



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE  
MÉXICO

---

FACULTAD DE INGENIERIA

**CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS,  
ESTRATIGRAFICOS Y ESTRUCTURALES EN LA  
GEOLOGÍA DE YACIMIENTOS DE FLUIDOS**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO PETROLERO PRESENTA:

**ARTURO REY MARTINEZ CEDILLO**



**DIRECTOR DE TESIS :  
ING. JAVIER ARELLANO GIL**

MÉXICO, D. F

2005



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.



FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN  
60-I-902

**SR. ARTURO REY MARTÍNEZ CEDILLO**  
**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 Petrolero:

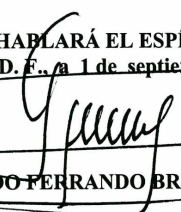
**CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS, ESTRATIGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES EN  
LA GEOLOGÍA DE YACIMIENTOS DE FLUIDOS**

- INTRODUCCIÓN**
- I CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS**
- II CONCEPTOS ESTRATIGRÁFICOS**
- III CONCEPTOS ESTRUCTURALES**
- CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

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 HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
Cd. Universitaria, D. F., a 1 de septiembre de 2005  
EL DIRECTOR

  
M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB\*JAGC\*gtg  


# INDICE DE CONTENIDO

Resumen 1

Introducción 2

## **Capítulo 1**

### **Conceptos Sedimentológicos 3**

#### **I.1 Principios generales 3**

*Definición de sedimentología 3*

*Ciclo sedimentario 3*

#### **I.2 Propiedades y características de los sedimentos 5**

*Sedimentos 5*

*Madurez de los sedimentos 5*

*Textura de las rocas sedimentarias 6*

*Origen y clasificación genética de las rocas sedimentarias 7*

*Rocas sedimentarias químicas 10*

*Clasificación de las rocas químicas 11*

*Grupo de rocas silíceas 15*

*Grupo de rocas ferruginosas 15*

*Grupo de rocas fosfáticas 15*

*Grupo de rocas carbonosas 15*

#### **I.3 Procesos internos y externos en la generación de sedimentos 17**

*Dinámica de la sedimentación 17*

*Intemperismo 17*

*Erosión 20*

#### **I.4 Transporte y depósito 22**

*Transporte 22*

*Tipos de flujo 24*

*Depósito 24*

#### **I.5 Estructuras sedimentarias 25**

*Clasificación de las estructuras sedimentarias 25*

*Estructuras primarias inorgánicas 25*

*Estructuras orgánicas 30*

*Estructuras secundarias (químicas) 31*

#### **I.6 Ambientes de depósito (sedimentario) 33**

*Características físicas 33*

*Características químicas 33*

*Características biológicas 33*

*Clasificación de los ambientes sedimentarios 33*

*Ambientes sedimentarios continentales 34*

*Ambientes sedimentarios transicionales o mixtos 37*

*Ambientes sedimentarios marinos 42*

*Factores que controlan el depósito 45*

#### **I.7 Facies 46**

*Facies en su acepción abstracta y concreta 46*

*Tipos de facies 47*

*Categorías de las facies y los cambios de facies 48*

*Características de las facies 48*

*Ley o regla de Walther 50*

*Modelos de facies 50*

*Metodología del análisis de facies 50*

*Relación entre medio sedimentarios, procesos y facies 50*

#### **I.8 Diagénesis 52**

*Etapas diagenéticas 52*

*Procesos de la diagénesis 52*

*Procesos diagenéticos en sedimentos siliciclásticos 52*

*Procesos diagenéticos en sedimentos carbonatados 53*

*Transformación del petróleo 54*

*Etapas de la diagénesis según N. M. Strakov 54*

## **Capítulo 2**

### **Conceptos Estratigráficos 56**

#### **II.1 Conceptos fundamentales 56**

*Estratigrafía 56*

*Objetivos de la estratigrafía 56*

*Estrato 57*

*Enfoques de la estratigrafía 57*

*Aspectos fundamentales de la estratigrafía 57*

*Principios fundamentales de la estratigrafía 57*

*Estratificación 58*

*Laminación 59*

*Rasgos de los estratos 59*

*Superficies de estratificación 59*

*Geometría de los estratos 59*

#### **II.1 El registro estratigráfico de los cuerpos de roca 61**

*Unidad estratigráfica 61*

*Tipos de unidades estratigráficas 61*

*Categorías materiales basadas en el contenido o en los límites físicos 61*

*Categorías que expresan o que se relacionan con la edad geológica 67*



|                                              |           |
|----------------------------------------------|-----------|
| <b>II.3 Estratigrafía y tiempo geológico</b> | <b>69</b> |
| <i>Línea del tiempo geológico-evolutiva</i>  | 69        |
| <i>Importancia del tiempo geológico</i>      | 71        |
| <i>Edad radiométrica</i>                     | 71        |

|                                                         |           |
|---------------------------------------------------------|-----------|
| <b>II.4 Estratigrafía de secuencias</b>                 | <b>73</b> |
| <i>Definiciones</i>                                     | 73        |
| <i>Estratigrafía de secuencias</i>                      | 74        |
| <i>Secuencia de facies (secuencia elemental)</i>        | 75        |
| <i>Secuencias deposicionales</i>                        | 75        |
| <i>Aporte sedimentario</i>                              | 75        |
| <i>El registro sedimentario</i>                         | 75        |
| <i>Modelo de estratigrafía secuencial</i>               | 76        |
| <i>Preservación de las secuencias</i>                   | 76        |
| <i>Sismología</i>                                       | 76        |
| <i>Aplicación del método sísmico a la estratigrafía</i> | 76        |
| <i>Registro sísmico</i>                                 | 78        |
| <i>Parámetros sísmicos</i>                              | 78        |
| <i>Secciones geológicas y secciones sísmicas</i>        | 79        |

|                                                                               |           |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>II.5 Los fósiles y la estratigrafía</b>                                    | <b>80</b> |
| <i>Fósil y fosilización</i>                                                   | 80        |
| <i>Fósil índice o fósil guía</i>                                              | 80        |
| <i>Iconofósiles</i>                                                           | 81        |
| <i>Factores que permiten la fosilización</i>                                  | 81        |
| <i>Los procesos de fosilización</i>                                           | 81        |
| <i>Tipos de fosilización</i>                                                  | 82        |
| <i>Substrato o tipos de fondo</i>                                             | 83        |
| <i>Micropaleontología y su importancia</i>                                    | 83        |
| <i>Fósiles foraminíferos planctónicos</i>                                     | 83        |
| <i>Fósiles foraminíferos bentónicos</i>                                       | 84        |
| <i>Los fósiles y su importancia en la estratigrafía</i>                       | 85        |
| <i>Asociación básica litofaunística para la interpretación Paleoecológica</i> | 86        |
| <i>Uso de fósiles en la exploración petrolera</i>                             | 86        |

|                                                                     |           |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>II.6 Fundamentos de facies sísmicas</b>                          | <b>87</b> |
| <i>Secuencias deposicionales</i>                                    | 88        |
| <i>Aplicación de los conceptos de estratigrafía de secuencias</i>   | 88        |
| <i>Consideraciones relevantes en la estratigrafía de secuencias</i> | 88        |
| <i>Patrones de terminación en los estratos</i>                      | 89        |

|                                                  |           |
|--------------------------------------------------|-----------|
| <b>II.7 Cambios relativos a nivel del mar</b>    | <b>90</b> |
| <i>Causas de los ciclos estratigráficos</i>      | 90        |
| <i>Ciclos de invasión continental</i>            | 90        |
| <i>Ciclos transgresivos – regresivos</i>         | 91        |
| <i>Ciclos de secuencias de depósito</i>          | 91        |
| <i>Ciclos de parasecuencias</i>                  | 91        |
| <i>Progradación, retrogradación y agradación</i> | 92        |

|                                                                       |           |
|-----------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>II.8 Correlación y medios gráficos de expresión estratigráfica</b> | <b>94</b> |
| <i>Correlación estratigráfica</i>                                     | 94        |
| <i>Tipos de correlación</i>                                           | 95        |
| <i>Métodos de correlación</i>                                         | 95        |

## **Capítulo 3**

### **Conceptos Estructurales 97**

|                                             |           |
|---------------------------------------------|-----------|
| <b>III.1 Conceptos generales</b>            | <b>97</b> |
| <i>Geología estructural</i>                 | 97        |
| <i>Objetivos de la geología estructural</i> | 97        |
| <i>Tectónica</i>                            | 97        |
| <i>Estructura geológica</i>                 | 97        |
| <i>Estructura secundaria</i>                | 98        |

|                                                                                           |           |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>III.2 Esfuerzo</b>                                                                     | <b>99</b> |
| <i>Tipos de esfuerzo: presión litostática y esfuerzos debidos a fuerzas de superficie</i> | 100       |
| <i>Componentes del esfuerzo</i>                                                           | 100       |
| <i>Elipse y elipsoide de esfuerzos</i>                                                    | 100       |

|                             |            |
|-----------------------------|------------|
| <b>III.3 Deformación</b>    | <b>101</b> |
| <i>Tipos de deformación</i> | 102        |

|                             |            |
|-----------------------------|------------|
| <b>III.4 Rumbo y echado</b> | <b>104</b> |
|-----------------------------|------------|

|                                          |            |
|------------------------------------------|------------|
| <b>III.5 Problema de los tres puntos</b> | <b>106</b> |
|------------------------------------------|------------|

|                                                           |            |
|-----------------------------------------------------------|------------|
| <b>III.6 Patrón de interferencia de los afloramientos</b> | <b>108</b> |
| <i>Construcción de patrones de interferencia</i>          | 109        |

|                                                   |            |
|---------------------------------------------------|------------|
| <b>III.7 Pliegues</b>                             | <b>110</b> |
| <i>Factores que controlan la deformación</i>      | 110        |
| <i>Esfuerzo y deformación</i>                     | 110        |
| <i>Más allá de los tamaños...</i>                 | 110        |
| <i>Geometría y nomenclatura</i>                   | 110        |
| <i>Partes de un pliegue</i>                       | 110        |
| <i>Conceptos asociados a estructuras plegadas</i> | 111        |
| <i>Clasificación de pliegues</i>                  | 112        |
| <i>Trampas provocadas por plegamientos</i>        | 114        |

|                                                                            |            |
|----------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>III.8 Fracturas y fallas</b>                                            | <b>115</b> |
| <i>Fracturas</i>                                                           | 115        |
| <i>Fallas</i>                                                              | 115        |
| <i>Tipos de fallas</i>                                                     | 115        |
| <i>Materiales e indicadores cinemáticos asociados al plano de falla</i>    | 116        |
| <i>Conceptos asociados a fallas</i>                                        | 116        |
| <i>Importancia de las fallas en la formación de yacimientos petroleros</i> | 116        |

|                     |            |
|---------------------|------------|
| <b>Conclusiones</b> | <b>117</b> |
|---------------------|------------|

|                     |            |
|---------------------|------------|
| <b>Bibliografía</b> | <b>118</b> |
|---------------------|------------|

## Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos y Estructurales en la Geología de Yacimientos de Fluidos

### RESUMEN

Este trabajo consta de tres capítulos, donde se trata a profundidad los conceptos relacionados con la geología de yacimientos de fluidos; los temas desarrollados son muy importantes, ya que con esta información se adquieren las bases para poder entender que características sedimentológicas, estratigráficas y estructurales tienen los yacimientos de hidrocarburos y los acuíferos, también que comportamiento tienen en el subsuelo. Los tres temas son de gran utilidad, ya que al tener más conocimientos sobre el subsuelo, se conoce mejor a los yacimientos de fluidos y se planea mejor su explotación. Los capítulos en que se divide este trabajo son:

1. Conceptos sedimentológicos, 2. Conceptos estratigráficos y 3. Conceptos estructurales. Estos temas se desarrollan con textos amplios y se complementan con imágenes, tablas y esquemas que ayudan a un mejor entendimiento de los mismos.

En el capítulo I, conceptos sedimentológicos. Se estudia lo relacionado a la Génesis de las rocas sedimentarias, es decir como se inicia su formación, desde que es un sedimento hasta su litificación. Para esto debemos conocer detalladamente como se originan los sedimentos, ya que estos son la materia prima que forma a las rocas sedimentarias; se describen también sus propiedades y características, así como los cambios que experimentan desde que se acumulan hasta que se inicia el Intemperismo y la erosión; cuales son los medios de transporte y en que condiciones ambientales ocurre el depósito. Se describen y caracterizan los ambientes sedimentarios, las estructuras primarias y las facies. Como parte final se describen las etapas diagenéticas que pueden ocurrir en cualquier secuencia y que pueden contribuir a mejorar o a sellar los poros y por lo tanto a mejorar o disminuir la porosidad primaria.

El capítulo II, conceptos estratigráficos. Se enfoca en el estudio de las capas que forman a las secuencias sedimentarias, estas capas (estratos) son muy variados en composición, espesor, forma, tamaño, geometría, etc. Los estratos que son estudiados por la estratigrafía, son diversos por lo que es importante ubicarlos en tiempo y en espacio, para lograr esto, se deben conocer los conceptos fundamentales. Para poder estudiar de una forma mas amplia a

las secuencias estratificadas y su relación con el tiempo geológico y los fósiles, se toma como base a las unidades estratigráficas, estas unidades dividen a las rocas en secuencias o formaciones según su litología, paleontología, facies, límites físicos y su edad. También este capítulo trata sobre los nuevos estudios que se realizan a las rocas estratificadas y que corresponde con la estratigrafía de secuencias, la que nos permite conocer las características y distribución de las secuencias estratigráficas por medio de afloramientos y secciones sísmicas, por lo que es posible realizar correlaciones por medio de registros geofísicos de pozos; estas técnicas son de gran aplicación en la exploración y explotación de los hidrocarburos. Una parte relevante de el estudio de la estratigrafía, es lo referente a los cambios relativos del nivel del mar, estos cambios son los que originan los ciclos estratigráficos que permiten conocer como se originaron las secuencias en relación a la depositación de los sedimentos. Por último, se estudian las correlaciones como un procedimiento que sirve para establecer la correspondencia entre partes geográficamente separadas de una unidad estratigráfica. La estratigrafía cobra gran importancia en la industria petrolera ya que una gran cantidad de los yacimientos de aceite y gas se encuentran en trampas estratigráficas, como ocurre en la Cuenca de Veracruz y la Cuenca de Burgos.

El capítulo III, conceptos estructurales. Trata de los temas relacionados a la geología estructural, que es la parte de la geología que estudia las rocas cuando han sido deformadas, es decir, estudia el origen y las características de los pliegues, fallas y fracturas. Primeramente se describen los conceptos de esfuerzo y de deformación, posteriormente trata lo referente a rumbo y echado, esto para poder entender como se orientan las estructuras geológicas y como pueden caracterizarse. En estas estructuras encontramos yacimientos petroleros importantes en México, como los de la Sonda de Campeche y la Cuenca Salina del Istmo, que se ubican en rocas Mesozoicas; estos yacimientos se encuentran en secuencias naturalmente fracturadas y las trampas son principalmente estructurales (pliegues, fallas y domos).

## Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos y Estructurales en la Geología de Yacimientos de Fluidos

### INTRODUCCIÓN

La asignatura "Geología de Yacimientos de Fluidos" se imparte en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, para los estudiantes de segundo semestre de la carrera de Ingeniería Petrolera; corresponde con una asignatura obligatoria dentro del mapa curricular y tiene la finalidad de abordar el estudio integral de las secuencias sedimentarias y otros tipos de rocas en los que, se encuentran los yacimientos de fluidos (hidrocarburos, agua y vapor de agua). En este trabajo se trata de manera detallada únicamente lo referente a rocas sedimentarias.

Las secuencias sedimentarias representan más de tres cuartas partes de las rocas que se encuentran en la superficie de la Tierra. Se forman en la superficie en diferentes ambientes sedimentarios tales como, los litorales, los ríos, océanos y en cualquier parte del continente donde se acumulan y preservan los distintos tipos de sedimentos. Estas rocas preservan un registro de las condiciones ambientales dominantes que existieron cuando se formaron. Al estudiar las secuencias sedimentarias de diferentes edades, los ingenieros de Ciencias de la Tierra pueden determinar de qué manera ha cambiado el clima y medio ambientes a lo largo de la historia del Planeta. Los fósiles corresponden con registros de organismos que vivieron en el pasado y que quedan preservados en las rocas sedimentarias.

Estudiar el origen, evolución y transformación que experimentan las secuencias sedimentarias, en distintas condiciones ambientales, es lo más relevante de este trabajo. Esto se logró al desarrollar de forma detallada los temas de Sedimentología, Estratigrafía y Geología Estructural. Es importante considerar las rocas porosas y permeables donde se pueden encontrar fluidos en grandes volúmenes de interés económico útiles a la sociedad.

Si conocemos con detalle los tipos y características litológicas y petrofísicas de las rocas sedimentarias del subsuelo, entonces debemos conocer como fueron depositadas y que procesos de transformación sufrieron; para estudiar las secuencias estratigráficas, recurrimos la estratigrafía; este tema es tratado a profundidad en la segunda parte de este trabajo, donde se incluyen los nuevos temas: estratigrafía de secuencias y facies sísmicas, con los cuales se obtienen los conocimientos básicos para interpretar las características de las secuencias de depósito por medio de secciones sísmicas e interpretar en que lugar del subsuelo se tienen las mejores condiciones para encontrar yacimientos de hidrocarburos y acuíferos.

Estos subtemas han sido incluidos en el nuevo plan de estudios de la asignatura Geología de Yacimientos de Fluidos.

La geología estructural es la parte que se encarga de las rocas deformadas debido a esfuerzos que actúan en la corteza terrestre; los esfuerzos cuando se rebasa el límite elástico de las rocas, pueden producir pliegues en el campo dúctil de la deformación, y fracturas y fallas en el campo frágil. Las rocas sedimentarias deformadas son de gran importancia para la industria petrolera pues diversos yacimientos petroleros se han encontrado en trampas estructurales como pliegues y fallas, además que el yacimiento puede estar fracturado produciendo canales de flujo para los fluidos, haciendo mas óptima su explotación.

Debido a que existen pocas fuentes bibliográficas en español actualizadas acerca de estos temas, este trabajo servirá, no solo para apoyar a estudiantes de la asignatura correspondiente, sino como una fuente de consulta para otras asignaturas afines y para estudiantes de postgrado.

Este trabajo consistió en la recopilación de información de distintas fuentes bibliográficas para actualizar los conceptos fundamentales de la Geología de Yacimientos y disponer de un material en español que sirva de forma didáctica y como una herramienta de estudio o consulta para los estudiantes de esta asignatura y así mejorar el proceso de enseñanza aprendizaje. También puede ser de utilidad para agrupar a estudiantes de carreras relacionadas, para estudiantes de postgrado que quieran revisar los conceptos geológicos fundamentales y para los profesionistas que se encuentran laborando en la exploración y explotación de yacimientos de fluidos.

Los conceptos que se manejan en este trabajo van a permitir a los estudiantes de ingeniería petrolera poder tener una base para estudiar la asignatura, y adquirir conocimientos previos para las asignaturas sucesivas, donde se trata lo relacionado a la explotación de hidrocarburos, agua y vapor.

El objetivo final es crear material con información actualizada y de alta calidad, que tenga utilidad para los estudiantes de Ingeniería Petrolera y así tener mejores herramientas para aplicarse funcionalmente en la explotación de Yacimientos de Hidrocarburos.

## 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 (exógenos) 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.

### 1.1 PRINCIPIOS GENERALES

#### DEFINICIÓN DE SEDIMENTOLOGÍA

Se le ha considerado parte de la estratigrafía y según el glosario AGI, es el estudio de la roca y los procesos de formación.

Lombard (1970), considera que es parte de la estratigrafía, y que se encargaba de la reconstrucción del medio original (sedimentario) por medio de los datos que aportan los materiales de la capa según su lugar de formación.

Reading (1978), recomienda que debe utilizarse como parte de la petrología sedimentaria, puesto que a diferencia de la estratigrafía, excluye el factor tiempo.

Ricci Luchi (1980) considera que los límites están mal definidos.

Las relaciones de la sedimentología con otras ciencias y disciplinas de la geología son muy amplias, tal como se indica en la tabla 1.1.1.

| Ecología            | Biología            | Química                  |
|---------------------|---------------------|--------------------------|
| Paleo ecología      | Paleontología       | Geoquímica               |
| Paleogeografía      |                     | Litoestratigrafía        |
| Paleoclimatología   | Geología histórica  | Bioestratigrafía         |
|                     |                     | Cronoestratigrafía       |
| Geología aplicada   | ESTRATIGRAFÍA       | Magnetoestratigrafía     |
|                     |                     | Quimioestratigrafía      |
| Petrología          | SEDIMENTOLOGÍA      | Estratigrafía secuencial |
| Mineralogía         |                     | Análisis de cuencas      |
| Geodinámica interna | Geodinámica externa | Geofísica                |
| Climatología        | Edafología          | Física                   |

Tabla 1.1.1 Relaciones con otras ciencias y disciplinas de la geología.

La estratigrafía, sedimentología y geología histórica, están muy relacionados ya que entre ellas se intercambian numerosos datos, principios, etc. La sedimentología se encarga del estudio de la génesis de las rocas sedimentarias, y la geología histórica establece la historia de las rocas, y todo tiene repercusión en los estratos (límites de secuencia, estructuras y discontinuidades) que son estudiados por la estratigrafía. Las ciencias de la columna de la derecha nos sirven sobretodo a la hora de establecer la correlación entre series locales.

#### CICLO SEDIMENTARIO

La Tierra es un sistema natural, en donde interactúan muchos subsistemas interrelacionados formando un todo complejo. El ciclo de las rocas (Figura. 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.

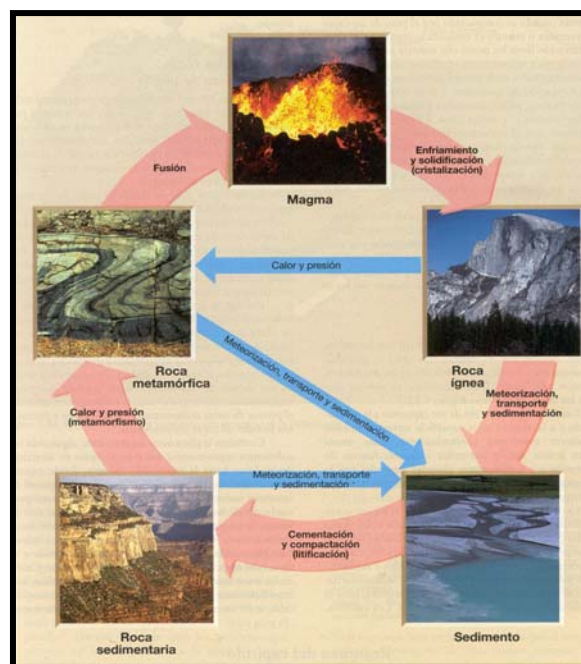


Figura 1.1.1 El Ciclo de las rocas ilustra el papel de los diversos procesos geológicos que actúan para transformar un tipo de roca en otro. Tomada de E.J. Tarbuck et al. (1999).

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.

Dentro del ciclo de las rocas existen otros ciclos de menor orden; uno de los más importantes es el "Ciclo Sedimentario". El objetivo del ciclo sedimentario es el estudio integral de las rocas sedimentarias, por medio del cual se interpreta la historia geológica con todos los procesos que se relacionan y que les dieron origen; este ciclo consiste de las siguientes fases (Figura 1.1.2):

**Intemperismo – Erosión – Transporte – Sedimentación – Diagénesis – Levantamiento – Intemperismo.**

El ciclo sedimentario implica investigar:

- La formación de los distintos tipos de sedimentos y los procesos que los originaron.
- La procedencia de estos sedimentos, es decir, determinar el tipo de rocas madre que produjeron esos materiales y de donde provienen esos sedimentos.
- 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.

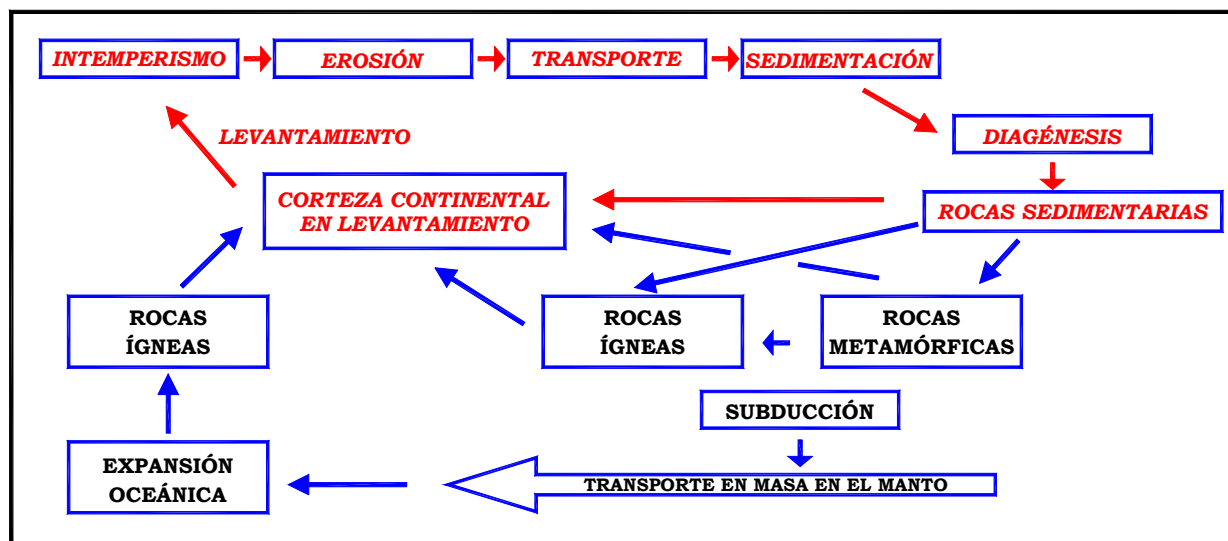


Figura 1.1.2- La figura muestra las fases del ciclo sedimentario y su relación con el ciclo de las rocas. Modificado de Corrales et. al. 1977.

## I.2 PROPIEDADES Y CARACTERÍSTICAS DE LOS SEDIMENTOS

### SEDIMENTOS

En un sentido estricto sedimento y sedimentos tienen un significado diferente, ya que se llama sedimento al material en transporte (suspensión, solución, tracción o saltación) o recientemente depositado, 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 los sedimentos se litifican reciben el nombre de roca sedimentaria.

### TIPOS DE SEDIMENTOS

Los sedimentos pueden ser solubles o insolubles.

**Sedimentos insolubles**, corresponde con fragmentos de roca, minerales (cuarzo, feldspatos, etc.) y minerales arcillosos.

**Sedimentos solubles**, son minerales precipitados a partir de materiales en solución acuosa.

Los sedimentos en forma practica son de tres tipos:

Sedimentos siliciclásticos. (terrígenos o detríticos)  
Sedimentos aloquímicos o intraclastos.  
Sedimentos ortoquímicos.

Los sedimentos se originan de las regiones continentales por fragmentación mecánica y descomposición química (Figura 1.2.1).

**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.

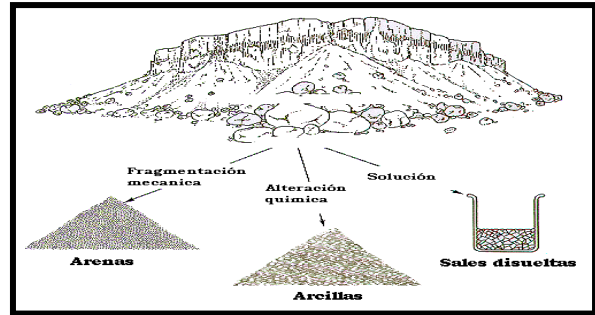


Figura 1.2.1 Mecanismos de formación y transporte de los sedimentos siliciclásticos y de los sedimentos aloquímicos.

**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, peloides, etc., se consideran como sedimentos aloquímicos.

**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, nanoplancton calcáreo o silíceo cloruros y sulfatos.

### MADUREZ DE LOS SEDIMENTOS

El concepto de madurez de un sedimento, hace referencia al grado de desarrollo que ha alcanzado el o 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) o heterogéneos (sedimentos inmaduros) (Tabla 1.2.1).

Habitualmente, en los sedimentos se diferencian los conceptos de:

Madurez mineralógica  
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.).

| ESCALA DE MADUREZ |                                    |                              |                                    |
|-------------------|------------------------------------|------------------------------|------------------------------------|
| ESTADO            | PROPORCIÓN DE MATRIZ               | REDONDEAMIENTO DE LOS GRANOS | GRADO DE CLASIFICACIÓN             |
| INMADURO          | MÁS DEL 5% DE MATRIZ               | ESCASO                       | MUY MAL CLASIFICADOS               |
| SUBMADURO         | MENOS DEL 5% DE MATRIZ             | POCO                         | DE MAL A REGULARMENTE CLASIFICADOS |
| MADURO            | ESCASO A NULO CONTENIDO DE ARCILLA | NO BIEN REDONDEADOS          | BIEN CLASIFICADOS                  |
| SUPERMADURO       | CARECE DE ARCILLA                  | BUENA REDONDEZ               | MUY BIEN CLASIFICADOS              |

Tabla 1.2.1 Escala de madurez que tiene los sedimentos. Modificada de Folk, 1951 (tomada de Folk, 1974).

Sedimentos más inmaduros contienen minerales poco estables, como feldespatos o fragmentos de roca que no están formados sólo por cuarzo.

#### MADUREZ TEXTURAL

Representa el grado de desarrollo que han alcanzado los procesos de transporte y sedimentación, y si éstos han sido 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.

La madurez textural puede ser evaluada mediante los siguientes parámetros.

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

#### GRADO DE CLASIFICACIÓN O SELECCIÓN

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 1.2.2).

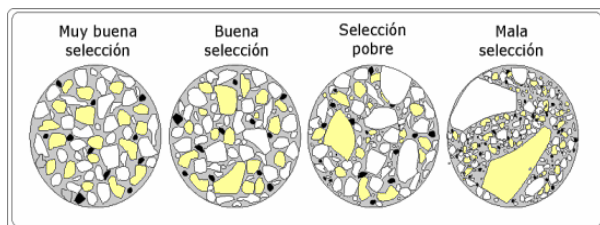


Figura 1.2.2 Grado de selección a nivel microscópico de una roca sedimentaria detrítica.

#### 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:

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

#### FORMA: REDONDEZ Y ESFERICIDAD

En la descripción de las rocas sedimentarias debe considerarse la forma de los granos y su grado de redondez (Figura 1.2.3).

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 y, en general, aumenta con el transporte. 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.

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, está relacionada con las diferencias existentes entre los distintos diámetros o longitudes de los ejes de la partícula.

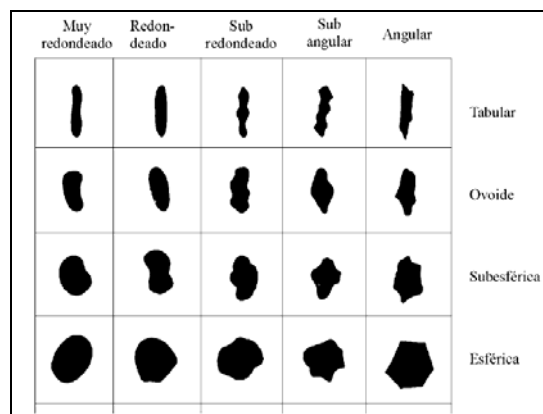


Figura 1.2.3 Grados de redondez y esfericidad que puede tener una partícula (Bullock et al. 1985).

#### ORIENTACIÓN Y FÁBRICA

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.

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 (Figura. 1.2.4).

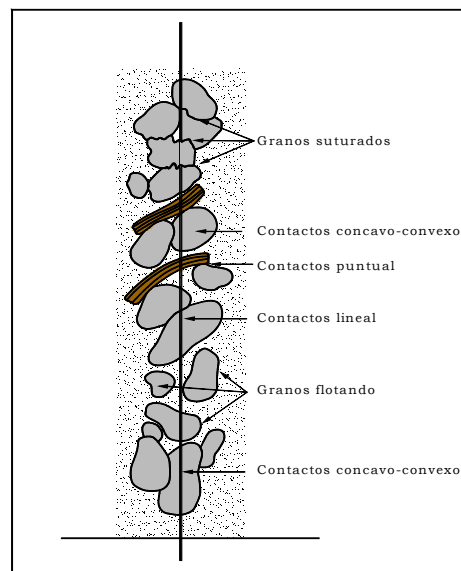


Figura 1.2.4 Diferentes tipos de contactos que puede tener las partículas sedimentarias.



## TAMAÑO DE 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 1.2.2).

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.

## TEXTURA DE ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS.

Las rocas detríticas tienen textura clástica, que se caracteriza por la existencia de partículas (o granos) rotos, desgastados 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 deposición dentro del agregado.

## 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 esta razón, las secuencias sedimentarias representan sólo un delgado revestimiento sobre una corteza formada por rocas ígneas y metamórficas.

| Longitud de la partícula |        |     | Grado                                             | Clase              | Fracción         |                        |              |  |  |
|--------------------------|--------|-----|---------------------------------------------------|--------------------|------------------|------------------------|--------------|--|--|
| m                        | mm     | φ   |                                                   |                    | Sin litificar    | Litificado             |              |  |  |
| 4.1                      | 4096   | -12 | muy grueso<br>grueso<br>medio<br>fino             | Bloque             | ↑<br>?           | Grava                  | Conglomerado |  |  |
| 2.0                      | 2048   | -11 |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
| 1.0                      | 1024   | -10 |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
| 0.5                      | 512    | -9  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
| 0.25                     | 256    | -8  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 128    | -7  | grueso<br>fino                                    | B pequeño          |                  |                        |              |  |  |
|                          | 64     | -6  | muy grueso<br>grueso<br>medio<br>fino             | Canto              |                  |                        |              |  |  |
|                          | 32     | -5  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 16     | -4  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 8      | -3  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 4      | -2  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 2      | -1  |                                                   | Granulo            |                  |                        |              |  |  |
|                          | 1      | 0   | muy grueso<br>grueso<br>medio<br>fino<br>muy fino | Arenas             | Arenas           | Areniscas              |              |  |  |
|                          | 0.50   | 1   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.25   | 2   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.125  | 3   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.063  | 4   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.031  | 5   | grueso<br>medio<br>fino<br>muy fino               | Limo               | Lodos o<br>Limos | Limolitas o<br>Latitas |              |  |  |
|                          | 0.015  | 6   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.008  | 7   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.004  | 8   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.002  | 9   |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.001  | 10  |                                                   | Arcillas<br>↓<br>? |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.0005 | 11  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.0002 | 12  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |
|                          | 0.0001 | 13  |                                                   |                    |                  |                        |              |  |  |

Tabla 1.2.2 Escala para los diferentes tamaños de los granos. Udden -Wentworth1922. Tomada de BLAIR, T.C. y J.G. McPherson.



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 (terrigenas y detríticas) y rocas químicas (aloquímicas y ortoquímicas) o no clásticas.

Las rocas sedimentarias se forman de dos maneras diferentes (Figura. 1.2.5):

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).

2. Los depósitos sedimentarios que ocurren por procesos 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.

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 1.2.2):

- Conglomerados y brechas
- Areniscas
- Lutitas y limolitas

### CONGLOMERADOS

Los conglomerados forman un grupo heterogéneo, no son uniformes mecánicamente ni mineralógicamente como muchas de las rocas clásticas de grano fino (Figura 1.2.6); 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 determinada por la composición de los líticos, por lo que se agrupan de acuerdo al tipo de líticos de rocas en: ígneas extrusivas, ígneas intrusivas, sedimentarias y metamórficas. Es importante distinguir la procedencia, sea intrusiva 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 1.2.3). 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.

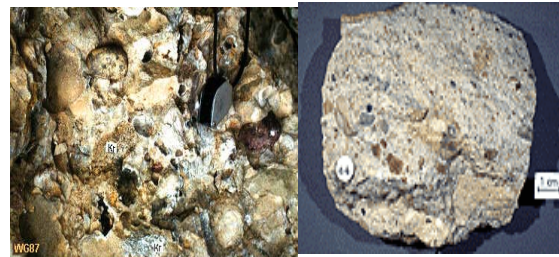


Figura 1.2.6 los conglomerados son fragmentos de rocas del tamaño de las gravas.

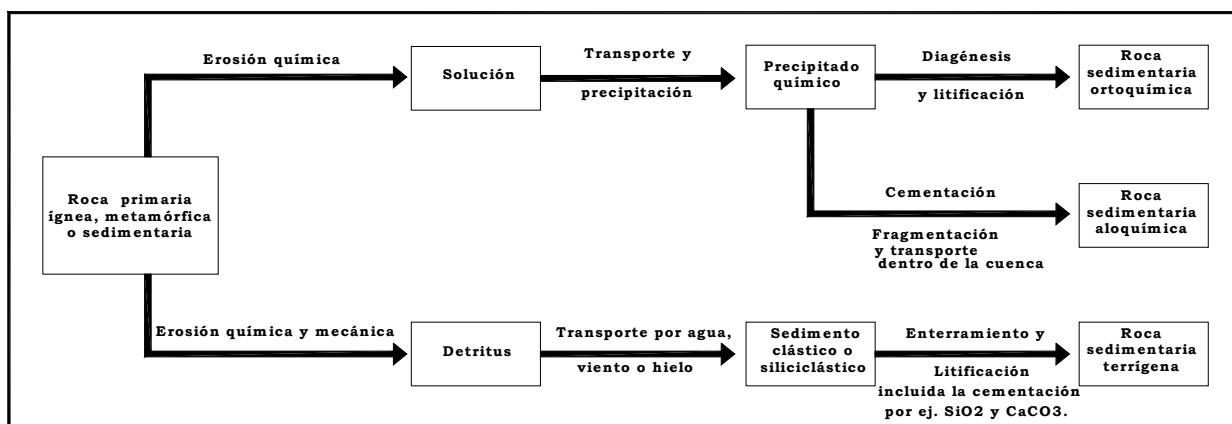


Figura 1.2.5 Esquema que muestra la clasificación de las rocas sedimentarias de acuerdo a su origen.

|               |                                                                           |                         |                                                                                            |                               |
|---------------|---------------------------------------------------------------------------|-------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|
| EPICLÁSTICOS  | Extraforma-<br>cionales (Fuente<br>fuera de la<br>cuenca de<br>depósito)  | Ortoconglomerado        | Metaestables mayor 10%                                                                     | Oligomíctico (Ortocuarcítico) |
|               |                                                                           | matriz menor a 15%      | Metaestables menor a 10%                                                                   | Polimíctico (Petromíctico)    |
|               |                                                                           | Paraconglomerado        | Matriz laminada                                                                            | Asociados a glaciares         |
|               |                                                                           |                         | matriz mayor a 15%                                                                         | Matriz no laminada            |
|               | Intraformacionales (Formados<br>dentro de la misma cuenca de<br>depósito) | Conglomerados y Brechas | De fragmentos de caliza y dolomía<br>De fragmentos de losdolitas                           |                               |
| PIROCLÁSTICOS | Brechas volcánicas<br>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)<br>De plegamiento "morrenas tectónicas" |                               |
|               | Brechas de solución y colapso                                             |                         |                                                                                            |                               |
| METEORICOS    | Brechas de impacto                                                        |                         |                                                                                            |                               |

Tabla 1.2.3 Clasificación de Conglomerados y Brechas Pettijohn (1975)

## ARENISCAS.

Las areniscas (Figura 1.2.7) son una clase muy importante dentro de las rocas clásticas ya que 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 carbonáticas, 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.



**Figura 1.2.7** Fragmento de arenisca y una vista en lámina delgada.

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 (Figura. 1.2.8).

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 grauwacas; estas a su vez dividen en grauwacas feldespáticas, grauwacas líticas y cuarzo-grauwacas, 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 1.2.8).

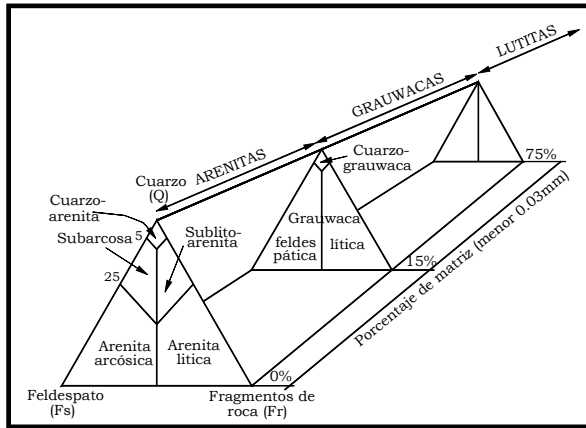


Figura 1.2.8 Clasificación de areniscas según Pettijohn 1957 (tomada de, F.J.1975).

#### 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 (Figura 1.2.9) 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. y por su alta cohesión en una roca.

Las Lutitas (Figura 1.2.10) 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, feldespato 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 1.2.4).

| SEDIMENTOS  | INCONSOLIDADOS     | CONSOLIDADOS                        | ROCA     |
|-------------|--------------------|-------------------------------------|----------|
| Menos finos | Plasticidad débil  | Aspecto masivo y fractura concoidea | LIMOLITA |
| Más finos   | Plasticidad fuerte | Laminación y fisibilidad            | LUTITA   |

Tabla 1.2.4 Propiedades de las Limolitas y Lutitas con las cuales las podemos diferenciar.

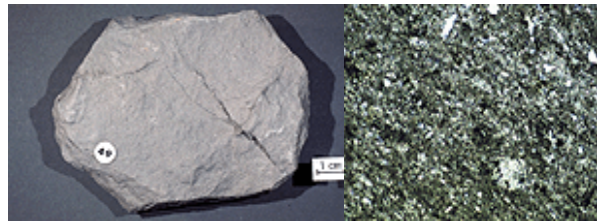


Figura 1.2.9 Vista de una Limolita como muestra de roca y en lámina delgada.

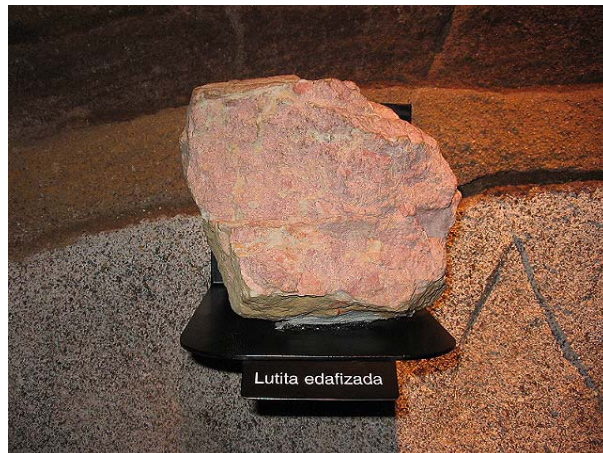


Figura 1.2.10 Lutita roja formada por material arcilloso.

#### 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 y la actividad química.
2. Por procesos orgánicos de los organismos acuáticos.

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.

## 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 1.2.6.

## 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 ferruginosas.
- Grupo de rocas fosfáticas.
- Otro grupo importante pertenece al grupo de las rocas carbonosas.

## 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 y no precipita.

Los carbonatos son entre otros:

- La caliza masiva.
- La caliza fosilífera.
- La caliza oolítica.
- La dolomía.
- El travertino.
- La caliza lacustre
- Los carbonatos de las estalactitas y estalagmitas.

La caliza masiva (Figura 1.2.11) 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 (Figura 1.2.12).

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 (Tabla 1.2.5), 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 (Tabla 1.2.6).

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 1.2.5).

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 (Figura.1.2.13).

Embry y Klován 1971 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992), añadieron varios términos adicionales (Figura. 1.2.14) 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)

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

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

Tabla 1.2.5 Clasificación de las rocas carbonatadas según Dunham (Tomada de Pettijohn, F.J. 1975)

| Proporciones volumétricas de aloquímicos |                                                                  | > 10 % de aloquímicos                  |                              | < 10 % de aloquímicos                         |                                                        |
|------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
|                                          |                                                                  | Calcita esparítica > micrita           | Micrita > calcita esparítica | 1-10 % de aloquímicos                         | < 1 % de aloquímicos                                   |
| < 25 % de intraclastos                   | > 25 % de intraclastos                                           | INTRAESPARITA                          | INTRAMICRITA                 | Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS         | MICRITA o, si se observan zonas espásticas, DISMICRITA |
|                                          | > 25 % de ooides                                                 | OOESPARITA                             | OOMICRITA                    | Ooides MICRITA CON OOIDES                     |                                                        |
|                                          | > 25 % de ooides, Relación en volumen bioclastos:peleoides > 3:1 | BIOESPARITA                            | BIOMICRITA                   | Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA                 |                                                        |
|                                          | de 3:1 a 1:3                                                     | BIOPELESAPARITA                        | BIOPELMICRITA                | Peleoides MICRITA CON PELOIDES                |                                                        |
|                                          | < 1:3                                                            | PELESAPARITA                           | PELMICRITA                   |                                               | BIOELITITO                                             |
|                                          |                                                                  | Componentes aloquímicos más abundantes |                              | Rocas arrecifales y biohermales sin modificar |                                                        |

Tabla 1.2.6 Clasificación de las rocas carbonatadas (folk, 1959).

| Más de 2/3 de matriz micrítica                                                      |                       |                        |                             | Esparita y micrita en proporciones similares                                        | Más de 2/3 de cemento esparítico                                                     |                                                                                       |                                                                                       |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| 0-1 % de aloquímicos                                                                | 1-10 % de aloquímicos | 10-50 % de aloquímicos | Más del 50 % de aloquímicos |                                                                                     | Escasa selección                                                                     | Buena selección                                                                       | Redondeados y erosionados                                                             |
| Micrita y dismicrita                                                                | Micrita fosilífera    | Biomicrita dispersa    | Biomicrita empaquetada      | Bioesparita escasamente lavada                                                      | Bioesparita mal seleccionada                                                         | Bioesparita bien seleccionada                                                         | Bioesparita redondeada                                                                |
|  |                       |                        |                             |  |  |  |  |
| Matriz micrítica                                                                    |                       |                        |                             | Cemento de calcita esparítica                                                       |                                                                                      |                                                                                       |                                                                                       |



Figura 1.2.11 Caliza masiva en la margen izquierda del río Moctezuma en las proximidades de la cortina de la presa hidroeléctrica de Zimapán, Hidalgo.

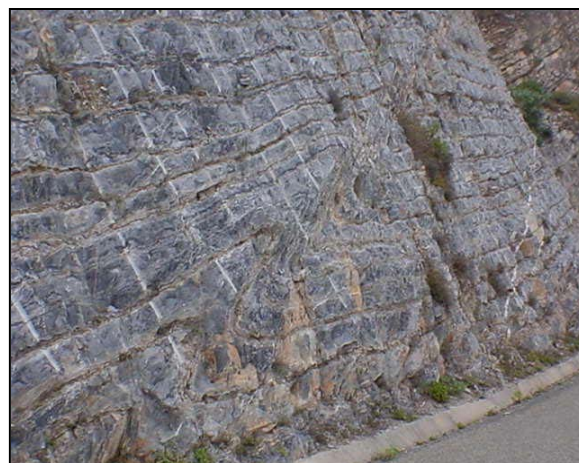


Figura 1.2.12 Caliza Wackestone formación Tamaulipas inferior en la carretera que comunica san Joaquín Querétaro con la casa de máquinas de la presa hidroeléctrica de Zimapán, Hidalgo

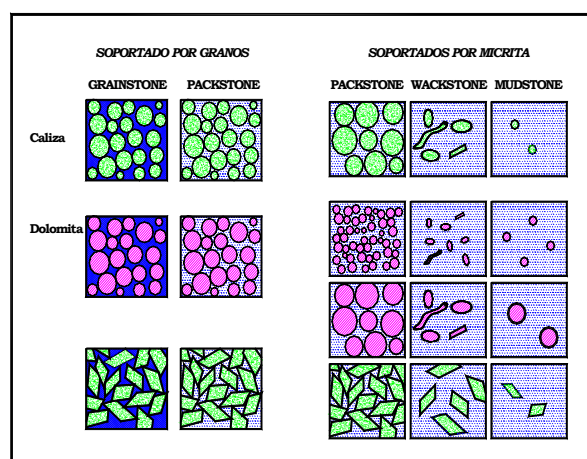


Figura 1.2.13 Forma esquemática de la clasificación de las calizas según Dunham, 1962.

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** (Figura 1.2.15) 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

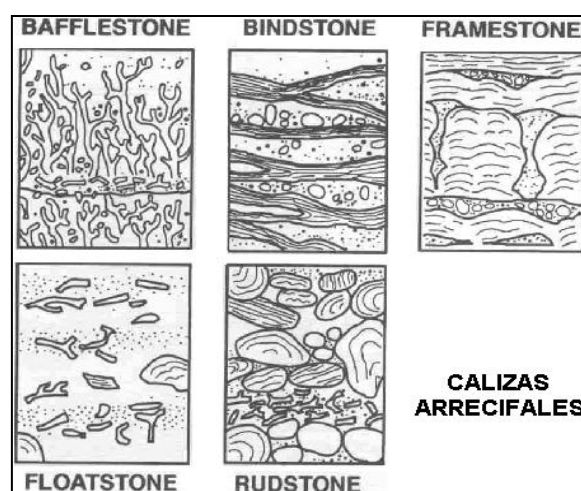


Figura 1.2.14 Clasificación de los boundstones de acuerdo a su tamaño y tipo de sujeción según Embry y Klovan 1971.

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.



Figura 1.2.15 Fotografía de una cueva con estalactitas en el parque geológico Maestrazgo.



| CLASIFICACIÓN DE CALIZAS (DUNHAM MODIFICADO)               |                      |                      |           |                          |                       |                |                        |                                     |            |                                                         |  |                                      |  |                                      |  |                                        |  |                                   |  |
|------------------------------------------------------------|----------------------|----------------------|-----------|--------------------------|-----------------------|----------------|------------------------|-------------------------------------|------------|---------------------------------------------------------|--|--------------------------------------|--|--------------------------------------|--|----------------------------------------|--|-----------------------------------|--|
| Textura deposicional reconocible                           |                      |                      |           |                          |                       |                |                        |                                     |            |                                                         |  |                                      |  | Textura deposicional no reconocible  |  |                                        |  |                                   |  |
| Componentes originales no entrelazados durante el depósito |                      |                      |           |                          |                       |                |                        |                                     |            | Componentes originales entrelazados durante el depósito |  |                                      |  | Caliza cristalina<br><br><br>Dolomia |  |                                        |  |                                   |  |
| Partículas menores a 2 mm                                  |                      |                      |           |                          |                       |                |                        | Partículas mayores a 2 mm alóctonos |            |                                                         |  | BOUNDSTONE                           |  |                                      |  |                                        |  |                                   |  |
| Soportado por lodo                                         |                      |                      |           | Soportado por partículas |                       |                |                        | Soportado por lodo                  |            | Soportado por partículas                                |  | Crecimiento primordialmente vertical |  |                                      |  | Crecimiento primordialmente horizontal |  | Crecimiento vertical y horizontal |  |
| < 10 % de partículas                                       |                      | > 10 % de partículas |           | > 10 % de lodo           |                       | < 10 % de lodo |                        |                                     |            |                                                         |  |                                      |  |                                      |  |                                        |  |                                   |  |
| MUDSTONE                                                   |                      | WACKSTONE            |           | PACKSTONE                |                       | GRAINSTONE     |                        |                                     |            |                                                         |  |                                      |  |                                      |  |                                        |  |                                   |  |
| 0-10%                                                      | 10-20%               | 20-30%               | 30-40%    | 40-50%                   | 50-60%                | 60-70%         | 70-80%                 | 80-90%                              | 90-100%    | FLOATSTONE                                              |  | RUDSTONE                             |  | BAFFLESTONE                          |  | BINDSTONE                              |  | FRAMESTONE                        |  |
| MUDSTONE                                                   | MUDSTONE - WACKSTONE | WACKSTONE - MUDSTONE | WACKSTONE | WACKSTONE - PACKSTONE    | PACKSTONE - WACKSTONE | PACKSTONE      | PACKSTONE - GRAINSTONE | GRAINSTONE - PACKSTONE              | GRAINSTONE |                                                         |  |                                      |  |                                      |  |                                        |  |                                   |  |

**Tabla 1.2.7 Clasificación de calizas por Dunham modificado por Embry y Klován 1971.**

## GRUPO DE ROCAS EVAPORÍTICAS.

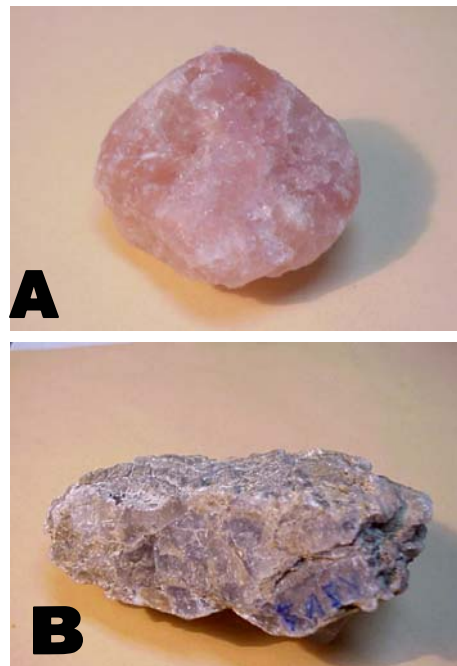
La clasificación de las evaporitas se basa en la composición química del mineral que la constituye. Esta clasificación aparentemente descriptiva es a su vez genética, ya que cada compuesto químico precipita en condiciones de concentración diferentes, que son fiel reflejo de características ambientales.

Las rocas evaporíticas (Figura 1.2.16) son las principales rocas químicas, es decir, formadas por precipitación química directa de los componentes minerales. Suelen formarse a partir del agua de mar, si bien también existen evaporitas continentales, formadas en lagos salados, o en regiones desérticas que se inundan esporádicamente.

Se originan, por tanto, como consecuencia de la evaporación de aguas conteniendo abundantes sales en disolución. Al alcanzarse, por evaporación, el nivel de saturación en las sales correspondientes, se produce la precipitación del mineral que forma ese compuesto. A menudo se producen precipitaciones sucesivas: en un primer momento precipitan las sales menos solubles, y cuando aumenta la evaporación van precipitando las más solubles.

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

- Cloruros: halita ( $\text{NaCl}$ ), silvita ( $\text{KCl}$ ) y carnalita ( $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ).
- Sulfato: anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) y yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).
- Carbonatos: calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) y magnesita ( $\text{MgCO}_3$ ).
- Boratos: bórax ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) y kernita ( $\text{Mg}_2\text{B}_2\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ).



**Figura 1.2.16 A. Carnalita, roca evaporítica monomineral, formada por precipitación de cristales de Cloruro Potásico y Magnésico. B. Yeso macrocristalino, roca evaporítica monomineral, constituida por grandes cristales de yeso. Este es Sulfato Cálcico Hidratado ( $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).**

## 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 criptocristalina 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.** El pedernal es una roca sedimentaria constituida por sílice amorfo ( $\text{SiO}_2$ ) o criptocristalino. Su color es negro o en tonos oscuros de azul, gris o pardo con una apariencia vítrea en superficies frescas. Tiene una dureza de 7.0 en la escala Mohs. Cuando es golpeado, el pedernal se rompe formando una superficie característica irregular ondulada con numerosos vértices afilados. 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 sílex.



Figura 1.2.17 se muestra un pedernal de color negro; esta variedad es conocida como sílex.

- **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 vítreo constituida por cristobalita.

- **Trípoli.** Es una variedad porosa de colores claros constituida por calcedonia principalmente.

## 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).

## 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.

## 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 los suelos y 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 1.2.18



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, contiene 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 bandeo 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.

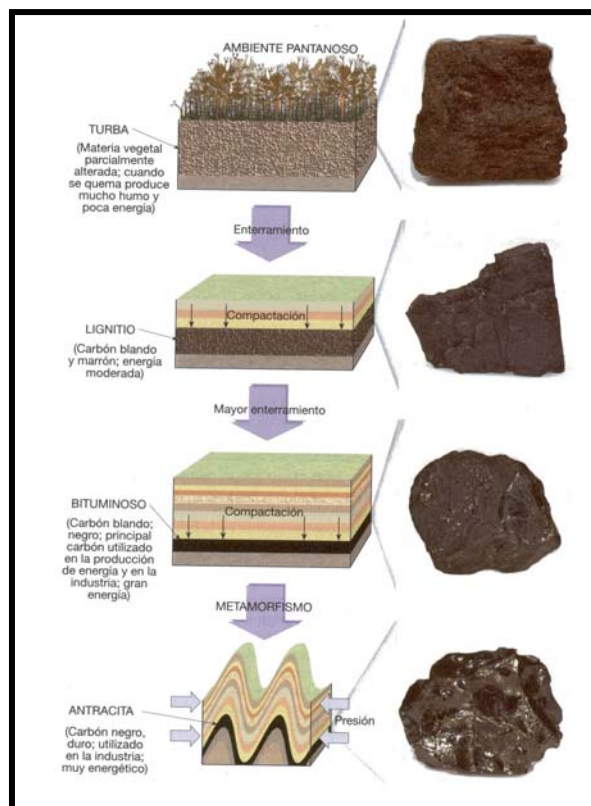


Figura 1.2.18 Etapas sucesivas de la formación del carbón. Tomada de Tarbuck et al. (1999).

### 1.3 PROCESOS INTERNOS Y EXTERNOS EN LA GENERACION DE SEDIMENTOS

#### 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 (Figura 1.3.1); 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.

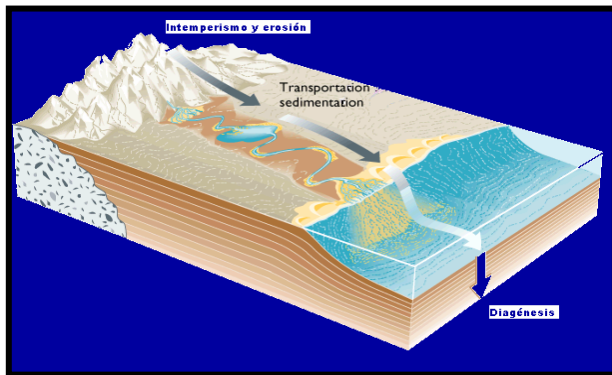


Figura 1.3.1 Procesos exógenos que dan origen a las rocas sedimentarias, (Tomada de Prees y Siever et al. 1998).

#### INTEMPERSIMO

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.

El intemperismo o meteorización es la acción combinada de procesos (climáticos, biológicos, químicos, etc) mediante los cuales la roca es descompuesta y desintegrada por la exposición continua a los agente atmosféricos, transformando a las rocas masivas y duras en un manto residual finamente fragmentado. Preparando a los materiales rocosos para ser transportados por los agentes de la erosión terrestre (agua corriente, hielo glacial, olas y viento), y también son acarreados por la influencia de la gravedad para acumularse en otros lugares.

Estas reacciones de alteración (intemperismo) son de equilibrio y pueden expresarse de la siguiente forma residuos sólidos, coloides y iones.

**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 inmovilizando alguna de las fases creadas (Tabla 1.3.1).

| FORMA DE INTEMPERISMO | EJEMPLOS                                                                                                   |
|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| FISICA                | Cambios bruscos de temperatura.<br>Acción mecánica de fluidos: aire, agua, hielo.<br>Acción de la gravedad |
| BIOLÓGICA             | Acción de cuñas de raíces.<br>Producción de ácidos orgánicos.                                              |
| QUÍMICA               | Disolución.<br>Hidratación.<br>Oxidación.                                                                  |

Tabla 1.3.1 Formas de intemperismo y algunos ejemplos.

En el proceso de intemperismo, es conveniente analizar cuatro términos aplicados a la forma geométrica en que se rompen las rocas en pedazos. Considerando únicamente las formas que presentan los fragmentos rocosos. Las rocas compuestas de minerales de grano grueso, se disgregan generalmente grano a grano, dicha rotura se denomina desintegración granular.

La descamación es la formación de escamas u hojas curvadas en la roca que se separan sucesivamente de la masa rocosa original dejando reducida ésta a una forma esferoidal cada vez menor; un curioso pero muy extendido proceso relacionado con la meteorización física es la descompresión o que corresponde con, la disminución de la presión de confinamiento a medida que la roca alcanza niveles más cercanos a la superficie terrestre debido a la erosión de las rocas suprayacentes; estas rocas formadas a gran profundidad están sometidas a un débil estado de contracción debido a la tremenda presión sufrida durante los procesos orogénicos corticales.

Al alcanzar la superficie, la roca se expande ligeramente y, grandes hojas se separan de la roca madre subyacente. En rocas donde existan numerosas diaclasas producidas previamente por presiones orogénicas o por contracción de un magma al enfriarse, da lugar a roturas denominadas fragmentación en bloques.

Por último, la fractura irregular es la desintegración de la roca en nuevas superficies de rotura masivas y duras, originándose pedazos angulares de agudos bordes. Existen otras variedades menos comunes de rotura; así las pizarras tienden a dividirse a lo largo de sus planos de esquistosidad y los esquistos a lo largo de sus superficies de foliación.

Tradicionalmente se han diferenciado los siguientes agentes de intemperismo:

### INTEMPERISMO FÍSICO O MECÁNICO

**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, etc. (Figura 1.3.2). 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.



**Figura 1.3.2** 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. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

**El Intemperismo mecánico**, que también es mencionado como desintegración, es un proceso por el que las rocas se rompen en fragmentos más y más pequeños, como resultado de la energía desarrollada por las fuerzas físicas. Por ejemplo, cuando el agua se congela en una roca fracturada, la presión debida a la expansión del agua congelada puede desarrollar suficiente energía para astillar fragmentos de la roca.

Los cambios de temperatura rápidos y elevados, pueden provocar el intemperismo mecánico de la roca, como ocurre en los incendios de bosques o de maleza, generan calor suficiente para romperla. El calentamiento rápido y violento de la zona exterior de la roca provoca su expansión, y si ésta es bastante grande, se desprenden hojuelas o fragmentos más grandes de la roca. De manera natural en los desiertos ocurren cambios importantes de temperatura entre el día y la noche.

El hielo es mucho más efectivo que el calor para producir intemperismo mecánico. Esta expansión del agua, a medida que pasa del estado líquido al estado sólido, desarrolla presiones dirigidas hacia fuera desde las paredes interiores de la roca. Tales presiones son lo suficientemente grandes como para desprender fragmentos de la superficie de la roca.

El agua que llena las cavidades y los poros de una roca, por lo común, empieza a congelarse en su parte superior, por el contacto con el aire frío. El resultado es que, con el tiempo, el agua de la parte inferior está confinada por un tapón de hielo. Entonces, a medida que avanza la congelación el agua confinada se expande, ejerciendo presión hacia fuera.

Los fragmentos de roca intemperizada mecánicamente, tienen forma angular, y su tamaño depende en gran parte de la naturaleza de la roca de que proceden.

Un segundo tipo de intemperismo mecánico, producido por el agua que se congela, es el que se llama **palpitacion** (frost heaving). Esta acción suele producirse en los depósitos de grano fino inconsolidados, antes de la litificación.

Si las condiciones son propicias, el agua que cae como lluvia o nieve y que se congela durante los meses de invierno, van acumulando más y más hielo en la zona de congelación a medida que aumenta la cantidad de agua procedente de la atmósfera y avanza del suelo no congelado hacia abajo, en forma parecida a un secante que absorbe la humedad. Con el tiempo se forman masas de hielos lenticulares, y el suelo que está sobre ellas "palpita" o se mueve hacia arriba. Esto se observa en los caminos de construcción con cubierta asfáltica pobre; también en los prados y jardines que se notan suaves y esponjosos en la primavera, como consecuencia de la palpitación del suelo durante el invierno.

Para que actúe cualquier tipo de acción del hielo, deben existir ciertas condiciones:

- Debe haber un abastecimiento de humedad adecuado.
- La humedad debe ser capaz de penetrar la roca o suelo.
- La temperatura debe variar por encima y por debajo de la línea de congelación.

**La exfoliación o intemperismo esferoidal** es un proceso de intemperismo mecánico, en donde se separan de una roca grande placas curvas a manera de costras. Este proceso origina dos rasgos bastante comunes en el paisaje: unas colinas grandes abovedadas, llamadas **domos de exfoliación** y peñascos redondeados llamados comúnmente, **peñascos o cantos**, intemperizados esferoidalmente.

**Domos de exfoliación:** en muchas rocas cristalinas o masivas existen fracturas o planos de separación llamadas **juntas**. Estas juntas forman curvas amplias más o menos paralelas a la superficie de la roca. Bajo ciertas condiciones, una tras otra de estas hojas curvas, separadas por las juntas, se descascaran o separan de la masa de roca. Finalmente, se desarrolla un **cerro** o una colina de roca, con superficie curva, de tipo dómico. Se supone que a medida que la erosión descubre la superficie se reduce la presión, hacia abajo sobre la roca subyacente. En consecuencia, la roca maciza se expande a medida que las presiones confinantes se reducen, y este ligero grado de expansión puede bastar para la iniciación del proceso de exfoliación. Ejemplos de exfoliación en menor escala los tenemos en los peñascos intemperizados esferoidalmente. Estos peñascos han sido redondeados por el desprendimiento de una serie de costras de rocas concéntricas. Aquí las costras se desarrollan como resultado de las presiones establecidas dentro de la roca por el intemperismo químico, más que por la disminución de presión superior, favorecida por la erosión. Puesto que la mayor parte del intemperismo químico, se desarrolla en las partes de las rocas más expuestas al aire y a la humedad, es allí donde se encuentra la mayor expansión y en consecuencia, el mayor número de costras. Los peñascos intemperizados esferoidalmente son producidos algunas veces por el desmoronamiento de capas o costras concéntricas.

### INTEMPERISMO BIOLÓGICO

Otro tipo de intemperismo mecánico, se da por la acción de las plantas, que desempeñan también un papel importante. Las raíces de los árboles y arbustos que crecen en las grietas de la roca ejercen, a veces, presión suficiente para desalojar fragmentos de roca que han quedado sueltos previamente, como también las raíces de los árboles levantan y agrietan el pavimento de las banquetas; 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. (Figura 1.3.3)



**Figura 1.3.3** 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. Tomada de Press y Siever et al. (1998).

### INTEMPERISMO QUÍMICO

Llamado algunas veces descomposición química, corresponde con un proceso más complejo que el intemperismo mecánico.

El intemperismo químico, en realidad, transforma el material original en algo más diferente. Por ejemplo, la meteorización química denota cambios en las propiedades químicas de los minerales primitivos que integran la roca, transformándolos en nuevos minerales que sean más estables en las temperaturas y presiones relativamente bajas existentes en la superficie terrestre.

El tamaño de las partículas de rocas es un factor extremadamente importante en el intemperismo químico, dado que las sustancias pueden reaccionar químicamente sólo cuando se ponen en contacto unos con otros. Cuanto más grande es la superficie de una partícula, más vulnerable resulta el ataque químico.

El clima también desempeña un papel en el intemperismo químico. La humedad, particularmente cuando va acompañada de calor, acelera la velocidad de intemperismo químico; inversamente, la sequedad lo retarda. Finalmente, las plantas y los animales contribuyen directamente o indirectamente al intemperismo químico, puesto que sus procesos vitales producen oxígeno, dióxido de carbono y ciertos ácidos que entran en reacciones químicas con los materiales de la tierra.

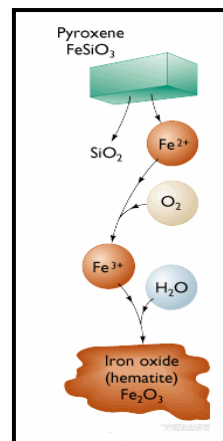
En cualquier suelo rico en materia vegetal en descomposición se originan soluciones formadas por una gran variedad de ácidos orgánicos, que reaccionan con las superficies minerales y originan en ellas meteorización química. Las sales que resultan como producto de tales reacciones es transportado a través del suelo y depositadas en la zona de saturación y finalmente llegan a los ríos.

Estos procesos son de una enorme importancia en el desarrollo de vertientes, ya que preparan al sustrato rocoso para la formación del suelo el que será erosionado por los agentes del modelo terrestre. Sin los procesos de meteorización no habría podido desarrollarse la vegetación tal como la observamos actualmente, ni las grandes masa continentales habrían podido ser erosionadas tan fácilmente por los agentes de la denudación.

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 ( $\text{CO}_2$ )** 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 (Figura. 1.3.4).
- **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.



**Figura 1.3.4** El piroxeno contiene hierro, 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 formar hierro férrico. El hierro férrico se combina con agua para precipitarse en un sólido en forma de óxido de hierro en la solución. (Tomada del Understanding Earth; Press 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 las fracturas.

**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 (Figura 1.3.5).

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

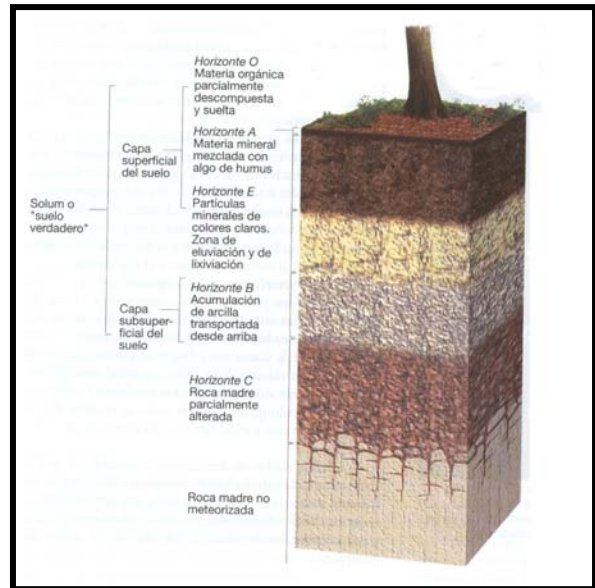


Figura 1.3.5 Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo. (Tomada de E.J. Tarbuck et al. 1999).

## EROSIÓN

A través de millones de años en la historia de la Tierra han estado trabajando constantemente los agentes de erosión para reducir las masas terrestres al nivel de los mares.

Las formas resultantes del relieve terrestre son consecuencia de la acción combinada de procesos de desgaste por los agentes dinámicos de la atmósfera y la acción de fuerzas internas de la Tierra, que producen sobre la corteza plegamientos fracturamientos y plegamientos, originando las cadenas montañosas y los continentes. Mientras que unos y otros tienen relación con la acción y mecanismos climatológicos y geológicos, es de reconocer la importancia que tienen estos aspectos sobre el modelado de las formas, alteración de las rocas, suelos y procesos de transporte.

Dos de los primeros que han ejercido la acción sobre la corteza superficial de la Tierra a través de su evolución en el tiempo, son los conocidos como **meteorización** o **intemperismo** y el de **erosión**. La primera, como ya dijimos, es la alteración física y química de los materiales de la corteza terrestre por agentes tales como el agua, hielo y componentes químicos de la atmósfera, mientras que el segundo "Es un proceso continuo al que obedece la forma cambiante de la Tierra". Esta causada por el agua, el viento, los cambios de temperatura y la actividad biológica. Cuando el proceso se produce sin la influencia del hombre, se conoce como normal, geológica o natural. Cuando la vegetación natural protectora se ve perturbada por los cultivos, pastoreo intensivo o las quemas (incendios forestales, etc) el equilibrio natural queda alterado y el suelo expuesto a la acción directa de los agentes más potentes de erosión: **agua y viento**.

Después que la roca o suelo ha sido alterado, actúan los agentes dinámicos como el agua y el aire para recoger las partículas y fragmentos y transportarlas hasta los diferentes ambientes de depositación. Fase que está directa o indirectamente guiada por la acción de la fuerza de gravedad.

Los deslizamientos, corrientes fluviales, glaciales y asentamientos de materiales implican el desplazamiento de masas de materiales de acuerdo a un gradiente topográfico determinado como así también, a presiones existentes entre dos zonas de diferente posición en el espacio.



## EROSIÓN EÓLICA:

El viento es un eficiente agente de erosión y su acción, particularmente en zonas de climas áridos, semiáridos y desérticos, es responsable del transporte y deposición de grandes volúmenes de sedimentos con desarrollo de un paisaje eólico típico.

El viento transporta las partículas de los suelos de tres maneras:

- Por arrastre: las partículas más gruesas (500 - 2000 micrones).
- Por saltación: las partículas medianas (100 - 500 micrones).
- En suspensión: las partículas pequeñas o livianas (< 100 micrones).

La erosión eólica se ejerce mediante dos procesos: **abrasión y deflación**. Cuando las partículas sueltas que se hallan sobre la superficie del suelo son barridas, arrastradas o levantadas por el aire, estamos hablando de **deflación** (derivado del latín "soplar"); este proceso actúa donde la superficie del terreno está completamente seca y recubierta de pequeños granos de arena sueltos procedentes de la meteorización de la roca o previamente depositadas por el agua en movimiento, el hielo o las olas. Por lo tanto, los cursos de los ríos secos, las playas y las áreas recientemente cubiertas por depósitos glaciares son muy susceptibles a la deflación; este proceso eólico de deflación es selectivo. Las partículas más finas, las que constituyen el barro, la arcilla y los limos, son levantadas muy fácilmente y transportadas en suspensión. Los granos de arena se mueven únicamente si el viento es fuerte y tienden a desplazarse a poca altura del suelo. La grava y los cantos de 5 a 8 mm de diámetro suelen rodar por el suelo llano cuando el viento es muy intenso, pero no recorren grandes distancias ya que es muy fácil que queden retenidos en agujeros o irregularidades del terreno. La acción erosiva del viento cargado de arena contra las superficies de las rocas se limita a las primeras decenas de centímetros basales de un acantilado, colina u otra masa de rocas que se eleva sobre una llanura, relativamente plana ya que los granos de arena no pueden alcanzar dichas alturas. En cambio, cuando el viento arrastra arena y polvo contra las rocas y el suelo, se denomina a este proceso **abrasión eólica o corrosión**. La abrasión requiere del transporte de elementos cortantes por el viento.

La abrasión del viento origina orificios y acanaladuras en la roca. Si una masa rocosa pequeña destaca sobre un llano, puede ser erosionada por la base del modo antes descrito y adoptar la forma de una seta, por lo que se denominan rocas fungiformes.

La principal forma de erosión producida por la deflación son cuencas de pequeña profundidad denominadas depresiones de deflación; las cuales pueden tener de unos pocos metros a varios kilómetros de diámetro, pero se caracteriza por que su profundidad raramente pasa de unos pocos metros. Su origen se da en las regiones llanas de clima árido y en donde particularmente no está protegida por vegetación.

Cuando las precipitaciones llenan esta depresión, se origina un charco o laguna, a medida que el agua se evapora, el barro del fondo se seca, se agrieta y da lugar a escamas y fragmentos de barro seco que son fácilmente transportados por el viento. En aquellos lugares en donde también se halle ganado doméstico, éste pisotea los bordes de la depresión hasta convertirla en una masa de barro, eliminando su protección vegetal y facilitando así su erosión cuando esté seca.

El aire en movimiento es un fenómeno importante en las regiones con bajas precipitaciones, vientos fuertes y desecantes, donde al ser destruida la vegetación, los

procesos eólicos conducen a la erosión de los suelos susceptibles.

Los principales factores actuantes en la erosión eólica son:

**Clima:** Los factores climáticos - precipitación, temperatura, humedad atmosférica y vientos - tienen una influencia central en la generación y desarrollo de los procesos de erosión eólica. A mayores precipitaciones y contenidos de humedad, el suelo es más resistente a las voladuras, mientras que las elevadas temperaturas, la baja humedad del aire y los vientos fuertes influyen en la evapotranspiración determinando la pérdida del agua edáfica. No obstante, a ello, las pérdidas de suelo están estrechamente relacionadas con la lluvia, en parte por el poder de desprendimiento del impacto de las gotas al golpear el suelo y, en parte, por la contribución de la lluvia a la escorrentía. Esta contribuye particularmente a la erosión por flujo superficial y en regueros, fenómenos para los que la intensidad de precipitación se considera, generalmente, la característica más importante. La respuesta del suelo a la lluvia puede estar determinada, también por las condiciones meteorológicas previas.

**Características del suelo:** La erosionabilidad del suelo por causa de los vientos está relacionada con la textura y estabilidad estructural. Los suelos de textura gruesa son más susceptibles a erosionarse y menos propensos a formar estructuras estables.

**Rugosidad de la superficie:** Al aumentar la rugosidad de la superficie se reduce la velocidad del viento y, por lo tanto, disminuye la posibilidad de traslación de las partículas del suelo.

**Exposición a la acción eólica:** Las exposiciones prominentes del relieve, en general coincidente con formaciones medanosas, se encuentran considerablemente más expuestas a la acción del viento, respecto de los ambientes intermedanosos planos o plano-cóncavos, naturalmente protegidos.

**Vegetación:** Es uno de los factores más importantes de protección contra la acción del viento. La vegetación actúa como una capa protectora o amortiguadora entre la atmósfera y el suelo. Los componentes aéreos, como hojas y tallos, absorben parte de la energía de las gotas de lluvia, del agua en movimiento y del viento, de modo que su efecto es menor que si actuaran directamente sobre el suelo, mientras que los componentes subterráneos, como los sistemas radiculares, contribuyen a la resistencia mecánica del suelo. También reduce la velocidad, frena o atrapa a las partículas en movimiento.

**La erosión laminar,** es la forma más perjudicial de erosión ya que, con frecuencia no se la reconoce. Este tipo de erosión, es provocada por las precipitaciones. A medida que las gotas de lluvia golpean el suelo, se desprenden de éste partículas de tierra que luego el agua arrastra al escurrirse; convirtiéndose en agua barrosa que luego desemboca en los desagües, arroyos y ríos. Este tipo de erosión da origen a otras formas más impresionantes de erosión: Surcos y Canales.

## I.4 TRANSPORTE Y DEPÓSITO

### 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, sobre todo cuando no hay prominencias o graficas en el terreno.

El transporte de sedimentos en presencia de agua suele ir acompañado de transformaciones adicionales, sobre todo de carácter químico, en los minerales movilizados (Figura 1.4.1). 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.



Figura 1.4.1 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 glaciario 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 (Figura. 1.4.2). Existen numerosos tipos de depósitos asociados al transporte por masas de hielo, todas se caracterizan por la mala clasificación textural y mineralógica del material.

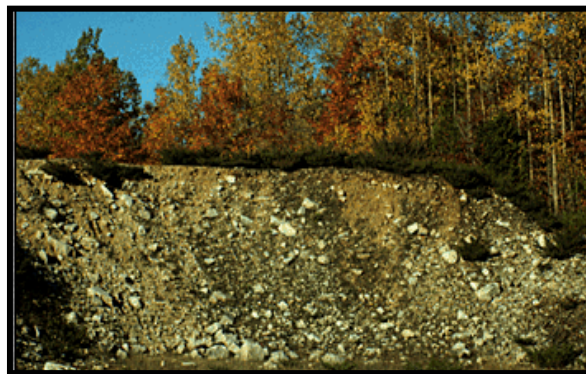


Figura 1.4.2 Material fragmentario transportado por el movimiento de masas de hielo (Tomada de Understanding Earth; Pries y Siever et al. 1998).

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 (Figura 1.4.3), 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.



Figura 1.4.3 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).

**Las corrientes de turbidez**, son corrientes turbulentas 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 al fondo marino o lacustre relativamente plano.

Tipos de corrientes de turbidez:

- De baja densidad: mas tranquilas y uniformes
- De alta densidad: mas rápidas y espasmosas

Cuando el frente de la corriente es de mayor intensidad, hay mas fricción, que frena el cuerpo, y esto lo compensa con mas altura; se produce por consiguiente mayor erosión. Cuando el cuerpo es mayor, el transporte de sedimentos se produce con una mayor sedimentación.

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 pluviales 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.

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 o viento) por su baja densidad, se dice que están en suspensión (Fig. 1.4.4), 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:

En el agua la carga se mantiene en una suspensión hasta cierta densidad, que pasa a ser transporte en masa (coladas). El transporte en el agua puede ser:

**Uniforme:** totalmente independiente del fondo, la cantidad y tamaño de la carga es uniforme, y no hay intercambio entre material en suspensión y material del fondo.

**Gradada:** ocurre intercambio de partículas con el fondo, influye el fondo y el tamaño de la carga en suspensión varia, presenta una selección de tamaño en la vertical (mas gruesos al fondo).

En el aire se clasifican según la altitud con la que viajan.

- Alta altitud: altura > 25 km.  
corrientes en chorro, ligadas a fenómenos bajo condiciones energéticas altas (explosiones)

- Baja altitud: altura < 5 km.

y a medida que se aleja de la zona de suspensión se deposita según una selección.

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.

El transporte por suspensión no modifica el sedimento mientras que el del fondo redondea los materiales. La manera de saltar de las cargas de fondo, hacen en el aire que cada impacto provoque un choque (impacto) en la roca, que se tiene en su entorno originando partículas de aspecto mate., mientras que en el agua se amortigua el choque, y la roca no tiene aspecto mate, es brillante.



**Figura 1.4.4** Las dos Fotografías muestran como las partículas pequeñas no se asientan fácilmente en el fondo de un fluido (agua o 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, por lo que experimentan gran desgaste, el cual se ve reflejado en el desarrollo de formas redondeadas y partículas esféricas. (Figura. 1.4.5).

La **carga de fondo** se mueve por el impacto entre partículas, cuando tiene un movimiento intenso. El 75 % de las partículas se mueven por saltación y 25 % restante por arrastre, sin despegarse del fondo.

**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 (Figura 1.4.6)



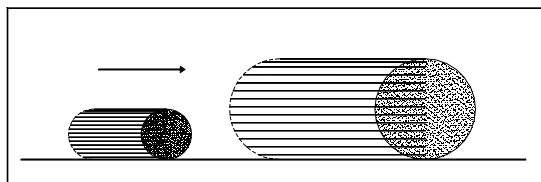


Figura 1.4.5 El tamaño de las partículas influye sobre la velocidad que requieren para que rueden en el fondo. Las líneas horizontales representan la dirección del flujo (Tomada de Dunbar, Rodgers et al. 1977).

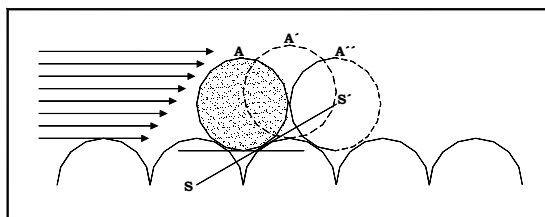


Figura 1.4.6 Principio de la saltación de un grano de arena (A) descansando sobre una superficie de tamaño semejante. Tomada de Dunbar, Rodgers et al. (1979).

Para interpretar como y cuanto se mueve el sedimento es necesario calcular la velocidad de flujo crítico necesario 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 (Figura 1.4.7).

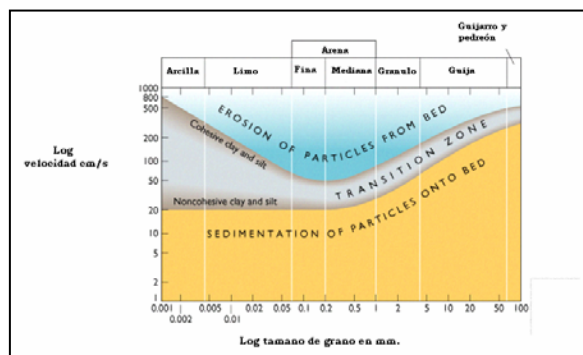


Figura 1.4.7 El diagrama de Hjulstrom modificado por Sundborg (1956) muestra la velocidad crítica que se requiere para erosionar, transportar y depositar los sedimentos de tamaños variados (Tomada de Prses y Siever et al. 1998).

#### TIPOS DE FLUJOS

El flujo que se desarrolla por viento o por agua puede ser de dos tipos:

**Flujo laminar:** se forma con velocidad de flujo relativamente baja, se desliza una parte del flujo sobre otras concordantes con los límites. Las partículas se deslizan como si fueran láminas paralelas (líneas de corrientes).

**Flujo turbulento:** esta caracterizado por remolinos. Las líneas de corrientes no guardan paralelismo, de esta manera es capaz de llevar partículas en suspensión. La mayoría que transporta arena o arcilla, tiene flujo turbulento.

La diferencia entre flujo laminar y turbulento esta dada a través del numero de Reynolds, que es la relación entre la velocidad y la viscosidad del fluido.

$$NR = V.D. \rho / \mu$$

Donde V es velocidad promedio del fluido,  $\rho$  densidad, D diámetro del conducto,  $\mu$  viscosidad dinámica del fluido.

NR > 2000 régimen turbulento.  
2000 > NR > 500 zona de transición, depende de la superficie (rugosidad) sobre la que fluye.  
NR < 500 régimen laminar.

#### 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 deposito 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 (Figura 1.4.8). 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.

Los sedimentos pueden ser depositados en los continentes, en los ambientes marinos y en zonas de transición de la tierra y el mar. 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.



Figura 1.5.8 Los agentes de transporte depositan la carga de sedimento cuando el flujo pierde velocidad; el sedimento se acumula en algún ambiente deposicional (Tomada de Press y Siever et).

## I.5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las estructuras sedimentarias son importantes atributos de las rocas sedimentarias y se definen como la disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento (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, 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, con características similares 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, determinar la polaridad de una secuencia (vieja-joven), etc. Las estructuras sedimentarias son muy diversas y pueden ocurrir en casi cualquier litología de las rocas sedimentarias.

### CLASIFICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Una primera clasificación de las estructuras se basa en su contemporaneidad o no-contemporaneidad con el sedimento (Tabla 1.5.1). La clasificación incluye las estructuras primarias (inorgánicas y orgánicas) y las secundarias (diagenéticas).

| Clasificación de las estructuras sedimentarias. |                                              |
|-------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| <b>Primarias</b><br><b>(Físicas)</b>            | <b>a) Inorgánicas</b><br><b>b) Orgánicas</b> |
| <b>Secundarias</b><br><b>(Químicas)</b>         | <b>c) Diagenéticas</b>                       |

Tabla 1.5.1. La tabla muestra la clasificación de las estructuras sedimentarias de acuerdo con su contemporaneidad con el sedimento.

**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 (tomada de Selley, op. cit).

**Estructuras secundarias:** también conocidas como diagenéticas, se forman durante la litificación del sedimento.

### ESTRUCTURAS PRIMARIAS INORGÁNICAS

Existen tres grupos principales en las que se divide este tipo de estructuras, las que pueden ser definidas por su morfología y tiempo de formación (Tabla 1.5.2).

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.

### 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 (Figura 1.5.1).



Figura 1.5.1 Grietas de desecación y gotas de 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.



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

Tabla 1.5.2. La tabla muestra la clasificación de las estructuras sedimentarias inorgánicas.

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, lengua, triangular o cónica, alargada simétrica y bulbosa (Figura 1.5.2).



Figura 1.5.2  
Marcas tipo  
flauta (flute  
marks).  
Tomada  
Portero y  
Shcwab 1999.

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 subacuáticas a condiciones subaéreas (Figura 1.5.3).



Figura 1.5.3 Marcas de arroyo (rill marks)

10. **Marcas por objetos (tool marks).** Son producidas por objetos sobre la superficie sedimentaria al pasar una corriente alrededor de ellos (Figura 1.5.4). Existen dos tipos:

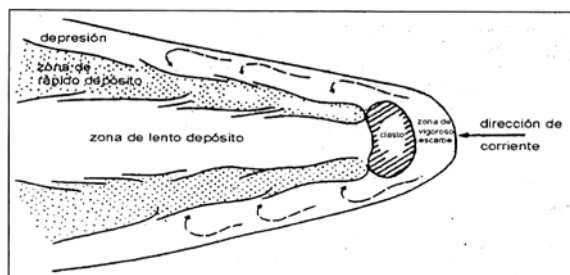


Figura 1.5.4 Marcas por objetos (tool marks).

- **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 escarpe 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 mas importantes son:

1. **La Estratificación tabular:** es una sucesión de estratos paralelos o tabulares; en la cual las superficies de estratificación son paralelas entre sí (Figura 1.5.5).



Figura 1.5.5 Estratificación tabular.

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 (Figura 1.5.6).

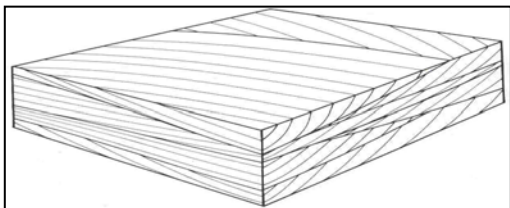


Figura 1.5.6 Estratificación cruzada planar

4. **Estratificación cruzada lenticular:** se presenta cuando las superficies de sedimentación son curvas en forma de lentes y canales (Figura 1.5.7).

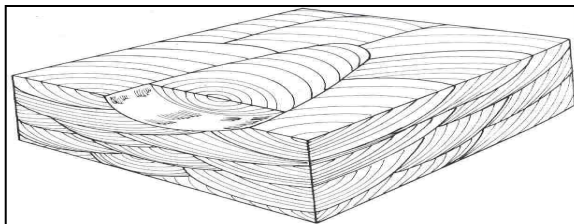
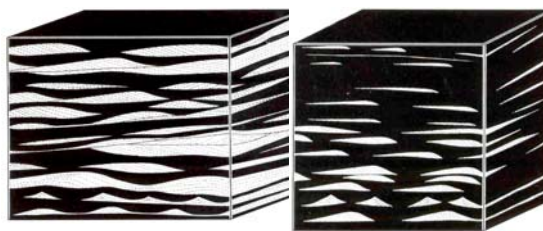


Figura 1.5.7 Estratificación cruzada Lenticular.

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 (Figura 1.5.8); ambas se deben a condiciones variables en forma cíclica tanto del régimen hidráulico como del aporte de estos dos materiales.



A

B

Figura 1.5.8 Estratificación lenticular A) Con lentes conectados. B) Con lentes aislados.

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 (Figura 1.5.9).

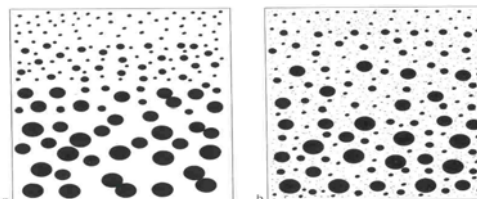


Figura 1.5.9 Estratificación gradada. A) Sin finos en la parte inferior y tamaño de sedimentos decreciendo gradualmente. B) Con finos presentes en toda la matriz y decreciendo los tamaños gruesos gradualmente.

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 (Figura 1.5.10); 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:

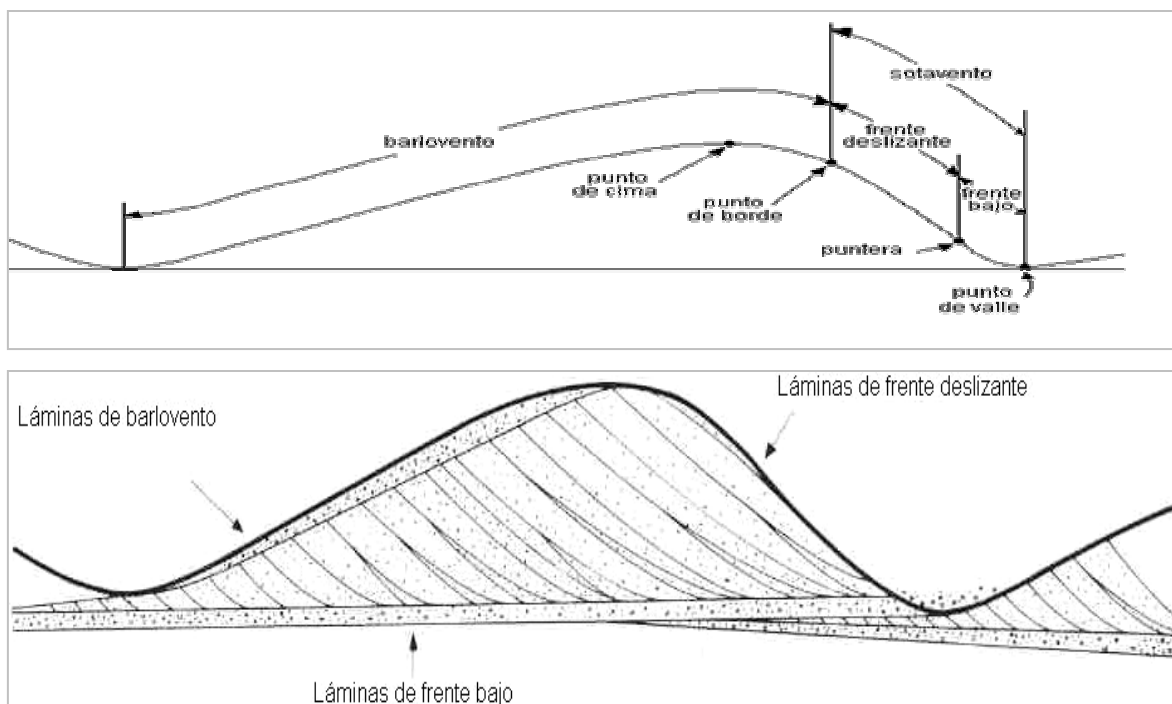


Figura 1.5.10 Estructura simple concordante de rizadura.

**Rizaduras de crestas rectas**, son derechas a través del ancho de la rizadura (sin curvaturas en planta) y son continuas por largas distancias (Figura 1.5.11).

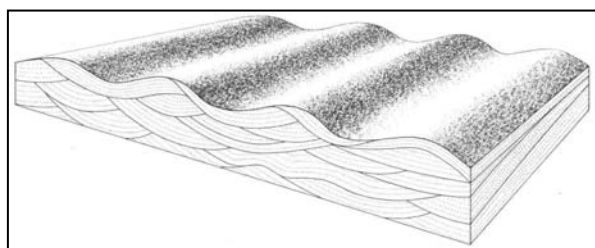


Figura 1.5.11 Rizaduras de crestas rectas.

**Rizaduras de crestas onduladas**, son sinuosas (en planta) a lo ancho de la rizadura, pero también son continuas por largas distancias (Figura 1.5.12).

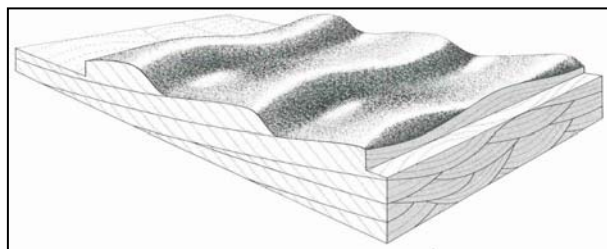


Figura 1.5.12 Rizaduras de crestas onduladas.

**Rizaduras de crestas discontinuas**, la línea de cresta no es continua sino fragmentada y no puede ser seguida, pueden presentarse en variedad de formas como linguoidales (Figura 1.5.13), semilunares (Figura 1.5.14), triangulares y rómbicas.

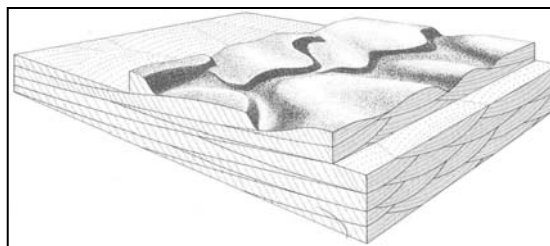


Figura 1.5.13 Rizaduras linguoidales.

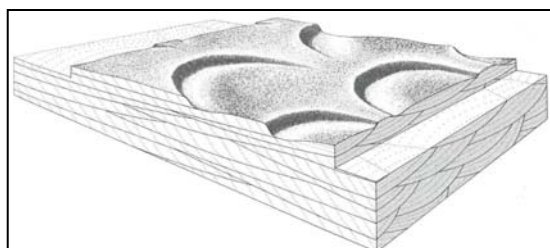


Figura 1.5.14 Rizaduras semilunares.

Otra forma de describir a las rizaduras es tomando en consideración el proceso y el tipo de fluido que las originó, así tenemos los siguientes 4 tipos:

**1. 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).

**2. 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. Las que se producen por la acción del viento 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.

**3. Rizaduras combinadas:** se forman bajo la influencia tanto del oleaje como de corrientes tabulares de igual magnitud, generalmente se dan en aguas someras; pueden ser 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.

**4. 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.

Las rizaduras pueden migrar y superponerse a otras secuencias de grano fino engrosando el espesor localmente (Figura 1.5.15).

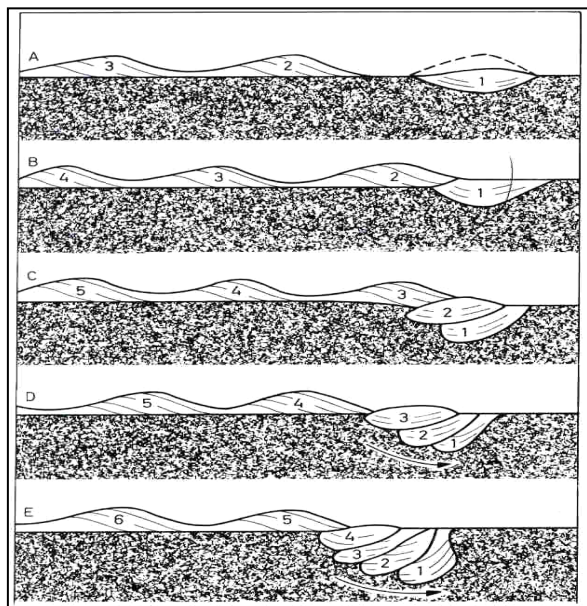


Figura 1.5.15 Tendencia de las rizaduras al hundimiento en las capas subyacentes, formando estructuras de almohadillas en gran escala.

#### 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 lamosas (limo y/o arcillas), por lo general se preservan en el lado inferior de una capa arenosa que sobreyace a una lamosa (Figura 1.5.16).

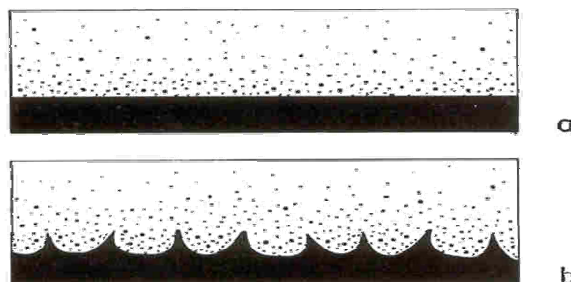


Figura 1.5.16 Génesis de las estructuras de carga de una capa de arena sobre una capa de lodo saturado, con comportamiento plástico. En el esquema se muestra el desarrollo inicial (a) y la estructura formada al fluir el lodo hacia arriba (b), compensando el exceso de carga.

**2. Almohadillas** son producidas por capas de arena entre capas lamosas; la capa de arena es rota y forma almohadillas aisladas que se sumergen en la capa inferior; dentro de estas no se observan estructuras, salvo en ocasiones una laminación incipiente (Figura 1.5.17).

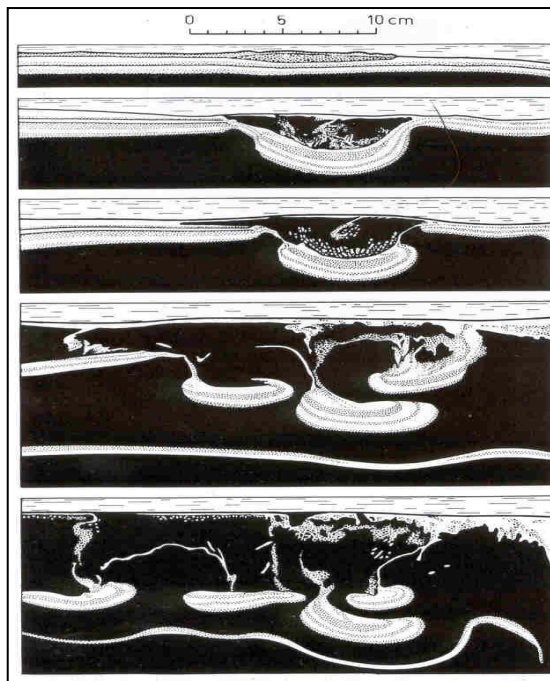


Figura 1.5.17 Rizaduras almohadilladas.

**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. Slumps** 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 ( $1^\circ$  a  $4^\circ$  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 las zonas de talud y representa un buen criterio 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 (Figura 1.5.18).



Figura 1.5.18 Estratificación convoluta.

**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.

#### ESTRUCTURAS ORGÁNICAS

Se entiende por estructura biogénica al conjunto de evidencias tangibles de actividad por parte de organismos, tanto actuales como fósiles. Dentro de las más comunes tenemos las siguientes:

**Estructuras Bioerosivas:** originadas bioquímica o mecánicamente por los organismos sobre sustrato rígido.

**Estructuras Bioturbadas:** estructuras biogénicas que reflejan el retoque o la alteración ya sea de la estratificación o de la fábrica sedimentaria al ser originadas en sedimentos sin consolidar. La textura bioturbada **figurativa** se refiere a aquella biotubación muy intensa pero en la que somos capaces de reconocer la textura original y diferenciar las distintas huellas.

**Estructuras Bioestratificadas:** estructuras biogénicas mediante las cuales aparecen distintos tipos de estratificación debida a organismos, por ejemplo los estromatolitos.

**Estructuras Bioconstruidas:** estructuras biogénicas debidas a la actividad constructora de ciertos tipos de organismos, como los montículos de algas o los arrecifes.

**La Icnología** se ocupa del estudio de estructuras bioerosivas y bioturbadas. Se puede definir como "Estudio de las huellas producidas por organismos y presentes en el registro sedimentario, incluyendo no solo su descripción y clasificación, sino también su interpretación".

La parte de la icnología que se refiere a estructuras bioerosivas y bioturbadas en sedimentos actuales se llama **Neoicnología**.

La parte de la icnología que se refiere a estructuras bioerosivas y bioturbadas en el registro fósil se llama **Paleoicnología**.

Si las huellas son fósiles, se emplea el término **Icnofósiles**; las huellas pueden aparecer en el interior o en la superficie del estrato:

En superficie tenemos:

**1. Huellas de pisadas.** Son impresiones dejadas en el sustrato por el pie, mano, o podio de un animal. También podemos encontrar rastros de pisadas (trackway) que representan sucesivas huellas de pisada originadas por un mismo organismo al desplazarse (vertebrado o invertebrado). En un sedimento o roca sedimentaria en la que aparezcan huellas decimos que existe una textura **deformativa** cuando la bioturbación destruye totalmente la textura original del sedimento (laminación). Las huellas se cortan unas con otras y no se reconocen.

**2. Pistas (trail):** son huellas realizadas por los organismos en la superficie del sustrato y cuando estos mantienen al menos una parte de su cuerpo en contacto continuo con dicho sustrato. También son pistas las huellas subsuperficiales (en el interior del sustrato pero cerca de la superficie) que altera la superficie (Figura 1.5.19).



Figura 1.5.19 Pistas

En el interior del estrato tenemos:

**3. Huellas de perforación (borings):** realizadas sobre roca consolidada.

**4. Huellas de Excavación (burrows):** realizadas sobre sedimento sin consolidar (Figura 1.5.20).

**Revestimiento (burrow lining):** engrosamiento adicional de las paredes de la huella que ha sido producido por el mismo organismo que generó la traza para reforzar la estructura. Es frecuente que sean de peles fecales, bioclastos que el organismo cementa con el mucus que segrega o bien partículas terrígenas.



Figura 1.5. 20 Burrow

**Relleno de una huella (burrow fill):** puede ser **activo**: el organismo va relleno la huella a la vez que la realiza. En este caso dentro de la traza hay una estructura especial denominada 'en menisco' que nos indica el sentido de desplazamiento del organismo. **Pasivo**: el hueco dejado por el organismo se rellena de manera física (gravedad).

**5. Chimenea (shaft), tunel o galería (túnel, gallery):** trazas o parte de las mismas de traza vertical, oblicua u horizontal.

**6. Configuración de una huella o traza:** interrelación espacial de las distintas partes que componen dicha huella, incluyendo su posición con respecto a la estratificación.

**7. Las galerías.** Son orificios excavados en el sedimento, por gusanos, lombrices, etc.

**8. Moldes de cuerpos.** Son formados al posarse los organismos en el sedimento quedando registrado la forma del mismo.

**9. Los Montículos.** Son acumulaciones de sedimentos en la entrada de galerías.

**10. 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.

**11. Conexiones (Spreite es más usado):** se refiere a una estructura laminar formada por láminas muy juntas y yuxtapuestas que corresponden a las distintas posiciones del organismo a la hora de generar la traza. En sección estas conexiones suelen tener forma de 'U' y en el espacio forma cónico-helicoidal.

**12. Icnocenosis:** agrupación de huellas dentro de un estrato y no separadas en el tiempo en cuanto a su momento de formación. Sus componentes pueden pertenecer tanto a la icnofauna como a la icnoflora.

**13. Grafoglíptidos:** se refiere a un conjunto de huellas que tienen una geometría regular y compleja, formada por tubos cilíndricos, con una configuración a modo de redes tridimensionales. Son muy frecuentes como moldes en las bases erosivas de capas turbidíticas (de la secuencia de Bouma) por lo que indican polaridad.

## 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 que 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 (Figura 1.5.21).



Figura 1.5.21 Estilolitas.

**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 subesféricos 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 subesféricos, globulares, huecos, de unos centímetros hasta de mas de un metro de diámetro; son ligeramente aplanados, cuyo diámetro ecuatorial es paralelo a la estratificación. Ocurren preferentemente en calizas y dolomías arcillosas (Figura 1.5.22).

- **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.



Figura 1.5.22 Geodas.

## I.6 AMBIENTES DE DEPÓSITO (SEDIMENTARIO)

Una definición amplia de medio o ambiente sedimentario, es:

"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"

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.

Un ambiente sedimentario es el conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes (Reineck, 1975).

### CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

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 intemperismo, clima, temperatura, humedad, frecuencia de las heladas, precipitación, etc.

Uno de los procesos físicos más importantes desde el punto de vista del Análisis de Facies son las corrientes, que tienen su origen en la fuerza de la gravedad, responsable, por ejemplo, del movimiento del agua en un río o de las corrientes de turbidez; la radiación solar, que al calentar desigualmente la superficie terrestre provoca diferencias de temperatura y, por tanto, corrientes convectivas en la atmósfera (vientos) y en el agua (corrientes marinas y lacustres). El viento, a su vez, puede provocar las olas en la superficie del mar.

Otros procesos físicos secundarios pueden ser el intemperismo mecánico debida a diferencias bruscas de temperatura o la debida a la acción alternativa de agua y hielo en las grietas periglaciares.

### CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Entre las características químicas principales de los medios subacuáticos hay que considerar la salinidad, las condiciones de potencial óxido reducción (eH) y nivel de acidez (pH) del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente. Los estudios de los minerales autógenos dentro de un ambiente, son de utilidad en la determinación de dichas condiciones químicas.

### CARACTERÍSTICAS BIOLÓGICAS

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.

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).

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).

Las estructuras sedimentarias presentes en las secuencias estratificadas, el tipo de roca, su espesor y composición mineralógica nos dan información sobre el ambiente sedimentario en que se formó el sedimento.

Para hacer la 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 y profundidad, turbulencia).

2) La textura de los sedimentos, que brinda información acerca del medio y modo de transporte del material.

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-depositación 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.

### 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. (Tabla 1.6.1)

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. (Figura 1.6.1)

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.



| AMBIENTES SEDIMENTARIOS    |                              |
|----------------------------|------------------------------|
| CONTINENTALES              | GLACIARES                    |
|                            | EOLICOS                      |
|                            | LACUSTRES                    |
|                            | ABANICOS ALUVIALES           |
|                            | FLUVIALES                    |
| TRANSICIONALES<br>O MIXTOS | KÁRSTICO                     |
|                            | PALUSTRES                    |
|                            | COSTEROS                     |
|                            | DELTA                        |
|                            | ESTUARIOS                    |
| MARINOS                    | LAGUNAS                      |
|                            | PLATAFORMA CLÁSICA           |
|                            | PLATAFORMA CARBONATADA       |
|                            | RAMPAS                       |
|                            | TALUD CONTINENTAL            |
|                            | PLANICIES ABISALES (CUENCAS) |

Tabla 1.6.1 Clasificación de ambientes sedimentarios.

**D**

Figura 1.6.1 Diagramas (A, B, C, D) que muestran los distintos ambientes sedimentarios. Tomado de Tarbuck y Lutgens 1999 y Press y Siever 1998.

**AMBIENTE SEDIMENTARIO CONTINENTAL**

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).

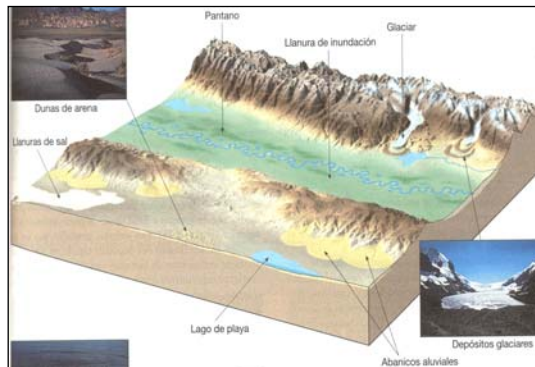
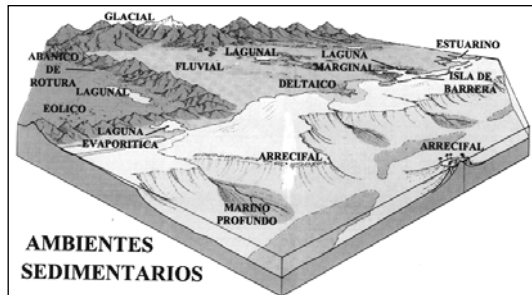
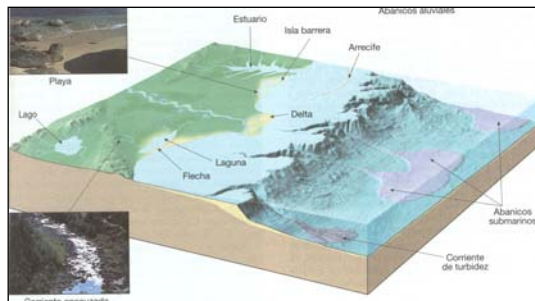
A continuación se describen las principales características de los ambientes continentales.

a) GLACIAL  
(CON PERIGLACIAL Y PLUVIAGLACIAL)

Este ambiente sedimentario consta del hielo y del agua de fusión como agente, su geometría es masiva, arriñonada de bandas alargadas y con lentejones en disposición irregular, la energía se debe al movimiento del hielo por gravedad y el arrastre del agua de fusión, en general no cuenta con actividad biológica. La forma del depósito varía según el tamaño y la morfología y está condicionado a la altitud y la latitud; su litología está compuesta por conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas, areniscas y limolitas, consta de estructuras sedimentarias caóticas, estratificación lenticular y flaser; la red de paleocorrientes es unimodal de pequeña variación en el vector local, los fósiles están prácticamente ausentes, a veces se encuentran vertebrados arrastrados.

b) EÓLICO Y DESÉRTICO

Su principal agente es el aire, accidentalmente agua (red torrencial con grandes crecidas), su geometría está condicionada por los límites de las vertientes externas, medios fluviales áridos marginales y a veces lagos temporales; la energía se debe al viento y corrientes de agua efímeras así como a la energía térmica, no cuenta con una importancia biológica. Las formas de los depósitos corresponden con bancos de tendencia planar, irregulares, superficies truncadas con formas onduladas irregulares y dunas y cordones, la litología abarca arenas de cuarzo de grano fino-medio. En zonas costeras se encuentran carbonatos con cemento. Presentan buena clasificación, asimétrica positiva y curvas bimodales; se componen de limos y arenas de variada composición en los. Encontramos estructuras sedimentarias como estratificación cruzada grande, tabular o en surco, ripples asimétricos, espaciados y de pequeña amplitud, laminación horizontal y deformaciones

**A****B****C**

penconemporánea con una red de paleocorrientes regional circular, asociado a altas prominencias. Vector de corrientes es local uni-bi o polimodal; los fósiles están ausentes, a veces hay restos de vertebrados y vegetales; también es posible encontrar huellas y en las zonas litorales restos de fauna transportada.

#### c) LACUSTRE

En este ambiente encontramos como agente al agua generalmente dulce, es limitado en tamaño, con profundidad variable y tendencia circular, troncocónica aplanada; puede tener límites con playas, deltas, ríos, etc. La energía es térmica y química o de oleaje y viento, con una gran importancia de procesos biológicos. La actividad biológica es importante ya que existen variaciones desde el exterior hasta zonas profundas; las formas son prismáticas y con lentejones irregulares con una litología compuesta por detríticos, grano fino, calcáreo y evaporítico con influencia variable de sales y gases disueltos. Las facies marginales son generalmente detríticas gruesas y las secuencias son de detritos de diferente granulometría. Las estructuras sedimentarias son laminación, rizaduras, estratificación cruzada y canales. La red de paleocorrientes es regional centripeta, bimodales sobre la costa con vector local unidireccional; los fósiles son frecuentes de faunas abundantes y variadas con zonas marginales con niveles carbonosos.

#### d) ABANICO ALUVIAL

Los abanicos aluviales son depósitos continentales caracterizados por sedimentos gruesos que son transportados pendiente abajo por un río de montaña, generalmente de valle angosto; estos sedimentos una vez que pierden su confinamiento, son esparcidos en forma de abanico. En la zona de mayor pendiente, el cauce es generalmente recto, pero una vez que emerge en la planicie o en un valle más amplio, la corriente se divide en numerosos canales entrelazados y/o discontinuos. Los canales son mas y mas numerosos a medida que la pendiente se hace mas suave. Parte del material sedimentado forma barras en el medio de los canales y a medida que dichos canales se rellenan, los mismos migran lateralmente una corta distancia hacia otra posición.

La porción proximal del abanico representa la parte de tamaño de grano mas grueso y mal escogido, exhibiendo capas masivas y algunas zonas con gradaciones y estratificaciones cruzadas; mientras que las partes mas distales y menor pendiente exhiben los sedimentos mas finos, mejor clasificados y mas estratificados (laminación paralela y estratificación cruzada planar son comunes). Las partículas abarcan desde bloques grandes hasta arcillas, teniendo mas del 50% de las mismas diámetros mayores a 2 mm. Es característico de este ambiente los cambios bruscos de tamaño de grano.

Los abanicos aluviales tienen generalmente forma de cono, y el área de deposito puede ser muy variable, con longitudes generalmente en el orden de pocos kilómetros y centenas de metros de ancho. La superficie abarcada puede oscilar entre menos de un kilómetro cuadrado y decenas de kilómetros cuadrados, mientras que los espesores varían entre decenas de metros a centenar de metros.

#### e) AMBIENTES FLUVIALES

Constituyen uno de los medios continentales de mayor importancia estratigráfica, puesto que en ellos se han acumulado y transportado gran cantidad de sedimentos, a lo largo de la historia de la tierra, habiendo quedado conservados en la columna geológica. Por otra parte, dada la universalidad de las corrientes fluviales, sus depósitos tienen

una amplia distribución geográfica. El flujo dentro de un canal y su efecto sobre la erosión, el transporte y la sedimentación, esta determinado por la distribución de las velocidades de corriente y la turbulencia del agua. Las áreas de máxima velocidad y alta turbulencia, son los lugares adecuados para la erosión, mientras que las áreas con baja velocidad y escasa turbulencia son las propicias para la estabilidad y la sedimentación.

Los cursos de los ríos pueden dividirse fundamentalmente en tres grupos de acuerdo a las características de su trazado: Rectos, entrelazados y meandricos.

#### Corrientes en línea recta

Los cauces rectos son relativamente raros y además en ellos solo se depositan pequeñas cantidades de sedimentos. Las corrientes que fluyen en valles fácilmente erosionables tiene cauces rectos que pocas veces llegan a tener mas de 10 veces el ancho del canal; en valles estrechos los cauces pueden extenderse por varias millas. El flujo de estos cauces rectos generalmente toma un curso sinuoso y llega a producir pequeñas barras (barras de meandros) en los lados del canal. El relleno de estos canales puede ser vertical o lateral, y puede además ser similar a los depósitos de barras de meandros o a los de complejos de ríos entrelazados.

#### Corriente entrelazada (anastomosados)

Los canales entrelazados o anastomosados son característicos de las corrientes que tienen grandes fluctuaciones en el flujo y en la carga de sedimentos. El entrelazamiento se inicia al formarse barras sumergidas que al bajar el nivel del agua después de una creciente quedan expuestas. Tales barras desvían las aguas a su alrededor y se convierten en zonas estables dentro del canal. En los ríos intermitentes, estas barras generalmente cambian de posición durante las crecientes al ser cortadas por nuevos canales. En los ríos perennes las barras crecen por agradación y llegan a ser semipermanentes, aunque también pueden cambiar de forma a causa de una creciente fuerte. Los complejos de corrientes entrelazadas aumentan por el proceso de acreción vertical, especialmente en los ríos intermitentes los cuales, después de las crecidas, descargan grandes volúmenes de sedimentos y obstruyen los canales. Al producirse una reducción gradual en la velocidad de la corriente, se inicia una gradación (grueso en la base y fino hacia la cima) en cada unidad sedimentaria, así como también una disminución en la magnitud de las estructuras sedimentarias.

Los sedimentos de corrientes entrelazadas o trenzadas son el resultado de la alternancia de las etapas de socavación por inundación y posteriormente del relleno de múltiples canales interconectados dentro de los límites del valle de un río. Los canales que se anastomosan (canales trenzados), se forman en las partes de la corriente con pendientes relativamente altas, sujetas a una amplia fluctuación en el flujo y con una fuente abundante pero intermitente de sedimentos.

En las épocas cuando el nivel de las aguas es bajo, el flujo de la corriente queda confinado a los canales, los cuales están separados por barras de sedimentos. Estas barras se forman durante la época de descenso del río, cuando los sedimentos se acumulan alrededor de alguna obstrucción o de los restos de una antigua barra. Los cuerpos de arena depositados por las corrientes anastomosadas se adaptan a la geometría del valle del río. Durante la época de creciente, todo el valle está frecuentemente sujeto a socavación, la corriente crea nuevos cauces en los sedimentos del fondo y los canales últimamente rellenos se desarrollan a lo ancho.

Al progresar la agradación en el valle, las fases de inundación y sedimentación se reflejan en las superficies locales de

erosión (fondo de los canales) y en las unidades apiladas que gradan de grueso a fino hacia arriba. Típicamente, los depósitos de las corrientes entrelazadas muestran poca variación vertical o lateral. A lo largo del curso se nota una disminución en el tamaño de los granos desde la fuente a la costa.

Los sedimentos de corrientes entrelazadas son de excelente calidad como rocas almacén; típicamente son muy porosos y permeables, y la existencia de barreras de permeabilidad, o de restricción al flujo de los fluidos, es mínima.

### Corriente meándrica

Las corrientes que desarrollan meandros son usualmente aquellas de baja pendiente, con moderada carga de sedimentos y con fluctuaciones moderadas en la descarga (Figura 1.6.2). La velocidad de la corriente es mayor a lo largo del "talweg" y también aquí es mayor el transporte de sedimentos, especialmente el de materia más gruesa. El transporte más activo de sedimentos ocurre cuando el río está crecido y simultáneamente se produce la mayor erosión en la orilla de socavación.

Las barras de meandro se desarrollan, al disminuir la crecida del río, en las zonas internas de los meandros. En una barra de meandros existe una reducción en el tamaño del grano desde la base a la cima, así como también una disminución en la magnitud de las estructuras sedimentarias, desde estratificación cruzada en gran escala hasta pequeñas rizaduras con láminas entrecruzadas. La sedimentación se efectúa sobre toda la superficie de la barra y a medida que se acentúa el meandro, las arenas de barra se amplían por un proceso de acreción lateral.

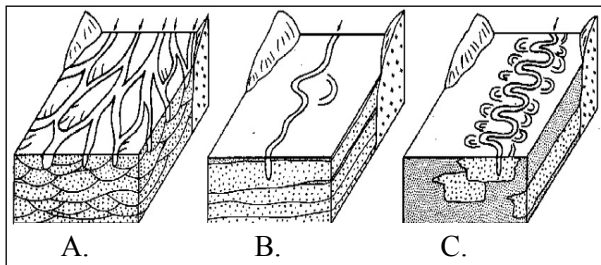


Figura 1.6.2 Nos muestra los distintos ambientes fluviales. A. Corriente anastomosada. B. Corriente de baja sinuosidad. C. Corriente meándrica

### Barras de meandros

Las barras son características de los ríos con meandros, pero también son comunes, en forma incipiente, en los flancos de los ríos mas o menos rectos. Las variaciones en textura y en estructuras sedimentarias de estas barras son el producto de los cambios de velocidad y de la competencia de la corriente en diferentes sitios de la superficie de la barra.

La mayor velocidad y la carga del material grueso en la zona más profunda del canal, producen gravas en capas gruesas o estratificación cruzada en sedimentos gruesos, y al crecer el meandro forma una base que se caracteriza por estos sedimentos. Sección arriba en la barra, en la zona intermedia, la estratificación cruzada en escala media y grande constituye la estructura dominante. La zona superior, se cubre de manera intermitentemente por aguas poco profundas de inundación que muestran pequeñas rizaduras de corriente. Debido a los diferentes niveles de las crecidas sobre toda la superficie de la barra, se pueden formar estructuras en pequeña escala; no obstante estas estructuras son raras en la zona interior debido a la erosión por crecientes posteriores. Los sedimentos de barra de meandro resultan de la divagación de un río, ya sea en un valle aluvial o en una

Llanura deltaica. Su forma está dada por la de los meandros y su tamaño esta controlado por la profundidad del río (ríos profundos, y por lo tanto intervalos mas gruesos tienen meandros con un radio de curvatura mayor). Los sedimentos que se depositan en una barra en crecimiento son: los de carga de tracción, de grano grueso, arrastrados en la parte profunda del canal y los de material de grano mas fino, suspendido, que se deposita sobre la superficie de la barra en los periodos de bajo nivel del río. La erosión del lado donde incide la corriente y simultáneamente la formación de las barras, producen una migración lateral del meandro y acreción lateral de las barras. Por lo tanto los sedimentos gruesos del fondo del canal son cubiertos progresivamente por sedimentos acumulados en las partes más altas de las barras.

Al quedar abandonados algunos segmentos de los meandros por estrangulación, ocurre el desvío de canal o el cambio del curso del río hacia otras áreas del valle, se produce un taponamiento del canal en su entrada superior y por lo tanto disminuye su capacidad de transporte. Eventualmente las gravas del fondo, depositadas en el tramo abandonado y toda la barra de meandro llegarán a ser recubiertas por sedimentos de grano fino que llegan al canal solo en los periodos de inundación. Puede imaginarse fácilmente que la barra así preservada adelgaza y termina hacia la ultima posición que alcanzo la corriente, donde está desarrollada la sección más gruesa del relleno del canal es abandonado.

Los valles que han tenido meandros durante mucho tiempo pueden estar cubiertos totalmente por los depósitos de barras de meandro de múltiples fajas meándricas. Estos intervalos arenosos pueden tener varios kilómetros de ancho y decenas de kilómetros de largo y están orientados generalmente casi perpendiculares a las márgenes de las cuencas. Las arenas de las barras del complejo están separadas lateralmente por un laberinto de sedimentos de canales abandonados; no obstante el apilamiento de las arenas puede producir una interconexión vertical entre diferentes barras dentro de todo el complejo.

### f) KÁRSTICO

Se considera un ambiente cárstico al que resulta de la alteración y disolución de las rocas carbonatadas por medio de procesos provocados por el agua de lluvia, que actúa como portadora de oxígeno y anhídrido carbónico disueltos. Actuando junto con diversos ácidos y productos orgánicos derivados de un suelo en el que subyacen importantes cantidades de rocas calcáreas, que al disolverse forman cavernas, que luego se derrumban.

El nombre cárstico (castellanizado), proviene de la región de Karst en la costa Dálmata de Yugoslavia.



Figura 1.6.3 Se muestra un ambiente Kárstico en una localidad al poniente de Punar del río, Cuba.

AMBIENTES SEDIMENTARIOS TRANSICIONALES O MIXTOS



- PALUSTRES
- LITORAL (ZONA COSTERA)
- DELTAS
- ESTUARIOS
- LAGUNAS

### PALUSTRE

Se denomina así al ambiente de sedimentación propio de pantanos, marismas y del sedimento que allí se forma.

Este ambiente se caracteriza por la formación de un tipo especial de sedimento formado por materia orgánica vegetal en un medio saturado que puede ser de agua dulce o de baja salinidad.

Para que se forme una secuencia con alto contenido orgánico con este sedimento, es necesario un clima relativamente cálido, con abundantes lluvias o bien con un abastecimiento constante de agua y las condiciones requeridas son:

1. Lagos o pantanos de pequeñas dimensiones, por lo general de unos pocos centenares de metros (pantanos), raramente superan el kilómetro de diámetro.
2. Las márgenes de las orillas deberán estar invadidas por una masa semiflotante de vegetación cuyos restos forman un tapiz que se extiende hacia el agua y forma un falso fondo.
3. Los restos orgánicos de las plantas que forman un falso fondo forman la materia orgánica.
4. Las aguas donde se desarrolla la turbera pueden ser de alcalinas a ácidas y tener una salinidad moderada a baja.

Este medio tiene como material agua, cenagosa, con gases disueltos ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ , etc.), que se forman en condiciones anaeróbicas; su forma es ovalada con profundidad muy escasa puede ser a veces lineal. Su energía es Química, térmica y biológica con escasa energía mecánica; la biología es muy importante ya que los depósitos son parcial o casi totalmente orgánicos, encontramos sedimentos de tamaño limo a arcilla, con predominio de restos orgánicos vegetales formando estructuras sedimentarias como estructuras de raíces con escasas señales de corrientes. Los fósiles son muy abundantes, principalmente los vegetales.

### LITORAL (ZONA COSTERA)

Este medio ambiente se caracteriza por la presencia de agua marina y accidentalmente aire (dunas litorales y playas) y por las alternancias de agua-aire; pueden ser de geometría muy variable con tendencia alargada a superficial, costas de playa, acantilados, barreras, manglares, etc.

En este medio predomina la energía mecánica de oleaje y corrientes litorales y accidentalmente el viento, la biología es poco importante, excepto en manglares con gran importancia de vegetales, generalmente los abundantes componentes orgánicos están como detritos; las formas del ambiente pueden ser variables de tendencia alargada, recta a curvada, paralela a la dirección de la costa; su litología consta de depósitos detríticos, cantos a limos, predominando los limos y las arenas de grano medio fino, y con una buena clasificación; también se pueden encontrar restos de conchas en la fracción detrítica.

Las estructuras sedimentarias que encontramos es principalmente estratificación cruzada festoneada en canales. También se encuentran perforaciones en la parte inferior hacia el mar y bioturbación. La red de paleocorrientes es bimodal, e incluso polimodal, predominan las corrientes

hacia la costa y paralela a la misma. Con una amplia desviación. Podemos encontrar abundantes fósiles bentónicos y alto contenido bioclástico en la fracción detrítica.

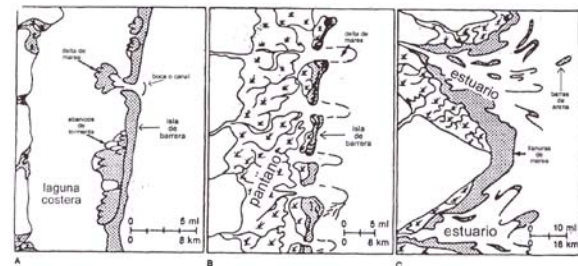
La zona costera (Figura 1.6.4) es el área geográfica transicional entre el océano, el continente y la atmósfera, incluye a las interfaces océano - continente, océano - atmósfera y continente - atmósfera; puede extenderse por varios kilómetros hacia el interior del continente e incluye la porción continental adyacente al mar, inundada por las fluctuaciones del nivel marino en el Cuaternario Tardío; su extremo marino lo rige el grado de influencia sub-aéreo, pudiendo estar ubicado en la plataforma continental.

La zona costera esta controlada por los siguientes tres factores.

**Factores marinos:** oleaje, mareas, corrientes litorales y costeras, y cambios en el nivel del mar inducidos por tectónica o glacio-eustasia.

**Factores continentales:** viento, topografía, clima, tipo de roca fuente.

**Factores biológicos:** hábitos y metabolismo de los organismos que habitan esta zona.



**Figura 1.6.4 En este esquema podemos observar la diferencias entre laguna costera, pantano y estuario. Tomado de Portero y Schwab 1999.**

La zona litoral puede clasificarse en: costas micromareales que se caracteriza por tener menos de 2 m de amplitud de mareas (a este tipo de costas pertenece la zona costera del Puerto de Veracruz), costas mesomareales que tienen entre 2 y 4 m de amplitud de mareas y costas macromareales que tienen mas 4 m de amplitud de mareas.

Los sedimentos costeros comúnmente son arenas, algunas veces dominan las gravas. Los materiales finos se concentran en zonas dentro de los ambientes estuarinos, lagunares y palustres. El principal aporte de arena hacia la costa es por los ríos, siendo la segunda fuente de aporte el retrabajo de la arena de plataforma hacia la costa. Desde el punto de vista sedimentológico se ha observado que existe una estrecha relación entre la morfología costera y el rango de amplitud de las mareas.

### SUCESIÓN DE AMBIENTES EN LA ZONA COSTERA

Transversalmente las costas presentan sucesiones de subambientes y de materiales, como se muestran en las figuras 1.6.5 y 1.6.6

### PLAYA

La playa pertenece a la zona litoral y corresponde con un cuerpo de sedimentos no cohesivos (arena y grava), acumulados en la zona litoral, marina, lacustre, deltáica, manglares y en las islas de barrera (Figura 1.6.7). Se forman esencialmente en costas micro a mesomareales con pendientes costeras relativamente bajas y para subsistir



requieren de un continuo aporte de sedimento que es suministrado por los ríos y por las dunas.

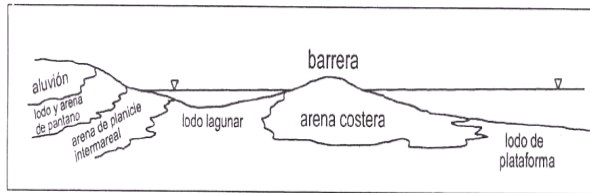


Figura 1.6.5 Variación del ambiente costero con isla de barrera progradante

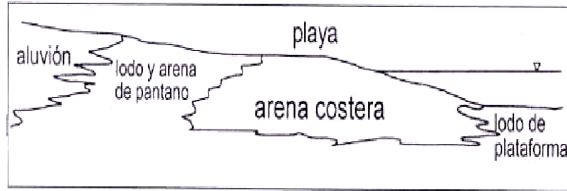


Figura 1.6.6 Variación del ambiente costero con playa progradante, sin barrera

El límite terrestre de la playa es el límite superior de la acción del agua por oleaje o el contacto entre los sedimentos no cohesivos y los cohesivos. El límite del lado marino es el límite de la marea baja o la parte más alejada donde todavía se percibe la influencia del oleaje.

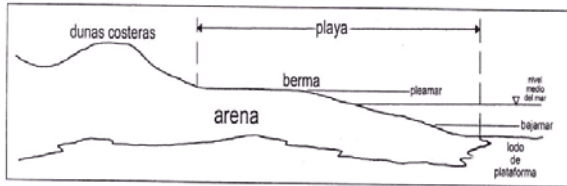


Figura 1.6.7 Sección que muestra la amplitud de la zona de playa.

La pendiente de la playa es reflejo del material que la compone, teniéndose pendientes desde  $3^\circ$  para arenas finas y de  $15^\circ$  y  $24^\circ$  en gravas medias y gruesas respectivamente.

La diferencia entre las playas y las llanuras de marea radica en el modo en que se disipa la energía del oleaje; la elevada pendiente de la playa facilita la acción de las olas sobre toda la superficie, mientras que la suave pendiente de las llanuras de marea hace que la energía se disipe muy pronto por el rozamiento con el fondo, minimizando su acción sobre la mayor parte de la superficie; la distribución de tamaños de grano es opuesta en ambos casos: decrece hacia tierra en las llanuras de marea y aumenta hacia tierra en las playas. Las partes en que se divide la zona de playa se muestran en la figura 1.6.8 y sus características se describen a continuación:

#### ZONAS DE LA PLAYA

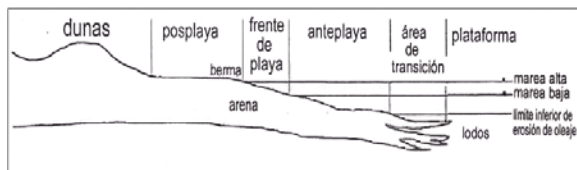


Figura 1.6.8 Se muestran las partes que conforman la zona de playa.

**POSPLAYA:** zona ubicada entre la cresta de la berma (terrazza angosta, casi horizontal, formada por el depósito de arena y guijarros sobre la playa por las olas de tormenta) y la

porción de la llanura costera que sólo es alcanzada por el oleaje durante las tormentas más severas; puede incluir las dunas bajas y aún a los acantilados.

**FRENTE DE PLAYA:** comprendido entre los niveles normales de bajamar y el de pleamar; su posición es controlada por el ascenso del nivel del agua durante las tormentas, su relieve es llano y suavemente inclinado al mar; la pendiente de la cara de la playa varía entre  $1^\circ$  y  $30^\circ$ , y depende de la composición y textura de los sedimentos y de los procesos que actúan en el frente de la playa.

**ANTEPLAYA:** también llamada playa subacuática y es la zona de la playa donde rompen las olas; se desarrolla hacia el mar a partir de la línea de bajamar y su ancho puede ser de varios metros; comprende a las barras y surcos litorales, paralelos a la orientación de la playa. Según sean las características de las olas, las barras y los surcos migrarán hacia la terraza de bajamar o se alejarán de ella. La formación de las playas puede inhibirse, si el gradiente de la anteplaya es acentuado y el aporte de sedimentos es escaso. Al no desarrollarse las barras y los surcos, el límite exterior de la anteplaya se sitúa donde el oleaje de tormenta toca fondo.

#### LLANURAS DE INTERMAREA

Son formas costeras de depósito dentro en las lagunas costeras y los estuarios de marea constituidas por sedimentos arenoso y mas finos. Texturalmente los sedimentos varían del tamaño de arena en la zona más próxima a la costa a limos y arcillas en las zonas más alejadas.

El movimiento de agua por mareas constituye el agente principal de transporte de sedimentos; presentan tres zonas bien diferenciadas: la supramareal, la intermareal y la submareal, que son disectadas por una red de canales mareales.

La zona supramareal únicamente es inundada por las mareas vivas y durante los periodos de temporal, la bioturbación se limita a raíces y galerías espaciadas; es un ambiente de baja energía, por lo que los materiales gruesos (restos de conchas y plantas) traídos por tormentas no son transportados ni reabajados, la principal estructura sedimentaria primaria es la laminación de arenas y lodos.

La zona intermareal se inunda diariamente una o dos veces, según el régimen de mareas, se pueden distinguir tres unidades: 1) *llanura lodosa o alta*, 2) *llanura mixta o media* y 3) *llanura arenosa o baja*. (Figura 1.6.9)

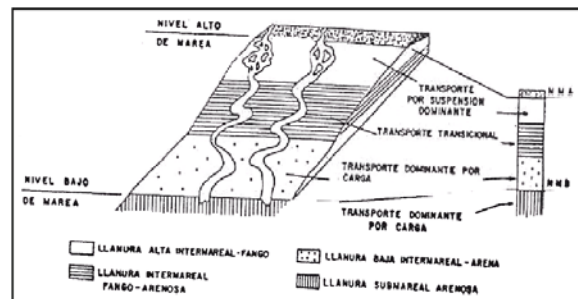


Figura 1.6.9 Esquema que muestra las distintas zonas de las llanuras intermareal.

#### DUNAS COSTERAS

Son montículos, elevaciones o colinas de arena transportada y depositada por el viento. Con base en la forma de duna y la

orientación de crestas se tienen siete tipos básicos (Figura 1.6.10).

1. Transversal: son alargadas y casi rectas, orientadas perpendicularmente a la dirección dominante del viento.
2. Barján: se originan por viento de flujo unidireccional en forma de herradura.
3. Longitudinales: son alargadas y con crestas semirrectas con su eje mayor paralelo a la dirección principal del viento (con altos y bajos).
4. Estrella: son elevaciones de arena con tres o más brazos producto de varias direcciones de viento.
5. Parabólica: son colinas de arena en forma de U con el lado cóncavo hacia el viento. La parte media del cuerpo migra más rápido que los extremos ya que estos parecen estar anclados por vegetación provocando poco movimiento en los brazos.
6. Domo: corresponden con pequeños montículos circulares de arena donde la dirección del viento cambia rápidamente.
7. Reversibles: son colinas de arena de altura inusual y poca migración, los cambios estacionales en la dirección del viento dominante producen el movimiento de la duna en direcciones opuestas.

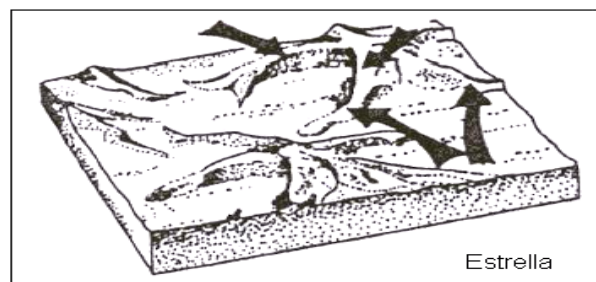
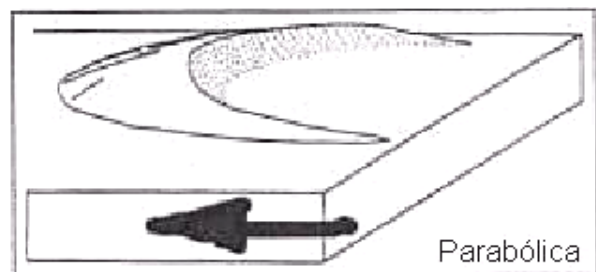
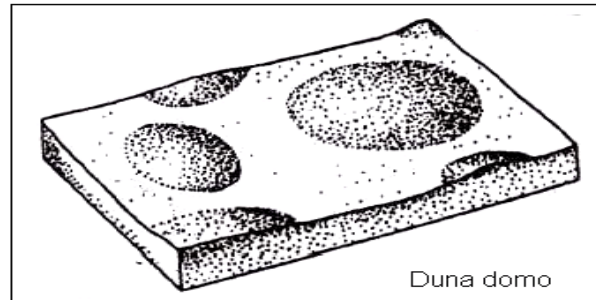
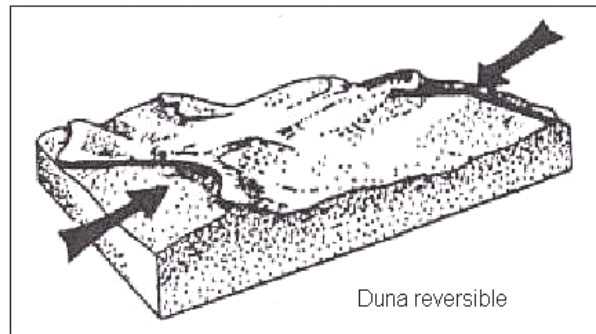
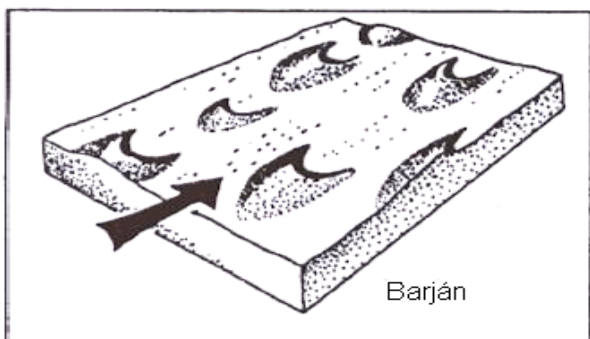
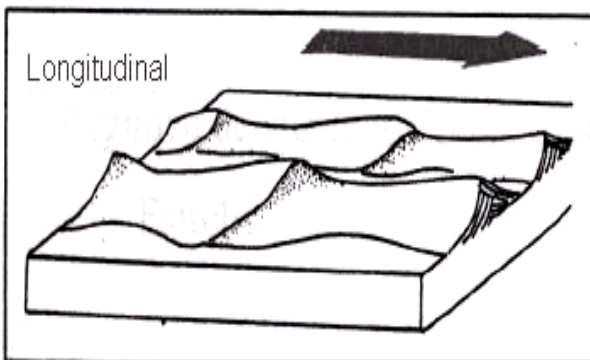
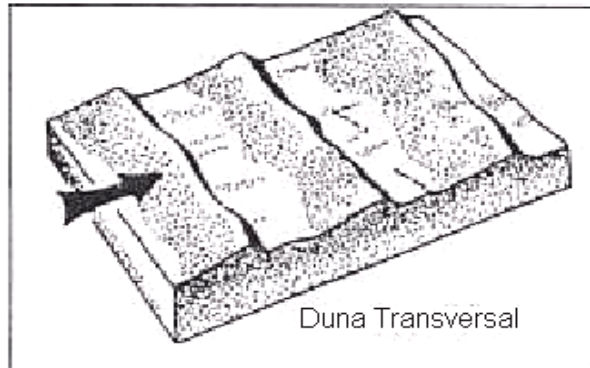


Figura 1.6.10 Se muestran los siete tipos de dunas que se forman debido al número de frentes de deslizamiento

#### EOLIANITAS

En las regiones costeras tropicales de clima cálido húmedo o seco, es común que la arena esté formada por partículas de carbonato de calcio, que en condiciones favorables del régimen del viento dominante forman dunas costeras denominadas eolianitas o dunas calcáreas. Este tipo de duna se forma cuando las acumulaciones eólicas de arena están en proceso de litificación debido a que la humedad ambiental es suficientemente alta y la aragonita original es capaz de disolverse; durante la estación seca, la intensa evaporación propicia la precipitación del  $\text{CaCO}_3$  como calcita, cementando posteriormente los poros de las arenas calcáreas. Las eolianitas pueden presentar las mismas formas que las dunas, anteriormente descritas.

## DELTAICO

Un delta es una construcción hecha con el material detrítico que transporta un río al sedimentarlo en su desembocadura sobre un mar o un lago. Existen dos tipos principales de deltas: los lacustres y los marinos. Los deltas marinos son considerados los más importantes debido, al volumen de sedimentos transportados. El tamaño que puede alcanzar un sistema deltaico puede variar desde pequeñas dimensiones hasta más de 100 kilómetros cuadrados y cientos de metros de espesor (Figura 1.6.11).

La fisiografía de los deltas y la distribución de arenas con atributos de almacenamiento de fluidos resultan no solo de las propias características de las corrientes, sino también de las fuerzas que operan en las aguas donde los deltas progradan. Los deltas que se forman a lo largo de extensiones costeras con baja energía (zona con poca fluctuación de la marea y corrientes litorales débiles) reflejan principalmente la naturaleza del flujo de la corriente, condicionada por la descarga, el declive de la corriente y la carga del sedimento. La distribución del sedimento está directamente relacionada con los patrones de los canales distributarios, sin embargo, los márgenes deltaicos afectados por las mareas altas, fuertes corrientes litorales, o prolongado ataque de las olas, pueden mostrar un alto grado de alteración, tanto en la fisiografía como en la distribución de los sedimentos.

## LLANURA DELTAICA

Los depósitos de la llanura deltaica consisten principalmente de arcillas ricas en materia orgánica, sin embargo, la actividad de los procesos fluviales en estos ambientes, permite también la formación de varios tipos importantes de arena: abanicos provocados por roturas, barra de meandro y canal es abandonados. Las corrientes meándricas remueven con gran efectividad el material fino de la llanura deltaica (y también los sedimentos subyacentes del frente deltaico o del prodelta, de acuerdo con la profundidad del cauce), reemplazándolo en la parte interna de la curvatura de los meandros por arena limpia y porosa. Es concebible que una vasta socavación por la corriente pueda reemplazar la mayor parte del complejo deltaico por uno fluvial. La rotura de los diques naturales, generalmente en la época de crecimiento de los ríos, da origen al desarrollo de abanicos de rotura en las bahías someras entre los brazos distributarios. A través del proceso repetido de rotura y hundimiento continuo, se puede formar una sucesión alternante de arena y de depósitos de bahía y marisma de grano fino. El flujo inicial, que arrastra las arenas de la carga del fondo a través de las aberturas, es generalmente turbio. Sin embargo, en corto tiempo, al estabilizarse el flujo, numerosos canales se ramifican desde la rotura en el dique dando origen a la formación de un delta de aguas someras. La prolongada permanencia de una rotura promueve una ampliación del abanico de rotura y de sus marismas asociadas por progradación. Cuando el flujo por la rotura disminuye y cesa, el abanico se hunde y es preservado por una cubierta de limo y arcilla de la bahía.

Cuando los cauces de la corriente son abandonados en favor de otros cursos, se rellenan primero con material de tracción, o arena de carga del fondo del cauce y después con materiales más finos progresivamente hacia arriba. El espesor de los depósitos de los canales abandonados, tal como los de barra de meandro, reflejan la profundidad de socavación por las corrientes; el contacto basal puede ser con la facies de la llanura deltaica, frente deltaico o, aún del prodelta.

## BARRAS DE DESEMBOCADURA, LOMAS PLAYERAS E ISLAS DEL MARGEN DELTAICO

Las facies de arena compuestas por material del frente deltaico incluyen barras de desembocadura y lomas playeras (progradación), e islas del margen deltaico. Los dos primeros tipos son las facies principales de almacenamiento de fluidos dentro del complejo deltaico y deben su origen a la sedimentación, en la desembocadura de los brazos, de las arenas transportadas por la corriente en la carga del fondo. Los aspectos sedimentarios de estos depósitos reflejan la interacción de los procesos fluviales y marinos próximos-costeros; el primero ocurre más frecuentemente en deltas que se forman en extensiones de agua de baja energía y el segundo es típico de ambientes de alta energía (oleaje y corrientes activas, corrientes litorales fuertes y alta fluctuación de la marea).

Las arenas de las islas de margen deltaico se forman durante la fase de abandono del delta y pueden formar trampas estratigráficas locales, en depósitos transgresivos, suprayaciendo desarrollos deltaicos progradacionales. Los aspectos sedimentarios de las arenas de las barras de desembocadura incluyen: estratificación cruzada unidireccional buzando hacia el mar, estratificación cruzada festoneada local, laminación paralela uniforme (especialmente cerca del tope de la unidad), y restos orgánicos abundantes. Las arenas gradan hacia abajo a las arenas y arcillas limosas interestratificadas del frente deltaico (localmente horadadas o contorsionadas); la subyacente arcilla limosa del prodelta completa la base de la secuencia vertical.

La secuencia de lomas playeras es característica de los deltas progradacionales que son objeto del transporte efectivo de arena por las corrientes litorales; este movimiento se efectúa lateralmente desde la desembocadura de los ríos para formar playas. Estas secuencias se comparan con la de las playas típicas de las áreas interdeltaicas, excepto que comúnmente contienen restos orgánicos abundantes y una zona transicional, a los depósitos subyacentes de grano fino del prodelta, mejor desarrollada; las zonas de transición están compuestas por arenas y arcillas limosas interestratificadas. La secuencia está cubierta por depósitos de marisma, de diques naturales o de barra de meandro.

Las secuencias en las islas del margen deltaico se desarrollan sobre los deltas en deterioro cuyas márgenes están sujetas al sostenido ataque de las olas. Las arenas originalmente sedimentadas en el ambiente del frente deltaico son retrabajadas y dispersas como playas a lo largo del margen del delta; generalmente están sobrepuestas en el material de la llanura deltaica que se ha hundido. Las características de las arenas de las islas del margen deltaico también se comparan con las de las playas interdeltaicas salvo que los depósitos de anteplaya adquieren un aspecto estratificado hacia el mar. La secuencia grada hacia abajo a varias facies deltaicas dependiendo de la magnitud de la trasgresión, y, comúnmente, es protegida por una sección transgresiva marina normal.

## FRENTE DELTAICO Y PRODELTA

En la desembocadura de los ríos existe una repentina disminución de la velocidad cuando la corriente entra en una masa de agua tranquila, dando como resultado que la carga más pesada del fondo se deposite como barras de desembocadura. Los sedimentos más finos siguen adelante en forma de un plumaje turbio y son transportados más adentro de la cuenca, a las zonas del frente deltaico y del prodelta.

En regiones con corrientes litorales activas, vientos fuertes o de una amplia fluctuación de la marea, la remoción de las barras de desembocadura y el transporte de materiales más finos lateralmente, pueden tener notables efectos en la distribución y en el carácter interno de los sedimentos deltaicos. Los procesos de socavación del canal y de la resultante extensión hacia el mar de los brazos distributarios, así como también la bifurcación de los canales sobreextendidos, son factores importantes en el crecimiento y geometría de los depósitos deltaicos.

El limo y la arcilla traídos en suspensión por las aguas del río son transportados más allá de las barras de desembocadura, en forma como se mencionó anteriormente de plumaje turbio, y sedimentados en los ambientes de frente deltaico y prodelta. Estas "plumas", portadoras del material en suspensión, ordinariamente se extienden desde la desembocadura de los brazos por miles de metros o varios kilómetros dentro del mar abierto. Ahí, a medida que se depositan los sedimentos en suspensión, las corrientes litorales ayudan a extender el material de grano fino en amplios mantos donde los granos son progresivamente más finos hacia el mar. La acumulación de grandes cantidades de limo y arcilla del frente deltaico y del prodelta forman la plataforma sobre la cual se construyen las barras de desembocadura y a la cual se extienden los canales distributarios.

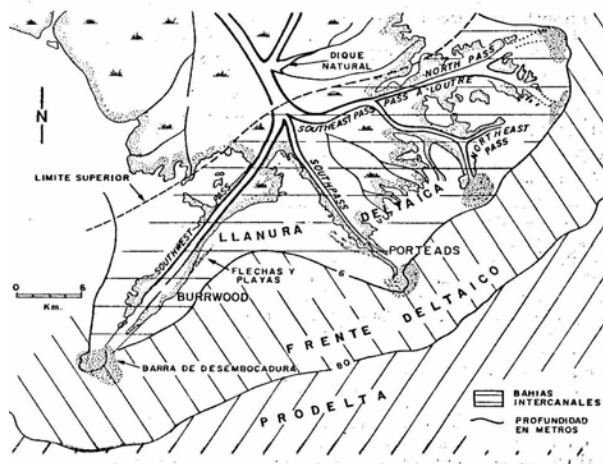


Figura 1.6.11 Partes que componen a un delta

### ESTUARIO

Este tipo de ambientes se desarrolla cuando un río nace próximo a su desembocadura en el mar produciendo una serie de características que determinan el funcionamiento del sistema. El agua dulce del río cuando desemboca en el mar se mezcla con el agua salada que tiene distinta densidad, temperatura, pH y carga sedimentaria.

El mecanismo de mezcla no es un proceso sencillo, el flujo y reflujo de las mareas durante la pleamar y bajamar, genera corrientes que van en sentido contrario a las de aguas dulces, produciendo turbulencia. La variabilidad de las temperaturas, salinidad y sedimentos en suspensión genera la proliferación de organismos adaptados a estas circunstancias que son propios de este ambiente.

Los sedimentos que se encuentran en un estuario abarcan las granulometrías por debajo del tamaño arena gruesa, siendo su estratificación sumamente irregular en su parte central y bien definida en los bordes. Los sedimentos finos se concentran en la costa y los más gruesos mar afuera, aunque

las olas y las corrientes producidas por las mareas los mezclan haciendo difícil su estudio.

Las características sedimentarias son muy variables en función del clima, la amplitud mareal y el comportamiento progradante o transgresivo de la costa. El sedimento más frecuente es de grano fino, incluyendo microsecuencias granodecrecientes que reflejan la decantación del material aportado durante los periodos de inundación y tempestad. Normalmente presenta laminación paralela textural de composición o contenido orgánico, debido al depósito en aguas tranquilas, ya que la isla de barrera lo protege del oleaje marino. El grado de bioturbación es muy variable y puede llegar a destruir la estructura interna original. Es frecuente encontrar pisadas de vertebrados. La ausencia de bioturbación es un indicio de condiciones restringidas en la laguna y de ausencia de fauna bentónica a causas de problemas de salinidad o anoxia. En estos casos pueden aparecer restos fósiles bien preservados, pertenecientes a organismos ajenos al estuario.

### LAGUNA COSTERA

Es un cuerpo de agua salobre marina o hipersalina, alojado en depresiones someras más bajas que el nivel medio de las mareas más altas y sensiblemente paralelo a la orientación general del litoral lagunar, se separa total o parcialmente del mar por una barrera litoral arenosa. La comunicación entre la laguna y el mar puede ser perenne o efímera, casi siempre estacional, por medio de una o más bocas labradas en los sedimentos arenosos de la barrera.

Las fuentes de suministro de los sedimentos lagunares son: 1) la plataforma continental al ser erosionada por el oleaje y las corrientes marinas y litorales; 2) los ríos y arroyos que vierten su caudal en la laguna o en sus inmediaciones; 3) los organismos animales y vegetales; 4) los cordones de dunas costeras y las antiguas líneas de playa, al ser erosionada la llanura costera por los vientos dominantes y de tormenta; y 5) el litoral, por la erosión del oleaje y de la marea (Figura 1.6.12).

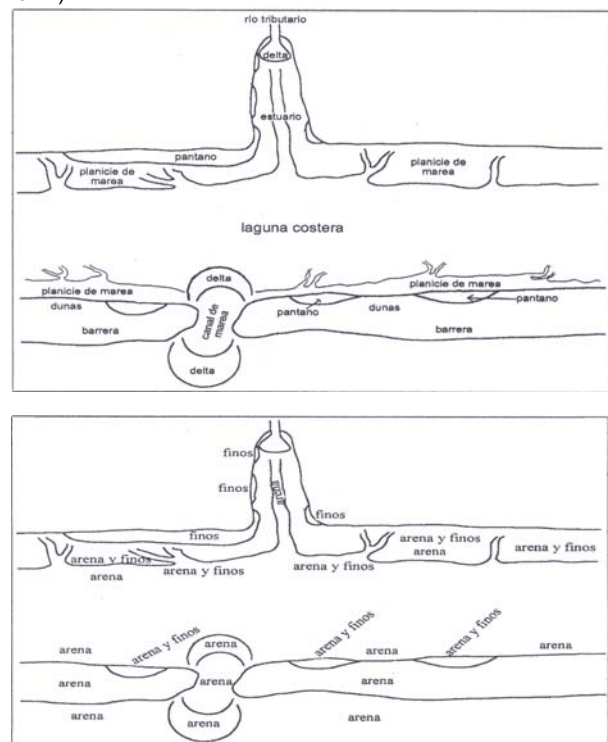
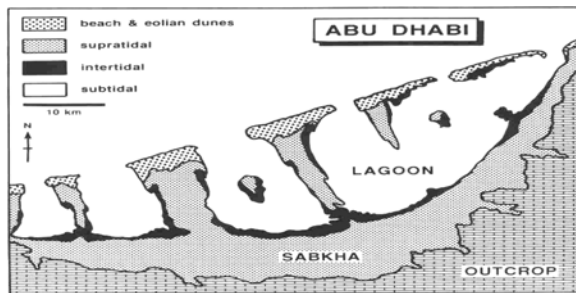


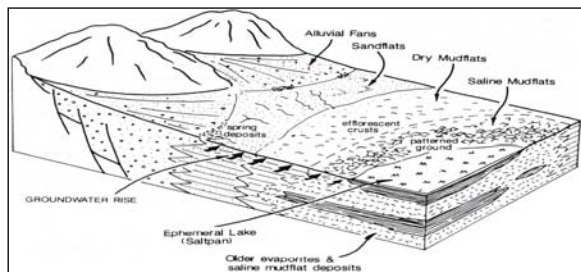
Figura 1.6.12 distribución de tamaños de sedimento en la laguna costera.



**Planicies de marea y Sabkas** Dentro de los ambientes carbonatados, este término se emplea para aquellos ambientes de intermarea en general; mientras que el término **sabka** (figura 1.6.13) representa planicies de mareas controladas por el viento y el nivel del agua subterránea. En el Medio Oriente, vientos fuertes remueven los sedimentos detríticos del ambiente de intermarea a menos de que guarde cierta coherencia por humedad. Las mareas producidas por el viento forman un aspecto importante para la dinámica de estas planicies, en las cuales son comunes: carpetas de algas, huellas de desecación, minerales evaporíticos y dolomita (figura 1.6.14).



**Figura 1.6.13** Mapa simplificado mostrando el ambiente lagunar, cercanas a Abu Dhabi, Golfo Pérsico.

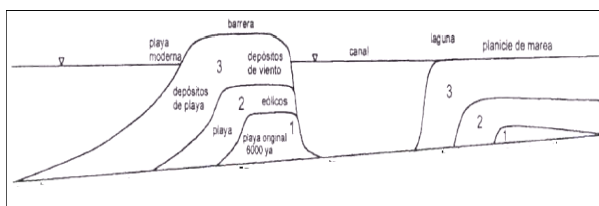


**Figura 1.6.14** Ambiente de depósito para evaporitas lagunares.

#### BARRERAS LITORALES

Es cualquier obstrucción que interfiera con la deriva litoral, ya sea natural o artificial. Las barreras naturales son las puntas o promontorios arenosos que se adentran al mar y las islas paralelas al litoral. Las barreras artificiales son construidas por los humanos e incluyen a los rompeolas, las escolleras y los espigones.

Desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico, las barreras litorales son los depósitos de arena y grava originados y desarrollados por el oleaje y las corrientes de litoral, están separadas de él por una laguna costera casi siempre somera, o por un pantano (Figura 1.6.15). Se encuentran formadas por series de antiguas líneas de playa, cordones de dunas activas o estabilizadas, playas marinas arenosas y pantanos de manglar. Varían de tamaño desde pocos metros de largo y ancho, hasta ser de gran anchura (1 km) y cientos de kilómetros de largo, con grandes sistemas de dunas (100 m de alto).



**Figura 1.6.15** Niveles de crecimiento en las barreras litorales.

#### AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS

Los procesos sedimentarios presentan siempre una influencia geográfica, ya que éstos están definidos por una serie de factores físicos, biológicos y químicos, formando lo que se denomina ambiente sedimentario. El conjunto de estas características imprime al sedimento o facies sedimentaria, unas propiedades que les hacen diferenciables al resto de los sedimentos depositados en otros ambientes.

Los elementos más importantes que definen los ambientes sedimentarios marinos son: fisiografía del medio, energía, clima, aporte de sedimento y cambios del nivel del mar. La fisiografía del medio define y limita las dimensiones del medio, geometría y profundidad. La energía comprende factores como la oceanografía (corrientes geostroficas, olas, mareas, tormentas) hasta otros como la tectónica. El clima, que a su vez puede condicionar algunos aspectos de la oceanografía, así como la naturaleza del aporte de sedimento y el volumen de material aportado. El aporte de sedimento afecta a la composición de los materiales procedentes de ella, y al volumen de sedimento. Las áreas fuentes pueden ser externa (terrestre o atmosférica) e internas (p.e producción biológica marina).

Los ambientes marinos son los de mayor importancia en el ambiente petrolero y corresponden con :

- PLATAFORMA CARBONATADA
- PLATAFORMA CLÁSTICA
- RAMPAS
- TALUD CONTINENTAL
- ABISAL (CUENCA)

**NERÍTICO:** plataforma continental, (10-200 m bnm). Ambiente de sedimentación que se extiende desde la línea de bajamar hasta los bordes de las plataformas continentales y al sedimento que en esta zona se forma.

Esta es caracterizada por estar influenciada por las corrientes y las olas. El aporte de sedimento es aportado en general por el continente.

El sedimento varía en tamaño desde arena hasta limos variando la granulometría desde la zona de bajamar (arena), hacia los bordes de los taludes donde tienen tamaño limo. En las zonas tropicales es común la sedimentación de carbonatos provenientes de algas y moluscos. El ambiente nerítico incluye los mares epicontinentales.

**BATIALES:** (mar profundo): anómala de gran profundidad (200 - 4000 m bnm). Corresponde a la zona ocupada por los taludes continentales y a los sedimentos que allí se forman o depositan. Se extienden desde los bordes de plataforma hasta los fondos marinos. Los taludes continentales tienen una pendiente media de cuatro grados, salvo en los arrecifes coralinos y frente a las costas de falla, donde la pendiente es más empinada.

No está influido por corrientes de gran magnitud en forma continuada, salvo en el borde del talud donde las corrientes de marea y las longitudinales alcanzan su mayor velocidad, produciendo en ocasiones derrumbes de las paredes del talud. Los sedimentos son principalmente fangos.

**ABISALES:** (mar de alta profundidad): sectores de fosas oceánicas sin organismos y con corrientes de turbidez. (> 4000 m bnm). Los fondos marinos no son superficies planas sino que están formados por elevaciones montañosas que se generan en las zonas de acreción. El fondo marino es renovado permanentemente en estas zonas y se mezcla con la astenosfera en las zonas de subducción. Los fondos marinos no tienen una antigüedad mayor a los 250 millones

de años por lo que su antigüedad no va mas allá del final del paleozoico. En el ambiente abisal los sedimentos están restringidos a los de grano fino por su lejanía a las zonas de origen. Están comprendidos por dos clases; los de origen terrígeno y los pelágicos. Los primeros son fangos azules, verdes y rojos, fangos volcánicos derivados de las cenizas, llevados hasta ese lugar por el viento y fangos derivados de la acumulación de estos organismos en barreras y atolones. Los pelágicos consisten en cienos de distintas clases y en arcilla. Los sedimentos terrígenos depositan cerca de los bordes inferiores del talud, los restantes muy lejos de las zonas de origen.

#### PLATAFORMA CARBONATADA

El ambiente marino somero carbonatado presenta una distribución global actual restringida comparada con los períodos geológicos de la historia de la Tierra. Mares carbonatados tan extensos como los que existieron durante el Ordovícico, Devónico, Mississippico y Cretácico no existen actualmente.

Existen diferencias fundamentales entre los depósitos carbonatados terrígenos y marinos. Mientras que los terrígenos son producto del intemperismo químico y físico de las rocas preexistentes que han sido transportados a la cuenca de depósito, los sedimentos carbonatados marinos se derivan de una precipitación "in situ" dentro de la misma cuenca (Figura 1.6.16). En el ambiente marino hay una producción considerable de carbonato permaneciendo la mayor parte en el lugar donde se precipitó, debido a la presencia de organismos que no solo secretan el  $\text{CaCO}_3$ , sino que también lo utilizan para la construcción de sus conchas o esqueletos. Sin embargo, es importante considerar que parte del sedimento carbonatado producido en el ambiente marino, puede llegar a sufrir un cierto transporte por la acción del viento, oleaje, corrientes, etc., ya sea a áreas continentales, al borde de la plataforma o a las profundidades marinas.

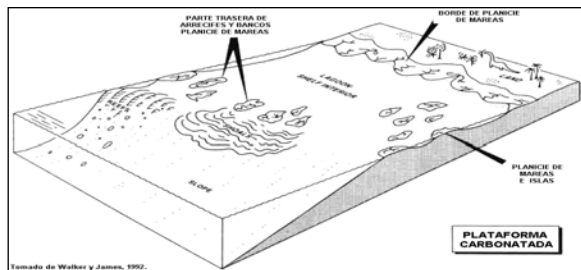


Figura 1.6.16 Muestra las partes que componen una plataforma carbonatada.

#### AMBIENTE ARRECIFAL

En este ambiente sedimentario tenemos como material el agua de clima templado con salinidad normal, agitadas y claras de poca profundidad, es de geometría alargadas, curvadas o circulares o anulares; la energía es mecánica de oleaje, mareas, y biológica (Figura 1.6.17). La biología es fundamental e imprescindible, existen organismos constructores de diferentes grupos según medio y edad la litología se compone de masa de constructores, a veces cristalizada y dolomitizada, que en el hueco engloba fangos y bioclastos se tiene matriz clástica en el frente (talud), de fangos, mientras que pasa a facies lagunares (lagoon) en la zona protegida; las estructuras sedimentarias se componen de masivas red de constructores en posición de vida, interconectados laminación, grietas de desecación y ligera bioturbación en las zonas protegidas; también se presenta estratificación inclinada, deslizamiento e incluso turbiditas.

Los fósiles son fundamentales, principalmente constructores diversos, algas y bentónicos.

**Sedimentos arrecifales.** Una de las características mas sobresalientes de los sedimentos arrecifales es su origen biológico exclusivo. El total de sedimentos producidos se deriva de cinco grupos principales de organismos: corales, algas coralinas, algas verdes, foraminífero y moluscos. Así mismo, se presentan variaciones locales en partículas no biológicas como ooides e intraclastos.

Los sedimentos arrecifales incluyen también partículas carbonatadas acumuladas en bancos o apiladas por transporte principalmente en barras, dunas y planicies deltaicas. Aunque la arena es el tamaño de grano mas abundante en el arrecife, también se encuentran gravas pobremente clasificadas. La textura del sedimento arrecifal es el resultado de tres factores principales: el tipo de organismos que construyen el armazón, la actividad del oleaje y la desintegración producida por los mismos organismos (Figura 1.6.18).

La desintegración biológica del material arrecifal es una contribución importante para el volumen y la textura de estos sedimentos. Numerosos organismos se alimentan del arrecife produciendo pellets que forman también parte de los sedimentos. Dentro de las acumulaciones actuales son comunes los ooides, los cuales se encuentran en flujos constantes y niveles altos de agitación. Los ooides se forman a profundidades menores a los 5 metros, algunas veces en zonas de intermarea, a lo largo de las plataformas o cerca de los canales de marea; por lo que las corrientes de marea son los procesos dominantes para las facies oolíticas.

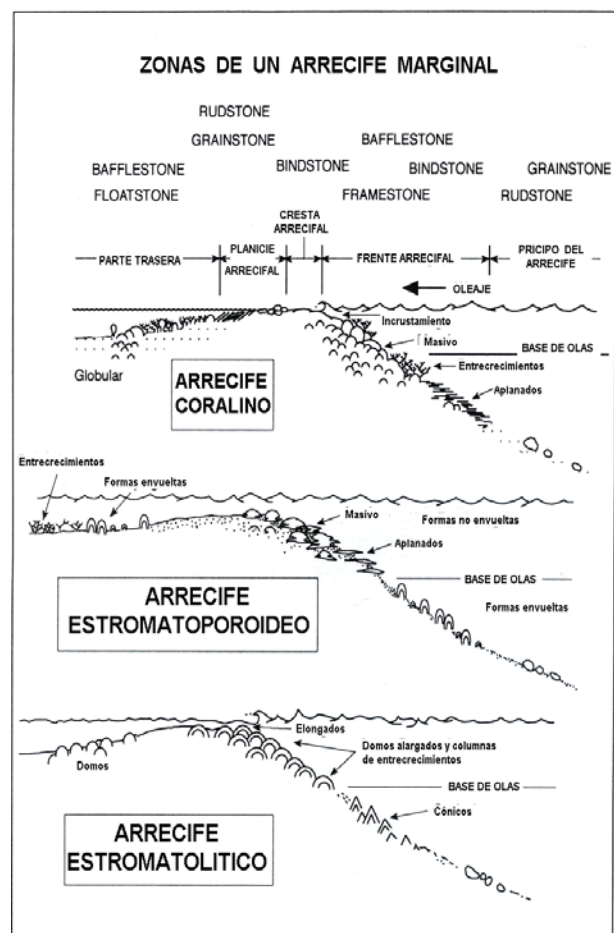


Figura 1.6.17 Muestra los distintos tipos de arrecifes.

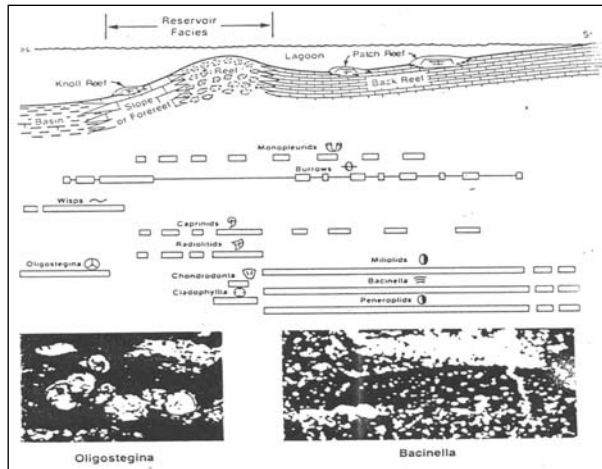


Figura 1.6.18 Perfil mostrando una plataforma con fósiles y estructuras sedimentarias características.

### PLATAFORMA SILICICLASTICA

La plataforma continental es una parte del fondo marino que se extiende desde la costa hasta el cambio de pendiente que da paso al talud continental. En la práctica los límites son variables, pues hacia la costa se toma el nivel de base del oleaje de buen tiempo que varía con la energía de la costa y la estación del año y hacia el océano, la rotura de pendiente se produce a profundidades distintas (por término medio a unos 200 m) y no se sitúa a una distancia fija de la costa (Figura 1.6.19).

Se distinguen dos tipos de mares someros: los marginales o pericontinentales que son los de las plataformas continentales clásicas que rodean los continentes, extendiéndose hasta el talud, y los epeíricos o epicontinentales, situados en las áreas continentales a modo de pasadizos o brazos de mar que, a veces, están parcialmente confinados como el Mar Báltico y el Mar del Norte. La morfología del fondo y las características sedimentarias son muy variables ya que el fondo puede ser llano o mostrar una topografía irregular con bajos o islas; la granulometría del sedimento puede variar de unos puntos a otros, desde lutitas a tillitas glaciares en función de los controles sedimentarios.

### TALUD CONTINENTAL

Esta unidad morfológica, es la porción del fondo oceánico, que se extiende a partir del borde de la Plataforma Continental hasta una profundidad de 1.000 a 4.500 m. Su pendiente media es de 5° a 7° grados, aunque a veces alcanza 25 grados y en ocasiones rebasa los 50°. En amplitud varía de 8 hasta 270 km.

La morfología del talud continental consiste generalmente en una planicie inclinada, desmembrada en escalones en los que el piso de cada uno limita con un escarpe que se interpreta con frecuencia como falla normal. En la mayoría de los casos los pisos no están cubiertos de sedimentos, siendo frecuente la existencia de depresiones del tipo de los cañones submarinos. Estas formas (los cañones submarinos) son características del talud continental, y a partir de su límite con la plataforma continental inciden verticalmente, alcanzando en algunos casos 2000 m de corte vertical y cientos kilómetros de longitud.

El conocimiento progresivo de estas peculiares formas del relieve submarino ha permitido ordenar y clasificar sus características más significativas y aspectos más relevantes:

- Un cañón presenta la forma de V, un curso sinuoso, tubular y paredes abruptas.
- La mayoría de los cañones pueden ser ubicados hasta la base del margen continental.
- Se encuentran repartidos en casi todo el mundo, con algunas excepciones donde la inclinación de la plataforma continental es menor a 1°.
- Las rocas de las paredes del cañón van desde rocas blandas hasta el granito.
- La mayoría de los cañones continúan en el piso oceánico a partir de cursos de ríos, aunque ello no sea siempre el caso.
- Los sedimentos en el piso del cañón son generalmente arenas y guijarros, aunque es posible constatar que sedimentos más gruesos se hallan cubiertos por fangos.
- Los ripple marks son comunes en casi todas las profundidades del piso del cañón, presentándose normalmente al lado más inclinado de los ripples en el rumbo "hacia abajo" del cañón.
- Las cabezas de los cañones activos reciben una gran cantidad de sedimentos, los cuales son en dicho lugar muy inestables y normalmente transportados hacia la parte más profunda del cañón por avalanchas de barro (corrientes turbias), desprendimientos y/o por corrientes oceánicas inusuales, especialmente en un margen de convergencia donde la actividad sísmica juega un rol importante.
- Los cañones pueden encontrarse tanto en costas estables como inestables, pero mayoritariamente aparecen en costas sumergidas (mar de Behring, Bahamas, costa oeste de Europa).
- Finalmente es necesario constatar que el talud continental es, en conjunto, dimensiones del relieve terrestre, y a diferencia de la Elevación Continental, que es esencialmente acumulativa, el talud es tectónico, con deformaciones que son una clara expresión de la actividad endógena.

### AMBIENTE DE CUENCA

El término de cuenca, en el sentido más amplio, se define como un área deprimida sin salidas en superficie (Figura 1.6.20). Este término presenta una aplicación muy amplia, pero desde el punto de vista de morfosedimentario, la cuenca representa el ambiente marino profundo que se desarrolla a continuación del margen continental. Si la cuenca se desarrolla sobre corteza oceánica entonces este ambiente marino también recibe el nombre de "llanura abisal". Morfológicamente, son áreas con topografía contrastante, donde pueden llegar a prolongarse los valles submarinos desarrollados inicialmente en los márgenes continentales. Asimismo, en estos ambientes se identifican los denominados canales medio-oceánicos que son valles paralelos o subparalelos al margen continental que presentan recorridos longitudinales de cientos a miles de kilómetros, pudiendo actuar de vías de transferencia de sedimento de una cuenca a otra.

Desde el punto de vista sedimentológico representan las áreas donde tiene lugar la deposición final de aquellos sedimentos que son transportados desde el continente y desde el propio margen continental. La revisión del estado actual de los conocimientos sobre la sedimentación en las cuencas oceánicas del Mediterráneo, Caribe, Atlántico noroccidental, y Pacífico indican que en estos ambientes sedimentarios se depositan principalmente depósitos turbidíticos, de flujos de talud, hemipelágicos y pelágicos.

Al pie del talud continental se acumulan los materiales depositados en la parte externa de la plataforma continental y que han deslizado por el talud. La sedimentación en este área será predominantemente arcillosa sin intercalaciones de niveles olistostrómicos. Si existe la desembocadura de un cañón submarino, éste construirá su típico abanico

deposicional, formado por series dominantemente turbidíticas. Tanto los materiales de borde continental, como los propios de abanicos submarinos, pasan lateralmente a los sedimentos más profundos. Estos están formados por delgadas capas de material transportado por corrientes de turbidez y por sedimento autóctono, constituido, en gran parte, por margas pelágicas en las que abundan las conchas de los foraminíferos. En las áreas donde no llega el material detrítico, se depositan materiales muy finos que se hallan en suspensión en las aguas y conchas de foraminíferos pelágicos, o bien, a la acumulación de conchas de radiolarios, originándose, en este caso, una roca silícea (radiolarita).

#### FACTORES QUE CONTROLAN EL DEPÓSITO

**Los parámetros físicos**, que más influyen en los procesos de transporte son la anchura DEL, la profundidad, la pendiente y la morfología, pues controlan el modo de disipación de la energía del oleaje sobre el fondo, la exposición a los temporales y la existencia de áreas de potenciación o disipación de las corrientes, según los impedimentos que se les ofrezcan. La latitud y el clima están en íntima relación y de ellos dependen el tipo de intemperismo, la naturaleza del aporte sedimentario, el régimen de avenidas, la intensidad de las tempestades y las direcciones predominantes de aproximación de los frentes de tempestad y oleaje. La orientación de la plataforma respecto a estos factores, junto con los citados antes, será a su vez determinante del nivel energético del fondo.

**El aporte sedimentario** proviene en pequeña cantidad del aporte fluvial y, sobre todo, de la removilización de sedimentos heredados y de las corrientes de densidad generadas al calmarse las tempestades y volver al mar el agua cargada del sedimento erosionado de las zonas litorales.

**Los procesos de transporte** más activos son las olas de tempestad y las corrientes. El oleaje de buen tiempo no suele afectar el fondo y sus efectos son mínimos. El oleaje de tempestad provoca erosiones generalizadas cuyas superficies se siguen lateralmente en sondeos y afloramientos, sobre las que se depositan secuencias de energía decreciente análogas a las expuestas en ambientes sublitorales.

**Los cambios eustáticos** de nivel del mar producen variaciones de profundidad, es decir, del espesor de la capa de agua que hay sobre cualquier punto del fondo y modifican la capacidad de actuación del oleaje y de las corrientes, lo cual puede resultar en cambios litológicos. Además controlan la

emersión o el hundimiento de determinadas partes de la plataforma, exponiéndolas o protegiéndolas de la erosión y haciendo cambiar la distribución y extensión de los ambientes sedimentarios, que pueden llevar sedimentos terrestres a zonas anteriormente sumergidas o viceversa, y regulan el nivel de base de los ríos y con ello su capacidad de transporte y su dinámica general como aportadores de sedimento.

**La acción de los organismos** modifica profundamente las características del sedimento, especialmente en su parte superior. La actividad orgánica se lleva a cabo en varios niveles y corre a cargo de diversos tipos de organismos que, como resultado indirecto, bioturban el sedimento, llegando incluso a destruir la estructura original. A su vez, el tipo de sustrato y las condiciones hidrodinámicas en el fondo ejercen un fuerte control sobre la biota: en sustratos arenosos con activo transporte de carga de fondo la biota es pobre y no suele haber epifauna bentónica, mientras que en sustratos de grano fino y de aguas más tranquilas hay mayor densidad de población bentónica y los comedores de sedimento reemplazan progresivamente a los filtradores de alimento en suspensión. El estudio de las ichnofacies ofrece claves para la interpretación ambiental pues su potencial de preservación es elevado.

**Los procesos químicos** revisten gran interés y de su estudio se pueden sacar muchas conclusiones sobre la génesis de los depósitos de plataforma. Entre los más interesantes destaca la génesis de minerales autigénicos, es decir formados en el propio ambiente, que pueden usarse por ello para identificarlo. En fondos con escasa sedimentación terrígena se forman chamosita en aguas cálidas, glauconita en aguas más frías y fosforita en zonas de ascenso de corrientes profundas cuyas aguas cargadas en nutrientes favorecen la multiplicación explosiva del fitoplancton. Otros procesos químicos que tienen lugar son: la precipitación de carbonates, de sílice, de hidróxidos de hierro y de manganeso, la cementación, etc.

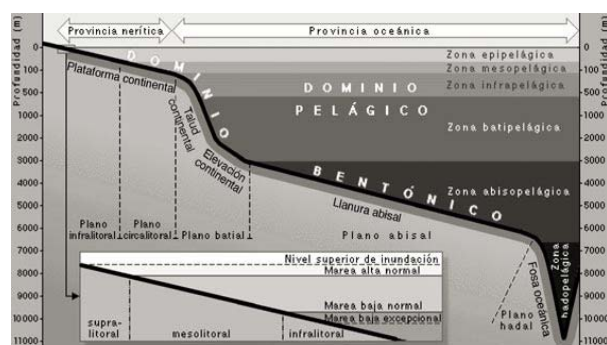


Figura 1.6.19 Se muestran las distintas partes de la pendiente oceánica.

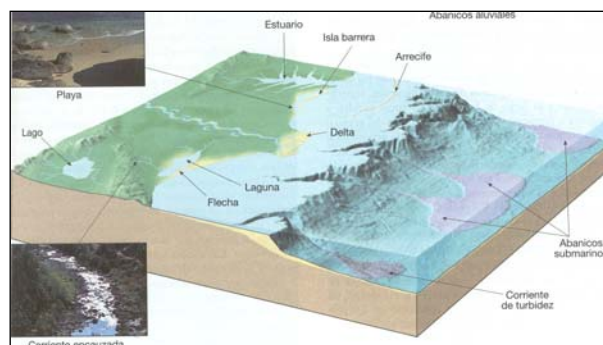


Figura 1.6.20 Ambientes sedimentarios profundos.



## 1.7 FACIES

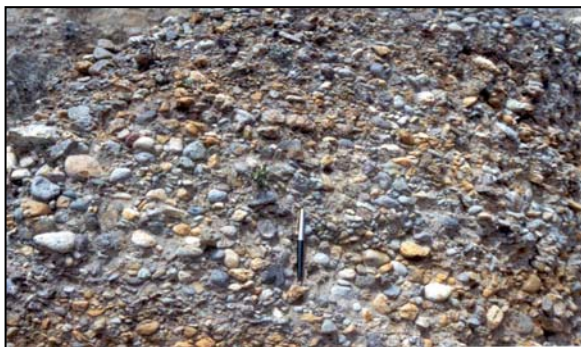
Aunque el término **facies** fue usado originalmente por Steno en la segunda mitad del siglo XVII (Torres, 1994), para aludir al aspecto externo de las rocas, fue Gressly 1814-1864 (Vera Torres, op.cit), quien en 1838, lo introduce en la nomenclatura geológica. La palabra viene del latín *facies* (facies), 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 más usados son: un **sentido descriptivo** y un **sentido interpretativo**.

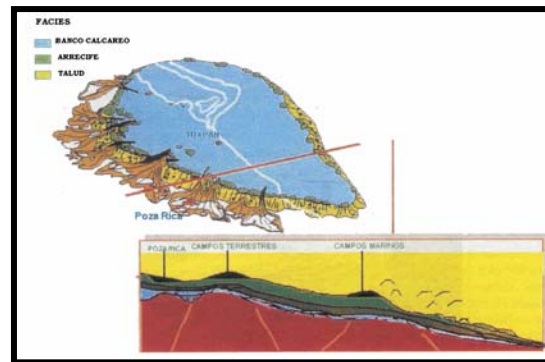
Así por ejemplo, las Biofacies y las Litofacies constituyen ejemplos de facies descriptivas, ya que tienen que ver con aspectos externos de los cuerpos sedimentarios, como su composición, su estructura interna, su granulometría, color, estructuras sedimentarias, geometría y los fósiles; se destacan los 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 (Figura 1.7.1); 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 (Figura 1.7.2).



**Figura 1.7.1** La fotografía muestra una facies de conglomerados mal clasificados y mal seleccionados de la Formación Atotonilco el Grande, en Santa María Amajac, Hgo.

Para el estudio de las facies, se debe considerar el análisis de los parámetros de las facies antiguas, de origen desconocido, pueden compararse con las de los depósitos actuales, de los que si se conoce el medio sedimentario actuante y los procesos que las originan.



**Figura 1.7.2** 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 1999).

También es necesario tener presente que una facie individual puede tener poco valor para realizar una interpretación de un medio sedimentario específico. Así por ejemplo la presencia de Ripples, indica solo un proceso, pero nada o muy poco puede decir de la corriente que lo provocó, o bien del medio de depósito.

Sin embargo, puede ser muy significativo si en el análisis se relaciona con las facies que eventualmente pudieran encontrarse por encima y por debajo, formando una asociación de facies que estaría formada por dos o más facies ligadas genéticamente y que podrían reflejar la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios, que actuando en un tiempo suficiente han producido un depósito.

Por lo tanto, cuando aparece una secuencia vertical continua de Facies relacionadas genéticamente y cuando se reconocen los límites, se puede establecer que, las facies que se encuentran en una sucesión vertical continua se formaron en medios adyacentes lateralmente y que las facies que están en contacto normal, en la vertical, deben proceder de medios adyacentes lateralmente.

Este principio es el fundamento del análisis de facies, sin embargo, la aplicación de este principio solamente es correcto en la medida que se aplique a sucesiones sin rupturas importantes y que la comparación con los medios actuales es la base de la interpretación de las facies antiguas.

### FACIES EN SU ACEPTACIÓN ABSTRACTA Y CONCRETA

En el sentido de **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 (lechos rojos).

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.

#### 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, nannofacies y tectofacies. En la actualidad existen además las electrofacies (medidas en las diagráfias) y las facies sísmicas (medidas en perfiles sísmicos).

A continuación se describen 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.

- **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 (Figura 1.7.3).
- **Nannofacies** término que se usa para designar al conjunto de características litológicas, 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:

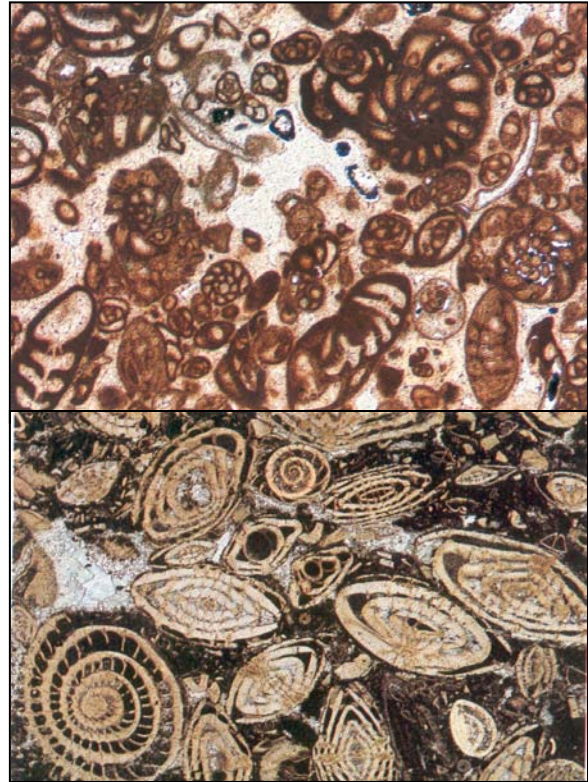


Figura 1.7.3 Las microfotografías ilustran el conjunto de características litológicas y paleontológicas que pueden ser observables al microscopio en lámina delgada. La fotografía de arriba muestra una microfacie de caliza con nummulíticos, y la fotografía de abajo nos muestra una microfacie de caliza con miliolidos (Tomada de A.E. Adams et al 1997).

- **Facies isótopa:** 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 heterótopa:** 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 heterótopa. En el ejemplo de la facies heterótopa, los indicadores alótopos de facies son los restos de plantas terrestres.

Las facies pueden ser de cinco tipos según la cantidad de oxígeno que existiera en el medio. En medio oxigenados tenemos gran diversidad, los organismos presentan esqueleto y el sedimento se encuentra muy bioturbado, mientras que en ambientes sin oxígeno pasamos a tener poca diversidad, organismos son de cuerpo blando y el sedimento mantiene la laminación original.

1. **Facies aeróbicas:** restos de fauna bentónica sin restricciones de oxígeno.
2. **Facies disaeróbicas:** evidencias de aguas poco oxigenadas. Fauna bentónica empobrecida.
3. **Facies anaeróbicas:** condiciones sin oxígeno. No suele haber restos de fauna.
4. **Facies exaeróbicas:** condiciones intermedias entre disaeróbicas y anaeróbicas. Suelen presentar restos de fauna especializada.

5. **facies poiquilaeróbicas:** baja diversidad de organismos. Estos corresponden a especies oportunistas desarrolladas en respuesta a valores de oxígeno variables pero generalmente bajos.

Los ambiente se clasifican en:

1. **Óxicos:** la concentración en  $O_2$  es  $>1$  ml/l.
2. **Dióxicos:** la concentración de  $O_2$  varía entre 1 y 0'2 ml/l.
3. **Subóxicos:** la concentración de  $O_2$  está entre 0'2 y 0 ml/l.
4. **Anóxicos:** la concentración de  $O_2$  es 0 ml/l.
5. **Euxínicos:** la concentración en  $O_2$  es 0 ml/l pero existe  $H_2S$  libre.

Las biofacies aeróbicas se caracterizan por presentar asociaciones epibentónicas de alta diversidad, con individuos relativamente grandes y bien calcificados. El sedimento está muy bioturbado, con estructuras de morada o estructuras superficiales de comportamiento (domichnia y fodichnia).

Las biofacies disaeróbicas presentan asociaciones de baja diversidad con individuos de pequeño tamaño y débilmente calcificados. El sedimento presenta estructuras de bioturbación de menor tamaño que la anterior.

Las biofacies exaeróbicas no presenta evidencias de bioturbación (el sedimento presenta laminación). Se desarrollan velos microbianos superficiales; Se trata de relaciones con bacterias quimiosintéticas. Las biofacies anaeróbicas no presenta bioturbación alguna. El sedimento presenta la laminación original. La actividad microbiana está atenuada o ausente.

#### 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 piritita sin fósiles.

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

1. **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 (Figura 1.7.4).

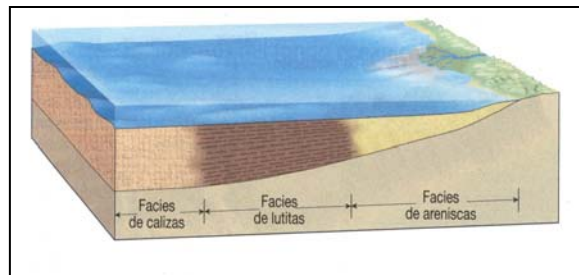


Figura 1.7.4 La figura muestra los cambios laterales entre facies entre tres unidades de la misma edad (Tomada de E.J. Tarbuck et al 1999).

2. **Cambios verticales de facies:** separan a dos facies depositadas en intervalos de tiempo sucesivos, en las que su límite es una superficie de depositación, cada facies tiene diferente litología, siendo la mas antigua la unidad inferior (Figura 1.7.5).

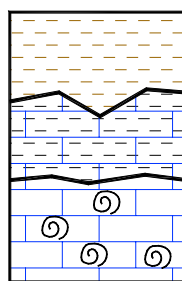


Figura 1.7.5 La figura muestra los cambios verticales entre una secuencia de carbonatos (parte inferior), calizas arcillosas (parte media) y lutitas (parte superior).

3. **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 (Figura 1.7.6).

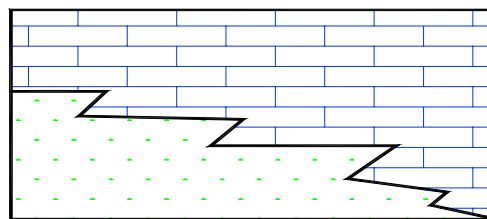


Figura 1.7.6 La figura muestra cambios laterales y verticales de facies (cambios oblicuos), entre una secuencia de areniscas y una secuencia de calizas.

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

#### 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 amonites; 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 1.7.1:

| Tipo de característica o contenido                             | Facies de                                                                                                                                                             |
|----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <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 1.7.1 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.

#### 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.



## 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.

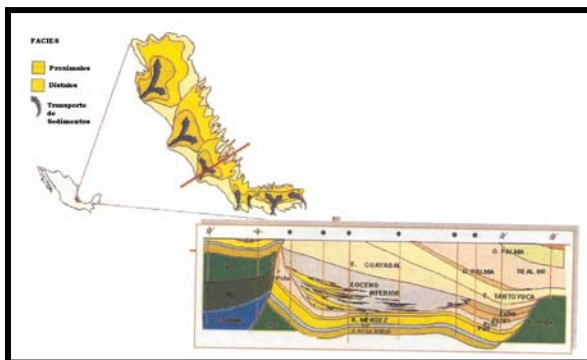
También debe tomarse siempre en cuenta su fundamento uniformitarista, por lo cual cabe destacarse que los medios sedimentarios no se distribuyen de forma homogénea en la horizontal (distribución de las áreas de sedimentación activa, de no-deposición y de erosión).

## 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 derivar en un modelo generalizado que incluya ejemplos de rocas antiguas y de sedimentos recientes (Figura 1.7.7).

Todo modelo de facies debe asumir las siguientes cuatro funciones principales:

1. Debe actuar como una norma, con propósitos de comparación.
2. Debe actuar como un marco de referencia y guía para futuras observaciones.
3. Debe actuar como una herramienta predictiva en nuevas situaciones.
4. Debe actuar como una base integrada para interpretación en el sistema que representa.



**Figura 1.7.7** La figura muestra el modelo de facies idealizado de un sector de la cuenca de Chicontepec, distinguiendo facies proximales, medias y distales. Tomada Guzmán Baldizan, Alfredo E. (1999).

## METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE FACIES

Las investigaciones actuales sobre análisis de cuencas sedimentarias tratan de relacionar la evolución geodinámica de las mismas con las características sedimentarias,

geoquímicas y volcánicas de su relleno y de su evolución posterior; 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. Descripción de las facies en el campo o bien a partir de las muestras de núcleos de pozos: Areniscas con ripples, limolitas con bioturbación, etc.

2. Agrupación de esta facies en secuencias compuestas de dos o más miembros, limitadas en general por superficies netas con bases de canales, etc.

3. Inclusión en la secuencia obtenida de los datos de paleocorrientes, paleoecología de la fauna encontrada y de composición litológica; tras los estudios de laboratorio, si están disponibles

4. Determinación de la geometría tridimensional de las secuencias. Esto puede ser más fácil, si se dispone de datos geofísicos (diagramas de pozos, perfiles sísmicos) que forman una red, pues en superficie los afloramientos suelen ser bidimensionales

5. Determinación de los cambios laterales y verticales de las secuencias

6. Interpretación del medio de sedimentación y los procesos que generaron la secuencia, por comparación con los modelos actuales y otras cuencas bien descritas.

7. Asociación de las secuencias individuales en ciclos cada vez más complejos e integración de las interpretaciones con los datos de la actividad tectónica y climatológica. Establecimiento de la ciclicidad a gran escala.

8. Los datos obtenidos pueden expresarse en mapas paleogeográficos, diagramas tridimensionales, etc.

## 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 Figura 1.7.8.

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 1.7.9, 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.

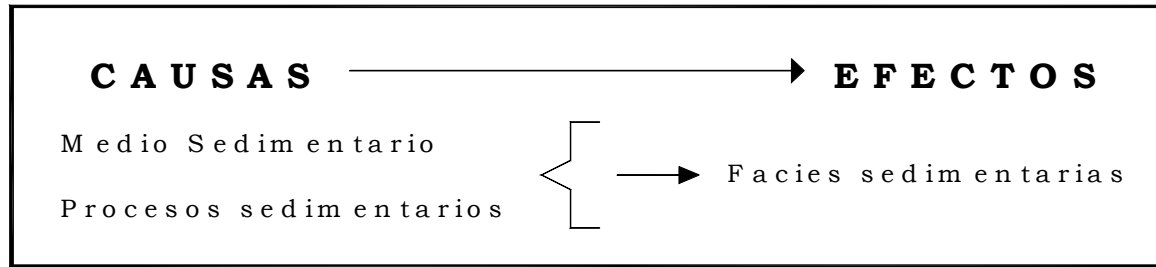


Figura 1.7.8 Modelo causa-efecto entre el medio, procesos y facies Selley, 1970, y Rici Lucchi, 1981 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992).

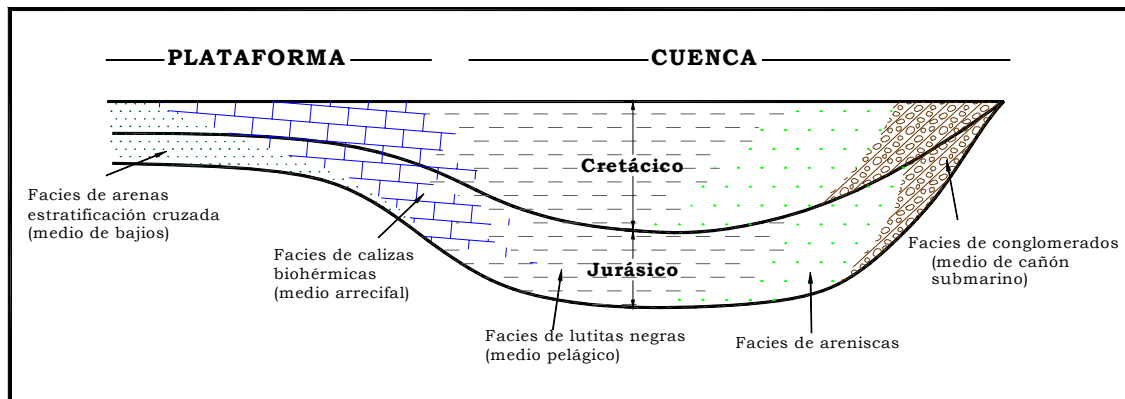


Figura 1.7.9 Figura que muestra de manera esquemática la relación entre el medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca teórica Selley, 1976 (tomada de Arche Alfredo et. al. 1992).

## I.8 DIAGÉNESIS

La diagénesis se refiere 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.

Se incluyen en éste concepto todos los cambios que tienen lugar en los sedimentos después de depositarse y que afectan tanto a las partículas minerales como al agua intersticial; los procesos que actúan (físicos, físico-químicos, químicos, bioquímicos, etc) conducen a la litificación del sedimento. Estos cambios se llevan a cabo en condiciones de presión y temperaturas propias (normales) de la superficie o parte externa de la corteza terrestre.

Los procesos diagenéticos se inician en el momento en que los sedimentos se depositan y se acentúan durante el enterramiento por nuevos aportes sedimentarios. Las causas principales son el progresivo incremento de presión (carga litostática) y de temperatura (gradiente geotérmico). Los procesos diagenéticos tienen una gran importancia en Estratigrafía y Sedimentología, ya que enmascaran, cuando no eliminan casi por completo, la información genética del sedimento (procedencia, transporte y lugar de sedimentación) y dificultan su interpretación. La diagénesis no produce sólo "efectos negativos", en muchas ocasiones las transformaciones que tienen lugar cambian las propiedades de las rocas en "positivo", haciendo que tengan mayor valor económico (la disolución aumenta la porosidad primaria, la cementación cierra porosidad, dolomitizaciones, mineralizaciones, etc). Las transformaciones que tienen lugar en la diagénesis son debidas a que las partículas del sedimento y el fluido intersticial encerrado en sus poros, tienden a mantenerse en equilibrio mediante reacciones controladas por la presión, la temperatura, el tiempo, el pH, Eh, concentración iónica, etc. La diagénesis es un proceso muy complejo que comprende desde el momento de la sedimentación hasta el comienzo de los procesos metamórficos o hasta que las rocas vuelven a ser expuestas a la meteorización.

### ETAPAS DIAGENÉTICAS

Strakhov distingue 2 tipos de cambios primordiales:

La **sedimentogénesis** que se refiere a la formación del sedimento.

La **metagénesis** que reúne a tres procesos que son:

- Diagénesis
- Catagenesis (epigénesis)
- Protometamorfismo

**Diagenésis.** Se ha restringido a la transformación del sedimento a roca sedimentaria, incluyendo la neoformación de minerales, la redistribución y recristalización de minerales y la litificación.

**Catagénesis (epigénesis).** Está relacionada a los cambios secundarios que se originan en la roca sedimentaria ya formada, es decir, se aproxima y enlaza con los procesos metamórficos.

**Protometamorfismo.** Fase que se excluye de los procesos sedimentarios (procesos meta-sedimentarios).

### PROCESOS DE LA DIAGÉNESIS

Se consideran 6 procesos como los representativos de este fenómeno, estos son:

- Compactación
- Cementación

- Recristalización
- Reemplazamiento
- Solución diferencial
- Autigénesis

**Compactación:** Es una reducción de volumen del sedimento, ocasionada principalmente por las fuerzas verticales ejercidas por una capa de recubrimiento creciente, a medida que es soterrado el sedimento.

**Cementación:** Es la depositación de minerales en los intersticios entre los granos de un sedimento. Es uno de los cambios diagenéticos más comunes y produce la rigidez de un sedimento, uniendo a las partículas unas con otras.

La cementación puede ocurrir simultáneamente con la sedimentación, o bien el cemento puede ser introducido en un tiempo posterior, los materiales cementantes más comunes son: calcita, dolomita, siderita y sílice.

**Recristalización:** Son cambios en la textura y estructura del sedimento, por crecimiento de pequeños cristales o fragmentos en un agregado de cristales más gruesos.

**Reemplazamiento:** Es el desarrollo de nuevos minerales por reacciones entre los elementos constitutivos originales de los sedimentos y materiales acarreados de fuentes externas. El nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original, sin cambio de volumen, y puede tomar la forma del mineral reemplazado (seudomorfo).

**Solución diferencial:** Son procesos de disolución selectiva dentro del segmento, como elementos constitutivos particulares o a lo largo de los planos de estratificación.

**Autigénesis:** Es el desarrollo de nuevos minerales o sobrecrecimientos dentro de un sedimento.

### PROCESOS DIAGENÉTICOS EN SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS

En la diagénesis de gravas, hay que destacar que además de la influencia de la textura (tamaño, forma, clasificación), composición química y mineralógica, hay que atender a la presencia o ausencia de "matriz". Por ello hay que establecer diferencias en las relaciones texturales, sobre todo de "fábrica" (empaquetamiento y orientación de partículas), con el diferente comportamiento mecánico de gravas, arenas, matriz, cementos, etc.

En areniscas es frecuente el proceso de "disolución por presión", originado por la disolución de los granos en su punto de contacto, como respuesta a una presión, generalmente la litostática. El material así disuelto puede depositarse nuevamente en superficies donde se ejerce menor presión. La disolución por presión se ve favorecida por la presencia de arcilla y/o mica entre los granos de cuarzo; asimismo en areniscas con materia orgánica aparecen las suturas, típicas de la disolución por presión. La explicación, en el caso de las arcillas, es que aumenta la solubilidad de la sílice por liberación del K<sup>+</sup> (ilitas) y además la difusión de la sílice disuelta es favorecida por las películas arcillosas que rodean los granos de cuarzo.

La compactación en siliciclastos aparece simultánea o ligeramente posterior a la sedimentación; la reducción de porosidad y eliminación de fluidos representa disminución de volumen y por tanto disminución del espesor de los estratos.

Su intensidad depende en gran parte de la porosidad inicial, que está relacionada con el tamaño de grano y contenido en agua pelicular. Un fango arcilloso con 90% de porosidad inicial se puede reducir a la décima parte de espesor,

mientras que una arena con un 35% de porosidad inicial se reducirá sólo a los 2/3 de espesor. Si comparamos dos sedimentos de muy diferente comportamiento, "arcillas" y "arenas", observaremos que: las arcillas (porosidad inicial de 50%-90%), en una primera fase de compactación se reducen al 40%-45% debido a la expulsión de agua comienza una reordenación de partícula, que desarrolla "esquistosidad" y se llega a una pérdida total de porosidad (a unos 6 Km. de profundidad). La "reducción de espesor" puede llegar al 80%, así 1m. de lutitas puede pasar a ser 0,2 km. de pizarras, cuando se metamorfozan.

Las arenas (porosidad inicial de 25%-45%) reducen ligeramente su porosidad a valores del 10%-25% y la consolidación final se alcanza más por efectos de la "cementación" que por la propia compactación. En el caso de los sedimentos carbonatados los efectos de la compactación son más complejos, ya que durante los mismos se producen procesos de "disolución", bajo presión, que enmascaran (formación de "estilolitos") los resultados y complican su cuantificación.

Cuando se quiere interpretar la geometría de rocas sedimentarias antiguas, el problema principal es conocer los efectos de la "compactación diferencial". Dado que los sedimentos reducen su volumen de forma desigual (según la litología y la textura), es frecuente que volúmenes de materiales originalmente semejantes pasen a tener diferente espesor después de la compactación, con la consiguiente modificación de la geometría de los estratos.

La diagénesis en sedimentos arcillosos es muy compleja por las grandes variaciones mineralógicas, químicas y texturales que tienen las "arcillas".

De los componentes iniciales (arcillas, cuarzo, feldespatos, carbonatos, sílice, etc.) el cuarzo y los minerales arcillosos son los más estables. La fuerte compactación que sufren las arcillas provoca la ascensión de agua intersticial salina, que provoca diferentes cambios químicos (adsorción, filtración, cambio de catión). Uno de los cambios más comunes es el paso de la montmorillonita a illita y clorita, a veces con "interestratificados" intermedios, en medios marinos normales a medida que aumenta la profundidad de enterramiento. En medios salinos con agua intersticial "supersalina" se originan minerales ricos en Mg (Clorita, Sepiolita, Atapulgitita).

Otra característica de la diagénesis de arcillas es la aparición de nódulos y concreciones de manganeso, sulfuros y carbonatos en facies terrígenas la neoformación es distinta en las facies más proximales, que inicialmente son más ricas en montmorillonita, illita degradada y caolinita, como consecuencia de la mayor influencia del área madre (meteorización). En las facies más distales, netamente marinas, la neoformación es el origen indiscutible de illita y clorita.

En etapas diagenéticas muy avanzadas, la proximidad del metamorfismo se anuncia por la esquistosidad, la cristalinidad de la illita y la aparición de sericita, clorita, etc.

#### PROCESOS DIAGENÉTICOS EN SEDIMENTOS CARBONATADOS

La diagénesis es muy compleja por la inestabilidad de los carbonatos. Entre los procesos diagenéticos destacan:

**1. Degradación biológica:** Ocurren en los carbonatos, se ven sometidos al "ataque" de diversos organismos. Esta acción tiene lugar con preferencia en las primeras fases de la diagénesis. La degradación puede transformar y destruir totalmente los componentes carbonatados, o bien crear vías de acceso de fluidos, que favorecen otros procesos diagenéticos. El "ataque biológico" puede realizarse por

distintas acciones, según los organismos (excavadores, perforadores, raspadores y depredadores). La micritización, es uno de los procesos más característicos y consiste en el: "relleno de las perforaciones de un grano esquelético por micrita".

**2. Disolución:** La disolución es un proceso Químico que consiste en la disociación de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente. Este proceso no implica ninguna transformación en la composición química del material disuelto. Una vez disueltos los materiales se precipitan al desaparecer el agente disolvente. Frecuentemente esta precipitación se hace en el mismo lugar de la disolución.

La eficacia de la disolución depende de la naturaleza de la roca, sobre todo de su permeabilidad. Las rocas sedimentarias son más sensibles a la disolución, particularmente las evaporitas (sal, yeso) pero la presencia de ciertos compuestos en disolución (como el anhídrido carbónico) aumenta el poder disolvente del agua, haciendo que otras rocas, como la caliza, sea, también, fácilmente atacada.

Podemos diferenciar dos tipos de disolución: la disolución, propiamente dicha, que afecta a las evaporitas, y la disolución cárstica (o carbonatación), propia de las rocas carbonatadas y que es responsable del relieve cárstico. La disolución cárstica conlleva al existencia de agua acidula (que lleva en disolución ácido carbónico) que ataca a rocas que contengan calcio, sodio, potasio y, en general, óxidos básicos. La formación del relieve cárstico implica un proceso muy complejo que combina otras reacciones químicas o físicas. En general consta de tres etapas: la disolución directa por acción del agua, la acción química del ácido carbónico (hasta consumirse), que produce bicarbonato cálcico y la captación de nuevo gas carbónico para repetir las dos primeras fases. La disolución cárstica presenta una eficacia diferente dependiendo de la temperatura y la humedad ambiental, así como de la cubierta vegetal.

Los minerales carbonatados (aragonito, calcita magnesiana, etc.) son metaestables y en el curso de la diagénesis tienden a desaparecer, entre otros mecanismos, por disolución. La ecuación que rige la precipitación/disolución del  $\text{CaCO}_3$  es:

$$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$$

La disolución de carbonatos depende de: la composición del agua, de su flujo y de la composición mineral. La disolución produce una porosidad secundaria o diagenética que hay que sumar a la primaria.

**3. Cementación:** Se denomina "cemento" a la formación de cristales en huecos preexistentes, con la consiguiente reducción o pérdida total de la porosidad primaria. Los sedimentos siliciclasticos pueden tener porosidad media del 50%, mientras que las rocas carbonatadas no superan el 10%; esto plantea el problema del origen del cemento carbonatado, que hay que buscarlo en la disminución de grandes cantidades de carbonatos en las etapas diagenéticas más tempranas.

Según el tamaño y morfología de los cristales se diferencian varios tipos de cementos:

- **Micrítico:** Cristales isométricos de tamaño inferior a 4 micras; mineralógicamente puede estar formado por calcita magnesiana (HMC), aragonito y dolomita. Su origen se asimila a una cristalización muy rápida y múltiples centros de nucleación.
- **Fibroso:** Tamaño variable de calcita y dolomita con cristales fibrosos; la calcita magnesiana lo es frecuentemente



y el aragonito casi siempre se forma con velocidades de cristalización no muy rápidas.

- **Espáritico:** Cemento formado por cristales mayores de 30 micras, subequidimensionales a equidimensionales y morfología de euhedrales a anhedrales. Texturas "blocky", "drusy", "sintaxial". Mayoritariamente son de calcita o de dolomita y se relacionan con velocidades de precipitación lentas.

**4. Sedimentación interna:** Las aguas al circular por las rocas carbonatadas pueden arrastrar partículas de carbonato y depositarlas en el fondo de cavidades. Este proceso sirve de criterio "geopetal" y contribuye, junto con la cementación al relleno de la porosidad.

**5. Procesos neomórficos (recristalización):** El "neomorfismo" es un término (Folk, 1965) que engloba todas las transformaciones que se producen entre un mineral y el mismo (o un polimorfo), dando lugar a cristales nuevos de distinto tamaño (mayores o menores que el original) o de distinta forma. La conversión de cristales pequeños en grandes, puede producirse por crecimiento de algunos cristales grandes en una "pasta" y Folk op. cit. lo denominó "porfiroide". También puede suceder por aumento gradual de todos los cristales manteniendo un tamaño uniforme es el de tipo "coalescente". El neomorfismo comprende dos procesos:

- **Inversión o transformación polimórfica:** La más importante, por ser la más frecuente en diagénesis de carbonatos es el paso de aragonito a calcita, que lleva consigo una recristalización agradable (fango-micrita, micritamicroesparita y de microesparita a pseudoesparita).
- **Recristalización:** corresponde con crecimiento de cristales sin cambio mineral. Para describir las texturas de "recristalización" se utilizan los criterios que toman en cuenta la forma de los cristales (anhedral, subhedral, euhedral) y la "fábrica cristalina (equi- e inequigranular).

**6. Reemplazamiento:** El "reemplazamiento" supone un cambio de mineralogía en el material preexistente y frecuentemente va acompañado de variación en la cristalinidad (recristalización). Aunque existen varios reemplazamientos en carbonatos (dolomitización, dedolomitización, silicificación, glauconitización, yesificación, ferruginización, etc), el más importante es la dolomitización.

La dolomitización es un proceso en el cual el  $\text{CaCO}_3$  de un sedimento o roca, mediante la reacción con soluciones ricas en  $\text{Mg}^{2+}$ , es reemplazado por una nueva especie mineral, la dolomita ( $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \text{Mg}$ ).

Este proceso ha sido objeto de la atención de gran número de científicos, no sólo por la importancia de las dolomías secundarias en el registro estratigráfico, sino también por las connotaciones económicas que tiene la dolomitización con algunas mineralizaciones (Pb.-Zn) y el aumento de porosidad que se asocia a la dolomitización (investigaciones petrolíferas).

**7. Compactación:** presión-disolución: En relación con la diagénesis profunda Bathurst (1981) considera que la compactación de los carbonatos puede ser:

- **Mecánica.** Aumento de la densidad de empaquetamiento que modifica muy poco a los sedimentos carbonatados, debido a su cementación precoz.
- **Química.** (presión-disolución) De mayor importancia ya que puede producir reducciones de espesor de un 30%. En éste último caso, el sedimento es deformado por la fuerza vertical de la "sobrecarga" y al mismo tiempo se produce una

disolución del  $\text{CaCO}_3$ , que pasará a las aguas intersticiales para su posterior precipitación como cemento en la diagénesis tardía. Las texturas resultantes del proceso, son:

a) Superficies de contacto grano a grano, penetrando los menos solubles en los más solubles (suturas). Se desarrollan preferentemente en "grainstones". Después del relleno de poros por la última generación de cemento, la presión-disolución se manifestará por la formación de estilolitos.

b) Estilolitos, son superficies de presión disolución, que sólo se diferencian de los contactos suturados entre granos en la escala, pues la génesis es análoga. Se dan fundamentalmente en "mudstones" y "wackestones". En general la superficie del estilolito es una película del material insoluble.

c) Las películas de material insoluble, son superficies de concentración de arcillas y otras impurezas, que quedan como residuo insoluble después del proceso de presión-disolución; este proceso ocurre en calizas no puras (arcillosas).

## TRANSFORMACIÓN DEL PETRÓLEO

Un aspecto muy importante de las reacciones diagenéticas que ocurre de manera simultánea, es que se puede crear petróleo por transformación de materia "prima" orgánica de los sedimentos por cambios en la temperatura y presión que experimenta la materia orgánica sepultada.

La migración del petróleo y su entrapamiento final están claramente relacionados con las reacciones diagenéticas. Si los hidrocarburos ocupan los espacios porosos no se precipitará algún cemento mineral.

## ETAPAS DE LA DIAGÉNESIS SEGÚN N.M. STRAKOV

La diagénesis y la catagénesis se han ordenado en cuatro etapas según la variación de los factores al aumentar la profundidad de enterramiento (Figura 1.8.1).

- Etapa I Halmirólisis
- Etapa II Sindíagénesis
- Etapa III Redoxomórfica
- Etapa IV Locomórfica

**Etapa I Halmirólisis.** Consiste en la reorganización y sustituciones que tienen lugar en el sedimento cuando aún está en contacto con el agua de mar y cuando las partículas pueden ser removidas por ella.

Se realizan procesos de neoformación (autigénesis o neogénesis) de minerales bajo condiciones oxidantes o neutras. Puede darse de 1 a 2 metros, pero en cuencas normales se reduce a una profundidad de 10 a 50 cm y en cuencas restringidas, con poca agitación y condiciones reductoras puede estar ausente; en general ocurre lo siguiente:

- La actividad bacteriana es intensa.
- Existen transformaciones químicas submarinas de los minerales que han pasado a inestables en el medio diagénético.
- Se liberan sustancias como sílice.
- El Fe, Mn y P se fijan selectivamente al sedimento o entran a formar parte de minerales autigénicos como la glauconita.

**Etapa II Sindíagénesis.** Fase de sedimentación. Comienza en el momento que las partículas se sedimentan y se caracteriza por la presencia de aguas que son expulsadas muy lentamente. La subdivide en:

a) Fase **inicial**: controlada por la química de las aguas suprayacentes (zona oxidante, con materia orgánica).

b) Fase de **enterramiento temprano**: controlada por las aguas intersticiales que han sido modificadas químicamente por organismos (fundamentalmente bacterias), condiciones reductoras.

**Etapas III Redoxomórfica.** En esta fase termina la actividad orgánica y se da inicio de la compactación; es donde encontramos la máxima redistribución de sustancias con recristalización durante la formación del cemento o de las concreciones; se dan cambios en el aspecto geométrico original del sedimento y se producen transformaciones mineralógicas.

**Etapas IV Locomórfica (Anadiagénesis).** Fase de compactación y maduración. En ella los sedimentos se "litifican" con reducción progresiva de porosidad y expulsión de agua intersticial. Comienza al final de la sindiagénesis y llega hasta profundidades de 10,000 m. Su duración va de 10 a 100 millones de años.

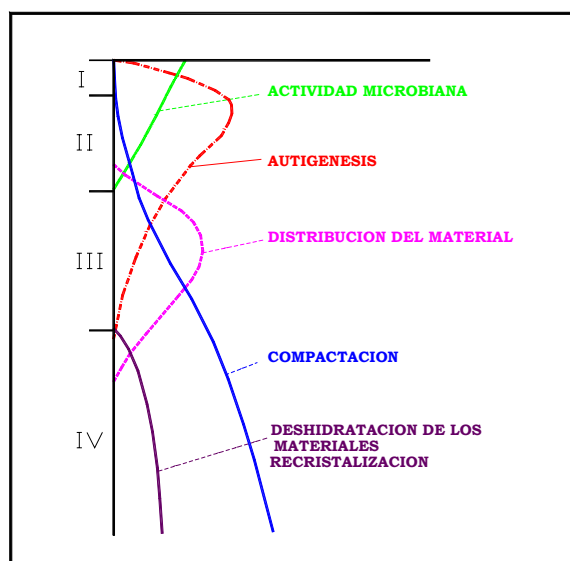


Figura 1.8.1 Etapas de la diagénesis según N. M. Strakov (tomada de Vera Ocampo et al., 1987).

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

**La sindiagénesis** 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 feldespatos y micas. Consecutivamente las condiciones se vuelven reductoras y es característica la reducción de sulfatos a sulfuros. La disminución de  $\text{CO}_2$  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 diagénica 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 pirita puede oxidarse, otros minerales disolverse, por lo que aumenta la porosidad y la permeabilidad.

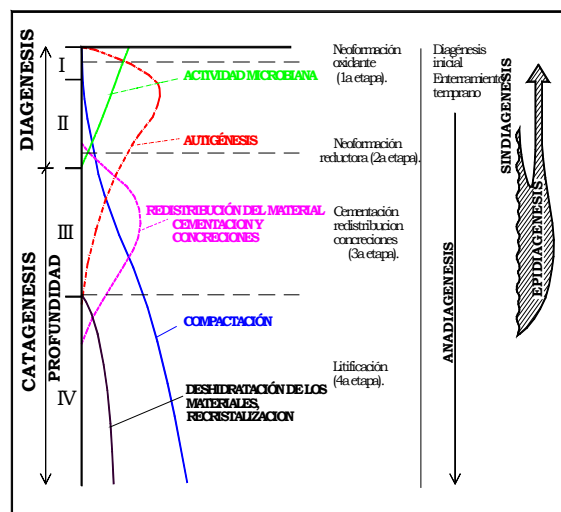


Figura 1.8.2 Etapas diagénicas según Strakhov y Fairbridge (Tomada de Corrales et al., 1977).

## “ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS “

### CAPÍTULO II

#### II.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES

##### ESTRATIGRAFÍA

El término estratigrafía, proviene del latín stratum y del griego graphia, alude etimológicamente a la “ciencia que trata de la descripción de las rocas estratificadas”.

La estratigrafía es la ciencia que trata del estudio e interpretación de los estratos (de cualquier litología); sus relaciones espaciales, en sentido vertical y horizontal (correlación de las unidades estratigráficas) y sus relaciones temporales (edad de la roca).

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 superponen 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.”

##### OBJETIVOS DE LA ESTRATIGRAFÍA

Los propósitos de la estratigrafía o ciencia que estudia las capas geológicas de menor orden (Figura 2.1.1), implican conocer las relaciones entre el conocimiento básico (investigación básica o pura) y el conocimiento aplicado (investigación aplicada); propósitos que podemos agrupar en los siguientes ocho objetivos fundamentales (Vera Torres et.al., 1994).

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.

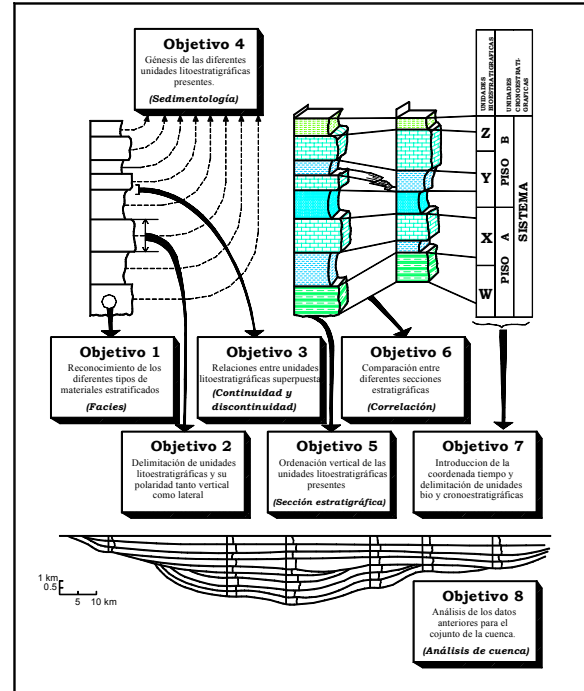


Figura 2.1.1 Objetivos de la estratigrafía. Tomado de Vera Torres 1994.

Las principales características de los objetivos antes citados son:

**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.

**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.

**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.

**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.

**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.

**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;

se correlaciona uno o varios niveles estratigráficos y posteriormente se dibujan isocronas en las distintas secciones levantadas.

**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 esos estratos o secuencias en la Tabla Geológica del tiempo.

**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 adecuadas para ser rocas generadoras, rocas almacenadoras y rocas sello.

## ESTRATO

El estrato ha sido definido con una doble acepción:

- Geométrica
- Genética

La acepción geométrica considera la forma, el espesor, los límites, etc., la acepción genética considera como se origina el estrato. Si se combinan las dos acepciones, la geométrica y la genética, se puede definir el 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. Para que sea considerado como estrato debe tener un espesor mayor o igual a 1 centímetro.

El espesor del estrato (o potencia del estrato) es la distancia entre las superficies de estratificación que lo limitan, medida perpendicularmente a las mismas.

El espesor de los estratos individualmente es muy variable, oscilando entre un centímetro y poco más del metro.

Se pueden diferenciar 3 tipos de estratos:

- Sin laminación interna
- Con laminación paralela
- Con laminación cruzada

## ENFOQUES DE LA ESTRATIGRAFÍA

La Estratigrafía es una ciencia geológica que tiene dos enfoques diferentes y complementarios:

- El científico
- El aplicado

El científico, cuyo objetivo es la ordenación temporal e interpretación genética de los materiales.

El aplicado, cuya finalidad es localizar recursos naturales explotables y contribuir a la planificación de la conservación del medio ambiente.

## ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LA ESTRATIGRAFÍA

Es el estudio de las rocas como estratos, es decir, estudia la sucesión de cualquier secuencia de rocas estratificadas. Otro aspecto fundamental es establecer el orden y condiciones de formación de los estratos y también de la

correlación entre unidades establecidas en distintas áreas de una cuenca.

Obtener 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 de lo anterior se puede deducir su génesis; es también un aspecto fundamental de la estratigrafía.

## PRINCIPIOS DE LA ESTRATIGRAFÍA

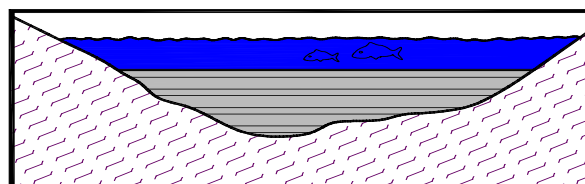
El Escocés James Hutton a finales del siglo XVII publicó su Theory of the Earth "Teoría de la Tierra", en su trabajo estableció algunos de los principios estratigráficos. Hutton citó con sumo cuidado observaciones de campo y sus experimentos de laboratorio, de tal manera que estos le ayudaron a poder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

## PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE LA ESTRATIGRAFÍA

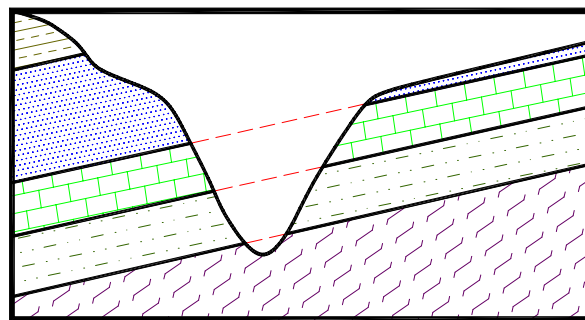
- Principio de la horizontalidad original y continuidad lateral de los estratos.
- Principio de la superposición.
- Principio del uniformismo o actualismo.
- Principio de la sucesión faunística o de la correlación.
- Principio de la simultaneidad de eventos.
- Principio de la intersección ó corte y truncamiento.

## PRINCIPIO DE LA HORIZONTALIDAD ORIGINAL Y CONTINUIDAD LATERAL DE LOS ESTRATOS.

Determina que los estratos en el momento de su depósito son horizontales (Figura 2.1.2) y paralelos a la superficie de depósito (horizontalidad original) (Figura 2.1.3) y que quedan delimitados por dos planos que muestran continuidad lateral.



**Figura 2.1.2** 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.



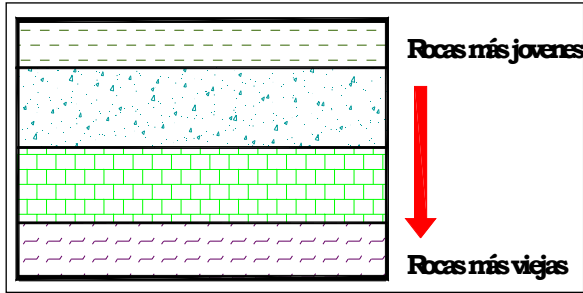
**Figura 2.1.3** Muestra como existe una continuidad de los estratos, aunque estos presenten una interrupción por erosión.

## PRINCIPIO DE LA SUPERPOSICIÓN

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 (Figura 2.1.4)



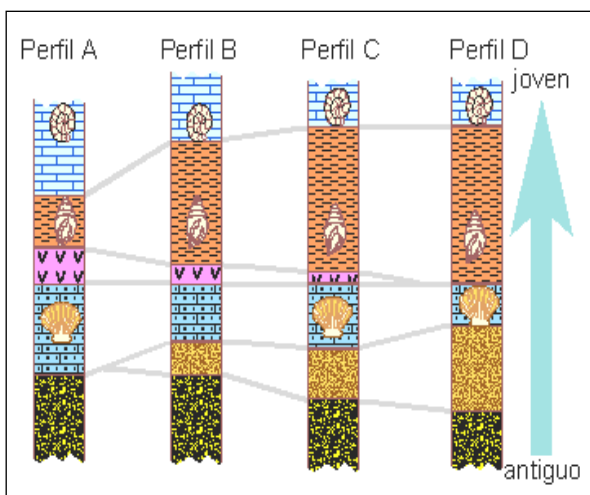
**Figura 2.1.4** Muestra como los estratos superiores son mas recientes que los estratos inferiores.

#### PRINCIPIO DEL UNIFORMISMO O ACTUALISMO

Dice 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). Aunque se deben hacer algunas consideraciones al aplicar dicho principio, ya que los procesos no son totalmente uniformes, sino que han cambiado en el ritmo e intensidad, y además hay factores no repetibles como la evolución de los organismos lo que ha ocasionado que estos hayan ido cambiando, de manera lineal y no cíclica.

#### 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), los organismos que vivieron y, que por tanto se pudieron fosilizar fueron diferentes y no repetibles (Figura 2.1.5). Los fósiles permiten establecer correlaciones (comparaciones en el tiempo) entre materiales de una misma edad de contextos geográficos muy distantes ya que muchos de los organismos tenían una extensión horizontal prácticamente mundial.



**Figura 2.1.5** Las columnas geológicas muestran semejanza en el orden definido (fósiles y litología), y los fósiles son determinables; debido a esto podemos correlacionarlos.

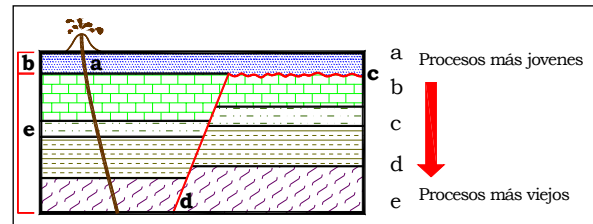
#### PRINCIPIO DE LA SIMULTANEIDAD DE EVENTOS

Se basa en la doctrina del "catastrofismo actualista", consiste en aceptar que en la naturaleza ocurrieron en

tiempos pasados fenómenos normales como los vemos en la actualidad pero además otros raros y eventuales (ocasionales) que mayoritariamente coinciden con las grandes catástrofes.

#### PRINCIPIO DE INTERSECCIÓN Ó CORTE Y TRUNCAMIENTO

Cuando una falla desplaza una secuencia de rocas, o cuando el magma intrusiva 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 (Figura 2.1.6).

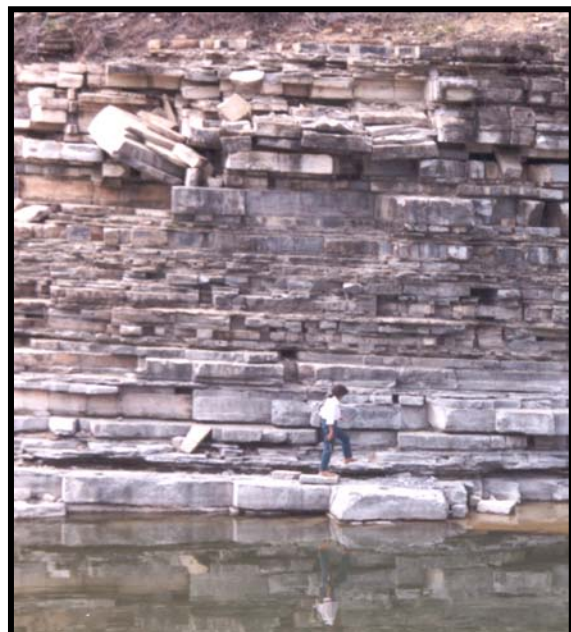


**Figura 2.1.6** Muestra las relaciones de intersección de la falla y el dique respecto a los cuerpos de roca. Se interpreta que la falla es mas joven que el paquete de rocas "e", el dique es aún más joven que el paquete de rocas "e", "b" y la falla.

#### ESTRATIFICACIÓN

La estratificación es la disposición en estratos de los materiales depositados en una cuenca sedimentaria. Se consideran como estratos si estos tienen un espesor mínimo de un centímetro.

La "Estratificación", cuando se estudian rocas sedimentarias se refiere a la disposición en estratos de los materiales depositados en una cuenca sedimentaria (Figura 2.1.7). Los planos de contacto entre las diferentes capas se llaman planos o superficies de estratificación.



**Figura 2.1.7** Fotografía que muestra rocas estratificadas con espesores diferentes. Formación San Felipe, en las proximidades de Ciudad Valles, San Luis Potosí.

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.

### LAMINACIÓN

La laminación se puede definir como "la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato". El espesor de una lamina, es siempre menor a un cm (Figura 2.1.8).

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 las contiene.

Las láminas se pueden reconocer en los estratos lutíticos por algunas de las siguientes causas:

- Cambios de color que implica modificaciones en el contenido de materia orgánica
- Cambios texturales
- Cambios mineralógicos

En las areniscas las láminas se reconocen por alguna de las siguientes causas:

- 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.



**Figura 2.1.8** Fotografía que muestra estratos de limolitas con laminación interna, los cambios de color indican un cambio de composición. Formación Atotonilco el Grande, en Amajac Estado de Hidalgo.

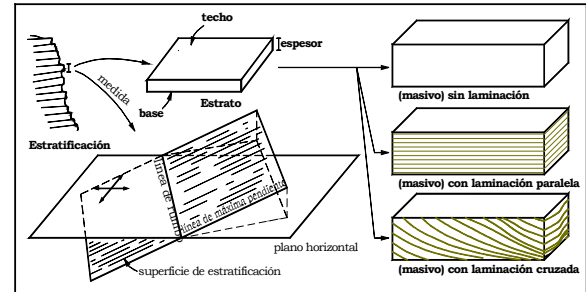
### ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN

Un estrato está delimitado por 2 superficies de estratificación, la inferior sobre la cual se inició el depósito y se llama piso del estrato, y la superior que marca el final de la sedimentación y se le llama techo del estrato.

Estos limites, con respecto a los materiales infrayacentes (inferiores) y suprayacentes (superiores), se dan tanto en superficies netas como graduales. Las superficies de estratificación brusca, suelen ser expresiones de cambios bruscos en el régimen de la sedimentación, interrupciones sedimentarias y/o etapas de erosión. Las superficies de estratificación graduales indican variaciones paulatinas.

### RASGOS DE LOS ESTRATOS

Para caracterizar un estrato es importante diferenciar el techo, el piso, el espesor, los posibles ordenamientos internos y la medida de su posición espacial (rumbo y echado).



**Figura 2.1.9.-** 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,

### SUPERFICIES DE ESTRATIFICACIÓN

Representa un episodio de no depósito, de erosión o cambio en las condiciones de sedimentación, en el que cambia a otro tipo de sedimentos. Se obtienen muchos datos como la intensidad de la erosión en caso de existir, de si ha habido o no depósito. En su análisis están presentes dos aspectos importantes: las huellas de corrientes y de organismos.

Es muy frecuente que en el techo, como en la base, aparezcan estructuras sedimentarias, teniendo estas importancia para determinar la polaridad (cual es la capa superior) y el sentido y/o dirección de la corriente de los aportes.

Los limites inferior y superior se pueden clasificar según:

- Sus características: superficies netas (erosivas o no) o superficies graduales.
- Su geometría: planares o irregulares (onduladas o curvadas).
- Su genética: superficies con estructuras de corriente, orgánica, de carga, ondulados con ripples, bioturbación, nodulosos.

Por ejemplo puede darse el caso de que haya un desplome de sedimentos del talud continental debido a una corriente de turbidez, con lo que la superficie de estratificación del estrato anterior queda visiblemente marcada (Figura 2.1.10). Como es en medio marino hay una sedimentación constante de arcilla en suspensión y animales calcáreos, estos organismos bentónicos pueden dejar sus huellas en los depósitos mediante su fosilización.

### GEOMETRÍA DE LOS ESTRATOS

Se basa en los estratos de forma individual, y tiene en cuenta la continuación lateral, las formas de las superficies de estratificación y la variación de espesor (Figura 2.1.11). Según esto pueden ser:

**Tabulares.** Los planos del techo y muro son paralelos entre sí, sin variación en el espesor y tienen continuación lateral.

**Irregulares.** Tiene una base erosiva, muy irregular y el techo plano. También con continuación lateral, pero el espesor varía de un punto a otro.

**Acanalados.** Tienen escasa extensión lateral y espesor muy variable (en poca distancia lateral). La geometría sería más o menos como la sección de una canal.

**En cuña.** La base y techo pueden ser planos, pero no son paralelos, a veces el muro es irregular. La continuación lateral es pequeña, vemos la terminación en curva pasando a espesor cero.

**Lenticulares.** Estratos discontinuos, con la base plana y el techo convexo, aunque a veces puede existir estratos biconvexos. Tienen continuidad lateral.

**Ondulados.** Tienen la base plana y el techo ondulado, y tienen continuidad lateral. Esta ondulación puede ser de diferentes escalas, normalmente corresponden a megaripples o a estratificación cruzada de tipo Hammoky (debida a tempestades).

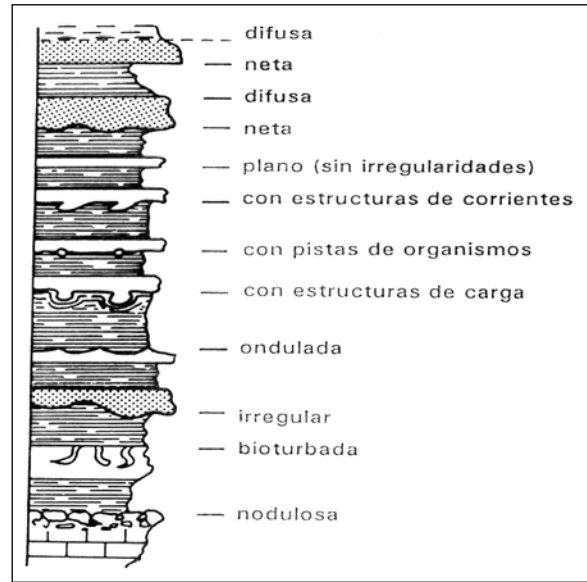


Figura 2.1.10 Muestra los distintos tipos de superficie de estratificación.

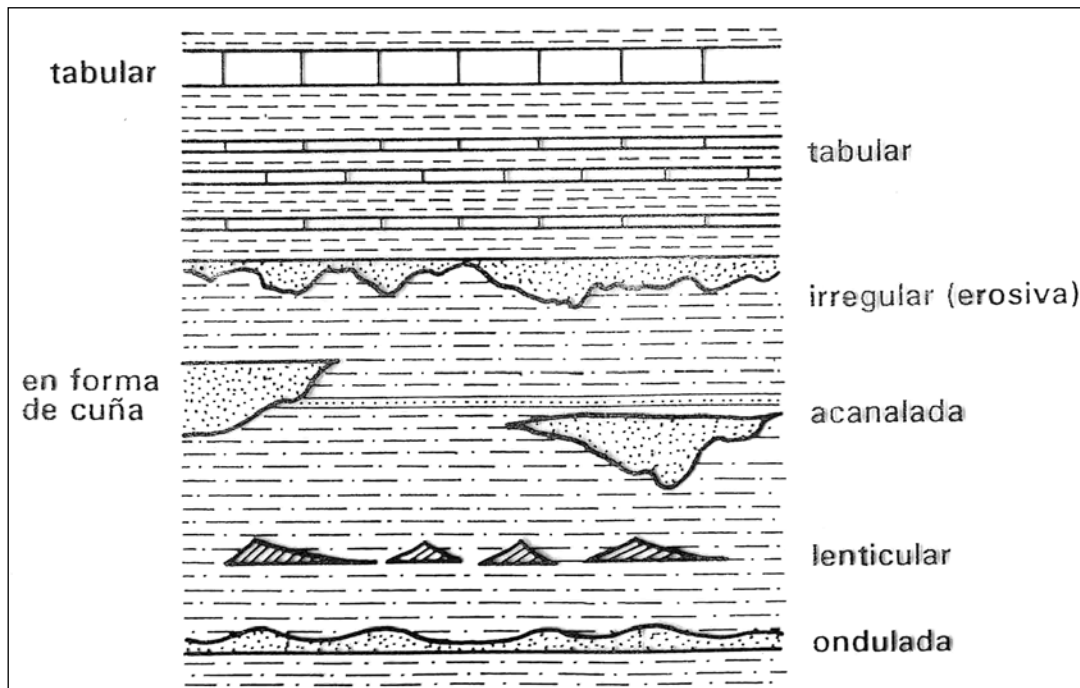


Figura 2.1.11 En esta figura observamos las geometrías existentes en los estratos ya sean regulares o irregulares.

## II.2 EL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DE LOS CUERPOS DE ROCA

### UNIDAD ESTRATIGRÁFICA

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 (ISSC 1976, tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 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.

### 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 que se basan en el contenido o en los límites físicos y las categorías relacionadas con la edad. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984. (Tabla 2.2.1):

| CATEGORÍAS DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS                                 |  |
|------------------------------------------------------------------------|--|
| CATEGORÍAS MATERIALES                                                  |  |
| BASADAS EN EL CONTENIDO O EN LOS LÍMITES FÍSICOS                       |  |
| LITOESTRATIGRAFÍA                                                      |  |
| LITODÉMICA                                                             |  |
| BIOESTRATIGRAFÍA                                                       |  |
| MAGNETOPOLARIDAD                                                       |  |
| CATEGORÍAS QUE EXPRESAN O                                              |  |
| QUE ESTAN RELACIONADAS CON LA EDAD GEOLÓGICA                           |  |
| A) CATEGORÍAS MATERIALES QUE SE USAN PARA DEFINIR INTERVALOS DE TIEMPO |  |
| CRONOESTRATIGRAFÍA                                                     |  |
| B) CATEGORÍAS TEMPORALES                                               |  |
| GEOCRONOLÓGICA                                                         |  |

**Tabla 2.2.1** Tabla que muestra las diferentes categorías de unidades estratigráficas.

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.)

#### 1. Categorías que se distinguen por la edad geológica:

- a) Categorías materiales que se usan para definir intervalos de tiempo.
- b) Categorías de tiempo.

### 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.

### UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA

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. Son el resultado de una observación directa y no son objetos de una interpretación. Se puede tener en cuenta el contenido fósil, pero no como un criterio para la clasificación del estrato.

Los límites de una unidad litoestratigráfica deben tomarse en zonas donde haya un límite o cambio neto en la litología o del rasgo que define la unidad. Además, tienen la desventaja de que sus límites no coinciden con los límites cronoestratigráficos, es decir, el techo o la base de la unidad no tiene porque tener necesariamente la misma edad.

Otro problema es la corta extensión lateral, son de escala local y regional, debido a los cambios laterales de los medios sedimentarios, que provoca que no sean útiles para



la correlación a gran escala. Aunque son útiles para la correlación a pequeña escala, por su fácil identificación tanto en superficie como en subsuelo.

Las unidades litoestratigráficas se jerarquizan, de mayor a menor:

Grupo → Formación → Miembro → Capa

En ocasiones no tenemos todos los datos necesarios para definirlos, entonces se puede denominar de manera informal, llamándolo unidad, sin introducirlo dentro de un rango. 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 (Figura 2.2.1).

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

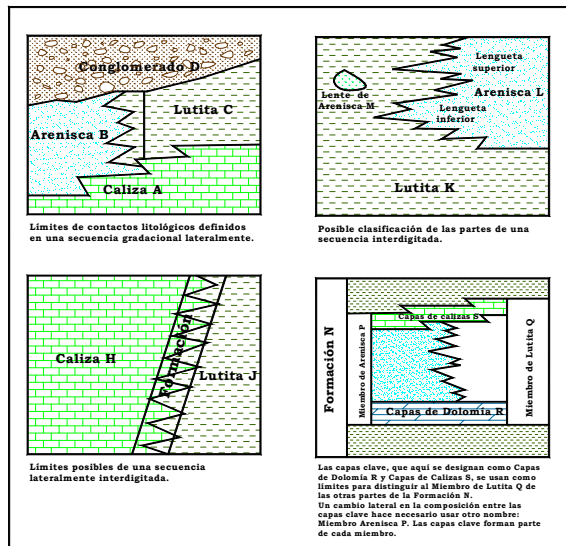


Figura 2.2.1 Ejemplos gráficos de límites litoestratigráficos y su clasificación. Tomada del Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984.

Las unidades litoestratigráficas quedan definidas por rangos (Tabla 2.2.2) en donde la unidad litoestratigráfica básica es la formación.

| UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS |                    |
|--------------------------|--------------------|
| LITOESTRATIGRÁFICAS      | LITODÉMICAS        |
| SUPERGRUPO               | SUPERSUITE         |
| GRUPO                    | SUITE              |
| FORMACIÓN                | LITODEMA           |
| MIEMBRO                  |                    |
| CAPA(S) O DERRAME (S)    |                    |
| DE MAGNETOPOLARIDAD      | BIOESTRATIGRÁFICAS |
| SUPERZONA DE POLARIDAD   | BIOZONA            |
| ZONA DE POLARIDAD        | SUB-BIOZONA        |
| SUBZONA DE POLARIDAD     |                    |

Tabla 2.2.2 Categorías y rangos de las unidades materiales. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano et al. (1983).

**Formación.** Es la unidad litoestratigráfica fundamental, que solemos encontrar en mapas geológicos, y es básica para la reconstrucción de la historia geológica de una región. Formación es una unidad que agrupa un conjunto de estratos con una determinada litología o conjunto de litologías, que nos permiten diferenciarla de los adyacentes.

Para su descripción no hay que tener en cuenta la potencia, pero se considera que debería tener una escala cartografiable (escala del mapa 1:25000 y 1:50000)

Su descripción debe hacerse en una localidad donde este bien representado y en un lugar accesible, a esta localidad se le señala como estratotipo.

Para nombrarlos se utiliza la palabra formación seguida de la litología predominante y de la localización geográfica del estratotipo. Ejemplo: Formación Cosoltepec, Formación Xayacatlán, Formación el Abra, Formación Tamaulipas superior, etc.

**Grupo.** Son unidades de rango superior, que agrupan dos o tres formaciones sucesivas con rasgos litológicos comunes. Muchos grupos corresponden a materiales donde era difícil la separación de las formaciones. Cuando sea necesario una jerarquización mas completa, se pueden utilizar los términos de subgrupo – grupo – supergrupo. Como ejemplos tenemos al grupo La Boca, Mexcala, etc.

**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.

**Miembro.** Es la unidad litoestratigráfica de orden inmediatamente inferior a la formación. Se le reconoce por poseer un especial carácter litológico que le distingue del resto de la formación. Su extensión lateral y su espesor tienen que estar comprendidos dentro de la unidad de orden superior, dentro de la formación. No siempre una formación tiene que estar dividida en miembros.

**Capa.** Son estratos cuyo espesor puede variar de un centímetro hasta pocos metros, con características litológicas muy peculiares y fácilmente diferenciable (ejemplo: capas de carbón, capas de óxidos de hierro...). La delimitación de capas no implica la división completa de la formación (o miembro) en capas diferenciables, sino que se refiere exclusivamente a niveles muy concretos dentro de las unidades de rango mayor.

Un caso especial con gran valor son las capas guía, ya que son capas sincrónicas, formadas al mismo tiempo en toda su extensión, aunque su espesor sea distinto. Por su regularidad y extensión son importantes en la correlación estratigráfica a gran escala.

**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.

**Complejo.** Se utiliza para definir un conjunto de materiales de litología diversas en las cuales es muy difícil definir otro tipo de unidades debido a una gran complejidad tectónica que enmascara la ordenación.

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 Complejo Acatlan, Complejo Xalapa, etc.

## GEOMETRÍA DEDUCIDA A PARTIR DE DATOS DE CAMPO

Las unidades litoestratigráficas observadas en el campo presentan geometrías muy variadas y no tienen continuidad global, por lo que todas las unidades, terminan lateralmente, por acuñamiento o por cambio lateral, analizando las posibles geometrías, a partir de la información de numerosos casos reales, se pueden establecer los siguientes tipos:

### Unidades con techo y base planos y paralelos entre si.

Son unidades que mantienen su espesor constante (Figura 2.2.2A), aunque al final terminan por acuñarse o por cambiar lateralmente a otra unidad. Según la relación entre el espesor y su extensión se dividieron en dos unidades:

- Unidad laminar: extensión / espesor  $> 1000$  km/m
- Unidad tabular: extensión / espesor  $< 1000$  km/m

Son característicos de medios extensos, con el fondo uniforme o plano, como por ejemplo las plataformas continentales y los grandes fondos, y no son frecuentes los medios lacustres o continentales.

**Unidades con techo plano y base irregular.** La base está marcada por un cambio brusco de facies, que implica erosión previa de los materiales infrayacentes (paleorelivos) (Figura 2.2.2B). El techo por el contrario es plano y presenta un cambio de facies gradual es frecuente en medios fluviales a aluviales.

**Unidades con techo plano y base convexa.** Son las llamadas unidades lenticulares, ya tiene una forma circular o elíptica (Figura 2.2.2C). Se caracteriza por su escasa continuidad lateral y la relación longitud/espesor es inferior a 50. Son frecuentes en depósitos sedimentarios muy reducidos, como relleno de lagos pequeños y charcas.

**Unidades con variaciones laterales de espesor.** Las zonas de mayor espesor corresponden a una mayor sedimentación, debido a una mayor subsidencia (Figura 2.2.2D). El punto de mayor subsidencia se llama depocentro. Podemos tener cuencas donde el depocentro cambie o no de posición.

**Unidades en forma de cuña.** Son las que se observa un cambio lateral de espesor gradual, que va aumentando o disminuyendo según el sentido. Corresponden a los bordes de los cuerpos donde el grado de subsidencia es diferente (mayor en las zonas de mayor espesor).

**Unidades con forma irregular.** Son unidades donde el espesor varía de manera irregular (Figura 2.2.2E). Se diferencian de los de base irregular, en que los bases de este tipo aparecen como no erosivos. Tiene lugar en cuencas donde la subsidencia ha sido diferente según los sectores.

**Unidades con formas especiales.** Se incluyen aquí todas las unidades litoestratigráficas observadas en el campo cuya geometría responde a formas especiales reconocibles. Las siguientes son las mas comunes:

**Unidades de relleno de paleocanales.** Son unidades con formas alargadas en una dirección, con escasa continuidad lateral y variaciones de espesor (Figura 2.2.2F). Su base es claramente erosivo y posee un relleno detrítico. Corresponden a rellenos de paleocanales.

**Unidades con forma de montículo.** Poseen la base plana y el techo convexo (Figura 2.2.2G) y son propios de crecimientos orgánicos (arrecifes).

**Unidades con forma de abanico.** Poseen variaciones importantes del espesor, siendo mayor hacia el ápice del abanico (Figura 2.2.2H). Se presenta en los depósitos de turbiditas ligados a cañones submarinos (con gran pendiente), en los depósitos de abanicos aluviales y algunos en llanuras de inundación.

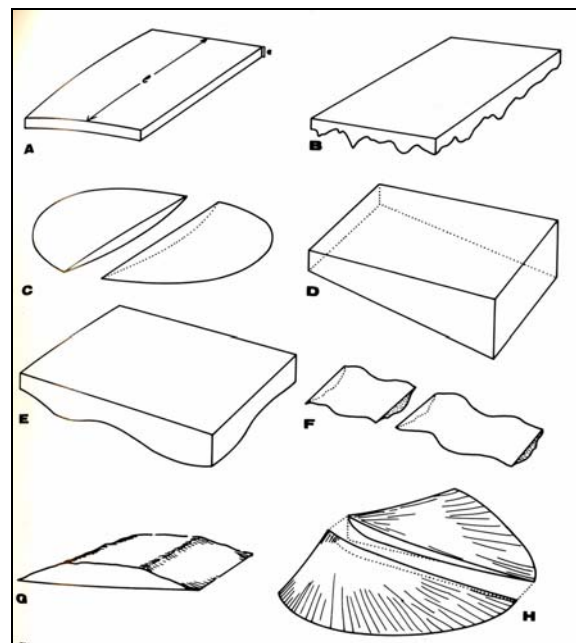


Figura 2.2.2 Formas de las unidades litoestratigráficas, deducidas a partir de datos de campo. Tomada de Vera Torres, 1994.

## GEOMETRÍA DEDUCIDA A PARTIR DE DATOS DE SUBSUELO

El análisis de perfiles sísmicos permite reconocer con bastante precisión las geometrías (en profundidad) de las unidades litosísmicas. Su estudio se debe a la diferente reflexión que presenta las superficies estratigráficas, y su observación tiene una mayor continuidad lateral que las observaciones en el campo.

**Unidades litosísmicas tabulares.** Se caracterizan por tener el techo y base planos y paralelos entre si (Figura 2.2.3A).

**Unidades litosísmicas en cuña.** Son en los que se observa un aumento o disminución progresiva del espesor (Figura 2.2.3B).

**Unidades litosísmicas sigmoidales.** Este tipo es difícil de ver en el campo. Se trata de unidades de mas de un kilómetro de longitud, cuya forma recuerda a la letra griega sigma (Figura 2.2.3C). Muestran techo y base escalonados, con máximo espesor en el centro y reducción hacia los bordes. Se produce en cuencas subsidentes que van acompañados por una subida del nivel del mar.

**Unidades litosísmicas oblicuas.** Son difícilmente observables en el campo. Poseen una geometría oblicua a los límites superiores y tangenciales a los inferiores (Figura 2.2.3D). Son típicos de cuencas donde los aportes de sedimentos son mayores que la tasa de subsidencia.

**Complejo sigmoidal-oblicuo.** Es la combinación de las unidades sigmoidales y oblicuas (Figura 2.2.3E).

**Unidades litosísmicas caóticas.** Son unidades caracterizadas por no poseer estructura interna (Figura 2.2.3F). Corresponden a masas de rocas no estratificadas o a grandes masas de materiales deslizados y redepositados, por procesos de slump.

**Unidades litosísmicas con formas especiales.** Corresponden a todas aquellas formas con geometrías diferentes a las anteriores y que pueden ser fácilmente reconocibles.

**Unidades con forma de montículo O lóbulo.** El muro es plano y presentan superficies convexas hacia el techo (Figura 2.2.3G).

**Unidades con clinoformas de tipo hummocky.** Se observan lóbulos que se interfieren (Figura 2.2.3H).

**Unidades de cuerpos arrecifales.** Con forma de montículo pero con el techo plano, que se terminan lateralmente de forma brusca (Figura 2.2.3I).

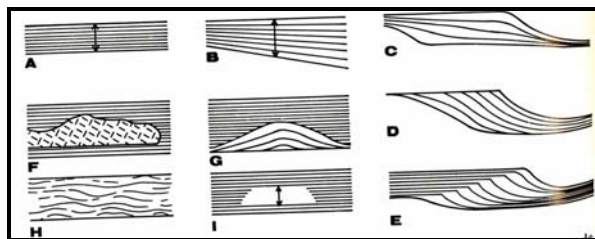


Figura 2.2.3 Geometrías de unidades litosísmicas (Mitchum et al. 1977).

#### GEOMETRÍA DE LOS ESTRATOS DENTRO DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Es el estudio de la geometría de los estratos dentro de las unidades litoestratigráficas, es decir, en relación con la forma de sedimentación de los materiales (acreción); se tienen tres casos

**Acreción vertical o agradación.** Se produce cuando predomina el crecimiento o depósito vertical (Figura 2.2.4), dando como resultado la superposición de capas horizontales paralelas a las superficies límites de las unidades litoestratigráficas. Se trata de la geometría interna más usual de los estratos dentro de dicha unidad, en la que se cumplen los principios de la superposición, de la continuidad lateral y horizontalidad original.

**Acreción frontal o progradación.** Se produce cuando predomina el crecimiento lateral, hacia el interior de la cuenca (Figura 2.2.4), dando lugar a un solapamiento retroactivo y a unidades sigmoidales y/o oblicuas. Produce estratos o secuencias granocrecientes. El avance de las capas que se van superponiendo se hace en el sentido del transporte. Se trata de una de las geometrías internas de unidades litoestratigráficas más interesante para la interpretación de las mismas. En observaciones puntuales de campo se pueden ver partes de unidades con dispositivos progradantes de escala decamétrica. Consisten en dispositivos de estratos oblicuos a la superficie basal de la unidad litoestratigráfica, en los que las capas presentan concavidad hacia el techo, lo que permite diferenciarlo de los dispositivos de acreción lateral.

**Acreción lateral.** Se llama así al proceso de crecimiento de estratos en sentido perpendicular a la dirección de la corriente. Es producida por la migración de canales de alta sinuosidad, dando lugar a estratificación cruzada epsilon. Se

trata de geometrías visibles especialmente en observación de campo, ya que su escala es decamétrica. Presenta una geometría de estratos cóncava hacia el techo.

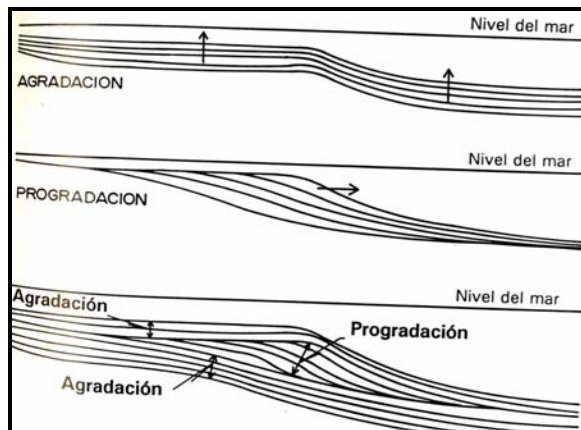


Figura 2.2.4 Dispositivos de estratos propios de los procesos de agradación y de progradación. Tomado de Vera Torres, 1994.

#### CONTINUIDAD LATERAL Y TERMINACIÓN DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

**Falla sinsedimentaria.** Una de las maneras más simples de la desaparición lateral de una unidad, ocurre cuando su límite es una falla sinsedimentaria (Figura 2.2.5A), que limita un sector con subsidencia y depósito, de otro que no la tiene, de manera que la unidad litoestratigráfica termina lateralmente de manera brusca, con una superficie plana coincidente con la falla.

**Acuñaamiento.** Es la terminación lateral de una unidad litoestratigráfica por la pérdida progresiva de espesor hasta su desaparición total (Figura 2.2.5B). Se produce en los bordes de un medio sedimentario que lateralmente cambia a un medio no deposicional. Son frecuentes en los bordes de cuencas sedimentarias, aunque también abunda dentro de cuenca en los límites de sectores con y sin depósito. Los materiales que constituyen la unidad litoestratigráfica que se acuña no tienen equivalente lateral coetáneo, porque en el área adyacente no hubo depósito, o incluso erosión.

**Indentación.** Es el cambio lateral entre dos unidades coetáneas, en el que se produce una interpenetración de una en la otra, habiendo entre ellas un cambio de facies bruscos (Figura 2.2.5C). El nombre alude a la geometría usual, a manera de "dientes" de una unidad que penetran dentro de la otra. Este límite se da entre dos medios sedimentarios (o litotopos dentro de un mismo medio) cuya posición geográfica ha ido cambiando a lo largo del tiempo.

**Cambio lateral gradual.** Se refiere al paso lateral y gradual de una unidad litoestratigráfica a otra, habiendo una franja con materiales de litofacies intermedias (Figura 2.2.5D). Se puede hablar de cambios laterales que son perpendiculares a las líneas isócronas (líneas de la estratificación) o de cambios laterales que son oblicuos a dichas líneas. Este segundo tipo es mucho más frecuente que el primero. Estos cambios se dan entre materiales de diferentes partes de un mismo medio sedimentario (litotopos), en los que se produce sedimentación simultánea con diferentes litofacies, pero con límites no netos.

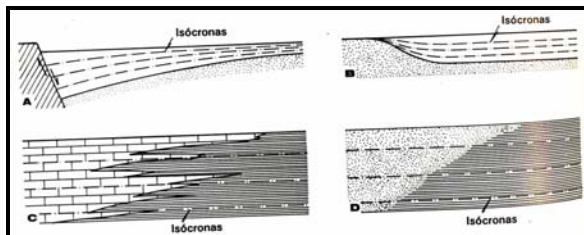


Figura 2.2.5 Relaciones laterales entre unidades litoestratigráficas. A. Falla sinsedimentaria. B. Acuñaamiento. C. Indentación. D. Cambio lateral de facies.

## UNIDAD LITODÉMICA

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".

Los contactos de una unidad litodémica con otras unidades de roca pueden ser sedimentarios, extrusivos, intrusivos, tectónicos o metamórficos (Figura 2.2.2). En esta figura se muestra 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.

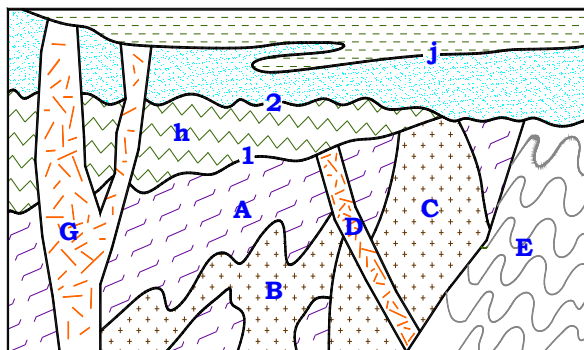


Figura 2.2.2. En el esquema se muestran unidades litodémicas en mayúsculas y unidades litoestratigráficas en minúsculas. (Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano 1983, 1984).

Los límites de las unidades litodémicas se colocan donde se presenta el cambio lítico; pueden colocarse en contactos que se distingan 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:

**Litodema.** 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.

**Suite o 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).

**Supersuite o 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.

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, Esquisto Manhattan, Complejo Acatlán, Complejo Oaxaqueño.

## UNIDAD DE MAGNETOPOLARIDAD

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.

Las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre son universales y geológicamente instantáneas siendo la duración media de las inversiones de 5.000 años aproximadamente. Por esta razón pueden servir como elementos de datación. En teoría, el método es muy simple: basta con datar las rocas inmediatas a una inversión. Cada vez que consigamos localizar ésta en cualquier otro punto sabremos cuál es la edad de las rocas adyacentes, y de esta forma se construye una escala magnetoestratigráfica con apoyo cronológico.

La unidad básica se llama cron de polaridad, que es un intervalo de tiempo superior a los 100.000 años y de polaridad homogénea. Los subcronos son unidades del orden de 10.000-100.000 años y de polaridad opuesta a los cronos en los que están incluidas. A los subcronos muy cortos se les llama excursiones.

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 una gran homogeneidad interna; puede contener rocas:

1. Predominantemente o completamente de una sola polaridad.
2. Con polaridad mezclada.

Existen zonas 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).

#### UNIDAD MAGNETOESTRATIGRÁFICA

Es un cuerpo rocoso caracterizado por presentar características de magnetismo permanente y diferente a los materiales adyacentes. Están basados en el hecho de que los polos magnéticos terrestres han ido cambiando a lo largo de la historia. Estos cambios han sido simultáneos en toda la tierra y por lo tanto pueden ser utilizados como criterio de cronocorrelación.

Difieren de las unidades cronoestratigráficas porque no son definidas con una base temporal, sino considerando una característica física.

La magnetoestratigrafía es un método de gran utilidad correlacionando unidades geológicas y litofacies a un nivel regional y global. Entre las múltiples ventajas de la magnetoestratigrafía están: su resolución temporal mucho mayor de la que permiten los eventos de extinción en los estudios bioestratigráficos; su aplicabilidad tanto a facies siliciclásticas como a litologías carbonáticas y su no dependencia de la latitud en la que se lleve a cabo el estudio.

Donde primero se detectó fue en los fondos oceánicos, donde se observó que a partir de los centros oceánicos (dorsales) los materiales mostraban una orientación simétrica e inversa de los minerales, sobre todo de los que contengan hierro.

Las unidades magnetoestratigráficas pueden ser de dos tipos:

- Polaridad normal: Se caracteriza por que el norte geográfico coincide con el norte magnético
- Polaridad invertida: Se caracteriza por que el norte geográfico coincide con el sur magnético

El primer problema es que el paleomagnetismo de la roca puede ser primario o secundario, ya que el magnetismo original puede ser alterado por procesos físicos, químicos y por bioturbación.

Tiene la ventaja de que es una unidad objetiva, y que sus límites son isócronos a escala mundial, diferenciándose en función del cambio de polaridad.

La unidad fundamental es la zona de paleomagnetismo, caracterizado por la polaridad que tenga en el estratotipo. La zona puede ser homogénea en cuanto a la polaridad, o ser una mezcla de inversiones. Pudiéndose tener:

"Zona de polaridad + (zona geográfica, estratotipo) + (normal, inversa o mixta)"

Son unidades que aparecen solo a partir del calloviense (jurásico medio), ya que fue el comienzo de la expansión de los fondos oceánicos actuales.

#### UNIDAD BIOESTRATIGRÁFICA

Los restos biológicos contenidos en secuencias estratigráficas o que forman estratos en una unidad de roca

son importantes en la estratigrafía, estudiándose como unidades estratigráficas.

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 (Figura. 2.2.3).

Tienen la limitación de que esta subordinado a la presencia de fósiles, que solo están presentes en el fanerozoico y solo en algunos medios, mas frecuentes en los marinos que en los continentales. Además debemos de tener la seguridad de que el fósil es contemporáneo con el material, sino no nos servirá, como por ejemplo los heredados de niveles mas antiguos o las infiltrados de niveles mas modernos.

Las ventajas que ofrecen están ligados a los parámetros tiempo (valor cronoestratigráfico para la datación) y espacio, pues al basarse en la evolución, no son repetitivos y cubre un espacio que puede llegar a ser la totalidad de la superficie terrestre (organismos cosmopolitas, ejemplo org. planctónicos).

El contenido fósil es independiente de la litología, en su mayoría, el organismo al morir se deposita sobre distintos fondos, y por eso nos ayudan a datar cualquier tipo de material. La separación de unidades bioestratigráficas se puede basar en todos los tipos de fósiles, en algún taxón o en algún rasgo paleontológico, y así obtendremos distintas unidades según en que nos basemos. Los límites de estas unidades no tienen porque ser isócronos y normalmente son irregulares, pero son las unidades de mayor isocronía que estudiamos.

Una unidad bioestratigráfica se puede definir como un estrato o conjunto de estratos, caracterizados por su contenido fosilífero o su carácter paleontológico, y que a su vez los diferencia del resto de los estratos adyacentes.

La jerarquización no es estratigráfica, sino paleontológica (sistema taxonómico) así que cualquier unidad basada en una familia, engloba a la basada en un género de esa familia (igual pasa con la especie y el género).

La unidad básica de la clasificación bioestratigráfica es la biozona, esta puede englobar distintos litologías, y sus límites no tienen porque coincidir con los límites de las unidades litoestratigráficas. La potencia de las biozonas son muy variables, de centímetros a metros, según el taxón (género>especie). Existen varias clases de biozonas. Se reconocen cuatro clases principales de unidades bioestratigráficas: biozona de intervalo, de conjunto de extensión y de abundancia.

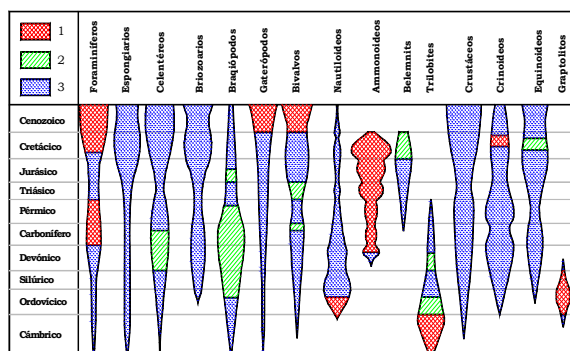
Se le llama **biozona** a los volúmenes de materiales estratificados diferenciados o caracterizado por su contenido paleontológico. Una biozona puede basarse en un taxón simple o en la combinación de varios

**Biozona de intervalo.** Representa un intervalo estratigráfico entre dos biohorizontes, es decir, entre dos superficies que poseen algunos caracteres bioestratigráficos notables.

**Biozona de conjunto.** Es una biozona que se caracteriza por la asociación de tres o más Taxones. Puede basarse en todos los tipos fósiles presentes o restringirse a sólo ciertas clases de fósiles. La Guía Estratigráfica Internacional (GEI 1980) define a esta biozona como "un cuerpo de estratos cuyo contenido de fósiles, tomado en su totalidad constituye un conjunto o asociación natural que lo diferencia, en cuanto a su carácter bioestratigráfico, de los estratos adyacentes".

**Biozona de extensión.** Esta basada en la presencia de fósiles seleccionados del conjunto total de formas fósiles. Es aplicable horizontal y verticalmente. La biozona de extensión es el volumen de estratos que representa la extensión total de la presencia fósil, seleccionada.

**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. La biozona de apogeo es el conjunto de estratos caracterizado por la máxima abundancia del taxón seleccionado. Sus límites son cuantitativos y vienen marcados por cambios bruscos de la abundancia del taxón seleccionado. Una biozona puede dividirse completa o parcialmente en sub-biozonas formalmente designadas subzonas.



**Figura 2.2.3 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 taxones característico y comunes que se encuentren restringidos a la biozona.

#### 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.

#### 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 litica, 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.

**Eontema.** Es la unidad de rango mayor, aunque no se suelen utilizar por su gran magnitud. En la historia geológica has dos eones fanerozoico y proterozoico.

**Eratema.** Es la unidad cronoestratigráfica reconocida de mayor amplitud, y representan los cambios mayores en la historia de la vida. Ejem: paleozoico, mesozoico, cenozoico.

**Sistema.** Todos los sistemas representan intervalos de tiempo lo suficientemente extensos para constituir unidades de correlación a escala mundial. Los nombre derivan de la litología fundamental (Carbonífero, Cretácico) o de una localidad geográfica (Devónico, Jurásico).

**Serie.** Esta constituida por dos o mas pisos. Sus límites están fijados por el límite inferior del piso mas antiguo y el superior del mas moderno que comprenden, aunque a veces tienen sus límites propios. Las series tienen un estratotipo formado por la suma de los estratotipos de los pisos que contiene. Su nombre deriva del lugar geográfico o del nombre del sistema al que pertenece acompañado de los términos inferior, medio o superior.

**Piso.** Es la unidad cronoestratigráfica fundamental, consiste en un conjunto de rocas estratificadas que se han formado durante un intervalo de tiempo determinado (3 – 10 millones de años). Los límites deben ser isócronos, y es importante definirlos bien en el estratotipo, porque al tener un carácter universal, no se debe confundir con los pisos inferiores y superiores. El nombre deriva de la localidad geográfica donde se encuentra el estratotipo.

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.

#### 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.

El eón es la unidad geocronológica de mayor intervalo en la escala de tiempo geológico (Tabla 2.2.3). Se distinguen tres eones: Arcaico, abarca desde hace unos 3.800 m.a. hasta 2.500 m.a.; Proterozoico, desde 2.500 m.a. hasta 570 m.a. y Fanerozoico, que se extiende desde hace 570 m.a. hasta la actualidad. Eontema es la unidad superior cronoestratigráfica, aunque no se suele utilizar, pues debido a su magnitud no es útil como división de estratos.

Los eones, a su vez, se dividen en eras o eratemas, definidas a partir de grandes discordancias que señalan el inicio de distintos ciclos orogénicos. Así, el Fanerozoico lo

integran tres eras geológicas que son: Paleozoica, desde 570-245 m.a; Mesozoica, desde 245-65 m.a.; Cenozoica, desde 65 m.a. hasta la actualidad.

Las eras del Fanerozoico, a su vez, se dividen en períodos o sistemas. Están basados en estratos que afloran en diversos países europeos y en EE.UU., dónde se desarrolló el trabajo estratigráfico de clasificación. Los nombres se refieren a su origen geográfico y en algún caso, a características específicas de los estratos, como la litología. En castellano, se utiliza la terminación -ico para los sistemas (Jurásico, Ordovícico, Cretácico, etc.). Por otro lado, el sistema llamado Terciario engloba a los sistemas Paleógeno y Neógeno de la escala actual.

Las series desde un punto de vista estratigráfico, se traducen como inferior, medio y superior, aunque desde un punto de vista meramente cronológico (épocas) sería preferible traducir como inicial, medio y final.

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

Tabla 2.2.3 Unidades temporales y cronoestratigráficas relacionadas. Las unidades fundamentales están en cursivas. Tomada de Código Estratigráfico Norteamericano et al. (1983).

## UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS

Así se denomina a la unidad cartografiable compuesta por rocas estratificadas y delimitadas a techo y base por discontinuidades. En la guía estratigráfica se la considera como sintema. Se le dio el nombre clásicamente de secuencia y antes se consideraba como una unidad litoestratigráfica (mega o supergrupo).

En una unidad aloestratigráfica puede haber cambios de litofacies y biofacies de manera que generalmente comprende mas de una unidad litoestratigráfica o bioestratigráfica. Los límites suelen coincidir con zonas bio o cronoestratigráficas, pero el límite superior puede haber sido erosionado y no guardar paralelismo.

Se establece como unidad fundamental a la aloformación, de rango mayor se encuentra el alogrupo y de menor el alomiembro.

## II.3 ESTRATIGRAFÍA Y TIEMPO GEOLÓGICO

Los procesos geológicos ocurren lentamente y consecuentemente tienen en la mayoría de los casos larga duración por lo que 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; en ella se registran los principales acontecimientos geológicos. Se subdivide 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 2.3.2.

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 denominados 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 e implantación 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 cantidades importantes de restos fósiles, que han permitido trazar e interpretar la evolución biológica.

La escala del tiempo geológico es un sistema internacional que se estableció por primera vez hace 180 años. Con el correr del tiempo se le ha mejorado, pero en líneas generales se mantiene igual, ya que esta se basaba en grandes trastornos o alteraciones que se produjeron a lo largo de la historia de la Tierra y de la vida, como las extinciones masivas. La escala del tiempo geológico se basa en la comprensión de dos aspectos del pasado: el tiempo absoluto y el tiempo relativo.

Las divisiones de la columna geológica están basadas en una cronología relativa. Los primeros geólogos y los científicos que estudian las rocas y la historia de la Tierra, se dieron cuenta de que a menudo aparecían juntos fósiles diferentes en formaciones reiteradas, y que en estas formaciones se producía algún tipo de secuencia. Por ejemplo, siempre se encontraban juntos los fósiles A, B y C, en la misma capa o en la misma roca, y siempre por debajo de los fósiles X, Y y Z. De estas observaciones se desprendieron dos conclusiones. En primer lugar, en las rocas estratificadas, las rocas más antiguas se encuentran en la parte inferior y las más nuevas en la parte superior. De este modo, se puede establecer la antigüedad relativa, en un determinado lugar, o de un lugar a otro.

El segundo principio que se estableció sin lugar a dudas es la correlación a través de los fósiles. La formación fósil A-B-C representa una unidad finita del tiempo geológico, y cuando estos fósiles aparecen juntos, el geólogo ha encontrado rocas que corresponden a un determinado momento, aunque una de las muestras proceda de Alaska y la otra de la China. La secuencia y las divisiones de la edad geológica en eras, periodos, y unidades más pequeñas

llamadas etapas, subetapa y zonas, se basa en estos dos principios. En algunas partes de la columna, las etapas no constituyen más de un millón de años, aproximadamente, de modo que las técnicas permiten una precisión considerable.

Estas técnicas no determinan edades precisas, es decir, las fechas absolutas en términos de millones de años. ¿Cómo han hecho los geólogos para determinar, con un cierto grado de certeza, por ejemplo, que el Triásico abarcó desde hace 245 hasta hace 208 millones de años, más o menos, con un error de uno a tres por ciento? Estas fechas absolutas se determinan por datación radiométrica. Cuando se forma una roca, algunos de sus elementos físicos, como el uranio, el torio o el potasio, suelen encapsularse en su interior en condiciones inestables. Con el correr del tiempo, estos elementos se deterioran, emiten radiactividad, y se convierten así en otra forma elemental. Por ejemplo, el uranio 238 se convierte en plomo 206, el torio 232 se convierte en plomo 208 y el potasio 40 se convierte en argón 40. con los decaimientos isotopicos se calcula la edad absoluta de las rocas.

Todas estas transiciones tienen un momento intermedio que se puede medir, es decir, el tiempo que tardan en deteriorarse la mitad de los elementos originales. En los ejemplos mencionados anteriormente, los momentos intermedios corresponden a 4.510 millones de años, 13.900 millones de años y 1.300 millones de años, respectivamente. Si se pueden medir las proporciones de, pongamos por caso, potasio 40 y argón 40 en una muestra rocosa, entonces se podrá calcular su fecha exacta de formación. Evidentemente, está técnica es mucho más compleja de lo que aquí se describe, pero las fechas que se calculan utilizando diferentes pares de deterioro a menudo coinciden sobre la edad absoluta de una muestra rocosa. El problema fundamental es que sólo determinados tipos de rocas, como las lavas, se pueden datar cronológicamente con gran precisión.

### 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 2.3.1.

| Edad (Ma)  | Evento                                                                                                                              |
|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 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       | Homo Sapiens Sapiens aprende a usar fuego para moldear cobre y endurecer cerámica. También evolucionan las comunidades sedentarias. |
| 0.012      | Homo Sapiens Sapiens domestica perros en Kirkuk, Iráq.                                                                              |
| 0.017      | Homo Sapiens Sapiens pinta la cueva de Lascaux, Francia.                                                                            |
| 0.02       | Homo Sapiens Sapiens 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 | Homo Sapiens Sapiens entra a Australia procedente del sureste de Asia y a Norteamérica por el estrecho de Bering.                   |
| 0.05-0     | Existe Homo Sapiens Sapiens.                                                                                                        |



|          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 0.2-0.03 | Evoluciona Homo Sapiens Neandarthalis.                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| 0.3      | Ocurre la explosión de la supernova Géminis.                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| 1-0.5    | Homo Erectus domina el fuego.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| 1.8-0.2  | Existe Homo Erectus.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| 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 Australopithecus camina la Tierra en África sudoccidental.                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| 4-1      | Existe Australopithecus.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
| 4        | Desarrollo del bipedalismo homínido.                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| 5        | Se inicia la apertura del Golfo de California.                                                                                                                                                                                                                                                                                                |
| 10-4     | Existe Ramapithecus.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| 16-0     | Desarrollo del volcanismo en el Cinturón Volcánico Transmexicano, del cual forman parte los grandes estratovolcanes mexicanos como el Citlaltépetl, Popocatepetl, 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 México, 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. Giganotosaurus carolinii (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.) Fossilización 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 Período 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, África 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   | Fossilización en la lutita de Burgess, Canadá                                                                                                                                                                                                                                                           |
| 528-526   | Fossilización 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 2.3.1** 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://geologia.igeolcu.unam.mx/academia/temas/escala>.

### IMPORTANCIA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

Sin duda alguna la importancia que surge del conocimiento de la escala del tiempo geológico radica principalmente como información necesaria para saber el proceso evolutivo y los acontecimientos de la forma en que se desenvuelve la corteza terrestre, de esta forma conocer la reacciones que podría presentar un terreno frente a las grandes obras que ha de realizar el hombre además garantizar su duración y firmeza.

### EDAD RADIOMÉTRICA

El reloj natural, que ha permitido a los geólogos medir la edad de ciertas rocas, se basa en el decaimiento de núcleos atómicos inestables. Los científicos no saben cuando un simple núcleo va a decaer, y sólo conocen la probabilidad del tiempo en que éste decaiga, lo que normalmente se expresa como "vida media". Una vida media es el tiempo que demora la mitad de los núcleos en decaer (lo que significa que en ese tiempo cada núcleo tiene un 50% de probabilidad de decaer). Si usted comienza con un millón de átomos de un isótopo con una vida media de 100 años, la mitad de ellos va a permanecer después de 100 años y la mitad de esta mitad (un cuarto) permanecen después de los nuevos 100 años. De este modo, mientras pasa el tiempo, la roca va a contener menos núcleos radioactivos y más de los isótopos producidos.

Para medir la edad geológica, se requieren isótopos radioactivos que sean razonablemente comunes y que tengan una larga vida media, comparables a la edad de las rocas mismas. Una alternativa es la familia de los isótopos del uranio y torium, que decaen a plomo a través de una serie intermedia. El más común es el uranio-238, que con

una vida media de 4.5 mil millones de años, decae a plomo-206. Otro es el Uranio-235, con una vida media de 710 millones de años, que decae a plomo-207 y el Torio-232, con una vida media de 13.9 millones de años, que decae a plomo-208.

Aunque las fechas del uranio-plomo se complican por la necesidad de tener en cuenta el plomo contenido originalmente en la roca, la medición de los tres isótopos proveen de una información cruzada válida. La fecha del uranio-plomo da la edad del Sistema Solar y de las rocas más antiguas de la Tierra.

Una alternativa que tiene mejores resultados es el utilizar el decaimiento del núcleo del potasio-40 a argón-40, con una vida media de 1.3 mil millones de años. El potasio es común en las rocas, y el argón es un gas, por lo que normalmente escapa de las rocas fundidas. Esto significa que la mayor parte del argón en las antiguas rocas volcánicas proviene del decaimiento del potasio-40 contenido desde el momento en que la roca se solidificó. De este modo, las comparaciones del potasio-40 y argón-40 pueden indicar la edad de la roca. Sin embargo se pueden producir errores con este método; por ejemplo, se necesitan muestras separadas para medir el argón y el potasio, y su composición puede diferir ligeramente, aun si provienen de la misma roca. Mejores resultados se pueden obtener por un proceso más elaborado que se realiza con una sola muestra a través de un reactor nuclear, donde el núcleo del potasio común 39 absorbe un neutrón y emite un protón para convertirse en argón 39, un isótopo de corta vida.

Calentando la muestra, se desprende el argón-39 y el argón-40, y con una calibración apropiada, la relación entre los dos isótopos da la edad de la roca.

El zirconio es un mineral ampliamente usado para determinar la edad: él mantiene los átomos aún a altas temperaturas y contiene uranio y potasio. Sin embargo, antiguos cristales de zircón pueden depositarse en rocas mas jóvenes, lo que en tal caso no van a servir para proporcionar la edad de la roca sedimentaria. Los geólogos pueden también buscar signos de alteración química, que pueden dar datos espurios, quizás permitiendo que el isótopo original o a su producto de decaimiento, escapen de la roca.

Las buenas determinaciones radiométricas dan la información de edad con una oscilación de un margen que varía un cuarto y 1%, lo que significa 250 años para una fecha pasada de 100 millones de años. Estos datos sí proporcionan a los geólogos una sólida calibración geológica para puntos de la escala geológica donde están disponibles las rocas apropiadas. Con todo, hay que señalar que los datos radiométricos no son fáciles de obtener y tampoco son indicadores sensibles para determinar la secuencia de eventos cercanos, como por ejemplo los que ocurrieron antes e inmediatamente después del impacto que terminó el periodo Cretáceo, hace 65 millones de años.

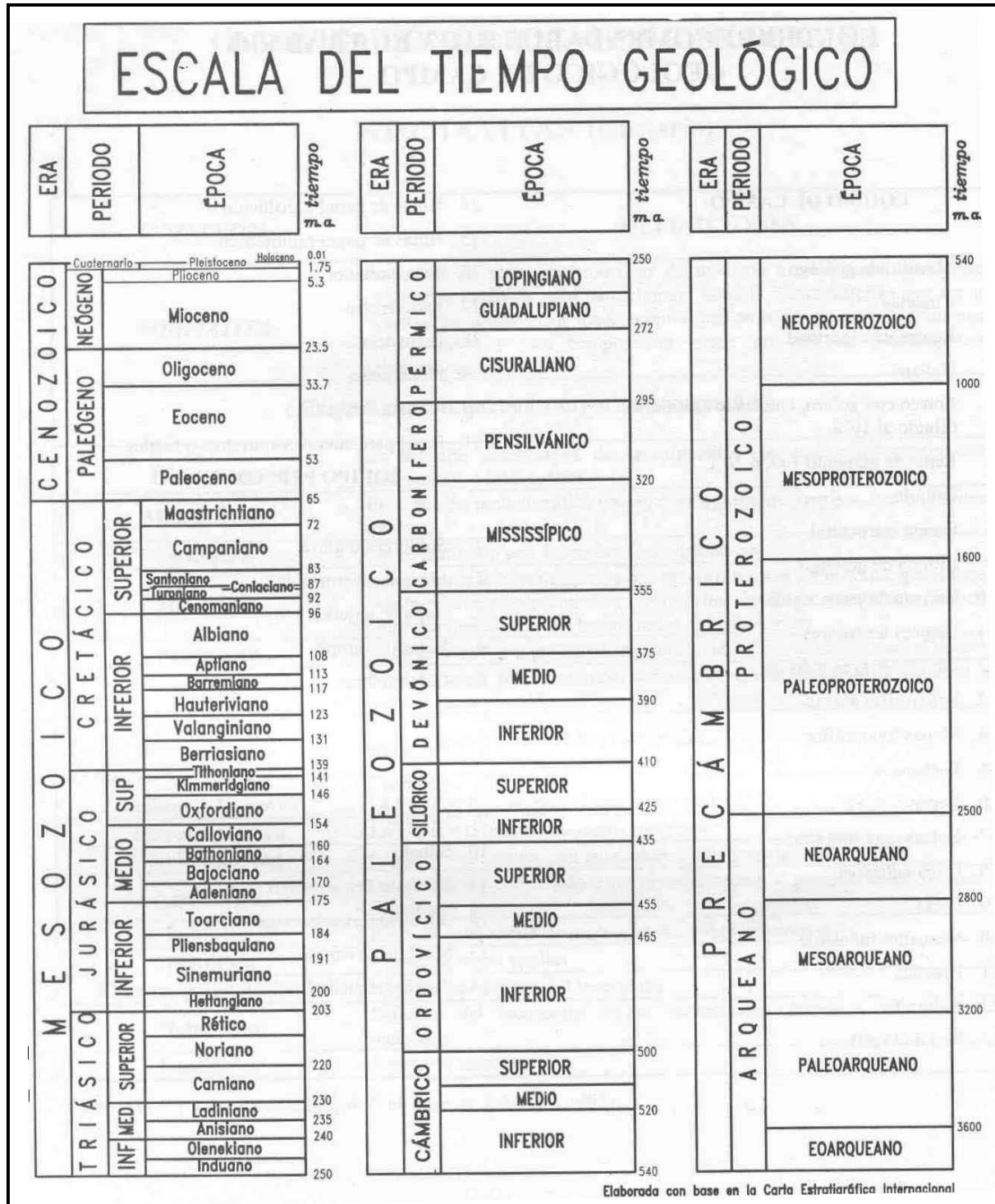


Tabla 2.3.2 Tabla del tiempo Geológico. Tomada de Silva, Romo G. et. al., 2001.

## II.4 ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

### DEFINICIONES

Es la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, jalonadas por discordancias, de origen eustático, que limitan unidades genéticas de depósito. Estas características se pueden observar en la secuencia sedimentaria de la cuenca de Sabinas, donde se aprecian cambios significativos a nivel del Jurásico y en el Cretácico (Figura 2.4.1).

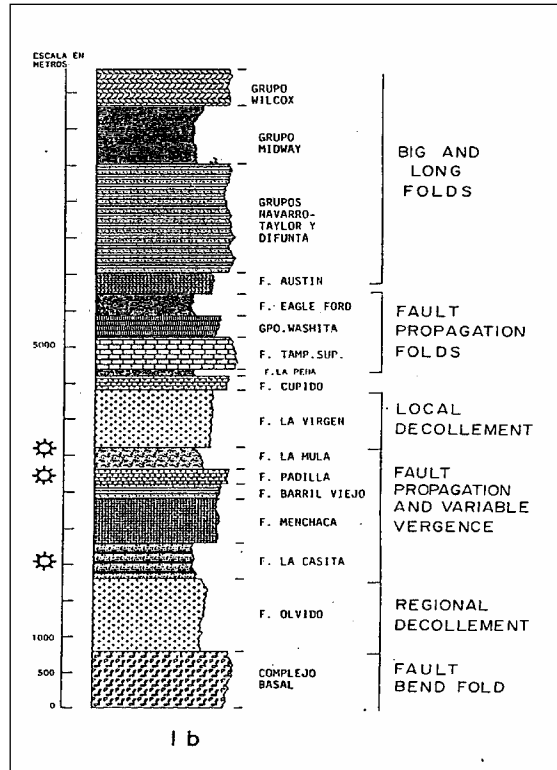


Figura 2.4.1 Estratigrafía de la Cuenca de Sabinas Coahuila

Es el estudio de paquetes de estratos separados por discordancias, denominados secuencias deposicionales dentro de un ciclo del nivel relativo del mar; como los límites de secuencias que se tienen en la columna estratigráfica de la sonda de Campeche (Figura 2.4.2); esta misma secuencia se interpreta en el subsuelo por medio de una sección sísmica (Figura 2.4.3).

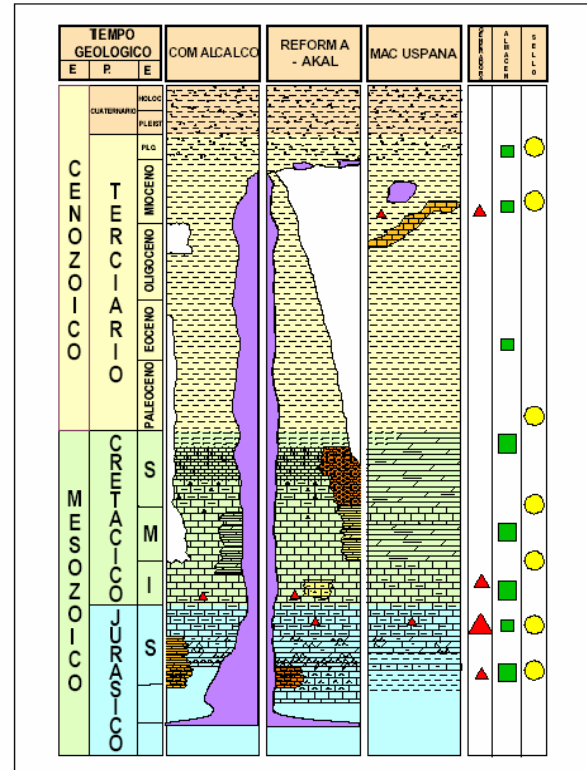


Figura 2.4.2 Estratigrafía de la Sonda de Campeche (Reforma-Akal, Comalcalco y Macuspana).

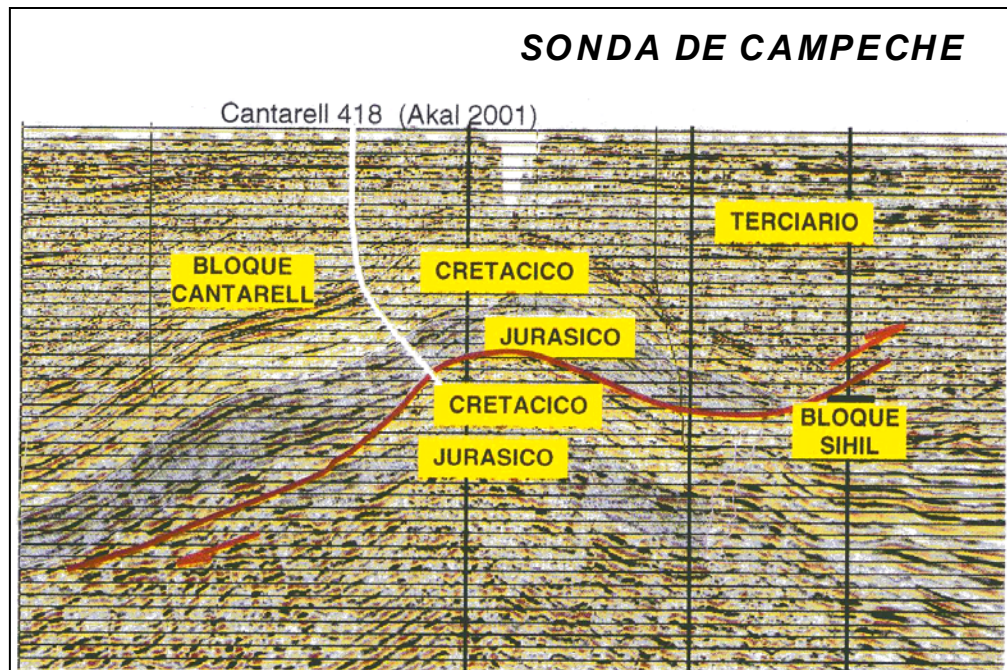


Figura 2.4.3 Registro geofísico que muestra las secuencias estratigráficas de la sonda de Campeche



## ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA

Es la parte de la estratigrafía que se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos (secciones sísmicas representativas).

Con la estratigrafía sísmica se realiza la interpretación estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica; a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de registros geofísicos de pozos se obtiene información estratigráfica del subsuelo con alto nivel de certidumbre.

### Antecedentes

Suess (1885): Define el concepto de eustacia el cual corresponde con los cambios globales del nivel del mar.

Sloss (1963): Establece el concepto de secuencias que corresponde a unidades de estratos limitados por discordancias. Tomo como base la estratigrafía regional de sedimentos intracratónicos del Precámbrico Superior al Reciente de Norteamérica.

Wheller, H. E. (1959): Describe unidades estratigráficas limitadas por discordancias regionales.

Hallam, A. (1963): Describe cambios eustáticos asociados a cambios en volúmenes de rocas acumuladas en los centros de expansión oceánica.

Curry, J. R., (1964): Reconoce y describe las relaciones entre los cambios del nivel del mar y aporte de sedimentos. Describe períodos de ascenso del nivel del mar y bajo aporte de sedimentos que da como resultado agradación fluvial, costera y en zonas retiradas de la costa. Describe también períodos de descenso del nivel del mar y alto aporte de sedimentos con atrincheramiento de ríos y progradación deltaica.

Frazier (1974): Realiza una subdivisión de sucesiones deltaicas del Río Mississippi en fases transgresivas, progradacionales y agradacionales y discute controles autocíclicos y glacioeustáticos.

Payton, C. E. (Exxon Company 1977): Publica los conceptos de Estratigrafía Sísmica en la memoria 26 de la AAPG.

Vail, P. R. (1977): Relaciona los conceptos fundamentales de eustacia y los patrones de estratos limitados por discordancias resultantes, aplicados y documentados con perfiles sísmicos. Documenta que la eustacia es el mecanismo dominante para el desarrollo de secuencias. Publica las primeras cartas de ciclos globales del nivel del mar (Precámbrico al Reciente). También explica por primera vez el significado cronoestratigráfico de los reflectores sísmicos.

Mitchum (1977): Describe el concepto de secuencia deposicional, como un concepto importante en la estratigrafía.

Brown, L.F., y Fischer, W.L., (1977): Describe el concepto de system tracts (tractos de sistemas). Aplica la estratigrafía sísmica al análisis de cuencas a escala sísmica, no orientada a problemas a escala de yacimientos.

Brown, L.F., y Fischer, W.L., (1980): Realizan interpretación estratigráfica sísmica orientada a problemas a escala de yacimientos.

A finales de los 80's y principios de los 90's, muchos autores publican sobre estratigrafía de secuencias por lo que se consolida esta área de investigación-aplicación sobre todo en la industria petrolera.

Se establece la metodología que integra a diferentes áreas de geociencias y que es utilizada principalmente para la caracterización de yacimientos petroleros. La estratigrafía de secuencias también es aplicada extensamente en estudios de y entre unidades estratigráficas a nivel de afloramiento.

Vail P. R., Colin, J. P., Chene, R. J. y Kuchli, J. (1987): Publican modelos de Estratigrafía de secuencias para depósitos terrígenos (slug model), en el Atlas de Estratigrafía sísmica de la AAPG, Editor Bally).

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1988): Publican los conceptos clave de estratigrafía de secuencias, en el Atlas de Estratigrafía sísmica de la AAPG, Editor Bally).

Haq, B. U., (1987 y 1991): Publica la carta de ciclos eustáticos del Mesozoico y Cenozoico (1987) y los principios de Estratigrafía de Secuencias (1991), respectivamente.

Sarg, J. F., (1988): Publica un documento geológico detallado sobre Estratigrafía de Secuencias de Sistemas carbonatados.

Posamentier, H. W., Jervy, Loutit, Van-Wagoner, J.C., y Vail, P.R., (1988): Publican los conceptos de Estratigrafía de Secuencias revisado (Pub. Especial 42 de SEPM, Editor Wilgus).

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1988): Publican un artículo amplio sobre Estratigrafía de Secuencias en sistemas siliciclásticos, empleando registros de pozos, núcleos y afloramientos.

Posamentier, H.W. y James, D. P. (1993): Publican sobre las aplicaciones de la estratigrafía de secuencias a yacimientos en areniscas de plataforma, empleando análogos de afloramientos del Cretácico de las Montañas Book Cliffs (Utah y Colorado). También publican sobre Estratigrafía de Secuencias y las facies características de secuencias siliciclasticas y carbonatadas.

Posamentier, H.W. y James, D. P.(1993): Publican un interesante artículo sobre los abusos del uso de la Estratigrafía de Secuencias.

Posamentier, H.W. y Allen (1999): Publican los Conceptos y actualizaciones de la Estratigrafía de Secuencias.

Weimer y Slatt (1999): Publican sobre la Relación entre Estratigrafía de secuencias y sistemas terrígenos deltáicos y turbidíticos marinos profundos.

Mutti, E. (1999). Publica sobre sistemas turbidíticos marinos y la relación con la Estratigrafía de Secuencias.

Harris (1999): Publica un extenso y completo artículo sobre Estratigrafía de Secuencias de Sistemas carbonatados.

## ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

A finales de los años ochenta nace un nuevo concepto de la Estratigrafía, denominado Estratigrafía Secuencial, que versa sobre la redistribución continua de los sedimentos mediante los cambios relativos o globales del nivel mar, y

representa hoy en día uno de las teorías fundamentales en Geología. Gran parte de este estudio deriva directamente del establecimiento del concepto de secuencia y el reconocimiento de unidades limitadas por discontinuidades. Gracias a esta teoría los geólogos tienen una herramienta para explicar y predecir la distribución espacial, temporal y composicional de los sedimentos.

La unidad fundamental en la estratigrafía de secuencias es la secuencia, la cual es limitada por conformidades e inconformidades. Una secuencia puede ser dividida en tracto-sistemas definidos por su posición dentro de la secuencia y por los patrones de apilamiento de una para-secuencia limitada por superficies de estratificación.

La estratigrafía de secuencias es una sucesión de unidades estratigráficas predecibles, incluyendo secuencias, tracto-sistemas y para-secuencias y debe ser interpretada con integración de información sísmica, registros de pozos, bioestratigrafía de alta resolución y paleobatimetría. Estas unidades de depósito se definen con base en la geometría de los estratos y se desarrollan en respuesta a los cambios por acomodamiento en la plataforma; consiste de un marco cronoestratigráfico global, de estratos genéticamente relacionados limitados por superficies de erosión (discontinuidades), de no depósito o sus respectivas conformidades, dentro de este marco se define la distribución de sistemas de depósito, los ambientes de depósito asociados y sus litofacies, estas unidades de litofacies podrían ser reducidas a intervalos sincrónicos limitados por superficies de estratificación, o por intervalos no sincrónicos que pasan a través de las superficies de estratificación.

La estratigrafía de secuencias se puede aplicar para:

- Fechar más exactamente las rocas, correlacionar y calibrar secciones condensadas, limitar las secuencias y tractosistemas con perfiles sísmicos realizados entre pozos.
- Identificar el tipo de tracto-sistema que está asociado a reservorios con potencial de hidrocarburos, roca de procedencia y sello, y determinar el concepto de play para los reservorios de arenas (plataforma o talud), ya que cada tracto-sistema requiere de una diferente forma de exploración.
- Entender la geometría del reservorio (p. e. la base de un Delta, barras de arena en canales, turbiditas, lobulos en deltas, islas de barrera y relleno de canales.
- Correlacionar paquetes de arenas en bloques de falla, alrededor de domos de sal y a lo largo del rumbo y echado, con un alto nivel de confianza.
- Fechar secciones condensadas en perfiles sísmicos (superficies de downlap), para determinar el tiempo de fallamiento y de movimiento de la sal.
- Construir mapas basados en tractosistemas.
- Definir una maya con las secuencias de la estratigrafía sísmica.

#### SECUENCIA DE FACIES (SECUENCIA ELEMENTAL)

**Secuencias:** Son las asociaciones de facies formadas por dos o mas facies elementales genéticamente relacionadas, que presentan una distribución ordenada en una cierta área.

**Facies:** es la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica, cuyo volumen de materiales se caracterizan por propiedades específicas

litofacies, biofacies, microfacies, electrofacies y facies sísmicas).

#### SECUENCIAS DEPOSICIONALES

Corresponde con una parte de la sucesión estratigráfica relativamente concordante, de estratos genéticamente relacionados, cuya cima y base son discontinuidades o continuidades correlativas (de otra litología), que se dispone dentro de un intervalo de tiempo definido.

Al intervalo de tiempo que corresponde una secuencia deposicional se denomina **Secron**.

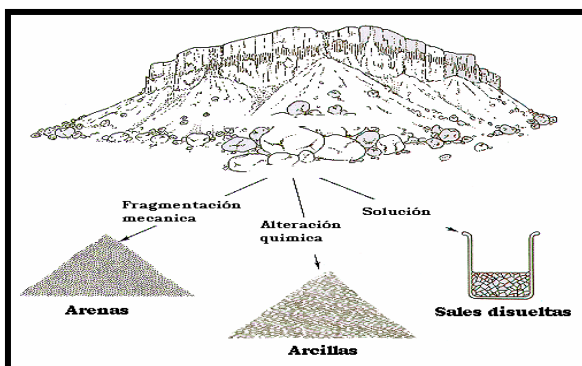
Reciben el nombre de Unidades Estratigráficas Genéticas a los volúmenes de materiales que rellenan una cuenca sedimentaria separados por superficies que indiquen o reflejen acontecimientos representados en el conjunto de la cuenca.

El rasgo estratigráfico más fácilmente constatable, tanto en observación de campo como en información de subsuelo (sísmica), son las discontinuidades estratigráficas reconocibles, esencialmente en el borde de las cuencas sedimentarias, que hacia el interior de las mismas pasan a superficies de continuidad correlativas.

#### APORTE SEDIMENTARIO

El aporte sedimentario condiciona la geometría y desarrollo de las secuencias sedimentarias en cada una de las fases que compone un ciclo completo de cambio del nivel del mar.

La oceanografía y su evolución temporal junto con los procesos de intemperismo, erosión y transporte controlan en gran manera la dispersión, resuspensión y deposición de los sedimentos que se pueden acumular en los ambientes sedimentarios. (Figura 2.4.4)



**Figura 2.4.4** Origen de los sedimentos que rellenan una cuenca sedimentaria con diferentes materiales.

#### EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Las márgenes continentales y las cuencas oceánicas contienen en su registro sedimentario información sobre la evolución y dinámica geológica de los mismos; concretamente acerca de las variaciones del nivel del mar, cambios climáticos, cambios asociados a la tectónica, etc., permitiendo identificar oscilaciones del nivel del mar tanto globales como locales.

El análisis del registro sedimentario se aborda a través de la estratigrafía, ciencia que consiste en el reconocimiento y correlación de paquetes de estratos relacionados genéticamente, y que permite delimitar tridimensionalmente la paleogeografía, establecer los modelos de dispersión y reconstruir la historia geológica de los sistemas deposicionales en los márgenes continentales y cuencas.

## MODELO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

El modelo de estratigrafía secuencial contribuye a explicar de forma general como se han edificado los márgenes continentales y las cuencas oceánicas durante la dinámica marcada por las variaciones del nivel del mar.

La dinámica geológica que caracteriza a cada estadio del nivel del mar contribuyen a formar sistemas deposicionales con facies, geometría, y configuración interna típicas.

Las características típicas de los cuerpos deposicionales pueden verse afectados por otra serie de procesos dinámicos, como son la dinámica tectónica (levantamiento/subsidencia), morfología y oceanográfica durante su evolución a través del tiempo.

## PRESERVACIÓN DE LAS SECUENCIAS

La tectónica condiciona principalmente la preservación, geometría y configuración interna de las secuencias sedimentarias.

La morfología del medio marino y su evolución temporal también condicionan la preservación, geometría, así como la variabilidad lateral del desarrollo de las secuencias que se van depositando en respuesta a los cambios del nivel del mar.

Con la **Estratigrafía secuencial** se realiza la diferenciación en el relleno sedimentario de una cuenca, de volúmenes de materiales separados por superficies reconocibles en el conjunto de la cuenca y que corresponden a eventos (tectónicos, eustáticos, etc.).

Tiene dos acepciones:

- Concepto analítico
- Concepto sintético

**Concepto analítico:** se refiere a la interpretación y uso moderno de la estratigrafía, considerando las asociaciones de facies, elaboradas a partir de datos de geología del subsuelo (Estratigrafía sísmica) o de datos de observación de campo, que permitan reconocer los límites de ciclos en una cuenca sedimentaria. A estas unidades se les denomina "unidades genéticas".

**Concepto sintético:** considera que durante la historia de la Tierra han sucedido diferentes cambios globales que han quedado registrados en los rellenos de las cuencas sedimentarias, muy diversas y distantes. Elabora una escala temporal de dichos cambios globales: cronoestratigrafía secuencial.

- La estratigrafía de secuencias es una forma diferente de examinar la estratigrafía de una cuenca sedimentaria.
- Proporciona un marco cronoestratigráfico en una sucesión de estratos.
- Permite correlacionar facies diferentes pero contemporáneas.
- Como parte fundamental utiliza las líneas de tiempo (time lines) para la correlación de facies contemporáneas.
- Sus estudios no están restringidos a sedimentos marinos.

## SISMOLOGIA

La sismología trata de las ondas que viajan a través de la Tierra. Estas vibraciones pueden ser naturales, como en los sismos, o producidas artificialmente por medio de explosiones u otras fuentes (Figura 2.4.5).

Las ondas sísmicas transmitidas por las rocas tienen frecuencias de 10-100 ciclos/s (las frecuencias de los sonidos que oímos son de 20-20,000 ciclos/s). En las rocas sedimentarias las velocidades en las que se transmiten las ondas sísmicas varían 2.0 a 6.0 km/s (Tabla 2.4.1).

Las ondas producidas por cualquier fuente son reflejadas por las discontinuidades del subsuelo (planos de estratificación, discordancias, fallas, etc.) y refractadas al pasar de una capa a otra de distinta densidad y al cambiar su velocidad. Los reflejos son captados por detectores de sonido muy sensibles situados sobre la superficie terrestre (Figura 2.4.6).

| $\alpha$ (km/s)            |                     |         |
|----------------------------|---------------------|---------|
| Materiales no consolidados |                     |         |
| Arena (seca)               |                     | 0.2-1.0 |
| Arena (saturada)           |                     | 1.5-2.0 |
| Arcilla                    |                     | 1.0-2.5 |
| Glacial Till               |                     | 1.5-2.5 |
| Permafrost                 |                     | 3.5-4.0 |
| Rocas Sedimentarias        |                     |         |
| Areniscas                  | Terciarias          | 2.0-6.0 |
|                            | Carbonifero         | 4.0-4.5 |
|                            | Cambrico (cuarcita) | 5.5-6.0 |
| Limolitas                  | Cretácico           | 2.0-2.5 |
|                            | Jurásico (oolitas)  | 3.0-4.0 |
|                            | Carbonifero         | 5.0-5.5 |
| Dolomias                   |                     | 2.5-6.5 |
| Sal                        |                     | 4.5-5.0 |
| Anhidrita                  |                     | 4.5-6.5 |
| Yeso                       |                     | 2.0-3.5 |

Tabla 2.4.1 Muestra las velocidades en km/s de las ondas sísmicas a través de materiales no consolidados y de rocas sedimentarias.

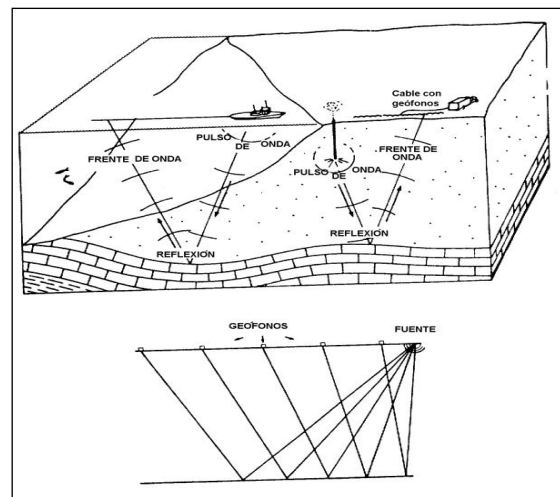


Figura 2.4.5 Generación de los reflejos sísmicos

## APLICACIÓN DEL MÉTODO SÍSMICO A LA ESTRATIGRAFÍA (ESTRATIGRAFIA SÍSMICA)

En un principio la sismología fue utilizada como método de exploración petrolera para descubrir estructuras sepultadas. En la actualidad, gracias al mejoramiento de las señales y del procesamiento se ha vuelto un valioso instrumento estratigráfico.

Sin embargo en la interpretación estratigráfica de las secciones sísmicas hay que tomar en cuenta las limitaciones de este método. Los cambios litológicos se verifican generalmente a distancias verticales más pequeñas que la longitud de onda de una onda sísmica, (Figura 2.4.7) por lo que se registra corresponde con cambios entre paquetes de estratos de diferente litología.

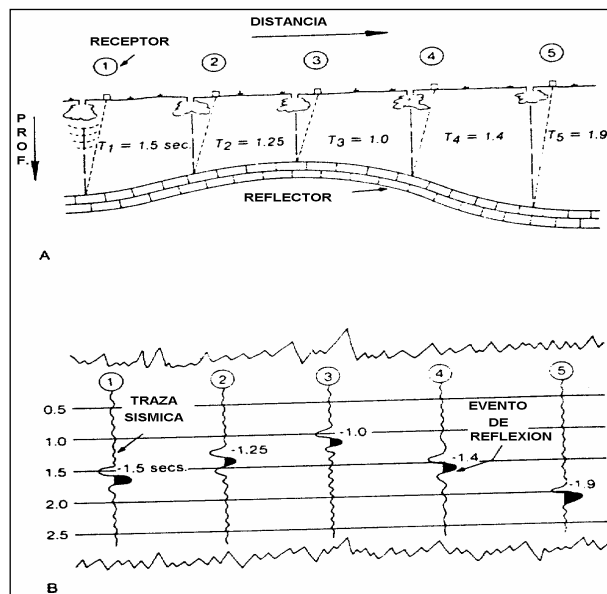


Figura 2.4.6 Las señales son transmitidas a una fuente de recepción, procesadas e impresas; su conjunto forma una sección sísmica.

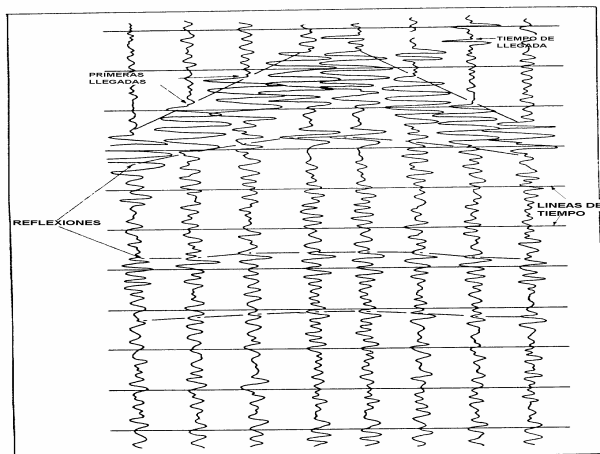


Figura 2.4.7 Sección sísmica típica

El estudio de detalle de una secuencia estratigráfica como se realiza en la superficie, está fuera del alcance de la resolución del método sísmico. Las discordancias y los planos de estratificación se pueden sólo distinguir si coinciden con un contraste suficientemente fuerte de velocidad/densidad.

Con la estratigrafía sísmica se realiza la interpretación de perfiles de reflectores sísmicos y cubos sísmicos en términos de la historia cronoestratigráfica de una cuenca sedimentaria. Permite diferenciar en el conjunto de una cuenca sedimentaria, superficies isócronas reflejo de eventos (discontinuidades y superficies de continuidad correlativas). Es posible con esta metodología reconocer unidades genéticas (secuencias deposicionales), en el

conjunto de los materiales que rellenan una cuenca sedimentaria.

Los elementos básicos que se deben tomar en consideración para la interpretación son:

- Las características de los reflectores; que en general son paralelos a los planos de estratificación.
- Identificación de paquetes de estratos limitados por discordancias.
- Se realizan interpretaciones útiles a gran escala.
- Se ocupa del estudio de los rasgos estratigráficos y de las facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos.
- Se realiza la interpretación estratigráfica, de las facies sedimentarias y la reconstrucción de su historia geológica, a partir de los datos obtenidos de los perfiles de la sísmica de reflexión, normalmente coordinados con los datos de registros geofísicos de pozos.
- La metodología consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprende grupos de reflexiones mas o menos concordantes y de características similares.
- Se realiza el análisis de facies sísmicas, que consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las característica de las reflexiones que constituyen la secuencia sísmica.

Un aspecto importante de la estratigrafía sísmica es la identificación de relaciones angulares entre los conjuntos de estratos. Éstas son estructuras internas, contemporáneas de la secuencia sedimentaria y no son rasgos posteriores al depósito.

Una secuencia sedimentaria consta de estratos sobrepuestos y cada plano de estratificación representa, una interrupción del depósito o un cambio en el carácter de los sedimentos.

La respuesta sísmica a una secuencia muestra reflejos concordantes, algunos de los cuales se originan en los planos de estratificación, pero en su mayoría son reflejos compuestos, generados por varios planos de estratificación. Aunque todos los planos de estratificación sean reflejos potenciales, su distancia es generalmente demasiado pequeña para que puedan distinguirse separadamente.

Las frecuencias utilizadas en los trabajos sísmicos son bajas y las longitudes de onda son de algunas decenas de metros a baja profundidad; a mayor profundidad son de unos centenares de metros.

La resolución varía entre 1/4 y 1/8 de la longitud de onda, sin embargo es variable ya que depende del ruido, de la calidad de la grabación y de otros factores.

La ecuación básica es:

$$\text{longitud de onda} = \text{velocidad} \times \text{período} = \text{velocidad} / \text{frecuencia}$$

A baja profundidad, la velocidad varía entre 1,500 y 2,000 m/s, la frecuencia es alrededor de los 50 Hz (50 oscilaciones/s) y la longitud de onda es de 30 a 40 m.

A mayor profundidad la densidad de las rocas aumenta y la velocidad de las ondas aumenta hasta 5,000 a 6,000 m/s. Ya que los reflejos profundos tienen menor frecuencia (unos 20 Hz) se tienen longitudes de onda de 250 a 300 m. La resolución es también menor a mayor profundidad.

La traza sísmica es una línea quebrada en la cual se notan picos a la derecha y valles a la izquierda que corresponden



con cambios en los materiales sedimentarios estratificados (Figura 2.4.8).

Para facilitar su observación, se ennegrecen los picos mayores de una determinada amplitud.

Los picos y valles están agrupados en ondeletas (wavelets), cada una de las cuales comprende uno o dos picos y valles en un intervalo de 50 a 100 milisegundos.

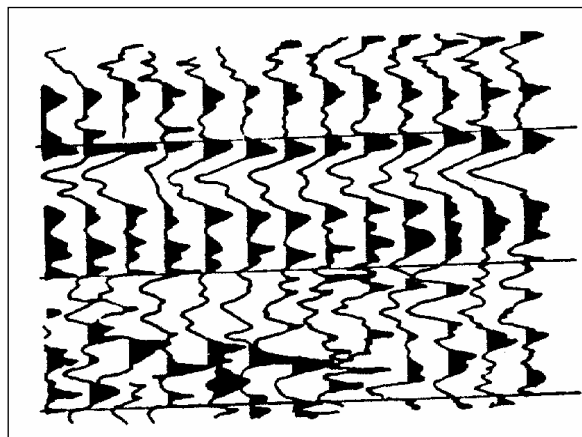


Figura 2.4.8 Parte de un registro sísmico

#### REGISTRO SÍSMICO

La configuración de la ondeleta, la amplitud de picos y valles y su densidad son los parámetros que imparten el carácter sísmico. Si éste se mantiene constante por larga distancia puede ser un factor importante de correlación.

El carácter sísmico auxilia también a la interpretación de las litofacies y del espesor y tipo de la estratificación. La respuesta de la roca a las ondas sísmicas depende de la impedancia acústica, que es el producto de la velocidad por la densidad y se puede calcular para determinar el coeficiente de reflexión.

Para verificar la interpretación de las secciones sísmicas se pueden utilizar registros geofísicos: el sónico (que mide la velocidad) y el de densidad. A partir de ellos es posible calcular los coeficientes de reflexión y construir sismogramas sintéticos que muestran la respuesta sísmica de los distintos horizontes de la sección.

Se describen los reflejos sísmicos por medio de sus características que son la configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad del intervalo y forma. De estas características la más importante para la interpretación geológica es probablemente la configuración, ya que a partir de la disposición de los reflejos se puede determinar el ambiente general del depósito.

#### PARÁMETROS SÍSMICOS

Los parámetros sísmicos son particularmente importantes para la interpretación de las trazas oblicuas que corresponden a los estratos depositados sobre una superficie inclinada que se sitúa entre los ambientes de agua somera y aquellos de agua relativamente profunda. Cada parámetro corresponde en alguna característica petrofísica de las rocas, del tipo de roca o del tipo de fluido (Tabla 2.4.2).

Se puede interpretar la continuidad de los reflejos como una continuidad de estratos. Aunque los horizontes sísmicos no

representen planos de estratificación como tales, la uniformidad y continuidad de la estratificación produce reflejos continuos.

Las secciones sísmicas que muestran una buena continuidad indican un ambiente de depósito extenso y uniforme. En muchos casos los reflejos continuos corresponden a superficies isócronas de tal manera cada configuración corresponde con algún rasgo geológico particular (Figura 2.4.9).

| Parámetro Sísmico                     | Interpretación geológica                                                                                    |
|---------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Configuración:                        | Disposición de los estratos<br>Procesos de depósito<br>Erosión y paleotopografía<br>Contactos entre fluidos |
| Continuidad:                          | Continuidad de los estratos<br>Procesos de depósito                                                         |
| Amplitud:                             | Contraste velocidad/densidad<br>Distancia entre los estratos<br>Contenido de fluidos                        |
| Frecuencia:                           | Espesor de los estratos<br>Contenido de fluidos                                                             |
| Velocidad del intervalo:              | Estimación de la porosidad<br>Contenido de fluidos<br>Estimación de la litología                            |
| Forma externa de las facies sísmicas: | Ambiente generalizado<br>Fuente de los sedimentos<br>Marco geológico                                        |

Tabla 2.4.2 Parámetros sísmicos empleados en la estratigrafía sísmica y su significado geológico

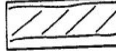
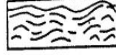
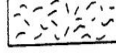
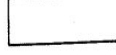
|                      |                                                                                      |                                                                                                                    |
|----------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| A Paralela           |  | Depósito y subsidencia uniformes, comúnmente en ambientes de plataforma                                            |
| B Divergente         |  | Variación lateral de la velocidad de depósito o inclinación progresiva                                             |
| C Sigmoide           |  | Progradación con poco aporte sedimentario y/o un levantamiento rápido del nivel del mar                            |
| D Oblicua tangencial |  | Capas de "foreset" y "bottomset" típicos de los deltas; no existen capas de "topset"                               |
| E Oblicua paralela   |  | Alto aporte sedimentario y poca o ninguna subsidencia; nivel del mar estable                                       |
| F En forma de tejas  |  | Generalmente son delgadas capas sedimentarias que progradan en aguas someras                                       |
| G Ondulada           |  | Indica superposición o interdigitación de pequeños lóbulos deltaicos                                               |
| H Caótica            |  | 1.- Ambiente variable de alta energía<br>2.- Estratificación desbaratada por una deformación posterior al depósito |
| I Sin reflejos       |  | Depósitos gruesos, homogéneos y monótonos de lutitas y areniscas                                                   |

Figura 2.4.9 Configuraciones sísmicas típicas.

Las variaciones de amplitud de las ondas sísmicas son función de la impedancia acústica en la superficie de reflexión. Las variaciones laterales de amplitud indican generalmente cambios en el espesor de los estratos.

Cuando el espesor de una unidad se reduce hasta quedar debajo del límite de resolución de la sección, ésta ya no es visible por un fenómeno llamado de convergencia interna.

La velocidad del intervalo (velocidad promedio de las ondas sísmicas entre dos reflectores) es el parámetro que permite estimar el carácter de la litología.

Sin embargo no existe una relación directa con cada tipo de litología, ya que la porosidad y presión de los fluidos tienen mayor influencia en la velocidad que en la mineralogía y en la textura.

Se obtiene la frecuencia dividiendo la velocidad por la longitud de onda. La resolución del método sísmico es controlada por la longitud de onda y ésta a su vez por la frecuencia y velocidad (velocidad / frecuencia). Ya que la velocidad depende de la litología, el único factor que se puede controlar es la frecuencia.

#### SECCIONES GEOLÓGICAS Y SECCIONES SÍSMICAS

Aunque estos dos tipos de secciones tengan un parecido general, existe entre ellas una diferencia fundamental que reside en la unidad de medida de su eje vertical. La sección geológica tiene en este eje valores de profundidad en metros, y la sección sísmica en los tiempo de recorrido de las ondas sísmicas (Figura 2.4.10).

Si a poca profundidad un intervalo de 100 milisegundos representa una distancia vertical de 100 a 150 m, a mayor profundidad este mismo intervalo de tiempo puede representar una distancia 2 ó 3 veces mayor.

Es posible convertir el tiempo a distancia pero la conversión es complicada, ya que la densidad de las rocas aumenta con la profundidad así como la velocidad de las ondas sísmicas.

Existen programas de cómputo que hacen los cálculos necesarios y convierten las secciones sísmicas en secciones con escala vertical de profundidad.

Sin embargo, las distancias verticales no pueden determinarse con precisión porque un reflejo no corresponde solamente a una determinada superficie sino a un conjunto de planos de menor importancia situados arriba y abajo de ella.

Los planos de estratificación son prácticamente superficies isócronas; a menudo cortan los límites de las facies.

Los reflejos sísmicos que derivan de los planos de estratificación muestran necesariamente un cierto paralelismo temporal. Debido a eso el método sísmico se presta particularmente para aplicarse a la estratigrafía secuencial.

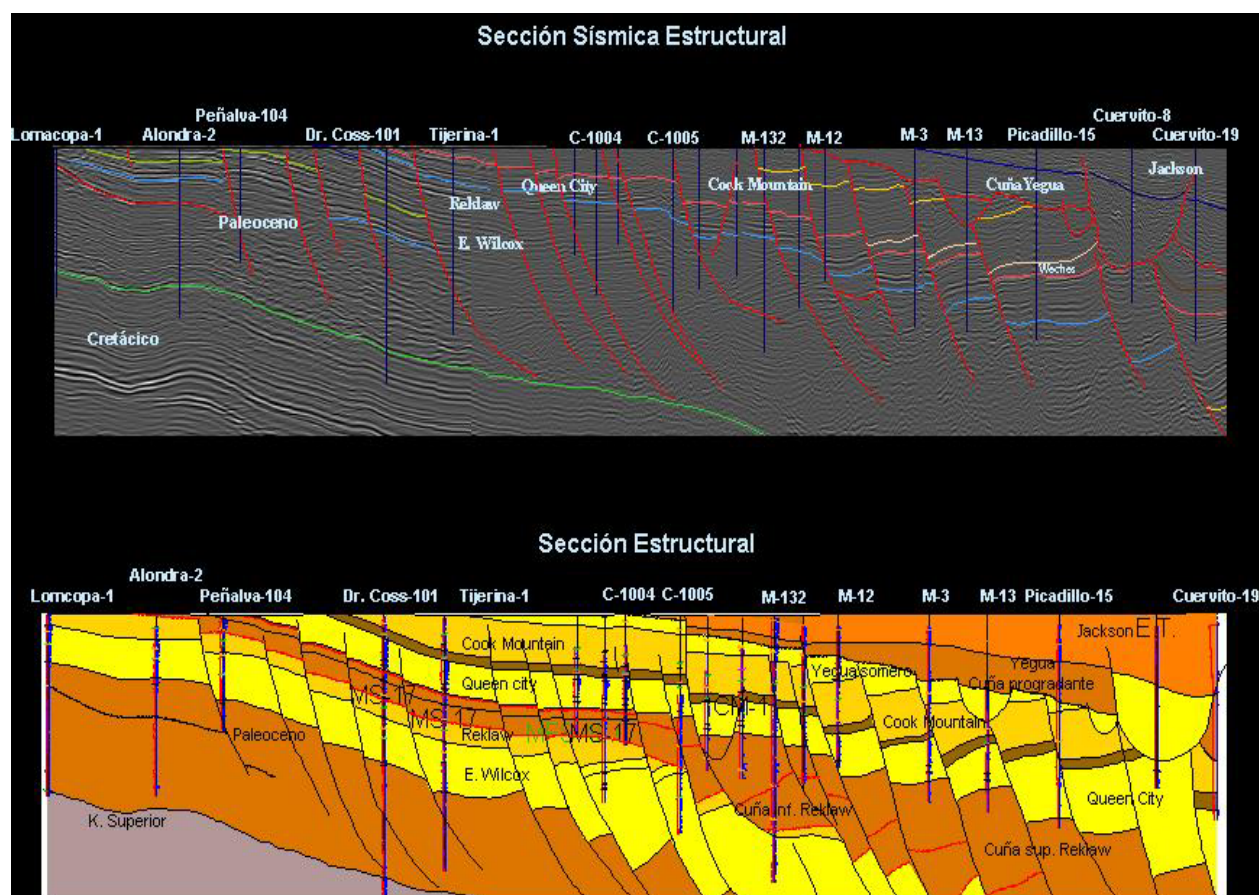


Figura 2.4.10 Diferencia entre una sección sísmica y una sección estructural.

## II.5 LOS FÓSILES Y LA ESTRATIGRAFÍA

### FÓSIL Y FOSILIZACIÓN

El término "fósil" (Figura 2.5.1) 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 fisicoquímicos 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 2.5.1** 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 (coprolitos), moléculas biogénicas o fósiles geoquímicos, resinas fósiles o ámbar), o bien implicar gérmenes reproductores (huevos o 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.

### FOSIL ÍNDICE O FÓSIL GUÍA

Son aquellos fósiles que corresponden a un grupo de vida restringida desde el punto de vista cronológico dentro de la historia de la tierra.

Los fósiles son los restos, fragmentos esqueléticos, moldes, impresiones y huellas de la actividad orgánica de plantas y animales, que vivieron desde el inicio de la vida en los mares hace 3800 millones de años hasta 10 000 años, comienzo del Holoceno o Reciente. La palabra fósil deriva del latín fossilis y fue empleada por Plinio para identificar a los objetos naturales extraídos de la tierra, que han sufrido procesos de petrificación. Actualmente son motivo de estudio de la Paleontología.

Deben de cumplir los siguientes requisitos:

1. Que sus ejemplares sean abundantes.
2. Que hayan vivido un periodo de vida corto.
3. Que hayan sido de amplia distribución geográfica.

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:

1. 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 (Figura. 2.5.2). Durante el Paleozoico Medio los braquiópodos estrofeodonitos y estrofonélidos, 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..

2. 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.

3. 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.

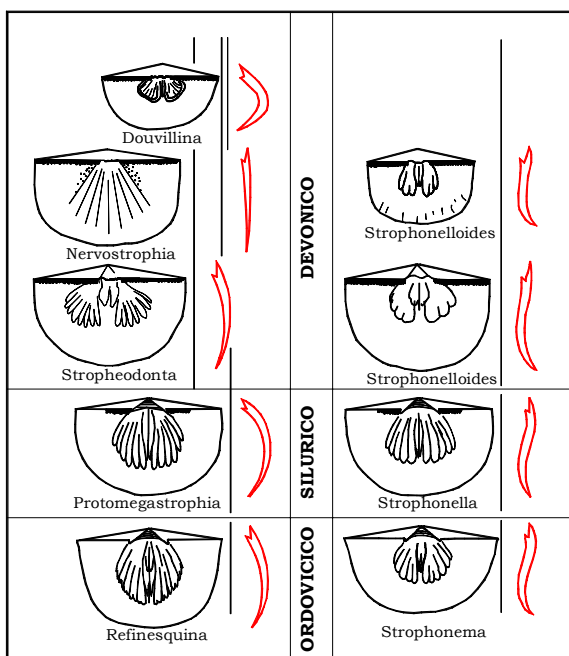


Figura 2.5.2 Evolución de braquiópodos en el paleozoico. (Dunbar, et. al., 1979.)

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 y a su gran desplazamiento.

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.

#### ICNOFÓSILES

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.

#### FACTORES QUE PERMITEN LA FOSILIZACIÓN

##### A. FACTORES BIOLÓGICOS.

1. Los organismos deben presentar partes duras (esqueletos, dientes, escamas etc.).
2. Que la dinámica de las poblaciones permita la concentración de seres vivos por razones de su alimentación, factores climáticos etc.

##### B.- FACTORES GEOLÓGICOS:

1. Que los restos orgánicos se acumulen en un área de sedimentación (lagos, mares).
2. Rápida sedimentación para evitar que se destruyan los restos orgánicos por agentes mecánicos, oxidación y acción bacteriana.
3. Que los sedimentos sean de tal naturaleza que permitan la conservación:
  - I. Rocas detríticas finas.
  - II. Abundancia de  $\text{CaCO}_3$  o de  $\text{SiO}_2$ .
4. Que dichos restos sean alojados a cierta profundidad, para que no actúen sobre ellos los procesos de intemperismo y erosión.
5. Si los procesos anteriores no los han destruido, entonces están en condiciones de aflorar por la erosión.

#### LOS PROCESOS DE FOSILIZACIÓN

El verdadero proceso de fosilización supone una serie de transformaciones químicas que reemplazan los compuestos orgánicos del organismo muerto por otros minerales, generalmente calcita, sílice, pirita y carbono.

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.

Para que un fósil se produzca debe pasar por diferentes etapas (Figura 2.5.3) en la mayoría de los casos, las más importantes para que ocurra la fosilización son las siguientes:

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, lagunas costeras, 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 en 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 esta 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.

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 sílice, ocurre 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 Piritización y limonitización:** Cuando un organismo se descompone 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:** Este proceso se observa en 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.

#### TIPOS DE FOSILIZACION

1. Conservación original o partes blandas inalteradas:

Como ejemplo tenemos los mamuts de los hielos de Siberia o insectos en ámbar.

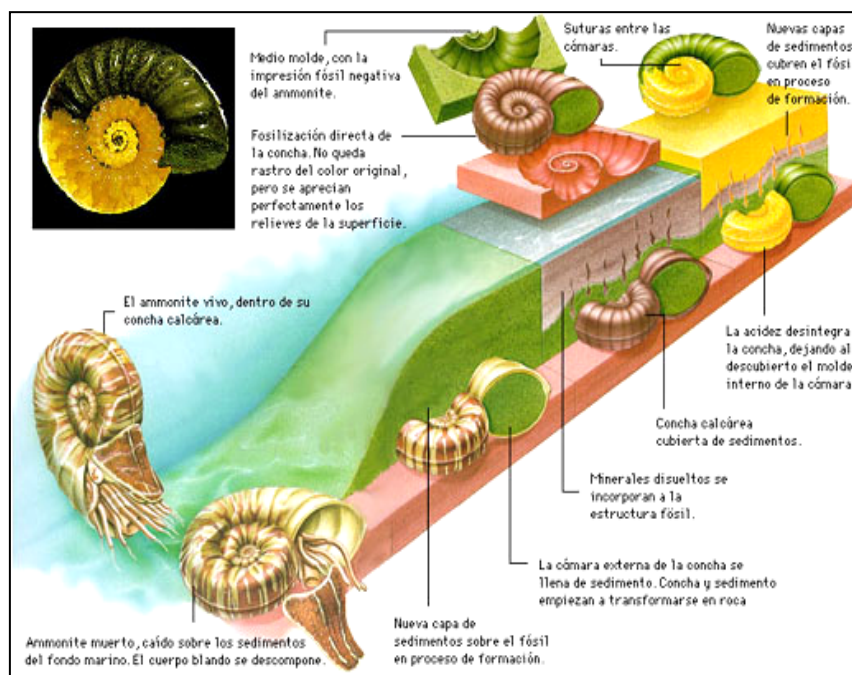


Figura 2.5.3 Esquema que muestra las etapas del proceso de fosilización de una amonita.

## 2. Petrificación o partes duras alteradas:

La petrificación es un proceso que implica una conversión de la materia orgánica a sales minerales (roca), donde los fósiles muestran varios grados de alteración en su estructura original, dichos cambios pueden ser tanto en estructura física como en química o ambas de la siguiente manera:

### 2.1 Por permineralización:

Esto es cuando las partes esqueléticas, se vuelven porosas por destrucción de la materia orgánica, entonces existe "un relleno" de los poros.

### 2.2 Por reemplazamiento:

Es la sustitución de la materia mineral del agua subterránea por la sustancia orgánica original.

## 3. Molde:

Estructura orgánica embebida en una roca, disuelta por sales quedando un vacío con la forma exacta del objeto, existiendo el molde interno y externo.

## 4. Impresiones:

son huellas, restos y horadaciones sobre los sedimentos antes de la litificación.

## 5. Fósiles geoquímicos:

Son sustancias químicas de origen orgánico en rocas que demuestran presencia de fósiles, por ejemplo, aminoácidos y lípidos. La naturaleza de estos derivados nos demuestran la naturaleza orgánica del petróleo.

## 6. Coprolitos:

Excrementos fósiles que nos indican hábitos alimentarios.

## SUBSTRATO O TIPOS DE FONDO

Muchos organismos son específicos con respecto al substrato (tipo de roca o sedimento) y solo sobrevivirán sobre una superficie que tengan determinadas características de color, contenido de alimento, firmeza y composición.

De esta manera, resulta muy importante en paleoecología el estudio del substrato, ya que el carácter y la distribución de los sedimentos son la única fuente de información disponible en la reconstrucción de los hábitat antiguos. Las razones para esto son las siguientes:

1. El substrato se convierte en la matriz de la roca sedimentaria.
2. El substrato es el resultado de la topografía, la hidrografía y el régimen de corrientes de la cuenca sedimentaria local.

Ejemplo: Formación El Abra que en sus facies Taninal se compone de colonias de algas, rudistas o de corales.

## MICROPALAEONTOLOGÍA Y SU IMPORTANCIA

La micropaleontología es la rama de la Paleontología que se ocupa del estudio de los fósiles de pequeño tamaño (microfósiles), por regla general, cualquier fósil con un tamaño inferior a 1mm. Estos fósiles pueden ser restos de

microorganismos unicelulares o pluricelulares o elementos de pequeño tamaño que proceden del esqueleto de macroorganismos, tanto enteros como fraccionados.

Los objetivos que persigue la Micropaleontología son:

- Estudio de su morfología, composición química, mineralogía y microestructura de los fósiles.
- Clasificación según su origen y afinidades sistemáticas.
- Importancia en la formación de sedimentos.
- Significado paleogeográfico, valor estratigráfico e interés paleobiológico.

Los microfósiles son fósiles que por su pequeño tamaño deben ser estudiados mediante el empleo de técnicas especiales, y siempre con el auxilio del microscopio. Dentro de los microfósiles se agrupan los foraminíferos (protozoos del grupo de los amébidos), zooplancton, algas unicelulares (diatomeas, clorofíceas), bacterias, invertebrados, espículas de esponjas, placas esqueléticas de los equinodermos, dientes de ciertos peces e incluso de algunos micromamíferos (roedores e insectívoros); y entre los vegetales el polen de las fanerógamas, esporas de helechos, oogonios de characeas, etc.

La micropaleontología, representa una gran ayuda por su fructífera colaboración en la resolución de problemas geológicos, por las grandes ventajas que los microfósiles ofrecen, aportando datos muy interesantes de tipo evolutivo, paleoecológico y bioestratigráfico.

La abundancia de los microfósiles aseguran una elevada frecuencia de aparición incluso en muestras de volumen reducido. Esta frecuencia es habitualmente tan alta que permite utilizar métodos estadísticos que aumentan la fiabilidad y precisión en la datación. Los microfósiles a pesar de sus delicadas estructuras, sufren por lo general menor deterioro y deformación que los macrofósiles y por tanto presentan unas muy buenas condiciones para su estudio.

La distribución de microfósiles se encuentra resumida en la tabla 2.5.1.

| Microfósiles                           | Diatomeas | Calpionelas | Quilinozoos | Radioarios | Coccolitos | Ostrácosos | Conodontos | Foraminíferos | Dinoflagelatos y Acritarcos | Esporas y granos de polen |
|----------------------------------------|-----------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|---------------|-----------------------------|---------------------------|
| Rocas                                  |           |             |             |            |            |            |            |               |                             |                           |
| evaporitas                             |           |             |             |            |            |            |            |               |                             | ●                         |
| dolomías                               |           |             |             |            |            | ●          | ●          | ●             | ●                           | ●                         |
| arenas y areniscas                     |           |             | ●           |            |            | ●          | ●          | ●             | ●                           | ●                         |
| carbones, lignitos, etc.               |           |             |             |            |            |            |            |               |                             |                           |
| jaspes, lilitas, sílex ...             | ●         |             |             |            |            |            | ●          | ●             | ●                           | ●                         |
| calizas                                |           | ●           | ●           | ●          | ●          | ●          | ●          | ●             | ●                           | ●                         |
| margas y arcillas                      | ●         | ●           | ●           | ●          | ●          | ●          | ●          | ●             | ●                           | ●                         |
| rocas metamórficas: pizarras, mármoles |           |             |             |            |            |            | ○          | ○             | ○                           | ○                         |

● abundantes    ● raros    ○ esporádicos

**Tabla 2.5.1 Contenido por término medio en microfósiles según Bignot, 1988.**

## FÓSILES FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Se ha reconocido su valor indudable como fósiles índice, ya que ofrecen excelentes bases para correlacionar áreas locales e intercontinentales, debido a que presentan una evolución rápida, dispersión horizontal muy grande y un alcance vertical restringido. Los primeros registros son del Jurásico y básicamente son formas simples y pequeñas. En el Cretácico sufren una radiación evolutiva, convirtiéndose a partir de este momento en un importante componente del plancton; existen registros de 40 géneros y al menos 400

especies de este periodo de tiempo, actualmente existen 30 especies, agrupadas en dos familias: Globigerinidae (formas espinosas) y Globorotaliidae (formas no espinosas) (Figura 2.5.3). Como ejemplo, actualmente se está utilizando la tabla de alcances de foraminíferos planctónicos (Bolli, 1985 y modificaciones, 1997).

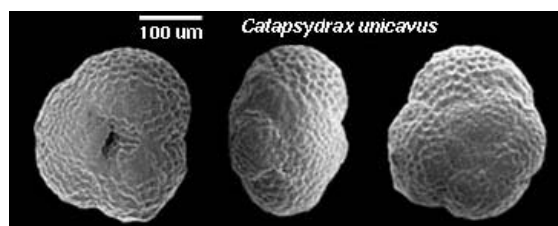


Figura 2.5.4 Un ejemplo de fósiles Planctónicos es el *Catapsydrax unicavus*.

### FÓSILES FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Permiten la reconstrucción de los medios de depósito marinos, ya que su distribución se determina por el poco desplazamiento que tienen y además por las siguientes condiciones:

- Factores Físicos: profundidad, temperatura, cantidad de luz, turbulencia, etc.
- Factores Químicos: salinidad y sus elementos disponibles.
- Factores Biológicos: suministro de alimento.

Generalmente habitan en o cerca de la interfase agua-sedimento, pueden ser móviles o sésiles, temporales o permanentes; Se subdividen en dos grupos: micro y macro; los macro no se utilizan mucho en trabajos de prospección petrolera, en algunos casos, los foraminíferos bentónicos pueden utilizarse en trabajos de bioestratigrafía. Las formas más antiguas poseen una concha pseudoquitinosa y aglutinada, y pertenecen al Cámbrico (Figura 2.5.4).

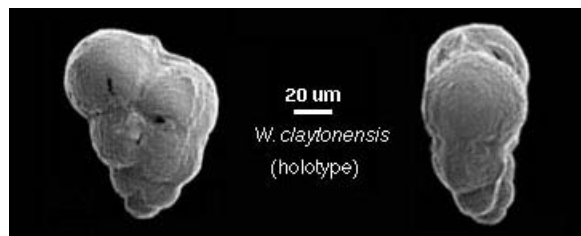


Figura 2.5.5 Un ejemplo de fósiles Bentónicos es el *W. claytonensis*.

Los foraminíferos con conchas calcáreas microgranulares abundan en el Paleozoico, durante el Cenozoico existe una diversidad mayor de formas con conchas perforadas y hialinas; la distribución de los foraminíferos está determinada por varios factores ambientales, como la temperatura, la profundidad o la salinidad y es posible identificar a los conjuntos de foraminíferos que se encuentran en cada nivel marino; cada biofacie es recurrente en el tiempo, por lo que es posible extrapolar lo que observamos actualmente en el pasado.

**Nannoplancton (cocolitofóridos).** Los cocolitofóridos pertenecen a un grupo de algas doradas, biflageladas y unicelulares de origen marinos (Figura 2.5.6); existe una mayor diversidad de especies en los trópicos, la cual va decreciendo conforme se acerca a los polos, están formados por pequeñas placas de calcita conocidas como cocolitos.

Cada especie posee un tipo característico de cocolitos. En conjunto, forman la cocoesfera, casi siempre esférica, con

un diámetro de 2 a 25 micras, una cocoesfera puede tener de 10 a 150 cocolitos en su superficie, aunque el promedio es de 20. La clasificación de los cocolitos está basada en su morfología y se conoce más de la taxonomía y distribución de los cocolitofóridos, que de la biología del organismo, los registros más antiguos que se conocen son del Jurásico Temprano; se conocen cerca de 150 especies actualmente, aunque solamente 16 son relativamente abundantes.

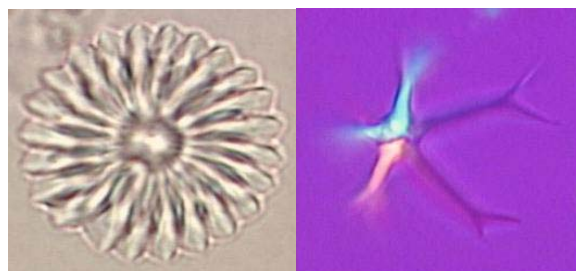


Figura 2.5.6 Imágenes que muestran la forma de algunos nannoplanctos.

**Radiolarios.** Son protozoarios con una concha de sílice, sulfato de estroncio u opalina amorfa (Figura 2.5.7); planctónicos, marinos, unicelulares, aunque pueden vivir en colonias, miden de 30 micras a 2 mm. de diámetro y se han descrito alrededor de 7000 especies; se calcula que existen 300 actualmente. Existen tres grupos de radiolarios (Órdenes Acantharia, Tripylea y Polycystina), de los cuales solamente el último puede preservarse como fósil, estos últimos se dividen en dos grupos: Spumellaria (formas esféricas) y Nassellaria (en forma de anillo o campana).

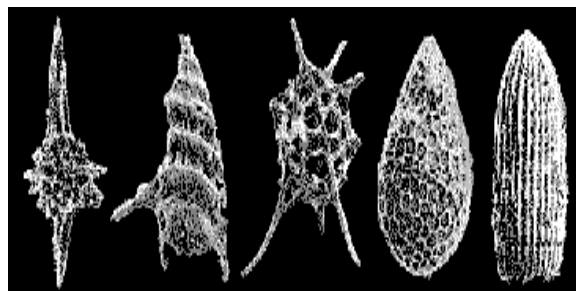


Figura 2.5.7 Ejemplo donde se ilustran distintas clases de Radiolarios.

**Ostrácodos.** Los ostrácodos son pequeños crustáceos que se caracterizan por tener un caparazón formado por dos valvas esta concha está formada calcita, a veces rica en quitina, pueden ser dulceacuícolas o marinos; la mayoría son bentónicos, y unos pocos son planctónicos completa o parcialmente (Figura 2.5.8). La morfología refleja directamente el tipo de hábitat de estos organismos; debido a que tienen alcances estratigráficos muy amplios, no se utilizan como fósiles índice; su aplicación principal es como indicadores paleoambientales.

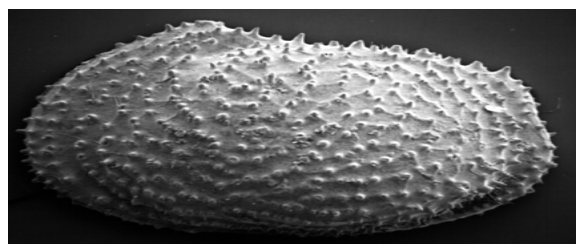


Figura 2.5.8 Ejemplo de un Ostrácodo

**Palinomorfos.** Dentro de este grupo se incluyen al polen, esporas, y algunos organismos como dinoflagelados, debido a que pueden sufrir un transporte, no se utilizan como indicadores paleoambientales, sino para fechar (Figura 2.5.9). La composición de su pared los hace especialmente resistentes, los palinomorfos se utilizan como indicadores paleoambientales, además de ser indicadores de maduración termal.

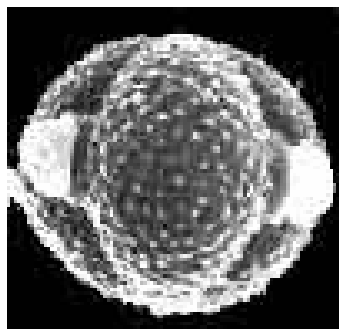


Figura 2.5.9 La imagen muestra un polen fosilizado.

**Conodontos.** Están formados por fosfato de calcio y generalmente miden menos de un milímetro, formaban parte del aparato bucal de antiguos peces (Figura 2.5.10); antes de establecer su naturaleza, ya se había establecido toda una clasificación de éstos basándose solamente en la morfología, estos fósiles son excelentes indicadores bioestratigráficos, principalmente en depósitos del Paleozoico y Triásico, también se utilizan como indicadores termales. El índice de identificación de alteración del color en conodontos se conoce como CAI.



Figura 2.5.10 Se muestran diferentes aparatos bucales fosilizados de peces.

## 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 considerarlas de la misma edad (con un grado de exactitud considerable); es decir, se sitúan de la misma forma en el curso del tiempo (Figura 2.5.11).

Evidentemente este método, sólo es válido para el lapso de la historia de la Tierra llamada Fanerozoica, que se caracteriza por la abundancia de restos de determinados fósiles.

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 y/o gas).

Los fósiles también proporcionan información sobre los paleo-ambientes sedimentarios y los paleo-climas. 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.

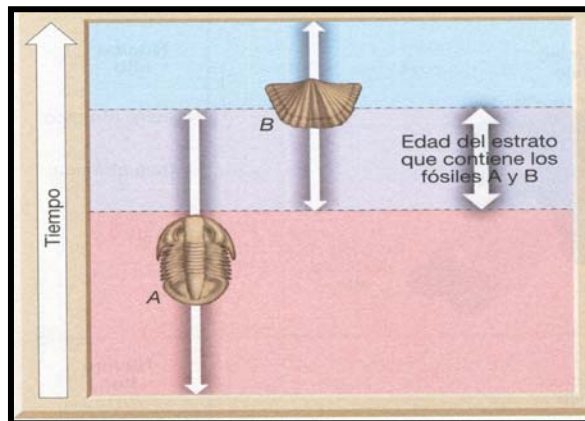


Figura 2.5.11 El traslape de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil. (Tarbuck et al., 1999).

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.

Los fósiles son indicadores de la edad relativa de las rocas que los contienen, es decir son indicadores estratigráficos o fósiles índice. Se sabe que en la superposición de cualquier depósito de rocas sedimentarias; las de las partes inferiores son las más antiguas y así sucesivamente hasta llegar a los estratos superiores considerados como los más jóvenes en secuencias normales, cuando no ha sido afectada su posición por eventos geológicos que causen deformación. El inglés William Smith a mediados del siglo XVIII, establece las bases del conocimiento de la Estratigrafía con moluscos cefalópodos marinos llamados amonites, fósiles-guía o índices estratigráficos, pues vivieron en relativos y cortos lapsos en el tiempo geológico y tuvieron una distribución amplia en diferentes mares del mundo.

Los fósiles son las pruebas que han permitido conocer la diferente distribución que tuvieron los continentes y los mares en el pasado geológico. Se sabe que hace 220 millones de años atrás, de acuerdo con la historia del planeta Tierra, existía un gran continente llamado Pangea formado por una región norte o Laurasia y una al sur o Gondwana rodeadas por un gran mar nombrado Pantalasa. Particularmente, el territorio de México, estuvo invadido por el mar, durante millones de años, por lo tanto encontramos fósiles marinos en casi toda su superficie, con excepción de cerro Matzitz en Tehuacán, con plantas superiores del Pérmico; de los depósitos del Triásico de San Marcial y Santa Clara, en Sonora; los del Jurásico de Rosario Nuevo en Oaxaca y las plantas cretácicas de Nueva Rosita, Coahuila. Los corales que forman arrecifes en la actualidad



y están distribuidos en los trópicos y el Ecuador, en agua templada y cálida, en el pasado se encuentran corales del Paleozoico en Groelandia y las Islas de la Reina Isabel, por lo que se deduce que estas regiones continentales estaban situadas más al sur de su actual emplazamiento.

El conocimiento de los fósiles, ha permitido determinar las condiciones climatológicas que imperaron en las distintas épocas, por ejemplo los helechos indican que vivieron en regiones tropicales y húmedas. Los fósiles de invertebrados marinos se encuentran en nichos ecológicos con características climatológicas particulares, en los litorales, plataformas y zonas profundas de los océanos, que se comparan con las actuales. Se sabe por el estudio del polen y las esporas de las plantas terrestres estudiados en los sedimentos sepultados, que practicaba el hombre de Neanderthal, que tipo de flora vivía y que clima había en Europa hace 50, 000 años.

Los fósiles son las pruebas irrefutables de la evolución orgánica, tanto de los vegetales como de los animales invertebrados y vertebrados, propuesta por Charles Darwin a mediados del siglo XIX con su famosa y muy discutida "Teoría de la Selección Natural". Dos ejemplos muy obvios son la serie evolutiva del elefante y del caballo durante el Cenozoico. Sin embargo, existen series evolutivas en las plantas, en los microfósiles como los foraminíferos, pequeños organismos con conchas de carbonato de calcio, invertebrados como los moluscos (amontes) ya extintos y emparentados con los nautilus que en la actualidad están en franca desaparición, los pelecípodos o almejas, los gasterópodos conocidos comúnmente como caracoles y también los corales, entre otros.

#### ASOCIACION BÁSICA LITOFAUNÍSTICA PARA LA INTERPRETACIÓN PALEOECOLÓGICA

Se pueden determinar los ambientes de depósito con base en la abundancia de los microfósiles (planctónicos y bentónicos) y a los constituyentes de las rocas donde están incluidos, así como los factores ecológicos a los que posiblemente estuvieron sujetos en épocas pasadas.

Ejemplos:

- Ambiente de plataforma: batimetría de 0-200 m. de profundidad, aguas de alta energía, penetración de luz, temperatura de 25-30 °C; abundancia de organismos bentónicos en calizas grainstone-packstone.
- Ambiente de plataforma externa (nerítico externo, batial superior): aguas tranquilas, escasa penetración de luz, temperatura de 6-8 °C, organismos planctónicos y bentónicos en calizas wackestone-packstone.
- Ambiente de cuenca (batimetría batial inferior-abisal): nula penetración de luz, temperatura de 4-5 °C, abundancia de organismos planctónicos en calizas mudstone-wackestone.

#### USO DE FÓSILES EN LA EXPLORACIÓN PETROLERA

Principalmente los foraminíferos planctónicos y bentónicos y el nanoplankton calcáreo nos ayudan en:

- Determinar la edad de los estratos
- Interpretar condiciones de depósito de sedimentos
- Determinar cambio de facies
- Realizar correlaciones
- Solución de problemas estructurales (secuencias invertidas)

Las correlaciones bioestratigráficas utilizando microfósiles están basadas en:

- En una especie o género
- En una o más especies o géneros
- En asociaciones generales
- En la relativa abundancia de una especie sobre otra
- En la proporción de varias especies o géneros
- En el desarrollo evolutivo
- En la secuencia faunística
- Además, el valor índice de una especie debe de ser probado en diferentes secuencias estratigráficas.

## II.6 FUNDAMENTOS DE FACIES SÍSMICAS

Las facies sísmicas son muy importantes para interpretar de manera objetiva el subsuelo, considerando los cambios litológicos, petrofísicos y paleontológicos de las unidades estratigráficas.

Una facies sísmica es la respuesta sísmica a una litofacies y se define como una "unidad tridimensional compuesta por reflejos sísmicos cuyos elementos (configuración, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad de intervalo) difieren de los elementos de las facies adyacentes" (Figura 2.6.1). Estos parámetros reproducen los rasgos litológicos, estratigráficos y de depósito de la unidad sedimentaria que ha generado los reflejos.

Una facies sísmica puede variar lateralmente o verticalmente debido a cambios de litofacies. El paso de una litología a otra está marcado por cambios de forma, frecuencia o amplitud de los reflejos sísmicos.

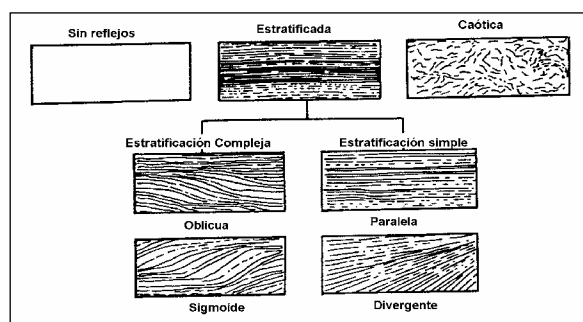


Figura 2.6.1 Distintos tipos de facies sísmicas

Las características de configuración y la interpretación geológica se indican en la tabla 2.6.1.

En una sección sísmica se pueden distinguir agrupaciones de reflejos concordantes entre sí o que tienen características similares que están separados del remanente de la sección por una discordancia. Estas unidades se consideran secuencias sísmicas.

Una secuencia sísmica se define como "un grupo de reflejos concordantes con una cierta homogeneidad de configuración que se puede interpretar como una secuencia concordante de estratos relacionados genéticamente".

Las discordancias que delimitan la secuencia aparecen en la sección como superficies discontinuas que marcan la terminación de los estratos. Si la discordancia no es angular puede identificarse igualmente cuando existe un marcado contraste de velocidad/densidad.

Las superficies de discordancia no son isócronas como los planos de estratificación pero tienen un significado cronoestratigráfico ya que los estratos que les subyacen son más antiguos que los suprayacentes.

**Hiato.** En el glosario de geología (Bates y Jackson, 1987) se define al hiato con dos acepciones:

1. Ruptura o interrupción de la continuidad del registro geológico debido a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes, pero que faltan por no haberse depositado o por haberse erosionado antes del depósito de la unidad suprayacente.
2. Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un intervalo de tiempo sin depósito y erosión.

Al ser trazado lateralmente el hiato se hace progresivamente más pequeño hasta que desaparezca en una secuencia concordante (Figura 2.6.2).

El horizonte de hiato cero se suele llamar concordancia y se define como "una superficie que separa un estrato más jóvenes de otro más antiguo".

Una concordancia no muestra trazas de erosión ni falta de depósito y está separado por un plano de estratificación.

Una secuencia deposicional limitada arriba y abajo por discordancias, representa un único sistema sedimentario.

| Configuración de los reflejos sísmicos | Interpretación                                                                                                                                                                                           |
|----------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Paralela</b>                        | Condiciones uniformes sobre una superficie estable o con subsidencia uniforme.                                                                                                                           |
| <b>Divergente</b>                      | Variación lateral en la tasa de sedimentación, inclinación progresiva o una combinación de ambas                                                                                                         |
| <b>Oblicua</b>                         | Crecimiento progresivo hacia aguas más profundas sobre una superficie inclinada; la cima de la configuración oblicua corresponde a los ambientes someros de alta energía (por ejemplo llanura deltáica). |
| <b>Sigmoide</b>                        | Subsidencia continua y baja energía del ambiente de depósito; puede ser depósito en agua profunda, a menudo escasez de arena.                                                                            |
| <b>Caótica</b>                         | Alta energía, variabilidad del depósito o su alteración posterior.                                                                                                                                       |
| <b>Ausencia de reflejos</b>            | Ambiente clástico uniforme, por ejemplo lutitas marinas de gran espesor, carbonatos masivos o sal                                                                                                        |

Tabla 2.6.1 Configuración de los principales reflectores sísmicos.

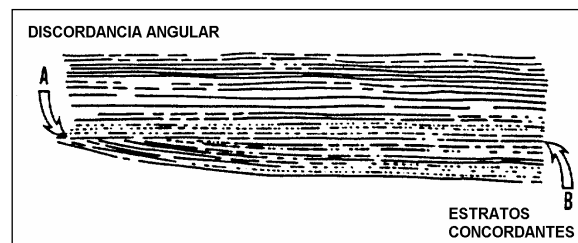


Figura 2.6.2 el hiato se hace progresivamente más pequeño hasta que desaparezca en una secuencia concordante.

La discordancia basal indica la superficie sobre la cual se depositaron los sedimentos en la cuenca. La discordancia

superior es la superficie basal del ciclo siguiente e indica que falta una porción desconocida de la secuencia debido a la erosión.

La respuesta sísmica a este ciclo sedimentario muestra una serie de reflejos que fueron inicialmente horizontales o paralelos a la superficie de depósito. Cada reflejo trazado lateralmente termina contra una superficie de discontinuidad inclinada, que es la discordancia basal.

### SECUENCIAS DEPOSICIONALES

Una secuencia deposicional es una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión de estratos relativamente concordantes, limitada en su cima y base por discordancias o por concordancias (con fuerte contraste litológico). (Figura 2.6.3)

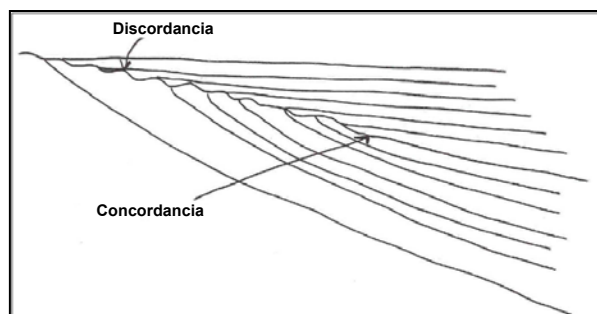


Figura 2.6.3 Secuencia deposicional.

Una secuencia consiste de estratos relacionados genéticamente, provee un marco ideal para análisis estratigráfico y es considerada como la unidad estratigráfica básica.

Las secuencias estratigráficas se subdividen en unidades menores o conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts) que son asociaciones de litofacies relacionadas con los distintos subambientes que forman parte de un ambiente principal (sistemas de depositación contemporánea).

Por ejemplo, los sistemas de depósito asociados a un río y su desembocadura en el mar (llanura aluvial, delta, plataforma, tatud y abanico submarino), se relacionan todos al ambiente fluvial, son en parte contemporáneos (correlacionables) y forman un conjunto estratigráfico bien definido.

Se estudian de las relaciones de las rocas dentro de un marco cronoestratigráfico, relacionado con estratos limitados por superficies de erosión, no depósito o sus respectivas concordancias.

La unidad fundamental en la estratigrafía de secuencias es la secuencia, la cual es limitada por concordancias o por discordancias. Por otro lado las Parasecuencias corresponden con una sucesión de secuencias genéticamente relacionadas y relativamente concordantes.

Una secuencia puede ser dividida en systems tracts definidos por su posición dentro de la secuencia y por los patrones de apilamiento de una para-secuencia limitada por superficies de estratificación.

**Systems tracts** Son conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts) que corresponden con asociaciones de litofacies relacionadas con los distintos sub-ambientes que forman parte de un ambiente principal (sistemas de depositación contemporánea).

Los System Tracts pueden ser en relación a su origen de diferentes tipos de:

- De descenso (Set de secuencias Lowstand) (LSS).
- Transgresivos (Set de secuencias transgresivas) (TSS).
- De ascenso (Set de secuencia Highstand) (HSS).
- Margen de Plataforma (Shelf Margin Systems Tracts) (SMST)

Cada System Tracts se interpreta como un depósito durante una fase específica de un ciclo eustático completo de caída y elevación del nivel del mar.

Una secuencia depósional es una sucesión de unidades estratigráficas predecibles, incluyendo secuencias, systems tracts y para-secuencias.

Debe ser interpretada con integración de información sísmica, registros de pozos, bioestratigrafía y paleo-batimetría. Estas unidades de depósito se definen con base en la geometría de los estratos y se desarrollan en respuesta a los cambios del nivel del mar en la cuenca.

Consiste de un marco cronoestratigráfico global, de estratos genéticamente relacionados limitados por superficies de erosión (discontinuidades), de no depósito o sus respectivas concordancias.

Dentro de este marco se define la distribución de sistemas de depósito, los ambientes de depósito asociados y sus litofacies.

Estas unidades de litofacies podrían ser reducidas a intervalos sincrónicos limitados por superficies de estratificación (concordancia), o por intervalos no sincrónicos que pasan a través de las superficies de estratificación (discordancias).

### APLICACIÓN DE LOS CONCEPTOS DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

La estratigrafía de secuencias tiene diferentes objetivos y aplicaciones, los más importantes son:

- Para fechar, correlacionar y calibrar secciones.
- Para delimitar las secuencias, parasecuencias y systems tracts.
- Para identificar el tipo de systems tracts.
- Para identificar en el subsuelo (área petrolera), rocas de generadora, almacenadora y sello. Las dos últimas también son útiles para caracterizar acuíferos.
- Para interpretar la geometría de la secuencia (secuencias deltaicas, barras de arena en canales, turbiditas, islas de barrera, relleno de canales, etc.)
- Para correlacionar secuencias en bloques de falla o alrededor de domos de sal con un alto nivel de confianza.
- Para realizar mapas (Distribución de litofacies-paleogeografía).

### CONSIDERACIONES RELEVANTES EN LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

Los patrones en secuencias de depósito y en los estratos internos, son controlados principalmente por fluctuaciones en el nivel del mar, incluyendo los efectos eustáticos y tectónicos. Los factores ambientales (clima, oceanografía, entrada de sedimento, etc.) son factores secundarios.

El nivel relativo del mar contiene una fuerte componente eustática y por tanto, los patrones de las secuencias

estratigráficas de todo el mundo se registran dentro de las rocas sedimentarias.

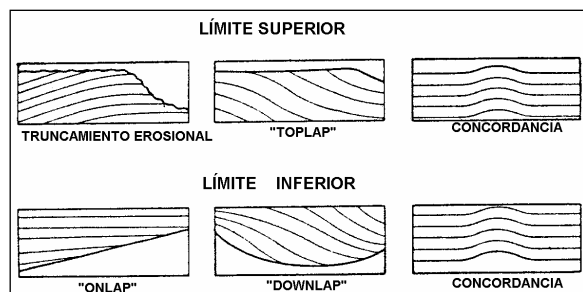
La respuesta de varios ambientes de depósito (siliciclástico, carbonatado, carbonatos con evaporitas o carbonatos y siliciclásticos), a los cambios del nivel del mar, son muy similares.

Los ciclos del nivel de mar por tanto, pueden ser deducidos directamente de la geometría de los sedimentos y de los patrones de apilamiento de las facies y están asociadas a diferentes partes del ciclo del nivel del mar para cada ambiente.

#### PATRONES DE TERMINACIÓN EN LOS ESTRATOS

La forma en la cual los estratos terminan contra el límite de la secuencia, determina el carácter de la discordancia.

Los principales tipos los principales tipos corresponden con la terminación lateral de un estrato en su límite natural de depósito, el truncamiento o sea la terminación lateral abrupta de un estrato. En general los límites superiores de los estratos pueden ser por truncamiento, erosional, toplap, concordancia, onlap y downlap (Figura 2.6.4).



**Figura 2.6.4** Para definir y correlacionar una secuencia se tienen que definir y trazar sus límites. Generalmente éstos se localizan donde las relaciones entre los estratos son discordantes o cuando hay un cambio litológico contrastante.

Las relaciones de los estratos con los límites de secuencia dependen del paralelismo o falta de paralelismo entre los estratos y la superficie límite.

Si los estratos de arriba y abajo de esta superficie son continuos no hay prueba de la existencia de una discordancia entre ellos, únicamente puede apreciar si hay un cambio de litofacies (litológico). Si son discontinuos está claro que esta prueba existe (discordancia).

Las discordancias son los principales criterios físicos que se utilizan para determinar los límites de las secuencias. Según el tipo de discordancia se puede inferir si ésta deriva de erosión o de interrupción del depósito.

Los límites inferiores y superiores de las secuencias se describen a continuación:

**Truncamiento erosional.** Es la terminación de un estrato debido a la erosión, ocurre en el límite superior de una secuencia y puede tener una gran extensión o estar limitado a un canal fluvial.

**Toplap.** Se caracteriza porque los estratos terminan naturalmente en el límite superior de una secuencia (en una sección sísmica se observan terminaciones abruptas).

Esta configuración puede indicar ya sea un nivel del mar estable o una caída (bajada), pero también una progradación por un aumento del aporte sedimentario clástico. Puede corresponder también con sedimentación rápida que forma superficies con cierta inclinación.

Sin embargo ni las secuencias de depósito ni las secuencias sísmicas pueden interpretarse únicamente en términos de fluctuaciones del nivel del mar.

**Continuidad o concordancia.** Secuencias continuas verticalmente, donde se tienen facies diferentes, que en las secciones sísmicas muestran un gran contraste.

**Onlap (Traslape).** Se define como una superficie horizontal que reposa sobre una superficie inclinada (un estrato horizontal termina contra una superficie inclinada).

A lo largo de un margen continental si se encuentra una secuencia sísmica delimitada por discordancias, esta secuencia representa generalmente un depósito formado durante una transgresión y este tipo de relación discordante de los estratos se denomina "onlap" costero. La secuencia sísmica situada sobre una discordancia de este tipo puede interpretarse como una secuencia sedimentaria depositada durante un levantamiento relativo del nivel del mar.

**Downlap.** Corresponde con un estrato (o una secuencia) originalmente inclinada que termina echado abajo contra una superficie horizontal o inclinada.

**Truncamiento estructural.** Es la terminación lateral de un estrato por una estructura geológica (fallas, diapiros de sal o arcilla), derrumbes o intrusiones ígneas.



## II.7 CAMBIOS RELATIVOS A NIVEL DEL MAR

Durante el transcurso de la historia de nuestro planeta, las masas que componen los continentes cubrieron grandes extensiones y en algunos sectores se desarrollaron elevaciones topográficas importantes. Con el paso del tiempo esas masas continentales, estuvieron sometidas a un desgaste continuo (erosión), que significó que disminuyeran su volumen. Las aguas avanzaron y los continentes evolucionaron, hasta llegar al estado actual; todo esto controlado por la dinámica de placas, por cambios climáticos o por subsidencia de áreas regionales o por una combinación de estos procesos. En toda esta evolución han existido las regresiones y transgresiones marinas: el mar ha avanzado o ha retrocedido, cubriendo y dejando al descubierto algunos extensos o pequeños territorios.

La existencia de fluctuaciones del nivel marino fue reconocida ya en el siglo pasado por d'Orbigny, quien definió los pisos como unidades delimitadas por discordancias. Este autor consideraba que las discordancias correspondían a cambios globales del nivel del mar y que cada piso era depositado durante un ciclo de transgresión-regresión.

Suess, quien apoyaba esta globalidad, fue el primero en introducir el término "eustatismo" para indicar las fluctuaciones generalizadas, como por ejemplo, la transgresión del Cenomaniano y la regresión del Maestrichtiano, ligadas a los hundimientos de las cuencas (movimientos eustáticos negativos) o a la acumulación de sedimentos (movimientos eustáticos positivos).

En los últimos años, el desarrollo de la estratigrafía secuencial y sísmica y el análisis de las facies volvió a encender el debate sobre la globalidad de las fluctuaciones marinas, por lo que se han hecho investigaciones que han contribuido de manera significativa al conocimiento sobre la evolución del planeta.

Una variación eustática del nivel del mar se define como un levantamiento o caída del nivel del mar referido a la superficie terrestre considerada estable. Sin embargo, tanto el nivel del mar como la superficie de la Tierra, independientemente o al mismo tiempo, pueden subir o bajar, por lo cual se trata de un cambio relativo que ocurre a escala local, regional o global.

La reconstrucción de los eventos ligados a las variaciones eustáticas del nivel del mar y a la subsidencia es el objeto del análisis geohistórico de la distribución de continentes y océanos (Van Hinte, 1978). Este análisis se basa en métodos estratigráficos cuantitativos para representar la historia de los eventos geológicos, con este método es posible separar el efecto de los movimientos verticales debidos a las variaciones eustáticas del nivel del mar de la subsidencia total de la cuenca.

Un ciclo de variación eustática del nivel del mar es el intervalo de tiempo geológico durante el cual ocurre un levantamiento gradual, seguido por una fase de estabilidad y una rápida caída. El primero equivale a una suma de pequeños levantamientos e interrupciones; el ciclo refleja el efecto combinado del eustatismo y de la subsidencia.

Las curvas eustáticas globales del Fanerozoico obtenidas por correlación de los ciclos regionales muestran variaciones de largo y corto plazo (Tabla 2.7.1).

Vail (1977) clasificó los ciclos de variación eustática del nivel del mar en seis ordenes según las relaciones de tiempo en que ocurren estas variaciones (Tabla 2.7.2).

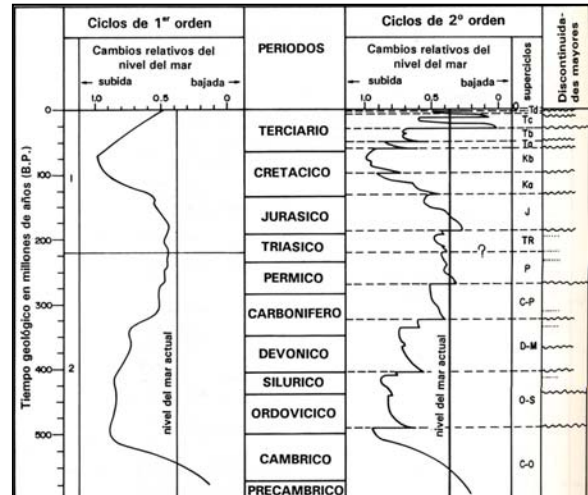


Tabla 2.7.1 Curva hipotética de cambios globales del nivel del mar propuesta por Vail 1977.

| ORDEN | Duración en millones de años |
|-------|------------------------------|
| I     | > 200                        |
| II    | 3 – 200                      |
| III   | 0.5 – 3                      |
| IV    | 0.08 – 0.5                   |
| V     | 0.03 – 0.08                  |
| VI    | 0.01 – 0.03                  |

Tabla 2.7.2 Duración para cada categoría de ciclo estratigráfico.

Se cree que los ciclos más largos, ciclos de orden I o II (Vail et al., 1977), son causados por procesos geotectónicos a gran escala y de gran duración. Según Fisher (1983), la curva eustática global orden I es función de la actividad de las placas tectónicas.

Este autor supone que los mínimos de la curva (niveles más bajos del mar) corresponden a fases de integración de las placas y los máximos, a fases de máxima dispersión.

Las variaciones eustáticas rápidas y de corto plazo corresponden con ciclos de orden III (Vail et al., op.cit.), pueden ser causadas por las glaciaciones y otros factores climáticos. Estas variaciones son el origen de las discordancias que separan distintas secuencias de depósito.

Según Vail y coautores (1977, 1984), el indicador estratigráfico más seguro de las variaciones relativas del nivel del mar es el traslado del acúñamiento de las facies costeras en una secuencia sedimentaria ("onlap costero").

### CAUSAS DE LOS CICLOS ESTRATIGRÁFICOS

**1er Orden, corresponden a ciclos de invasión continental con más de 200 M.a.**

- Tipo de ciclo: ciclos de invasión continental (Figura 2.7.1).
- Causa: tectono-eustasia debida a un rompimiento continental en las zonas de rift.

### Gerarquía y tipos de ciclos estratigráficos

En el curso de este avance de las facies costeras se tienen episodios periódicos de regresión de estas facies hacia mar

abierto, por lo cual la curva de las fluctuaciones relativas del nivel del mar tiene una forma de zigzag.

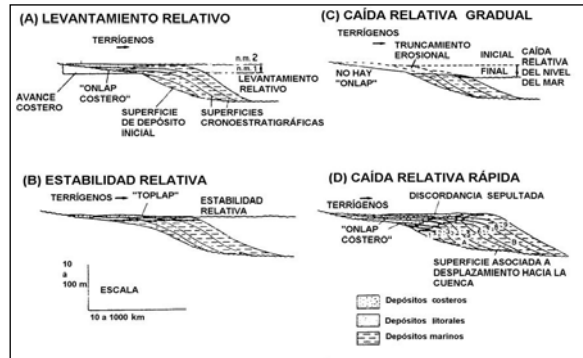


Figura 2.7.1 Consecuencias estratigráficas de los cambios relativos del nivel del mar (según Vail et al., 1977).

En el estudio estratigráfico de secuencias es muy importante verificar cuando ocurre una fase de levantamiento o hundimiento en una región determinada que se está estudiando, lo cual se verifica cuando:

1. El nivel del mar sube mientras que la superficie de depósito subyacente permanece estable o se levanta a menor velocidad.
2. El nivel del mar es estable y la superficie de depósito subyacente baja.
3. El nivel del mar y la superficie de depósito bajan al mismo tiempo, pero esta última a mayor velocidad.

Un nivel del mar estable corresponde a una posición constante con respecto a la superficie de depósito subyacente. Durante esta fase, en la zona costera no pueden formarse depósitos arriba del nivel base y los sedimentos la rebasan; los estratos se apilan sobre la plataforma ("toplap").

Un descenso relativo del nivel del mar con referencia a la superficie de depósito subyacente es señalada por el desplazamiento hacia la cuenca del "onlap" costero y se verifica cuando:

1. El nivel del mar baja y la superficie de depósito se levanta, queda estacionaria o baja con velocidad menor de la del nivel del mar.
2. El nivel del mar permanece estable y la superficie de depósito se levanta.
3. El nivel del mar sube al mismo tiempo que la superficie de depósito, pero esta última a mayor velocidad.

**2do Orden** corresponden a ciclos transgresivos regresivos de 3 a 200 M.a.

- Tipo de ciclo: ciclos de facies transgresivas-regresivas (Figura 2.7.2, Figura 2.7.3, Figura 2.7.4).
- Causa: cambios en la tasa de subsidencia tectónica, tectono-eustasia o alto suministro de sedimentos.

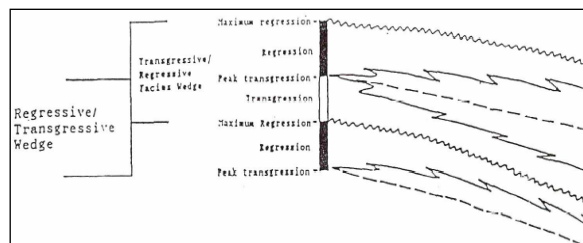


Figura 2.7.2 Ciclos transgresivos-regresivos (cambio promedio en la posición de la línea de costa).

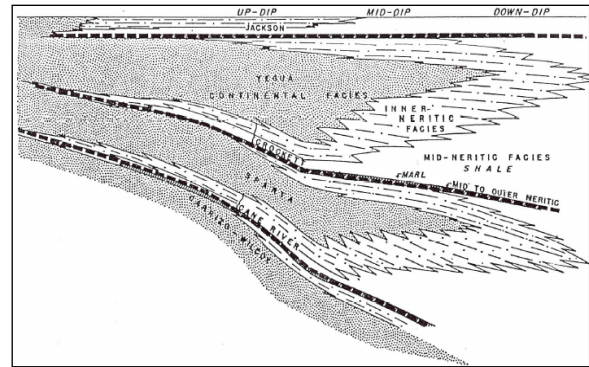


Figura 2.7.3 Diagrama estratigráfico del Grupo Claiborne (Eoceno), mostrando unidades sedimentarias cíclicas en el Río Cane and Yegua, centro de Louisiana (Modificado de Fisk, 1940).

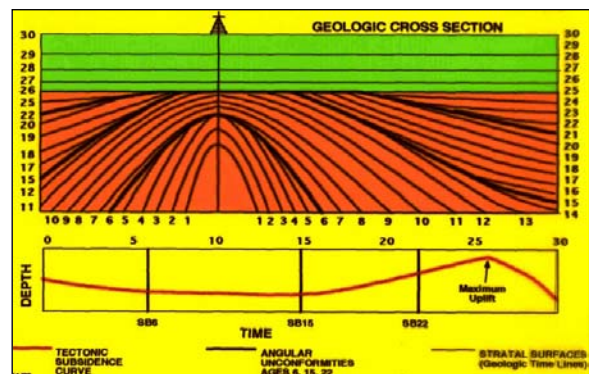


Figura 2.7.4 Limites de secuencia resaltados tectónicamente

**3er Orden** corresponden a ciclos de secuencias de depósito de 0.5 a 3 M.a.

- Tipo de ciclo: ciclos de secuencia, tractosistemas highstand, lowstand y transgresivos (Figura 2.7.5).
- Causa: glacio-eustasia asociada a cambios climáticos globales del planeta.

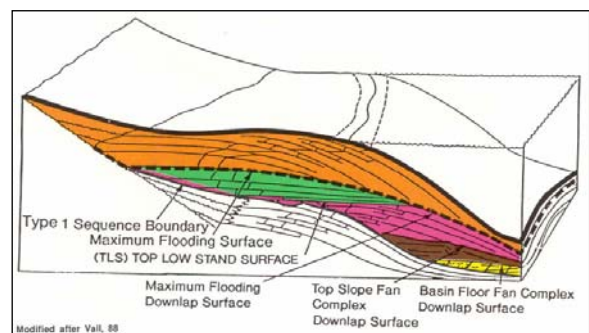


Figura 2.7.5 Secuencia de depósito de 3er orden con tractosistemas, lowstand, transgresivo y highstand.

**4to, 5to y 6to Orden**, ciclos de parasecuencias, corresponden a ciclos de menos de 0.5 M.a.

- Tipo de ciclo: paraciclos periódicos o ciclos de secuencia de alta frecuencia (Figuras 2.7.6).
- Causa: ciclos orbitales Milankovitch – clima.
- Tipo de ciclo: paraciclos episódicos.
- Causa: procesos autocíclicos.

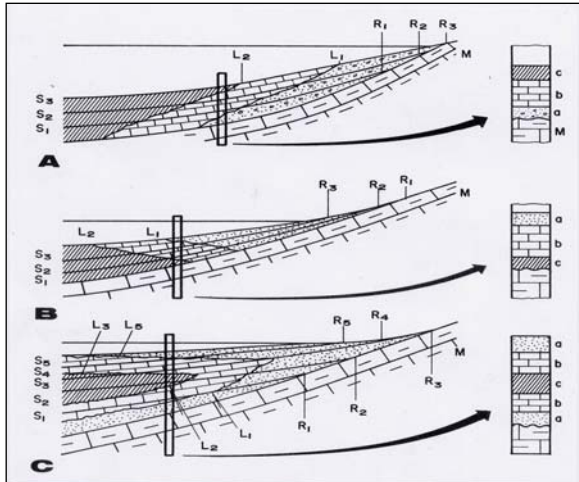


Figura 2.7.6 Esquemas: A Transgresión; B Regresión; C Ciclo Transgresivo-Regresivo

### Transgresiones y regresiones

Transgresión y regresión se refieren solamente a la relación entre la velocidad de subsidencia del fondo marino y el aporte sedimentario y no son necesariamente equivalentes a un levantamiento o descenso del nivel del mar (Figura 2.7.7, Figura 2.7.8).

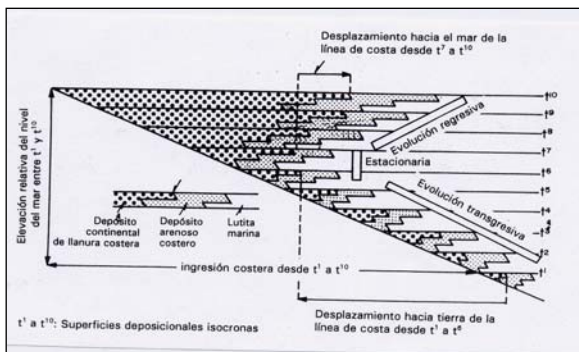


Figura 2.7.7 Depositación de sedimentos en un ciclo regresivo-transgresivo.

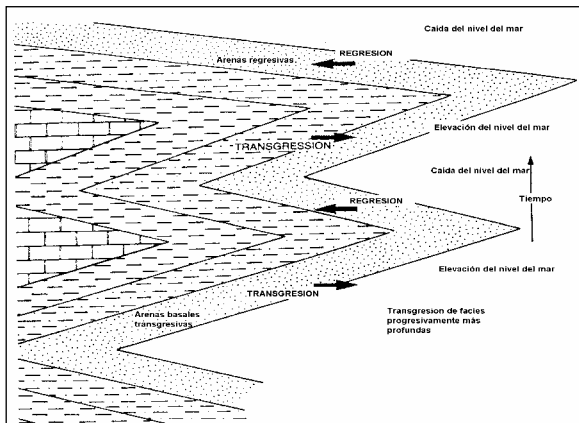


Figura 2.7.8 Patrón variable de las facies sedimentarias durante las trasgresiones y regresiones marinas (según Lemon, 1990).

Para entender estos conceptos hay que basarse en tres ideas fundamentales:

1. Los sedimentos se acumulan, en los bordes de los continentes con altas tasas de sedimentación que se

depositan en medios cercanos a las costas (deltas, llanuras de mareas, plataformas, etc.).

2. La ubicación de la línea de costas, en un área geográfica ha cambiado a lo largo del tiempo.

3. La sedimentación esta regida fundamentalmente por tres factores: Aportes, subsidencia y eustatismo.

**Transgresión.** Se define Transgresión como un "movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costa" o "como un avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o erosión) continental debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar" (Figura 2.7.9).

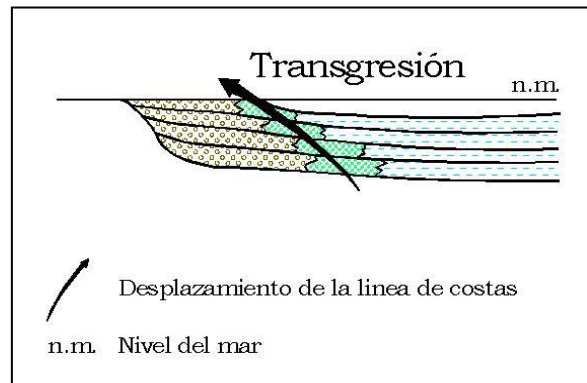


Figura 2.7.9 Se muestra un perfil idealizado de las facies que se forman debido a una transgresión.

**Regresión.** Se define Regresión como un "movimiento horizontal mar adentro de la línea de costa" o "como un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar debido a un descenso brusco del nivel relativo del mar".

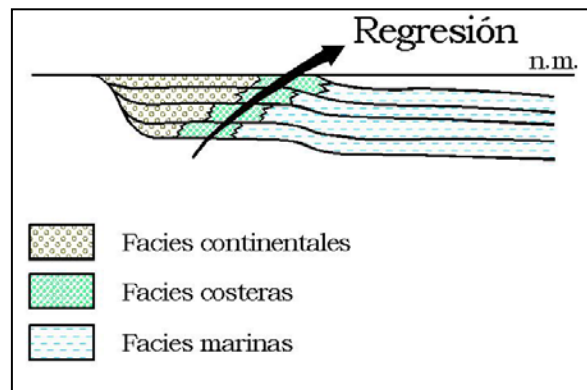


Figura 2.7.10 muestra un perfil idealizado de las facies que se forman debido a una regresión.

### PROGRADACIÓN, RETROGRADACIÓN Y AGRADACIÓN

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

- Retrogradación
- Progradación
- Agradación

**Retrogradación.** Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca (Figura 2.7.11A).



**Agradación.** Crecimiento vertical gradual de un cuerpo sedimentario por la superposición de estratos (Figura 2.7.11B).

**Progradación.** Dispositivo de crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el interior de la cuenca (Figura 2.7.11C).

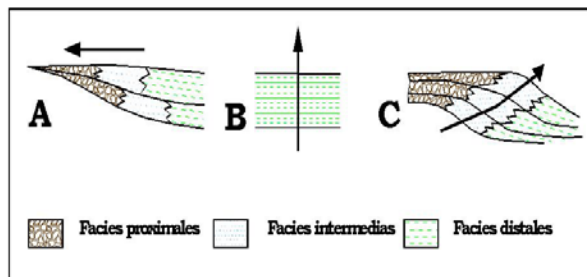


Figura 2.7.11 Esquema en el que se muestra los procesos de: A. Retrogradación. B. Agradación. C. Progradación.

Existen cuatro diferentes tipos de relación entre los procesos de transgresión y regresión con los de retrogradación, agradación y progradación. Estos casos son 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 (Figura 2.7.12A).

**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. (Figura 2.7.12B)

**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 (Figura 2.7.12C).

**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) (Figura 2.7.12D).

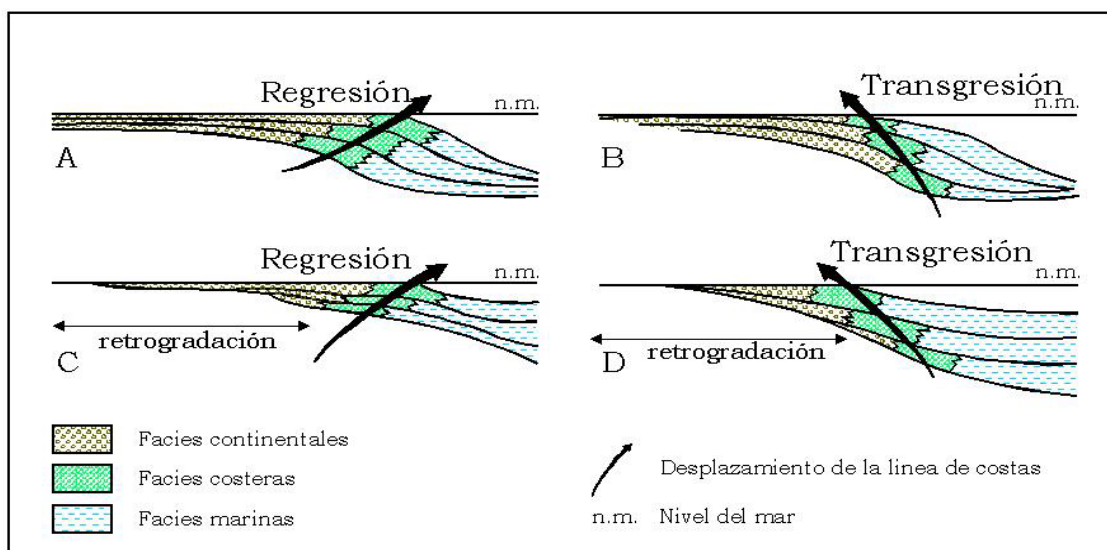


Figura 2.7.12 El esquema muestra las posibles combinaciones entre los conceptos de transgresión y regresión, con los de progradación y retrogradación. Figura A. Muestra una regresión con progradación. Figura B. Muestra una transgresión con progradación. Figura C. Muestra una regresión con retrogradación. Figura D. Muestra una transgresión con retrogradación.



## II.8 CORRELACIÓN Y MEDIOS GRÁFICOS DE EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA.

### 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 (Figura 2.8.1); 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 o alocíclicos 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).

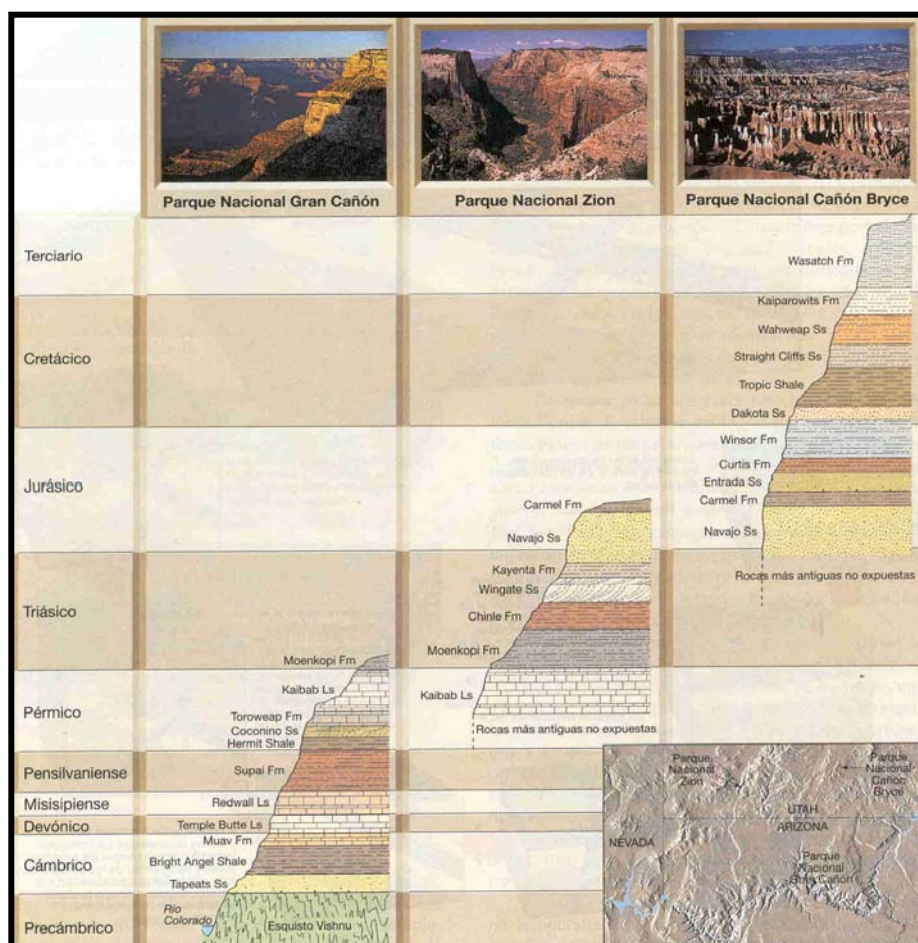


Figura 2.5.1- Correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado, revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región por lo que se puede efectuar una Correlación Regional. Tomada del U.S. Geological Survey; fotos de E.J. Tarbuck et al. (1999).

## TIPOS DE CORRELACIÓN.

La correlación se usa para demostrar la correspondencia existente entre dos unidades geológicas tanto con respecto a alguna propiedad definidas como a su posición estratigráfica relativa.

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). 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.

## 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.

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 previamente definidas en núcleos de rocas o en afloramientos.

**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 litoestratigráficas.** Se basa en el estudio de los cambios litológicos bruscos y en la presencia de algunos niveles de litologías especiales detectables a simple vista, es un método muy utilizado ya que toma en cuenta las características litológicas de las unidades rocosas (Figura. 2.8.2).

**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.

**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 (Figura 2.8.3).

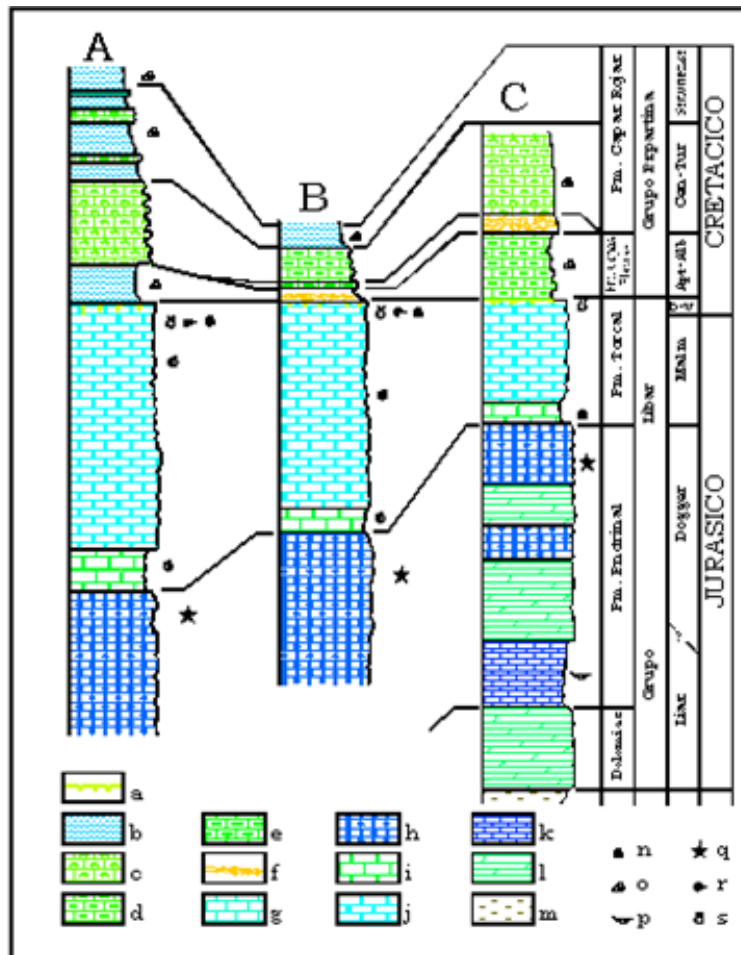


Figura 2.8.2. La similitud en la litología de estas tres unidades permite una buena correlación estratigráfica. Tomada de Cotillon, 1993.

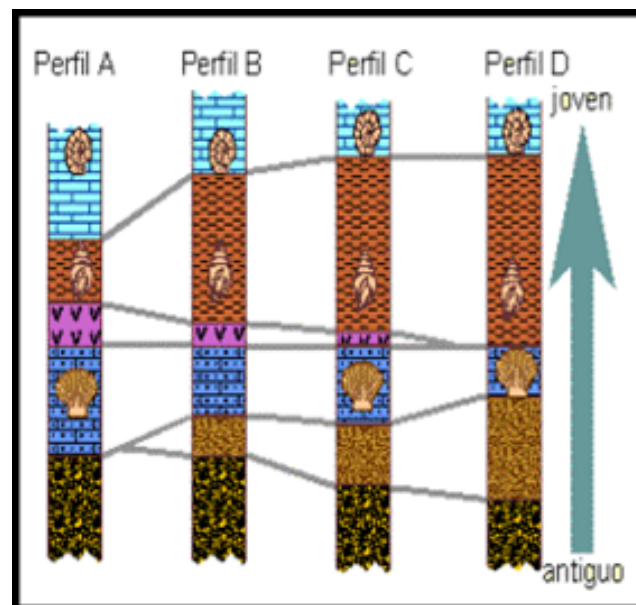


Figura 2.8.3.- El contenido de fósiles similares en las secciones estratigráficas de los perfiles A, B, C y D permite correlacionarlas con gran precisión.

## CAPÍTULO III "CONCEPTOS ESTRUCTURALES"

### III.1 CONCEPTOS GENERALES

La superficie terrestre y el subsuelo están compuestos, desde el punto de vista geológico, de materiales rocosos muy variados; se tienen rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas en distintos volúmenes, arreglos, límites y relaciones. En cualquier volumen de roca, los materiales que las componen se pueden observar, a escalas diferentes, y se encuentra, en la mayoría de los casos que no son homogéneos ya que pueden presentar discontinuidades, estructuras geológicas, diferente composición, y otros rasgos que las distinguen; estos elementos permiten conocer su naturaleza, sus relaciones estratigráficas y estructurales. Las discontinuidades en las rocas pueden ser estratigráficas o estructurales. La discontinuidad estratigráfica más común, a pequeña escala, es la que ocurre entre los estratos, la cual nos ayuda a interpretar los cambios a que fueron sujetas estas rocas cuando se encuentran en una posición muy diferente a como se originaron. Otra discontinuidad estratigráfica importante es la discordancia, la cual se manifiesta generalmente como una superficie de erosión o no depósito entre dos cuerpos rocosos de diferente edad, esto es, que entre la acumulación de ambos, transcurrió cierto tiempo durante el cual no hubo acumulación de sedimentos. Por lo general, no existe paralelismo entre los cuerpos tabulares separados por una discordancia. Las discontinuidades estructurales, por otro lado, son más comunes y las podemos encontrar como fracturas o fallas en cualquier tipo de roca. Estas últimas, son estructuras geológicas que, junto con los pliegues, son motivo de estudio de la Geología Estructural.

#### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Es la rama de la Geología que se encarga del estudio de las características estructurales de las masas rocosas que forman la corteza terrestre, de la distribución geográfica de tales características, del tiempo geológico y de las causas que las originaron; también es importante su identificación, descripción y representación gráfica en mapas y secciones geológicas. Las estructuras geológicas, las podemos estudiar a nivel microscópico (microscopio petrográfico y estereoscópico), en láminas delgadas, en una muestra de mano, en un afloramiento o como un rasgo mayor en una fotografía aérea o en una imagen de satélite; por lo que se describen también como microestructuras, mesoestructuras y macroestructuras. Las estructuras geológicas se encuentran en cualquier tipo de roca y se forman en todos los ambientes geológicos. Presentan características distintivas relacionadas con su origen, tiempo de formación y tipo de material, por lo que se dividen en estructuras primarias y secundarias, sin embargo la Geología Estructural se encarga de estudiar únicamente a las estructuras geológicas producto de la deformación.

#### OBJETIVOS DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El primer objetivo de la Geología Estructural es la descripción geométrica de los cuerpos rocosos; desde este punto de vista los cuerpos rocosos pueden ser clasificados en diversos grupos atendiendo a varios criterios: geométricos; de significado geológico; de edad de formación; de los procesos que los originó; de la cohesión mesoscópica durante la deformación; de los efectos de la deformación frente a un marco de referencia; y de la distribución de la deformación. En consecuencia, podemos incluir cualquier roca que nosotros describamos en una o varias de estas clasificaciones; este hecho hace que el estudio de la Geología Estructural deba de hacer hincapié

en estas diversas clasificaciones para, posteriormente, poder incluir en ellas, de manera precisa, las distintas estructuras que se describan a lo largo del curso.

El segundo objetivo a tener en cuenta es el análisis cinemático y dinámico de los procesos que dan lugar a las estructuras que han descrito previamente desde un punto de vista geométrico; es decir, describir los desplazamientos (deformaciones, rotaciones y traslaciones) que dan lugar a la formación de una estructura y establecer el modelo de esfuerzo y la naturaleza de las fuerzas que causan dichas deformaciones.

Un tercer objetivo consiste en la elaboración de modelos que expliquen las estructuras descritas. Estos modelos son: de tipo geométrico cuando interpretan la orientación y distribución tridimensional de las estructuras dentro de la Tierra; cinemáticos cuando explican la evolución específica de una estructura a lo largo del tiempo, desde el estado indeformado hasta la configuración actual de la estructura; y mecánicos cuando se utilizan los conocimientos de la física del medio continuo para explicar el comportamiento de las rocas en respuesta a determinadas fuerzas aplicadas sobre ellas. Estos modelos se realizan a todas las escalas, sirven para entender mejor los procesos que intervienen en la dinámica terrestre, deben de estar basados en la observación rigurosa de las estructuras y deben de perfeccionarse continuamente con nuevas observaciones.

#### TECTÓNICA

Es la rama de la Geología que se encarga del estudio de los rasgos estructurales mayores de la Tierra, de su distribución geográfica y de las causas que los originaron. Los rasgos estructurales mayores de la Tierra pueden ser estudiados utilizando imágenes de satélite, para estudiar cadenas montañosas deformadas, analizando zonas sísmicas y volcánicas, etc.

La forma del relieve terrestres depende en buena medida de cómo estén dispuestos los materiales que lo componen. De esto se encarga la tectónica por medio de los movimientos de la corteza terrestre. Existen dos movimientos básicos los verticales o epigénicos de amplio radio y muy lentos, que tratan de recuperar el equilibrio isostático; y los movimientos horizontales u orogénicos, responsables de los relieves plegados y fracturados. En la actualidad el paradigma que explica el relieve de la Tierra es la tectónica de placas.

La Tectónica actual se caracteriza por dividir a la litósfera en una serie de placas tectónicas (Figura 3.1.1) con diversos tipos de límites, geometrías, velocidades y direcciones de desplazamiento; en esos límites o en sus proximidades ocurren distintos procesos geológicos como sismicidad, vulcanismo y deformación a distintas escalas. La tectónica, en tiempo geológico pasado, se puede interpretar a partir del estudio de distintas secuencias ígneas de la corteza terrestre y del análisis de los estilos y fases de deformación que presentan las rocas expuestas y del subsuelo.

#### ESTRUCTURA GEOLÓGICA

Es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos o un conjunto rocoso. Las estructuras geológicas presentan características geométricas distintivas y otros rasgos característicos de los que sobresalen la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, el tipo de material, su distribución geográfica, etc. Las estructuras geológicas de acuerdo con su origen, y características se dividen en primarias y secundarias. Todas tienen importancia para entender distintos procesos geológicos y algunas, son de interés económico por las sustancias que contienen.



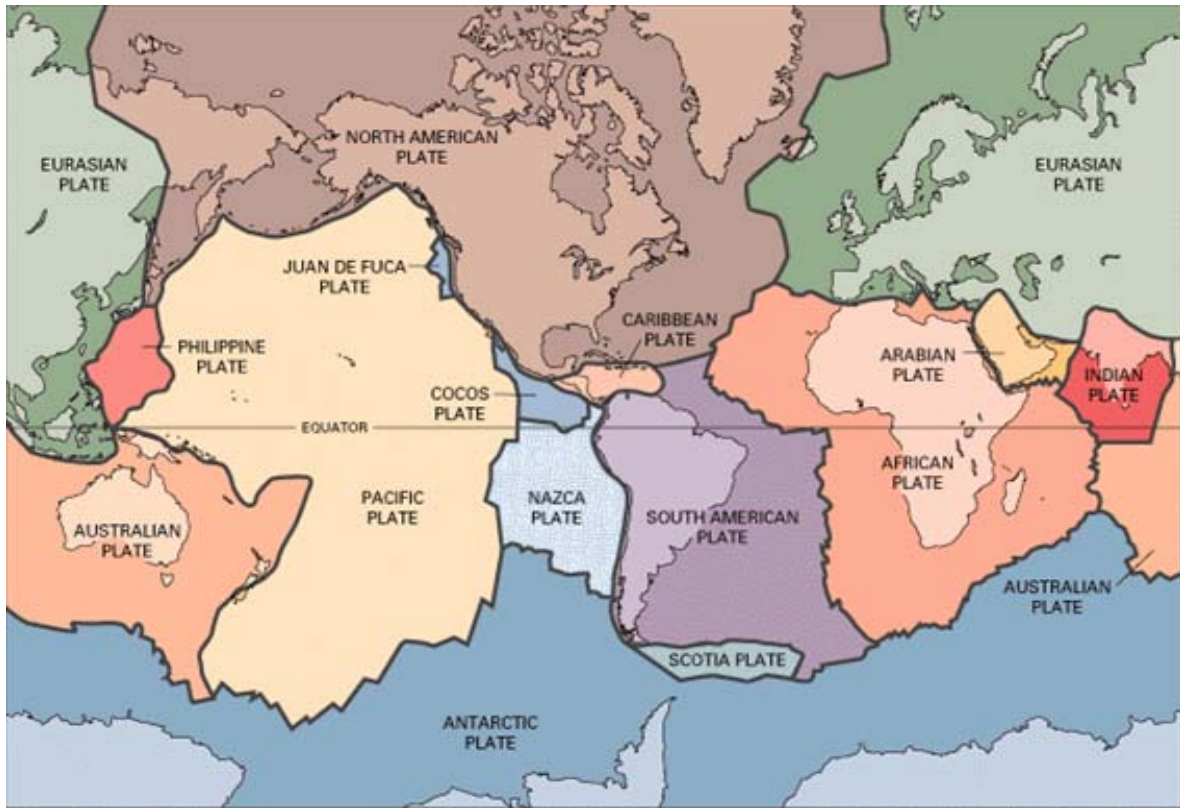


Figura 3.1.1 Distribución de las placas tectónicas de la tierra.

### ESTRUCTURA SECUNDARIA

Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas, posteriormente a su litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura (Figura 3.1.2). Los cambios que experimentan las rocas son irreversibles y se expresan como deformación o metamorfismo. Las estructuras secundarias se pueden desarrollar tanto en rocas ígneas, como sedimentarias o metamórficas; sus características finales dependen de diversos factores, entre otros, la propia naturaleza de las rocas sujetas al proceso de deformación (tabla 3.1.1).



Figura 3.1.2 Estructura secundaria

La tectónica y la gravedad son los principales agentes responsables de la formación de estructuras secundarias, dado que rigen los regímenes de esfuerzo y tensión que producen la deformación de las rocas.

Existen dos formas en que se manifiesta la deformación de una roca:

- Deformación Frágil
- Deformación Dúctil

#### Deformación Frágil

Corresponde a los distintos tipos de fallas y las combinaciones existentes entre estas, las cuales ocurren en materiales frágiles, como la única forma de liberar el stress al cual se puede ver sometida.

#### Deformación Dúctil

La principal manifestación de deformación dúctil corresponde al plegamiento.

| ESTRUCTURAS GEOLOGICAS SECUNDARIAS |                  |           |           |
|------------------------------------|------------------|-----------|-----------|
| PLIEGUES                           | FALLAS           | FRACTURAS | FOLIACION |
| ANTICLINAL                         | <b>NORMAL</b>    |           |           |
| SINCLINAL                          | HORST            |           |           |
| ANTICLINORIO                       | GRABEN           |           |           |
| SINCLINORIO                        | <b>INVERSA</b>   |           |           |
| MONOCLINAL                         | CABALGADURA      |           |           |
| HOMOCLINAL                         | SOBRECORRIMIENTO |           |           |
|                                    | NAPA             |           |           |
|                                    | KLIPPE           |           |           |
|                                    | <b>LATERAL</b>   |           |           |
|                                    | IZQUIERDA        |           |           |
|                                    | DERECHA          |           |           |

Tabla 3.1.1 Principales estructuras secundarias.

### III.2 ESFUERZO

Las fuerzas son fenómenos de atracción y repulsión entre los cuerpos que se pueden representar cuantitativamente por medio de vectores. Son el producto de una aceleración por una masa ( $F = m a$ ).

Se define fuerza como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna, es decir, tiende a producir una deformación. Debido a su carácter vectorial, varias fuerzas actuando sobre un mismo punto pueden combinarse o sumarse en una sola y similarmente, una fuerza puede considerarse que está compuesta de varias y puede descomponerse en ellas. Existen dos tipos de fuerzas: de cuerpo y de superficie.

**Las fuerzas de cuerpo** son fuerzas que pueden trabajar sobre un objeto a distancia donde la magnitud de la fuerza depende de la cantidad de materia afectada. Son ejemplos de este tipo de fuerzas la gravedad y el magnetismo.

**Las fuerzas de superficie** se denominan así, porque operan a través de una superficie de contacto, situación gobernada por la Tercera Ley de Newton (para un cuerpo en reposo o en movimiento uniforme, a toda acción existe una reacción igual y opuesta). La magnitud de una fuerza de superficie depende del área sobre la que actúa. Las fuerzas de superficie se subdividen en simples y compuestas. Las simples tienden a producir movimiento y las compuestas tienden a producir distorsión. Que realmente produzcan o no deformación, dependerá de su intensidad y de las propiedades del cuerpo o de su situación. Las fuerzas compuestas que consisten en dos fuerzas actuando en sentidos contrarios a lo largo de la misma línea recta se dividen en tensionales, cuando son divergentes y compresivas o compresionales, cuando convergen hacia el cuerpo. Dos fuerzas actuando en sentidos contrarios según dos rectas paralelas constituyen lo que se llama un par de fuerzas. Las fuerzas compuestas pueden ser aún más complicadas, como en el caso de dos pares de fuerzas que tienden a producir una torsión.

Una fuerza que actúa a través de un plano puede tener cualquier dirección relativa al plano; si la fuerza tiene una dirección paralela a la normal del plano se denomina fuerza normal y si tiene una dirección perpendicular a la normal del plano, es decir, es paralela al plano, se llama fuerza de cizalla, cortante o tangencial.

El esfuerzo es un par igual y opuesto de fuerzas que actúan en un cuerpo, por unidad de área ( $\sigma = \text{Fuerza} / \text{Área}$ ). La magnitud del esfuerzo depende de la magnitud de la fuerza y el tamaño de la superficie sobre la que actúa. El esfuerzo a través de un plano se representa por el vector de esfuerzo, el cual tiene una magnitud igual a la razón de fuerza por área y una dirección paralela a la dirección de la fuerza a través del plano en que actúa; este vector puede ser descompuesto en componentes paralelas a cualquier marco de referencia conveniente. Los esfuerzos son de varios tipos; cuando se aplican esfuerzos en direcciones diferentes se denominan esfuerzos diferenciales. Si éstos acortan un cuerpo se conocen como esfuerzos compresivos pero si tienden a alargar un cuerpo se conocen como esfuerzos tensionales. En Ciencias de la Tierra los esfuerzos compresivos son positivos y los tensionales negativos. En otras disciplinas de ingeniería, el sentido es inverso. Cuando un esfuerzo no tiene un eje de aplicación, es decir, las fuerzas no son coaxiales, se denomina esfuerzo de cizalla.

Los vectores de esfuerzo alrededor de un punto en tres dimensiones definen un elipsoide llamado elipsoide de

esfuerzo, los cuales se designan por  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , cuyas magnitudes siempre son  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ , siendo también normales entre sí. Cuando los tres esfuerzos principales son diferentes que cero se denomina esfuerzo triaxial; si sólo dos de los esfuerzos principales son diferentes que cero se denomina esfuerzo biaxial; si sólo uno de los esfuerzos principales es diferente de cero se denomina esfuerzo uniaxial y cuando los tres esfuerzos principales son de igual magnitud se llama esfuerzo hidrostático.

En la figura 3.2.1, se ilustra el caso de compresión triaxial, caso muy común en la Tierra en el que los tres esfuerzos principales son compresivos. En la figura 3.2.2 se ilustra el caso de extensión axial donde dos de los esfuerzos son compresivos y uno es de tensión; este caso también ocurre en la Corteza Terrestre. En la figura 3.2.3, se ilustra el caso de tensión uniaxial, donde uno de los esfuerzos principales es diferente de cero y es de tensión.

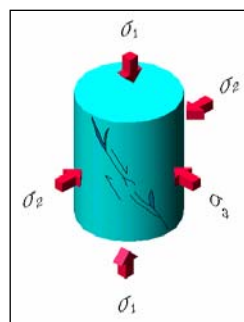


Figura 3.2.1

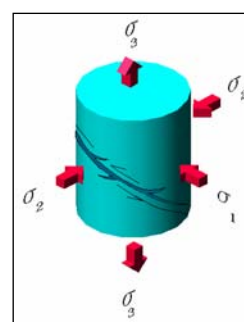


Figura 3.2.2

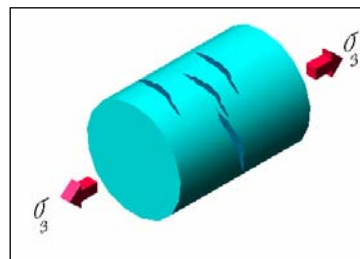


Figura 3.2.3

Las unidades de medida que se utilizan para el cálculo matemático de fuerzas y esfuerzos son muy variados, las mas comunes son:

Unidades de fuerza: [masa] [longitud] [tiempo<sup>-2</sup>]  
 Newton (N) = 1 Kg m / s<sup>2</sup>  
 Dinas (D) = 0.00001 N = 1.0197 x 10<sup>-3</sup> grf

Unidades de esfuerzo: [masa] [longitud<sup>-1</sup>] [tiempo<sup>-2</sup>]  
 [Pascal] (Pa) = 1 N / m<sup>2</sup>  
 Kilopascales (KP)  
 Gigapascales (GP)  
 Megapascales (MP)  
 Bares (Ba)  
 Kilobares (KBa)  
 Dinas/cm<sup>2</sup>  
 lb/in<sup>2</sup>  
 kg/cm<sup>2</sup>  
 1MP = 106 Pascales  
 1 bar = 106 Pascales

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

$\sigma = \text{Fuerza} / \text{Área}$ ; como  $F = m g$ , sustituyendo:

$$\sigma = m g / A$$

como  $\rho = m / V$ , sustituyendo y simplificando:

$$\sigma = \rho V g / A = \rho A h g / A$$

$$\sigma = \rho g h$$

Donde:

$\sigma = \text{Esfuerzo}$

$m = \text{masa}$

$g = \text{gravedad}$

$\rho = \text{densidad}$

$V = \text{volumen}$

$h = \text{altura}$

#### TIPOS DE ESFUERZO: PRESIÓN LITOSTÁTICA Y ESFUERZOS DEBIDOS A FUERZAS DE SUPERFICIE

Dado que existen fuerzas del cuerpo y fuerzas de superficie, los esfuerzos causados por esas fuerzas serán de distintos tipos. En Geología, nos interesan las fuerzas de superficie. La gravedad crea el esfuerzo llamado presión litostática, que es el esfuerzo que sufre un determinado punto de la Tierra debido al peso de las rocas que tiene encima. Puede establecerse una comparación con la presión hidrostática en los líquidos, que es igual al esfuerzo creado por la columna de líquido que hay encima de un determinado punto del mismo. La presión hidrostática es igual en todas las direcciones, de forma que no sólo actúa en la vertical.

La presión litostática se calcula mediante la fórmula:

$$p_l = \rho \cdot g \cdot z$$

donde  $\rho$  es la densidad media de las rocas que hay por encima del punto,  $g$  el valor de la aceleración de la gravedad y  $z$  la profundidad.

#### COMPONENTES DEL ESFUERZO

Los esfuerzos causados por fuerzas de superficie son también magnitudes vectoriales, que pueden componerse y descomponerse como tales. Naturalmente, sólo pueden componerse los esfuerzos que actúan sobre un determinado plano y, de forma similar, cuando un vector esfuerzo que actúa sobre un plano se descompone, las componentes obtenidas sólo actúan sobre ese plano. En el caso general, un vector esfuerzo que actúa sobre un plano lo hace oblicuamente a él.

Un esfuerzo que actúe perpendicularmente a un plano se denomina esfuerzo normal y uno que actúe paralelamente a un plano, esfuerzo de cizalla. Un vector esfuerzo oblicuo puede descomponerse en uno perpendicular al plano y en otro paralelo a él. Esta descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman respectivamente normal y de cizalla y se denotan con las letras griegas  $\sigma$  (sigma) y  $\tau$  (tau) respectivamente. Dado que vamos a operar siempre con esfuerzos compuestos, el esfuerzo normal es el que tiende a comprimir o separar, según sea compresivo o tensional, las dos partes del cuerpo que quedan a ambos lados del plano sobre el que actúa. En cambio, el esfuerzo de cizalla tiende a romper el cuerpo por ese plano y a desplazar las dos mitades del cuerpo una junto a la otra.

#### ELIPSE Y ELIPSOIDE DE ESFUERZOS

En cualquier punto "p" de un cuerpo rocoso, existen un número infinito de planos "P" con diferentes orientaciones. Para cada uno de esos planos existen dos vectores de esfuerzo, paralelos y opuestos.

Si consideramos que A y B Son los materiales que se encuentran a cada lado del plano "P", existe un vector  $\sigma_{AB}$  que representa la fuerza por unidad de área ejercida sobre A por B y que es igual y opuesta a  $\sigma_{BA}$ . La familia de todos los vectores alrededor del punto "p" del plano "P", configuran una elipse que se denomina elipse de esfuerzo (Figura 3.1.4).

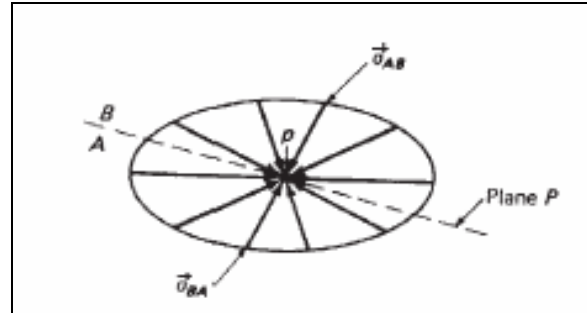


Figura 3.1.4 Elipse de esfuerzos

Un estado de esfuerzo puede ser representado por una figura geométrica, que es la superficie tridimensional que se obtendría uniendo todos los extremos de los vectores esfuerzo que actúan sobre un punto en un instante dado. Esta figura no es irregular, como intuitivamente podría parecer, sino que los estados de esfuerzo son tales que todos los vectores esfuerzo están relacionados entre sí y sus extremos suelen definir la superficie de un elipsoide de tres ejes, en el caso general. Esta figura se denomina elipsoide de esfuerzo (Figura 3.1.5).

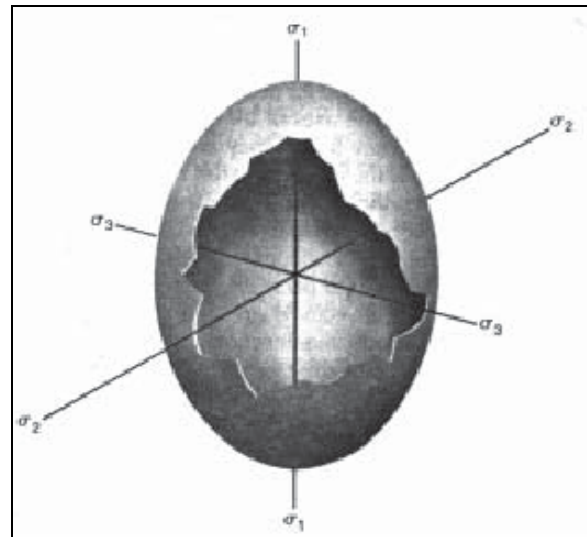


Figura 3.2.5 Elipsoide de esfuerzos



### III.3 DEFORMACIÓN

El objetivo de estudiar la deformación es investigar los detalles de las características geométricas de los materiales deformados y poder apreciar el por qué en la corteza terrestre existen tan variadas estructuras geológicas.

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

La aplicación de una fuerza sobre un cuerpo causa que su masa cambie de posición y/o forma; es decir, las partículas que constituyen su masa cambian de lugar con respecto a un sistema de referencia o cambia de posición internamente y por ende su forma también se modifica. El cambio de posición de las partículas que forman un cuerpo se conoce como desplazamiento.

Las rocas son cuerpos sólidos constituidos por un conjunto de partículas unidas entre sí y que cuando a éstos se les aplica una carga o un esfuerzo se ocasiona un cambio permanente (Figura 3.3.1), este cambio se puede expresar como:

- a) **Translación:** Transporte relativo de un cuerpo con respecto a un sistema de ejes coordenados.
- b) **Rotación:** Un giro relativo de un cuerpo con respecto a un sistema de ejes coordenados.
- c) **Distorsión:** Cambio de la forma del cuerpo.
- d) **Dilatación:** Cambio del volumen del cuerpo.

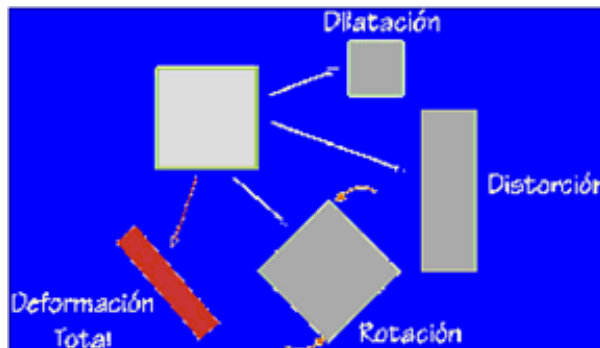


Figura 3.3.1 Ejemplificación de los cambios permanentes que puede sufrir la roca.

Estas manifestaciones que ocasionan cambios en los cuerpos rocosos, pueden ser agrupados en dos clases:

**Deformación de Cuerpos Rígidos:** Ocurre en materiales muy competentes mecánicamente, caracterizándose porque los esfuerzos que actúan sobre ellos ejercen una acción externa, donde se produce una modificación en su estado de reposo o de movimiento con el consecuente cambio de posición de todas las partículas de la masa sin presentar cambio interno alguno con relación a un sistema de ejes coordenados.

**Deformación de Cuerpos Plásticos:** Ocurre cuando se aplican esfuerzos a cuerpos rocosos causando un cambio de posición de unas partículas con relación a otras dentro del cuerpo.

La **deformación** se puede definir como la expresión geométrica de la cantidad de cambios causada por la acción de un sistema de esfuerzo sobre un cuerpo (Figura 3.3.2). Cuando la deformación es por compresión, en el campo

frágil se forman fracturas de cizalla y tensionales, así como fallas inversas o de transcurrancia; en el campo dúctil ocurre un reacomodo de las partículas sin ruptura, formándose pliegues anticlinales y sinclinales.



Figura 3.3.2 Ejemplo de una estructura Geológica deformada.

Si consideramos un cuerpo sin deformar (figura 3.3.3a) al que le aplicamos un sistema de esfuerzos, siendo el esfuerzo principal compresivo, se pueden formar pliegues en el campo dúctil (figura 3.3.3b) o una falla inversa en el campo frágil (figura 3.3.3c).

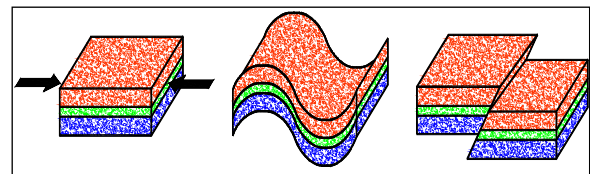


Figura 3.3.3a

Figura 3.3.3b

Figura 3.3.3c

Cuando la deformación se debe a procesos de extensión puede ocurrir adelgazamiento, fracturamiento o fallamiento normal. En la figura 3.3.4a, se muestra un cuerpo sin deformar al que se le aplica un sistema de esfuerzos, dando como resultado la extensión, la cual puede causar adelgazamiento en el campo dúctil y como consecuencia la formación de una depresión (figura 3.3.4b). En el campo frágil puede ocurrir fracturamiento o ruptura con desplazamiento originando una falla normal (figura 3.3.4c).

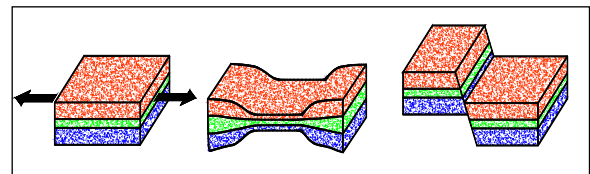


Figura 3.3.4a

Figura 3.3.4b

Figura 3.3.4c

Cuando la deformación es causada por esfuerzos de cizalla se pueden generar pliegues, fracturas, fallas laterales o zonas de cizalla. En la figura 3.3.5a se muestra una secuencia sin deformar, la cual es afectada por un sistema de esfuerzos, con el esfuerzo principal de cizalla, este puede originar flexiones en el campo dúctil (figura 3.3.5b) o fracturas y fallas laterales en el campo frágil (figura 3.3.5c).

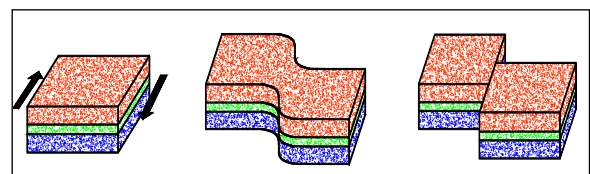


Figura 3.3.5a

Figura 3.3.5b

Figura 3.3.5c



Una distorsión pequeña sobre un cuerpo puede ser reversible, es decir; que el material puede recobrar su forma original cuando se retiren los esfuerzos aplicados; tal deformación es característica de los cuerpos sólidos deformados en el rango elástico. Cuando se rebasa el límite elástico, la roca pierde su cohesión interna y presenta una deformación frágil. Las rocas, sin embargo, presentan deformaciones muy grandes aún mayores que las que presentan los cuerpos elásticos. Las rocas que presentan estas deformaciones muy grandes, son permanentes y sin que presenten superficies de ruptura; es decir que han experimentado una deformación dúctil.

Usualmente la corteza terrestre superior se comporta de forma elástica, mientras que la inferior, de manera plástica; esta última fluye y su forma no se recobra, por lo tanto, la deformación es permanente siendo posible que ésta sea medible. Para medir la deformación que presentan los cuerpos rocosos deformados se estudian los cambios de longitud de líneas de referencia y los cambios en las relaciones angulares entre dos líneas usadas como referencia; para realizar los cálculos de estos cambios generalmente se emplean los siguientes parámetros:

**a) Deformación Unitaria Longitudinal o elongación (e):**

Para una línea de referencia, es la razón de su cambio de longitud después de la deformación con respecto a su longitud original ( $\Delta l/l_0$ ). Se expresa de la siguiente manera:

$$e = (l_f - l_0) / l_0 \quad \text{donde: } l_f = \text{Longitud final y} \\ l_0 = \text{Longitud original}$$

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

**b) Estiramiento (s):**

Para una línea de referencia, es la razón de su longitud después de la deformación con respecto a su longitud inicial; matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$s = l_f / l_0 = (1 + e)$$

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

**c) Extensión Cuadrática o Elongación Cuadrática Longitudinal ( $\lambda$ ):**

Para una línea de referencia, es el cuadrado del estiramiento. En geología es más práctico hacer los cálculos con este parámetro, el cual se representa matemáticamente de la siguiente forma:

$$\lambda = (l_f / l_0)^2 = (1 + e)^2 = s^2$$

La elongación cuadrática es un concepto alternativo para expresar el cambio de longitud de una línea en donde se involucra a la elongación y al estiramiento, sin embargo, lo más importante es que se puede demostrar que la ecuación de la elipse de deformación toma como referencia estos parámetros, ya que se puede expresar en términos de elongaciones cuadráticas:

$$(x^2 / \lambda_1 + y^2 / \lambda^2 = 1)$$

**d) Extensión Cuadrática Inversa o Elongación Cuadrática inversa ( $\lambda'$ ):**

Es una forma práctica de expresar el cambio de longitud de una línea y relacionar este valor con la ecuación de la elipse o el elipsoide de deformación; se expresa de la siguiente manera:

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

**e) Deformación Tangencial, Cortante o de Cizalla ( $\gamma$ ):**

Es la distancia con que han sido cizalleadas las líneas de una familia dada que se encuentran dentro de un cuerpo rocoso que ha sido deformado. Para fines prácticos se describe como la orientación final de una línea que fue originalmente perpendicular a la familia de líneas deformadas, expresa el cambio de ángulo entre líneas que se intersectan durante el proceso de deformación. Si el ángulo entre dos líneas eran originalmente de  $90^\circ$ , cualquier deflexión del ángulo recto tendrá una deformación angular o ángulo de cizalla ( $\omega$ ): La deformación tangencial se expresa matemáticamente con la siguiente relación:

$$\gamma = \tan \omega$$

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

$$\gamma' = \gamma / \lambda$$

La característica más importante de la ecuación es que al ser utilizada se obtienen los mismos valores pero con signo contrario a lo largo de cualquier dirección perpendicular medida en el material deformado. El valor de ( $\gamma'$ ) se conoce como parámetro de deformación tangencial, cortante o de cizalla inverso, aunque matemáticamente no lo sea.

**TIPOS DE DEFORMACIÓN**

Otros conceptos que se utilizan para expresar el tipo de deformación que muestran las rocas, es la **Deformación Homogénea y Deformación Heterogénea**; así como **Deformación por Cizalla Pura y Deformación por Cizalla Simple**.

Para describir y diferenciar estos casos, se toman como referencia criterios geométricos donde se analizan líneas y/o ángulos. Los criterios que se utilizan para diferenciar cada caso son:

**a. Deformación Homogénea.** Las características que debe reunir son que:

1. Las líneas rectas permanecen rectas después de la deformación.
2. Las líneas paralelas permanecen paralelas después de la deformación.
3. Todas las líneas en la misma dirección de un cuerpo deformado tienen valores constantes ( $e$ ,  $\lambda$ ,  $\gamma$ ,  $\omega$ , etc.)

**b. Deformación Heterogénea.** Las características que debe reunir son que:

1. Las líneas rectas se vuelven curvas después de la deformación.

2. Las líneas paralelas no permanecen paralelas después de la deformación.
3. Para una dirección determinada del cuerpo deformado, los valores ( $\epsilon$ ,  $\lambda$ ,  $\gamma$ ,  $\omega$ , etc.) serán variables.

Se puede ver con facilidad que la deformación homogénea es un caso especial de la deformación heterogénea o sea de la deformación general. Aunque distintos grados de deformación heterogénea está presente en los objetos geológicos deformados, en la gran mayoría de los casos sus deformaciones que se aproximan mucho a la homogénea. También se debe considerar que un cambio de escala puede hacer que el cuerpo deformado se aproxime mucho a la deformación homogénea.

#### c. Deformación Irrotacional o Cizalla Pura.

Se tiene cuando las orientaciones de los ejes principales de referencia que se reconocen en un cuerpo rocoso no deformado, no cambian cuando el cuerpo ha experimentado deformación. El cuerpo se desplaza en una dirección paralela a los ejes coordenados.

En la Cizalla Pura las líneas materiales paralelas a los ejes principales de la deformación no rotarán, solamente serán elongadas; por ello esas líneas materiales permanecerán paralelas a los ejes principales de la deformación conforme esta; por esta característica se denomina "coaxial" a este tipo de deformación. Todas las demás líneas materiales, es decir aquellas que no coinciden con los ejes principales serán rotadas y elongadas en distintos grados, dependiendo de su posición en el cuerpo deformado.

El campo de deformación en una Cizalla Pura es simétrico con respecto a los ejes principales de la deformación (simetría ortorrómbica), por lo que si sumamos todas las rotaciones que ocurren al interior del cuerpo el resultado será cero; es decir las rotaciones se anularán dada la simetría del sistema y así el cuerpo en su conjunto no experimentará rotación; de ahí su denominación de deformación "irrotacional".

#### d. Deformación Rotacional o Cizalla Simple.

Se tiene cuando las orientaciones de los ejes principales de referencia que se reconocen en un cuerpo rocoso no deformado sí cambian, cuando el cuerpo ha experimentado deformación, por lo que se describe como deformación rotacional.

En la Cizalla Simple, las líneas materiales rotan pasando a través de los ejes principales de la deformación. Las únicas líneas materiales que no rotan son aquellas líneas materiales paralelas a la dirección de la cizalla. El campo de deformación producido por la cizalla simple tiene una simetría menor que el producido por la Cizalla Pura. En la Cizalla simple, aunque los ejes principales de la deformación permanezcan con la misma orientación durante la deformación, durante cada etapa instantánea serán líneas materiales diferentes las que serán paralelas a dichos ejes principales.

Una deformación producida por Cizalla Simple se puede obtener si aplicamos una cizalla simple y sobre ella una rotación de cuerpo rígido adecuadas. Este concepto resulta útil para fines prácticos en el estudio de los cuerpos de roca, ya que en escalas determinadas es posible definir aquellos cuerpos que se comportaron como rígidos durante una deformación y de esa manera podemos separar aquellas rotaciones que fueron producidas durante la deformación por cizalla simple de un cuerpo, acomodada por mecanismos de deformación que ocurren al interior del cuerpo deformado, y la rotación del cuerpo como un todo.

#### e. Deformación infinitesimal y finita.

Decimos que una deformación infinitesimal es aquella extremadamente pequeña y que podemos asociar con un fenómeno instantáneo. El análisis de la deformación infinitesimal tiene la ventaja de ser sencillo y podemos considerar en muchos casos que se ajusta a la naturaleza por ser muy pequeña en relación con la escala de trabajo. La deformación instantánea también es una forma de expresar la deformación infinitesimal y tiene la ventaja de permitirnos conocer que sucede durante el evento de deformación. Por otra parte la deformación finita se refiere a deformaciones "grandes", que se deducen de los estados inicial y final de deformación entre los cuales se considera ocurrió la totalidad del evento deformacional.

En el momento en que se realiza la medición de algún parámetro de deformación, el cuerpo deformado representa la deformación total producida hasta ese momento, la cual se desarrolló por la suma de una serie de pequeños incrementos a medida que el cuerpo rocoso adquiría diferentes formas y posiciones como respuesta a la magnitud de los esfuerzos aplicados y al tiempo involucrado. Al proceso que involucra pequeños incrementos se le conoce como Deformación Progresiva y al producto final como Deformación Finita.

Si estudiamos únicamente a la deformación que se reconoce en las rocas, tendremos información valiosa para hacer consideraciones técnicas, científicas y económicas que se asocian con las estructuras geológicas secundarias; sin embargo, para tener una mayor certeza en las interpretaciones, se deben realizar consideraciones cuantitativas y de orientación de los esfuerzos que originaron dichas estructuras. No se puede separar totalmente el estudio de los esfuerzos del estudio de las deformaciones.

### III.4 RUMBO Y ECHADO

Las rocas cuando son sometidas a esfuerzos traen como consecuencia, cuando se rebasa su límite elástico, procesos de deformación que generan estructuras a escalas diferentes, con diversas formas, geometría y orientación. Casi siempre, estas estructuras se pueden asociar a elementos geométricos como planos, líneas y puntos. Para describir, cartografiar y caracterizar algunos atributos de estas estructuras se emplean elementos de orientación que permiten conocer su posición en el espacio.

La actitud de un plano estructural (capa, estrato, falla, fractura, foliación, etc.), puede ser expresada por conceptos que nos indican hacia dónde se inclina ese plano y con que intensidad lo hace.

Orientación es el término que nombra la disposición de un plano o línea estructural en el espacio, está relacionada con coordenadas geográficas y con un plano horizontal. Son componentes de la orientación para planos estructurales tanto el rumbo como el echado.

El **rumbo** ( $\gamma$ ), es el ángulo que se forma entre una línea horizontal contenida en un plano estructural y una dirección de coordenadas específicas, por lo general el norte o sur geográficos (Figura 3.4.1).

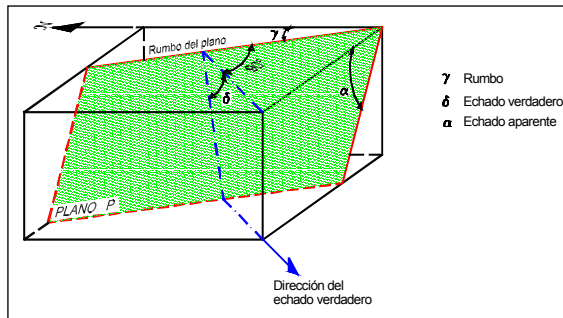


Figura 3.4.1

El rumbo se mide con una brújula utilizando cuadrantes (NE, SE, SW y NW) o de forma azimutal ( $0^\circ$  a  $360^\circ$ ). En ambos casos se puede utilizar la notación de pínula a la derecha cuando se emplea una brújula tipo Brunton. El rumbo del plano se mide colocando la pínula mayor hacia la derecha del observador viendo al plano de frente (el plano se inclina hacia el observador). Otra manera de reconocer el rumbo del plano inclinado con la pínula a la derecha, es realizando la medida a partir de la dirección del rumbo, donde con un giro de  $90^\circ$  en sentido de las manecillas del reloj, se localiza la pínula mayor. En la figura 3.4.2 se ilustra el caso de un plano con rumbo de S35°E y echado de  $60^\circ$  al SW, en el que se indican con flechas el giro correcto (S35°E  $60^\circ$ ) y los giros incorrectos cuando se utiliza la notación de pínula a la derecha. Nótese que se sigue el sentido en que giran las manecillas del reloj.

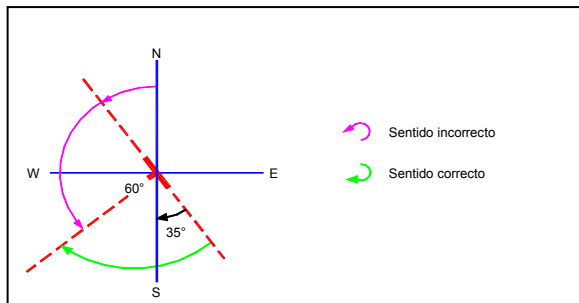


Figura 3.4.2

Otra forma de conocer la orientación del plano es midiendo su ángulo de máxima pendiente y la dirección de la proyección a la horizontal de línea de máxima pendiente con referencia al norte o sur geográficos.

El **echado verdadero** ( $\delta$ ) corresponde al ángulo de máxima pendiente formado entre el plano horizontal y el plano estructural; la dirección del echado verdadero siempre es perpendicular al rumbo (Figura 3.4.1). El valor de echado en el mismo plano estructural es constante y varía entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$ .

En la tabla 3.4.1 se muestran los datos de rumbo y echado de dos planos estructurales con sus distintas notaciones. En la primera columna se expresa como Rumbo, Inclinación y Cuadrante (RIC); en la segunda como Pínula Mayor a la Derecha (PD); en la tercera en forma Azimutal (Az); la cuarta como inclinación y dirección de la línea de Máxima Pendiente y la quinta en forma Azimutal con echado y dirección de Echado Verdadero (ISRM). En el último caso es tomada como referencia la Descripción Cuantitativa de las Discontinuidades (ISRM, 1982), la que sugiere representar de manera azimutal la dirección del echado verdadero con tres dígitos ( $000^\circ$  a  $360^\circ$ ) y el echado con dos dígitos ( $00^\circ$  a  $90^\circ$ ).

A continuación se ejemplifican los casos de rumbos y echados de dos planos estructurales inclinados con sus distintas notaciones. Estos mismos casos se ilustran mediante su representación gráfica en las figuras 3.4.3a y 3.4.3b.

| RIC     | PD    | Az    | IDMP  | ISRM |
|---------|-------|-------|-------|------|
| NW35°SE | S35°E | 145°  | 60°   | 60°  |
| 60°SW   | 60°   | 60°SW | 55°SW | 235° |
| NE40°SE | N40°E | 40°   | 55°   | 55°  |
| 55°SE   | 55°   | 55°SE | 50°SE | 130° |

Tabla 3.4.1. Ejemplos de rumbos y echados con sus distintas notaciones.

La notación que se utiliza para representar los rumbos y echados de planos estructurales inclinados es muy variada y está en función de los objetivos del usuario, sin embargo se puede utilizar cualquiera de las antes mencionadas, siempre y cuando se tenga claro el concepto y se indique qué notación se está empleando.

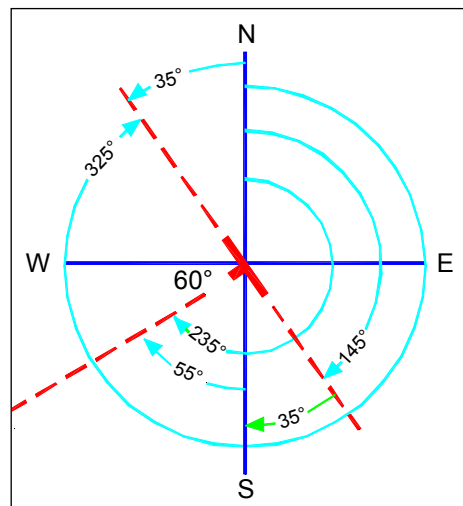


Figura 3.4.3a

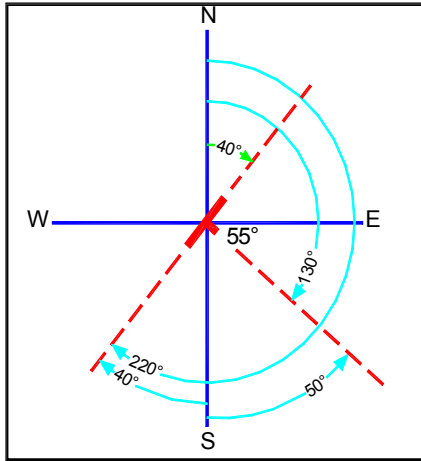


Figura 3.4.3b

El **echado aparente** ( $\alpha$ ) es un ángulo cualquiera que no sea el de máxima pendiente. Se forma entre el plano estructural analizado y un plano horizontal en una dirección diferente a 90° con relación al rumbo del plano (Figura 3.4.1). Un plano estructural inclinado tiene "n" echados aparentes en diferentes "n" direcciones.

La actitud de las líneas estructurales (estrías, líneas de charnela, lineaciones minerales, etc.), puede ser caracterizada y orientada por su dirección de inclinación, su **buzamiento**, así como por el cabeceo.

El **buzamiento o plunge** ( $\theta$ ) de una línea estructural cualquiera es el ángulo que se forma entre esa línea y el plano horizontal (Figura 3.4.4). La dirección de buzamiento de esa línea es el ángulo horizontal que se forma entre la proyección a un plano horizontal de esa línea y el norte o sur geográficos.

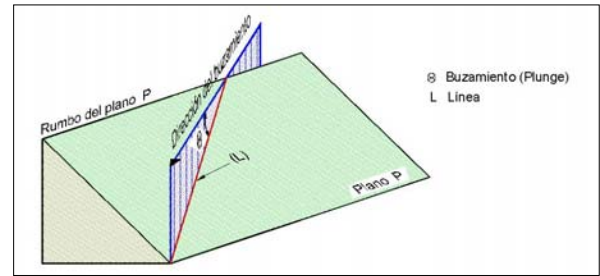


Figura 3.4.4

El **cabeceo o pitch** ( $\varphi$ ) es el ángulo que se forma entre una línea estructural contenida en un plano inclinado y el rumbo del plano o una línea horizontal de las muchas que se pueden definir en el mismo plano (Figura 3.4.5).

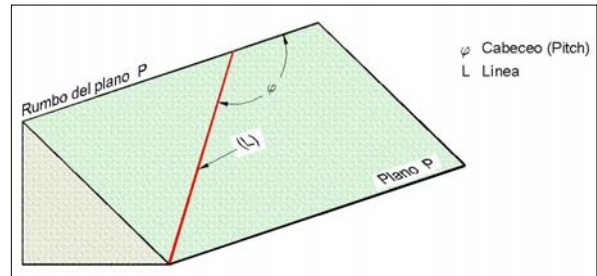


Figura 3.4.5

En los mapas geológicos se indica el rumbo y echado de estratos inclinados, trazando una línea larga orientada en la dirección del rumbo y una línea corta perpendicular a la primera, partiendo del centro y en la dirección de inclinación del plano (Figura 3.4.6).

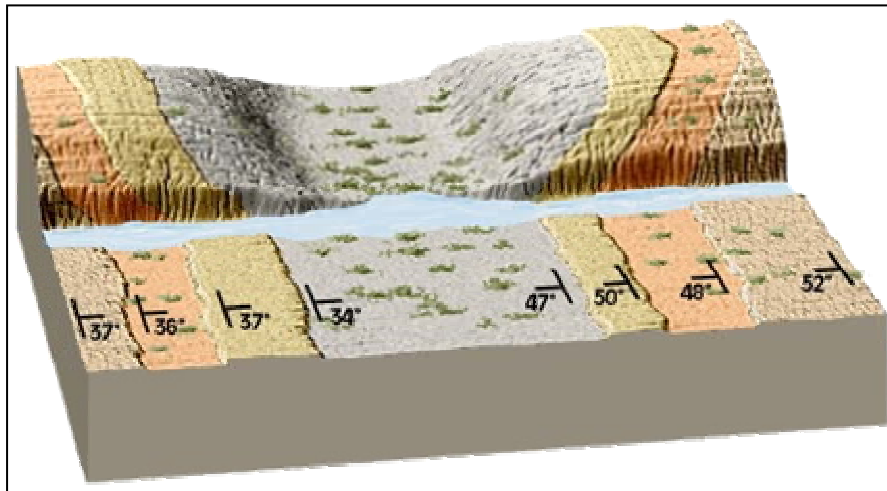


Figura 3.4.6 Representación de Rumbos y Echados en el Mapa Geológico



### III.5 PROBLEMA DE LOS TRES PUNTOS

Con el patrón de interferencia de los afloramientos, es posible obtener cuantitativamente el rumbo y el echado de las superficies geológicas, llámense contactos, estratos, esquistosidad, fracturas, fallas, discordancias, etc. Se requiere de tres puntos para definir la posición de un plano.

El caso más sencillo consiste en localizar dos puntos que presenten la misma elevación y que estén contenidos en el plano; de esta manera será posible definir el rumbo del plano; el tercer punto, ubicado a una elevación diferente, nos permitirá determinar el echado, que podrá calcularse midiendo la distancia horizontal normal a la línea del rumbo y la diferencia de elevación entre la línea del rumbo y el tercer punto (Figura 3.5.1), (Figura 3.5.2).

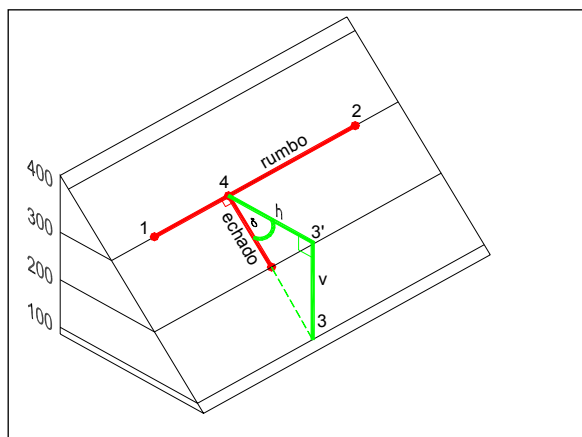


Figura 3.5.1

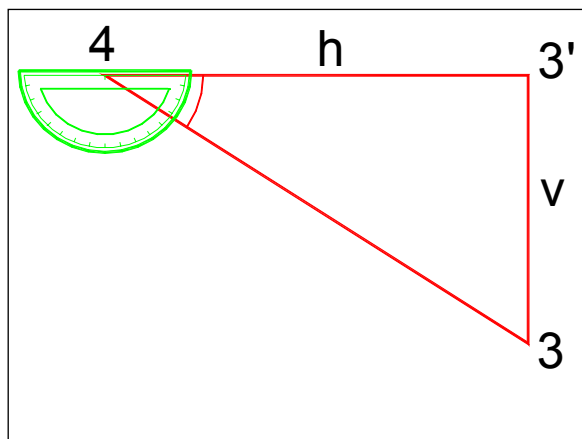


Figura 3.5.2

Utilizando la ecuación:

$$\tan \delta = v / h$$

donde:

$\delta$  = echado del plano  
 $h$  = distancia horizontal  
 $v$  = distancia vertical o desnivel

El problema general de los tres puntos consiste en determinar el rumbo y echado de un plano por medio de tres puntos conocidos, con elevaciones diferentes (Figura 3.5.3).

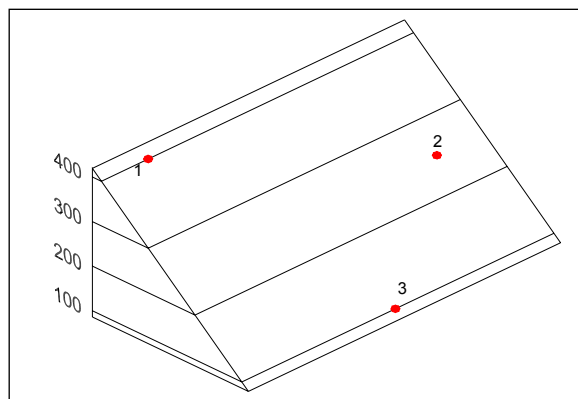


Figura 3.5.3

El rumbo se puede obtener buscando un cuarto punto que se localice en el plano en cuestión y tenga la misma elevación del punto intermedio (punto 2).

Esto se logra localizando dicho punto en la línea entre los puntos 1 y 3 que tenga la misma elevación que el punto 2 (Figura 3.5.4).

Una vez localizado el punto 4, unimos estos dos puntos (2 y 4) por una línea que define el rumbo (figura 3.5.5).

Posteriormente se traza una línea normal al punto más bajo y se define la distancia horizontal (h) y el desnivel o distancia vertical (v).

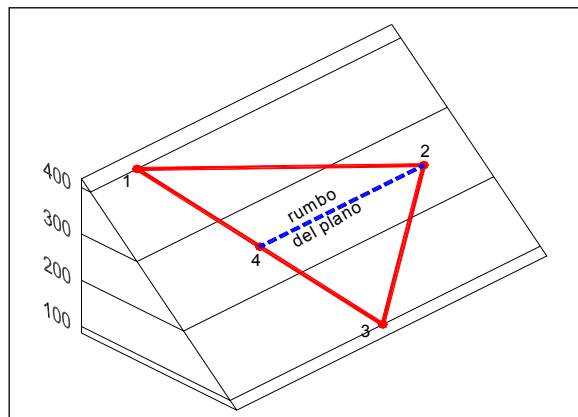


Figura 3.5.4

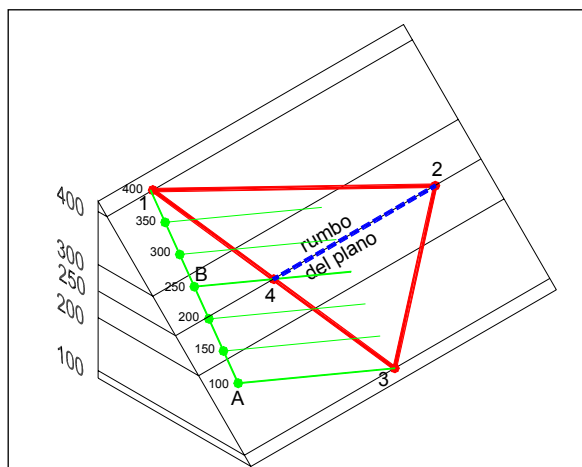


Figura 3.5.5

Los pasos para calcular el rumbo y echado de un plano inclinado por el método de los tres puntos son los siguientes:

a) Se requiere, primero, unir los tres puntos por líneas y formar un triángulo. Se procederá a medir la distancia entre cada uno de estos puntos utilizando la escala del mapa (Figura 3.5.4).

b) En la figura 3.5.4 el punto 1 corresponde al de mayor altitud, el punto 2 tiene altitud intermedia y el punto 3 es el más bajo topográficamente. Por lo tanto, a lo largo de la línea, entre el punto 1 y 3 deberá existir un punto de igual altura que el punto 2. Esto se logra trazando una línea auxiliar que va del punto 1 al punto A (este punto tiene la misma elevación que el punto 3); esta línea se divide proporcionalmente, identificando la elevación del punto 2, la cual corresponde con el punto B. A partir del punto B, que tiene la misma elevación que el punto 2, se traza una recta de B a 4, paralela a la línea A-3. Una vez localizado el punto 4 sobre la línea 1-3, que tiene la misma elevación que el punto 2, se unen y se define el rumbo del plano.

c) El echado del plano se obtendrá trazando una línea normal al punto más bajo (punto 3. Figura 3.5.5) y midiendo la distancia horizontal (h) así como el desnivel (v) con el que se podrá calcular el echado verdadero (d) a partir de la ecuación antes señalada. También es posible obtener el echado por medio gráfico dibujando un triángulo rectángulo con las distancias horizontal y vertical y midiendo el ángulo (d) con un transportador.

Si un mapa geológico tiene base topográfica con curvas de nivel y no tiene indicados los rumbos y echados de los distintos planos estructurales o estratigráficos que afloran, con la regla de las V's es posible determinar el patrón de interferencia de los afloramientos y con el método de los tres puntos se puede calcular, analizar y conocer las relaciones entre planos, entre planos y líneas, y los rumbos y echados de diferentes capas y marcarlos sobre el mapa geológico. Se pueden conocer y describir las características geométricas y de orientación de las distintas estructuras geológicas como pliegues, fallas, fracturas y discordancias.

Una vez conocidos los rumbos y echados se tendrá una clara idea de cómo estas rocas se profundizan en el subsuelo; así mismo se podrán describir distintas características de las estructuras geológicas secundarias (geometría, orientación, forma, etc.), se interpretará la posición estratigráfica de las distintas unidades (columna geológica), se conocerán las relaciones entre distintos planos, se tendrán elementos para calcular espesores de unidades tabulares y se podrán construir secciones geológicas de mejor calidad al contar con más y mejor información.

### III.6 PATRÓN DE INTERFERENCIA DE LOS AFLORAMIENTOS

El patrón de interferencia es la forma como se observan los contactos geológicos y la distribución que tienen las unidades de rocas en la superficie del terreno. Los contactos estratigráficos y estructurales, estratos u otras superficies geológicas que afloran sobre la superficie presentan formas características con rasgos especiales de acuerdo con la inclinación del plano y las formas del relieve. Con base en las relaciones que presentan los planos estructurales y la topografía, es posible interpretar hacia dónde se inclinan esos planos y con qué intensidad lo hacen. Esta interpretación se puede llevar a cabo a través del método conocido como Regla de las "Vs" y de los tres puntos, por medio del cual es posible determinar de manera cualitativa o cuantitativa respectivamente, el rumbo y echado de cualquier plano estructural que esté representado en un mapa geológico construido sobre una base topográfica con curvas de nivel.

El método de la Regla de las V's se basa en conocer cuál es la forma de intersección de la superficie geológica con la superficie del terreno. En caso de tener dos superficies planas, la intersección es una recta; si una de las superficies es curva, o ambas son curvas, la intersección será una línea curva. La línea de intersección se extiende por el terreno o mapa formando el patrón de interferencia de los afloramientos. De esta manera, los contactos o límites geológicos se definen a través de la traza que se forma sobre la superficie del terreno que, en general, es curva debido a los cambios de la topografía. Si el relieve está disectado y se tienen valles formados por arroyos y ríos bordeados de lomas y cuestras, el patrón de interferencia de cualquier plano estructural tendrá formas sinuosas dando la impresión de V's, en posición normal, invertidas o de lado; abiertas o cerradas. La forma de la V depende de la disposición topográfica y de la inclinación de la superficie estructural; está relacionada, en consecuencia con el rumbo y echado de las superficies geológicas así como con la posición, pendiente y formas del relieve. La separación o anchura superficial entre dos trazas adyacentes de un cuerpo geológico tabular no necesariamente será uniforme y puede variar con relación al espesor real y/o del echado de la unidad analizada.

Los planos estructurales que se estudian en Ciencias de la Tierra, pueden presentar múltiples orientaciones y posiciones en el terreno, sin embargo, si las observaciones se realizan en los drenajes naturales o valles, se pueden presentar los cuatro casos generales siguientes; con tres casos particulares para los planos inclinados aguas abajo, menos de  $90^\circ$ .

**Primer caso.** Cuando las capas o cualquier superficie estructural estén en posición horizontal y considerando en todos los casos que la superficie del terreno esté inclinada, la traza de intersección formará un patrón de interferencia sinuoso pero siempre paralelo a las curvas de nivel; jamás cruzándolas debido a que tienen la misma elevación. En la figura 3.6.1a se muestra la distribución, en planta, de un cuerpo tabular con dos planos estructurales horizontales y en la figura 3.6.1b se presenta un bloque diagramático del mismo cuerpo geológico tabular.

**Segundo caso.** Cuando el plano o superficie geológica es vertical, el patrón de interferencia se define como una línea recta o casi recta que cruza todas las curvas de nivel, puesto que la superficie es vertical. El patrón de interferencia no forma, en este caso, configuraciones sinuosas o de "Vs". La dirección de esta línea define el rumbo de la superficie analizada y el echado es de  $90^\circ$ . En la figura 3.6.2a, se ilustra en planta un cuerpo geológico tabular con dos planos verticales paralelos y en la figura

3.6.2b se muestra en un bloque diagramático el mismo cuerpo tabular.

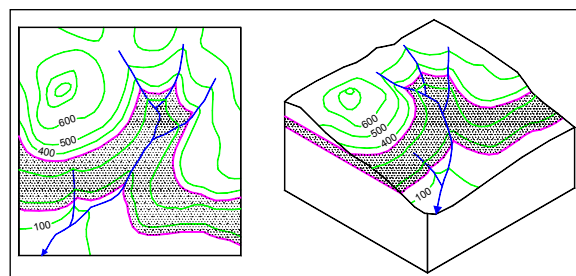


Figura 3.6.1 a

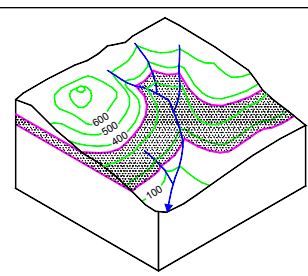


Figura 3.6.1b

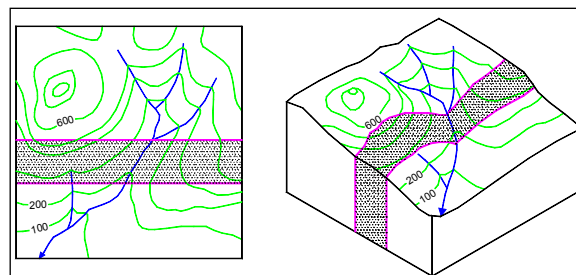


Figura 3.6.2 a

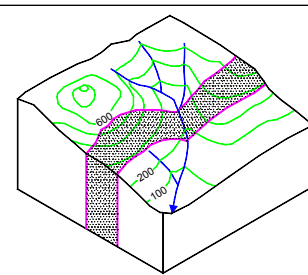


Figura 3.6.2b

**Tercer caso.** Cuando las superficies geológicas estén inclinada menos de  $90^\circ$ , la traza de intersección se presenta en formas de V's abiertas o cerradas que cruzan forzosamente las curvas de nivel. Cuando el echado del plano estructural es bajo, se forman trazas de interferencia sinuosa con "Vs" cerradas y extendidas (figuras 3.6.3a y 3.6.3b). En el caso de que el echado sea intenso, las "Vs" se hacen menos extendidas y más abiertas (figuras 3.6.4a y 3.6.4b). El caso extremo se tiene cuando el echado es tan fuerte, cercano a los  $90^\circ$ , que la sinuosidad de las "Vs" se pierde y se convierte en una línea recta (figura 3.6.2a y 3.6.2b). Cuando el plano estructural está inclinado aguas arriba, el vértice de la "V" apunta hacia aguas arriba como se ilustra en el dibujo en planta de la figura 3.6.5a de un cuerpo geológico tabular con dos planos estructurales inclinados paralelamente; en la figura 3.6.5b se muestra un bloque isométrico diagramático del mismo cuerpo tabular.

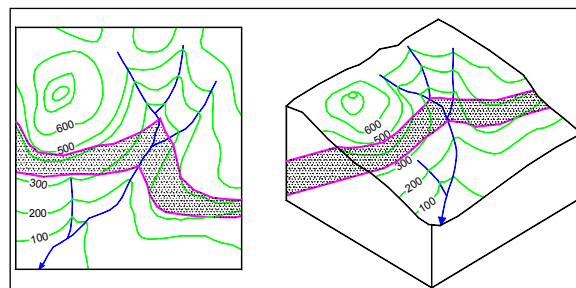


Figura 3.6.3 a

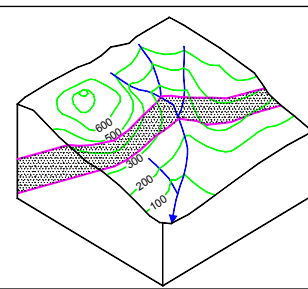


Figura 3.6.3 b

**Cuarto caso.** En el caso de que la unidad geológica se incline hacia aguas abajo existen tres variantes:

a) Cuando el echado del plano estructural tiene mayor inclinación que la pendiente topográfica, se forma una traza de interferencia sinuosa, con el vértice de la V apuntando hacia aguas abajo en la zona del valle; tal como se ilustra en el dibujo en planta de un cuerpo tabular con planos estructurales paralelos de la figura 3.6.4a; mientras que en la figura 3.6.4b, se muestra en un bloque isométrico diagramático el mismo cuerpo geológico tabular.

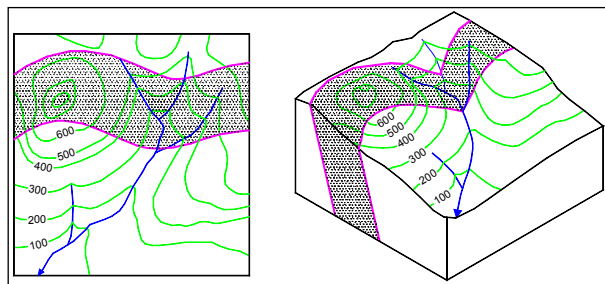


Figura 3.6.4 a

Figura 3.6.4 b

Cuando el valor del echado es pequeño y se aproxima al ángulo horizontal, la V se va cerrando y se va aproximando a la forma de las curvas de nivel, lo cual se logra cuando los planos estructurales son horizontales. En la figura 3.6.5a se muestra un dibujo en planta de un cuerpo tabular con dos planos paralelos con echado suave y en la figura 3.6.5b se muestra el mismo cuerpo tabular en un bloque isométrico diagramático.

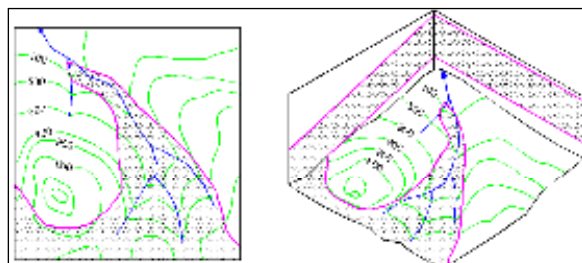


Figura 3.6.5 a

Figura 3.6.5 b

b) Cuando el echado tiene igual inclinación que la topografía, entonces el patrón de interferencia no se une ni en aguas arriba ni hacia aguas abajo y no se forman las "Vs" ya que los contactos quedan abiertos, como se muestra en la planta de la figura 3.6.6a y en el bloque isométrico diagramático de la figura 3.6.6b. Este caso es poco frecuente ya que es muy difícil que la pendiente del terreno se extienda con un valor idéntico al echado del plano estructural por grandes distancias. En este caso no se cumple la regla de la "Vs".

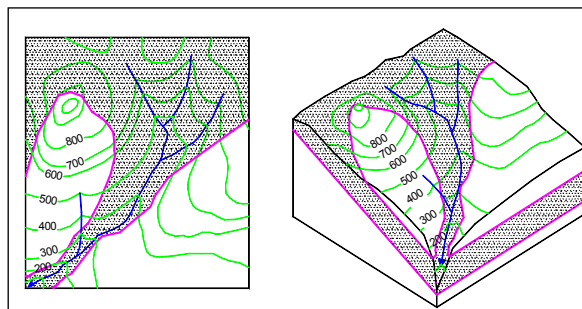


Figura 3.6.6 a

Figura 3.6.6 b

c) En el caso de que el echado sea menor que la inclinación de la topografía se forma un patrón sinuoso con una "V" abierta apuntando aguas arriba parecida más a una "U", como se muestra en la planta de la figura 3.6.7a y en el bloque isométrico diagramático de la figura 3.6.7b.

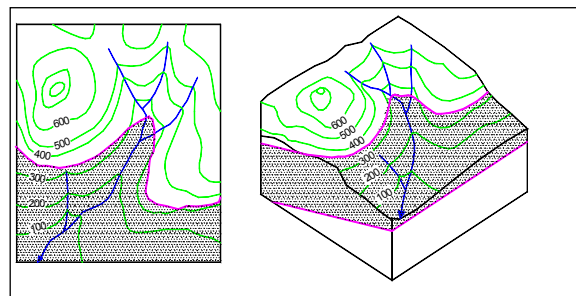


Figura 3.6.7 a

Figura 3.6.7 b

### CONSTRUCCIÓN DE PATRONES DE INTERFERENCIA

Para la construcción de los patrones de interferencia, en todos los casos se aplica el concepto de rumbo y echado. Se debe considerar que si el rumbo se define por dos puntos con la misma elevación contenidos en el plano inclinado, es posible calcularlo buscando estos dos puntos sobre la traza del patrón de interferencia. Esto es muy sencillo si se observa en el mapa donde la traza de la superficie geológica considerada es cortada en dos puntos por la misma curva de nivel (que tienen la misma elevación). El echado de la superficie es normal al rumbo y se inclina en la dirección de menor elevación.

Si se tiene un mapa topográfico con curvas de nivel y no se conoce el patrón de afloramiento de un plano estructural o estratigráfico que nos interese, este se puede trazar sobre la base topográfica con mucha precisión, si se dispone de información suficiente en alguna de las siguientes variantes:

- Se conoce la posición de cuando menos tres puntos de dicho plano, cada punto ubicado en distinta elevación.
- Se conoce la posición de dos puntos a la misma elevación del plano, los cuales se pueden unir mediante una línea recta y se conoce la posición de un tercer punto del mismo plano a distinta elevación (mayor o menor).
- Se conoce la posición de un punto con su respectiva elevación y se tiene información del rumbo y echado del plano estructural en ese punto.
- Se conoce la posición y la altitud de cuando menos dos líneas paralelas contenidas en el plano estructural.
- Se tiene la construcción de dos secciones geológicas, una paralela y otra perpendicular a la estructura, con su ubicación correspondiente.

Con la información de cualquiera de las cinco posibilidades, aplicando el método de los tres puntos o métodos de geometría descriptiva, se puede conocer en primera instancia el rumbo y echado del plano o los planos (flancos de pliegues, planos axiales, discordancias, fallas, fracturas, estratos, vetas, etc.). Una vez conocido el rumbo y echado del plano, se procede a trazar líneas paralelas al rumbo en el área del mapa, con altitudes e intervalos similares a los de las curvas de nivel. Donde una línea de rumbo de cierta altitud corte a una curva de nivel del mismo valor, se tiene un punto de intersección por el que pasa y aflora el plano, que queremos caracterizar; uniendo esos puntos de manera sucesiva con una línea, se logra el patrón de interferencia del afloramiento.



### III.7 PLIEGUES

Un **pliegue** es una estructura secundaria producida cuando una superficie originalmente plana es inclinada o curvada como resultado de deformación dúctil heterogénea, la cual se manifiesta como una o varias ondulaciones de sus elementos originales. Cuando esto ocurre, las rocas experimentan una modificación en su geometría, la que se reconoce cuando los cuerpos rocosos presentan algún rasgo plano o lineal rectilíneo antes de la deformación, el rasgo previo más común es la estratificación. Una superficie plegada puede tener gran variedad de formas, desde muy simples a muy complejas; inclusive la geometría de una superficie curva puede en un momento dado ser muy difícil de describir, sobre todo cuando los pliegues son resultado de más de dos fases de deformación. En este caso se pueden tener pliegues plegados. Muchos de los pliegues formados en la naturaleza se aproximan a formas cilíndricas, es decir, que al desplazar una línea recta en el espacio paralelamente a sí misma (generatriz), se forman las superficies curviplanas o pliegues cilíndricos. La orientación de la línea generatriz define la dirección del eje del pliegue. En la naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones, producidas, en la mayoría de los casos como consecuencia de la acción de sistemas de esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Los esfuerzos de cizalla que provocan deformación dúctil también originan pliegues.

#### FACTORES QUE CONTROLAN LA DEFORMACIÓN

**Condiciones Ambientales:** Características de presión y temperatura.

**Resistencia de los materiales:** Las rocas compuestas de minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a romperse por fractura, mientras que las rocas con enlaces más débiles son más sensibles al flujo dúctil.

**El Tiempo Geológico:** Imposible de duplicarse en el laboratorio, se conoce que su influencia puede ser muy importante.

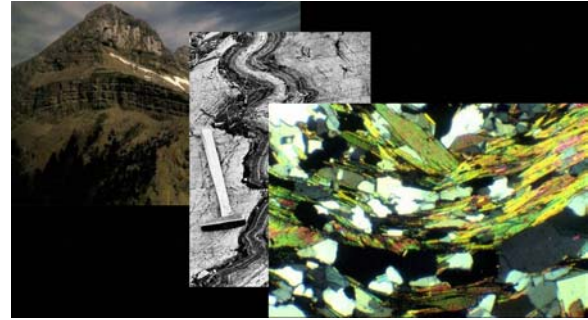
#### ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

Las capas de rocas sedimentarias se encuentran dispuestas en la horizontal por efecto de la sucesiva acumulación de materiales a lo largo del tiempo, formando lo que se denominan estratos o capas estratificadas. Estas capas superpuestas sufren modificaciones respecto de su posición original (la horizontal), deformándose y presentando formas inclinadas, curvadas o fracturadas. Cuando los materiales son afectados por fuerzas deformadoras de forma tangencial se generan los pliegues; si la fuerza es vertical se producen las fallas.

Las rocas pueden sufrir deformaciones continuas o discontinuas. Si es continua (sin sobrepasar el límite de ruptura) se deformará sin perder sus características unitarias, lo que dará lugar a los llamados pliegues. Por su parte, si es discontinua (se sobrepasa el límite de plasticidad), las rocas se rompen y resultan las llamadas fallas y diaclasas.

#### MÁS ALLÁ DE LOS TAMAÑOS...

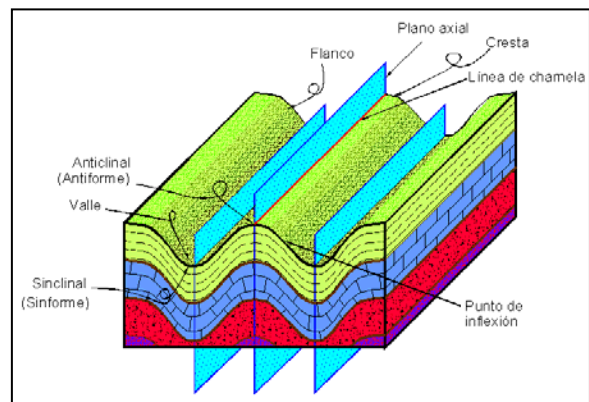
En la Naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones. Más allá de las diferencias en tamaño (Figura 3.7.1), la mayoría de los pliegues se producen como consecuencia de esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Los esfuerzos de cizalla que provocan deformación dúctil también originan pliegues.



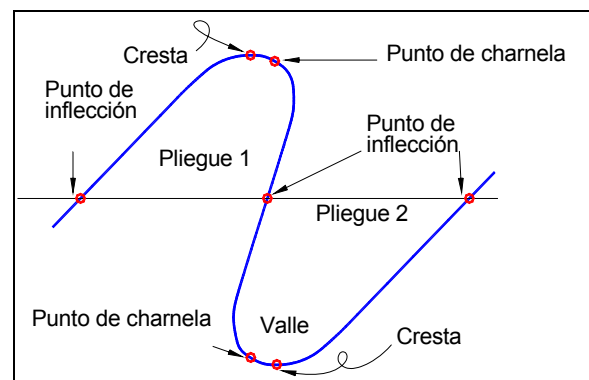
**Figura 3.7.1** Tres escalas a las que encontramos pliegues, en primer lugar grandes pliegues del tamaño de montañas, pliegues en las "formaciones de hierro" Precámbricas y fotomicrografías de esquistos.

#### GEOMETRÍA Y NOMENCLATURA

Desde el punto de vista geológico, los pliegues son estructuras que involucran aspectos litológicos, geométricos y estratigráficos (cronológicos); se componen de varias partes que los caracterizan: flanco, cresta, valle, punto de charnela, línea de charnela, superficie de charnela, longitud de onda, amplitud de onda, eje y punto de inflexión. En las figuras 3.7.2 y 3.7.3 se ilustran las partes que componen a los pliegues mediante un bloque diagramático y una sección esquemática.



**Figura 3.7.2**



**Figura 3.7.3**

#### PARTES DE UN PLIEGUE

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

**Cresta.** Es el punto más alto en la superficie plegada.

**Valle.** Es el punto más bajo en la superficie plegada.

**Punto de charnela.** Es punto de máxima curvatura del pliegue, visto en sección transversal.

**Línea de Charnela.** Es la línea que une los puntos de máxima curvatura de un pliegue y pasa por los puntos de charnela.

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

**Longitud de onda.** Distancia horizontal entre cresta y cresta en un antiforme o entre valle y valle en un sinforme, considerando siempre pliegues continuos (figura 3.7.4). Es una medida del tamaño del pliegue.

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

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

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

**Punto de inflexión.** Punto donde una superficie plegada pasa de un pliegue a otro o visto de otra manera de cóncava a convexa.



Figura 3.7.4 Geometría del plano axial. Tomado de Press y Siever, 1998.

#### CONCEPTOS ASOCIADOS A ESTRUCTURAS PLEGADAS

**Antiforme.** Es una estructura geológica cóncava hacia abajo o convexa hacia arriba sin tomar en consideración la edad de las rocas.

**Sinforme.** Es una estructura geológica cóncava hacia arriba o convexa hacia abajo sin tomar en consideración la edad de las rocas.

**Anticlinal.** El pliegue se denomina **anticlinal** cuando las rocas más viejas se localizan hacia la zona cóncava del arqueamiento o núcleo del pliegue.

**Sinclinal.** El pliegue se denomina **sinclinal** cuando las rocas más jóvenes se presentan en el lado cóncavo o núcleo de la flexión.

**Anticlinorio.** Estructura regional con forma cóncava hacia abajo, definida por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales.

**Sinclinorio.** Estructura regional con forma convexa hacia abajo, definida por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales.

**Monoclinal.** Flexión o inclinación estructural en una sola dirección, semejante a un escalón, en zonas donde predominan capas horizontales (Figura 3.7.5).

**Homoclinal.** Flexión estructural en una sola dirección con echado uniforme, es semejante a una rampa.

**Terraza estructural.** Área donde localmente se tienen estratos horizontales en una zona en la que predominan estratos inclinados.

**Décollement.** Es la superficie de despegue entre la roca de basamento o bloque autóctono y la roca que se desplaza o bloque alóctono. En el bloque superior se forman los pliegues.

**Orientación.** Para los flancos o limbos se miden los rumbos y echados, al igual que para el plano de charnela. La orientación de un pliegue se mide en el campo obteniendo la actitud de ambos limbos, plano y línea de charnela. Para las líneas de charnela, se mide el buzamiento y la dirección del buzamiento. Los pliegues se clasifican de varias formas sin embargo, son cuatro las clasificaciones que más se emplean en las distintas aplicaciones de Ingeniería en Ciencias de la Tierra.

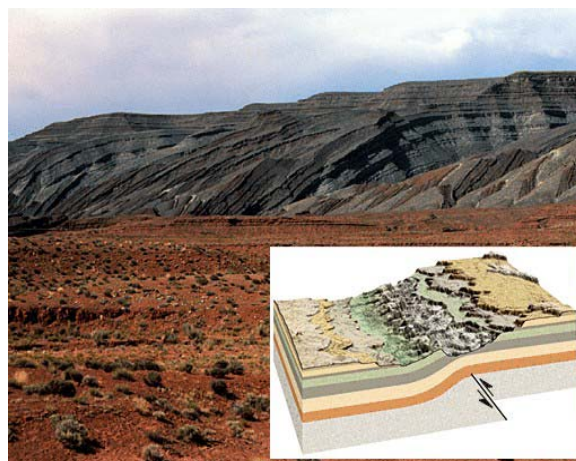


Figura 3.7.5 Pliegues Monoclinales,

## CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES

Los pliegues se pueden clasificar de varias formas, sin embargo hay seis formas prácticas que se utilizan para caracterizarlo estas formas son:

1. **Clasificación de pliegues que toma en cuenta el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela.** Considerando que el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela pueden variar de  $0^\circ$  a  $90^\circ$ , los pliegues se clasifican con diferentes nombres, como se muestra en la figura 3.7.6.

2. **Clasificación de pliegues basada en la orientación y posición de la línea de charnela y el plano axial.** Tanto el plano axial como la charnela pueden ser verticales, horizontales o inclinados. En función de su posición y orientación se pueden tener diferentes casos, como se muestra en la tabla 3.7.1.

3. **Clasificación de pliegues por el ángulo entre sus flancos.** Esta clasificación incluye como elemento descriptivo el ángulo entre los flancos de un pliegue para describir lo “apretado” o lo “abierto” de la estructura, esto se logra pasando una línea tangente a los puntos de inflexión, formando por lo tanto el ángulo interflancos (Tabla 3.7.2).

4. **Clasificación de pliegues por la geometría de sus crestas.** Esta clasificación es descriptiva y se basa en la geometría de sus crestas y/o valles, bien sean angulares o redondeadas.

**Pliegues kink.** Pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, los flancos de un pliegue kink son de diferente longitud, por lo que son asimétricos.

**Pliegues chevrón.** Pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, con flancos simétricos.

**Pliegues de caja.** Pliegues con crestas y valles angulares, en forma de grecas (ángulos aproximadamente de  $90^\circ$ ).

**Pliegues cilíndricos.** Pliegues con crestas y valles redondeados, semejando una superficie cilíndrica.

| PLANO DE CHARNELA (AXIAL) | LÍNEA DE CHARNELA    |                   |          |
|---------------------------|----------------------|-------------------|----------|
|                           | HORIZONTAL           | INCLINADO         | VERTICAL |
| VERTICAL                  | Horizontal normal    | Buzante normal    | Vertical |
| INCLINADO                 | Horizontal Inclinado | Buzante inclinado |          |
| HORIZONTAL                | Recumbente           |                   |          |

Tabla 3.7.1. Clasificación de pliegues con base en las orientaciones del plano y línea de charnela.

| ÁNGULO INTERFLANCOS         | TIPO DE PLIEGUE    |
|-----------------------------|--------------------|
| $170^\circ$ --- $120^\circ$ | SUAVE              |
| $119^\circ$ --- $70^\circ$  | ABIERTO            |
| $69^\circ$ --- $30^\circ$   | CERRADO            |
| $29^\circ$ --- $0^\circ$    | APRETADO           |
| $0^\circ$                   | ISOCLINAL          |
| ÁNGULOS NEGATIVOS           | DE HONGO O ABANÍCO |

Tabla 3.7.2. Clasificación de pliegues por el ángulo interflancos.

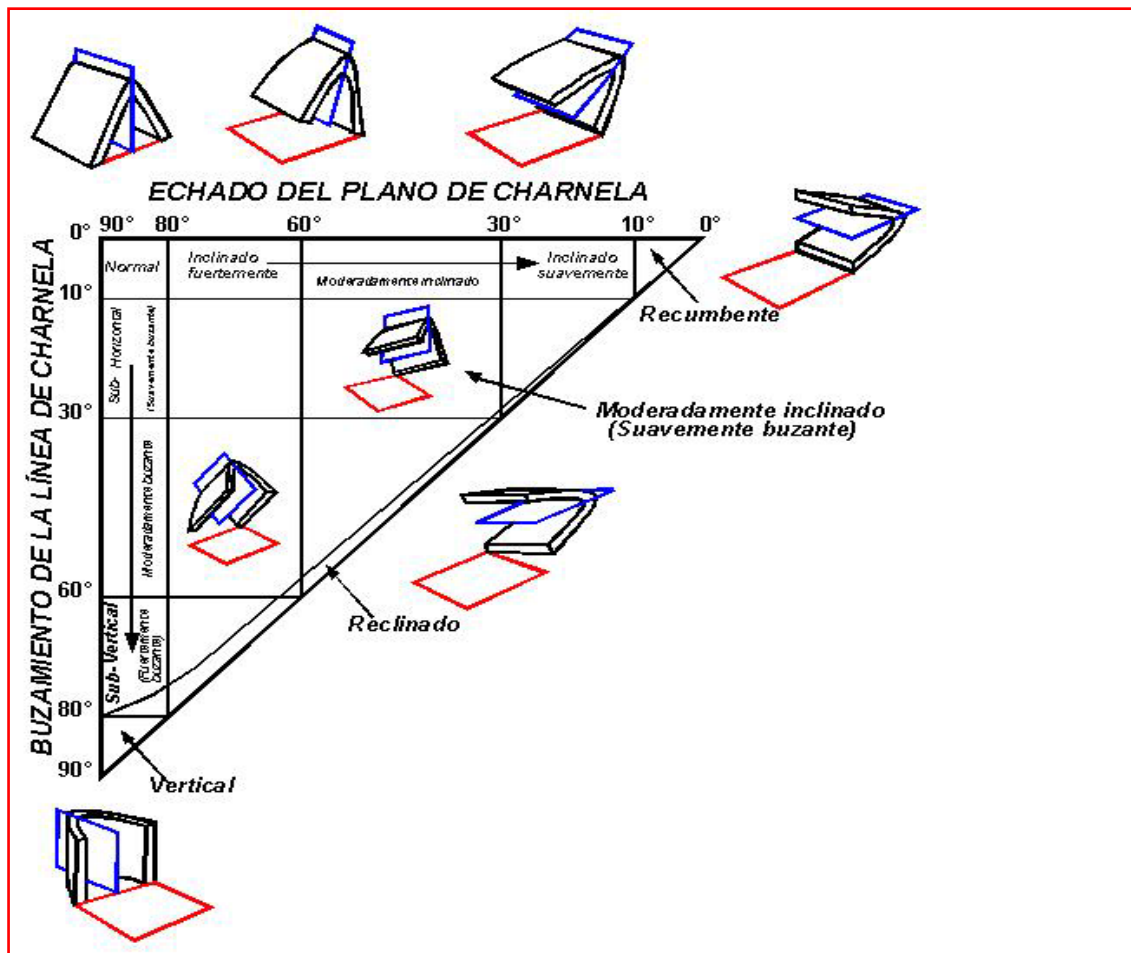


Figura 3.7.6 Clasificación de pliegues que toma en cuenta el echado del plano de charnela y el buzamiento de la línea de charnela.

5. **Clasificación de pliegues por el método de las isógonas.** Otra clasificación alternativa para diferenciar los distintos tipos de pliegues, es aquella que utiliza a la distribución de las isógonas en un pliegue. Una isógonas, es una línea que une puntos de igual echado en capas adyacentes; es una clasificación basada en el estilo de plegamiento. Generalmente las isógonas se define en incrementos de 10° y miden la convergencia o divergencia que se obtiene. De acuerdo a esta clasificación, existen cinco tipos o estilos de pliegues (Figura 3.7.7):

**Pliegues de isógonas con convergencia fuerte.** La curvatura de la superficie exterior es menor que la interior, y la isógonas más corta es la ubicada en la charnela (clase 1a).

**Pliegue paralelo.** Consiste de un caso especial donde las isógonas tienen la misma distancia y son normales a las dos superficies. En este caso, la curvatura de la superficie exterior sigue siendo menor que la interior y el espesor de la capa es constante (clase 1b).

**Pliegue de convergencia débil.** Se caracteriza porque la curvatura de la superficie exterior es menor que la interior y las isógonas se concentran cerca de la charnela (clase 1c).

**Pliegue similar.** Este caso también es especial, donde las isógonas son paralelas y tienen la misma distancia. La curvatura de la superficie exterior y de la interior son iguales (clase 2).

**Pliegue de isógonas divergentes.** En este caso las isógonas no convergen hacia el núcleo del pliegue como en los otros casos. La curvatura de la superficie exterior es mayor que la interior (clase 3).

Una forma práctica de clasificar a los pliegues por medio de las isógonas, es de acuerdo a los valores que se obtienen al graficar los valores de:

$$t = \frac{t_{\delta}}{t_o} \quad \text{donde } t_{\delta} = \text{es a la distancia del cateto}$$

adyacente del triángulo rectángulo, y  $t_o$  = es la distancia de la isógonas en la charnela (Figura 3. 7.8)

Si se grafica  $t_o$  vs  $\delta$ , se pueden obtener valores y clasificar a los pliegues de manera cuantitativa (figuras 3.7.9a y 3.7.9b).



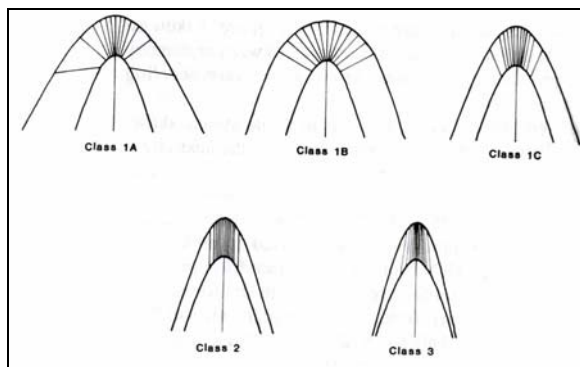


Figura 3.7.7 Clasificación de pliegues de acuerdo a las isógonas.

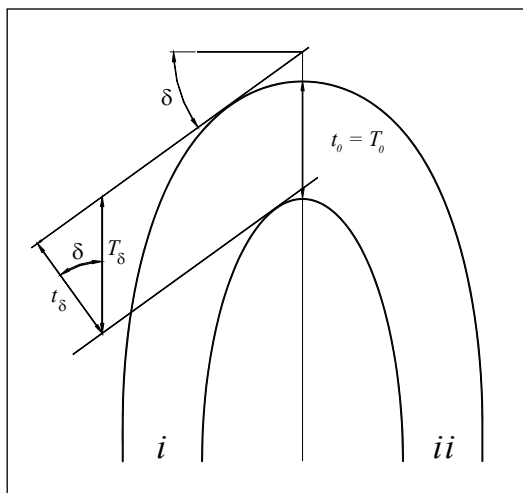


Figura 3.7.8

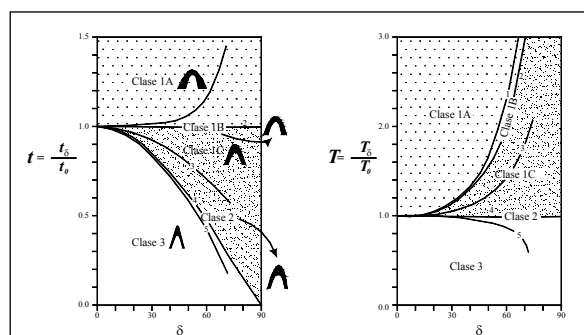


Figura 3.7.9a

Figura 3.7.9b

6. **Clasificación de pliegues por su simetría.** Los pliegues también se pueden describir en términos de su simetría, un pliegue es simétrico cuando ambos flancos tienen la misma inclinación (echado) respecto de la línea de charnela, cuando uno de ellos tiene mayor inclinación que otro es asimétrico y si ambos flancos buzcan en la misma dirección es un pliegue volcado.

Una serie de pliegues sucesivo es simétrica si cada miembro es simétrico y si el modelo que se repite es estrictamente periódico

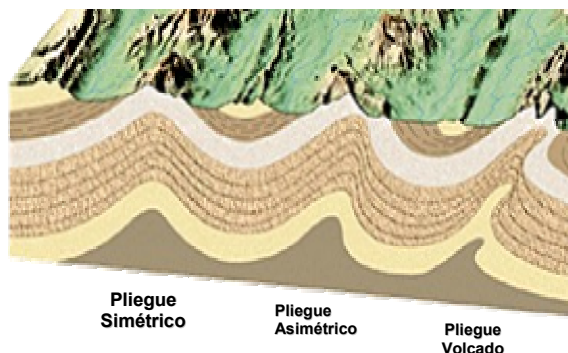


Figura 3.7.9 Clasificación de pliegues por su simetría (tomado de Tarbuck y Lutgens)

#### TRAMPAS PROVOCADAS POR PLEGAMIENTOS

Las trampas estructurales provocadas por plegamientos tienen formas variadas, incluyen:

1. Domos bajos de planta esencialmente circular.
2. Anticlinales estrechos y alargados; pueden ser simétricos o asimétricos, incluso recostados.

La capacidad de un trampa por plegamiento para contener petróleo o gas, depende básicamente del cierre estructural, del espesor de la roca almacén, de la porosidad efectiva de la roca, de la presión del yacimiento y de las condiciones de flujo de fluidos a través de la roca.

Una trampa en la que el plegamiento ha sido el factor predominante en su formación se clasifica como trampa en pliegue, aun cuando el fallamiento y los factores estratigráficos hayan colaborado en mayor o menor medida a conformar el cierre de la trampa.

### III.8 FRACTURAS Y FALLAS

Cada una de las zonas o ámbitos que resultan de una superficie de ruptura se denominan **bloque**; si la superficie de ruptura es horizontal o inclinada, al volumen que queda arriba de la superficie se denomina **bloque de techo** y al volumen inferior **bloque de piso**. El vector de desplazamiento que conecta a puntos originalmente contiguos entre el bloque del techo y el bloque de piso se conoce como **desplazamiento neto**. Las fracturas y fallas son producto de la deformación frágil en cualquier tipo de roca, se forman por esfuerzos cortantes y en zonas de compresión o tensión.

#### FRACTURAS

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan **fracturas** cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad, en sentido paralelo a la propia superficie.

Las fracturas son discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura.

#### FALLAS

Las fallas son superficies de discontinuidad que separan bloques de roca donde ha ocurrido desplazamiento de bloques con movimiento paralelo al plano de discontinuidad. En las figuras 3.8.1 y 3.8.2, se muestran en isométricos las partes que componen una falla.

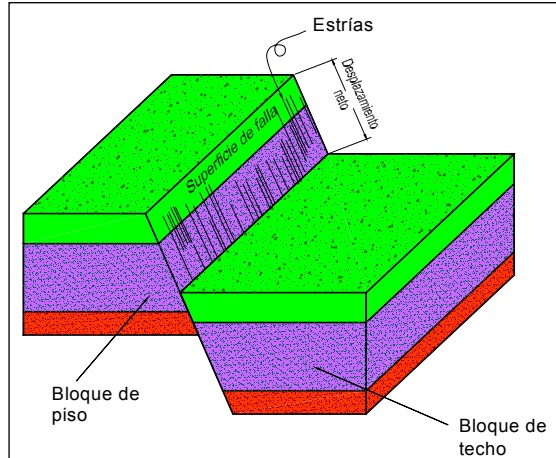


Figura 3.8.1

|                                                     |                                              |
|-----------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| $\overline{AC}$ = Desplazamiento neto               | $\delta$ = Echado de falla                   |
| $\overline{AB}$ = Dirección del desplazamiento neto | $\phi$ = Cabeceo (pitch)                     |
| $\overline{AD}$ = Desplazamiento a rumbo            | $\beta$ = Buzamiento del desplazamiento neto |
| $\overline{DC}$ = Desplazamiento a echado           |                                              |
| $\overline{AF}$ = Salto vertical                    |                                              |
| $\overline{EF}$ = Salto horizontal                  | $\alpha$ = Hade                              |

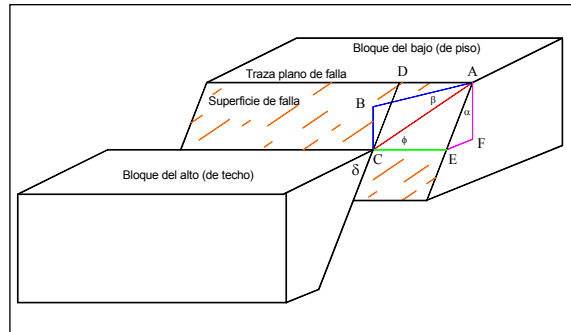


Figura 3.8.2

#### TIPOS DE FALLAS

Las fallas se describen y clasifican generalmente por el echado de la falla, la dirección y el sentido del movimiento. El objetivo principal es definir la actitud de desplazamiento, el sentido de movimiento y la magnitud del desplazamiento neto. Las fallas pueden ser normales, inversas, transcurrentes, rotacionales y de crecimiento. Sus principales características se describen a continuación:

**Falla normal.** Este tipo de fallas se generan por tensión. El movimiento es predominantemente vertical respecto al plano de falla, el cual típicamente tiene un ángulo de 60 grados respecto a la horizontal. El bloque que se desliza hacia abajo se le denomina **bloque de techo**, mientras que el que se levanta se llama **bloque de piso**. Otra manera de identificar estas fallas es la siguiente. Si se considera fijo al bloque de piso (aquel que se encuentra por debajo del plano de falla) da la impresión de que el bloque de techo cae con respecto a este. Conjuntos de fallas normales pueden dar lugar a la formación de Horst y Grabens (Figura 3.8.3).

**Falla inversa.** Este tipo de fallas se genera por compresión. El movimiento es preferentemente horizontal y el plano de falla tiene típicamente un ángulo de 30 grados respecto a la horizontal. El bloque de techo se encuentra sobre el bloque de piso. Cuando las fallas inversas presentan un manto inferior a 45°, estas pasan a tomar el nombre de **Cabalgamiento** (Figura 3.8.4).

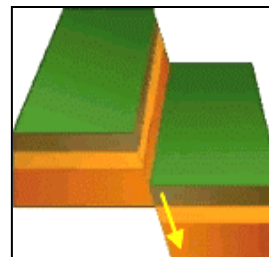


Figura 3.8.3 Falla normal donde se indica el bloque de techo y de piso

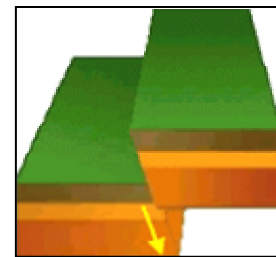


Figura 3.8.4 Falla inversa donde se indica el bloque de techo y de piso

**Falla transcurrente.** Si el movimiento de los bloques se da en dirección del rumbo del plano de falla, corresponde a una falla de transurrencia o falla lateral, pudiendo ser lateral izquierda o lateral derecha. La falla es derecha cuando el observador identifica que el bloque de enfrente se desplaza en forma dextral, y es izquierda cuando dicho bloque se desplaza de manera sinistral (Figura 3.8.5).

**Falla rotacional o de tijera.** Si el movimiento entre los bloques es rotacional, se dice que es una falla rotacional, cilíndrica o de tijera (Figura 3.8.6).

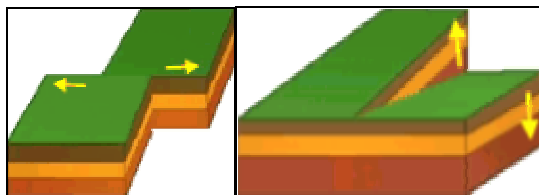


Figura 3.8.5 Falla transcurrente

Figura 3.8.6 Falla rotacional o de tijera

**Falla de crecimiento.** Tienen una componente de desplazamiento similar a una falla normal, a través de cuya superficie de falla existe un incremento del espesor de unidades litoestratigráficas. En este caso la gravedad, el agua, la composición, la cantidad (volumen) y tipo de sedimento influyen para que se formen.

#### MATERIALES E INDICADORES CINEMÁTICOS ASOCIADOS AL PLANO DE FALLA

Cuando ocurre la ruptura de un bloque y uno o los dos bloques formados se desplazan (movimiento relativo) de forma paralela al plano de discontinuidad, se forma la superficie de falla, en la cual o en su entorno se tienen materiales triturados, recristalizados o metamorfizados que se originaron como resultado del movimiento de los bloques. Estos materiales se clasifican y se describen en función de su composición, tamaño y textura. Se conocen como brecha de falla, microbrecha, millonita, blastomillonita, pseudotaquilita, etc.

Los rasgos asociados al plano de falla que nos indican dirección y sentido del desplazamiento de los bloques se denominan **indicadores cinemáticos**, éstos son muy variados y están en función del tipo de materiales, la forma, geometría, tamaño, etc. Los indicadores cinemáticos más importantes son: estrías, fracturas de tensión escalonadas, foliación sigmoidal, estructuras S-C, libros rotados, pliegues de arrastre, pliegues de funda, espejos y escalones de falla.

**Estrías.** Líneas finas arriba de un plano de falla. Estas líneas indican además la orientación del desplazamiento y posiblemente el sentido. Se encuentra en casi todos los lugares y el reconocimiento es fácil.

**Brechas de falla.** Por la energía del movimiento algunas veces las rocas en la zona de falla se rompen y se quiebran, para formar una brecha tectónica o brecha de falla las brechas de fallas normalmente muestran una dureza menor a las rocas no afectadas. Por eso morfológicamente una brecha de falla se ve como depresión.

**La milonita** es una roca metamórfica que se formó por las fuerzas tectónicas, los minerales (cuarzo) se ven elongados hacia la dirección principal del movimiento las Milonitas son generalmente duras y bien resistentes contra la meteorización.

#### CONCEPTOS ASOCIADOS A FALLAS

**Horst, macizo tectónico o pilar tectónico.** Es una región elevada limitada por dos fallas normales, paralelas. Puede ocurrir que a los lados del horst haya series de fallas normales; en este caso, las vertientes de las montañas estarán formadas por una sucesión de niveles escalonados. En general, los macizos tectónicos son cadenas montañosas alargadas, que no aparecen aisladas, sino que están asociadas a fosas tectónicas. Estructura positiva semejante a un pilar (sobre el bloque del piso), delimitada por dos fallas normales.

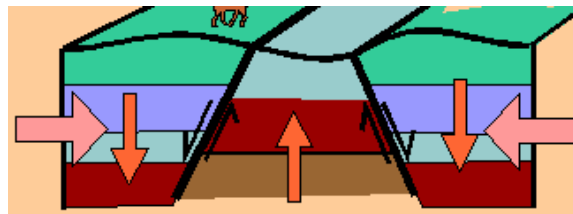


Figura 3.8.7 Horst o pilar tectónico

**Graben o fosa tectónica.** Es una asociación de fallas que da lugar a una región deprimida entre dos bloques levantados. Las fosas tectónicas se producen en áreas en las que se agrupan al menos dos fallas normales. Las fosas forman valles que pueden medir decenas de kilómetros de ancho y varios miles de kilómetros de longitud. Los valles se rellenan con sedimentos que pueden alcanzar cientos de metros de espesor. Estructura negativa semejante a una fosa (sobre el bloque del techo), delimitada por dos fallas normales.



Figura 3.8.8 Graben o fosa tectónica

**Cabalgadura.** Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de uno a diez Km.

**Sobrecorrimiento.** Falla inversa en la cual el desplazamiento es de diez a cuarenta Km.

**Napa.** Falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a cuarenta Km.

**Décollement.** Falla inversa en la cual el desplazamiento se debe a un proceso gravitatorio. También se conoce como décollement a las superficies de despegue.

**Klippe.** Afloramiento aislado del bloque de techo en una falla inversa de ángulo bajo, constituido de rocas alóctonas, rodeado por afloramientos continuos del bloque de piso.

**Zona de falla.** Es una zona de rompimiento y trituración donde no se observa una superficie en particular; puede corresponder con una región tabular que contenga varias fallas sensiblemente paralelas.

#### IMPORTANCIA DE LAS FALLAS EN LA FORMACIÓN DE YACIMIENTOS PETROLEROS

El fallamiento normal o gravitacional combinado con un echado homoclinal regional, puede formar trampas. Puede tratarse de una única falla curva, de la intersección de dos fallas o de la combinación de varias fallas. El fallamiento normal combinado con leves plegamientos, forma muchos yacimientos, a medida que el plegamiento se hace mas agudo, la trampa se hace mas definida; las trampas de este tipo son muy frecuentes en anticlinales alargados y en domos. A menudo un sistema de fallas divide a un campo petrolero en yacimientos separados; cuando esto sucede, los planos de fallas pueden transformarse en límites de yacimiento y sellarlos al tener materiales impermeables.

## **Conceptos Sedimentológicos, Estratigráficos y Estructurales en la Geología de Yacimientos de Fluidos**

### **CONCLUSIONES**

- Se generó un material impreso y digital con textos, tablas, esquemas y figuras de los conceptos sedimentológicos, estratigráficos y estructurales, útiles en el conocimiento de los yacimientos de fluidos.
- Se desarrolló el tema de sedimentología de una forma amplia y detallada para que los interesados en esta área del conocimiento de Ciencias de la Tierra complementen u obtengan los conocimientos necesarios acerca de la génesis de las secuencias sedimentarias y como en estos materiales se pueden llegar a formar yacimientos de hidrocarburos y acuíferos. Es importante comprender cual fue el ambiente sedimentario donde se originaron y que características físicas, químicas y biológicas tenía.
- El concepto de estratigrafía fue abordado con temas actualizados como es la estratigrafía de secuencias y los fundamentos de facies sísmicas que permiten conocer con gran precisión las principales características de las secuencias estratificadas que se encuentran a distintas profundidades en el subsuelo, por medio de secciones sísmicas.
- Se desarrolló lo relacionado al tiempo geológico y a los fósiles que son de gran utilidad en exploración petrolera ya que nos ayudan en la caracterización de las secuencias estratigráficas. El tema de estratigrafía es de importancia por lo que los estudiantes de Ingeniería Petrolera deben tener claros estos conceptos, de estratigrafía ya que en México existen yacimientos de hidrocarburos en trampas estratigráficas y si no se cuenta con este conocimiento no se tendrá un desarrollo eficiente de estos recursos.
- La geología estructural es de importancia, ya que en el subsuelo la mayoría de las secuencias se presentan deformadas además de que una gran parte de los yacimientos en rocas Mesozoicas en México se encuentran en pliegues anticlinales o pliegues dislocados por fallamiento, es decir, en trampas estructurales. En lo que corresponde a fracturas, encontramos secuencias sedimentarias naturalmente fracturadas en muchas secuencias como ocurre en la Sonda de Campeche, siendo este campo el más importante en la extracción de hidrocarburos en el país.
- Debido a los cambios en los planes y programas de estudio de la carrera de Ingeniería Petrolera se modificaron los contenidos de la asignatura por lo que se actualizó la literatura existente de manera mas amplia y profunda.
- Este trabajo servirá como material didáctico ayudando a un aprendizaje más significativo de los estudiantes de Ingeniería Petrolera y carreras afines.
- También servirá como base para elaborar el libro de apuntes de Geología de Yacimientos de Fluidos para generaciones posteriores donde se aplique el nuevo plan de estudio de Ingeniería Petrolera.
- El conocimiento de los conceptos descritos en el presente trabajo forma una base fundamental para el Ingeniero Petrolero, encargado de perforar y producir los fluidos de manera eficiente.
- Conocer las geometrías de las rocas del subsuelo permitirá a los Ingenieros Petroleros calcular con mayor precisión los volúmenes de hidrocarburos y por lo tanto calcular reservas.



## 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.

ARELLANO Gil Javier. Ejercicios de Geología Estructural México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2002, 166 p.

ARDUNI, Paolo y Giorgio Terruzzi. Guía de Fósiles. 2ª ed. Grijalbo, México. 1987. 319p.

BELOUSOV, V., 1979, Geología Estructural: Mir, Moscú, 303 p.

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.

BOMBOLAKIS, E.G., 1968, Mohr circle analysis of infinitesimal strain. N.S.F. Advanced Science Seminar in Rock Mechanics for College Teachers of Structural Geology (R. E. Riecker, ed.), Air Force Cambridge Research Lab., Bedford, Mass, 119-134 p.

BRACE, W. F., 1961, Mohr construction in the analysis of large geologic strain. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1059-1080 p.

BROUSSE R., Ayoboin J., Lehman, J. P. Tratado de Geología Tomo I, Petrología, Omega Inc., 1981.

CHAPPLE, W. M., 1968, Finite homogeneous strain and related topics N.S.F. Advanced Science Seminar in Rock Mechanics for College Teachers of Structural Geology (R. E. Riecker, ed.), Air Force Cambridge Research Lab., Bedford, Mass, 317-352 p.

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.

COSGROVE, W. J., 2001, Hydraulic Fracturing During the Formation and Deformation of a Basin: A Factor in the Dewatering of Low-Permeability Sediments. American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 85, 737-748 p.

DAVIS, H. G., 1996, Structural Geology of rocks and Regions. John Wiley & Sons, New York., 776 p.

DONATH, F. A., and Parker, R.B., 1964, Folds and Folding. Geol. Soc. American Bull., v.75, 45-62 p.

DUNBAR, Carl O. y John Rodgers. Principios de Estratigrafía. Trad. Manuel Alvarez Jr. 6ª impresión. Continental, México. 1979. 422p.

DURELLI, A. J., Phillips, E. A., and Tsao, C. H., 1958, Introduction to the Theoretical and Experimental Analysis of Stress and Strain. McGraw-Hill, New York., 230 p.

FLEUTY, M.J., 1964, The Description of Folds. Geol. Assoc. Proc., v. 75, pt. 4, 461-489, p.

FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. Hemphilis, 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.

HANDIN, J., 1966, "Strength and Ductility. in. handbook of Physical Constants" (S.P.Clark, ed.) : Geol. Soc. America memoir 97, 223-289 p.

HANDIN, J., Friedman, M., Min, K. D., and Pattison, L.J., 1976, "Experimental Folding of rocks under confining pressure": Part II. Buckling of multileveled rock beams. Geol. Soc. America Bull., v. 87, 1035-1048 p.

HOBBS, B. E., Means ,W.D., and Williams, P. F., 1976, An outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney, Toronto, 571 p.

HOBBS, B. E., Means, W. D., and Williams, P. F., 1984, Geología Estructural. Omega, 518 p.

JAEGER, J. C., 1969, Elasticity, Fracture and Flow. 3ª. Edition, Methuen, London.

JOHNSSON, M.J. y A. Basu. Processes controlling the composition of clastic sediments: Geological Society of America Special Paper 284. 1993.

JOLLY R. J. H. and D. Sanderson, J., 1997, A Mohr Circle Construction for the Opening of a Pre-Existing Fracture, Journal of Structural Geology, v. 19, no. 6, 887-892 p.

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.

MARSHAK, S. Mitra.G., 1988, Basic Methods of Structural geology. John Wiley, & Sons, New York, 446 p.

MARRETT Randall and Peacock, C. P. David., 1999, Strain and Stress, Journal of Structural Geology, v. 21, 1057-1063 p.

McCLAY Ken and Bonora, Massimo, 2001, Analog Models of Restraining Stepovers in Strike-Slip Fault Systems, American Association of Petroleum Geologists, v. 85, no. 2, 223-260 p.

MEANS, W. D., 1976 Stress and Strain, Basic concepts of Continuum Mechanics for Geologists. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 546 p.

MIALL, A.D. Principles of Sedimentary Basin Analysis, Springer Verlag, 1984. 490p.

NIETO-Samaniego, Ángel F., 1999, Stress, Strain and Fault Patterns, Journal of Structural Geology, v. 21, 1065-1070 p.

OLIVER Withjack M. and Callaway Sybil, 2000, Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence, American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 84, 627-651 p.

PADILLA y Sánchez, R.J., Apuntes de Geología estructural. División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM, 128 p.

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.

PRICE, N. J., 1966, Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock. Pergamon, Oxford, 380 p.

RAGAN, D.M., 1973, Structural Geology, An introduction to Geometrical Techniques. 2<sup>nd</sup> Edition, John Wiley & Sons, New York, London, Sydney, Toronto, 208 p.

RAMSAY, J. G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, 508 p.

READING, H.G. Sedimentary Environments and Facies. 2ª ed. Osney Mead, Oxford, London. 1986. 615p

ROUBY Delphine, Xiao Hongbin, and Suppe, John, 2000, 3-D Restoration of Complexly Folded and Faulted Surfaces Using Multiple Unfolding Mechanisms, American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 84, 805-829 p.

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.

STEWART, S. A., 2001, Displacement Distributions on Extensional Faults: Implications for Fault Stretch, Linkage, and Seal, American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 85, 587-600 p.

STIPPES, M., Wempner, G., Stern, M., and Beckett, R., 1961, An Introduction to the Mechanics of Deformable Bodies. Merrill, Columbus, Ohio, 610 p.

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.

TURNER, F. J., and Weiss, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New York, 545 p.

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.

YIELDING, Overland, J.A. and Byberg G., 1999, Characterization of fault zones for reservoir modeling: An examples from the Gullfacks fields, northern north sea, American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 83, 925-951 p.

<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.htm> ml#Ciencias que estudian los suelos

[http://natureduca.iespana.es/geol\\_geodinint\\_tectonica2.htm](http://natureduca.iespana.es/geol_geodinint_tectonica2.htm)

<http://www.cec.uchile.cl/~srebolle/>

<http://geminis.geociencias.unam.mx/~afns/Apuntes.htm>

<http://web.usal.es/~gabi/APUNTES/TEMA1.PDF#search=GEOLOGIA%20ESTRUCTURAL>

[http://www.acazorla.com/geoiberia/ayuda/tiempo\\_geolog.htm](http://www.acazorla.com/geoiberia/ayuda/tiempo_geolog.htm)