al mismo. Los principales compuestos que actúan como cementantes son la sílice (en forma de cuarzo) y la calcita (cemento espático), y en ocasiones la dolomita, siderita, hematita, goethita, limonita, calcedonia, ópalo, zeolitas, feldespato, anhidrita, yeso, barita, celestita, halita y en raras ocasiones minerales arcillosos (Fig. 1.8.6).

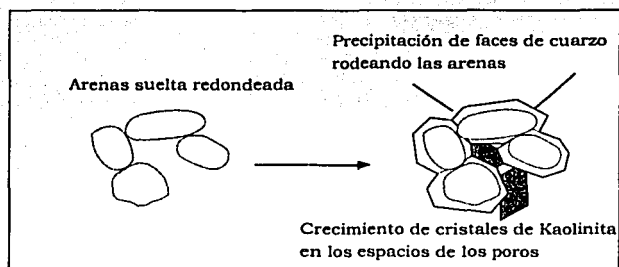
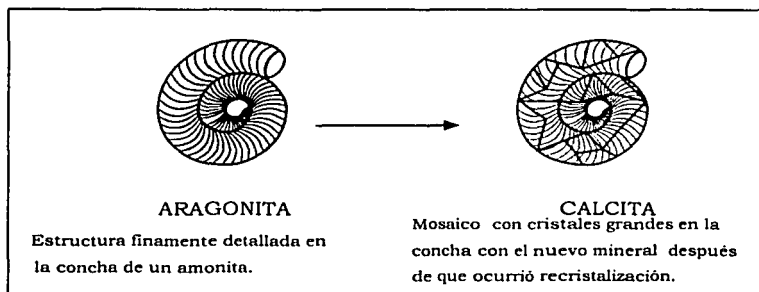


Figura 1.8.6- Figura que ilustra como nuevo material transportado en solución se deposita en los intersticios (huecos vacíos) de los sedimentos originando la cementación.

Se aplica el término de **recristalización** a los cambios en la textura cristalina causados por crecimiento de fragmentos y pequeños cristales dentro de un agregado de cristales más grandes. Este proceso es más común en rocas no-clásticas que en las clásticas. Durante la recristalización los granos y cristales más pequeños tienden a desaparecer mientras que las partículas mayores tienen propensión a crecer (Fig. 1.8.7).

Figura 1.8.7- La figura ilustra como la recristalización origina cambios en la textura cristalina causados por crecimiento de fragmentos y pequeños cristales dentro de un agregado de cristales más grandes.



El proceso de **reemplazamiento** ocurre cuando un nuevo mineral puede crecer dentro y tomar el lugar de otro mineral o agregado mineral sin cambio de la forma externa. El reemplazamiento puede ser:

- **Neomórfico**: cuando el nuevo grano es de la misma fase del viejo grano, o es un polimorfo<sup>1</sup> de este.
- **Pseudomórfico**: cuando el viejo grano es reemplazado con un nuevo mineral, pero el relicto de la forma del cristal es conservado.
- **Alomórfico**: una vieja fase es reemplazada con una nueva fase con una nueva forma del cristal

Como ejemplos específicos de reemplazamiento, se tienen a la silicificación dolomitización, fosfatización y piritización. Los componentes que reemplazan a los minerales originales pueden proceder del agua del mar, la cual contiene minerales en solución de distinta procedencia de aguas singénicas contenidas en el estrato, expulsadas de estratos adyacentes o de aguas magmáticas o artesianas circulantes.

La **solución** se refiere al proceso en el cual un mineral es disuelto, cuando un fluido con capacidad de disolver pasa a través del sedimento; los constituyentes inestables serán disueltos y transportados grandes o pequeñas distancias volviendo a reprecipitar en los poros en donde las condiciones son diferentes. La **disolución diferencial**, es un proceso que ocurre cuando la presión se concentra en un punto de contacto entre granos en el sedimento (*Fig. 1.8.8*). Esto causa disolución y subsecuentemente la migración de iones o moléculas lejos del punto de contacto, hacia un área de baja presión donde la fase disuelta pueda ser reprecipitada. La **disolución diferencial** tiene lugar dentro de un estrato sedimentario después del depósito, temprana o tardíamente en la historia post-sedimentaria de la roca; puede estar acompañada o no por precipitación simultánea del material disuelto. Las consecuencias de este proceso pueden ser por un lado, el incremento o inicio de una porosidad secundaria (porosidad por disolución) y por otro, la reprecipitación concurrente de la sustancia puede

---

<sup>1</sup> El polimorfismo es la habilidad de una sustancia química específica para cristalizar en más de un tipo de estructura (en función de los cambios de temperatura, presión o ambos). Las diversas estructuras de tal elemento químico o compuesto se llaman formas polimórfas o polimorfos.

conducir a la cementación completa de la roca (perdida de porosidad). Las pruebas de presión disolución se tienen en las superficies estilolíticas a lo largo de planos normales a las presiones de roca; también en las penetraciones microestilolíticas entre los elementos (guijarros, granos de arena, detritos de fósiles) de una roca (Fig. 1.8.9).

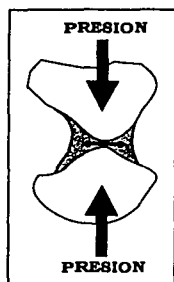


Figura 1.8.8 El esquema ilustra como se concentra la presión en un punto de contacto entre granos en el sedimento, causando la disolución y subsecuentemente la migración de iones o moléculas.

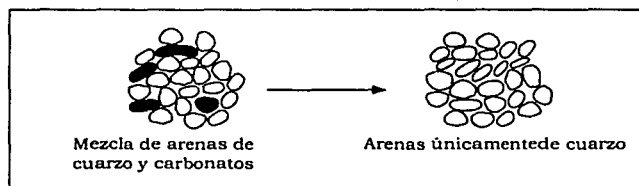


Figura 1.8.9 en la figura se interpreta como ocurre la disolución de los minerales inestables, quedando posteriormente los granos de los minerales estables.

La aparición de nuevos minerales en un sedimento durante o después del depósito, sea por introducción o por alteración de los constituyentes originales se define como **autigénesis**. Algunos minerales autígenos son formados casi inmediatamente después del depósito, otros aparentemente se formaron después de un sepultamiento profundo a temperaturas altas.

Los minerales autígenos que nacen en el mismo lugar en las rocas sedimentarias son automorfos, es decir, están bien formados. Los productos comunes autigénicos incluyen diversas formas de sílice (cuarzo y calcedonia), los carbonatos comunes (calcita, dolomita, siderita), los feldespatos (albita y ortoclasa), minerales arcillosos (illita y sericita), óxidos de titanio (rutilo, anatasa,

brookita), sulfatos comunes (yeso, anhidrita, barita) y los sulfuros de hierro (marcasita y piritita).

La **bioturbación** se refiere a la actividad física y biológica que ocurre cerca de la superficie del sedimento causando que el sedimento llegue a mezclarse. Los caminos de las galerías y de las perforaciones por organismo, pueden incrementar la compactación del sedimento y usualmente destruir cualquier rasgo de laminación o de estratificación. Durante la bioturbación algunos organismos precipitan minerales que actúan como cementante.

#### **1.8.4 Factores que controlan los procesos diagenéticos.**

Existen muy diversos y variados factores que pueden influir en la transformación de un sedimentos de acuerdo a su relación causa-efecto, sin embargo, los principales son: la velocidad de sedimentación, el contenido y la composición del fluido, la composición del sedimento, del material que interviene en la diagénesis y la profundidad de sepultamiento. Naturalmente que el principal factor que gobierna a los antes mencionados es el tiempo geológico.

#### **1.8.5 Efectos de la diagénesis en las propiedades de los sedimentos.**

Los cambios diagenéticos son importantes porque pueden modificar considerablemente las propiedades originales de los sedimentos, es decir, afectan a la composición, la textura y en ciertos casos, pueden destruir a las estructuras primarias de los sedimentos. De la misma manera, los eventos diagenéticos perturban la porosidad y permeabilidad de los sedimentos modificando el potencial de los mismos como receptáculos de agua, gas y aceite. En algunos casos, cuando se incrementa la porosidad, favorece la formación de rocas almacenadoras y cuando disminuye la porosidad se favorece la formación de rocas sello.

Otro aspecto muy importante de los cambios diagenéticos, es cuando se tienen sedimentos con alto contenido de materia orgánica y esta se transforma en kerógeno y posteriormente el kerógeno produce gas o aceite; el nuevo fluido busca

rutas netas de migración. La migración del petróleo y su entrapamiento finales están claramente racionadas a las reacciones diagenéticas. Si los hidrocarburos ocupan los espacios porosos, no se precipitará algún cemento mineral; consecuentemente si el cemento mineral ocupa los espacios porosos, no podrán entrar en ellos los hidrocarburos.



## RESUMEN

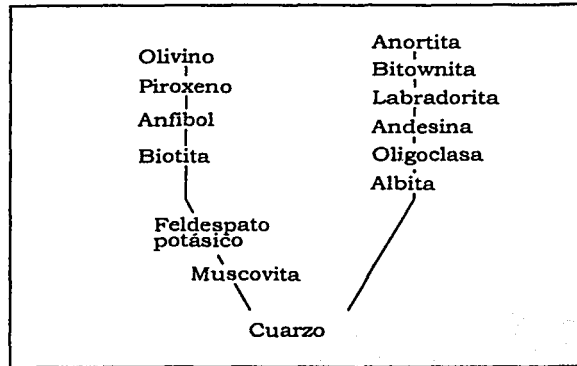
- Estudiar el *ciclo sedimentario* es muy útil para conocer el origen y los procesos que ocurren en la corteza terrestre que dan lugar a diferentes tipos de sedimentos, y como consecuencia a distintas rocas sedimentarias.
- El conjunto de *procesos exógenos (intemperismo, erosión, transporte y acumulación o depósito)* determinará el tipo de sedimento que se acumula en una cuenca sedimentaria, y que posteriormente formará una roca química o clástica.
- Es importante conocer la interacción que ocurre entre las rocas sedimentarias, con la atmósfera, la hidrósfera y la biósfera; debido a esta interacción de las diferentes especies minerales que conforman las rocas expuestas sufren una desestabilizan produciéndose un conjunto de cambios físicos y químicos llamados *intemperismo*.
- El intemperismo físico, el químico y el biológico son los tres agentes de intemperismo.
- La disgregación de las rocas formando partículas y que sufren un transporte, removiéndose de su área de origen se le conoce como erosión.
- La gravedad, el viento y el agua sólida ó líquida, son los principales agentes de transporte de las partículas disgregadas de las rocas, los cuales las trasladan de un lugar a otro.
- Cuando los agentes de transporte ya no pueden seguir llevando la carga de sedimento, estos sedimentos se precipitan o acumulan en algún ambiente de depósito.
- Las rocas sedimentarias son muy importantes porque constituyen la segunda familia de rocas expuestas de nuestro planeta.

- Existen dos tipos principales de sedimentos que constituyen a las rocas sedimentarias; uno a partir de fragmentos de roca sólidos o minerales que dan origen a las rocas siliciclasticas, y el otro a partir de precipitaciones químicas de soluciones y constituyentes bioquímicos que forman las rocas químicas.
- Cada roca presenta características físicas y químicas especiales que determinan cierta afinidad por algún proceso en la formación y acumulación de yacimientos.
- La clasificación de las rocas siliciclasticas se basa fundamentalmente en la granulometría, distinguiéndose las siguientes cuatro clases principales:
  1. Conglomerados
  2. Areniscas
  3. Limolitas
  4. Lutitas.
- Uno de los grupos más importante de las rocas siliciclasticas es el de las areniscas, debido a que son grandes almacenadoras de gas natural, aceite, agua y algunos yacimientos de placer.
- El otro grupo de rocas detríticas importantes son las lutitas ya que estos representan en muchos casos potenciales rocas generadoras de hidrocarburos.
- La clasificación de las rocas químicas se basa principalmente en su composición, distinguiéndose los siguientes seis grupos:
  1. Rocas carbonatadas.
  2. Rocas silíceas.
  3. Rocas evaporíticas.
  4. Rocas carbonosas.
  5. Rocas ferruginosas.
  6. Rocas fosfáticas.

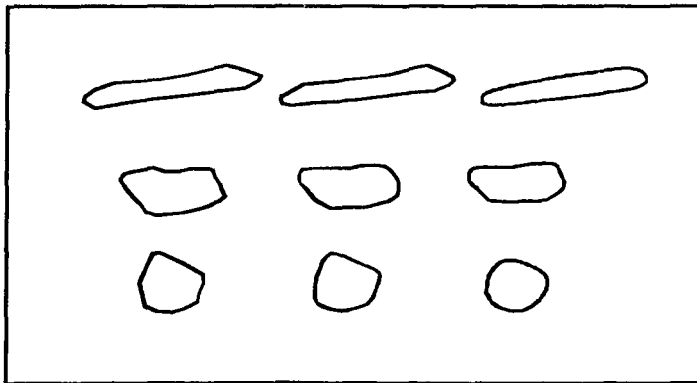
- Los grupos de las rocas químicas pueden constituir importantes yacimientos, por ejemplo de Hierro, de Carbón, de fosfatos, evaporíticos, etc.
- Cuando un cuerpo de roca tiene una particular combinación de litología, estructuras físicas y biológicas que las diferencia de los cuerpos infrayacentes y suprayacentes o lateralmente equivalentes se le conoce como facies. Las facies pueden ser de carácter descriptivo o interpretativo.
- Las facies y sus asociaciones, son de gran utilidad en los estudios sedimentológicos y estratigráficos con fines de evaluación de cuencas sedimentarias.
- Las estructuras sedimentarias son un importante atributo de las rocas sedimentarias, muy útiles para deducir las condiciones y procesos de depósito. También nos ayudan en muchos casos para interpretar ambientes de depósito y en otro para definir la polaridad de las secuencias.
- Tener elementos para reconocer los tipos de ambientes, es una base fundamental en el estudio de la búsqueda de un yacimiento; cada ambiente tiene ciertas condiciones que favorecen o no la formación de un yacimiento.
- Existe estrecha relación entre la diagénesis de la roca, la materia orgánica y la formación del petróleo.

**Ejercicios.**

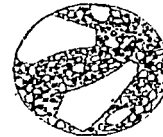
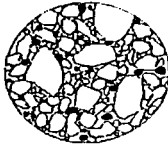
1. Indique con una flecha en el siguiente diagrama la dirección en que actúa con mayor intensidad el intemperismo.



2. Indique con una flecha la dirección de incremento de la redondez y la esfericidad de las siguientes partículas.



3. Determine el grado y orden de clasificación de los siguientes esquemas.



A)

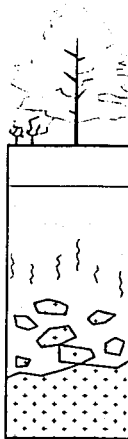
B)

C)

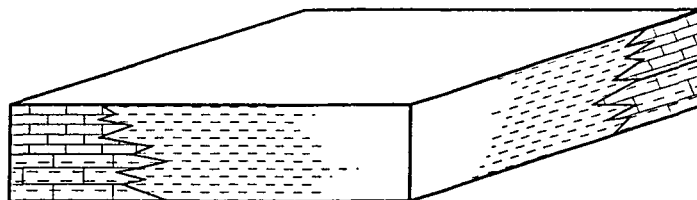
D)

- |                                  |     |
|----------------------------------|-----|
| 1. <i>Muy bien clasificado</i>   | ( ) |
| 2. <i>Bien clasificado</i>       | ( ) |
| 3. <i>Pobremente clasificado</i> | ( ) |
| 4. <i>Muy mal clasificado</i>    | ( ) |

3. Tomando como base el siguiente esquema, determine las zonas del suelo y describelas.

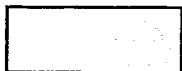
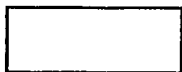


4. Dibuje en la planta del siguiente bloque diagramático la representación de los cambios de facies indicados en las secciones de los lados.



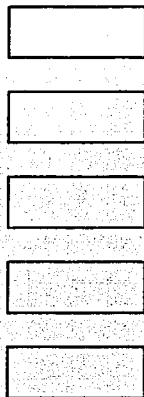
5. Dibuje de manera esquemática en los siguientes recuadros:

- a) Un cambio de facies lateral gradual de areniscas de grano grueso a areniscas de grano muy fino.
- b) Un cambio de facies vertical gradual de areniscas de grano grueso a areniscas de grano muy fino.
- c) Un cambio de facies oblicuo brusco de areniscas de grano grueso a areniscas de grano muy fino.
- d) Un cambio de facies oblicuo brusco de lutitas a areniscas de grano grueso.
- e) Un cambio de facies lateral brusco de calizas a margas.

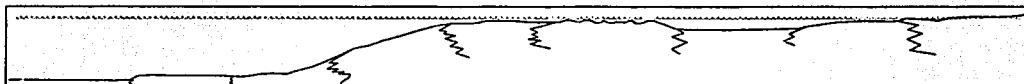


6. Dibuje de manera esquemática en los siguientes recuadros:

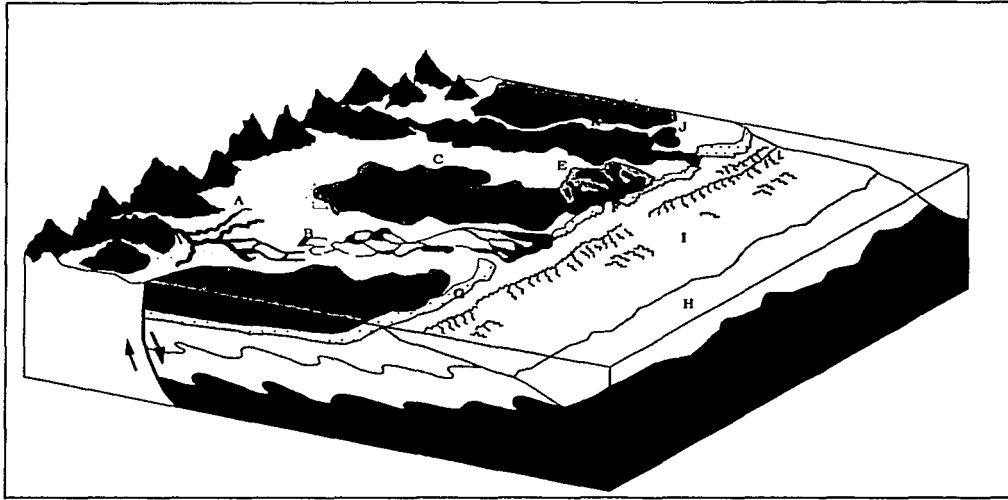
- a) Un cambio de facies lateral gradual de areniscas de grano fino a areniscas de grano grueso.
- b) Un cambio de facies vertical gradual de areniscas de grano fino a areniscas de grano grueso.
- c) Un cambio de facies oblicuo brusco de areniscas de grano fino a areniscas de grano grueso.
- d) Un cambio de facies oblicuo brusco de areniscas de grano grueso a lutitas.
- e) Un cambio de facies lateral brusco de margas a calizas.



7. En el siguiente esquema determine el orden de las facies de Wilson y dibuje el organismo y estructura sedimentaria más representativa de cada facie.



8. Tomando como base el siguiente esquema, determine los ambientes y subambientes que están representados.

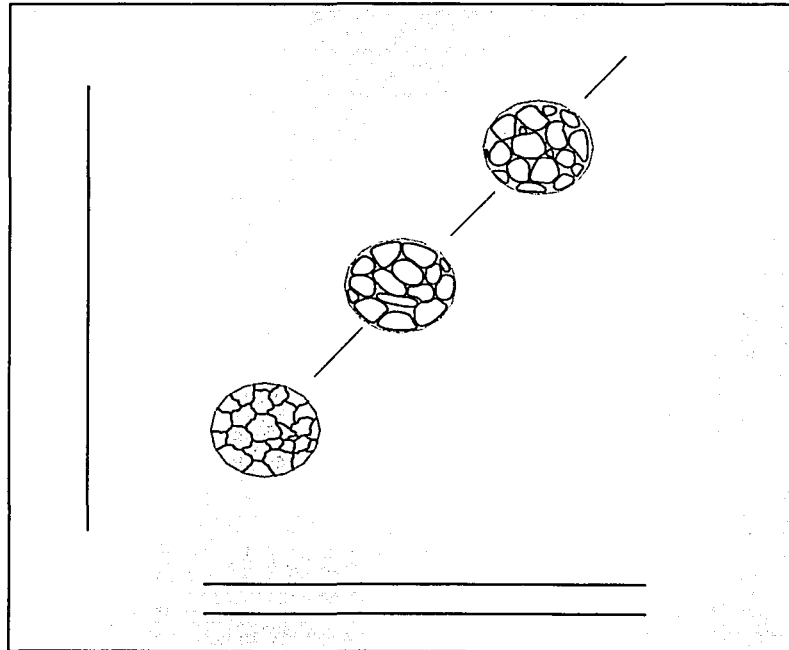


A  
B  
C  
D  
E  
F  
G  
H  
I  
J  
K  
L



9. De acuerdo con el siguiente esquema determine:

1. La dirección en que aumenta la presión.
2. La dirección de decremento de la porosidad.
3. El incremento en el número de contactos entre los granos.
4. Diga los tipos de contactos entre partículas que existen en cada una de los esquemas.



### RECOMENDACIONES

La información de los temas desarrollados es la básica que se requiere dominar en el caso de Geología de Yacimientos de Fluidos, en relación con el tema aspectos sedimentológicos, sin embargo, se recomiendan algunas lecturas que complementan en gran medida el aprendizaje.

1. Arche Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen I. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España.1992. 495p.CAPITULO 1: *Análisis de facies y de cuencas sedimentarias*. P 13-49
2. Blair, T.C. and McPherson, J. G., 1999 Grain.size and textural classification of coarse sedimentary particles, *Journal of Sedimentary Research*, vol.69,núm..1, p.6-9
3. Bruce R. L. *A geochemical view of weathering and the origin of sedimentary rocks and natural waters*. *Journal of Geological Education*,1993,vol.41, p.404-411
4. Johnsson M.J. *the system controlling the composition of clastic sedimnets*. *Geological Society of America special Paper 284*. p.1-14
5. Knut Bjørlykke Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag , Germany. 1989 CAPITULO 13: *Permeability and Porosity*.. 289-291.

### BIBLIOGRAFIA BÁSICA

Se proponen la siguiente bibliografía básica para profundizar en algunos de los temas desarrollados del capítulo.

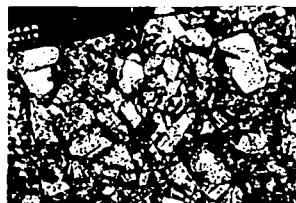
1. ARCHE Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen I. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España. 1992. 495p.
2. ARCHE Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen II. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España. 1992. 525p.
3. BJØLYKKE, Knut. Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag. Germany. 1989. 363p.
4. PETTIJOHN, F.J. Sedimentary Rocks. 3ª. ed. Harper and Row, New York. 1975. 628p.
5. READING, H.G. Sedimentary Environments and Facies. 2ª ed. Osney Mead, Oxford, London. 1986. 615p
6. SELLEY, Richard C. Applied Sedimentology. Academic Press Limited. London. Printed in Great Britain the Aldin Press Orford. 1988.

**APENDICE**

**Fotografías de distintas rocas sedimentarias comunes, en las cuencas sedimentarias.**



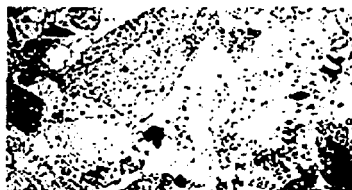
**1.-Conglomerado**



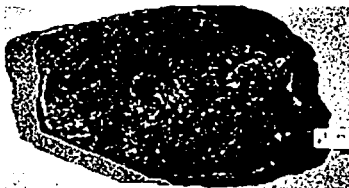
**2.-Brecha**



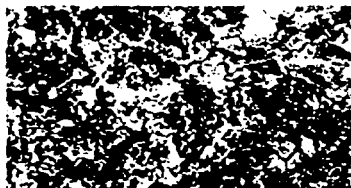
**3.-Conglomerado**



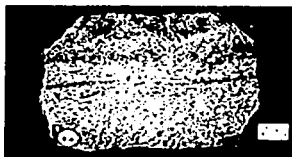
**4.-Conglomerado con superficie pulida**



**5.-Grauwaca**



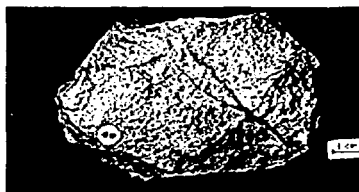
**6.-Grauwaca en lamina delgada**



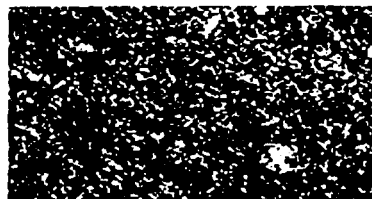
**7.-Arenisca**



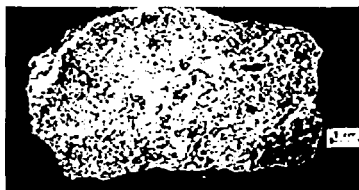
**8.- Arenisca en lámina delgada**



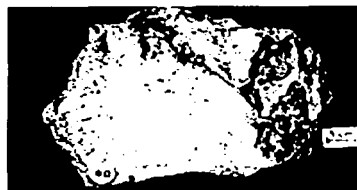
**9.-Limolita**



**10.-Limolita en lámina delgada**



**11.-Caliza**



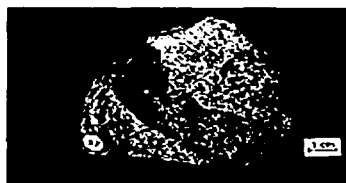
**12.-Caliza**



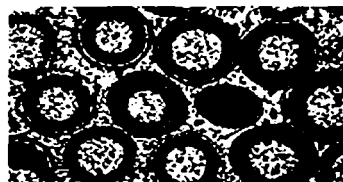
**13.-Caliza**



**14.-Caliza**



**15.-Silex oolitico**



**16.-Silex oolitico en lamina delgada**

*Fotografias tomadas de <http://web.usal.es/~epavila/webrocas/rdetr.html>*

**Fotografías de estructuras sedimentarias principales.**



**1. Ripples de eólicos**



**2.- Ripples corriente**



**3.- Ripples fósiles.**



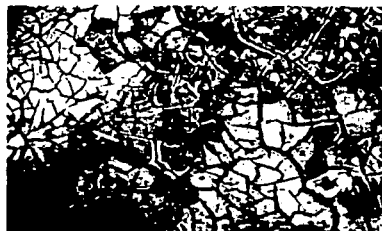
**4.- Lamnación cruzada**



**5.- Estratificación cruzada**



**6.- Estratificación gradada**



**7.-Grietas de desecación.**



**8.-Imbricación.**



*9.-Gotas de lluvia.*



*10.-Grietas de desecación.*



*11.- Huellas de cristales de sal*



*12.-Huellas de cristales de hielo*



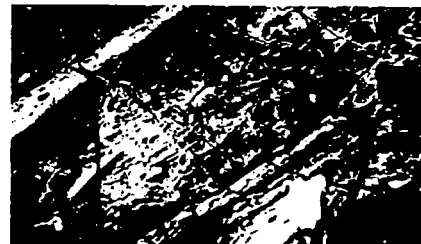
*13.-Rills marks*



*14.-Flute casts*



*15.-Groove casts.*



*16.-Bounce casts*

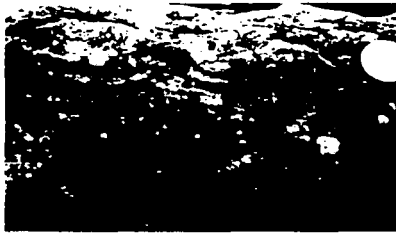




*17.-Huellas de carga*



*18.- Almohadillas*



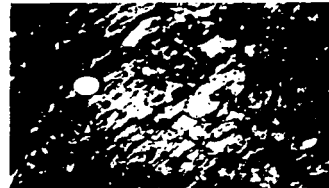
*19.-Laminación convoluta.*



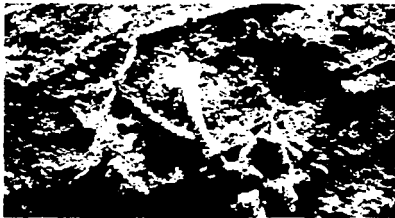
*20.-Estromatolitos.*



*21.-Nódulos de sílice en caliza*



*22.-Estilolitas*



*23.-Galerías*

*Fotografías tomadas de <http://www.avs.org.ve/estructu.htm>*

Parte 2. Fotografías de distintos ambientes sedimentarios.



1.- Ambiente Eólico



2.- Ambiente de Lagoons



3.- Ambiente glacial



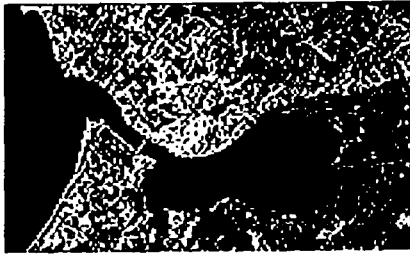
4.- Ambiente Lacustre



5.- Ambiente litoral



6.- Ambiente Palustre



**7.-Ambiente Estuarino**



**8.-Ambiente Deltáico**

**Fotografías tomadas de <http://www.avs.org.ve/estructu.htm>**

## CAPÍTULO II CONCEPTOS ESTRATIGRÁFICOS.

La estratigrafía esta basada en los conocimientos de petrografía sedimentaria y en los principios de sedimentación, tiene como objetivo evaluar el paso del tiempo y reconstruir la geografía del pasado. Un aspecto muy importante en el estudio de la estratigrafía es determinar las relaciones temporales de los cuerpos de roca.

Existen seis principios básicos empleados en la Estratigrafía, basados en razonamientos, observaciones e interpretaciones que ayudan a esclarecer como ocurren y evolucionan algunos de los procesos geológicos.

Existen relaciones verticales entre los cuerpos sedimentarios sucesivos que se visualizan de manera sencilla, y que pueden interpretarse de dos formas concordantes y discordantes. Estas relaciones son importantes en el estudio de la estratigrafía ya que nos indican las variaciones tiempo-roca.

A lo largo del tiempo geológico han existido múltiples variaciones del nivel marino, cambios climáticos y evolución relativamente rápida de especies, las cuales debemos de conocer y estudiar ya que son herramientas muy importantes en la reconstrucción del pasado. Una de las técnicas de mayor interés en la Estratigrafía es la correlación estratigráfica que es un procedimiento que sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica. Con la estratigrafía se definen unidades de roca con características específicas, por ejemplo las unidades litoestratigráficas (formaciones geológicas) pueden corresponder con formaciones generadoras, almacenadoras o sello.

### **Objetivo:**

El alumno analizará los conceptos principios, métodos, técnicas y terminología que soportan la Estratigrafía, para definir y caracterizar los cuerpos de las cuencas sedimentarias.

## 2.1 Definiciones y conceptos básicos.

### 2.1.1 La Estratigrafía.

El estudio de rocas sedimentarias comprende tres aspectos principales. El primero, es la **Petrografía Sedimentaria**, que estudia la roca como tal, su origen, composición, textura y estructura. El segundo es la **Sedimentación**, que estudia los procesos por los cuales los sedimentos se forman, se transportan y se depositan. El tercero es la **Estratigrafía**, que trata de las relaciones totales de las rocas estratificadas, tanto espaciales como temporales y de la historia que registran.

Diferentes autores han establecido definiciones de "**Estratigrafía**", pero para poder englobar este concepto en una sola definición, es necesario destacar los siguientes tres aspectos fundamentales:

- El primer aspecto, considera que el objeto de estudio son las rocas que tienen estratos; y que estos se forman y se sobreponen sucesivamente.
- El segundo aspecto, es el conocimiento del orden y condiciones de formación de los estratos; considera también, a la correlación entre unidades ubicadas en distintos sitios de una cuenca sedimentaria, o entre distintas cuencas sedimentarias
- El tercer aspecto es el conocimiento detallado de la naturaleza de las rocas (litología, propiedades geoquímicas y geofísicas), geometría y disposición tridimensional, así como su contenido fósil, a partir del análisis de estos aspectos se puede deducir con un alto nivel de certeza su génesis y su edad.

Considerando estos aspectos, se puede definir a la "**estratigrafía** como el estudio de las relaciones temporales y espaciales de las rocas estratificadas."

### 2.1.2 Objetivos de la estratigrafía.

Los propósitos de la estratigrafía o ciencia que estudia las capas geológicas de menor orden, implican conocer las relaciones entre el conocimiento básico (investigación básica o pura) y el conocimiento aplicado (investigación aplicada);

propósitos que podemos agrupar en ocho objetivos fundamentales tomado de Vera Torres et.al., 1994. (Fig. 2.1.1).

Los objetivos de la Estratigrafía se pueden agrupar de la siguiente manera:

1. Identificación de los materiales.
2. Delimitación de unidades litoestratigráficas.
3. Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas).
4. Interpretación genética de las unidades.
5. Levantamiento de secciones estratigráficas.
6. Correlación.
7. Introducción de la coordenada tiempo.
8. Análisis de cuencas.

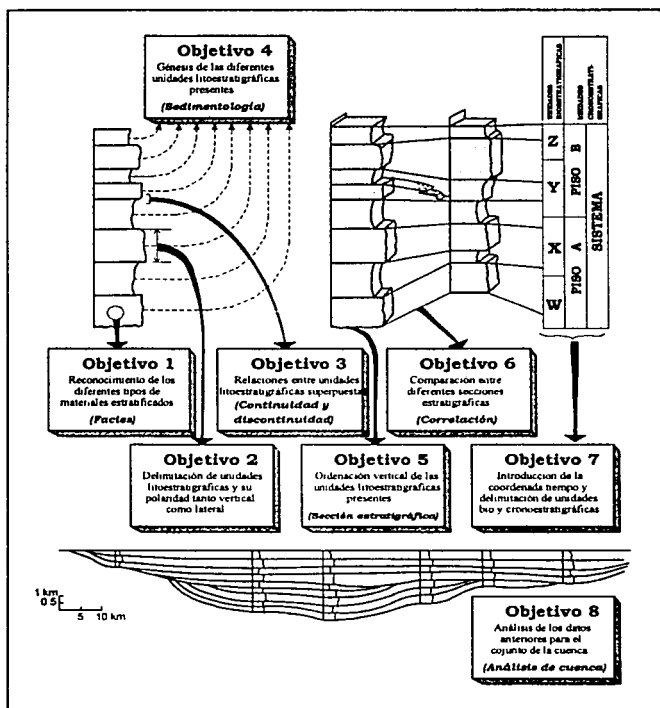


Figura 2.1.1.- Objetivos de la Estratigrafía que se pretenden realizar en un trabajo estratigráfico ideal según Vera Torres, et. al., 1994.

Las principales características de los objetivos de la estratigrafía son:

1. **Identificación de los materiales.** Consiste en reconocer e identificar las principales características de materiales rocosos estratificados, conociendo su litología (composición), textura, estructuras primarias, propiedades geofísicas, propiedades geoquímicas y su contenido fósil.
2. **Delimitación de unidades litoestratigráficas.** En función de la litología se delimitarán volúmenes de roca con características distintivas que se representarán sobre mapas topográficos, elaborando así la cartografía litoestratigráfica, que tiene como característica la delimitación de unidades de roca con rango de formación.
3. **Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas).** Se observa y registra la continuidad o discontinuidad entre cada dos unidades litoestratigráficas superpuestas y se interpretan los procesos que originaron las continuidades o discontinuidades.
4. **Interpretación genética de las unidades.** Consiste en conocer las condiciones de sedimentación reinantes en el área de estudio, desde el inicio del depósito de los materiales más antiguos hasta la sedimentación de los más modernos. Cada formación se estudia por separado.
5. **Levantamiento de secciones estratigráficas.** Consiste en realizar el ordenamiento temporal de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio, desde la más antigua hasta la más moderna; estudia las relaciones laterales y verticales entre las unidades y registra con detalle todas las características físicas de los materiales estratificados.
6. **Correlación.** Por medio de las características físicas y geométricas de los estratos, el contenido fósil, la litología y por las propiedades físicas de determinados niveles de las secciones estratigráficas, se establece la equivalencia de diferentes áreas dentro y fuera de la cuenca sedimentaria; de

uno o de varios niveles estratigráficos se dibujan isocronas en las distintas secciones levantadas.

7. **Introducción de la coordenada tiempo.** A partir de datos bioestratigráficos y en la medida de lo posible de datos radiométricos y magnetoestratigráficos, se puede calcular la edad relativa o absoluta de los materiales estratificados, se ubican en la Tabla Geológica del tiempo.
8. **Análisis de cuencas.** El objetivo final es el de conocer el tamaño, la forma, la geometría y la génesis de cada cuenca sedimentaria. Es importante la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales estratificados depositados en ella. El análisis de cuencas es muy importante en el área de geología del petróleo, ya que se pueden identificar niveles estratigráficos con características de ser rocas generadoras, rocas almacenadoras y rocas sello.

### 2.1.3 El Estrato y la lámina.

En el estudio de la estratigrafía, los conceptos de estratificación y laminación son fundamentales; asociados a estos, se tienen los conceptos de *estrato*, *lámina* y *capa*; conceptos que comprenden el estudio de cualquier secuencia estratificada.

El término "*estrato*" fue introducido en geología por Steno, en el siglo XVII (tomado de Vera Torres, et. al., 1994), para denominar a una capa de roca o de sedimento limitada por superficies horizontales con continuidad lateral; equivale a una unidad de tiempo de depósito que cuando menos tiene 1cm de espesor o potencia.

El estrato ha sido definido con una doble acepción:

- > *geométrica*
- > *genética*

Si se combinan las dos acepciones, la geométrica y la genética, se puede definir él



“**estrato**” como un nivel (un cuerpo generalmente tabular) de roca o sedimento, con litología homogénea o gradacional, que se depositó durante un intervalo de tiempo definido”. Un estrato está delimitado por 2 superficies de estratificación, la inferior sobre la cual se inició el depósito se llama **base** del estrato, y la superior que marca el final de la sedimentación se llama **techo** del estrato (Fig. 2.1.2).

Estos límites, con respecto a los materiales infrayacentes (*inferiores*) y suprayacentes (*superiores*), se dan tanto en superficies netas como graduales en superficies regulares o irregulares; con forma y geometría diversas.

Las superficies de estratificación irregulares suelen ser expresiones de cambios bruscos en el régimen de sedimentación, interrupciones sedimentarias y/o etapas de erosión. Las superficies de estratificación graduales indican variaciones paulatinas.

El espesor del estrato (o potencia del estrato) es la distancia entre las superficies de estratificación que lo limitan, medida perpendicularmente a las mismas (Fig. 2.1.2). El espesor de los estratos individualmente es muy variable, oscilando entre un centímetro hasta más de un metro; depende principalmente del tipo de sedimento y del ambiente sedimentario en que se formó.

De acuerdo a su ordenamiento interno, los estratos pueden ser principalmente de tres tipos (Fig. 2.1.2):

- *sin laminación interna*
- *con laminación paralela*
- *con laminación cruzada*

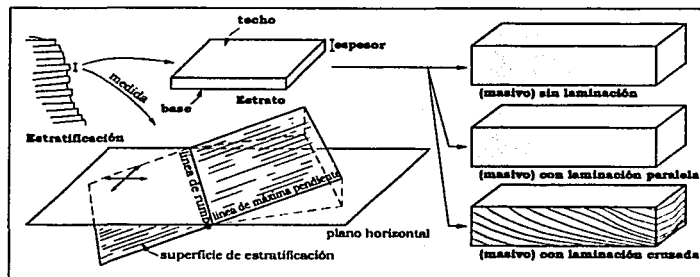


Figura 2.1.2.- La figura muestra un grupo de estratos y en uno en particular se indica el techo, base, y espesor del mismo; además se observan los posibles ordenamientos internos y la medida de su posición espacial (rumbo y echado). Tomada de Vera Torres et al., 1994,

Los estratos cuando se forman tiene una posición horizontal o subhorizontal, sin embargo, pueden experimentar deformación, por lo que se pueden inclinar con diferente intensidad; en estos casos se puede caracterizar su orientación por medio de su rumbo y echado.

Cuando dentro de un estrato se tienen capas con dimensiones de un centímetro o menos, se considera que el estrato está laminado. La "**lámina**" es la división de orden menor posible que es reconocible en las rocas estratificadas, ya que dentro de una lámina no se pueden establecer subdivisiones a simple vista.

La superficie de una lámina puede ser paralela o no a la superficie de estratificación del estrato que la contiene.

Las láminas se pueden reconocer en los estratos **arcillosos y limosos** por los siguientes causas:

- *Cambios de color que implican variaciones en el contenido de materia orgánica.*
- *Cambios texturales.*
- *Cambios mineralógicos.*

Como ejemplos, en las **areniscas** las láminas se reconocen por:

- *Cambios en las concentraciones de algunos minerales, como el caso de los minerales pesados en algunas arenas de playa o el caso de las micas en sedimentos depositados por corrientes de tracción.*
- *Cambios en el tamaño del grano presentando granoclasificación (normal o inversa).*
- *Cambios en el contenido de matriz micrítica o matriz arcillosa.*

Se considera como una capa, a las unidades de roca delimitadas por superficies planas que presentan diferencias en textura, estructura y composición, no solo esta restringido a las rocas sedimentarias estratificadas sino también se incluye a las coladas de rocas ígneas, tobas y algunas rocas metamórficas.

#### 2.1.4 Estratificación y laminación.

La “**Estratificación**”, cuando se estudian rocas sedimentarias se refiere a la disposición en estratos de los materiales depositados en una cuenca sedimentaria (Fig. 2.1.3). Los planos de contacto entre las diferentes capas se llaman planos o superficies de estratificación.

Existen diversas causas que originan la estratificación, las mas importantes son:

- *Los cambios de estación en el año.*
- *Cambios de clima.*
- *Cambios de competencia de las corrientes.*
- *Elevación del nivel del mar.*
- *Descenso del nivel del mar.*
- *Crecimiento de organismos.*
- *Asentamiento del material en suspensión.*



San

Figura 2.1.3.- La Fotografía muestra rocas estratificadas con espesores diferentes. Formación San Felipe, en Ciudad Valles, Luis Potosí.

La “**Laminación**”, se puede definir como “la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato” (Fig. 2.1.4). Este proceso se debe en gran medida al depósito de fragmentos diminutos de minerales laminares, como las micas; en otras ocasiones, puede desarrollarse por efecto de presión litostática de los cuerpos suprayacentes, lo que origina que ciertos minerales aplanados tiendan a situarse en posición perpendicular a la dirección de la carga. En general la laminación ocurre más frecuentemente en sedimentos de grano fino, es decir en arcillas y limos.



Figura 2.1.4.- Fotografía que muestra estratos con laminación interna, los cambios de color indican un cambio de composición. Formación Atotonilco el Grande, en Amajac Estado de Hidalgo.

## **2.2 Principios Estratigráficos.**

### **2.2.1 Principios de la estratigrafía.**

El Escocés James Hutton a finales del siglo XVII (tomada de Tarbuck, Edward J. et. al., 1999), publicó su Theory of the Earth "Teoría de la Tierra", en su trabajo estableció algunos de los principios estratigráficos. Hutton citó con sumo cuidado observaciones de campo y sus experimentos de laboratorio, de tal manera que estos le ayudaron a poder proponer y sustentar algunos de estos principios.

Existen seis principios básicos empleados en la Estratigrafía, basados en razonamientos, observaciones e interpretaciones que ayudan a esclarecer como ocurren y evolucionan algunos de los procesos geológicos.

Estos principios son similares a las leyes que rigen otras ciencias, aunque sin tener el mismo carácter general. Estos principios estratigráficos son:

- *Principio de la superposición.*
- *Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.*
- *Principio del uniformismo o actualismo.*
- *Principio de la sucesión faunística o de la correlación.*
- *Principio de la simultaneidad de eventos.*
- *Principio de la intersección ó corte y truncamiento.*

### **2.2.2 Principio de superposición.**

El Principio de superposición fue propuesto por Hutton, quien reconoció que "sobre los sedimentos en acumulación, en una secuencia de estratos, las capas más antiguas son cubiertas sucesivamente por capas más y más recientes."

Esta relación establece clara e implícitamente el principio de la superposición, principio básico para la mayor parte del pensamiento estratigráfico.

El principio establece que en una sucesión de estratos los más bajos (inferiores) son los más antiguos y los más altos (superiores) los más modernos. Se aplica a

los materiales estratificados en los que la deformación tectónica posterior a su depósito no implique la inversión de estratos por plegamiento (Fig. 2.2.1).

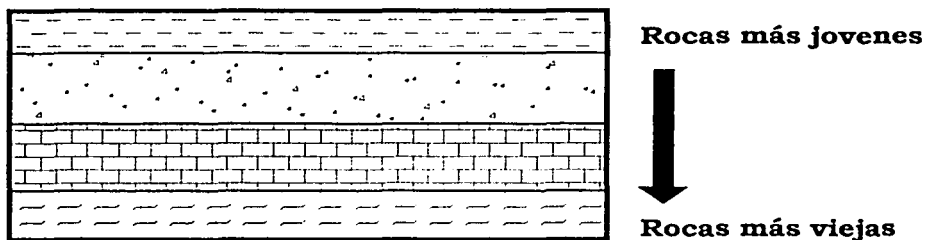
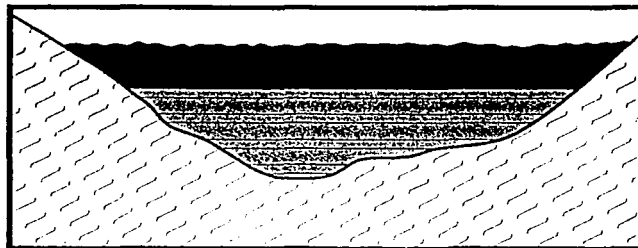


Figura 2.2.1.- La figura muestra como los estratos superiores son mas recientes que los estratos inferiores.

### 2.2.3 Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.

Determina que los estratos en el momento de su depósito son horizontales o subhorizontales y paralelos a la superficie de depósito (horizontalidad original) (Fig. 2.2.2) y que quedan delimitados por dos planos que condicionan su continuidad lateral (Fig. 2.2.3).



2.2.2.- La figura muestra que cuando se inicia el depósito, la estratificación es paralela a la superficie o fondo y al proseguir el depósito, las irregularidades tendrán a emparejarse y la estratificación tiende a aproximarse a la horizontal.

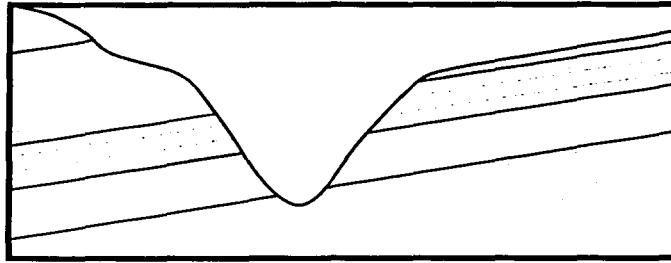


Figura 2.2.3.- La figura muestra como existe una continuidad de los estratos, aunque estos presenten una interrupción por erosión.

#### 2.2.4 Principio de uniformismo o actualismo.

El Principio del Uniformismo o Actualismo fue definido por Hutton, quien basándose en los procesos sedimentarios observables en los ríos, lagos y costas de su Escocia natal, reconoció que muchos de los rasgos de los sedimentos antiguos se veían reproducidos en los depósitos modernos no consolidados; cabe mencionar que este principio debe su amplia difusión a Playfair y Sir Charles Lyell entre 1830 y 1872, en su obra, *Principles of Geology* "Principios de Geología" (tomada de Tarbuck, Edward J. et. al., 1999).

Este principio establece que 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).

Se deben hacer algunas consideraciones al aplicar dicho principio, ya que los procesos no son totalmente uniformes, sino que han cambiado en ritmo e intensidad; además, hay factores no repetibles como los organismos que han ido cambiando de manera lineal y no cíclica por evolución. De manera general este principio tiene aplicación en la Estratigrafía, pero se deben considerar los cambios y la evolución que ha experimentado nuestro planeta.

### 2.2.5 Principio de la simultaneidad de eventos.

Se basa en la doctrina del “catastrofismo actualista”, que consiste en aceptar que en la naturaleza ocurrieron en tiempos pasados fenómenos normales, idénticos a como los vemos en la actualidad, pero también ocurrieron y pueden ocurrir otros eventos raros y eventuales que mayoritariamente coinciden con las grandes catástrofes (terremotos, tormentas, etc.).

### 2.2.6 Principio de la sucesión faunística o de la correlación.

Consiste en admitir que en cada intervalo de tiempo de la historia geológica (representado por un conjunto de estratos o por formaciones geológicas), los organismos que vivieron y que por tanto se pudieron fosilizar fueron diferentes y no repetibles. Lo anterior implica la existencia de evolución.

Los fósiles permiten establecer correlaciones estratigráficas (comparaciones en el tiempo) entre materiales de una misma edad de contextos geográficos próximos o muy distantes, considerando que muchos de los organismos tenían una extensión horizontal prácticamente mundial (*Fig. 2.2.6*). Este principio, se debe a las observaciones realizadas a finales del siglo XIX por el inglés Smith (tomada de Vera Torres et al., 1994), quién identificó restos fósiles idénticos en localidades distantes. Se pueden correlacionar distintas columnas geológicas aunque tengan variaciones litológicas.

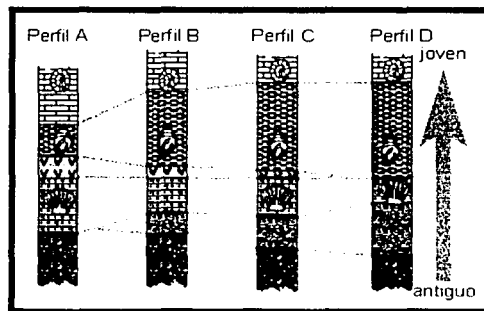


Figura 2.2.6.- Las columnas geológicas muestran semejanza en el orden definido (fósiles y litología), y los fósiles son determinables; debido a esto podemos correlacionarlos.



### 2.2.7 Principio de intersección ó corte y truncamiento.

Cuando una falla desplaza una secuencia de rocas, o cuando el magma intrusiona y cristaliza en el interior de la corteza terrestre, podemos suponer que la falla o intrusión es más joven que las rocas afectadas; a esta suposición se le conoce como el principio de intersección o corte y truncamiento. Este principio nos ayuda a determinar la sucesión de eventos en una región donde las rocas han sido falladas o intrusionadas (Fig. 2.2.7).

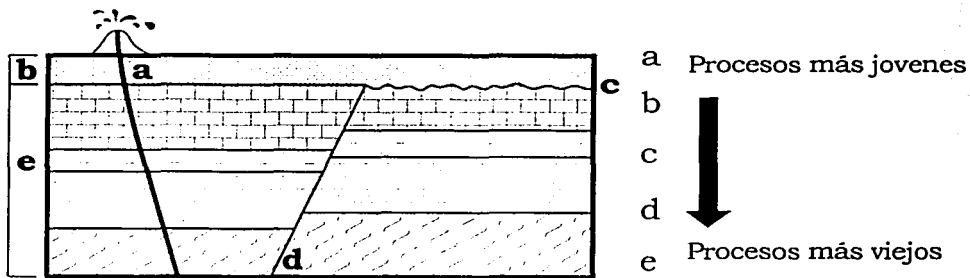


Figura 2.2.6.-La figura muestra las relaciones de intersección de la falla y el dique respecto a los cuerpos de roca. Se interpreta que la falla es más joven que el paquete de rocas "e", el dique es aún más joven que el paquete de rocas "e", "b" y la falla.

## 2.3 Discordancias.

### 2.3.1 Relaciones verticales de los cuerpos de roca.

Existen relaciones verticales entre los límites de los cuerpos sedimentarios sucesivos que se visualizan de manera sencilla, estas relaciones se pueden estudiar en un solo punto de observación, ya sea en el afloramiento, en un pozo (para agua o petróleo) o en una línea sísmica, sin considerar los problemas de los cambios laterales.

Las relaciones entre dos estratos o dos formaciones puede interpretarse de dos formas:

- *Concordantes.*
- *Discordantes.*

Es recomendable usar los términos concordancia y discordancia en sentido geométrico descriptivo, como también paralelismo y no-paralelismo entre conjuntos de capas directamente superpuestos.

En los conceptos "*concordancia*" y "*discordancia*", se involucran los términos de "*continuidad*" y "*discontinuidad*" estratigráfica; estos términos se usan en el sentido que haya ocurrido o no-interrupción del depósito en el transcurso del tiempo.

### 2.3.2 Relaciones concordantes (con paralelismo).

Las superficies de contacto entre los estratos verticalmente sucesivos se consideran concordantes, si no existe evidencia significativa de interrupción de la depositación entre unidades adyacentes.

Los contactos concordantes pueden ser:

- *Bruscos.*
- *Graduados.*
- *Intercalados.*

En cada caso, el cambio en el tamaño de los clastos o el cambio de composición de los sedimentos reflejan un cambio de las condiciones de depositación o de los materiales acarreados al sitio del depósito.

Los **Contactos bruscos** resultan de causas primarias y se encuentran con mayor frecuencia en áreas donde ocurrió depositación muy lenta, en las que los cambios que tienen lugar en intervalos de millares de años están representados por acumulaciones medidas en fracciones de centímetro; los cambios en la sedimentación pueden significar cambios en la litología.

Los **Contactos graduados** resultantes pueden ser de dos tipos:

- *mixto*
- *continuo*

La **graduación mixta** es la que ocurre cuando dos tipos distintos de sedimento exhiben un cambio gradual de uno hacia el otro, sin que se deposite el tamaño de grano intermedio, por ejemplo: *una arenisca puede cambiar en forma gradual ascendente a lutita, por la adición graduada de arcilla; en este caso no se tiene limolita entre ambos.*

La **graduación continua** implica el cambio progresivo en un solo parámetro sedimentario, sin mezcla de los miembros extremos, por ejemplo: *los cambios graduales de arena a lutita, en los cuales se halla una reducción progresiva en el tamaño del grano, pasando de arena a limo y finalmente arcilla.*

### **2.3.3 Relaciones discordantes (sin paralelismo).**

Las superficies de contacto entre los estratos separados por una superficie de no-depósito o de erosión se consideran discordantes, y a la superficie de separación se le llama *discordancia*.

### 2.3.4 Discontinuidades sin paralelismo o con discordancia

Son aquellas en las que además de la interrupción sedimentaria y de la etapa de erosión, entre el depósito de ambas unidades ha tenido lugar una deformación de los materiales *infrayacentes*, por plegamiento o por basculamiento (Fig. 2.3.1).

Es de gran interés identificarlas en afloramientos en el campo o reconocerlas en el subsuelo utilizando métodos geofísicos, porque sirven para interpretar la edad de un movimiento orogénico o postorogénico.

Estudiar su origen y características, sirve muchas veces, para interpretar la historia geológica de la región y para complementar los estudios estratigráficos y sedimentológicos enfocados a estudiar los límites de las unidades geológicas (Fig. 2.3.1).

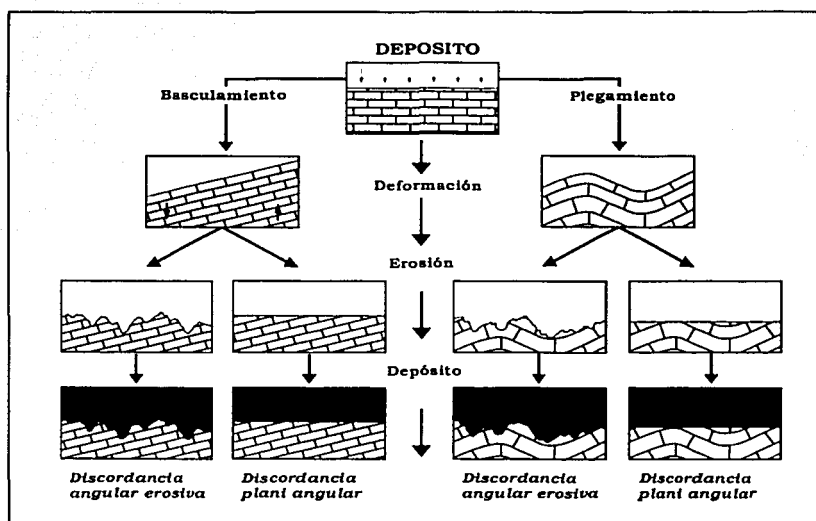


Figura 2.3.1.- La figura ilustra el proceso de formación de los 2 tipos de discordancia: angular y discordancia angular erosiva. Tomada de Vera Torres et al., 1994.

Este tipo de discontinuidades pueden ser muy diversas, sus características están en función de la geometría de la superficie de discordancia; los casos que se pueden presentar son:

- *Discordancias angulares*
- *Discordancias angulares erosivas.*
- *Discordancias progresivas.*
- *Discordancias basales.*

Las **discordancias angulares** son aquellas discontinuidades estratigráficas que separan rocas antiguas de rocas jóvenes en que la superficie de separación es plana (erosión o no-depósito), de manera que corta en bisel a los estratos de la unidad infrayacente (Fig. 2.3.2).

Las discordancias angulares se encuentran entre dos unidades estratigráficas: una inferior deformada durante una fase tectónica, seguida de denudación y truncamiento y, recubierta posteriormente por una unidad superior que no ha sufrido deformación guarda con respecto a la inferior una disposición transgresiva de traslapamiento o bisel de agradación ("onlap" "overlap"). En ocasiones las dos unidades pueden estar deformadas por lo que la unidad superior también puede encontrarse inclinada.

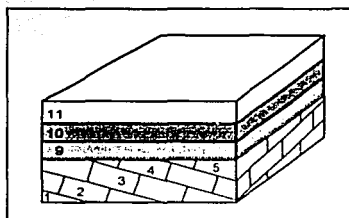


Figura 2.3.2.-Discordancia angular que muestra la separación entre dos eventos de depósito, el infrayacente experimento una fase tectónica de deformación seguida de erosión y truncamiento y la suprayacente que no ha sufrida deformación y que esta en discordancia con la primera. Se puede apreciar que las unidades 1,2,3,4 y 5 se encuentran en contacto con la unidad 9.

Las **discordancias angulares erosivas**, son aquellas discontinuidades estratigráficas en las que la superficie de separación entre las dos unidades litoestratigráficas es marcadamente irregular y erosiva, considerando que la unidad inferior presenta una orientación (rumbo y echado) diferentes a la unidad superior (Fig. 2.3.3).

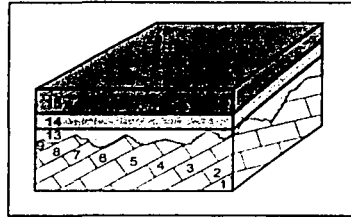


Figura 2.3.3.- Discordancia angular erosiva que muestra la separación entre dos eventos de depósito, el infrayacente experimento una fase de deformación seguida de erosión; la unidad suprayacente no ha sufrido deformación. Se observa que la unidad de la 1 a la 9 se encuentran en contacto con la unidad 13.

Las **discordancias progresivas** son discontinuidades angulares que lateralmente se amortiguan pasando a superficies de concordancia; son un tipo de discordancias sintectónicas, es decir, son discordancias que se forman de manera contemporánea a un proceso tectónico que origina deformación (Fig. 2.3.4).

En estas discordancias, los sedimentos que forman estratos se han depositado de manera contemporánea a los movimientos tectónicos; en ellas los estratos se disponen en enormes abanicos o discordancias progresivas que se van atenuando (Biot, 1937 (tomado de Vera Torres, et. al., 1994)).

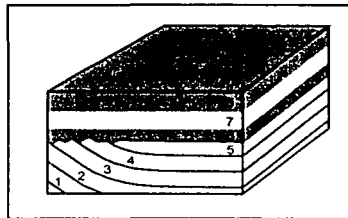


Figura 2.3.4.- Modelo de discordancia progresiva o sintectónica, en donde existe un paso gradual de discordancia angular por truncación y "onlap" a una conformidad hacia el centro de la cuenca. En la porción izquierda se observa discontinuidad entre las unidades 1,2,3 y 4 con la unidad 6, en cambio en la porción de la derecha no existe interrupción.

Las **discordancias basales (inconformidad)**, se refieren a las relaciones entre unidades litoestratigráficas que se sobreponen o cubren a un basamento cristalino no estratificado (intrusivos o metamórficos). De tal forma que las secuencias estratificadas cubren a rocas ígneas intrusivas o rocas metamórficas (Fig. 2.3.5).

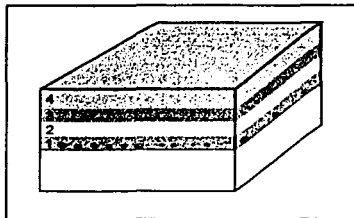


Figura 2.3.5.- Discordancia basal, en donde las rocas de un basamento cristalino están cubiertas por las secuencias estratificadas (unidades 1, 2, 3 y 4.)

### 2.3.5 Discordancias (Discontinuidades) con paralelismo o concordancia.

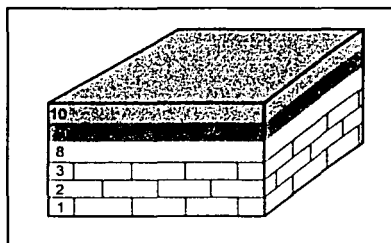
En este tipo de discontinuidades, las superficies de estratificación de los materiales infrayacentes y suprayacentes son paralelas, aunque las dos unidades en contacto se encuentren plegadas o basculadas, existiendo o estando ausente una superficie de erosión.

Estas discontinuidades definen un tipo de contacto entre dos materiales o dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito medió una interrupción sedimentaria medible; en esa interrupción pudo ocurrir erosión de los materiales previamente depositados, pero en la que no hubo ninguna deformación tectónica (plegamiento o basculamiento) que modificará la horizontalidad original de los materiales infrayacentes. Los esfuerzos tectónicos pueden afectar posteriormente a las dos unidades deformándolas con el mismo estilo.

De acuerdo con las características geométricas de la superficie de separación entre ambas unidades, se diferencian los siguientes dos tipos de discontinuidades con paralelismo:

- *Paraconformidades.*
- *Disconformidades.*

Cuando la superficie de separación entre dos unidades es plana y paralela a la estratificación de ambas, estamos hablando de una **paraconformidad** la que se caracteriza por separar unidades litoestratigráficas faltando entre ambas una o más unidades (*Fig. 2.3.6*).



**Figura 2.3.6.-** Paraconformidad que indica concordancia (paralelismo) entre las unidades viejas y jóvenes pero existe discontinuidad entre las unidades 3 y 4.

La dificultad para reconocer una paraconformidad se da en la gran similitud que tiene con los límites entre dos formaciones concordantes; es necesario saber diferenciarlas de las continuidades. Es necesario saber diferenciarlas de las superficies que significan pequeñas interrupciones sedimentarias asimilables a continuidades dentro de una misma formación.

El término **diastema** hace referencia a estas pequeñas interrupciones sedimentarias, se tratan de interrupciones de orden menor que ocurren normalmente en la sedimentación cuando esta es episódica, la duración de estas siempre es mucho menor que una paraconformidad. Se puede decir que los diastemas solamente en algunos casos se reconocen por criterios paleontológicos o por fechamientos absolutos.

Las **disconformidades** son discontinuidades estratigráficas que se reconocen cuando entre dos unidades geológicas media una superficie irregular de marcado carácter erosivo. Las superficies de estratificación de la unidad infrayacente son



paralelas a las unidades suprayacente, ya que hay paralelismo o concordancia (Fig. 2.3.7).

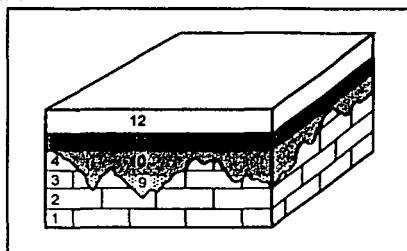


Figura 2.3.7.- Disconformidades con concordancia (paralelismo) entre las unidades 2,3 y 4 con las unidades 9, 10 y 11; existe discontinuidad y una marcada superficie de erosión que los separa.

### 2.3.6 Continuidades con paralelismo (Concordancia).

En este tipo de continuidades, las superficies de estratificación de los materiales infrayacentes y suprayacentes son paralelas, aunque las dos unidades en contacto se encuentren plegadas o basculadas.

Genéticamente corresponden a la relación o contacto entre dos materiales o dos unidades estratigráficas entre cuyo depósito *no ha existido* una interrupción sedimentaria medible.

Se usa el término de *conformidad* en el sentido de superficie que separa un estrato moderno de otro más antiguo, en la que no hay ninguna de erosión o no depósito, ni ningún hiato significativo Mitchum, 1977 (tomada de Arche Alfredo et al., 1992).

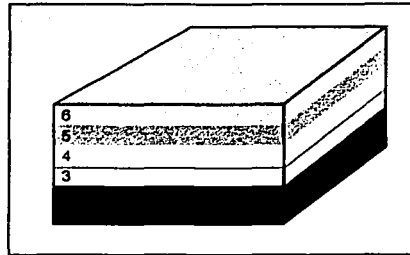


Figura 2.3.8.- Conformidad entre toda las unidades con superficies concordantes y continuas en las que no hay evidencia física alguna de erosión.

### 2.3.7 Criterios de reconocimiento de paraconformidades generadas en medios marinos y continentales.

Los criterios que se utilizan para poder reconocer paraconformidades comprenden aspectos *geométricos*, *litológicos*, *texturales*, etc, observables en una superficie de estratificación, que pueden indicar que se trata de una interrupción sedimentaria de una duración suficientemente grande para ser considerada una discontinuidad.

Los criterios de reconocimiento útiles para identificar paraconformidades en medios marinos, son los siguientes (Fig. 2.3.9):

- *Superficies de corrosión*
- *Superficies de omisión*
- *Fondos endurecidos*
- *Niveles fosfatados*
- *Diques neptúnicos.*

Las **Superficies de corrosión**, son superficies que muestran irregularidades erosivas de orden menor en la porción superior(techo) de la unidad estratigráfica inferior. Las cavidades y protuberancias observadas son de escala de centímetros y decímetros. Están ligadas a etapas de interrupción sedimentaria durante las que tuvo lugar una erosión submarina ligera de los materiales infrayacentes, parcialmente litificados.

Las **Superficies de omisión** son superficies de estratificación donde queda registrada la acción de los organismos (bioturbación y perforaciones), asociados a los efectos de la litificación; ocurre generalmente una marcada cementación y/o nodulización que provoca la transición de un fondo blando "softground sensu" Fürsich, 1979 (tomada de Vera Torres et al., 1994) a un fondo firme "firmground sensu" Fürsich, 1979 (tomada de Vera Torres op. cit.).

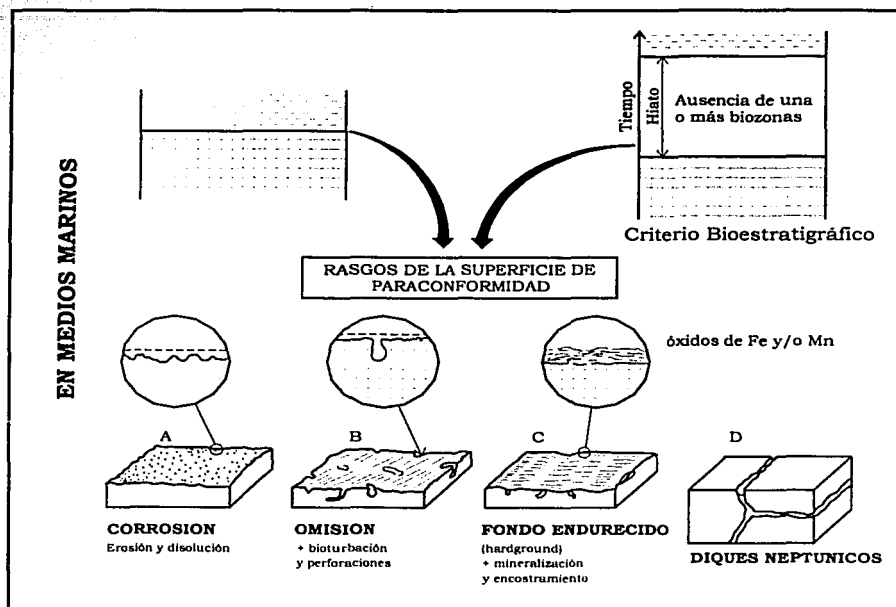


Figura 2.3.9.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades formados en Medios Marinos. Tomada de Vera Torres et al. (1994).

Se denomina **Fondo endurecido** a la superficie de estratificación en rocas carbonatadas que correspondieron a fondos marinos en los que hubo una apreciable interrupción sedimentaria, acompañada de litificación y actividad orgánica; además, en algunos casos puede ocurrir erosión, disolución y especialmente mineralización.

Los **Niveles fosfatados**, pueden estar relacionados con fondos endurecidos o con niveles condensados relacionados con los mismos; presentan estructuras estromatolíticas de medios pelágicos que atrapan cocolitos entre sus láminas García -Cervigón et al., 1986-1987, Martín-Algarra y Vera, 1993 (tomado de Vera Torres, op. cit.).

Los **Diques neptúnicos** son cavidades formadas por disolución (con frecuencia a partir de fisuras) de rocas carbonatadas durante una interrupción sedimentaria y que posteriormente se rellenan de sedimento marino cuando se reanuda la sedimentación. La disolución que origina a las cavidades puede ser submarina o subárea, esta última en el caso de que haya tenido lugar una emersión temporal y un proceso de karstificación.

Los diques por lo tanto se localizan dentro de la unidad infrayacente a una paraconformidad y los materiales que los rellenan con frecuencia son de la edad correspondiente a la laguna estratigráfica en dicha paraconformidad.

Es posible reconocer dos tipos de diques neptúnicos de acuerdo a su geometría Wendt, 1971 (tomado de Vera Torres, op. cit.), y son:

- Tipo S que se disponen paralelos a la estratificación.
- Tipo Q que tienden a ser oblicuos o perpendiculares a la estratificación.

Los criterios de reconocimiento útiles para identificar paraconformidades formadas en medios continentales, son los siguientes (Fig. 2.3.10):

- *Paleosuelos*
- *Calcretas, silcretas y ferricretas*
- *Paleokarsts*
- *Arcillas residuales, bauxitas y lateritas.*

Los **Paleosuelos**, son partes de una secuencia que ha estado expuesta a la intemperie un prolongado tiempo, en un clima adecuado para formar suelos. La existencia de suelos compuestos por varias fases genéticas superpuestas de

suelos maduros, es un buen criterio para detectar discontinuidades estratigráficas, ya que se encuentran entre dos unidades litoestratigráficas.

Las **Calcretas**, son acumulaciones de carbonato cálcico formadas por cementación y reemplazamiento, mayoritariamente en perfiles de suelos, a partir de aguas vadasas y fráticas saturadas en carbonatos. Las **silcretas** y **ferricretas** son similares a las calcretas cambiando en el primer caso el carbonato de calcio por sílice y en el segundo caso por óxidos e hidróxidos de hierro respectivamente, su génesis está ligada a intervalos sin sedimentación en los que se produce la cementación a partir de precipitación de aguas superficiales o subterráneas que se evaporan.

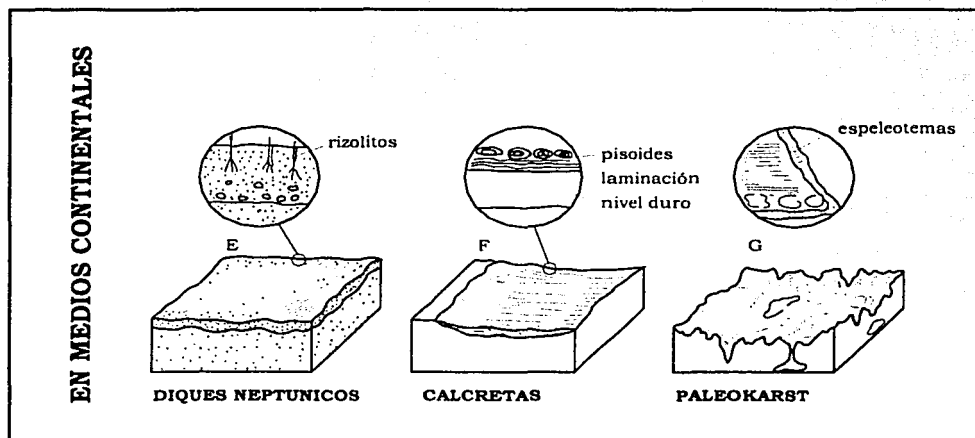


Figura 2.3.10.- Criterios de reconocimiento de paraconformidades formadas en Medios Continentales. Tomada de Vera Torres et al., 1994.

Choquette y James 1988 (tomado de Vera Torres, op. cit.), definen un **paleokarst** como un karst antiguo enterrado por sedimentos o rocas sedimentarias más modernas. El paleokarst que sirve como criterio de reconocimiento de paraconformidades es aquel que tiene una morfología externa muy poco abrupta. Este tipo de karst es el que se forma en medios semiáridos.

Las **Arcillas residuales, bauxitas y lateritas**, se producen como producto del intemperismo de rocas infrayacentes en intervalos de exposición subárea en climas húmedos y cálidos; quedando generalmente acumulados sobre la misma roca madre (depósitos autóctonos) en menor proporción pueden ser transportados posteriormente en disolución o como partículas detríticas hasta su final depositación (depósitos alóctonos).

### 2.3.8 Criterios de reconocimiento de disconformidades.

La morfología irregular y erosiva de la superficie de separación de las unidades estratigráficas es el rasgo que mejor ayuda al reconocimiento de las disconformidades, aunque para poderlas identificar se requiere de un buen afloramiento en el que se pueda seguir la superficie de discontinuidad.

Los aspectos de tipo sedimentológico que facilitan el reconocimiento de las disconformidades son los siguientes:

- *Conglomerados basales.*
- *Superficies rocosas perforadas.*
- *Karstificación.*
- *Calcretas.*
- *Paleosuelos y bauxitas.*

El depósito de conglomerados como primera unidad suprayacente (**conglomerados basales**) es un rasgo común en las disconformidades. Se trata de los primeros depósitos sobre un relieve abrupto que tiende a cubrir rápidamente las irregularidades erosivas, los clastos provienen de los relieves más elevados antes de quedar cubiertos por la sedimentación mas fina.

Las **Superficies rocosas perforadas** se relacionan con conglomerados basales asociados a superficies que fueron antiguos acantilados o islotes, estos fueron cubiertos por la sedimentación; se observan superficies de la roca infrayacente muy desgastadas en las que destacan perforaciones producidas por organismos.

En las disconformidades que se encuentran en rocas carbonatadas se reconocen superficies de paleokarst con las morfologías **kársticas** más características, como antiguas dolinas y sumideros. En el seno de los materiales infrayacentes se pueden tener cuevas parcialmente rellenas de cementos calcíticos con arcillas.

Las **Calcretas** son acumulaciones de carbonato de calcio formadas por cementación y reemplazamiento generalmente dentro de perfiles de suelos, a partir de aguas vadosas y fréaticas saturadas en carbonatos. Se relacionan con superficies erosivas, en especial en las partes topográficamente más bajas del paleorelieve; se pueden encontrar calcretas generadas después de la formación de dicho relieve y antes de su fosilización por la unidad suprayacente.

Los **Paleosuelos y bauxitas**, son formados sobre un relieve erosivo en las partes topográficamente más suaves y más bajas. Estos pueden suministrar información sobre las condiciones climáticas reinantes durante el tiempo de su formación. Los paleosuelos y bauxitas se encuentran entre las dos unidades geológicas

A partir de la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión las disconformidades se pueden detectar con facilidad en el subsuelo, ya que las dimensiones de la observación aumentan considerablemente en longitud, además es posible, exagerar la escala vertical. Se reconocen como superficies irregulares que cortan los materiales estratificados infrayacentes de espesor variable.

## 2.4 Relaciones Mar-Tierra.

En las márgenes de las cuencas sedimentarias o cerca de ellas, en muchos casos se observan relaciones de inestabilidad de los medios sedimentarios; se tienen en estos casos cambios menores del nivel del mar o del nivel de base que originan desplazamientos marcados a largo plazo de los límites de los medios sedimentarios y de los depósitos formados dentro de ellos, es decir, la línea de costa se desplaza.

La línea de costa marca una posición de equilibrio entre un número de factores opuestos:

- El régimen con el que es suministrado el sedimento, el cual tiende a llenar el mar en las zonas poco profundas y extender el área del Continente.
- El régimen de erosión de la playa, que tiende a hacer cortes en el Continente.
- El régimen de hundimiento del área de depositación, que tiende a hundirse a medida que se acumulan más sedimentos.

Es poco probable que todos estos regímenes permanezcan largo tiempo en equilibrio y mantengan en una posición constante la línea de la playa. Existen factores como los cambios de elevación de la margen continental originados por movimientos subcorticales asociados a una tectónica activa, o los cambios de nivel del mar causados por la contracción o la dilatación de las acumulaciones continentales de hielo; estos factores pueden afectar considerablemente a las relaciones existentes entre los regímenes de erosión y depósito.

Cualquier desplazamiento ocurrido en el sistema, no importando cual sea su causa, desplazará a todo el complejo de cinturones de depositación subparalelos a la línea de costa relacionados con el margen de la cuenca; estos desplazamientos favorecen condiciones adecuadas de depositación en áreas



anteriormente sujetas a erosión, o en otros casos exponiendo áreas de previa acumulación a la erosión.

Por lo tanto, se esperaría que el registro estratigráfico refleje los desplazamientos de los medios sedimentarios y las relaciones mutuas entre los regimenes erosionales y de depositación.

Los términos de **regresión** y **transgresión** nos ayudan a identificar el aumento y /o disminución respectivamente de extensión de los mares, es decir, ayudan a comprender los procesos y factores por los cuales el mar gana o pierde terreno.

#### **2.4.1 Regresión.**

La regresión se refiere al retroceso horizontal del mar más allá de los límites anteriores o como un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar; en estos casos el mar pierde terreno (*Fig. 2.4.1*). Las regresiones se producen por algún de las siguientes causas:

- A una emersión del continente en zonas más o menos vastas, por un descenso del nivel del mar.
- A un levantamiento general del continente.
- A un aporte importante de sedimentos.

Con la combinación de dos o tres de las causas antes mencionadas, se origina una regresión.

En una secuencia estratificada de rocas sedimentarias se puede evidenciar una regresión cuando:

- Los depósitos continentales se observan superpuestos a capas marinas.
- Cuando se detecta la existencia de una superficie de erosión aérea, en un área originalmente marina.

#### **2.4.2 Transgresión.**

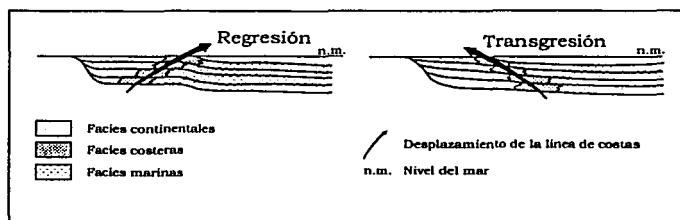
Una transgresión se refiere al avance horizontal del mar más allá de sus límites anteriores, con inundación de zonas más o menos extensas de las partes bajas de los continentes, originándose en consecuencia un avance o extensión del mar

sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o erosión) continental; en estos casos el mar gana terreno (*Fig. 2.4.1*). Las transgresiones pueden ocurrir por las siguientes causas:

- Un ascenso brusco del nivel del mar.
- Un hundimiento del conjunto del continente.

Pudiéndose combinar los dos fenómenos, también se da origen a una transgresión. El desplazamiento de las orillas modifica las profundidades a las que se producen los sucesivos depósitos, cambian las facies y el ambiente sedimentario.

En una transgresión ocurre la superposición de capas marinas sobre formaciones continentales o sobre una superficie de erosión.



**Figura 2.4.1.-** La figura muestra un perfil idealizado de las facies que se forman debido a una transgresión y a una regresión.

Las transgresiones y regresiones tienen su origen en los eventos tectónicos asociados a límites de placas, a procesos de sedimentación acelerada y a cambios climáticos globales.

### 2.4.3 Progradación, retrogradación y agradación.

Existen otros conceptos importantes que se relacionan con los de transgresión y el regresión, están íntimamente asociados; estos son:

- *Retrogradación*
- *Progradación*
- *Agradación*

**Retrogradación.** Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca (Fig. 2.4.2 A).

**Agradación.** Crecimiento vertical gradual de un cuerpo sedimentario por la superposición de estratos (Fig. 2.4.2 B).

**Progradación.** Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el interior de la cuenca (Fig. 2.4.2 C).

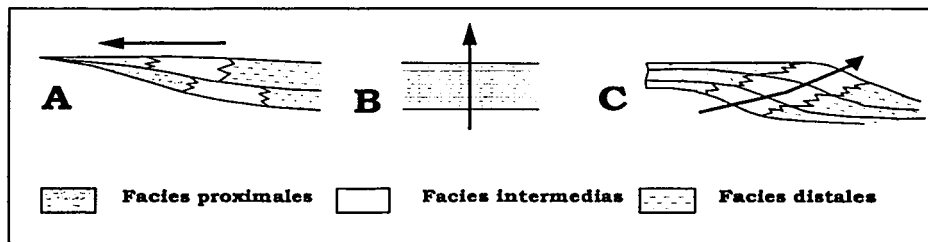


Figura 2.4.2.- Esquema en el que se muestra los procesos de: A.- Retrogradación. B.- Agradación. C.- Progradación.

Existen diferentes tipos de relación entre los procesos de transgresión y regresión con los de retrogradación, agradación y progradación. Estos casos son los siguientes:

- **Regresión con progradación.** Se forman estos arreglos en la distribución de los sedimentos en intervalos de tiempo en los que la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia; también en los que el volumen de aportes va aumentando. De esta manera se forma tanto el dispositivo progradante como la migración de la línea de costas mar adentro (Fig. 2.4.3 A).
- **Transgresión con progradación.** Puede darse en áreas concretas de cuencas sedimentarias en las que la tasa de sedimentación supere a la de la subsidencia (con los que se forma el dispositivo progradante) y en las que los aportes van disminuyendo (Fig. 2.4.3 B).

- **Regresión con retrogradación.** En este caso la tasa de sedimentación es igual o superior a la tasa de subsidencia con lo que la cuenca tiende a ser expansiva produciéndose la retrogradación (Fig. 2.4.3 C).
- **Transgresión con retrogradación.** Se forma cuando la tasa de subsidencia supera a la de la sedimentación y los aportes se mantienen semejantes o van disminuyendo. La línea de costas se desplaza hacia el continente (transgresión) y las unidades litoestratigráficas se expanden hacia el exterior de la cuenca (retrogradación) (Fig. 2.4.3 D).

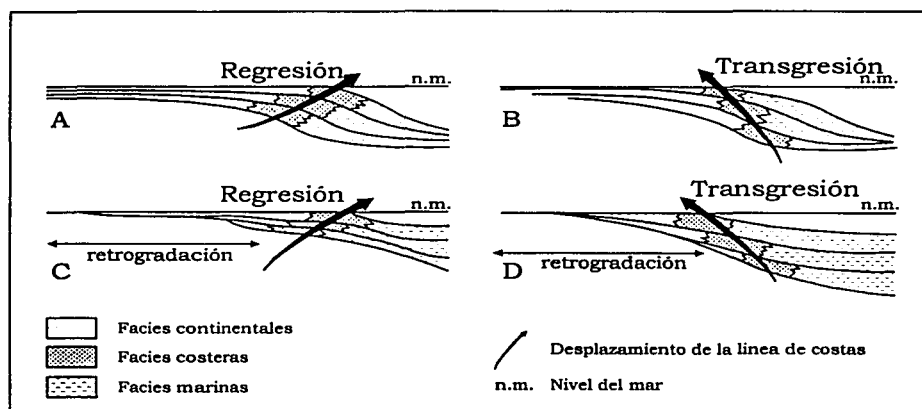


Figura 2.4.3.- El esquema muestra las posibles combinaciones entre los conceptos de transgresión y regresión, con los de progradación y retrogradación. Figura A.- Muestra una regresión con progradación. Figura B.- Muestra una transgresión con progradación. Figura C.- Muestra una regresión con retrogradación. Figura D.- Muestra una transgresión con retrogradación.

Los eventos transgresivos y regresivos en la mayoría de los casos se asocian con importantes acumulaciones de sedimentos, los cuales pueden corresponder con unidades estratigráficas generadoras, almacén y sello.

## 2.5 Correlación Estratigráfica.

### 2.5.1 Correlación Estratigráfica.

La **correlación estratigráfica** es un procedimiento que sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica. Es una de las técnicas de mayor interés en la Estratigrafía ya que se utiliza para comparar dos o más secciones estratigráficas de un intervalo de tiempo semejante, a partir de alguna propiedad definida.

En el área petrolera la correlación estratigráfica es de gran utilidad ya que con base en secciones geológicas, pozos y secciones sísmicas se logra conocer la continuidad o discontinuidad lateral de las formaciones geológicas.

El **objetivo fundamental de la correlación estratigráfica** es el de poder tener una visión más completa de la historia geológica de una región; en muchas ocasiones esta correlación se hace sin tener una secuencia completa en cada una de las unidades estratigráficas comparadas, pero al realizar la correlación se tiene información más completa del registro sedimentario.

Las correlaciones estratigráficas de dos o más secciones locales relativamente cercanas entre sí, permiten reconstruir la geometría de la cuenca en la que se depositaron las unidades litoestratigráficas, valorar su posición en el tiempo, conocer sus cambios laterales, etc.; a este tipo de correlación se le conoce como **correlación local**. Las **correlaciones regionales** se efectúan en secciones estratigráficas más distantes que las locales, pero dentro de una misma cuenca sedimentaria (*Fig. 2.5.1*); constituyen el factor esencial para realizar el análisis estratigráfico de la cuenca, incluyendo el estudio paleogeográfico de la misma. Estas correlaciones se hacen a partir de datos del subsuelo (registros geofísicos de pozos), información litológica de pozos, secciones estratigráficas levantadas en superficie y secciones sísmicas. Las correlaciones entre secciones estratigráficas de áreas geográficas muy distantes entre sí corresponde a las **correlaciones de tipo global**, estas tienen una doble utilidad: por un lado contribuyen a elaborar la sección estratigráfica ideal del conjunto de la Tierra, a lo que se le ha llamado

“registro estratigráfico” y por otro, permite valorar fenómenos autocíclicos<sup>1</sup> o alocíclicos<sup>2</sup> en una sección estratigráfica completa.

Las correlaciones se realizan de manera ordenada, de una escala menor (correlación local) a una de escala mayor (correlación global).

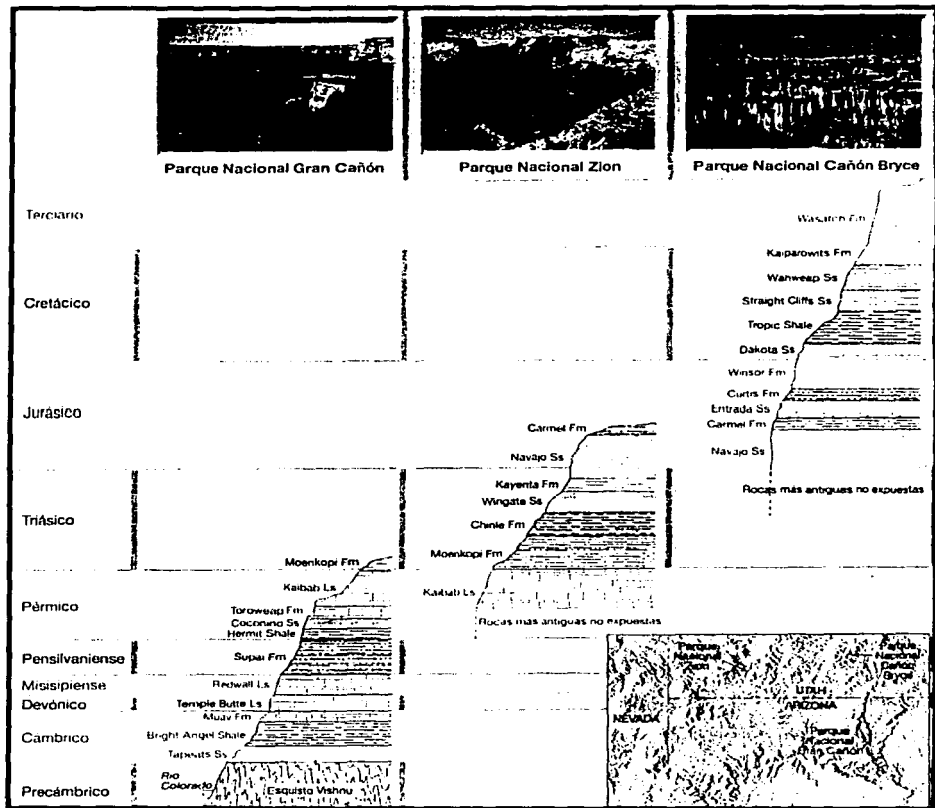


Figura 2.5.1- Correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado, revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región por lo que se puede efectuar una Correlación Regional. Tomada del U.S. Geological Survey; fotos de E.J. Tarbuck et al. (1999).

<sup>1</sup> Autocíclicos. Se refiere a los fenómenos o eventos originados por los propios sistemas sedimentarios.

<sup>2</sup> Alocíclico. Dícese de los fenómenos o eventos externos a los sistemas sedimentarios que afectan a una cuenca sedimentaria.

### 2.5.2 Tipos de correlación.

Existen diversos tipos de correlación estratigráfica, los cuales están en función del aspecto o propiedad que se quiera comparar y de los rasgos que se intenten destacar de las unidades. Son tres los tipos de correlación básicos:

- *La litocorrelación.*
- *La biocorrelación.*
- *La cronocorrelación*

La **litocorrelación** es la correlación que se realiza entre unidades con litología y posición estratigráfica similares (relación secuencial o geométrica para unidades litodémicas<sup>3</sup>). Para hacer este tipo de correlación se comparan por el tipo de roca, las unidades litoestratigráficas presentes en cada una de las secciones estratigráficas también se comparan los niveles de litologías especiales dentro de las mismas.

La **biocorrelación** expresa similitud de contenido fósil y de posición bioestratigráfica. Se hace a partir de la correspondencia entre dos niveles fosilíferos en los que se encuentran restos de organismos de la misma especie y que vivieron en condiciones ambientales similares.

La **cronocorrelación** se refiere a la correspondencia en edad de dos ó más secciones estratigráficas, para lo cual, se comparan los rasgos estratigráficos que indiquen simultaneidad de eventos como inversiones magnéticas, biohorizontes y anomalías geoquímicas, de manera que faciliten el establecimiento de la correspondencia de todas las unidades estratigráficas representadas.

### 2.5.3 Métodos de correlación.

Se considera como método de correlación a cualquier criterio que demuestre la equivalencia de dos o más unidades estratigráficas en diferentes secciones estratigráficas.

---

<sup>3</sup> Una Unidad Litodémica es un cuerpo definido de rocas predominantemente intrusivas, altamente metamorfoseada o intensamente deformada.

La correcta correlación de unidades geológicas es absolutamente necesaria para construir secciones estratigráficas y mapas de alta confiabilidad, así como para efectuar análisis regional de facies. Estas correctas correlaciones dependerán del uso de uno o más métodos de manera adecuada para establecer dicha correlación entre secciones estratigráficas. La validez de un método de correlación estará en función de la escala de correlación que se utilice, y de la calidad y cantidad de información de que se disponga.

**Método de correlación con registros geofísicos.** Los tres métodos de correlación estratigráfica de registros geofísicos de pozos, más usados son los siguientes:

- *Método de capas o superficies marcadoras/guías.* La respuesta contrastante en el tipo de perfil de una capa distintiva o de una serie de capas, puede ser usada como un marcador, aun cuando se desconozca la naturaleza exacta de la misma. Uno de los mejores ejemplos lo constituyen las capas de bentonita (cenizas volcánicas), las cuales son fácilmente reconocibles en los registros geofísicos y son excelentes marcadores así como muy buenos indicadores de líneas de tiempo.
- *Método de los Patrones.* Esta técnica involucra el reconocimiento de patrones de respuesta similares en los registros. Los patrones correlacionados de esta manera pueden representar sucesiones verticales de facies, o sucesiones superpuestas de facies. Las correlaciones por patrones están hechas sobre la base de las formas de las respuestas de los perfiles en intervalos de metros o decenas de metros. Esta técnica permite correlacionar aun cuando ocurran variaciones laterales en litología, facies o en espesores. Las correlaciones por patrones son muy útiles y pueden ser usadas para correlacionar sucesiones de facies o unidades aloestratigráficas<sup>4</sup> previamente definidas en núcleos de rocas o en afloramientos.

---

<sup>4</sup> **Unidad Aloestratigráfica.** Es un cuerpo de roca estratiforme, cartografiable y compuesto por rocas sedimentarias que se definen e identifican por las discontinuidades que lo delimitan de techo a piso.



- **Método de la Torta.** Este es el método que se utiliza como último recurso, cuando ningún otro método ha resultado. Se basa en asumir que un intervalo puede ser subdividido arbitrariamente en unidades de espesor constante. Este método no da verdaderas correlaciones, es solo una manera de subdividir una sección; esta técnica ha sido aplicada con algún éxito únicamente en secciones no marinas. Otras técnicas no dan buenos resultados debido a la ausencia de capas muy continuas.

#### **Método de correlación por indicadores mineralógicos y geoquímicos.**

Los compuestos mineralógicos u orgánicos, los elementos o las relaciones isotópicas que caracterizan a los depósitos de determinada época o de cierta región permiten hacer correlaciones; la precisión y el alcance geográfico de éstas dependen de la distribución espacio-temporal de los indicadores. Muchos de estos indicadores son el índice tanto de fenómenos rítmicos o de evolución progresiva como de sucesos de duración más o menos breve que no se repiten obligatoriamente en un mismo lugar en el transcurso de la historia geológica.

#### **Método de correlación por magnetismo.**

Implica el reconocimiento en cada una de las secciones estratigráficas de los diferentes intervalos con polaridad normal o inversa presentes. Este método por sí solo no es útil, de manera que hay que utilizarlo de manera combinada con otro método.

#### **Método de correlación radiométrica.**

Se establecen a partir del conocimiento de la edad absoluta de las rocas en diferentes secciones estratigráficas; se utilizan solamente en algunos casos muy limitados donde se encuentran minerales radiactivos o que tengan decaimiento isotópico.



### Método de correlación basado en fósiles.

Se basa en la determinación y comparación de los fósiles contenidos en las secciones estratigráficas. Este método es uno de los más confiables y usualmente el de mayor grado de precisión, por lo que se pueden correlacionar tanto columnas geológicas locales como regionales. Los fósiles índice son los más importantes para efectuar este tipo de correlación (Fig. 2.5.3).

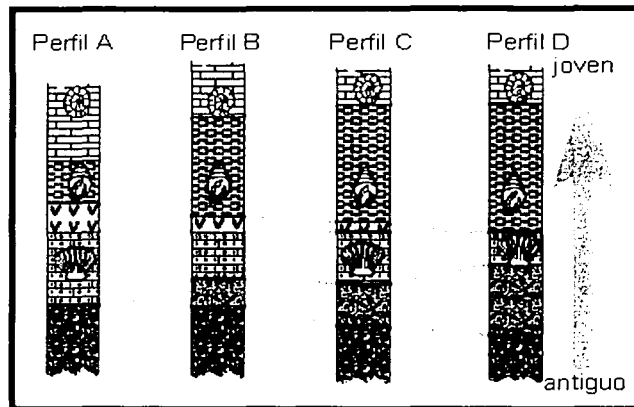


Figura 2.5.3.- El contenido de fósiles similares en las secciones estratigráficas de los perfiles A, B, C y D permite correlacionarlas con gran precisión.

### Método de correlación por ritmoestratigrafía.

Consiste en definir en un lugar determinado de la columna geológica, algún rasgo geológico definido que sobresalga verticalmente en el que se tenga ritmicidad y en encontrarlo en otra parte en otra columna con el fin de correlacionarlos. Para facilitar las comparaciones se acostumbra visualizar la ritmicidad por medio de una curva litológica.

## 2.6 Unidades Estratigráficas.

El término "*unidad estratigráfica*" puede definirse de varias formas. Desde el punto de vista etimológico, una unidad estratigráfica es un conjunto de estratos adyacentes que se distinguen por una o varias de las muchas propiedades que las rocas poseen (ISSC1976, tomada de Código Estratigráfico Norteamericano1983, 1984.).

Sin embargo, el alcance de la estratigrafía y los procedimientos relacionados sugieren una definición más amplia: "*un cuerpo de roca o material rocoso en estado natural, que se distingue de las rocas adyacentes con base en alguna o algunas propiedades definidas*".

Las propiedades más importantes son:

- *Composición.*
- *Textura.*
- *Fósiles incluidos.*
- *Huella magnética.*
- *Radiactividad.*
- *Velocidad sísmica.*
- *Edad.*
- *Estructuras sedimentarias.*
- *Espesor.*
- *Área.*

Los límites de una unidad estratigráfica deben definirse con mucho cuidado para permitir a otros investigadores distinguir el cuerpo rocoso de los otros materiales que lo rodean. Por lo general, las unidades que se basan en una propiedad no coinciden con aquellas que se basan en otras propiedades; por ello se necesitan términos distintivos para identificar la propiedad que se utiliza al definir cada unidad.

El adjetivo “estratigráfico” se usa en un sentido amplio, para referirse a aquellos procedimientos que se derivan de la estratigrafía.

### 2.6.1 Tipos de Unidades Estratigráficas.

Las propiedades y los procedimientos que pueden usarse para distinguir las unidades geológicas son diferentes y numerosos (ISSC, 1976,p.1,96; Harland, 1977, p. 230 tomada del Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984)., pero todos encuadran en alguna categoría característica (Tabla 2.6.1):

1. *Categorías materiales: se basan en el contenido (minerales, líticos, matriz), en los atributos (textura, estructuras primarias, etc.), o en los límites físicos (tipos de superficies de estratificación, espesor, etc.)*
2. *Categorías que se distinguen por la edad geológica:*
  - a) *Categorías materiales que se usan para definir intervalos de tiempo.*
  - b) *Categorías de tiempo.*

<b>CATEGORIAS DE UNIDADES ESTRATIGRAFICAS.</b>	
<b>CATEGORIAS MATERIALES BASADAS EN EL CONTENIDO O EN LOS LÍMITES FÍSICOS</b>	
LITOSTRATIGRAFÍA LITODÉMICA MAGNETOPOLARIDAD BIOSTRATIGRAFÍA	
<b>CATEGORIAS QUE EXPRESAN O QUE ESTAN RELACIONADAS CON LA EDAD GEOLÓGICA.</b>	
a) <b>CATEGORÍAS MATERIALES QUE SE USAN PARA DEFINIR INTERVALOS DE TIEMPO CRONOESTRATIGRAFÍA</b>	
b) <b>CATEGORÍAS TEMPORALES GEOCRONOLÓGICA</b>	

Tabla 2.6.1- Tabla que muestra las diferentes categorías de unidades estratigráficas basadas en el contenido o en los límites físicos y las categorías relacionadas con la edad. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984.

### 2.6.2 Categorías materiales basadas en el contenido o en los límites físicos.

Los elementos constructivos básicos para identificar una unidad estratigráfica que se utilizan en la mayor parte de los trabajos geológicos, son los cuerpos de rocas definidos sobre la base de su composición y de sus correspondientes características líticas, o sobre la base de su contenido o propiedades físicas, químicas o biológicas.

Las principales propiedades de las rocas correspondientes con estas categorías son:

- *Composición.*
- *Textura.*
- *Arreglo espacial.*
- *Orientación de los componentes.*
- *Estructuras primarias.*
- *Color.*
- *Contenido fosilífero o contenido de materia orgánica.*
- *Límites, firma y geometría de los estratos.*

En conjunto todas estas propiedades se designan como características líticas y sirven como base para diferenciar y definir lo fundamental de todas las unidades estratigráficas formales.

Las unidades que se basan sobre todo en la composición, se dividen en dos categorías (Henderson et al., 1980 tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984):

- ***Litoestratigráficas.***
- ***Litodémicas.***

Una **Unidad Litoestratigráfica** "es un paquete de estratos sedimentarios, ígneos extrusivos, metasedimentarios o metavolcánicos que generalmente se presentan en capas" Son tabulares y se conforman según la Ley de la Superposición, se diferencian y delimitan sobre la base de sus características líticas y de su posición estratigráfica.

El requisito imprescindible de una unidad litoestratigráfica es que presente un grado importante de homogeneidad, que facilite su delimitación respecto a los volúmenes de rocas superpuestos.

La extensión geográfica de las unidades litoestratigráficas esta determinada exclusivamente por la continuidad y extensión de sus características litológicas; los límites de las unidades litoestratigráficas se ubican en lugares de cambio lítico. Los límites se ponen en contactos definidos o pueden fijarse arbitrariamente dentro de las zonas de gradación (Fig. 2.6.1).

Tanto el límite vertical como el lateral se basan en los criterios líticos que proporcionan mayor unidad y utilidad práctica.

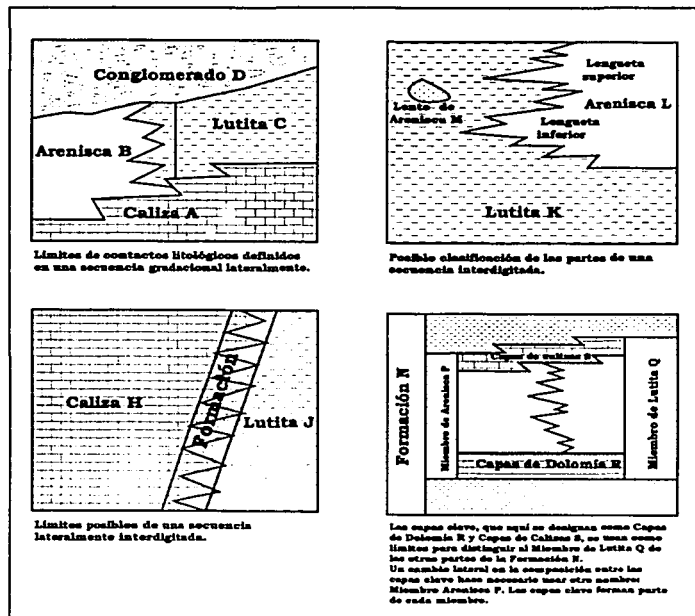


Figura 2.6.1.- Ejemplos gráficos de límites litoestratigráficos y su clasificación. Tomada del Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984.

Las unidades litoestratigráficas quedan definidas por rangos (*Tabla 2.6.2*) en donde la unidad litoestratigráfica básica es la **formación**; tiene un valor genético que significa un depósito en condiciones uniformes, y necesariamente tiene que ser cartografiable. Sus límites se marcan en donde cambia la litología ó donde existen cortes significativos en la continuidad de la sedimentación.

Las formaciones geológicas pueden o no subdividirse en **miembros**, que es un rango inmediatamente inferior a la de una formación; se reconoce como una entidad con nombre dentro de una formación porque posee características que la distinguen de las partes adyacentes de esa formación, un miembro puede extenderse lateralmente de una formación a otra. La **capa** o capas es la más pequeña unidad litoestratigráfica formal de las rocas sedimentarias, se limita a determinadas capas distintivas cuyo reconocimiento resulte particularmente útil.

El **grupo** es la unidad litoestratigráfica de rango inmediatamente superior a la formación, puede estar completamente constituido por formaciones nombradas, o puede no estar totalmente compuesto por formaciones nombradas; son útiles en los mapas a pequeña escala y en los análisis estratigráficos regionales. Las formaciones que componen un grupo no son necesariamente las mismas en todos los sitios. El **supergrupo** es una asociación formal de grupos relacionados o superpuestos, o de grupos y formaciones; el supergrupo debe nombrarse exclusivamente allí donde su reconocimiento tenga un propósito claro. El **derrame** es la más pequeña unidad litoestratigráfica de las rocas formadas de derrames volcánicos, es un cuerpo diferente de roca extrusiva, que se distingue por su textura, composición, orden de superposición, paleomagnetismo, u otros criterios objetivos; forman parte de un miembro.

El nombre formal de una unidad litoestratigráfica es compuesto. Consiste en un nombre geográfico combinado con un término lítico descriptivo o con el término correspondiente al rango, o ambos. *Ejemplo:* Formación Cosoltepec, Formación Xayacatlán, Formación el Abra, Formación Tamaulipas superior, etc.

Una **Unidad Litodémica** "es un cuerpo compuesto de rocas predominantemente intrusivas, altamente metamorfoseada, o intensamente deformada que, por ser



intrusiva o por haber perdido su estructura primaria por metamorfismo o tectonismo, generalmente no se conforman según la Ley de la Superposición".

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS			
LITOSTRATIGRÁFICAS	LITODÉMICAS	DE MAGNETOPOLARIDAD	BIOESTRATIGRÁFICAS
SUPERGRUPO GRUPO FORMACIÓN MIEMBRO (Lente o lengüeta) CAPA(S) O DERRAME (S)	SUPERSUITE SUITE LITODEMA  COMPLEJO	SUPERZONA DE POLARIDAD ZONA DE POLARIDAD SUBZONA DE POLARIDAD	BIOZONA (Intervalo, conjunto o abundancia) SUB-BIOZONA

Las unidades fundamentales están en cursivas.

Tabla 2.6.2- Categorías y rangos de las unidades materiales. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano et al. (1983).

Los contactos de una unidad litodémica con otras unidades de roca pueden ser sedimentarios, extrusivos, intrusivos, tectónicos o metamórficos (Fig. 2.6.2).

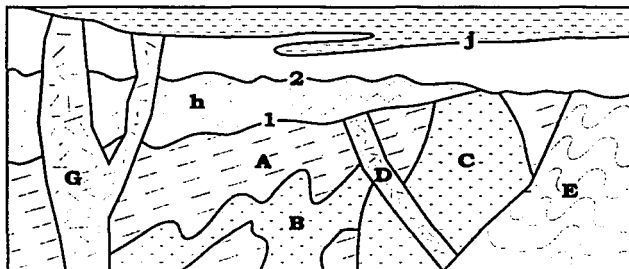


Figura 2.6.2.-En el esquema se muestran unidades litodémicas en mayúsculas y unidades litoestratigráficas en minúsculas. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984.

En una unidad litodémica de gneis (A) hay una intrusión de diorita (B) deformada. A y B pueden tratarse juntas como un complejo. Un granito más joven (C) está cortado por un dique de sienita (D), el cual es a su vez cortado por la discordancia 1. Todos estos se encuentran en contacto por falla con un complejo estructural (E). El complejo volcánico (G) se formó posterior la discordancia 1 y sus diques alimentadores cortan la discordancia. Los estratos volcánicos lateralmente equivalentes en sucesión ordenada y cartografiable (h) se tratan como unidades litoestratigráficas. En la discordancia 2, todas estas unidades se encuentran cubiertas por rocas sedimentarias (j) divididas en formaciones y miembros.

Los límites de las unidades litodémicas se colocan donde se presenta el cambio lítico; pueden colocarse en contactos que se distinguen claramente o dentro de las zonas de gradación. Tanto los límites verticales como los laterales se basan en los criterios líticos que proporcionen mayor coherencia y utilidad práctica. Los contactos con otras unidades litodémicas y litoestratigráficas pueden ser deposicionales, intrusivos, metamórficos o tectónicos.

Los rangos de las unidades litodémicas son: el **litodema** como unidad fundamental que posee rasgos líticos distintivos y algún grado de homogeneidad lítica interna; puede estar formado por roca de un solo tipo, por la mezcla de rocas de dos o más tipos o por composición extremadamente heterogénea. Una característica básica del litodema es la de ser cartografiable en la superficie o en el subsuelo por métodos geofísicos como la sismología. Las unidades de rango inferior al litodema son informales.

El **ensamble** es la unidad litodémica de rango inmediatamente superior al litodema y comprende dos o más litodemas asociados de la misma clase (plutónico ó metamórfico). El **superensamble** es la unidad de rango inmediatamente superior al ensamble y comprende dos o más ensambles o complejos que tienen un grado natural de relación entre sí (Tabla 2.6.2).

El **complejo** es generalmente comparable con el ensamble o superensamble y es un conjunto de rocas de diverso origen que no es posible cartografiar por separado a escalas ordinarias; no es posible separar cada uno de los componentes líticos o paquetes de rocas.

El nombre formal de una unidad litodémica es compuesto; está formado por un nombre geográfico combinado con un término descriptivo o de rango apropiado. Ejemplo Diques San Miguel, Tronco de Totoltepec, Esquistos Manhattan, Complejo Acatlán, Complejo Oaxaqueño.

La **magnetoestratigrafía** es el estudio del magnetismo remanente de las rocas; es el registro de la polaridad magnética de la Tierra (o de la inversión en el campo),

la posición dipolo-campo dipolo (incluyendo la deriva polar aparente), el componente no-dipolo (variación secular) y la intensidad de campo.

La polaridad resulta de gran utilidad estratigráfica y se usa para *definir una Unidad de Magnetopolaridad* como un cuerpo de roca que se identifica por su polaridad magnética remanente (ACSN, 1976; ISSC, 1979 tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984.).

Una *zona de polaridad* es la unidad fundamental de la clasificación de magnetopolaridad, son unidades de roca que se caracterizan por la polaridad de su huella magnética. Una zona de polaridad puede presentar un grado de homogeneidad interna; puede contener rocas (1) predominantemente o completamente de una sola polaridad, o (2) con polaridad mezclada. Existen unidades de polaridad más pequeñas, reconociéndose formalmente como *subzonas de polaridad*, y otras más grandes en las que agrupamos zonas de polaridad, se les llamará *superzonas de polaridad*.

El nombre formal de una zona de magnetopolaridad se forma con el nombre geográfico y el término Zona de Polaridad. El término puede modificarse mediante Normal, Invertido o Mezclado (por ejemplo: Zona de Polaridad Invertida Deer Park).

Por otro lado los restos biológicos contenidos en secuencias estratigráficas o que forman estratos en una unidad de roca son importantes en la estratigrafía.

En primer lugar, proporcionan los medios para definir y reconocer unidades de roca basadas en el contenido fósil; en segundo lugar, la irreversibilidad de la evolución orgánica permite dividir los estratos incluidos de manera temporal y en tercer lugar, los restos biológicos proporcionan datos importantes para la reconstrucción de ambientes antiguos de depósito. Por lo tanto, una *Unidad bioestratigráfica* "es un cuerpo de roca que se define y caracteriza por su contenido fósil". El objetivo básico de la Bioestratigrafía es recopilar y utilizar la información acerca de la evolución morfológica de especies concretas para de este

modo determinar su distribución paleobiogeográfica y estratigráfica son muy importantes para realizar correlaciones locales o regionales (Fig. 2.6.3).

La unidad básica de la clasificación bioestratigráfica es la **biozona**, de la que existen varias clases. Se reconocen tres clases principales de unidades bioestratigráficas: *biozona de intervalo*, *de conjunto* y *de abundancia*.

Una **biozona de intervalo** representa un intervalo estratigráfico entre dos biohorizontes, es decir, entre dos superficies que poseen algunos caracteres bioestratigráficos notables. La **biozona de conjunto** "es una biozona que se caracteriza por la asociación de tres o más Taxa. Puede basarse en todos los tipos fósiles presentes o restringirse a sólo ciertas clases de fósiles".

Las **zonas de abundancia** o zonas de apogeo, se basan en la abundancia o desarrollo máximo de ciertas formas, independientemente de su extensión en el tiempo. Una biozona puede dividirse completa o parcialmente en sub-biozonas formalmente designadas **subzonas** (Tabla 2.6.2).

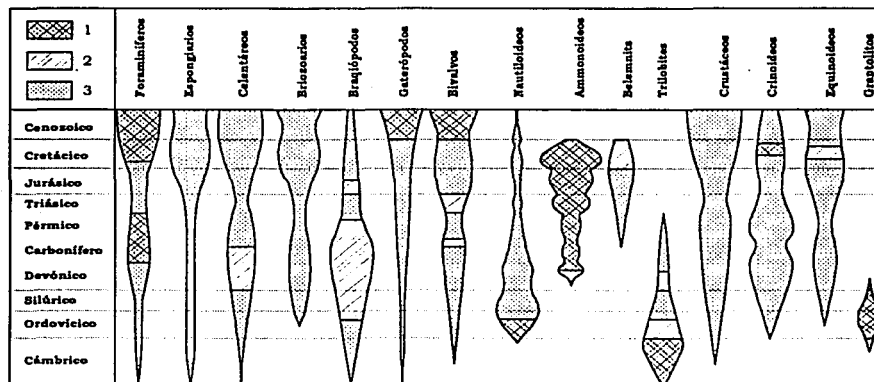


Figura 2.6.3.- Importancia bioestratigráfica relativa de los principales grupos de invertebrados que permiten realizar correlación. 1.-Importancia para correlaciones a gran distancia. 2.-De interés para correlaciones regionales. 3.-Biozonación y las correlaciones.

El nombre formal de una biozona es compuesto designando la clase de biozona, pudiendo basarse en uno o dos taxa característico y comunes que se encuentren restringidos a la biozona.

### 2.6.3 Categorías que expresan o que se relacionan con la edad geológica.

Se usan diversas categorías de unidades para definir los intervalos de tiempo geológico; tienen como propósito el proporcionar una base para ordenar sistemáticamente las relaciones de tiempo y espacio de los cuerpos de roca y el de establecer un marco de tiempo para la discusión de la historia geológica.

Una **Unidad Cronoestratigráfica** "es un cuerpo de roca establecido para servir como referencia material para todas las rocas que se formaron durante el mismo intervalo de tiempo, todos sus límites son sincrónicos". Tal unidad representa a todas las rocas y sólo a aquellas que se formaron durante ese intervalo de tiempo. Estas unidades pueden basarse en el intervalo de tiempo de una unidad bioestratigráfica, una unidad lítica, una unidad de magnetopolaridad o en cualquier otro rasgo del registro de las rocas que tengan un alcance de tiempo.

Comúnmente, los límites de estas unidades son intersectados por los límites de la mayoría de las otras clases de unidades materiales.

En orden de rango decreciente, la jerarquía de las unidades cronoestratigráficas es de la siguiente manera: *Eontema, Eratema, Sistema, Serie y Piso*.

El rango de las unidades cronoestratigráficas se relaciona con el tiempo representado por las unidades y no necesariamente a su espesor o la extensión en áreas de las rocas sobre las cuales se basa la unidad.

Se les da un nombre compuesto y la letra inicial de todas las palabras, menos en el caso de términos taxonómicos triviales; se escriben con mayúscula.

Las **Unidades Geocronológicas** "son divisiones de tiempo que tradicionalmente se distinguen sobre la base del registro de las rocas, según lo expresan las unidades cronoestratigráficas. Una unidad geocronológica no es una unidad estratigráfica material, pero corresponde al intervalo de tiempo de una unidad cronoestratigráfica establecida y su comienzo y final corresponden a la base y a la cima de la referencia".

La jerarquía de las unidades geocronológicas en orden de rango decreciente es de la siguiente manera: *Eón, Era, Período, Época y Etapa*.

Un eón es el tiempo representado por las rocas que componen un eonema; la eras por un eratema; el periodo, por un sistema; la época, por una serie; la etapa, por un piso (*Tabla 2.6.3*)

CRONOESTRATIGRÁFICAS	GEOCRONOLÓGICAS
EONOTEMA	EÓN
ERATEMA	ERA
SISTEMA	<i>PERIODO</i>
SERIE	EPOCA
PISO(Subpiso)	ETAPA (Sub-etapa)

**Tabla 2.6.3- Unidades temporales y cronoestratigráficas relacionadas. Las unidades fundamentales están en cursivas. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano et al. (1983).**

## 2.7 Los Fósiles y la Estratigrafía.

### 2.7.1 Fósil y fosilización.

El término "fósil" (*Fig. 2.7.1*), hace referencia a todo resto de organismos vegetales o animales que vivieron en el pasado, incluidas las huellas de su actividad, que se han conservado hasta nuestros días gracias a una serie de procesos físicoquímicos conocidos con el nombre de fosilización. La "fosilización" se define como una serie de transformaciones químicas que reemplazan los compuestos orgánicos del organismo muerto por otros minerales. Estas transformaciones dependerán de la composición originaria del resto orgánico, del ambiente sedimentario y de las condiciones geoquímicas y físicas posteriores a la muerte, actividad o huella del organismo y durante el proceso de cambio.

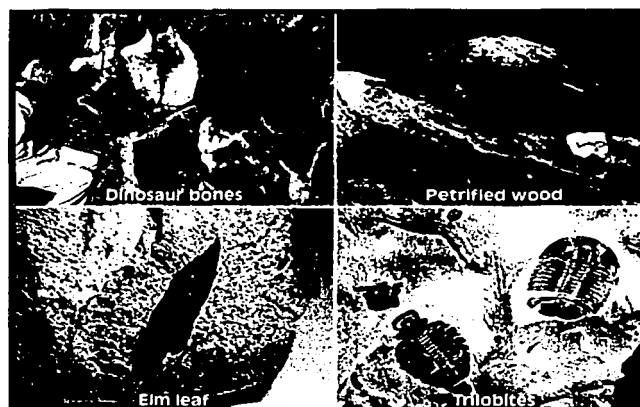


Figura 2.7.1- Las fotografías muestran restos de organismos vegetales y animales (fósiles). Tomada de Press and Siever et al. 1998.

En la fosilización de un organismo no es necesario presuponer la muerte del animal o vegetal que ha producido el fósil. Los restos pueden generarse normalmente durante el crecimiento (mudas periódicas de caparzones de cangrejos y trilobites), puede corresponder a partes del organismo (hojas, raíces, ramas), bioconstrucciones, productos metabólicos (excrementos fosilizados o coprolitos, moléculas biogénicas o fósiles geoquímicos, resinas fósiles o ámbar), o

bien implicar gérmenes reproductores (huevos, semillas), algunos de los cuales son difíciles de definir en términos vitales (polen y esporas que germinan después de miles de años).

Otro grupo de fósiles muy importante son las señales de actividad dejadas por los organismos, estas son conocidas como icnofósiles; los que generalmente no se conservan asociados a los seres que las han producido. Nos referimos a las huellas de locomoción (pisadas, pistas, rastros), a las galerías excavadas en diferentes sustratos (para alimentación o cobijo), a las señales de predación (hojas y huesos roídos, dentelladas) y a perforaciones diversas en rocas, conchas, maderas o esqueletos.

Por las técnicas especiales que implica su estudio, se suele hablar también de macrofósiles (los de tamaño apreciable a simple vista) y de microfósiles (aquellos que se estudian con microscopio).

Aunque todos los fósiles son restos o señales de organismos del pasado, el proceso de fosilización les imprime una naturaleza diferente a la de los seres que los produjeron, con una dimensión histórica propia e independiente a su vez del material rocoso en que se obtienen.

### **2.7.2 Los procesos de fosilización.**

Para que un fósil se produzca debe pasar por diferentes etapas en la mayoría de los casos, las más importantes se pueden agrupar en las siguientes seis (Fig. 2.7.2):

1. El organismo se desenvuelve en su medio natural conviviendo con otras especies; posteriormente muere y su cuerpo se deposita en el fondo marino o en zonas continentales donde ocurren procesos de sedimentación.
2. El cuerpo del organismo es atacado por los agentes erosivos (viento, agua, etc.), por bacterias o carroñeros; estos destruyen su



cuerpo descomponiendo sus partes blandas, diseminando y en ocasiones ocurre su completa destrucción.

3. Las partes más resistentes de un organismo las que están más o menos mineralizadas, como huesos, dientes o conchas, pueden conservarse más fácilmente durante más tiempo, sobre todo si estos restos son sepultados en áreas favorables donde se produzca una acumulación activa de sedimentos finos (lagos y cursos de agua, plataformas marinas, depósitos eólicos, etc.), pero también sucede en otros ambientes o circunstancias más excepcionales, donde se alcance incluso la conservación integral del organismo: mamuts en terrenos congelados, rinocerontes lanudos en pozos asfálticos, momificaciones en cuevas, fosilización en turberas o ámbar. Este proceso puede durar miles y hasta millones de años, pasando por diferentes eras, periodos y épocas.

4. El agua que circula entre los poros y discontinuidades de las rocas y en los sedimentos en donde está sepultado el organismo, arrastra minerales que penetran los huesos o los caparazones mineralizándolos poco a poco; de manera progresiva se pasa desde el proceso de mineralización hasta la petrificación.

5. Los sedimentos se compactan y se vuelven más duros, al litificarse y convertirse en roca, estas pueden experimentar cambios o procesos de deformación a lo largo del tiempo; diversos movimientos (levantamientos o hundimientos) modifican las condiciones iniciales de las capas sedimentarias.

6. Los restos ya fosilizados del organismo son levantados y expuestos en las capas que afloran en la superficie, en donde los agentes erosivos, se encargan de dejarlo a la vista, para que paleontólogos y geólogos se preocupen de su extracción, estudio y determinación.

Es evidente asimismo, que el ambiente en el que se deposita el organismo, resto orgánico, su huella etc., constituye un carácter importante respecto a la probabilidad de que pueda conservarse en estado fósil; en general, el ambiente subacuoso favorece más la fosilización que el ambiente subaéreo.

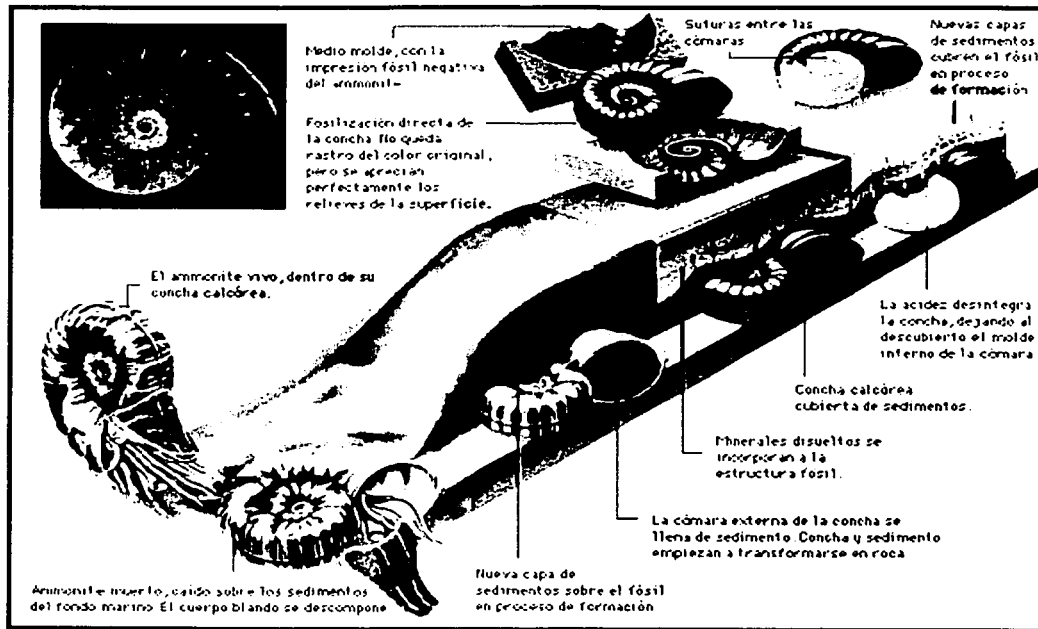


Figura 2.7.2.- Esquema que muestra las etapas del proceso de fosilización de una amonita.

Dentro de los procesos de fosilización tenemos los siguientes procesos comunes:

- **Proceso de Calcificación:** Ocurre cuando el organismo queda enterrado en sedimentos ricos en carbonato de calcio, componente de las rocas carbonatadas (calizas y dolomías), ya que el resto orgánico es reemplazado por Carbonato de Calcio.
- **Proceso de Silicificación:** Aquí el material orgánico o la fracción del mismo es reemplazado por silice, ocurre en principalmente en ambientes en

los que el agua de infiltración tiene abundante sílice disuelta, este proceso se observa principalmente en la conservación de vegetales.

➤ **Proceso de Carbonización:** Es un proceso por el cual una sustancia rica en carbono (celulosa, quitina, etc.) se altera durante la fosilización, desprendiendo metano, anhídrido carbónico y agua con lo que la concentración de carbono mineral es mayor, favoreciendo en estos casos la preservación de restos orgánicos principalmente vegetales. Así se han conservado muchos restos de plantas (tallos y hojas) y también algunos peces y artrópodos.

➤ **Proceso de Pirritización y limonitización:** Cuando un organismo se pudre desprende diversos gases, entre ellos ácido sulfhídrico. Este ácido reacciona con el hierro disuelto en el agua (pirita) acumulándola en los poros del organismo y reservándolo como fósil. Esta pirita puede oxidarse en climas húmedos dando lugar a limonita (de color amarillo terroso).

➤ **La conservación integral** (como los insectos englobados en ámbar ó en el caso de los mamuts incluidos dentro de los hielos Siberianos). En el primer caso las resinas de algunos árboles pueden cubrir a organismos pequeños, aislándolos del medio ambiente favoreciendo su preservación. En el segundo caso el congelamiento en hielo en regiones polares puede favorecer la preservación de organismos mayores.

### 2.7.3 Fósiles guías.

La reconstrucción del medio ambiente sedimentario y la edad de las rocas sedimentarias, en ocasiones se realiza con base en el distinto contenido paleontológico; estos se basan en el estudio de la forma, estructura de los organismos y en la evolución de los mismos; se han reconocido formas primitivas en secuencias antiguas, las cuales han evolucionado encontrándose en secuencias mas jóvenes organismos cada vez más complejos. De este modo ha sido posible reconstruir la sucesión de acontecimientos físicos y biológicos que han caracterizado la historia de la Tierra y subdividirla a partir de la aparición de los primeros organismos.

A través del reconocimiento del valor de los fósiles, puede reconstruirse la historia geológica de una región y compararla con la historia geológica de otras regiones, de manera que se puede trazar el sincronismo y la secuencia de los cambios geográficos de la superficie de la tierra desde que la vida apareció en el planeta.

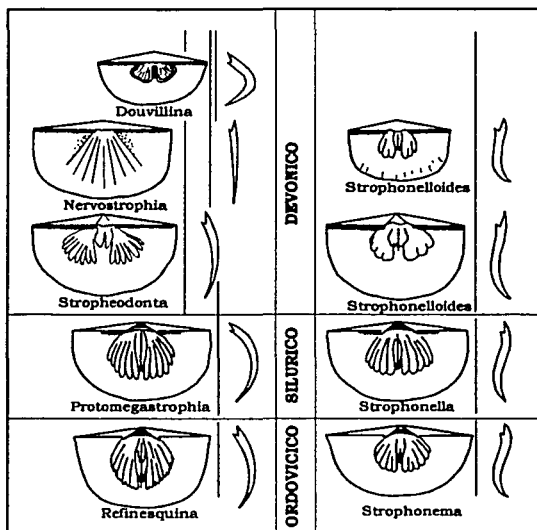
Debido a que todas las especies y géneros de organismos tuvieron un principio en el tiempo geológico y todas las formas extintas tuvieron asimismo un fin, no todos son útiles para poder hacer una reconstrucción geológica, solo servirán aquellos organismos que tuviesen una distribución geográfica relativamente amplia y un tiempo de vida limitado, estos organismos se conocen como **fósiles guía ó fósiles índice**.

Los **Fósiles guía** son aquellos que pueden ser utilizados para delimitar intervalos de tiempo geológico relativamente cortos y que, por lo tanto, pueden usarse como criterio de correlación estratigráfica precisa.

Un fósil característico ideal debe cumplir cuando menos las tres condiciones siguientes:

- Debe tratarse de especies de **evolución relativamente rápida**, o sea que cada especie sobrevive un intervalo de tiempo relativamente corto, como es el caso de las ammonites o de los graptolitos. Los organismos que poseen estructuras complicadas tienen caracteres por los cuales los cambios en su evolución pueden detectarse (*Fig. 2.7.3*).
- Que tenga una **distribución geográfica muy amplia**, si fuese posible ocupando toda la superficie de la Tierra. Por ejemplo organismos que pudieron nadar como los cefalópodos o flotar como los graptolitos; los que tuvieron la oportunidad de tener una amplia distribución y poca restricción en su distribución por condiciones de fondo y de clima.

➤ Que tenga una **abundancia suficiente** en el seno de las rocas sedimentarias, lo que refleja una frecuencia inicial y buenas condiciones propicias para la fosilización. La abundancia puede contribuir a que se encuentren muchos ejemplares en una secuencia sedimentaria.



**Figura 2.7.3.-** Durante el Paleozoico Medio los braquiópodos estrofeodonitos (izquierda) y estrofonélidos (derecha), sufrieron una evolución paralela que lleva a la denticulación progresiva de la línea de charnela. Ambos grupos estaban ampliamente distribuidos y cada uno produjo varios géneros y muchas especies, de manera que se tienen reportes de fósiles representativos en casi todas las faunas del Ordovícico, Silúrico o Devónico. Tomada de Dunbar, et. al., 1979.

Dentro de los medios marinos, los mejores fósiles característicos son los organismos nadadores o flotadores que vivieron en aguas de diferente temperatura, gracias a su gran poder de adaptación a condiciones adversas.

Dentro de los medios continentales, los mejores ejemplares fósiles corresponden a organismos menos exigentes en factores ecológicos, y que, por tanto, pudieron vivir a distintas latitudes, altitudes y tipos de relieve; en estos medios se tienen principalmente fósiles de plantas superiores.

Los fósiles guía pueden ser reconocidos en afloramientos aislados o en núcleos de perforación de pozos, permitiendo la correlación inmediata en zonas próximas o distantes.

#### 2.7.4 Los fósiles y su importancia en la estratigrafía.

Las capas fosilíferas son muy útiles para obtener dataciones de edades relativas, pudiéndolas correlacionar con capas que poseen el mismo contenido fosilífero y considerlas de la misma edad (con un grado de exactitud considerable); es decir, se sitúan de la misma forma en el curso del tiempo (Fig. 2.7.4). Evidentemente este método, sólo es válido para el lapso de la historia del la Tierra llamada Fanerozoica, que se caracteriza por la abundancia restos de determinados fósiles.

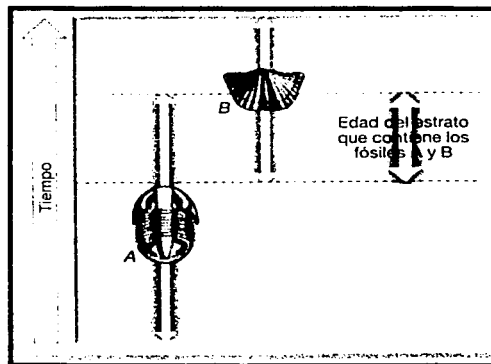


Figura 2.7.4.- El traslape de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil. Tomada de E.J. Tarbuck et al., 1999.

Conocer la edad de una roca es un elemento base para comprender la dinámica de las cuencas sedimentarias y establecer correlaciones entre sus distintos cuerpos rocosos, algunos de los cuales puede estar vinculado con la génesis o almacenamiento de sustancias de interés económico (petróleo, mineralizaciones metálicas u otras de interés industrial).

Los fósiles informan además de las condiciones ambientales en que tuvo lugar la sedimentación (por ejemplo, organismos marinos costeros, arrecifes, lagos,

pantanos, etc.) y los procesos posteriores hasta su transformación en roca (diagénesis).

También proporcionan datos acerca del movimiento de los continentes en el pasado, ya que la distribución de los organismos sigue patrones geográficos y ecológicos semejantes a los que se conocen en la actualidad. En algunos casos los fósiles proporcionan información valiosa acerca de las transgresiones y regresiones que han ocurrido en la historia de la Tierra. Por último, el estudio de los fósiles permite contrastar la evolución del mundo orgánico desde su origen hasta nuestros días.

## 2.8 Estratigrafía y Tiempo Geológico

Los procesos geológicos ocurren lentamente y consecuentemente tienen en la mayoría de los casos larga duración. Los geólogos han ido desarrollando desde el siglo pasado una escala de tiempo basada en eventos geológicos globales, esta escala se utiliza como marco de referencia temporal en la geología.

La Escala del Tiempo Geológico subdivide a los 4,600 millones de años de la historia de la Tierra, en muchas unidades diferentes y proporciona una estructura temporal significativa; se registran los principales acontecimientos geológicos. Esta subdividida en cinco **Eras** cuya etimología griega se refiere a cinco etapas en el desarrollo de la vida en nuestro planeta. Las Eras son a su vez subdivididas en **Periodos** y estos últimos en **Épocas**, como se muestra en la *Tabla 1.8.1*.

Considerando que la Tierra se formó hace más o menos 4,600 millones de años, la mayor parte del tiempo lo abarcan el Arqueozoico y el Proterozoico, los cuales juntos comúnmente son denominamos Precámbrico, y constituyen alrededor del 85% de la edad de la Tierra. El 15% restante corresponde al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

De los tres tipos de rocas que se tiene en la corteza terrestre (ígneas, metamórficas y sedimentarias), las últimas jugaron un papel muy importante en el desarrollo de la Escala del Tiempo Geológico. En términos de eventos geológicos, es importante considerar que las rocas sedimentarias se depositan sobre la superficie terrestre en estratos aproximadamente horizontales y que el estrato inferior es más antiguo que aquel que le sobreyace. Las variaciones de espesor de las rocas sedimentarias representan a grosso modo la duración del evento, la energía del sistema que lo depositó y la cantidad de sedimentos disponible. Las rocas sedimentarias también son las únicas con cantidad importantes de restos fósiles, permitiéndonos trazar e interpretar la evolución biológica.



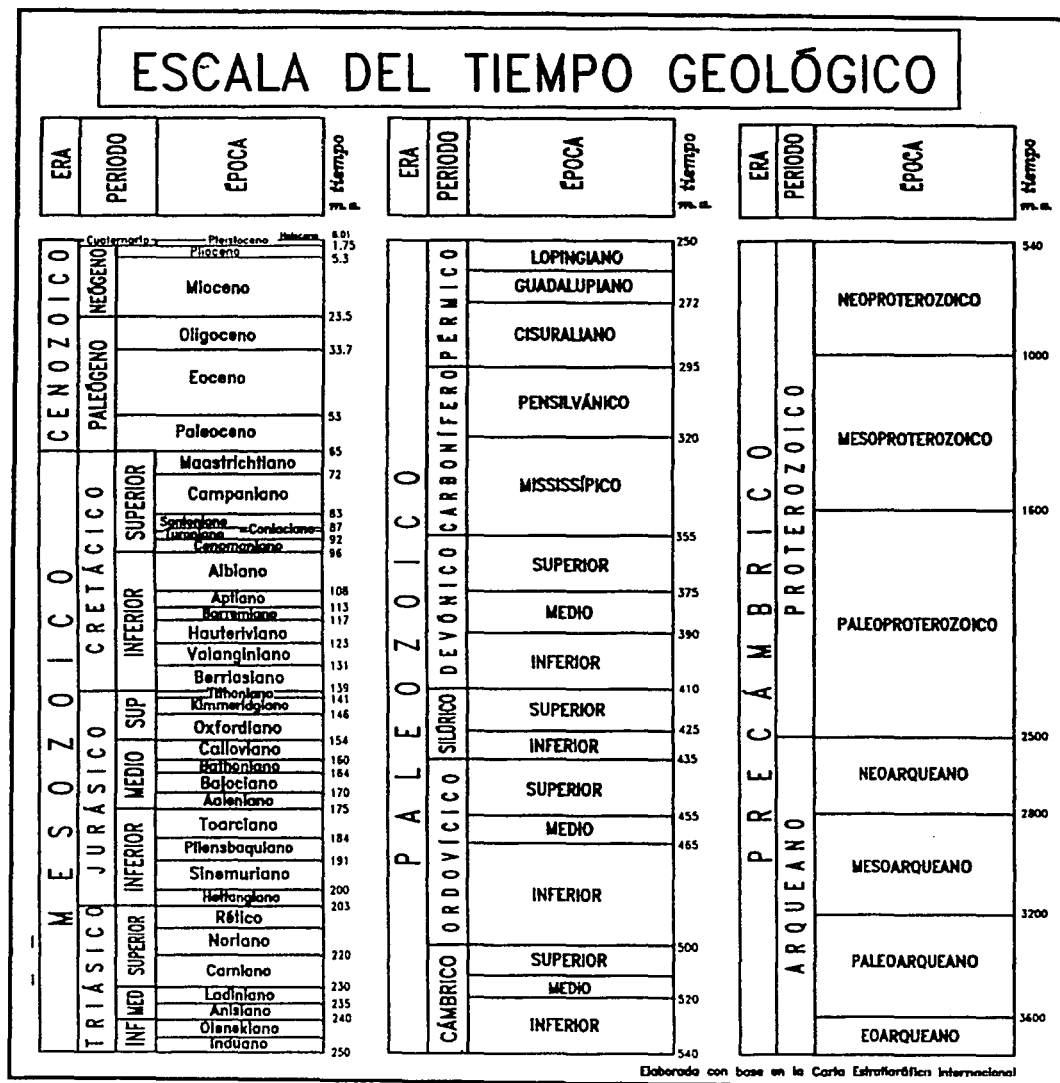


Tabla 1.8.1 Tabla del tiempo Geológico. Tomada de Silva, Romo G. et. al., 2001.

### 2.8.1 Línea del tiempo Geológico-evolutiva.

La **Línea del tiempo geológica- evolutiva** determina los procesos de evolución que han acontecido a través del tiempo, indicando los eventos más relevantes de la historia de la Tierra y su evolución algunos de estos se muestran en la *Tabla 2.8.2.*

<b>Edad (Ma)</b>	<b>Evento</b>
0.002	Erupción del volcán Xitle, cuyas lavas cubren Ciudad Universitaria.
0.0046	Empieza a crecer el árbol de pino quebradizo más viejo que queda en vida.
0.006	Se desarrolla la escritura en Sumaria.
0.01	<i>Homo Sapiens Sapiens</i> aprende a usar fuego para moldear cobre y endurecer cerámica. También evolucionan las comunidades sedentarias.
0.012	<i>Homo Sapiens Sapiens</i> domestica perros en Kirkuk, Iráq.
0.017	<i>Homo Sapiens Sapiens</i> pinta la cueva de Lascaux, Francia.
0.02	<i>Homo Sapiens Sapiens</i> pinta las cuevas de Altamira, España. Primera erupción del actual Volcán Popocatepetl.
0.025-0.01	Glaciación más reciente; un escudo polar cubre la mayor parte del norte de Norteamérica.
0.04-0.012	<i>Homo Sapiens Sapiens</i> entra a Australia procedente del sureste de Asia y a Norteamérica por el estrecho de Bering.
0.05-0	Existe <i>Homo Sapiens Sapiens</i> .
0.2-0.03	Evoluciona <i>Homo Sapiens Neandarthalis</i> .
0.3	Ocurre la explosión de la supernova Géminis.
1-0.5	<i>Homo Erectus</i> domina el fuego.
1.8-0.2	Existe <i>Homo Erectus</i> .

2-0.01	La más reciente glaciación generalizada en la Tierra (edad de hielo).
2	Amplio uso de herramientas de piedra.
3.5	Lucy, una <i>Australopithecus</i> camina la Tierra en Africa sudoccidental.
4-1	Existe <i>Australopithecus</i> .
4	Desarrollo del bipedalismo homínido.
5	Se inicia la apertura del Golfo de California.
10-4	Existe <i>Ramapithecus</i> .
16-0	Desarrollo del volcanismo en el Cinturón Volcánico Transmexicano, del cual forman parte los grandes estratovolcanes mexicanos como el Citlatépetl, Popocatépetl, Ixtaccíhuatl, y Nevado de Toluca, entre otros.
20-12	Evolución de la línea filogenética de los chimpancés y de los homínidos.
20	Evolución de loros y palomas.
28	Evolución de los koalas.
50-16	Extenso volcanismo en la porción occidental de Mexico, cuyo resultado es la Sierra Madre Occidental la cobertura ignimbrítica más extensa de la Tierra.
50	Evolución de los monos primitivos.
55	Evolución de los conejos y las liebres. Aparición de caballos y ballenas.
60	Evolución de garzas y cigüeñas, así como de ratas ratones y ardillas.
65	Límite K/T - extinción masiva de los dinosaurios e inicio del reinado de los mamíferos. Ocurre el impacto del meteorito Chixulub, Yucatán. Inicio de la Orogenia Cordillerana (Laramide) que dio lugar a la Sierra Madre Oriental y que formo la mayor parte de estructuras plegadas y fallas inversas que contienen hidrocarburos en México.

90	Evolución de los tiburones modernos. <i>Giganotosaurus carolinii</i> (un dinosaurio) el carnívoro más grande del planeta vive en Argentina.
91-115	Se desarrollan varias plataformas marinas importantes que constituyen volúmenes muy importantes de rocas almacenadoras de hidrocarburos (Plataforma de Tuxpan, Plataforma de Córdoba, Plataforma de Coahuila, plataforma de Valles-San Luis, etc.) Fosilización de organismos en la cantera de Tlayúa, Puebla.
115- 120	Transgresión que origina la inundación de gran cantidad de paleo-islas. Evento que se explica por la teoría de la super-pluma.
145	Archaeópteryx camina en la Tierra.
169	Se inicia la apertura del Golfo de México. Desarrollo de plataformas carbonatadas y siliciclásticas en los que se acumularan sedimentos con alto contenido de materia orgánica (rocas generadoras) y rocas con buena porosidad (rocas almacenadoras).
200	Se inicia el rompimiento del supercontinente Pangea. Se desarrollan los primeros cocodrilos y aparecen los primeros mamíferos. En el territorio de México se tienen gran cantidad de sedimentos clásticos acumulados en ambiente continental.
225	Desarrollo de los helechos modernos.
230	Evolución de las cucarachas y termitas.
250	Extinción masiva de organismos a fines del Periodo Pérmico. Incluye la extinción de los trilobites.
280	Evolución de los escarabajos y gorgojos.
300	Evolución de los insectos alados.
300-200	Surgen los reptiles.
350	Los helechos primitivos de desarrollan (primeras plantas con raíz). Se desarrollan los primeros insectos.
350-300	Surgen los anfibios.
375	Aparición de los tiburones primitivos.

	Se forma la cadena Apalache-Caledoniana por la colisión continental entre Europa, Africa y Norteamérica. En México se encuentran evidencias de esta colisión en las rocas del Complejo Acatlán en Puebla.
420	Evolucionan los milpiés - primer animal terrestre.
430	Algas cubiertas por cera inician la vida en tierra firme. La vida sale de los océanos y es cada vez más abundante
500-450	Surgen los peces - los primeros vertebrados.
517-515	Fosilización en la lutita de Burgess, Canadá
528-526	Fosilización en Cheng-Jiang, China.
545	Explosión cámbrica de los organismos con esqueleto externo.
550	Formación de Gondwana.
580-545	Se forman los fósiles de los organismos de Ediacara, Australia.
700	Rompimiento del supercontinente Rodinia.
1100	Formación del supercontinente de Rodinia. En México se tiene evidencia de este evento en las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño en Oaxaca.
1500	Desarrollo de organismos con células eucarióticas.
1500-600	Surgen los organismos multicelulares.
1600	Se acaban las últimas reservas de hierro en solución en los océanos por el aumento del oxígeno atmosférico, formándose las últimas formaciones bandeadas de hierro.
1800-1700	Edad de las rocas más antiguas de México: el Complejo Bámori en Sonora.
2000	Inicia el reactor de fisión natural.
2400	La elevación de la concentración de moléculas de oxígeno detiene la precipitación de uraninitas (solubles en ambiente oxidante) y se inicia el depósito de formaciones bandeadas de hierro (soluble en ambiente reductor).
3500-2800	Inicio de la fotosíntesis por algas verde-azules con lo cual se liberan moléculas de O <sub>2</sub> a la atmósfera y se fortalece la capa de

	ozono, cambia la atmósfera químicamente reductora de la Tierra a químicamente oxidante. Se incrementa la cantidad y variedad de organismos en los océanos.
3800	Indicios geobioquímicos de vida primitiva.
4000	Cesa el bombardeo de planetesimales en la Tierra. Se solidifica la corteza de la Tierra y se forman las rocas más antiguas de la Tierra.
4300	Fusión de la Tierra debido al calentamiento radioactivo y gravitacional, lo cual permitió la diferenciación de su estructura interna, así como la expulsión en forma gaseosa de moléculas de agua, metano, amonio, hidrógeno, nitrógeno y bióxido de carbono. El agua atmosférica es disociada por la luz ultravioleta dando lugar a átomos de oxígeno que se incorporan a una capa de moléculas de ozono. El hidrógeno escapa al espacio.
4600	Formación del Sistema Solar y de una Tierra sólida, aproximadamente homogénea, por la acreción de planetesimales.

**Tabla 2.8.2.-** Tabla que resume algunos de los eventos más relevantes que han acontecido a lo largo de la historia de la Tierra Modificada de Tolson G, <http://geología.igeolcu.unam.mx/academia/temas/escala>.

## RESUMEN

- La Estratigrafía es el estudio de las relaciones temporales y espaciales de los cuerpos de roca. Se agrupan en ocho los objetivos fundamentales de la estratigrafía.
- La estratificación es la disposición en estratos de los materiales y la laminación de láminas. Estos conceptos son fundamentales en el estudio de cualquier secuencia estratificada.
- Como cualquier otra ciencia la estratigrafía tiene seis principios básicos basados en razonamientos, observaciones e interpretaciones que ayudan a esclarecer como evolucionan algunos de los procesos geológicos. Estos principios son:
  1. Principio de la superposición.
  2. Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.
  3. Principio del uniformismo o actualismo.
  4. Principio de la sucesión faunística o de la correlación.
  5. Principio de la simultaneidad de eventos.
  6. Principio de la intersección ó corte y truncamiento.
- Las relaciones entre dos estratos o dos formaciones pueden interpretarse de dos formas: concordantes y discordantes.
- Cuando no existe evidencia significativa de interrupción entre unidades se conoce como relaciones concordantes, y sus contactos pueden ser: bruscos, graduados o intercalados.
- Sin existe una interrupción significativa entre unidades y los materiales infrayacentes han sufrido una deformación, se conoce como relaciones discordantes. Las relaciones discordantes son de dos tipos las discordancias con paralelismo y las discordancias sin paralelismo.

- Las discordancias sin paralelismo se subdividen en:
  1. Discordancias angulares
  2. Discordancias angulares erosivas.
  3. Discordancias progresivas.
  4. Discordancias basales.
  
- En las discontinuidades con paralelismo se diferencian dos tipos que se basan en las características geométricas de la superficie de separación y son: las paraconformidades y las disconformidades.
  
- Las discontinuidades que presentan los cuerpos de roca se reflejan en un cambio en el carácter litológico y en las condiciones de depositación de los materiales, estas condiciones son importantes en el estudio de un yacimiento ya que algunas de estas discontinuidades favorecen al entrapamiento de los fluidos.
  
- La línea de costa marca una posición de equilibrio entre el continente y el océano; cuando esta línea sufre un retroceso horizontal mas allá de los límites anteriores o existe una avance o extensión de áreas de depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar, nos referimos a una regresión; cuando sucede lo contrario estamos hablando de una transgresión.
  
- La correlación estratigráfica nos sirve para establecer correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad geológica, y su objetivo es poder tener una visión más completa de la historia geológica de una región.
  
- De acuerdo con alguna propiedad que se requiera comparar tendremos tres tipos de correlación, la litocorrelación, la biocorrelación y la cronocorrelación.
  
- Cuando correlacionamos dos regiones distantes o próximas que presentan las mismas características, sedimentológicas y estratigráficas se pueden

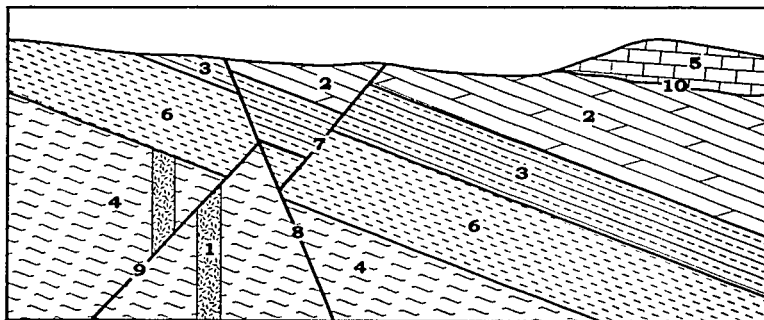


establecer los mismos criterios en la exploración de recursos naturales del subsuelo.

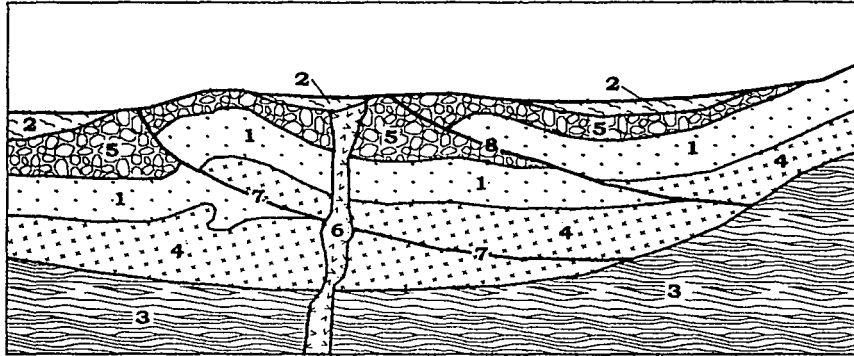
- Una unidad estratigráfica es un conjunto de estratos adyacentes que se distinguen por una o varias propiedades que las rocas poseen.
- Existen dos categorías para distinguir las unidades geológicas las categorías materiales y las categorías de tiempo.
- Dentro de las categorías materiales tenemos las siguientes unidades:
  1. Litoestratigráfica
  2. Litodémica
  3. Magnetopolaridad
  4. Bioestratigráfica
- Las categorías relacionadas con la edad geológica son:
  1. Cronoestratigráficas
  2. Geocronológicas
- Los fósiles nos informan de las condiciones ambientales que ocurrieron durante la sedimentación y de algunos procesos posteriores hasta su transformación en roca. También nos permiten conocer la edad de las rocas.
- La evolución geológica de una región se comprende mejor cuando se cuenta con información sedimentológica y estratigráfica suficiente.

**Ejercicios**

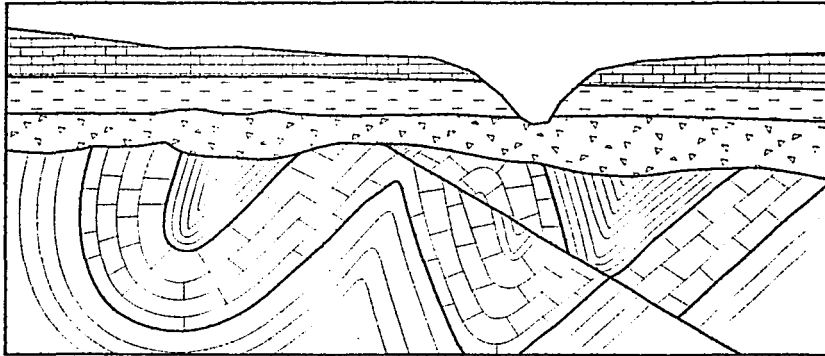
1. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



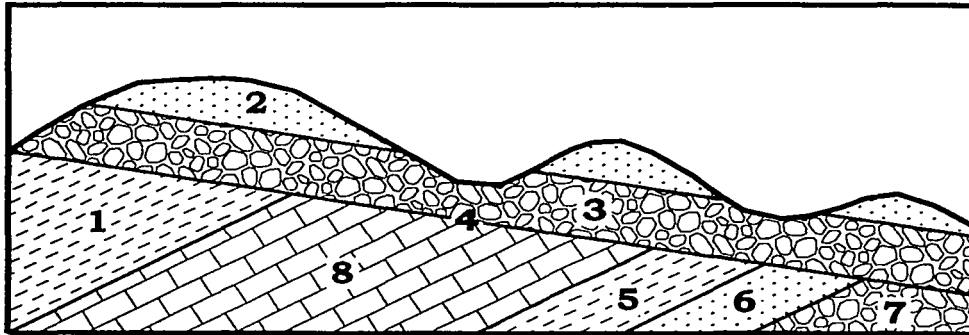
2. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



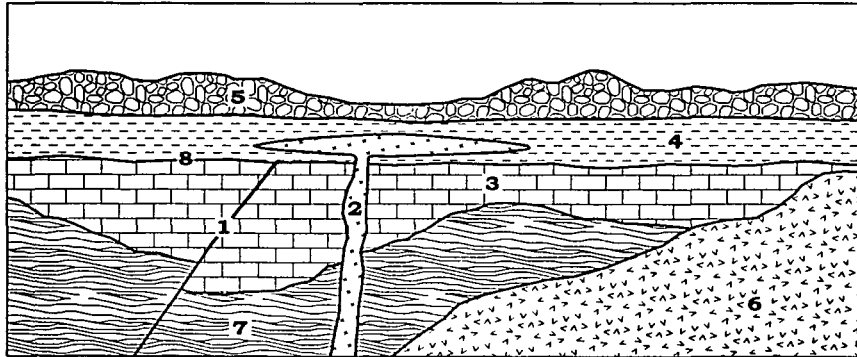
3. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



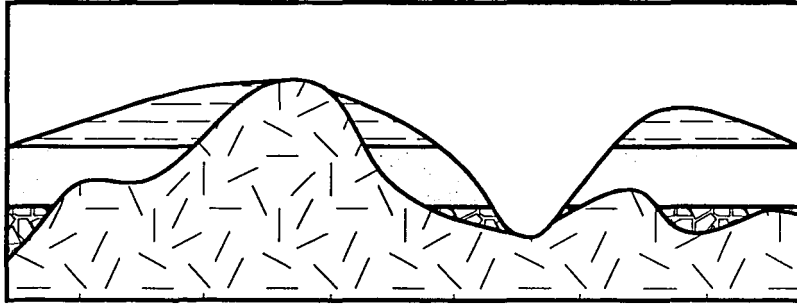
4. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



5. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



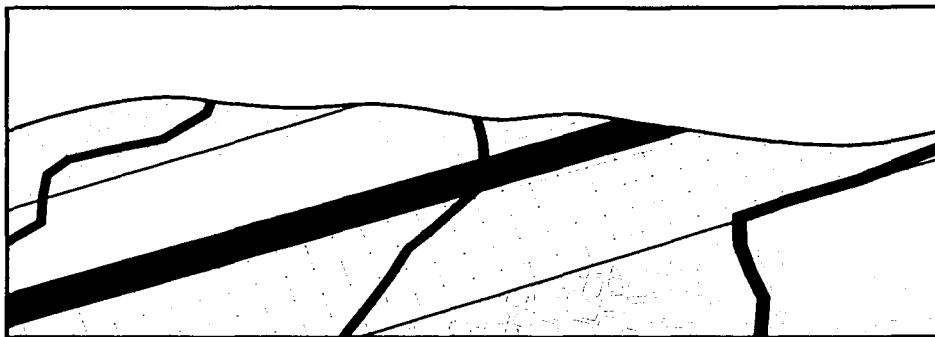
6. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



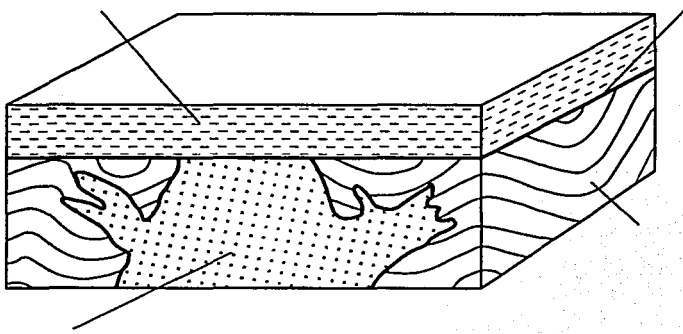




8. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



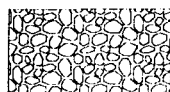
9. Tomando como base el siguiente esquema, determine la secuencia de eventos por orden de ocurrencia, de acuerdo con los principios estratigráficos. Observe los límites entre cada unidad y describa que tipo de continuidad o discontinuidad estratigráfica se tiene.



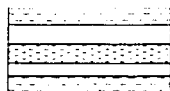
10. Diseñe una columna estratigráfica esquemática donde quede representada una secuencia transgresiva y una secuencia regresiva de acuerdo con la litología, estructuras sedimentarias y los fósiles que se muestran a continuación.



Depósito de carbón



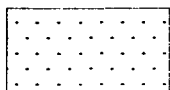
Conglomerados de grano grueso, bien seleccionados.



Alternancia de limos y arenas.



Depósito de material arcilloso.



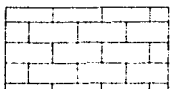
Arenas de grano fino.



Yesos.



Sales.



Calizas.



Algas.



Amonitas.



Braquiopodos.



Briozooario.



Corales.



Pistas



Galerías perpendiculares a la estratificación.



Galerías inclinadas a la estratificación.



Ostrácodos.



Gasterópodos.



Plantas superiores.



Tronco.



Nódulos de fosfato.



Estratificación normal.



Estratificación inversa.



Estratificación cruzada.



Grietas de desecación.



Gotas de lluvia.



Oolitas.

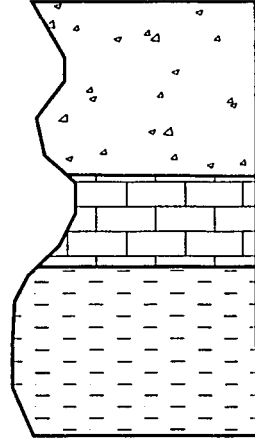
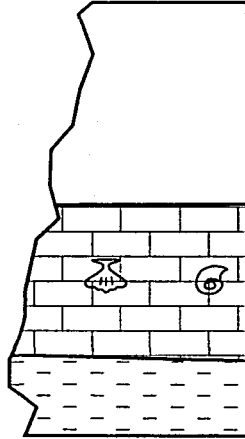
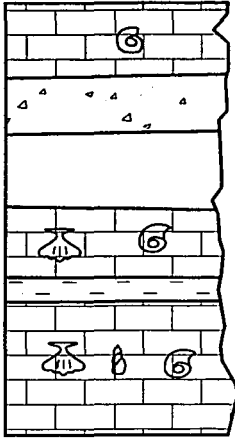


Ripples.



Bioturbación.

11. Correlacione las siguientes columnas estratigráficas y explique el significado de lo que correlacionó.



### RECOMENDACIONES

La información de los temas desarrollados es la básica que se requiere dominar en el caso de Geología de Yacimientos de Fluidos, en relación con el tema aspectos estratigráficos, sin embargo, se recomiendan algunas lecturas que complementan en gran medida el aprendizaje.

1. Nieto, O.J, 1998 *Escalas de Tiempo Geológico y la Cultura Científica. Gaceta Geológica, Epoca II, vol.II núm. 3, 3-5p.*
2. KNUT BJØRLYKKE *Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag , Germany. 1989 CAPITULO 11: Seismic Stratigraphy and Basin analysis 222-228.*

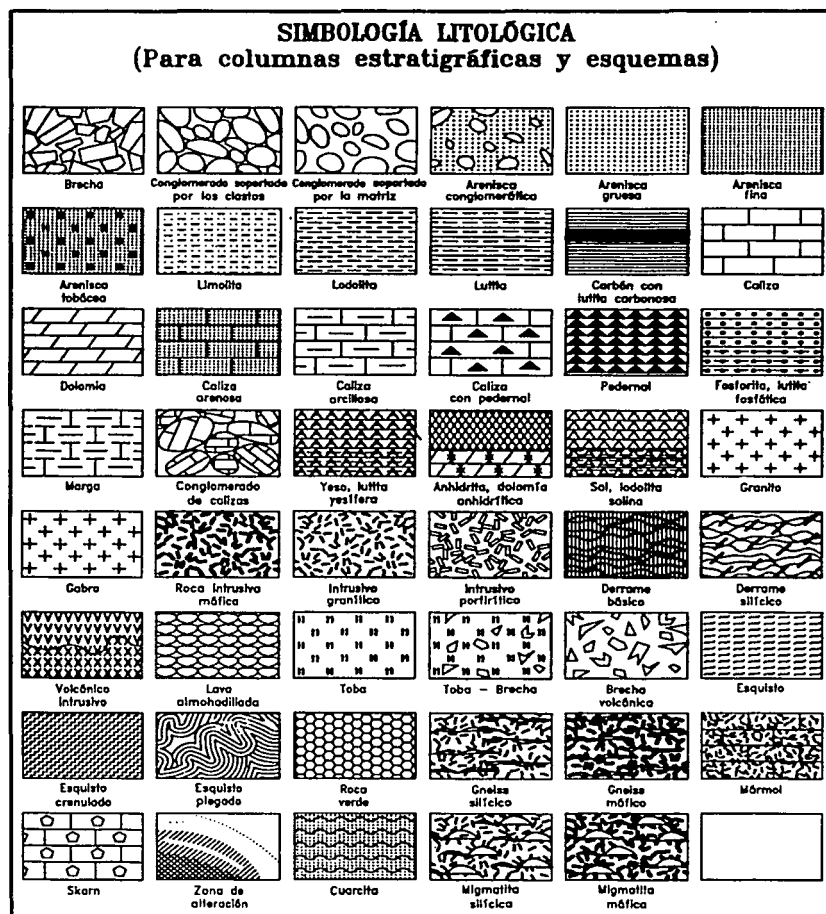
## BIBLIOGRAFIA BÁSICA

Se proponen la siguiente bibliografía básica para profundizar en algunos de los temas desarrollados del capítulo.

1. ARCHE Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen I. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España. 1992. 495p.
2. BJØLYKKE, Knut. Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag. Germany. 1989. 363p.
3. COMISIÓN NORTEAMERICANA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA. Código Estratigráfico Norteamericano 1983. trad. Sánchez López, Magnolia y Cabib Levi Lia. Instituto de Geología de la UNAM. México, 1984. P.87.
4. VERA TORRES, Juan Antonio. Estratigrafía principios y métodos. Rueda, Madrid España. 1994. 803p.

## **APENDICE**

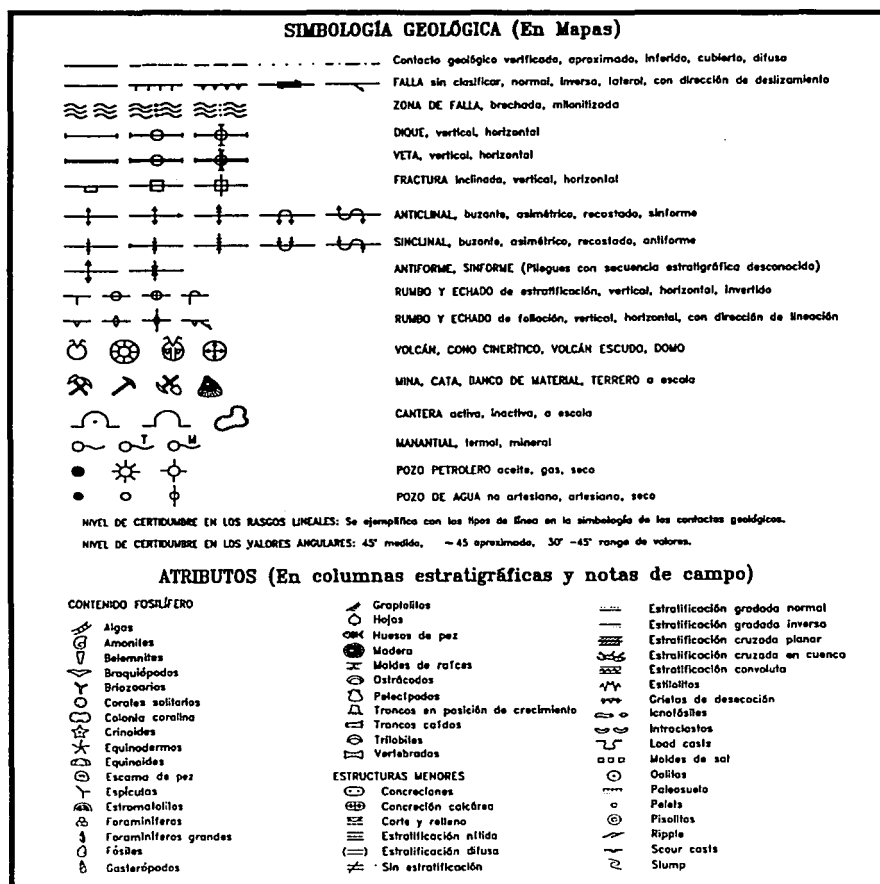
**Simbología de las principales rocas que se encuentran en la corteza terrestre, útil para ilustrar gráficamente las columnas estratigráficas.**



*Tomada de Silva, Romo G. y otros. Elementos de cartografía geológica, 2001.*



**Simbología de las principales estructuras geológicas que se pueden representar en un mapa. También se muestra simbología para indicar atributos importantes que se utilizan en la construcción de columnas estratigráficas.**



Tomada de Silva, Romo G. y otros. Elementos de cartografía geológica, 2001.

## CONCLUSIONES

- Esta tesis pretende servir como base en la elaboración de nuevos apuntes y material didáctico de las asignaturas que se imparten en la Facultad de Ingeniería, en la División de Ciencias de la Tierra.
- Este trabajo representa *material didáctico* de apoyo para la asignatura Geología de Yacimientos de Fluidos.
- La tesis se elaboró para emplearse como apuntes para los alumnos de la asignatura de Geología de Yacimientos de Fluidos, en la parte de conceptos sedimentológicos y estratigráficos.
- Se plantearon definiciones y conceptos de forma clara que pretenden uniformizar el manejo conceptual entre profesores y alumnos.

**RECOMENDACIONES**

- De acuerdo con los temas y subtemas que contiene cada capítulo se propone el siguiente calendario:

<b>Tema</b>	<b>Número de clases por tema</b>	<b>Número de horas por tema</b>
1.1	1	2
1.2	3	5
1.3	3	5
1.4	2	3
1.5	2	3
1.6	2	4
1.7	2	3
1.8	2	3
Discusión de las lecturas y ejercicios	1	2
<b>Total de clases</b>	<b>18</b>	<b>30hrs.</b>
2.1	2	3
2.2	1	2
2.3	3	5
2.4	1	2
2.5	2	3
2.6	2	3
2.7	2	4
2.8	2	3
Discusión de las lecturas y ejercicios	1	2
<b>Total de clases</b>	<b>16</b>	<b>27hrs.</b>

- Se recomienda incluir en el capítulo de conceptos estratigráficos el siguiente tema: "Introducción a la estratigrafía sísmica".
- Las lecturas y ejercicios propuestos deben renovarse cada semestre.
- Si la tesis quiere retomarse como base para elaborar unos apuntes de la asignatura de Geología de Yacimientos de Fluidos, debe ser revisada por otros profesores especialistas en las áreas de sedimentología y estratigrafía, con el fin de mejorar el trabajo.

**BIBLIOGRAFÍA**

ARCHE Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen I. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España. 1992. 495p.

ARCHE Alfredo (Coord.) y otros. Sedimentología. Volumen II. 9ª ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. España. 1992. 525p.

ARDUNI, Paolo y Giorgio Terruzzi. Guía de Fósiles. 2ª. ed. Grijalbo, México. 1987. 319p.

BJØLYKKE, Knut. Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag. Germany. 1989. 363p.

BLAIR, T.C. y J.G. McPherson. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, Vol. 69. No. 1 pp. 6-19.

BROUSSE R., Ayoboin J., Lehman, J. P. Tratado de Geología Tomo I, Petrología, Omega Inc., 1981.

COMISIÓN NORTEAMERICANA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA. Código Estratigráfico Norteamericano 1983. trad. Sánchez López, Magnolia y Cabib Levi Lia. Instituto de Geología de la UNAM. México, 1984. P.87.

CORNELIS, Klein y Jr. Cornelius S. Hurlbut. Manual de Mineralogía. 4ª. ed. Reverté, México. 1996. 368p.

CORRALES Zarauza, Inmaculada y otros. Estratigrafía. Rueda, Madrid, España. 1977. 718p.

COTILLON Pierre. Estratigrafía. Trad. Germán Arriaga García. Limusa, México. 1993. 220p.

DUNBAR, Carl O. y John Rodgers. Principios de Estratigrafía. Trad. Manuel Alvarez Jr. 6ª impresión. Continental, México. 1979. 422p.

FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texa. 1974. 170p.

FRIEDMAN, Gerald M. et al. Principles of Sedimentary Deposits Stratigraphy and Sedimentology. 1992.

GUZMAN BALDIZAN, Alfredo E. "Estado de la Exploración Petrolera en México". Boletín del 50 Aniversario de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Volumen XLVIII, Números 1-2. Enero-Diciembre de 1999. México. Págs. 16 - 43.

JOHNSON, M.J. y A. Basu. Processes controlling the composition of clastic sediments: Geological Society of America Special Paper 284. 1993.

KRUMBEIN, W.C. y L.L. Sloss. Estratigrafía y Sedimentación. Trad. Rafael García Díaz. UTEHA, México. 1969. 778p.

LOPEZ RAMOS, Ernesto. Geología General y de México. 7ª. ed. Trillas, México. 1993. 288p.

MACKENZIE, W.S. et al. Atlas de rocas sedimentarias. Masson, España. 1997. 104p.

MIALL, A.D. Principles of Sedimentary Basin Analysis, Springer Verlag. 1984. 490p.

PETTIJOHN, F.J. Sedimentary Rocks. 3ª. ed. Harper and Row, New York. 1975. 628p.

PETTIJOHN, F.J. y otros. Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlín, 1972. 618p.

PRESS, Frank and Raymond Siever. Understanding Earth. 2ª ed. W. M. Freeman and Company, New York. 1998. 682p.

READING, H.G. Sedimentary Environments and Facies. 2ª ed. Osney Mead, Oxford, London. 1986. 615p

SELLEY, Richard C. Applied Sedimentology. Academic Press Limited. London. Printed in Great Britain the Aldin Press Orford. 1988.

SILVA, Romo Gilberto y otros. Elementos de Cartografía Geológica, Facultad de Ingeniería U.N.A.M., México 2001. 292p.

TARBUCK, Edward J. y Lutgens Frederick K. Ciencias de la Tierra. Trad. Ana María Rubio. Prentice Hall, España. 1999. 540p

TISSOT B.P. y D.H. Welte. El petróleo su formación y localización. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México. 1982. 589p.

TUCKER, Maurice E. The Field Description of Sedimentary Rocks. Department of Geological Sciences. University of Durham, England. 1982.

VERA TORRES, Juan Antonio. Estratigrafía principios y métodos. Rueda, Madrid España. 1994. 803p.

WALKER, Roger. G. and Noel P. James. Facies Models. Typesetting and Printing. Ontario. June. 1992. 454p.

WINCANDER, Reed y James S. Monroe. Fundamentos de Geología. Trad. Enrique Palos. 2ª ed. International Thomson, México. 2000. 445p.

<http://geología.igeolcu.unam.mx/academia/temas/escala.htm>)

<http://gea.ciens.ucv.ve/~geoquimi/rocas/index.htm><http://www.avs.org.ve/estructu.html>

<http://web.usal.es/~epavila/webrocas/rdetr.html>

<http://www.avs.org.ve/estructu.htm>

[http://usuarios.lycos.es/Nachoben/geologia/medios\\_sedimentarios/medios\\_sedimentarios.htm](http://usuarios.lycos.es/Nachoben/geologia/medios_sedimentarios/medios_sedimentarios.htm)

<http://www.fortunecity.es/expertos/profesor/171/suelos.html#Ciencias> que estudian los suelos





ANTECEDENTES, OBJETIVOS Y CONTENIDOS DE LOS TEMAS

**I. CONCEPTOS SEDIMENTOLOGICOS.**

**ANTECEDENTES:**

Geología General.

**OBJETIVO:**

El alumno explicará los conceptos sedimentológicos de la Geología de Yacimientos.

**CONTENIDO:**

- I.1. Ciclo sedimentario
- I.2. Dinámica de la Sedimentación (Intemperismo, erosión, transporte, depósito).
- I.3. Sedimentos de origen mecánico y rocas asociadas.
- I.4. Sedimentos de origen químico y rocas asociadas.
- I.5. Estructuras Sedimentarias.
- I.6. Medio ambiente de depósito
- I.7. Facies.
- I.8. Diagénesis.

**II. CONCEPTOS ESTRATIGRAFICOS.**

**ANTECEDENTES:**

Geología General.

**OBJETIVO:**

El alumno explicará los conceptos estratigráficos de la Geología de Yacimientos.

**CONTENIDO:**

- II.1. Definiciones y conceptos básicos.
- II.2. Principios guía de la Estratigrafía.
- II.3. Discordancias.
- II.4. Relaciones mar - tierra.
- II.5. Correlación Estratigráfica.
- II.6. Unidades Estratigráficas.
- II.7. Fósiles y la Estratigrafía.
- II.8. Estratigrafía y Tiempo Geológico.

**III. CONCEPTOS ESTRUCTURALES.**

**ANTECEDENTES:**

Geología General.

**OBJETIVO:**

El alumno explicará los conceptos estructurales de la Geología de Yacimientos.

**CONTENIDO:**

- III.1. Deformación de la Corteza Terrestre.

**ANTECEDENTES, OBJETIVOS Y CONTENIDOS DE LOS TEMAS**

- III.2. Estructuras Geológicas: Pliegues, fallas, fracturas.
- III.3. Tectónica.
- III.4. Dominios tectoestratigráficos.
- III.5. Ilustración de Aspectos Estructurales.
- III.6. Nomenclaturas y Simbología.
- III.7. Planos, Secciones y Proyecciones.

**IV. FUNDAMENTOS DE EXPLORACION.**

**ANTECEDENTES:**

Geología General.

**OBJETIVO:**

El alumno explicará los métodos de exploración geológica, geoquímica y geofísica.

**CONTENIDO:**

- IV.1. Planeación de la exploración.
- IV.2. Métodos Geológicos.
- IV.3. Métodos Geoquímicos.
- IV.4. Métodos Geofísicos (Gravimetría, Magnetometría, Sismología y Métodos Eléctricos).

**V. GEOFISICA DE EXPLOTACION.**

**ANTECEDENTES:**

Geología Genera

**OBJETIVO:**

El alumno explicará las aplicaciones de la Geofísica en la explotación de los yacimientos de fluidos.

**CONTENIDO:**

- V.1. Registros geofísicos de pozos.
- V.2. Caracterización estructural sísmica.
- V.3. Caracterización estratigráfica sísmica.
- V.4. Caracterización petrofísica sísmica.

**TECNICAS DE ENSEÑANZA:**

- Exposición oral \_\_\_\_\_ (X)
- Exposición audiovisual \_\_\_\_\_ (X)
- Ejercicios dentro de clase \_\_\_\_\_ ( )
- Ejercicios fuera del aula \_\_\_\_\_ (X)
- Seminarios \_\_\_\_\_ ( )
- Lecturas obligatorias \_\_\_\_\_ (X)
- Trabajo de investigación \_\_\_\_\_ (X)
- Prácticas de taller o laboratorio \_\_\_\_\_ ( )
- Prácticas de campo \_\_\_\_\_ ( )
- Otras: \_\_\_\_\_

**ELEMENTOS DE EVALUACION:**

- Exámenes parciales \_\_\_\_\_ (X)
- Exámenes finales \_\_\_\_\_ (X)
- Trabajos y tareas fuera del aula \_\_\_\_\_ (X)
- Participación en clase \_\_\_\_\_ (X)
- Asistencia a prácticas \_\_\_\_\_ ( )
- Otros: \_\_\_\_\_

**ANTECEDENTES**

Asignatura

Clave

GEOLOGIA GENERAL

**CONSEQUENTES**

Asignatura

Clave

GEOLOGIA DE EXPLOTACION

## BIBLIOGRAFIA

## TEXTO:

Temas de la materia para los que se recomienda:

## TEXTOS BASICOS

<p>AAPG. "Petroleum Geochemistry and - Basin Evaluation". MEMOIR.- 35, E.E.U.U., 1984</p>	IV.
<p>LEVORSEN, A.I. "Geology of Petroleum". 2nd Ed. W.H. Freeman &amp; Co. - San Francisco, 1967.</p>	Todos
<p>SARMIENTO, R. y DICKEY, P. "Advanced Reservoir Geology - Oil &amp; Gas Consultant International Inc". Tulsa, Oklahoma, 1981.</p>	Todos
<p>GOQUEL, J.I., Alan Rite. "Geothermics". Mc Graw-Hill. E.E.U.U., 1976.</p>	V.
<p>BOWEN, R. "Geothermal Resources" Appliant Sciences Publishers, Inglaterra, 1979.</p>	V.
<p>FREEZE, A.R., y CHERRY, J. "Ground Water" Prentice Hall, E.E.U.U., 1979.</p>	V.
<p>ROBINSON, E. Simon "Geología Física Básica" Ed. Limusa, México, 1990.</p>	Todos.
<p>DOBRIN, M. "Introducción a la Prospección Geofísica" Ed. Omega, México, 1975.</p>	IV.