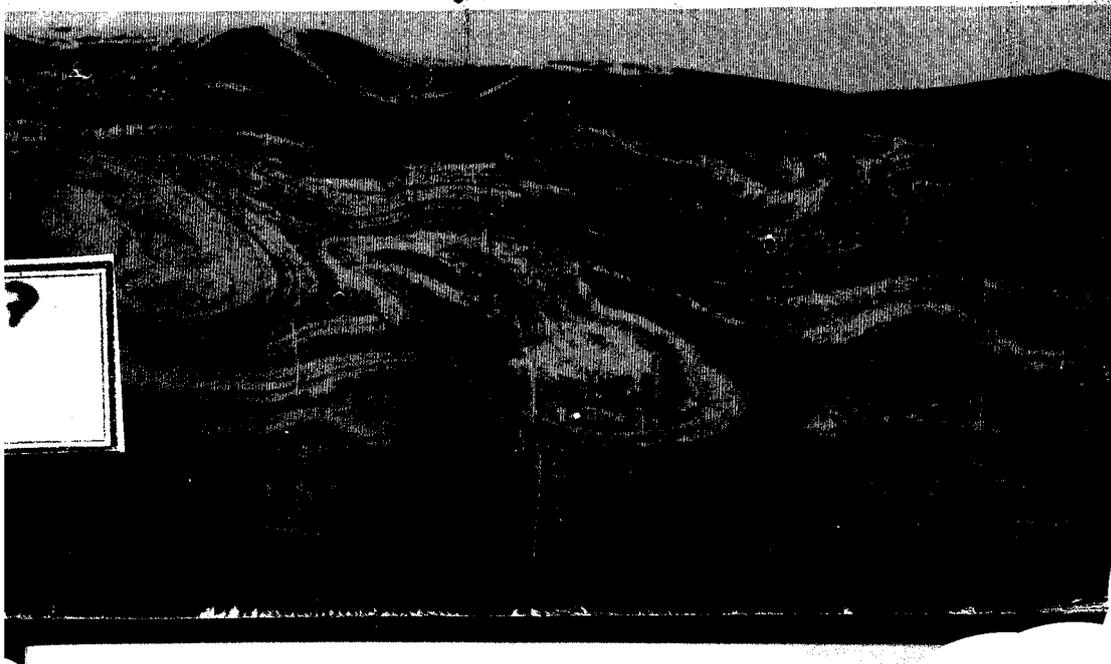
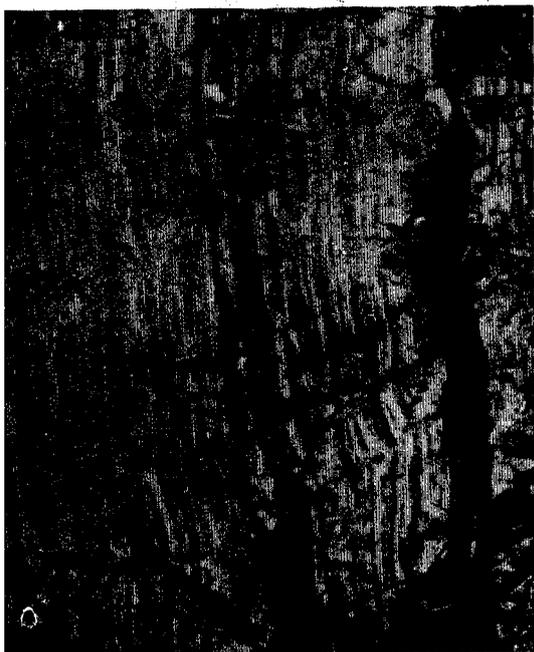


# ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Félix J. Quintas Caballero



# ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Ing. Félix J. Quintas Caballero



Editorial  
Pueblo y Educación

Este libro,  
en tus manos de estudiante,  
es instrumento de trabajo  
para construir tu educación.  
Cuidalo,  
para que sirva también  
a los compañeros que te sigan.

Edición: Elsa María Silva Savón  
M. Sc. Luis E. Gutiérrez Fernández  
Diseño: Hector Moreño Delgado  
Ilustración: Enrique Torres Quesada  
Pedro Scull Jorge  
Miguel Artiles Acosta

©Félix J. Quintas Caballero, 1986  
©Editorial Pueblo y Educación, 1986

EDITORIAL PUEBLO Y EDUCACIÓN  
Calle 3ra. A No. 4605, entre 46 y 60,  
Playa, Ciudad de La Habana

SNLC: CU 01.15270.x

---

*El presente libro Estratigrafía y sedimentología ha sido confeccionado con el fin de poner en manos de los estudiantes de las especializaciones de Geología y Geofísica, una guía que los oriente paso a paso en el conocimiento de la estratigrafía, la cual es uno de los pilares básicos de las ciencias geológicas.*

*Los ocho capítulos de que consta el texto, siguen de modo general el orden de materias tratadas en el programa analítico del curso de Estratigrafía y sedimentología, que se imparte en la Facultad de Geología del Instituto Superior Minerometalúrgico. Los temas se presentan siguiendo el principio de ir de lo simple a lo complejo y discriminando las cuestiones generales de las particulares, así como partiendo del análisis de los procesos sedimentológicos y sus productos finales, como una relación causa-efecto, y expresión de parte de los procesos evolutivos que experimenta y ha experimentado nuestro planeta.*

*En primer lugar, se estudian los medios de sedimentación, y, posteriormente, se pasa a un proceso inverso: la deducción de los paleoambientes, sobre la base del análisis complejo de las secuencias de rocas sedimentarias partiendo, entre otras cosas, del conocimiento de los principios básicos de la geología y de la estratigrafía.*

*Un aspecto que se discute tanto en su significado práctico como filosófico, es el de las unidades estratigráficas y su correlación, asunto este que es de gran interés, ya que dichas unidades son la base sobre la cual descansan las investigaciones estratigráficas, y ellas aportan los datos necesarios para poder reconstruir la evolución geológica de cualquier región.*

*Este libro puede servir de consulta a los egresados de ingeniería geológica, porque profundiza y ejemplifica muchos problemas básicos de la estratigrafía, aunque es necesario remitirse a otros libros más especializados para complementar adecuadamente algunos aspectos teóricos y prácticos; es obvio, también, que la teoría y los métodos de trabajo que contiene este texto deben conjugarse con la práctica, como instrumento eficaz para elevar la experiencia profesional y retroalimentar y solidificar los conocimientos teóricos adquiridos.*

*Esta obra tiene la importancia, que no puede pasarse por alto, de ser una de las pocas que existen de esta disciplina en el idioma español.*

*Una de las fuentes de información de este libro la constituyen las conferencias de Estratigrafía que durante diez años ha impartido el autor, en el transcurso de los cuales estas se fueron enriqueciendo tanto desde el punto de vista científico como pedagógico.*

*Esperamos que los conocimientos transmitidos en cada capítulo contribuyan a formar geólogos que valoren en su magnitud a la estratigrafía como arma importante en la ejecución de los trabajos e investigaciones geológicas.*

El autor

# ÍNDICE

<b>Capítulo 1 Introducción</b>	
1.1 Estratigrafía. Definición y generalidades.....	6
1.2 Principios básicos de la estratigrafía.....	7
<b>Capítulo 2 Estudio de los medios de sedimentación</b>	
2.1 Definición y generalidades de los medios de sedimentación.....	10
2.2 Propiedades de los medios de sedimentación.....	11
2.3 Elementos del medio de sedimentación.....	12
2.4 Factores del medio de sedimentación.....	13
2.5 Modelo sedimentogenético generalizado. Clasificación de los medios de sedimentación.....	15
2.6 Medios fluviales de sedimentación.....	17
2.7 Medio lacustre de sedimentación.....	24
2.8 Medio de sedimentación glaciario.....	29
2.9 Desiertos.....	32
2.10 Medios transicionales. Características generales.....	34
2.11 Medios marinos de sedimentación.....	44
2.12 Características principales de los medios marinos.....	47
2.13 Medios marinos con circulación restringida. Características generales.....	57
<b>Capítulo 3 Análisis estratigráfico de las rocas sedimentarias</b>	
3.1 Análisis del contenido paleontológico de las secuencias sedimentarias.....	66
3.2 Texturas de las rocas sedimentarias.....	77
3.3 Granulometría, selección y redondez de los sedimentos clásticos.....	88
3.4 Composición mineralógica y características químicas de las rocas sedimentarias.....	91
3.5 Clima, relieve y tipo e intensidad de los procesos exógenos en la fuente de suministro.....	96
3.6 Sedimentos y rocas como indicadores de los medios de sedimentación.....	97
<b>Capítulo 4 Estratificación y secuencias estratificadas</b>	
4.1 Simetría de las series rítmicas cíclicas.....	106
4.2 Ciclotemas.....	108
4.3 Sedimentación cíclica en las series de evaporitas.....	112
4.4 Flysch.....	113
4.5 Series transgresivas y regresivas.....	120
4.6 Definición y génesis de algunos cuerpos sedimentarios.....	122
<b>Capítulo 5 Facies</b>	
5.1 Concepto <i>facies</i> .....	124
5.2 Ley de Walther y Golovskinsky.....	126
5.3 Tipos de facies.....	126
5.4 Cambios de facies.....	128

<b>Capítulo 6 Unidades estratigráficas. Correlación de las unidades estratigráficas</b>	
6.1 Unidades estratigráficas. Definición.....	136
6.2 Breve esbozo histórico del establecimiento de las unidades estratigráficas.....	136
6.3 Unidades litoestratigráficas. Definición y sistemática.....	140
6.4 Unidades geocronológicas y cronoestratigráficas.....	149
6.5 Unidades bioestratigráficas.....	158
6.6 Correlación estratigráfica. Definición.....	162
6.7 Correlación cronoestratigráfica.....	173
<b>Capítulo 7 Tectónica y sedimentación</b>	
7.1 Sedimentación y velocidad de hundimiento.....	179
7.2 Discordancias. Definición. Tipos de discordancias.....	183
7.3 Asociaciones litológicas.....	189
<b>Capítulo 8 Métodos de trabajo estratigráfico</b>	
8.1 Análisis de los trabajos geológicos precedentes.....	197
8.2 Trabajos de campo.....	202
8.3 Trabajos de laboratorio.....	206
8.4 Trabajos de gabinete.....	206
<b>Bibliografía</b>	

## Introducción

### 1.1 Estratigrafía. Definición y generalidades

La estratigrafía es la ciencia geológica que estudia las rocas sedimentarias, lo que viene implícito en la etimología de la palabra, la cual se compone de las locuciones *stratum* (del latín), que significa manto o capa, y *graphe* (del griego), que significa descripción, o sea, descripción de la capa o manto.

Las rocas sedimentarias ocupan un pequeñísimo volumen en la corteza terrestre; pero, sin embargo, se extienden sobre las tres cuartas partes de la superficie terrestre; de ahí que el estudio integral de estas sea un tema de gran interés científico y económico debido a que sus características litológicas, texturales y paleontológicas brindan una información amplia sobre el desarrollo evolutivo de las geosferas desde los estadios primigenios en que se formó la corteza primitiva y comenzaron a ocurrir los procesos exógenos generadores de las rocas sedimentarias; también sobre la evolución de las especies, desde formas muy simples y primitivas hasta seres cada vez más complejos, organizados y especializados. En las rocas sedimentarias se localizan algunos yacimientos de carbón, sal gema, fosfatos, calizas, petróleo y gas, piedras ornamentales, arcillas, así como pueden ser magníficos y vastos depósitos de agua subterránea; de ahí, que su estudio tenga un significado económico considerable.

Los estudios estratigráficos se efectúan por métodos complejos: geológicos, geofísicos, etcétera, que traen como consecuencia el análisis actual o retroactivo de los procesos sedimentogénicos en todos sus aspectos, basados en el análisis de los sedimentos, de los fósiles contenidos en las rocas, y en la deducción del tiempo geológico en que actuaron estos procesos. En conclusión, podemos afirmar que el análisis estratigráfico permite discernir sobre las relaciones espacio-temporales de las secuencias sedimentarias, su génesis, y la evolución de los medios de sedimentación.

Aunque nosotros hemos definido de manera simple el concepto *estratigrafía*, no es menos cierto que no existe un consenso mundial en la definición de esta ciencia. M. Weller señala que esencialmente existen dos escuelas bien definidas: la europea, según la cual la estratigrafía es el estudio de las secuencias estratificadas que hace énfasis, fundamentalmente, en el contenido fosilífero; y, la norteamericana, la cual establece que la estratigrafía es la rama de la geología que trata del estudio e interpretación de las rocas estratificadas y sedimentarias. Esto implica la iden-

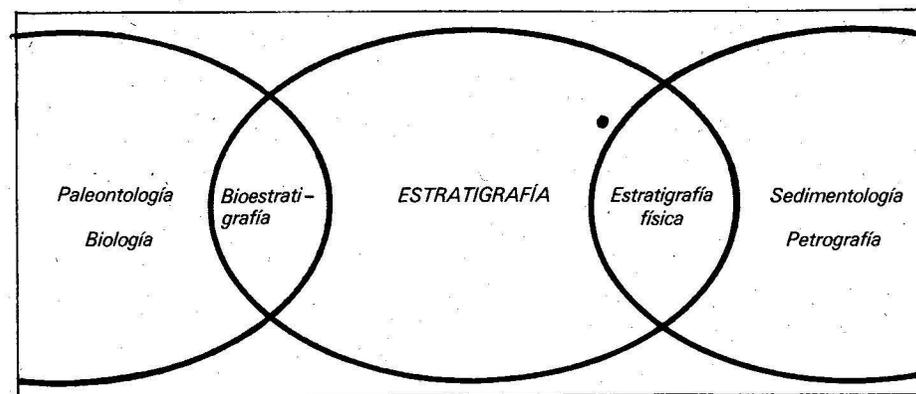


Fig. 1.1 Relación de la estratigrafía con otras ciencias geológicas.

tificación y descripción de las rocas, el estudio de las secuencias, tanto vertical como horizontalmente, y el mapeo y la correlación de las unidades estratigráficas.

En esencia, en este libro nos acercamos bastante a la escuela norteamericana, sin dejar a un lado el estudio de los fósiles, lo cual significaría un sincretismo entre ambas concepciones.

Según Krumbien y Sloss, la estratigrafía se ha ramificado en dos direcciones: la *estratigrafía física*, que se basa en el estudio de las propiedades físicas, químicas, mineralógicas y petrográficas de los sedimentos y rocas sedimentarias, así como en el análisis de los procesos sedimentológicos que ocurren en los medios de sedimentación actuales, y la *bioestratigrafía*, basada en el análisis de la biota fósil y de las biofacies, y que tiene por objeto la reconstrucción paleoecológica.

Las ciencias geológicas que están más íntimamente relacionadas con la estratigrafía son la geología estructural, la paleontología, la geología histórica y la petrografía sedimentaria, y es importante también la contribución de la sedimentología en el análisis estratigráfico (fig. 1.1).

Cualquier investigación estratigráfica requiere del análisis previo de las estructuras, ya que este permite esclarecer la posición espacio-temporal de las rocas sedimentarias y las relaciones tectono-sedimentarias.

La petrografía sedimentaria clasifica y estudia la composición mineralógica de las rocas sedimentarias, aportando datos valiosos al estratigrafo, lo cual unido al estudio paleontológico, facilita el análisis de los paleoambientes para llegar a las conclusiones de sus características principales; por los estudios sedimentológicos, basados en la medición y observación de los procesos sedimentológicos de los medios actuales, se puede discernir, por los efectos de los procesos registrados en las rocas sedimentarias, el paleoambiente sedimentario y ecológico.

### 1.2 Principios básicos de la estratigrafía

Para la realización de cualquier trabajo estratigráfico se requiere de la aplicación de tres principios fundamentales: el principio de la superposición, el principio del uniformitarismo o actualismo y el principio de la correlación paleontológica. Pasaremos a continuación, a analizar el contenido esencial de estos principios estratigráficos.

## Principio de la superposición

N. Steno (1638-1686), físico danés establecido en Florencia, intentó explicar el origen de las montañas y los valles y su evolución; publicó su hipótesis en 1669; en esta publicación llegó a una conclusión simple, pero trascendental, en la cual estableció que en una sucesión sedimentaria las capas inferiores son más viejas que las superiores. Esta hipótesis fue ampliamente divulgada por G. Arduino (1714-1795), en Italia, y J. G. Lehmann (1719-1767), en Alemania y Rusia.

Pero en el campo podemos encontrar capas más antiguas descansando sobre las más jóvenes, debido a que la secuencia se encuentra invertida, por lo que para aplicar correctamente este principio es necesario determinar si la secuencia está en posición normal o no; esto se puede conseguir analizando las texturas sedimentarias.

## Principio del uniformitarismo o actualismo

J. Hutton (1726-1797) fue un eminente científico escocés, quien de manera simultánea estudió leyes, medicina, química y agricultura. No fue geólogo, pero trató de explicar el desarrollo de la Tierra desde una posición materialista dialéctica; esto entraba en contradicción con la filosofía idealista y religiosa imperante en la época. Hutton observó los procesos geológicos que acaecían en su tiempo: la erosión fluvial, la erosión costera, etcétera., y llegó a la conclusión de que la formación de todas las rocas puede explicarse sobre la base del análisis de los procesos que tienen lugar en la actualidad, o sea, como popularmente se conoce, «el presente en la clave del pasado». Esta hipótesis provocó una aguda controversia por sus conceptos revolucionarios sobre el desarrollo de la Tierra, pero en la actualidad se considera que su aplicación correcta debe tener en cuenta las grandes transformaciones de la geosfera y sus interacciones a lo largo de la historia geológica. En 1795 publicó sus ideas en el libro *Teoría de la Tierra*, que tuvo escasa circulación, las cuales fueron, más eficientemente divulgadas por J. Playfair en 1802, en su libro *Ilustraciones de la teoría huttoniana*, y por Sir Ch. Lyell (1797-1875), en *Principios de la geología*, donde defendió el principio del actualismo.

## Principio de la correlación paleontológica

A. W. Smith (1769-1839), ingeniero inglés, se le considera el «padre de la paleontología», dados sus aportes considerables en esta rama, en la cual introdujo el principio de la correlación paleontológica. Los trabajos que realizó en las minas de carbón, los canales y los caminos le permitieron observar que las distintas secuencias de rocas estratificadas no solamente se pueden identificar por sus características litológicas, sino que los fósiles contenidos se diferencian en función de la posición de las secuencias estratigráficas. Este principio fue formulado por Smith en 1790, y posteriormente fue enriquecido por las investigaciones de G. L. Cuvier (1769-1832) y A. Brongniart (1770-1847), quienes estudiaron los fósiles contenidos en las formaciones de la Cuenca de París, llegando a iguales conclusiones que Smith. Sin embargo, la explicación de las causas de la igualdad o diferencia de los fósiles contenidos fue atribuida a grandes catástrofes que ocurrían periódicamente y que destruían las formas antiguas y creaban otras nuevas. Esta interpretación idealista, negadora del proceso evolucionista de las especies, fue ampliamente rebatida por Ch. Darwin (1809-1882) y con anterioridad por J. B.

Lamarck (1744-1829) y G. Saint-Hilaire (1772-1844), quienes demostraron la continuidad e irreversibilidad del proceso evolutivo que da lugar a la transformación y proliferación de las especies. A la luz del avance científico del presente, es obvia la gran visión de Smith: *dos secuencias de igual edad deben tener los mismos fósiles, ya sea por ser del mismo género y especie, o por su grado evolutivo.*

Lo anterior explica que las asociaciones de los fósiles, como representantes de la biocenosis del pasado geológico, demuestran un momento en la historia geológica de la evolución de las especies y, por tanto, un intervalo isócrono entre las secuencias con igual contenido paleontológico.

## Estudio de los medios de sedimentación

### 2.1 Definición y generalidades de los medios de sedimentación

Una de las principales tareas en la reconstrucción de la evolución geológica de cualquier zona se basa en determinar el paleoambiente de sedimentación y sus propiedades, así como en la interpretación paleoecológica. Los sedimentos no se acumulan de manera permanente y en gran volumen en cualquier parte de la Tierra; los sedimentos se acumulan en los lugares bajos y en las depresiones de la superficie terrestre donde existen condiciones físicas, químicas y biológicas determinadas. Los cuerpos sedimentarios presentan una serie de propiedades como son la forma, el volumen y la extensión de estos, así como su composición, textura y estructura. Esas propiedades de los cuerpos sedimentarios, no son más que el conjunto de efectos producidos por innumerables causas intrínsecas y extrínsecas al lugar de sedimentación y que posteriormente pasaremos a analizar. Pero antes resultaría conveniente preguntarnos: ¿por qué es necesario el estudio de la sedimentación actual? Para responder a esta pregunta hay que recordar que uno de los principios básicos de la geología es el actualismo o uniformitarismo. Si queremos interpretar los paleoambientes es imprescindible conocer las leyes que rigen los procesos sedimentológicos actuales, los factores que influyen en ellos y los tipos y características de los sedimentos producidos; así podremos, por analogía, deducir los ambientes sedimentarios del pasado geológico y su interacción con el medio circundante (climático, fisiográfico y tectónico).

Antes de analizar las propiedades de los ambientes de sedimentación, es necesario estudiar algunas cuestiones importantes del proceso petrogenético de las rocas sedimentarias.

Los sedimentos que se acumulan en un medio de sedimentación pueden provenir de zonas externas, o pueden ser producidos en el medio; los que se acumulan en los mares de plataformas pueden provenir de las zonas continentales o insulares, donde las rocas se denudan, y sus productos denudativos, en parte arenosos, son transportados hacia el mar. Pero las arenas pueden formarse por la destrucción de las conchas calcáreas de gasterópodos, pelecipodos y otros animales bentónicos, o pueden provenir de la destrucción de los acantilados costeros. Teniendo en cuenta su origen, podemos clasificar los sedimentos en *terriígenos*: aquellos que provienen de los continentes e islas, y *oceanógenos*: los que se forman en el océano

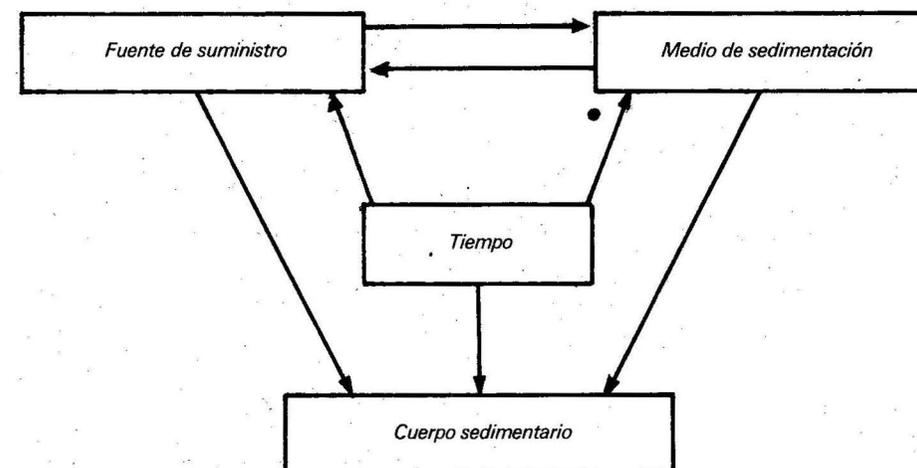


Fig. 2.1 Petrogénesis de las rocas sedimentarias.

universal. En los continentes y en los océanos ocurren procesos meteóricos y erosivos que destruyen las rocas y tienden a rebajar el relieve, a la par de procesos acumulativos o constructivos.

Estos procesos, contrarios en su esencia, actúan con mayor o menor intensidad en dependencia de las condiciones climáticas, fisiográficas, tectónicas y de la posición de la línea costera; pero, en general, tienden a establecer una superficie de equilibrio, uniforme, donde sean eliminadas las elevaciones por desgaste, y rellenadas las depresiones por acumulación. Los productos denudativos, o cargas sedimentarias, son transportados por diversos agentes como los hielos, el viento o el agua, a distancias variables, pero los sedimentos pueden quedar *in situ*, como es el caso de los restos de plantas acumuladas en los pantanos, y en las costas de algunos mares neríticos. La fuente de suministro puede encontrarse, entonces, en el medio de sedimentación o fuera de él.

¿De qué dependen las propiedades de los sedimentos? Si existe una interacción de la fuente de suministro con el medio de sedimentación, en un tiempo determinado, podríamos afirmar que las propiedades de las secuencias sedimentarias dependen de la relación dialéctica de la naturaleza circundante, de la fuente de suministro y del medio de sedimentación, durante el tiempo en que se acumuló la secuencia sedimentaria (fig. 2.1).

### 2.2 Propiedades de los medios de sedimentación

Existe una gran diversidad de medios de sedimentación, que se diferencian notablemente entre sí, que se reflejan en la gran variabilidad de las rocas sedimentarias; pero los medios de sedimentación presentan una serie de rasgos comunes y de propiedades, entre los que tenemos:

- a) se transforman con el tiempo;
- b) presentan un grado de uniformidad variable y
- c) poseen elementos y factores que condicionan al proceso sedimentológico.

Pasaremos a analizar estas propiedades, tomando como ejemplo el medio marino nerítico y el medio fluvial, indistintamente. El medio marino nerítico, que es el más cercano a las zonas continentales e insulares, es el medio marino más inestable. Con el transcurso del tiempo, la elevación o hundimiento de las costas y de los fondos infralitorales y circalitorales, producen la transformación del ambiente, incluso hasta su total desaparición. La Formación Maquey, de edad Oligoceno, en la provincia Guantánamo, aflora extensamente en la meseta de Yateras, y su composición litológica y paleontológica indican que se acumuló en un mar nerítico somero, pero ese mar del Oligoceno desapareció al elevarse la zona en tiempos posteriores. La transformación del medio puede deberse, entre otras cosas, a la acción de los movimientos tectónicos, a las modificaciones climáticas y al relleno sedimentario de la cuenca de sedimentación, como sucede en los cauces fluviales abandonados, en las llanuras de inundación, que son de duración efímera, pues los sedimentos que llegan a ellos durante las avenidas poco a poco rellenan y transforman el ambiente.

Los medios de sedimentación pueden presentar condiciones homogéneas o heterogéneas. Los medios fluviales, por ejemplo, se caracterizan por la diversidad de sus sedimentos y los bruscos cambios faciales, lo cual responde a la heterogénea distribución de la energía en el medio, al relieve variado de la superficie de sedimentación y a otros factores; sin embargo, en los lagos temporales de los desiertos de cuencas y cordilleras existen condiciones bastante uniformes para la sedimentación; esto produce una secuencia homogénea de sedimentos con cambios faciales graduales.

En el medio fluvial, en el nerítico, o en cualquier medio, la sedimentación no ocurre caprichosamente, sino que depende de una serie de elementos y factores intrínsecos y extrínsecos que condicionan el proceso sedimentario.

Independientemente del medio de que se trate, todo proceso acumulativo requiere de un tipo o de varios tipos de energía, ya sea cinética, calorífica, química, bioquímica, etcétera, y la distribución e intensidad de la energía desempeña una función importante en la distribución de los sedimentos; además, la misma carga sedimentaria, su volumen y tipo, el medio en que ocurre la sedimentación (aéreo, acuoso, oxidante o reductor), el relieve de la superficie de la sedimentación y la biota, ejercen una mayor o menor influencia en los sedimentos acumulados en cualquier medio de sedimentación.

Si tenemos en cuenta que a pesar de su diversidad todos los medios presentan una serie de rasgos comunes, tomando esto como base, pudiéramos construir modelos ambientales, los cuales servirían de patrones en el análisis profundo de los medios de sedimentación y los procesos sedimentológicos.

### 2.3 Elementos del medio de sedimentación

Los procesos sedimentológicos son controlados por los elementos y factores del medio de sedimentación. Los elementos del medio son las características fundamentales que determinan la ocurrencia de los procesos sedimentológicos y las propiedades de los cuerpos sedimentarios.

A continuación pasaremos a caracterizar cada elemento.

#### Geometría o condición limitante del medio

Esta viene dada por el área de sedimentación, el relieve de la superficie de sedimentación y la forma de los límites del medio, las cuales constituyen condiciones

limitantes para la extensión o distribución de los sedimentos. Las características geométricas, tales como el relieve del fondo, determinan si este es llano y de gradiente uniforme, o es complejo con numerosas elevaciones y depresiones, como sucede en los medios arrecifales; la extensión o área determina, junto con la profundidad, el volumen disponible para la acumulación, mientras que la forma del límite del medio de sedimentación imprime al cuerpo sedimentario determinada forma en consonancia con la del medio.

#### Carga sedimentaria disponible para el proceso y medio físico donde ocurre la sedimentación

Estos constituyen un elemento ambiental de gran importancia. La sedimentación puede ocurrir en el medio aéreo o acuoso, o en condiciones alternantes. Como las propiedades físicas y químicas de estos son diferentes, ellas influirán en las propiedades de los cuerpos sedimentarios; por otra parte, la carga disponible puede ser física, química o biógena, con todas sus variantes y mezclas, lo que en cada caso influirá de manera decisiva en el proceso sedimentológico.

#### Energía que interviene en el proceso de sedimentación

Esta energía puede ser diversa, y su distribución puede ser homogénea o heterogénea. La energía depende, en cierta medida, de la carga disponible, del medio físico de sedimentación y de la geometría del medio. Así, por ejemplo, los sedimentos clásticos son transportados en función de la energía cinética del medio, mientras que los sedimentos biógenos dependen de la energía calorífica, la luminosa y la bioquímica. La intensidad y distribución de la energía (en dependencia de la energía de que se trate), se relacionan con la geometría del medio que condiciona en parte su distribución.

#### Complejo biológico

El complejo biológico en algunos ambientes, como el palustre o marino, constituye en sí un elemento muy influyente en el proceso sedimentario; este puede intervenir directamente en el proceso, como en el caso de acumulaciones de los restos de las plantas en los pantanos, o de modo indirecto, como sucede con la acción de las bacterias anaeróbicas en los fondos anoxigénicos que propician la formación de sulfuros singénicos. Los continentes e islas poblados de plantas y animales, son sometidos a la denudación que es propiciada o no por la acción biógena; los detritos producto de la denudación constituyen la principal fuente de suministro de sedimentos.

#### 2.4 Factores del medio de sedimentación

Un factor del medio de sedimentación es cualquier aspecto específico de un elemento del medio; por esta razón estarán asociados a los cuatro elementos fundamentales: el geométrico, la carga sedimentaria disponible y el medio físico de sedimentación, el complejo biógeno y la energía del proceso sedimentario. Los factores son los que imprimen un carácter diferente a cada medio y a las distintas zonas de un ambiente de sedimentación.

La intensidad del oleaje o de las corrientes, la distribución de la energía cinética, la proliferación o muerte de la biota o de parte de ella, el tipo y la cantidad

de gases disueltos y el tipo de sedimentos que arriba al medio, la salinidad y el pH del medio acuoso, son factores que determinan las peculiaridades de los cuerpos sedimentarios.

Existe una relación estrecha entre los elementos y los factores del ambiente, si partimos del hecho de que los factores de un elemento caracterizan a este en el medio, y le imprimen propiedades de diferenciación con respecto a un elemento similar, a otra zona de sedimentación.

### Factores generales

Son los que modifican los elementos de un ambiente de sedimentación y afectan a la fuente de suministro. Entre estos factores tenemos el clima, la tectónica y la fisiografía.

#### CLIMA

Puede ser frío como en el caso de las zonas polares y circumpolares, templado o tórrido, con sus variantes secas y húmedas, etcétera.

El clima de una región depende de su posición geográfica y de las características de su relieve.

Un ejemplo de cómo el clima puede, al cambiar, modificar el proceso sedimentario, lo podemos analizar en los valles intramontanos de San Antonio del Sur e Imías en la provincia Guantánamo; en estos valles se observa un gran espesor de aluviones extendidos en una gran área, lo que se relaciona con la existencia de un clima cálido y lluvioso durante el Pleistoceno, pero en la actualidad estos son semidesérticos; en ellos llueve muy poco y son escasas las corrientes superficiales. Este cambio climático se produjo al elevarse el macizo de Moa-Baracoa que impide el paso de los vientos del nordeste, húmedos, procedentes del Atlántico. Por este motivo ahora la erosión se ha hecho menos intensa, a excepción de los valles de los ríos permanentes, y la distribución de aluviones es más reducida que en el Cuaternario inicial.

Un clima tórrido y seco propicia la formación de medios evaporíticos en algunos mares y lagos y, la modificación climática, su destrucción.

#### TECTÓNICA

La tectónica de una zona afecta tanto a la fuente de suministro como al medio de sedimentación. Los movimientos tectónicos son los que provocan la elevación o el hundimiento en uno u otro sentido del nivel de base de erosión. A causa de los movimientos sísmicos se forman corrientes turbias o deslizamientos subacuáticos que dejan su marca en los sedimentos. La variabilidad y compleja distribución en sentido e intensidad de los movimientos tectónicos trae como consecuencia complejas relaciones faciales, tanto lateral como verticalmente.

La indisoluble unidad de los procesos endógenos y exógenos es palpable en la relación que existe entre los procesos tectónicos y de sedimentación.

#### FISIOGRAFÍA

El relieve es otro factor general que influye en el carácter del proceso sedimentológico, ya que controla los procesos erosivos, la posición del nivel acuífero, e incluso, influye en el clima.

En un relieve montañoso se produce una intensa erosión y acarreo hacia las cuencas sedimentarias, lo que se refleja en la madurez textural y en el volumen y

tipo de sedimentos acumulados. La fisiografía no solo comprende el relieve de la fuente de suministro, sino también, por ejemplo, la morfología del litoral que interviene de manera directa como suministradora de sedimentos o como controladora de la distribución de la energía del sistema.

### Fuente de suministro

La fuente de suministro es la que aporta el sedimento. Puede ser muy variada tanto por su ubicación como por sus características. Si analizamos las fuentes de suministro del material terrígeno, podremos señalar que esencialmente se localizan en las zonas emergidas sometidas a la denudación mas la fuente de suministro de la turba o de los sedimentos de conchas, la constituyen la biota del propio medio de sedimentación.

En el caso de los sedimentos terrígenos, la relación entre la fuente de suministro y el medio de sedimentación expresa la unidad de procesos antagónicos.

El medio de sedimentación es el sitio colector de los sedimentos que proceden de la destrucción de las rocas de la fuente de suministro. Esto evidencia el antagonismo en los procesos, cuya acción en el tiempo tiende a crear una superficie equilibrada que realmente no se alcanza porque la Tierra se encuentra en constante movimiento.

## 2.5 Modelo sedimentogenético generalizado. Clasificación de los medios de sedimentación

Los sedimentos acumulados en las distintas cuencas sedimentarias presentan rasgos comunes en sus propiedades generales: su forma y dimensiones, o sea, su geometría, la composición y características petrográficas, y en que todos los sedimentos en su conjunto son representativos de las facies, las cuales varían tanto en el tiempo como en el espacio. Estas propiedades de los sedimentos dependen tanto de los elementos y factores de los medios de sedimentación como de las características de la fuente de suministro y de los factores generales que afectan tanto a la fuente de suministro como a la cuenca de sedimentación.

Teniendo en cuenta la relación estrecha que existe entre todos los elementos que intervienen en la sedimentogénesis, se ha construido un modelo sedimentogenético generalizado (tabla 2.1), donde se enlazan de manera dialéctica la causa y el efecto.

Actualmente no existe una clasificación de los medios de sedimentación que tenga carácter universal. En este libro adoptamos la clasificación propuesta por W.H. Twenhofel, en 1950, por ser la más aceptada y de mayor difusión en el campo de la geología. La clasificación de Twenhofel se basa en la separación de los medios según su posición geográfica y de acuerdo con el medio en el seno del cual ocurre la sedimentación (tabla 2.2).

Teniendo en cuenta la ubicación geográfica de los medios de sedimentación, estos pueden ser: continentales, transicionales o mixtos y marinos.

Los medios continentales se localizan en los continentes e islas y son de diversos tipos, los cuales se pueden diferenciar, esencialmente, basado en el medio en que ocurre la sedimentación, o sea en medios continentales acuosos y en medios continentales terrestres. En los medios continentales acuosos (fluviales, palustres, lacustres y espeleanos) el agua interviene en el proceso de sedimentación, mientras que en los medios continentales terrestres ocurre en el seno del aire (medios desérticos y glaciares).

Tabla 2.1  
**MODELO SEDIMENTOGÉNICO GENERALIZADO**  
 (Modificada de Krumbain y Sloss, 1964)

Características de la fuente de suministro	Características del medio de sedimentación (Elementos y factores)	Características de los cuerpos sedimentarios
<ul style="list-style-type: none"> <li>● Litología</li> <li>● Clima</li> <li>● Biota</li> <li>● Vulcanismo</li> <li>● Tectónica</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Geometría</li> <li>● Energía del proceso</li> <li>● Medio en que ocurre la sedimentación (aire o agua)</li> <li>● Biota</li> <li>● Tectónica</li> <li>● Diagénesis</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Dimensiones y formas de los cuerpos sedimentarios</li> <li>● Composición</li> <li>● Relaciones faciales</li> <li>● Textura y estructuras</li> </ul>
Causa	(Sedimentación)	Efecto
		(Tiempo geológico)

Tabla 2.2  
**CLASIFICACIÓN DE LOS MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN**  
 (Modificada de Twenhofel, 1950)

Continenciales	Transicionales o Mixtos	Marinos
I. Terrestres	Litoral	Nerítico
Desértico	Deltaico	Batial
Glaciar	Laguna marginal	Abisal
II. Acuosa	Estuario	
Fluviales Piedemonte	Llanura de marea	
	Llanura fluvial	
Palustre	Palustre - lacustre	
	Palustre - fluvial	
	etcétera	
Lacustre		
Espeleano		

Los medios transicionales o mixtos se localizan en el límite entre el mar y las tierras emergidas y se caracterizan porque los sedimentos acumulados tienen propiedades similares a ambos. Entre estos se encuentran los siguientes: el deltaico, el de laguna marginal, el litoral, el palustre parático, el estuarino, etcétera.

Por último, los medios marinos se agrupan en tres clases fundamentales: neríticos, batiales y abisales; todos presentan numerosas variantes y modalidades, las cuales analizaremos en el capítulo correspondiente.

## 2.6 Medios fluviales de sedimentación

Los medios fluviales son los más difundidos en los continentes, puesto que componen las redes de drenaje de estos. Los ríos, de acuerdo con su ubicación geográfica, pueden alimentarse por diversas fuentes. Algunos son alimentados por los glaciares y las nieves, como el Yukón en Norteamérica; otros se originan en zonas lacustres al servir de desagadero a los lagos, como el San Lorenzo en Norteamérica y, el Nilo, en África; mientras otros lo hacen exclusivamente del agua subterránea y la lluvia, como los ríos Congo, Cauto, Orinoco, etcétera.

En los medios fluviales se producen con intensidad diversa los procesos de erosión y sedimentación, los cuales dependen, esencialmente, del caudal y de la velocidad del agua del río, así como de la carga física transportada por este.

### CARGA DE LOS RÍOS

La carga de los ríos la constituyen los sedimentos que son transportados por el agua fluvial; esta carga puede ser física o química. La carga física está compuesta por fragmentos de diversas dimensiones, desde arcillas hasta bloques, y es transportada de formas diferentes: la gruesa, por rodamiento; las arenas, por saltación; y las arcillas, en suspensión.

La química está compuesta por sustancias solubles que son transportadas en soluciones verdaderas o coloidales; las sustancias más comunes son: cloruro de so-

dio (NaCl), cloruro de potasio (KCl), sulfato de magnesio ( $MgSO_4$ ) y sulfato de calcio ( $CaSO_4$ ), carbonatos de elementos alcalinos y alcalino-térreos, como  $Ca(HCO_3)_2$ ,  $MgCO_3$  y  $Na_2CO_3$ , así como compuestos de hierro, manganeso y fósforo.

### CAPACIDAD Y COMPETENCIA DE LOS RÍOS

La capacidad de un río está dada por la cantidad de carga que transporta en un año y, la competencia, por el tamaño máximo de los clastos que pueden ser movidos por el río.

Tanto la capacidad como la competencia fluvial dependen de diversos factores, siendo muy variables entre distintos ríos e incluso en un mismo río. He aquí algunos ejemplos de la capacidad de algunos grandes ríos:

Amú Daria- $570 \cdot 10^6$  t/año de carga de trítica,  
Yang Tse Kiang- $2\ 532 \cdot 10^6$  t/año,  
Danubio- $82,1 \cdot 10^6$  t/año.

La carga física no es transportada de manera continua, excepto la muy fina que puede viajar grandes distancias en suspensiones. Se ha calculado que los ríos pueden transportar cantos de un peso igual a la sexta potencia de su velocidad media.

La acumulación de la carga física puede ser definitiva o por corto plazo, lo cual depende del grado de estabilidad de la zona de sedimentación.

La sedimentación de la carga física ocurre al disminuir la energía cinética y rebasar la energía remanente, los valores críticos para los cuales la corriente no tiene la fuerza suficiente para transportar la carga.

La energía cinética depende de la masa de agua en movimiento y de la velocidad media del río. La velocidad está en función del caudal, del gradiente del río y de la forma y dimensiones del cauce. Al analizar el movimiento de las aguas fluviales llegamos a la conclusión de que estas se mueven según un flujo turbulento y que la velocidad media de los ríos es variable, siendo máxima en las avenidas y mínimas durante el estiaje:

$$\bar{v} = CRJ,$$

donde

$\bar{v}$ : velocidad media;

$C$ : coeficiente que depende del rozamiento;

$R$ : radio hidráulico del río (razón entre el área mojada y el perímetro mojado);

$J$ : gradiente medio del río.

En la URSS se han realizado numerosas mediciones de las velocidades máximas y mínimas en diferentes tipos de ríos, arrojando los resultados que se muestran en la tabla 2.3.

Las velocidades requeridas para transportar los distintos tipos de sedimentos clásticos son las siguientes:

arena fina 0,3 m/s,  
grava fina 1 m/s,  
guijas hasta 2,4 m/s.

Si comparamos estos valores con los expuestos en la tabla 2.1, se deduce que cualquier río normalmente puede transportar la arena fina, mientras que para que transporte la grava fina, en el caso de los ríos de llanura, estos deben estar crecidos y, en los de montaña, el transporte de estas gravas finas se realiza de manera continua (excepto en el caso de los ríos intermitentes).

Tabla 2.3

### TIPOS DE RÍOS Y SUS VELOCIDADES MEDIAS

(Tomada de *Geología General*, de Gorskov y Yakushova)

Tipo de río	Velocidad media (m/s)	
	Crecida	Estiaje
Río grande de llanura	1,7-2,5	0,8-1
Río mediano de llanura	1,5-2,0	0,6-0,5
Río pequeño de llanura	1,2-1,5	0,5-0,4
Río pequeño de montaña	5,0	1,0
Río mediano de montaña	3,0	1,5

La sedimentación de la carga física fluvial ocurre cuando disminuye la energía cinética del río, la cual es notable en las zonas de bajo gradiente, o en las que el gradiente cambia bruscamente (de mayor a menor); de la misma manera, en las zonas de confluencia de los tributarios con el río principal, y en las orillas internas de los meandros, ocurre la sedimentación de los aluviones.

Si analizamos el patrón del ambiente fluvial, obtendríamos que el único elemento que no influye en la sedimentación fluvial es el complejo biológico, ya que, a excepción de algunas acumulaciones relativamente pequeñas de turba en las llanuras aluviales, los sedimentos del medio fluvial son clásticos y arcillosos.

Pasaremos a continuación a analizar los elementos que forman el patrón del ambiente fluvial.

### Volumen y tipo de carga disponible y medio donde ocurre la sedimentación fluvial

El volumen y el tipo de carga disponible para la sedimentación en una cuenca fluvial proviene de la erosión, en su mayor parte, por lo que ella depende del tamaño de la cuenca, de las rocas presentes, así como del clima y de su relieve.

El medio en el cual ocurre la sedimentación es el agua del río, que se mueve turbulentamente por su cauce o se expande por las llanuras fluviales durante las avenidas. El volumen y el nivel del agua en los ríos es muy variable, así como sus variaciones de energía, lo que influye en las complejas relaciones faciales de los sedimentos fluviales.

### Energía que interviene en el proceso de sedimentación fluvial

La energía cinética de las aguas fluviales controla la acumulación de la carga física fluvial; su distribución es muy irregular, aunque existen algunas tendencias distributivas. La energía cinética disminuye hacia la desembocadura fluvial, y durante las crecidas disminuye desde el cauce hacia los extremos laterales de las llanuras fluviales. Como la energía depende de la masa de agua y de la velocidad media, esta aumenta durante las crecidas cuando la capacidad y competencia del río también aumentan.

## Geometría de las cuencas fluviales

Las cuencas fluviales son irregulares y su geometría depende del tipo de red fluvial. El curso es largo y estrecho, mientras que las llanuras son anchas; esto condiciona la forma de los depósitos de las llanuras, los cuales son tabulares (en general), mientras que los aluviones del cauce tienen forma de cinta o cordón.

## Tipos de medios de sedimentación fluvial

En toda cuenca fluvial existen dos medios de sedimentación: el de piedemonte y el de llanura fluvial. A continuación estudiaremos cada uno de ellos.

### MEDIO DE SEDIMENTACIÓN DE PIEDEMONTE

Es un medio fluvial que se localiza en los frentes montañosos, donde cambia el relieve hacia una zona llana (fig. 2.2). En esta región se produce un cambio brusco en la velocidad del agua, disminuyendo la competencia de la corriente fluvial que da lugar a la acumulación en masa de la mayor parte de la carga física; por otra parte, la corriente fluvial, en su cauce estrecho durante su tramo montañoso, se expande por su llanura dividiéndose en numerosos cursos a través de los aluviones. Estas características quedan marcadas en forma «triangular», parecida a un abanico, lo que ha motivado que a estos cuerpos sedimentarios se les denomine abanicos aluviales; estos, vistos desde arriba, se presentan con su vértice orientado aguas arriba, y su base amplia y semicircular, orientada aguas abajo.

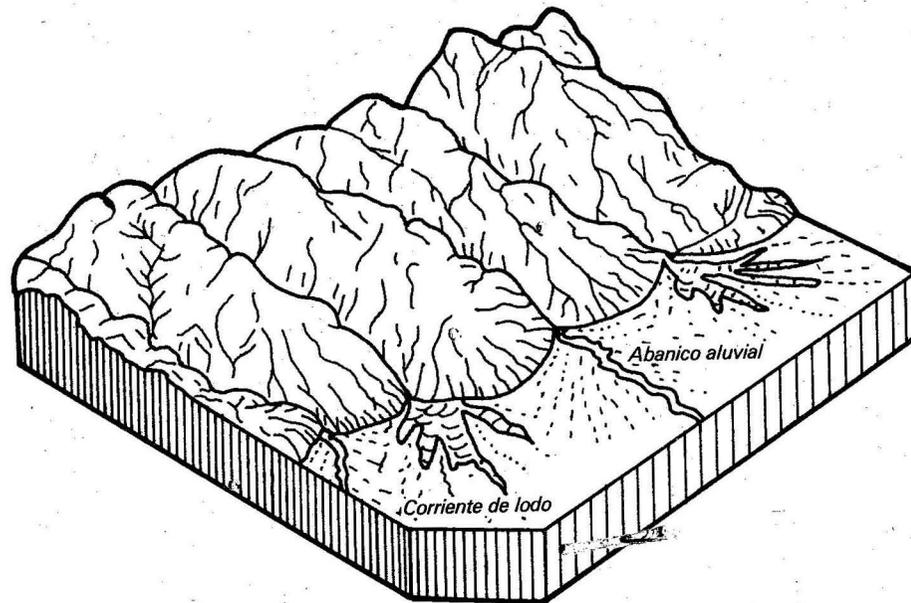


Fig. 2.2 Corrientes de lodo y abanicos aluviales desarrollados en la zona de piedemonte de un macizo montañoso.

En un corte longitudinal puede observarse que el perfil varía gradualmente desde pendiente de menos de  $2^\circ$  en su parte externa, hasta pendiente de  $10^\circ$  en el vértice. Se ha observado que el perfil longitudinal sigue con bastante aproximación la curvatura prescrita para una curva exponencial negativa, expresada por la fórmula:

$$Y = Y_0 e^{-ax}$$

donde

- Y: elevación de un punto del perfil a una distancia x del vértice;
- $Y_0$ : elevación del vértice del cono;
- a: constante que depende de la forma de la curva;
- x: distancia horizontal desde el vértice;
- e: base de los logaritmos neperianos.

### SEDIMENTOS DE LOS ABANICOS ALUVIALES

En los abanicos aluviales se acumulan sedimentos clásticos de todos los tamaños y sedimentos arcillosos. Si hacemos una sección transversal a un cono de deposición, podríamos observar que se compone de serie de capas de arenas, gravas, y arcillas. El grado de clasificación de los sedimentos es variable, aunque predominan los pobremente clasificados y masivos o burdamente estratificados. En las arenas de los cauces es típica la estratificación cruzada torrencial y la estratificación inclinada, y en las gravas se presentan los cantos imbricados.

A pesar de la disposición caótica de los sedimentos predominantes en los abanicos aluviales, se observa una tendencia distributiva desde sedimentos más gruesos, en la parte alta, hasta sedimentos más finos hacia la llanura, donde se acumulan arenas finas y arcillas.

### CICLO SEDIMENTARIO DE LOS ABANICOS

En la juventud, los abanicos son pequeños; se forman en las zonas de piedemonte de escarpes de falla o de cualquier frente montañoso. En esta etapa predominan las gravas, las cuales se interstratifican con las arenas. A medida que alcanzan la madurez, los abanicos aumentan en área y espesor, llegando a fusionarse para dar lugar a la formación de una banda extensa de aluviones que bordea la cadena montañosa. En este período predominan los sedimentos finos, aunque son frecuentes los de gravas de forma lenticular. Al crecer los conos o abanicos a expensas de sedimentos de alta permeabilidad, disminuyen las aguas superficiales y se acumulan los sedimentos limosos y arcillosos, como matriz, en las gravas y arenas; el aumento de esta matriz reduce la permeabilidad del abanico, por lo que aumenta el volumen de las aguas superficiales; esto hace que durante las fuertes lluvias las arenas pueden ser acarreadas hasta las llanuras. Al desarrollar el perfil de equilibrio en la madurez, se reduce el tamaño de la carga física y predominan las arenas finas y el limo. Este proceso, en general, es el que da lugar a que las partículas disminuyan del vértice del cono aguas abajo, aunque haya una superposición desordenada de capas de sedimentos gruesos y finos. En la vejez, solo el material muy fino llega al cono y, en los desiertos, este puede ser transportado por el viento formándose dunas que crecen en función de las tormentas de polvo y arena.

En los países secos, según E. Blissebach (1954), la proporción de los depósitos de la corriente en los abanicos aumenta con la disminución de las lluvias y puede alcanzar 40 % de los sedimentos acumulados.

En las regiones húmedas, los depósitos de los abanicos están muy intemperizados, y la materia orgánica suele ser más abundante debido a que el nivel freático se encuentra más alto.

Los sedimentos de abanicos son relativamente abundantes en la columna geológica. En el valle de San Antonio del Sur, en Imías y Guantánamo, existen extensos depósitos de piedemonte de edad Pleistoceno, los cuales han sido disectados por la erosión a causa de los movimientos eustáticos y los movimientos tectónicos ascendentes.

#### MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA LLANURA FLUVIAL

A diferencia del ambiente de piedemonte, las llanuras fluviales cubren extensiones considerables, a veces de hasta millones de kilómetros cuadrados y, por tanto, sus depósitos son mucho más abundantes y representados en la columna geológica que los de los abanicos.

En contraste con los depósitos de los abanicos, los de llanuras fluviales o de inundación se diferencian unos de otros. El contraste mayor se encuentra entre los depósitos del cauce del río y los de las llanuras aluviales.

Los depósitos del cauce del río están compuestos por los clastos más gruesos que transporta la corriente. Generalmente presentan una cierta gradación, encontrándose los sedimentos más gruesos en el fondo del canal, mientras que hacia las orillas se concentran los sedimentos más finos que, por lo general, son arenas o aleurolitas, aunque pueden ser gravas (fig. 2.3).

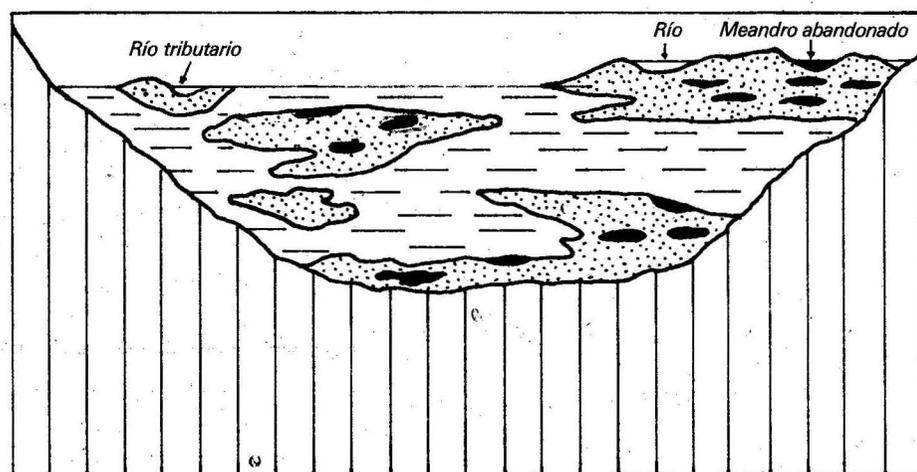


Fig. 2.3 Sección transversal, esquemática, de una cuenca fluvial: los lentos punteados representan arenas y gravas de los cauces, y los de color negro son taponos de arcilla; las rayas discontinuas representan la matriz entre los depósitos del cauce cuya composición es arcillosa; la longitud del corte es de decenas de kilómetros; la escala vertical está exagerada varias veces.

Después de las riadas, ocurre la mayor acumulación de sedimentos en el cauce de los ríos, al disminuir la intensidad de la corriente y su capacidad de transporte. La acumulación de estos sedimentos ocurre en el lado interno de los meandros, formando barras y bancos de arenas y gravas. Estos depósitos son, en su mayoría, de carácter temporal, y solo se conservan cuando el río migra entre las grandes inundaciones. Los depósitos de barras de arenas se caracterizan casi siempre por presentar estratificación cruzada. El buzamiento de la estratificación cruzada es a favor de la corriente, y varía con la dirección de los meandros, aunque estadísticamente la dirección de la estratificación cruzada sigue la pendiente regional. En las zonas bajas situadas entre las barras arenosas, donde la velocidad de la corriente es muy pequeña, se acumulan sedimentos finos, arcillosos y aleuríticos.

A ambos lados del cauce se desarrollan malecones naturales, originados por el cambio de velocidad que sufren las corrientes durante las crecidas al salirse del cauce y derramarse en la llanura fluvial. Estos malecones tienden a formar una cresta cerca del cauce con suave pendiente hacia la llanura. Los malecones están formados por materiales más finos que los sedimentos del cauce y presentan una buena estratificación que buza suavemente hacia la llanura aluvial. Cuando el río cambia de cauce la sedimentación en el canal abandonado cambia bruscamente. Más abajo del punto de ruptura, el cauce es taponado por sedimentos que aíslan el meandro abandonado y forman una laguna en forma de herradura, que poco a poco se rellena de sedimentos finos, pobremente seleccionados, transformándose en pantanos, donde se acumula la materia orgánica.

La llanura aluvial solo recibe sedimentos durante las crecidas o inundaciones en que partes considerables de esta son cubiertas por un manto de agua que deposita en ella su carga. A veces la sedimentación es muy rápida. Los sedimentos resultantes, en general, presentan una pobre selección con estratificación muy fina y laminar y con un alto contenido de materia orgánica en los climas húmedos.

En las regiones de clima cálido y poco lluvioso, grandes áreas de las llanuras de inundación permanecen secas y se desarrollan grietas de lodo en los sedimentos finos. En estos climas, los sedimentos pueden enriquecerse de carbonato de calcio. La mayor parte de la llanura aluvial recibe sedimentos durante las inundaciones, mientras que los sedimentos del cauce del río forman una estrecha cinta que sigue el canal del río principal y sus afluentes.

Como el canal del río migra lateralmente, con el tiempo los sedimentos del cauce pueden encontrarse en cualquier punto de la llanura aluvial. Los depósitos de los cauces antiguos son cubiertos por sedimentos más finos de la llanura aluvial, y si la subsidencia es grande, los nuevos sedimentos del cauce se superpondrán sobre los sedimentos de la llanura aluvial más antigua.

Vistos en tres dimensiones, estos depósitos consisten en una matriz de sedimentos finos de las llanuras de inundación que rodean a numerosos cuerpos alargados de gravas y arenas, de forma alargada en la vista superior y, lenticular, en la sección transversal.

En general, podemos señalar que dada la inestabilidad que caracteriza a este medio y la distribución irregular de la energía cinética, es de esperar que las relaciones faciales sean complejas y caracterizadas por cambios bruscos.

En Cuba, los depósitos fluviales no han sido identificados hasta el momento en sedimentos precuaternarios, pero en otros países como EE.UU., Paraguay, República Sudafricana, etcétera, se han encontrado grandes espesores de extensísimos depósitos fluviales.

## 2.7 Medio lacustre de sedimentación

El medio lacustre, de acuerdo con la clasificación de Twenhofel, es un medio de sedimentación continental acuoso, y puede ser de agua dulce o de agua salada. De acuerdo con el origen de la depresión lacustre, el lago puede ser tectónico, erosivo, erosivo-acumulativo, volcánico y cársico.

En los lagos ocurren diversos procesos físicos, químicos y biológicos que condicionan el proceso sedimentológico. Los físicos se relacionan con la acción de las olas y las corrientes, que solo son notables en los grandes lagos, y con la estratificación térmica de las aguas lacustres. Los procesos químicos no tienen mucho peso en el medio lacustre; estos se relacionan con la precipitación de las sales disueltas por acción de la evaporación y la deposición de los coloides.

Los orgánicos o biológicos actúan por medio de la fauna y la flora lacustre, desde la acción del fitoplancton hasta las bacterias anaeróbicas y aeróbicas, algas, moluscos, etcétera.

La sustentación de la biota lacustre depende de la materia nutriente y del oxígeno disuelto, entre otros factores; basado en la cantidad de oxígeno y materia nutriente, los lagos se clasifican en:

eutrópicos: con poco oxígeno en el fondo y abundante materia nutritiva;

oligotrópicos: con considerable cantidad de oxígeno en el fondo y limitada materia nutriente o nutritiva;

distrópicos: con abundante oxígeno en el fondo y poca materia nutriente.

El tipo y la abundancia de la biota en el ecosistema lacustre dependen de las condiciones del medio y del equilibrio ecológico entre las distintas especies del hábitat. Normalmente las aguas someras son habitadas por moluscos y crustáceos, así como por las plantas; en las partes profundas habitan los peces y, en la superficie, flota el plancton constituido fundamentalmente por algas. Las plantas intervienen en la acumulación de sedimentos de aguas someras y provocan la precipitación del carbonato de calcio.

La fauna lacustre está representada en el plancton, el necton y el bentos. Las especies bentónicas son escasas en los fondos turbulentos expuestos a la acción de intensas olas y corrientes. Los animales con conchas toman el carbonato de calcio disuelto y sus restos adicionan materia orgánica al fondo. Los animales bentónicos con conchas se caracterizan por poseer conchas grandes y gruesas si viven en el litoral o cerca de este, y conchas más pequeñas y finas si habitan en las porciones más profundas del lago.

Algunos organismos nunca han vivido en el medio lacustre; entre estos se encuentran los braquiópodos, corales, cefalópodos, equinodermos y pterópodos; otros organismos, como algunos gasterópodos y pelecípodos, se conocen en los sedimentos lacustres desde el Paleozoico Medio. Por otra parte, además de los peces lacustres típicos, en raras ocasiones algunos peces típicamente marinos, como los tiburones, se han adaptado al medio lacustre, como sucede con los tiburones del lago Nicaragua.

Los procesos físicos son provocados por las olas y las corrientes, esencialmente en los grandes lagos; por ejemplo, las olas formadas durante los temporales en los lagos Superior y Michigan, son comparables con las que se forman en el Mediterráneo en iguales circunstancias. Las mareas en los lagos son insignificantes, aun en los mayores, y la causa de la variación del nivel se debe esencialmente a la ocurrencia de intensas lluvias, deshielos o a fuertes sequías.

Los lagos someros (charcas y lagunas) son de aguas estancadas; en ellas proliferan las plantas que invaden su superficie y fondo de manera inexorable. En los lagos grandes, como el Caspio, el Baikal, el Superior, etcétera, existen playas desde donde gradúan los sedimentos disminuyendo de tamaño en función de la profundidad.

La sedimentación lacustre de material fino tiende a ser continua, mezclándose estos sedimentos con materia orgánica y sedimentos químicos.

Por lo general, los sedimentos clásticos (gravas, arenas y aleuritas) están bien clasificados, con buena selección de los clastos y una perfecta gradación lateral entre sí; en ocasiones se encuentran *ripple marks* (rizaduras) de oleaje y de corriente y estratificación cruzada (en las zonas de mayor turbulencia).

## Estratificación del agua en los lagos

Para analizar el conocido proceso de estratificación del agua lacustre, es necesario tener en cuenta que la densidad del agua varía en dependencia del volumen del material disuelto y de la temperatura. Para el agua destilada la mayor densidad ocurre a 4 °C; si el agua dulce de la superficie se enfría, al hacerse más densa se desplaza hacia el fondo y provoca que las más ligeras y calientes (subsuperficiales) se trasladen a la superficie. Cuando la superficie se enfría, e incluso se congela, el agua se hace menos densa que la del fondo. En el primer caso se producen corrientes verticales, que oxigenan el fondo del lago y le añaden materia nutritiva eliminando el anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>) y otros gases.

En las zonas templadas y frías, el deshielo de la superficie provoca intercambios en la masa de agua, lo que provoca, por consiguiente, el crecimiento de la vida en el fondo lacustre.

En los lagos tropicales no tienen lugar los intercambios de la masa de agua tan marcadamente, aunque esto ocurre durante el período invernal.

Estos procesos físicos que ocurren en los lagos, y que dependen del clima, producen la estratificación térmica del agua, donde las aguas más frías y pesadas se encuentran en el fondo (lagos tropicales y subtropicales). Por esto, en los lagos tropicales abunda el CO<sub>2</sub> en el fondo, lo cual favorece la disolución de los carbonatos, al mismo tiempo que hace imposible su acumulación. En estos lagos no ocurren intercambios regulares en el agua y la estratificación termal es directa.

Teniendo en cuenta la estratificación del agua en los lagos, estos se pueden clasificar en tres tipos:

*Lagos tropicales.* Con intercambios irregulares, aguas frías en el fondo y, calientes arriba. Las aguas del fondo son fétidas y la estratificación es directa.

*Lagos polares.* Sin intercambios de aguas entre la superficie y el fondo. Las aguas calientes, pero de baja temperatura, se encuentran en el fondo y la estratificación es directa.

*Lagos de regiones templadas.* Con intercambio de agua en otoño y primavera; la estratificación directa es en verano y la indirecta, en invierno. Los fondos presentan características variables, en dependencia de las estaciones: son ricos en oxígeno durante los intercambios acuosos y pobres en oxígeno y fétidos durante el invierno.

## Hipolimnión, epilimnión y termoclima

La parte superior de la masa acuosa de los lagos, varía de temperatura y espesor de acuerdo con el clima y es conocida como *epilimnión*, o sea, zona de cambios de temperatura. Las aguas más profundas se caracterizan por su bajo contenido en oxígeno, alto contenido en anhídrido carbónico, y un mayor *pH* que en el epilimnión. Esta zona es conocida como *hipolimnión*. Entre estas zonas se encuentra una faja intermedia conocida como *termoclima*, la cual se define como la región, en la masa de agua, donde los cambios de temperatura no exceden 1 °C. La materia orgánica que pasa del epilimnión por la termoclima, en tránsito al hipolimnión, consume oxígeno y produce anhídrido carbónico; como en los lagos polares los sedimentos de materia orgánica no son abundantes, el oxígeno del hipolimnión es poco consumido, por lo que sus fondos son claros y oxigenados y no fétidos, como sucede en los lagos tropicales (fig. 2.4).

En los lagos tropicales se dan condiciones óptimas para la vida en el epilimnión; en estos lagos y en esa zona es donde la biota lacustre es más abundante.

En los lagos pequeños de los climas tropicales, el hipolimnión, con aguas más frías que las superficiales, tiene un alto contenido de dióxido de carbono, un bajo contenido de oxígeno y bajo *pH*, condiciones que favorecen la reducción de la materia orgánica, la disolución de los carbonatos y la rarefacción de la vida.

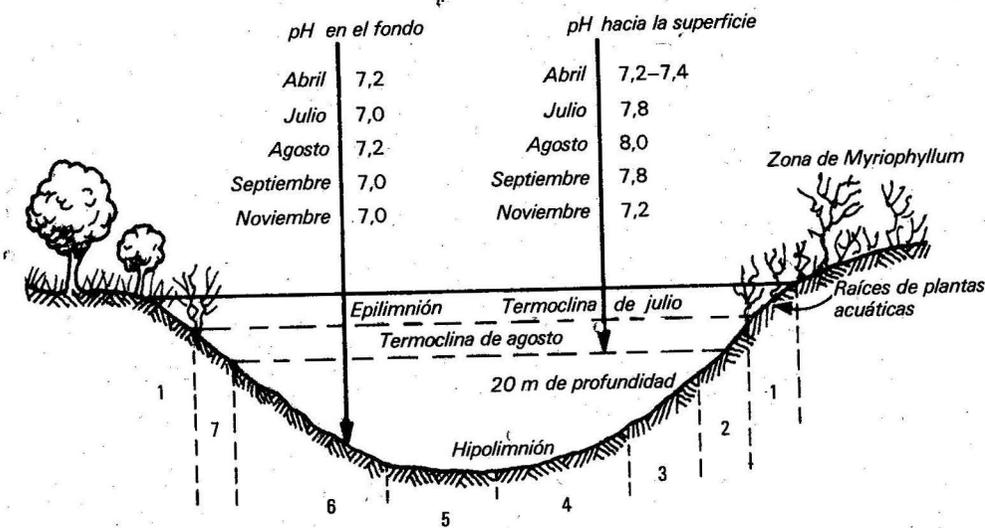


Fig. 2.4 Sección a través del lago Mc Kay, mostrando la distribución de los sedimentos del fondo: 1) lodo calcáreo compuesto por pequeñas conchas; 2) sedimentos organógenos de color gris; 3) lodo organógeno carmelita oscuro; 4) lodo organógeno gris verdoso en la superficie y carmelita en la parte inferior; 5) lodo organógeno carmelita-laminado con abundantes conchas; 6) lodo gris y carmelita; 7) lodo gris muy fino con restos de plantas.

## Tipos de lagos de acuerdo con su origen

**Lagos glaciares.** Se forman por la acción erosiva y acumulativa de los glaciares, que dan lugar a la formación de depresiones y a la acumulación de morrenas. Estos lagos se rellenan de sedimentos detriticos y se pueden transformar en pantanos. Los lagos glaciares, por lo general, tienen forma semicircular, pero pueden ser alargados y de contornos irregulares.

**Lago fluviales.** Son alargados y someros (cauces abandonados) y se localizan en las llanuras fluviales. Estos lagos se rellenan con los sedimentos fluviales durante las riadas; el agua en ellos es estancada y se pueden acumular grandes cantidades de materias orgánicas, transformándose lentamente en zonas pantanosas.

**Lagos litorales.** Se localizan en el litoral, y son formados en los deltas, o a causa del aislamiento de parte del mar adyacente a la costa provocado por la formación de una barra arenosa. Estos lagos pueden ser de agua dulce, salada o salobre. Lateralmente transicionan a pantanos. Sus sedimentos transicionan lateralmente (en ocasiones, en dependencia del tipo de lago) a sedimentos marinos o a sedimentos fluviales y palustres.

**Lagos tectónicos.** Estos lagos se localizan en grandes depresiones tectónicas y pueden ser de agua dulce o salada. En su mayoría, son lagos profundos. En los lagos tectónicos como el Baikal, el Alberto, el Victoria, etcétera, los sedimentos son similares a los marinos normales; en las aguas profundas se acumulan sedimentos finos con poco o ningún contenido de fósiles. En los lagos salados, entre los sedimentos finos de las zonas profundas es frecuente encontrar concreciones de piritita, y todos son ricos en materia orgánica.

## Tipos de lagos de acuerdo con su composición química

De acuerdo con la composición de sus aguas, los lagos pueden ser de agua salada, con salinidad mayor de 24,7 %, de agua salobre, con salinidad mayor de 1 %, y de agua dulce, si la salinidad es menor de 1 %.

Teniendo en cuenta el tipo de sustancia disuelta en los lagos, estos pueden ser de agua blanda y de agua dura.

**Lagos de agua blanda.** Tienen una población pequeña y en ellos no se acumula ni el carbonato de calcio ni el de magnesio. En las partes más profundas puede acumularse la materia orgánica.

**Lagos de agua dura.** Tiene alto contenido de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y carbonato de magnesio ( $\text{MgCO}_3$ ); la biota es muy abundante (excepto en los de los climas áridos). Cuando el clima es árido en estos lagos se acumulan evaporitas.

## Sedimentos lacustres.

En los lagos se acumulan distintos tipos de sedimentos: margas, arcillas, arenas y gravas, hidróxido de hierro, carbonato ferroso, sílice, óxido de manganeso, fosfato de calcio, materia orgánica y sedimentos evaporíticos (cloruros, sulfatos y carbonatos).

Las margas lacustres se forman al mezclarse las arcillas con las conchas calcáreas; presentan diversos colores: gris, blanco, azul claro y, en ocasiones, rojo y

negro. Las margas se forman fundamentalmente en el epilimnión en casi todos los lagos tropicales y de las zonas templadas.

Aunque el carbonato de calcio puede acumularse en el hipolimnión a profundidades de 25 m o más por acción de las bacterias, en los lagos, la principal fuente de suministro de carbonato de calcio son las conchas calcáreas de los animales planctónicos y bentónicos, y las algas calcáreas. Ni las margas ni las calizas se forman en los lagos de agua blanda. Las arenas y las gravas se localizan en las playas de los grandes lagos y en las zonas más someras del medio lacustre; además, son abundantes en los deltas formados en las desembocaduras fluviales.

Las arenas finas y las arcillas se esparcen por todo el fondo del lago, aunque pueden acumularse en las orillas (fig. 2.5). El color de estos sedimentos puede ser blanco, gris, azul, verde-gris y negro. Los limos, generalmente son grises, pero pueden ser negros al incorporársele materia orgánica.

Los hidróxidos de hierro son comunes en algunos lagos; se presentan en capas de concreciones nodulares, las cuales son más abundantes cuando aumenta el contenido de materia orgánica. El color de este sedimento es negro o pardo, lo cual depende de la relación entre las cantidades de materia orgánica, sílice coloidal y concreciones de hierro.

Por lo general, estas capas contienen vivianita (fosfato de hierro hidratado) y dióxido de manganeso.

En algunos lagos se acumula turba en sus márgenes e, incluso, en sus partes centrales (lagos pequeños). La turba se compone de fragmentos de plantas como juncos, espadañas, nenúfares, etcétera, así como restos de diatomeas y materia orgánica.

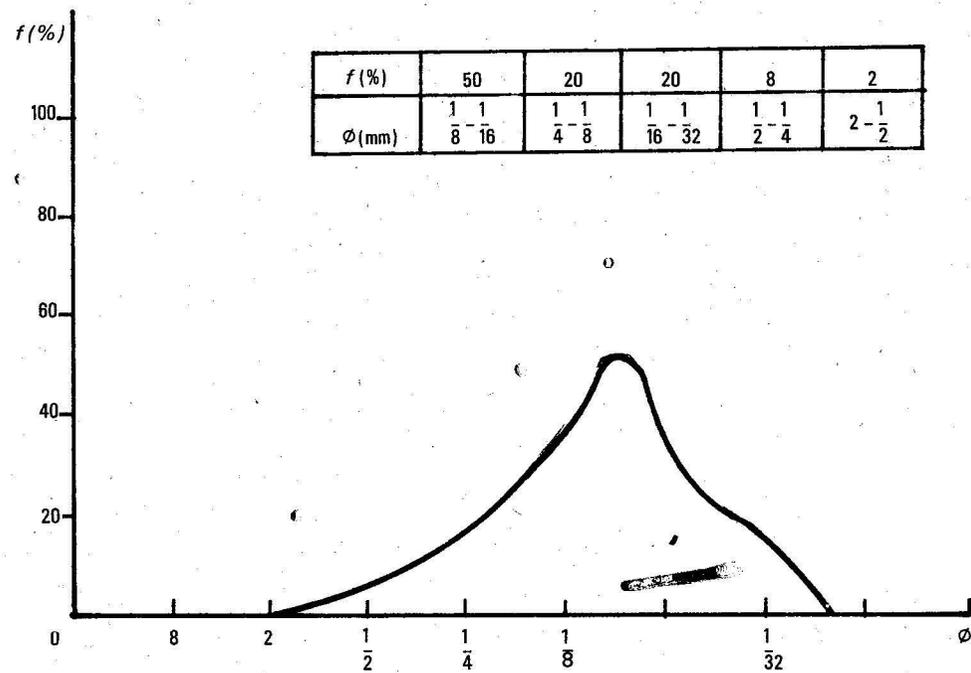


Fig. 2.5 Distribución de los sedimentos clásticos en el lago Erie.

gánica semidescompuesta. Los sedimentos orgánicos lacustres, muy finos, se asocian a las arcillas y los limos en la parte más profunda de los lagos, formando el sapropel. La materia orgánica puede provenir también del zooplancton y del necton lacustre.

En los lagos de las regiones muy cálidas y secas (desérticos y semidesérticos) se pueden acumular evaporitas. Tiene gran importancia en este proceso el tipo de litología circundante al lago, ya que la meteorización química de esta es la que aporta, en mayor o menor medida, las sales disueltas en las aguas de los lagos.

En los lagos sódicos se acumulan arenas cementadas por  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (sosa) en invierno, junto con lentes de sosa (la sosa precipita cuando la concentración es superior al 10 %).

En los lagos sulfatados puede precipitarse la mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), el sulfato de sodio, la epsomita, ( $\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ); así como  $\text{NaK}(\text{SO}_4)_2$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (yeso), etcétera.

En los lagos clorurados se acumulan fundamentalmente capas de halita ( $\text{NaCl}$ ).

Todos estos lagos, al cambiar el clima, pueden transicionar y pasar de uno a otro tipo. M. Valiasko propuso el esquema siguiente:

Si el clima se torna cálido y seco, aumenta la evaporación y se concentran las sales, ocurriendo una transición de un lago carbonatado a uno sulfatado, y si las condiciones climáticas se hacen más rigurosas, el lago se torna clorurado.

Los sedimentos lacustres, en general, presentan buena estratificación, predominando la fina y la laminar; pero también se pueden encontrar la estratificación cruzada (arenas) y la inclinada.

Algunos sedimentos lacustres (de los lagos temporales) presentan *mud cracks* (grietas de lodo) y huellas de gotas de lluvia.

Las varvas son sedimentos lacustre-glaciares que se caracterizan por su estratificación cíclica anual.

## 2.8 Medio de sedimentación glaciar

El medio ambiente glaciar cubre en la actualidad el 10 % de la superficie terrestre. Los glaciares ocupan la mayor parte de la Antártida y Groenlandia, y extensas regiones de Siberia, Escandinavia, Canadá y Alaska, así como las altas cumbres por arriba del nivel de las nieves perpetuas, donde se forman los glaciares alpinos.

El medio glaciar se caracteriza por su baja temperatura, la presencia de grandes masas de hielo y la escasa o nula presencia de la vegetación. En el medio glaciar los sedimentos son depositados por el hielo o por el agua producto de la fusión de los glaciares, y también por el viento (loess).

Los sedimentos glaciares se conocen como morrenas, las cuales pueden ser frontales, laterales y centrales. En las morrenas frontales se mezclan los sedimentos glaciares ss con los sedimentos fluvioglaciares. Sobre las morrenas frontales se desarrollan kames que son depósitos fluvioglaciares acumulados en la parte trasera de las morrenas frontales, las que obstruyen el paso de las corrientes fluviales. En el frente del glaciar suelen formarse numerosos lagos tanto de represa como en las depresiones originadas por la erosión glaciar. En estos lagos se acumulan sedimentos clásticos y arcillosos, lacustres y deltaicos, estos en la desembocadura de los ríos a los lagos, formando los delta-kames. Los ríos que atraviesan y erosionan las morrenas frontales van formando una extensa llanura de abrasión cubierta por depósitos fluvioglaciares y lacustre-glaciares (fig. 2.6).

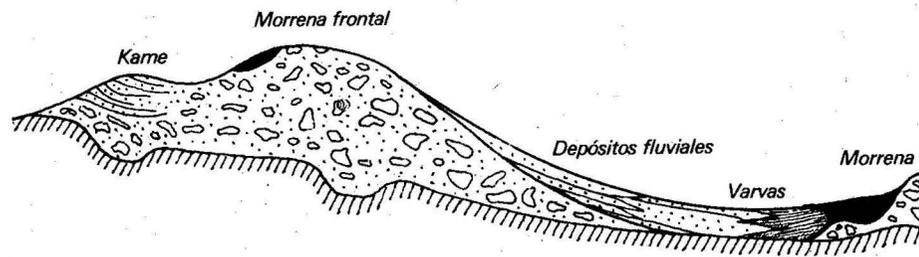


Fig. 2.6 Sección transversal hipotética a través de un conjunto de depósitos glaciares (morrénicos, lacustre-glaciares y fluvio-glaciares).

Los sedimentos fluvio-glaciares pueden ser cubiertos, a su vez, por loess y por dunas arenosas (si ocurre una retirada del glaciar).

Los sedimentos morrénicos se caracterizan porque son clásticos y muestran un aspecto caótico, sin selección alguna, mezclándose desordenadamente cantos de todas las dimensiones. Los sedimentos morrénicos no presentan estratificación. Los sedimentos fluvio-glaciares se caracterizan por su estratificación gruesa, presentándose las arenas, a menudo, con estratificación cruzada, en la cual varían considerablemente el tamaño de las partículas entre las láminas sucesivas (fig. 2.7).

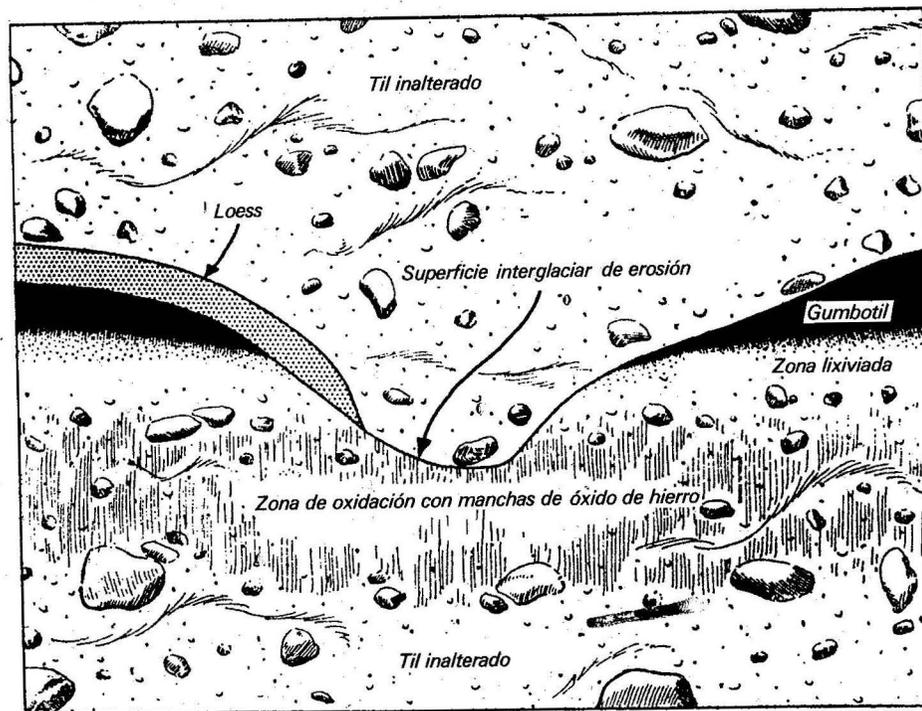


Fig. 2.7 Detalle de un depósito glacial. Tillitas del sudoeste de Minnesota, EE.UU.

En los lagos, en sus partes más profundas, se acumulan varvas. Estas son sedimentos estacionales de arcilla, aleuritas y arena fina, con textura laminar.

Los sedimentos de verano son de color claro, de grano grueso y de mayor espesor que los de invierno, y se componen de una mezcla de arena, arcilla y aleuritas. Los sedimentos de invierno son de pequeño espesor y están compuestos exclusivamente por arcillas. Los sedimentos de verano pasan gradualmente a los de invierno. En los lagos salados o en el mar, no se forman varvas porque las arcillas son floculadas (fig. 2.8).

Los sedimentos glaciares, en general, se caracterizan porque no tienen fósiles, los colores van del blanco, al azul-gris, aunque pueden tener otros colores. Los fragmentos de rocas suelen ser estriados, al igual que las rocas del fondo y lados del glaciar (si son rocas duras).

Por término medio las morrenas alcanzan hasta algunas centenas de metros de espesor.

**Tillita.** Son sedimentos morrénicos litificados, compuestos por cantos de todos los tamaños, y rocas finamente trituradas, que algunos llaman «harina» de rocas. Los fragmentos grandes son angulosos o subangulosos (aunque si la roca erosionada es un conglomerado, los cantos pueden ser redondeados). Estos sedimentos pueden descansar sobre la roca del fondo de los glaciares, la cual se presenta acanalada y estriada por efecto de la erosión, aunque pueden yacer sobre suelo fósil.

**Depósitos fluvio-glaciares.** Son semejantes a los depósitos de los abanicos aluviales y se localizan en los kames y eskers.

**Depósitos eolo-glaciares.** Se forman al soplar los vientos sobre las antiguas llanuras de abrasión del frente glaciar; el polvo es transportado y depositado (loess), y las arenas pueden ser removidas formando dunas.

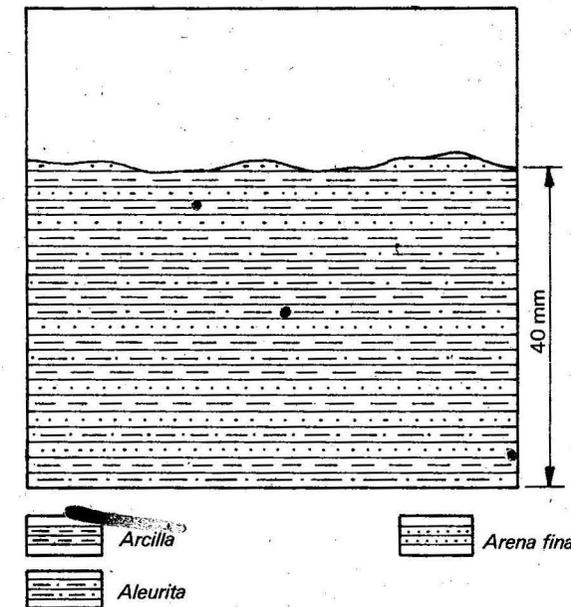


Fig. 2.8 Secuencia cíclica de arcillas varvadas.

**Depósitos lacustre-glaciares.** Se localizan en las playas y deltas lacustres, así como en las partes más alejadas del litoral. Todos los sedimentos acumulados en los lagos glaciares son clásticos y arcillosos.

**Depósitos glaci-marinos.** Los témpanos de hielo (*icebergs*), desprendidos de los casquetes continentales de hielo, en ocasiones llevan consigo un volumen considerable de partículas aprisionadas en el hielo; cuando el hielo se funde, estas partículas caen al fondo y se mezclan con los sedimentos marinos.

## 2.9 DESIERTOS

En la actualidad 1/5 del área continental es ocupada por los desiertos, o sea, unos  $30 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>. El mayor desierto del mundo es el Sahara, con  $8\,960\,000$  km<sup>2</sup>, pero solamente 1/5 parte de su área contiene sedimentos ( $1,62 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>).

Los sedimentos de los desiertos pueden ser depositados por el viento (polvo y arenas) y por las corrientes de agua permanentes o temporales (ríos).

El ambiente desértico puede ser montañoso o llano (fig. 2.9).

### DESIERTOS MONTAÑOSOS

Se caracterizan por sus lluvias ocasionales, en las llamadas «sombras de lluvias», lo que da lugar a la formación de lagos temporales en las depresiones; las

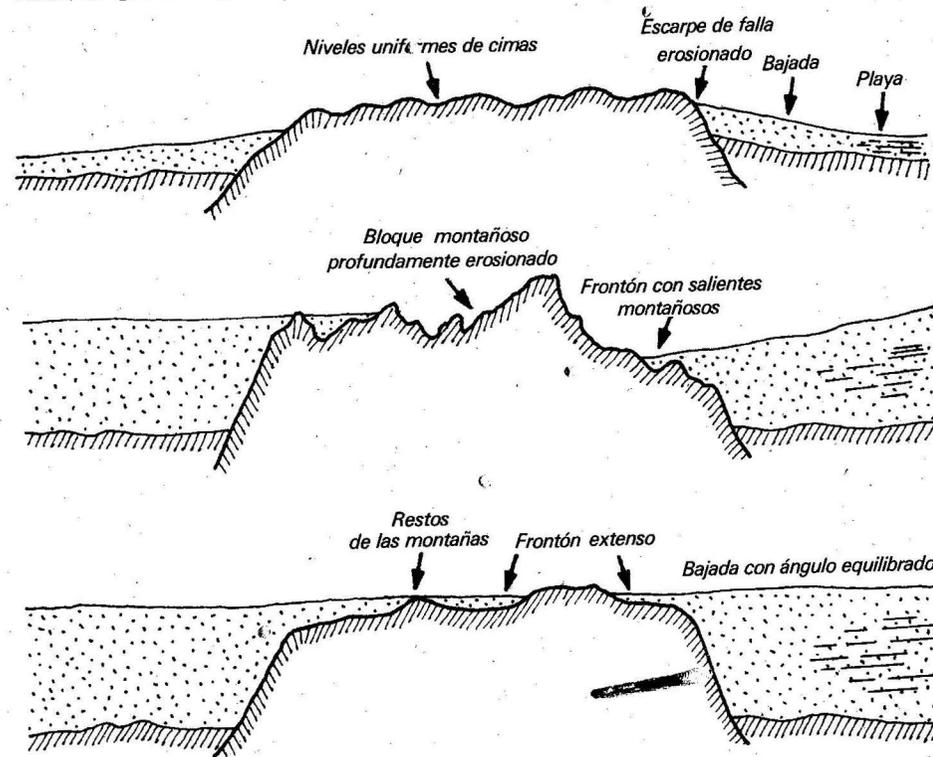


Fig. 2.9 Cortes verticales sucesivos a través de un desierto montañoso, mostrando su transformación en un desierto llano.

laderas están cubiertas de detritos, por lo cual se forman en el piedemonte abanicos aluviales compuestos por arenas y gravas, así como arcillas y grandes bloques componentes de riadas de barro.

En los lagos temporales se acumulan evaporitas finamente estratificadas con arenas y arcillas. En estos sedimentos son comunes las grietas de desecación.

Las arcillas de las «playas» son de colores grises, blancos o verdes, aunque localmente pueden ser negras cuando existe un alto contenido de sulfatos. Las evaporitas depositadas en las playas son de  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  y  $\text{NaCl}$ , boratos y sales de potasio.

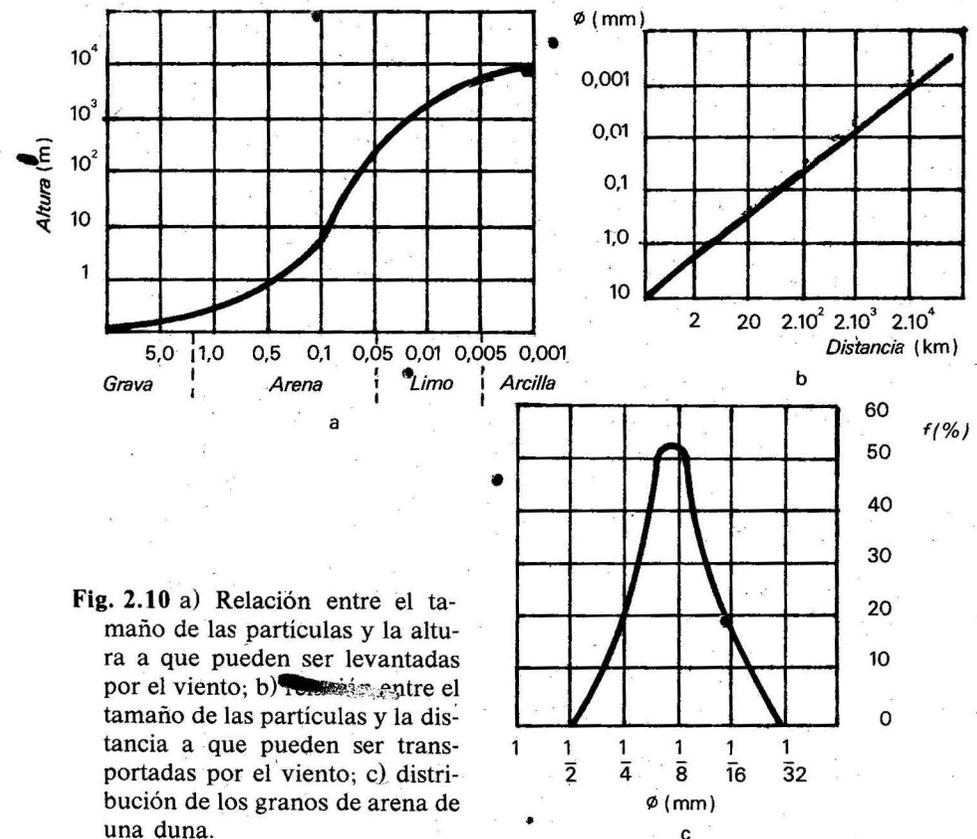
### DESIERTOS LLANOS

En los desiertos llanos hay depósitos arenosos abundantes, y en algunos casos depósitos fluviales y lacustres.

### Características generales de los sedimentos de los desiertos

Los sedimentos de piedemonte son pobremente estratificados, lenticulares, en contraposición con los depósitos de arenas que, por lo general, son estratificados, con estratificación cruzada, al igual que los sedimentos lacustres representados por arcillas, aleuritas y evaporitas, los cuales presentan estratificación fina y laminar.

La arena de las dunas, en ocasiones, es cuarzosa o compuesta por minerales inestables.



En las zonas periféricas, e incluso, alejadas de los desiertos, se acumulan grandes cantidades de polvo, que dan lugar a la formación de loess (fig. 2.10).

El loess es de color amarillo, gris o pardo, y se caracteriza por ser friable y no estratificado.

En general, el color de los sedimentos dependen de la aridez. En los lugares de buen drenaje subterráneo, donde son escasos los depósitos de sales solubles, y es intensa la oxidación, son comunes los colores amarillos, rojos y pardos, aunque el color depende también del color de los clastos. Los desiertos muy áridos se caracterizan por los colores claros de sus sedimentos, casi siempre blancos o amarillos.

## Depósitos de los desiertos en el pasado geológico

En distintos países se conocen sedimentos desérticos de distintas edades; como ejemplo tenemos las areniscas Navajo del J<sub>1</sub>, y los depósitos del Triásico de Inglaterra.

## 2.10 Medios transicionales. Características generales

Los medios transicionales o mixtos se localizan en la zona donde se encuentran las regiones continentales y el mar. En este lugar operan complejos procesos erosivos y acumulativos, que dejan marcados sus efectos en los sedimentos. Los medios transicionales se caracterizan por comportarse indistintamente como medios marinos y continentales.

Existen cinco medios mixtos o transicionales: deltaico; palustre; lagunar, de albufera o laguna marginal; litoral; y estuarino. De estos medios estudiaremos las características generales de los tres primeros.

### Medio deltaico

Los deltas se forman a causa de la acumulación de grandes volúmenes de sedimentos en la desembocadura de los ríos.

Los deltas pueden formarse en los lagos y en el mar; los de mayor importancia son los marinos.

En el presente, en la desembocadura de algunos grandes ríos existen enormes deltas; el Hoangho y el Yang Tse Kiang forman un delta común que tiene un ancho de 300-400 km y un largo de 1 100 km. Este delta se ha ido desplazando mar afuera a una velocidad de 480 km cada 120 años, lo que ha provocado la formación de la península de Chantung (fig. 2.11).

El delta del Misisipi, de forma de «pata de gallina» cubre un área de 2 800 km<sup>2</sup>; 1/5 parte de ella está emergida. La velocidad de migración de este delta es de 75 m/año, año, acumulándose espesores de hasta 600 m (fig. 2.12).

La llanura emergida del Misisipi es muy baja, con una altura promedio de 1,5-2 m SNMM<sup>1</sup>; la llanura sumergida del delta alcanza aproximadamente 30 km de ancho y el talud deltaico se extiende desde las profundidades de 20 m hasta los 150 m, por una distancia de 10-20 km. Los deltas son medios transicionales extre-

<sup>1</sup> SNMM significa: sobre el nivel medio del mar.

madamente complejos, donde se encuentran numerosos medios de sedimentación: pantanos, lagos, playas, albuferas, etcétera.

En los deltas parálicos ocurre la sedimentación en condiciones continentales y marinas; esto se debe a que se componen de una zona emergida y otra sumergida.

La zona emergida está compuesta por la llanura deltaica sumergida y el talud deltaico.

Los sedimentos en los deltas son acumulados por la acción de las corrientes fluviales, las olas y las corrientes marinas, aunque pueden acumularse algunos sedimentos por otras vías.

En los deltas se localizan tres secuencias: la del techo, la del talud y la del piso.

En los deltas marinos no son fácilmente diferenciables estas secuencias; hay que tener en cuenta que el nivel del mar puede presentar diversas variaciones, lo que origina una estructura compleja en los deltas.

Cuando el nivel del mar es constante se forma un delta de estructura sencilla, con un corte donde están bien definidas las diferentes zonas deltaicas.

Si el nivel del mar asciende de manera constante, se acumulan grandes espesores de los sedimentos de llanura deltaica, los cuales se interdigitarán de forma compleja con los sedimentos playeros (fig. 2.13).

Si el nivel del mar se eleva de manera intermitente se originan interdigitaciones de los depósitos de la llanura sumergida con los de la llanura deltaica sumergida (fig. 2.14).

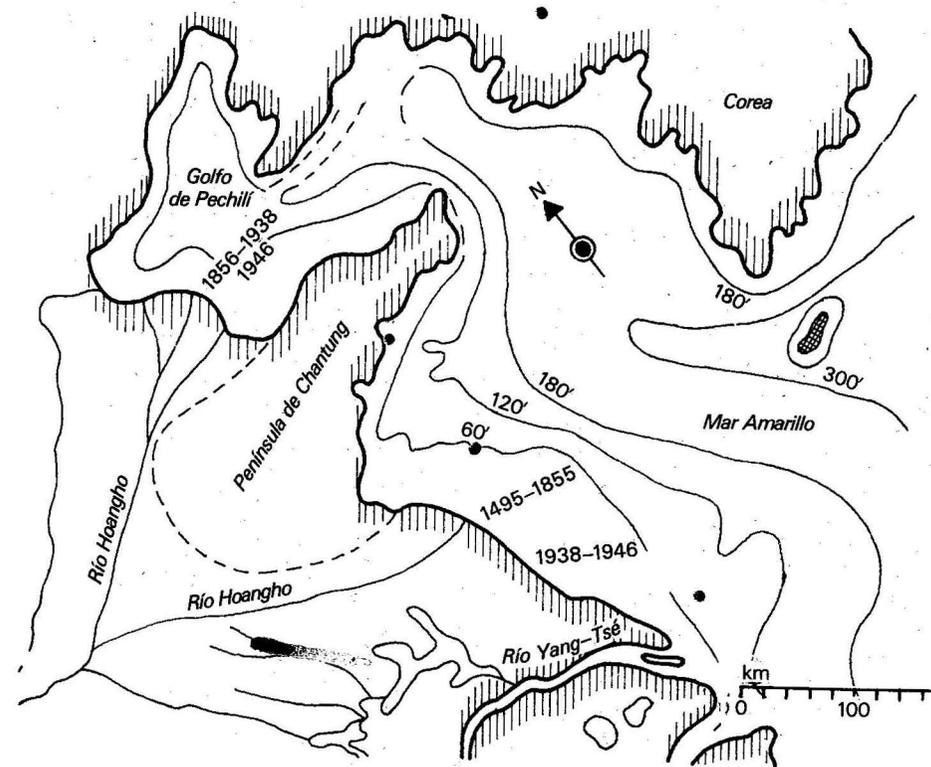


Fig. 2.11 Delta del río Hoangho, China.

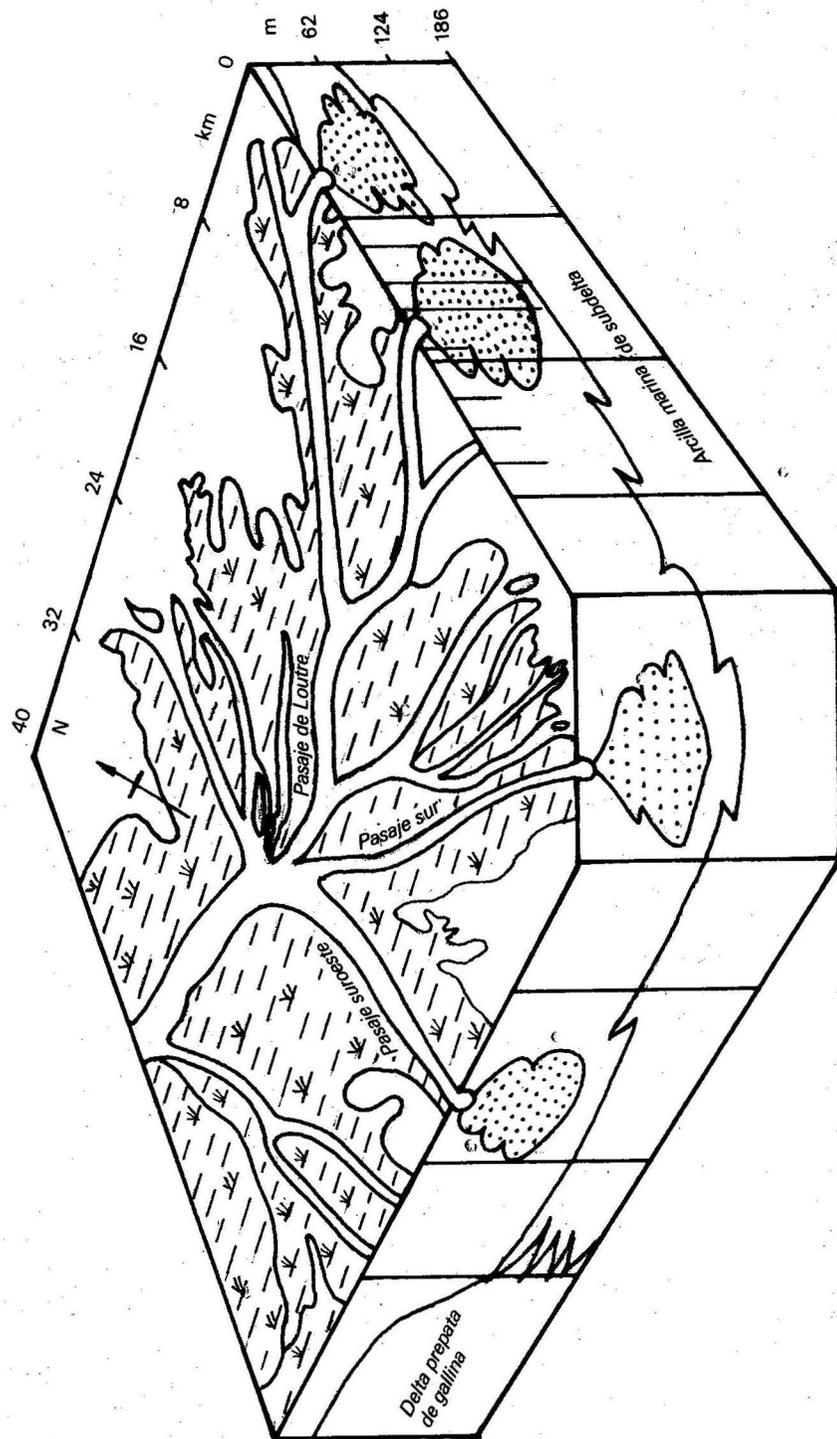


Fig. 2.12 Bloque diagrama de un sudelta del río Misipi (modificado de Fisk y otros, 1945). Los cuerpos arenosos lineales, de-  
positados en los diferentes cauces se representan con un punteado; la exageración vertical del bloque diagrama es de 30 veces.

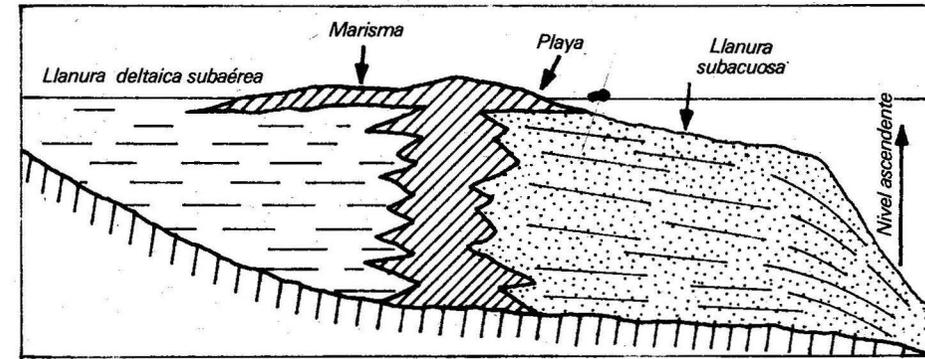


Fig. 2.13 Sección transversal a través de un delta que se formó en una región donde el mar se ha elevado de manera constante. La escala vertical está muy exagerada y la longitud es de decenas de kilómetros.

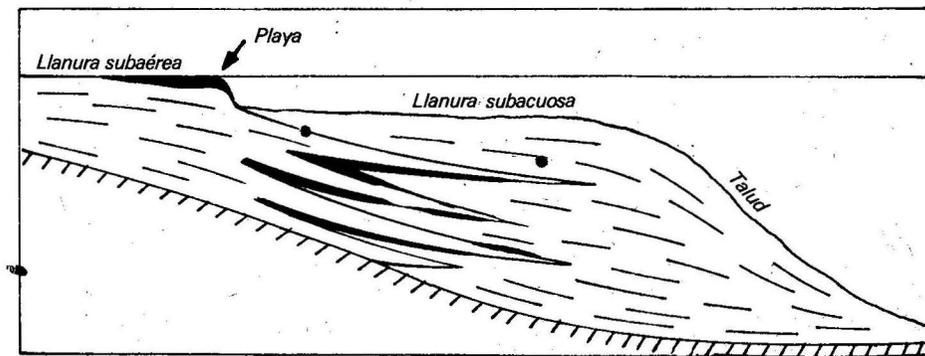


Fig. 2.14 Delta desarrollado en una región donde el fondo marino se eleva intermitentemente. La escala vertical está muy exagerada y la longitud es de decenas de kilómetros.

## SEDIMENTOS DELTAICOS

### Sedimentos del techo

En las llanuras deltaicas emergidas se acumulan arenas, aleuritas, arcillas y materia orgánica. En raras ocasiones, en el techo se acumulan gravas, lo que ocurre solamente en los deltas formados por las desembocaduras de ríos de montaña.

Los sedimentos del techo son transportados por las corrientes fluviales y, en algunas ocasiones, por el viento.

Los sedimentos clásticos más gruesos se acumulan en los cauces fluviales; son fundamentalmente arenosos y presentan estratificación cruzada e inclinada y, en su conjunto, estructura de corte y relleno (*cut and fill*); mientras que en las llanuras se acumulan sedimentos finos (arcillas y aleuritas), con estratificación laminar, grietas por desecación del lodo, huellas de gotas de lluvia y abundante materia orgánica, ya que estas llanuras comúnmente son pantanosas.

En estos sedimentos, en ocasiones, se conservan abundantes restos de animales y plantas, esencialmente los acumulados en los pantanos deltaicos y en los lagos en forma de herradura.

La llanura deltaica sumergida recibe sedimentos marinos y terrígenos; el agua salina o salobre influye en los distintos procesos de sedimentación que ocurren en el medio. Las olas, mareas y corrientes distribuyen y seleccionan los sedimentos que se acumulan en estas llanuras. En las regiones litorales muchas veces se acumulan hasta gravas, con excelente selección. Aunque estos sedimentos no suelen ser fosilíferos, en ellos pueden encontrarse fósiles marinos, y restos de plantas y animales terrestres; estos últimos arrastrados hacia el litoral por las corrientes fluviales. Las capas sedimentarias formadas en estas zonas se presentan bien estratificadas, y son algo frecuentes en ellas los acuñamientos.

#### SEDIMENTOS DEL TALUD DELTAICO

Los sedimentos del talud deltaico se caracterizan por su yacencia inclinada; los ángulos de inclinación son mayores donde el oleaje es débil y existen fuertes corrientes marinas. Los sedimentos acumulados en las partes más elevadas del talud deltaico se encuentran cercanos al nivel de base de erosión, mientras que en las partes inferiores se acumulan a profundidades considerables por debajo del nivel de base de erosión. En los taludes deltaicos se encuentran capas lenticulares de arenas, aleuritas y finas capas arcillosas.

La lenticularidad es muy notable donde existen débiles olas y corrientes.

En los sedimentos del talud pueden acumularse sedimentos calcáreos, así como sílice y óxidos e hidróxidos de hierro. Las sustancias coloidales, así como los sedimentos calcáreos, pueden servir de material cementante a los sedimentos terrígenos.

Los deltas que reciben un pequeño volumen de sedimentos clásticos se caracterizan por contener capas y lentes de sílice e hidróxidos de hierro, así como capas de areniscas glauconíticas.

En los sedimentos del talud pueden encontrarse algunos fósiles marinos mezclados con restos de la biota terrestre.

#### Capas del fondo

Las capas del fondo están compuestas por sedimentos terrígenos finos, sedimentos químicos y organógenos acumulados en condiciones marinas, caracterizados por la estratificación fina y laminar. Cuando avanza el delta, estas capas son cubiertas por los sedimentos del talud.

#### CICLO DELTAICO, SEGÚN J. BARRELL

El desarrollo de las tres capas componentes de un delta está relacionado con la edad fisiográfica de la región drenada. Una región joven suministra al delta gran volumen de sedimentos, los cuales no pueden ser arrastrados totalmente por las olas y las corrientes.

Las condiciones óptimas para la formación de los deltas se dan en las bahías y golfos cerrados, donde existen pequeñas profundidades y las olas son débiles; por esta razón, al llegar a un gran volumen de carga detrítica, la llanura deltaica se desarrolla rápidamente, así como el talud deltaico. Al avanzar el delta hacia el mar, las olas y las corrientes se hacen cada vez más intensas, produciendo la erosión de los sedimentos deltaicos y retardando el crecimiento del delta, especialmente de la llanura emergida, incrementándose el área de la llanura sumergida.

Durante la madurez tardía y la vejez temprana, el continente suministrará un pequeño volumen de sedimentos, pero suficiente como para que se mantenga un

equilibrio entre la erosión y la sedimentación; mas en la vejez, al disminuir considerablemente el volumen de sedimentos transportados al delta, se incrementa relativamente la erosión, disminuyendo la llanura emergida en extensión y expandiéndose los antiguos sedimentos deltaicos por el fondo marino; de esta manera las capas del techo y del talud pueden ser erosionados intensamente.

Resulta evidente que el ciclo de Barrell es un ciclo ideal, donde no se contemplan los movimientos tectónicos que pueden ocurrir con distinto signo e intensidad en la fuente de suministro, así como los desplazamientos del nivel del mar; por este motivo entraremos a analizar algunas situaciones que dan lugar a interrupciones en el ciclo:

1. La fuente de suministro se eleva más o menos, constantemente.

El resultado sería el crecimiento continuo del delta y la extensión de la llanura deltaica.

Si la elevación de la fuente de suministro se hace muy intensa, se forma un nuevo delta, cuyos sedimentos descansan discordantemente sobre los antiguos depósitos deltaicos.

2. Si el nivel del mar se eleva lentamente y no se incrementa el suministro de sedimentos, el área emergida disminuye y se incrementa el área de la llanura sumergida y las capas del techo, las cuales alcanzan gran espesor.

3. Si la fuente de suministro se eleva intermitentemente, pudiera mantenerse un volumen de sedimentación, de tal manera que se establezca un equilibrio entre la erosión y la sedimentación.

4. Si el nivel del mar se eleva intermitentemente, en la llanura deltaica ocurriría un proceso de erosión y acumulación intermitente, lo que se reflejaría en la presencia de numerosas discordancias.

En general, podemos llegar a la conclusión de que el ciclo deltaico es complejo; esto se refleja en las numerosas diastemas de las secuencias de sedimentos marinos y continentales.

#### Medio palustre

Una ciénaga o pantano es una porción de la superficie terrestre de relieve llano, la cual se encuentra anegada y ocupada por plantas de diversos tipos. En las regiones tropicales y subtropicales con alta humedad y abundantes precipitaciones, las plantas suelen cubrir toda la superficie del pantano, como sucede en la Ciénaga de Zapata, al sur de Cuba, en los Everglades de la Florida, etcétera.

Algunos pantanos se caracterizan por su vegetación de juncos y hierbas, mientras otros están cubiertos por grandes árboles como los cipreses, mangles, alerces, etcétera. Las ciénagas de las regiones circumpolares están cubiertas de musgos, líquenes o pequeños arbustos.

Los pantanos ocupan, en la actualidad, grandes áreas de la superficie terrestre; en EE.UU. cubren unos 400 000 km<sup>2</sup>; también ocupan grandes áreas en Canadá, Irlanda, URSS y los países escandinavos. En Louisiana, Florida, Virginia, Misisipi, Centroamérica, las Antillas y Suramérica, existen extensos pantanos. Estos se forman en condiciones favorables como, por ejemplo, en las costas bajas, las llanuras deltaicas, etcétera.

Es probable que más de 40 000 000 km<sup>2</sup> de la superficie terrestre estén ocupados por el medio palustre.

Los pantanos se clasifican en: pantanos marinos o parállicos, entre los que se encuentran las ciénagas de juncos y hierbas y las ciénagas de mangles y otros árboles; y pantanos de agua dulce, entre los que se mencionarán los lagos pantanos y los pantanos de las llanuras aluviales.

A continuación pasaremos a estudiar las características principales de estos pantanos.

### PANTANOS MARINOS O PARÁLICOS

Se forman en costas bajas de mares muy someros y en las llanuras deltaicas aledañas al mar.

Los pantanos parállicos pueden formarse a causa de la sumersión de una llanura costera, así como por la elevación del fondo marino. El desarrollo de los pantanos es favorecido por la acción activa de las mareas, las que dan lugar a la invasión periódica de las zonas bajas por el agua del mar.

#### Ciénagas de juncos y hierbas

Estas se forman en lagunas litorales y esteros, que al irse rellenando por los sedimentos se transforman en pantanos. Las plantas acuáticas solo crecen desde profundidades de 4 m (las enraizadas), por lo cual, para que se acumulen grandes espesores de turba, deben existir movimientos de hundimiento persistentes. Si la región sufre un hundimiento pequeño y continuado, se pueden acumular grandes espesores de sedimentos orgánicos siempre que exista un equilibrio entre la velocidad de hundimiento y la de acumulación. Si la velocidad de hundimiento predomina sobre la velocidad de acumulación, los sedimentos marinos llegan a cubrir a los sedimentos palustres.

Los pantanos parállicos, formados por pequeñas lagunas originadas por una barra arenosa, son pequeños, pero los formados en las costas bajas son extensos. En estos pantanos los sedimentos pasan lateralmente de marinos a palustres; la secuencia en ellos comienza por arcillas, arenas y sedimentos calcáreos, aumentando hacia arriba el contenido de materia orgánica hasta que aparecen las capas de turba. Muchas de las lutitas negras del Ordovícico en EE.UU., se formaron en estas condiciones. En los sedimentos palustres parállicos es común encontrar marcasita y pirita, que se forman por la acción bacteriana sobre los sulfatos, a los que reducen y transforman en  $H_2S$ , algunos óxidos y  $H_2SO_4$ .

El  $SH_2$ , al reaccionar con los hidróxidos de hierro en disolución, origina la pirita ( $FeS_2$ ).

#### Ciénagas de mangles y otros árboles

Estas se localizan en las regiones tropicales y subtropicales. Los mangles y otros árboles de estos pantanos tienen numerosas raíces que crecen a gran profundidad entre los lodos de las zonas pantanosas, formando una malla extensa que aprisiona a los sedimentos, compactándolos. Las hojas, troncos, ramas y raíces que se acumulan en gran volumen dan lugar al desarrollo de capas de turbas.

#### Pantanos de agua dulce

Los pantanos de agua dulce se relacionan con lagos y ríos en variadas condiciones climáticas. Algunos pantanos de este tipo están ocupados por grandes árboles como los cipreses y alerces, cedros y abetos, mientras que otros abundan en matorrales enredados. En las regiones frías en estos pantanos crecen helechos, musgos, juncos y hierbas.

Los lagos pequeños, al irse rellenando, se van transformando en pantanos, cubriéndose de una vegetación abundante de juncos, hierbas, lotos, etcétera, que al morir dejan sus restos en el fondo y originan capas de sapropel.

### SEDIMENTOS PALUSTRES

Los sedimentos de los pantanos fluviales contienen abundante arcilla, aleurita y arenas de color gris y negro.

Las arcillas y aleuritas, en general, son los sedimentos más comunes en el medio palustre (fig. 2.15).

Además de las capas de turbas que caracterizan a este medio, en el medio palustre se forman capas de óxidos de hierro, de vivianita, de sílice, de óxido de manganeso y de siderita (fig. 2.16).

Según L. Rùjin, los depósitos de siderita se presentan en forma de lentejones, cuyo espesor es de algunos metros y, raras veces, decenas de metros. Estos sedimentos se acumulan en condiciones en un medio reductor. La hematites parda se encuentra con más frecuencia en forma de masa esponjosa o en nódulos, cuyo origen puede ser por: 1, oxidación de la siderita; 2, por acción de las ferrobacterias sobre las soluciones de sales de hierro.

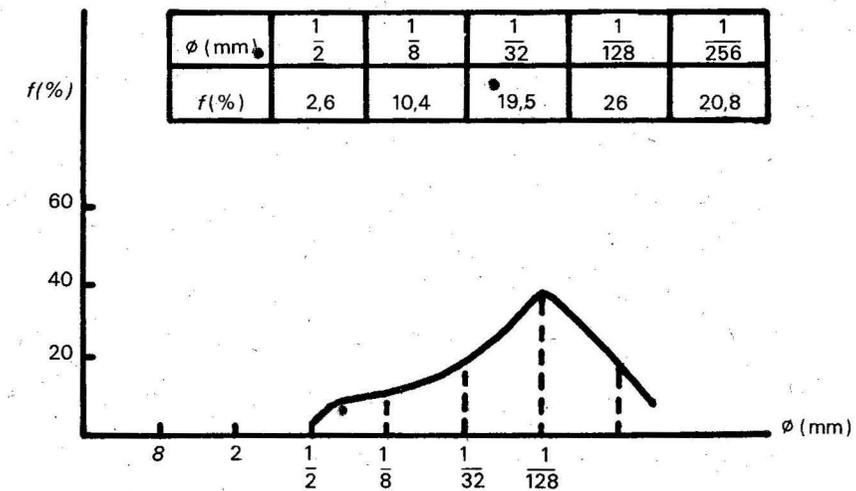


Fig. 2.15 Distribución de los sedimentos clásticos palustres, en función del diámetro ( $D$ ) y la frecuencia ( $f$ ).

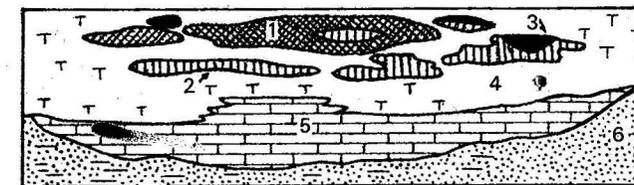


Fig. 2.16 Depósitos en un clima húmedo semejantes a los de Bielorrusia (según G. Bushinski): 1) vivianita; 2) siderita; 3) hematita parda; 4) turba; 5) caliza palustre; 6) arena y arcilla.

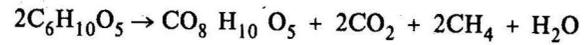
Algunos sedimentos palustres son ricos en pirita singenética.

Los procesos de acumulación de la turba se relacionan con el ambiente reductor propio de las aguas estancadas y los ácidos orgánicos que inhiben la actividad bacteriana.

Los restos de plantas ablandadas y maceradas se transforman en *humus* pardo y gelatinoso.

Todos los productos humificados, junto con los materiales menos destructibles, como las resinas, el polen y las esporas, forman la turba.

Los residuos humíferos se originan por la transformación de la celulosa de acuerdo con la reacción química siguiente:



Celulosa      Residuo humificado      Metano

Los procesos de acumulación de materia orgánica en los pantanos sigue el esquema siguiente:

	(CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O) Atmósfera
Plantas vivas	Absorción por las plantas Fotosíntesis (ganancia de energía) Formación biogénica de los tejidos vegetales Metabolismo (pérdida de la parte de la energía)
Muerte	
Medio reductor	Descomposición parcial (pérdida de parte de la energía) Turba CH <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, SH <sub>2</sub> , etcétera

Los sedimentos palustres se caracterizan por ser estratificados con capas lenticulares y tabulares extensas. Los fósiles típicos de los sedimentos palustres son restos de plantas, pero también pueden encontrarse restos de vertebrados terrestres, algas y conchas de moluscos marinos.

### Medio de albufera o de laguna marginal

Las albuferas o lagunas marginales se desarrollan en mares someros, donde una barrera incomunica parcialmente a una porción del mar; es por esto que las aguas de las albuferas tienen poco movimiento y pueden considerarse casi como aguas estancadas. Los lugares más favorables para la formación de las lagunas son las bahías o ensenadas cerradas, las partes frontales de los deltas y los mares donde se desarrollan arrecifes de barrera y atolones (fig. 2.17).

Las lagunas litorales se comunican con el mar abierto a través de canales de poca profundidad. En general, los fondos de las albuferas se encuentran por arriba del nivel de base de erosión del oleaje. Los sedimentos acumulados en las lagunas pueden proceder de la tierras emergidas, transportados por los ríos; del mar, transportado por las aguas y las corrientes; y por la acumulación de los restos de la biota lagunar.

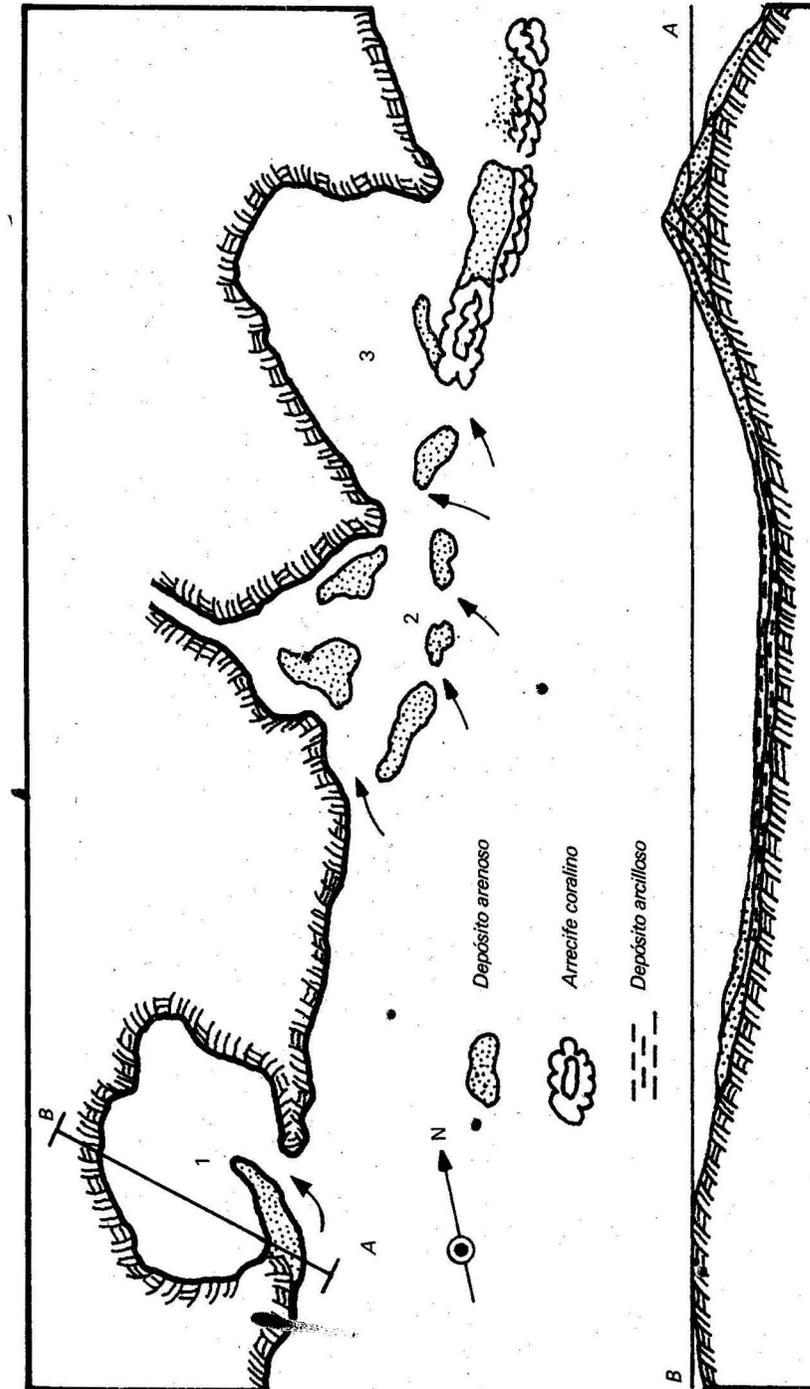


Fig. 2.17 Sección transversal a través de una laguna marginal. Distintos tipos de lagunas marginales: 1) laguna marginal formada por una ensenada, cerrada por una barra arenaosa; 2) laguna marginal formada en la parte frontal de un delta; 3) laguna marginal formada por la presencia de un arrecife de barrera y barras arenosas.



## Clasificación de los medios marinos de sedimentación

La distribución, el tipo y el volumen de los sedimentos en las cuencas marinas depende de varios factores, esencialmente, de la cercanía a las zonas continentales, a su profundidad, a la biota, etcétera.

De acuerdo con estos factores, en las cuencas marinas se reconocen cuatro medios de sedimentación (fig. 2.18), los cuales trataremos a continuación.

### Medio nerítico

El medio nerítico, también conocido como sublitoral, se extiende desde el límite de la marea baja hasta el cambio de pendiente de la plataforma continental (*shelf*) que ocurre a 180 o 200 m. Lo cierto es que el borde de la plataforma continental no tiene una profundidad uniforme y es más profunda en algunas zonas que en otras.

El medio nerítico tiene fondos que son afectados por olas de tormenta, corrientes de fondo y de deriva y corrientes de marea. Según C. Dumbar y J. Rodgers, el ancho de este medio varía de menos de 16 km a más de 320 km, siendo su anchura promedio de 80 km.

En el medio nerítico se difunde la luz solar, lo cual favorece la proliferación de plantas y animales.

Los sedimentos terrígenos que se acumulan en las cuencas marinas tienen que atravesar el medio nerítico o acumularse en él.

En el medio nerítico se ha acumulado 80 % de las rocas sedimentarias, por lo que de este hecho se deduce la importancia del estudio de los procesos sedimentológicos, que en él tienen lugar.

### Medio batial

El cambio de pendiente de la plataforma continental sirve de límite natural a los medios neríticos y batial, mientras el límite entre los medios batial y abisal se sitúa en la pendiente o talud continental, en las profundidades del 1800 o 2000 m.

La anchura promedio de los medios batiales actuales es de 16-160 km, con un área total de unos 31 000 000 km<sup>2</sup>. El medio batial tiene una mayor inclinación

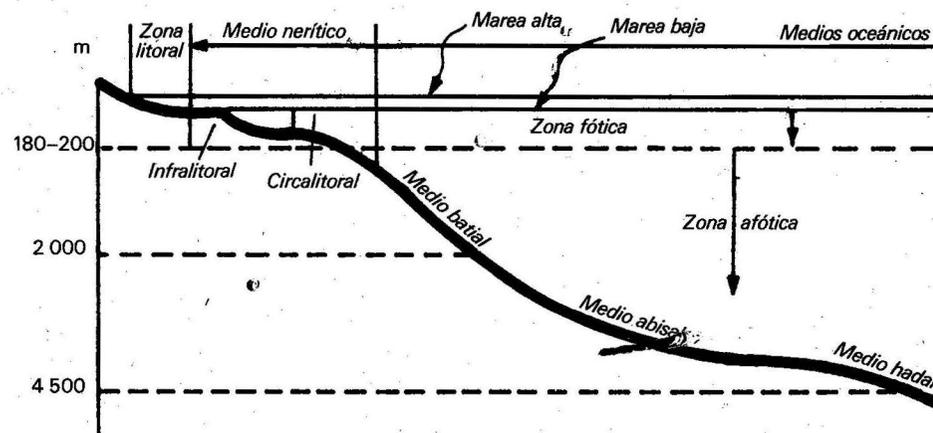


Fig. 2.18 Medios marinos de sedimentación.

en su parte superior, la cual va disminuyendo en profundidad hasta fusionarse con las llanuras abisales. El talud continental tiene como promedio una pendiente de 4°, la cual será mayor o menor de acuerdo con las peculiaridades geológicas del área en que sea localizado.

### Medio abisal

El medio abisal ocupa las llanuras abisales que constituyen la mayor porción del área de los fondos abisales, y tiene como límite las profundidades de 2 000-4 500 m.

Estos fondos marinos son oscuros y fríos, normalmente tranquilos y sometidos a altas presiones.

### Medio hadal

Comprende una pequeña área de los fondos marinos, la cual está circunscrita a las fosas oceánicas y ocupa las profundidades mayores de 4 500 m.

## 2.12 Características principales de los medios marinos

### Medio nerítico

Se estima que hasta el 80 % de las rocas sedimentarias se han acumulado en el medio marino, principalmente en el medio nerítico, que es el que está intensamente influido por los procesos geológicos de las tierras emergidas, dada su relativa cercanía, por lo que el estudio de los medios neríticos constituye una herramienta valiosísima para interpretar los procesos geológicos y la paleogeografía del pasado geológico.

El medio nerítico o sublitoral se extiende desde el límite de la marea baja hasta el borde de las plataformas continentales e insulares, que viene dado por el cambio de pendiente (180 o 200 m de profundidad); los medios actuales abarcan un área de 40 000 000 km<sup>2</sup>, aproximadamente. El medio nerítico se caracteriza por su turbulencia, ya que es en él donde ocurren los rompientes y se forman las corrientes de resaca, de marea y de deriva costera; en este medio, además, tienen lugar considerables variaciones de temperatura; sus fondos son iluminados y la salinidad es variable y está influida fuertemente por las características fisiogeográficas de las tierras emergidas aledañas. Todo lo anterior puede favorecer el desarrollo de formas de vida abundantes y variadas, las cuales influyen en los procesos sedimentológicos de manera activa o pasiva.

Los medios neríticos presentan características muy disímiles entre sí; estos se pueden encontrar en mares tormentosos confinados y en mares tranquilos.

Las pendientes de los medios neríticos, por lo general, son pequeñas, a excepción de las fajas neríticas localizadas en islas volcánicas, en bancos arrecifales o en regiones donde ocurren movimientos tectónicos internos.

### CARACTERÍSTICAS DE ALGUNOS AMBIENTES NERITICOS ACTUALES. PLATAFORMA CONTINENTAL EN LA PENINSULA DE LA FLORIDA

En la parte oriental de la Florida, el mar nerítico presenta una anchura de hasta 160 km, y 16 km en los alrededores de Miami y el estrecho de la Florida. Desde Carolina del Sur hasta Georgia, en el litoral y zonas próximas a él, se encuentran

extensos mantos de arena fina, pero hacia el sur los sedimentos arenosos se hacen calcáreos, puesto que en esta dirección, en la península, afloran las calizas. Esta zona sur es afectada por la acción de la Corriente del Golfo que remueve, y transporta parte de los sedimentos arenosos del borde de la plataforma. En las partes más profundas de la plataforma de la Florida se acumula lodo calcáreo y arena organógeno-química (conchas, oolitas, etcétera); la arena en las zonas profundas es más gruesa que cerca del litoral, lo que puede deberse, según H.C. Stetson (1939), a la acción «cernidora» que ejerce la Corriente del Golfo sobre las arenas del borde de la plataforma.

#### *Mares neríticos frente a California meridional*

La plataforma de California del Sur es estrecha y de un relieve muy quebrado; esto se debe a que la zona está afectada por intensos movimientos neotectónicos. Según F.P. Shepard y K.L. Emery (1941), el borde de la plataforma está a 40 u 80 km de la costa. La plataforma de California meridional está salpicada de islas como Santa Bárbara y Santa Rosa, que no son más que las partes apicales de elevaciones submarinas. También se encuentran bancos someros y profundos.

En estas condiciones, estrechas fajas o islotes de fondos neríticos se hallan rodeados por fondos batiales, de lo que se deduce que existe una distribución de sedimentos extremadamente compleja. El continente suministra a estos mares grava, arena y lodo, a los que se añaden otros elementos procedentes de la erosión del litoral. Cerca de las islas se han formado extensos bancos de sedimentos biógenos, constituidos por conchas de animales bentónicos.

En este mar, a pesar de su compleja topografía, se muestran gradaciones faciales típicas, controladas por el relieve; los bancos y zonas bajas contienen sedimentos gruesos, mientras las cuencas profundas solo tienen lodos enriquecidos en materia orgánica. A gran distancia de la tierra firme, la arena fina terrígena pasa a una arena constituida por conchas de foraminíferos, siendo estos lodos calcáreos.

#### *Mar del Norte*

El 90 % del fondo del Mar del Norte constituye un medio nerítico, en su mayor parte confinado. Durante el Pleistoceno en esta zona existió un casquete glacial. En el estrecho de Dover, el Mar del Norte alcanza solo 30 m de profundidad, que sobrepasan las profundidades neríticas hacia el norte, frente a las costas de Noruega.

Durante el Pleistoceno, en el área ocupada por el Mar del Norte no solo existió un casquete glacial, sino que en los periodos interglaciares, en la parte sur se formaron médanos arenosos y extensos pantanos parálisis.

En el Mar del Norte ocurren con frecuencia fuertes tormentas y corrientes de mareas. Los grandes ríos europeos como el Rhin han formado extensos deltas.

Según Lüders, el fondo del Mar del Norte está cubierto en un 20 % de arena y grava, 60 % de arena fina y 20 % de lodo y lodo arenoso.

### ZONAS BATIMÉTRICAS DEL MEDIO NERÍTICO O SUBLITORAL

El medio nerítico o sublitoral está compuesto por dos zonas batimétricas: la infralitoral, que se extiende hasta los 50 m de profundidad y la circalitoral, se extiende desde los 50 hasta los 180 m.

A continuación pasaremos a estudiar las características más relevantes de estas zonas del medio nerítico.

#### *Zona infralitoral*

Es la porción de los fondos sublitorales más cercana a los continentes e islas, y es afectada intensamente por la acción de las olas y las corrientes, especialmente durante las tormentas. La morfología y la topografía del fondo controlan, de manera efectiva, el proceso sedimentológico al influir sobre la distribución energética del medio.

En condiciones ideales, los sedimentos clásticos que caracterizan la zona decrecen en granulometría desde la costa hacia mar afuera. Las sedimentaciones biógena y química son más notables hacia las partes más profundas de esta zona, donde disminuye la turbulencia y el material clástico decrece en tamaño y volumen.

#### *Zona circalitoral*

Comprende los fondos sublitorales que se encuentran entre 50 y 180 m de profundidad; el borde de la plataforma constituye su límite externo.

La zona circalitoral se caracteriza por un menor grado de turbulencia que la zona infralitoral; los fondos son iluminados y la vida es prolifera y variada, y en estos se acumulan sedimentos químicos, además de los biógenos y clásticos finos.

### ZONAS NERÍTICAS DE SEDIMENTACIÓN

El medio nerítico es muy variable en cuanto a los procesos sedimentológicos que en él tienen lugar y a la distribución de los sedimentos. No obstante a esta variabilidad, en el medio nerítico se puede considerar la posibilidad de existencia de tres zonas de acumulación que corresponden a los tipos de sedimentos más difundidos en el medio: las arenas y gravas, los lodos y los sedimentos calcáreos.

Un ejemplo ideal de estas zonas se puede apreciar en la plataforma continental frente al estado de Texas (EE.UU.). Producto del muestreo y estudio de los sedimentos contenidos en esta zona, se obtuvieron algunos resultados interesantes que se observan en la figura 2.19.

#### *Zona arenosa*

Se localiza en los fondos más someros de los mares neríticos, los cuales se encuentran adyacentes al litoral. En estos fondos, donde es mayor la turbulencia de las olas y las corrientes, es, por tanto, donde mayormente ocurre la competencia de estos agentes, la cual crece rápidamente mar afuera. La acción de las olas tiende a clasificar los sedimentos areno-gravosos empujando las arenas más gruesas y las gravas hacia las playas y transportar el material más fino hacia las zonas de mayor profundidad, es por esto que las gravas comúnmente se localizan en el litoral o cerca de este, mientras que las arenas son transportadas a zonas más profundas que, como promedio, alcanzan los 10-14 m.

Las arenas marinas generalmente están libres de arcillas y aleuritas, excepto en los lugares donde las olas no se desarrollan o se desarrollan débilmente, o donde la sedimentación es relativamente rápida.

Normalmente los depósitos de gravas y arenas forman una estrecha faja paralela a la costa; pero en condiciones de inestabilidad geológica ocupan áreas extensas, lo que es observable en los mares que poseen extensos fondos someros.

Los sedimentos de las zonas arenosas se conservan con mayor probabilidad cuando ocurre una transgresión, ya que las zonas de turbulencia se trasladan hacia el continente y las zonas arenosas son cubiertas por sedimentos de zonas más profundas (fig. 2.20).

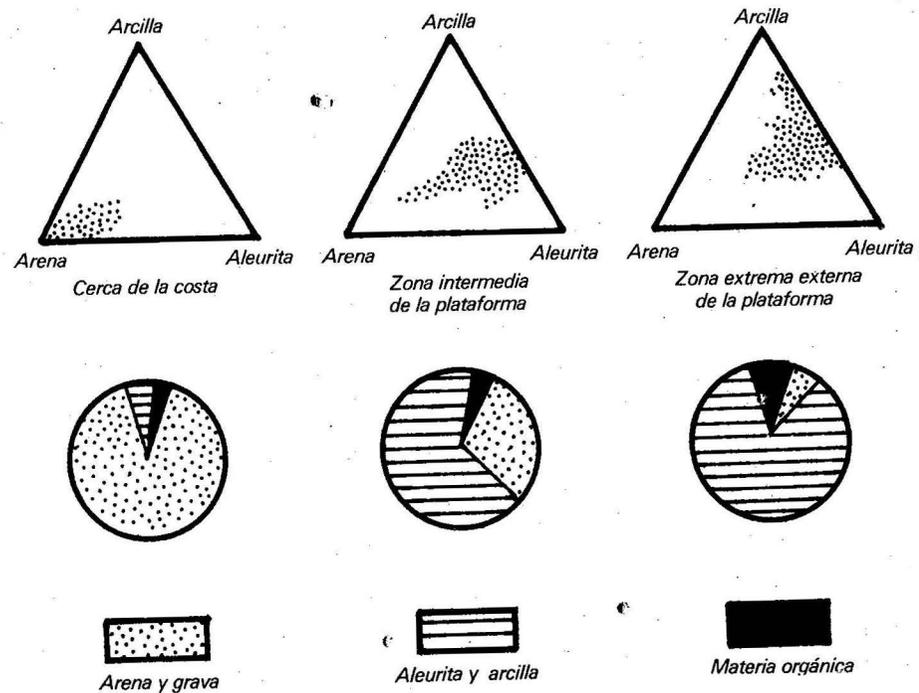


Fig. 2.19 Distribución de los sedimentos neríticos en la costa del golfo, en Texas (según Shepard y Moore, 1955).

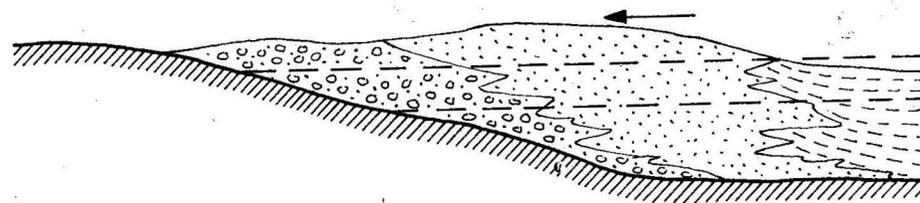


Fig. 2.20 Corte esquemático de una serie transgresiva. Las etapas de la transgresión son señaladas por líneas horizontales isócronas. Los litotopos continentales retroceden mientras los marinos avanzan sobre ellos.

En algunas plataformas, en la actualidad, se encuentran las arenas y gravas en aguas profundas, lo que puede ser relacionado con las glaciaciones cuaternarias y períodos que dieron lugar a modificaciones paleoambientales en cortos períodos de tiempo. Esta anomalía se relaciona también con la ocurrencia de deslizamientos subacuáticos.

#### Zona lodosa de aguas someras

En los mares neríticos se acumulan el lodo terrígeno en cualquier sitio, incluyendo la zona litoral. El lodo terrígeno se compone de arcillas, aleuritas y arena

muy fina; en muchas ocasiones este lodo se mezcla con materia orgánica. Como está compuesto por fragmentos muy finos, es transportado en suspensión, y su distribución depende de la dirección y velocidad de las corrientes. Una característica de las arcillas que influye en su sedimentación es su propiedad aglutinante. Los electrólitos del agua marina producen la floculación de las arcillas y hacen que las partículas aumenten de peso y se incremente la velocidad de sedimentación. Cuando las arcillas se depositan, se cohesionan fuertemente al comprimirse y se hacen muy resistentes a la erosión.

En la zona arenosa, generalmente, ocurre disminución del tamaño de los clastos en dirección a mar afuera, alcanzando el tamaño de aleurita y arcilla. Las partículas arcillosas, a causa de su pequeño peso y velocidad de sedimentación (aproximadamente  $9,4 \cdot 10^{-4}$  mm/s en agua dulce, según Rubey), se van depositando de manera muy lenta.

Algunas zonas costeras se caracterizan por ser bajas y pantanosas, como la Ciénaga de Zapata, la costa sur de Camagüey, etcétera; en este caso la zona lodosa se extiende hasta la costa.

En algunos mares neríticos los sedimentos lodosos pueden tener una distribución muy heterogénea, mezclándose con los calcáreos o los detriticos. Las causas de esta distribución heterogénea pueden ser variadas, entre las que se encuentran las siguientes:

- los períodos intermitentes de tormentas que influyen en la afluencia periódica de diversos tipos de cargas sedimentarias.
- el relieve del fondo muy heterogéneo que hace que los sedimentos se distribuyan irregularmente;
- las pequeñas fluctuaciones del nivel del mar.

Los cambios estacionales y las variaciones morfológicas y geológicas en las zonas de tierra firme pueden influir en la distribución heterogénea de las zonas de sedimentación.

#### Zona calcárea

Comúnmente la zona de sedimentos calcáreos se localiza más allá de la zona de lodos, o consiste en «islotos», más o menos distanciados entre sí, y rodeados de sedimentos lodosos.

La situación más favorable para la acumulación de sedimentos calcáreos ocurre lejos de la tierra firme, aunque en las costas bajas limitrofes de tierras llanas el aporte detrítico es tan pequeño que se dan condiciones favorables para la sedimentación calcárea.

Los organismos marinos son la principal, aunque no única, fuente de sedimentos calcáreos; es por esto que, en esencia, los factores que favorecen el desarrollo de estos organismos influyen en la distribución de la zona calcárea y el volumen de estos sedimentos.

Los mares cálidos, de fondos someros y de aguas claras, son favorables para la proliferación de organismos con partes calcáreas.

Gran cantidad de sedimentos calcáreo-organógenos y bioclásticos se acumulan actualmente en las zonas tropicales; principalmente en los arrecifes. La extensión de las calizas arrecifales, en el pasado geológico cercano, muestra que los arrecifes pudieron estar más extendidos que en la actualidad.

Los sedimentos calcáreos generalmente son menos clasificados que los terrígenos, y no exhiben una gradación bien marcada de material grueso o fino.

Los sedimentos calcáreos pueden extenderse hasta las costas, graduando lateralmente a sedimentos arenosos, aunque en el caso de los arrecifes franjeantes los sedimentos calcáreos se extienden desde la costa.

Al disminuir la población biológica con la profundidad, la zona de sedimentos calcáreos pasa a una zona de lodos de aguas profundas o de fangos calcáreos.

#### MEDIO AMBIENTE ARRECIFAL

Los arrecifes orgánicos se localizan en los mares neríticos tropicales. En el medio arrecifal, además de los corales, habita una fauna rica y variada compuesta por algas, briozoos, moluscos, foraminíferos, etcétera.

Los arrecifes orgánicos están constituidos por sedimentos calcáreos, orgánicos y orgánico-detriticos (fig. 2.21). La topografía de este medio es muy variada; en los arrecifes se observan depresiones, canales, cuevas, taludes, llanuras, etcétera. Los arrecifes interceptan a las olas, produciendo los rompientes de éstas, lo que contribuye al crecimiento de los corales, ya que el agua agitada se enriquece de oxígeno y de plancton, este último sirve de alimentación a la fauna arrecifal.

En ocasiones, los detritos formados por la acción erosiva de las corrientes marinas llegan a los arrecifes y rellenan las depresiones del macizo arrecifal (fig. 2.22).

Un arrecife orgánico está constituido por el núcleo arrecifal compuesto por calizas coralinas masivas, las facies frontales del arrecife, que están compuestas por brechas y arenas fundamentalmente, y las facies de las lagunas arrecifales (*back reef*), donde predominan las margas y las arenas finas.

El conjunto de depósitos detriticos, el núcleo arrecifal y otros sedimentos orgánicos constituyen el complejo arrecifal.

Existen varios tipos de arrecifes, entre los que se encuentran los arrecifes marginales y de barrera; estos son constituidos por la acción biológica y geológica en las plataformas insulares y continentales, como podemos observar en Australia, Indonesia y Cuba; pero los atolones se forman comúnmente en las elevaciones del

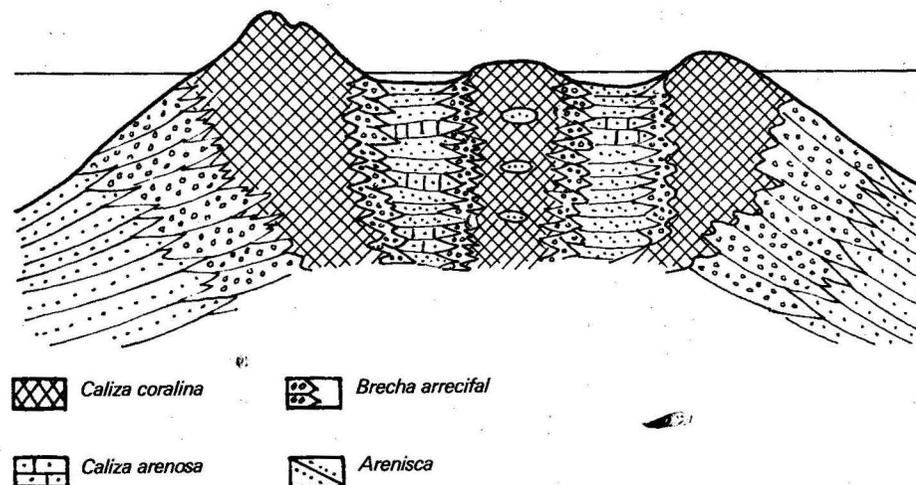


Fig. 2.21 Sección transversal a través del atolón Maratua (según Kuenen, 1947).

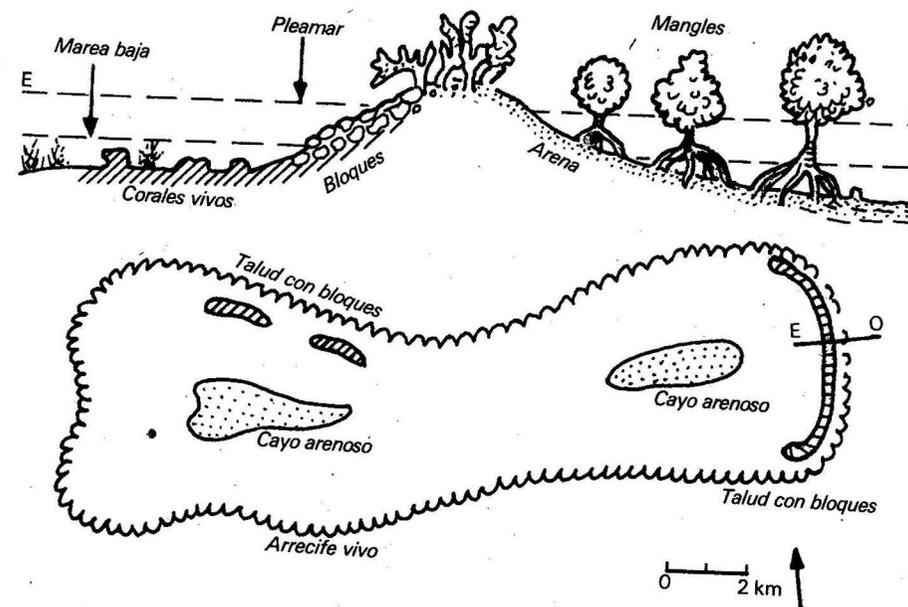


Fig. 2.22 Atolón Sapuka, al sur de Célebes (según Kuenen, 1941). Sección E-O del extremo occidental del atolón.

fondo oceánico, rodeados de mares profundos, como sucede con el atolón Eniwetok, Bikini, etcétera.

A continuación pasaremos a analizar brevemente las características geológicas de los atolones y de los arrecifes de barrera.

#### Atolones

Son arrecifes de forma más o menos circular con una laguna central.

La parte de crecimiento más activo del arrecife se halla en el lado que se encuentran los rompientes. El oleaje produce la destrucción del frente arrecifal arrancando fragmentos de diversos tamaños que se acumulan en los taludes frontales. Parte del material erosionado (el más fino), es transportado por las corrientes hacia el interior del arrecife. En aquellas partes del arrecife en que la erosión es más activa que el crecimiento, se produce la destrucción de parte del núcleo arrecifal, mientras que donde el crecimiento es más activo, el arrecife aumentará de tamaño.

En las lagunas de los atolones se desarrollan montículos coralinos y se acumulan sedimentos calcáreos finos y de conchas de organismos bentónicos. Hacia las partes centrales de las lagunas los sedimentos tienden a ser más finos.

Los sedimentos de los taludes están inclinados y se caracterizan por presentar numerosas discordancias locales.

Los núcleos arrecifales pueden tener complejas relaciones con las facies lagunares y de taludes en dependencia de las elevaciones y descensos del nivel del mar.

#### Arrecifes de barrera

Los arrecifes de barrera presentan facies similares a los atolones, con la diferencia de que las facies lagunares son predominantemente arcillosas, ya que la sedimentación no solo es influida por el complejo arrecifal, sino también por la tierra firme (fig. 2.23).

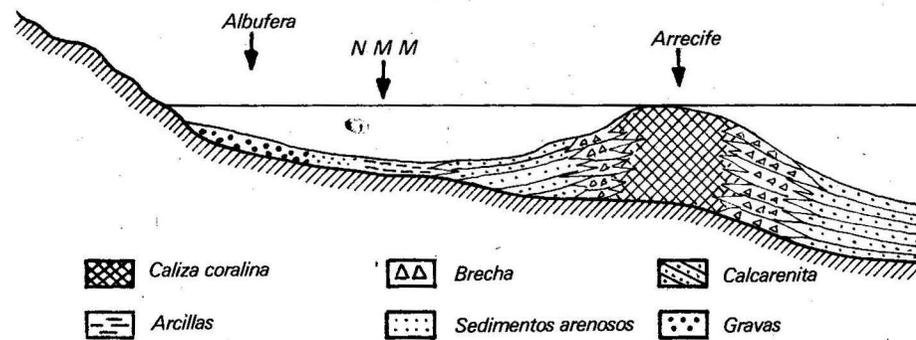


Fig. 2.23 Corte transversal mostrando los sedimentos de un arrecife de barrera.

### Medio batial

El medio batial comprende a los fondos marinos situados entre los 200 y los 2 500 m de profundidad. Se calcula que en la actualidad este medio ocupa  $31 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ , y se localiza en el talud continental, el cual presenta generalmente una pendiente suave, excepto en las islas coralinas y volcánicas, así como en las costas aledañas a las fosas tectónicas (provincias de Santiago de Cuba y Guantánamo). Para tener una idea de las magnitudes de la pendiente continental se estima, según Dunbar y Rodgers, que donde la zona batial es de unos 16 km de ancho, la pendiente es de 1-25 m/km. El límite batial-abisal se localiza en estas pendientes, y está marcado por un cambio apreciable en la sedimentación.

Los fondos batiales pueden encontrarse lo mismo en las cuencas oceánicas que en los mares internos y en algunos estrechos, como el estrecho de la Florida (fig. 2.24).

Estos fondos se caracterizan por ser oscuros y fríos y la presión es bastante elevada.

A continuación se describirán, de forma general, algunos sedimentos batiales.

### LODOS TERRÍGENOS

Los fondos batiales comúnmente están cubiertos, en gran parte, por fangos terrígenos, compuestos por arcillas y aleuritas, los cuales presentan una amplia gama de colores (rojo, gris, verde, azul y negro).

Los fangos o lodos rojos solo presentan este color en la superficie, pero en las profundidades son de color gris-azul, lo cual es provocado por el medio reductor predominante en los fondos batiales. La película de sedimentos rojos se debe a la oxidación total del hierro contenido en las finas partículas terrígenas que se acumulan en este ambiente. Estos lodos terrígenos suelen contener abundante carbonato de calcio y, en ocasiones, ceniza y arena volcánica. Las arenas y arcillas verdes deben su color a la glauconita contenida en estos sedimentos.

### SEDIMENTOS CALCÁREOS CLÁSTICOS

Los medios batiales próximos a complejos arrecifales o a fondos neríticos, donde se acumulan intensamente los sedimentos calcáreos clásticos, pueden acumular

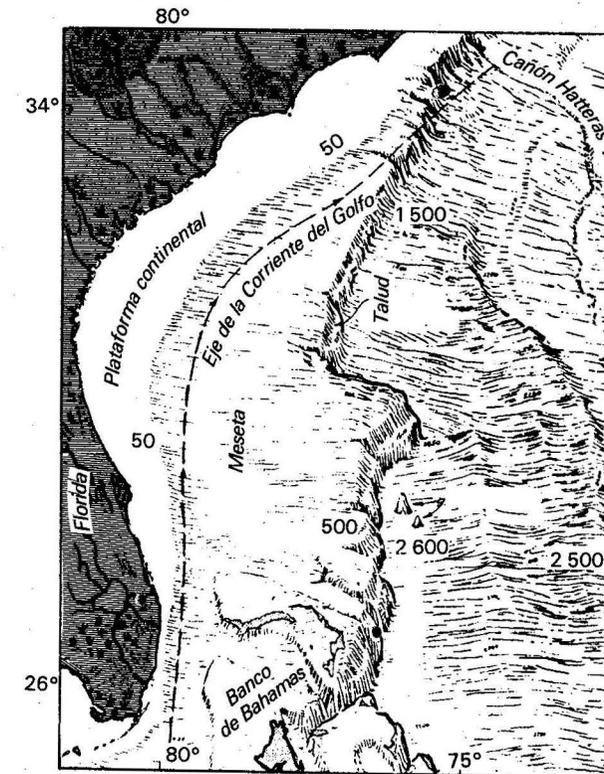


Fig. 2.24 Topografía del Atlántico en las zonas aledañas a la Florida y otros estados surentales de Estados Unidos.

arenas calcáreas finas y fango calcáreo procedente de estas regiones; estos sedimentos calcáreos siempre aparecen mezclados con conchas de globigerinas.

### LODOS CALCÁREOS BIÓGENOS (FANGO DE GLOBIGERINAS Y DE PTERÓPODOS)

Estos lodos o fangos biógenos se acumulan, actualmente, en los mares situados entre los 50° de latitud norte y los 50° de latitud sur; a continuación describiremos las características fundamentales de estos lodos.

#### Fangos de globigerinas

Actualmente se estima que los fangos de globigerinas cubren un área de  $130 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ , se depositan en los medios batiales y abisales y son característicos de los fondos que van de los 1 800 m a los 4 500 m de profundidad. Estos fangos están compuestos por foraminíferos de las familias *Globigerinidae* y *Globorotalidae*; los fangos actuales contienen hasta 30 especies de estas familias.

Las conchas de estos organismos planctónicos son muy pequeñas, globosas y de paredes extremadamente finas, por lo que muchas de ellas se disuelven durante el proceso de sedimentación.

El fango de globigerinas es el resultado de la mezcla de las conchas de globigerinas con el lodo calcáreo, terrígeno y volcánico, considerándose como tal cuando el contenido de conchas es igual o superior al 30 % de la muestra tomada. Se ha estimado que la velocidad de acumulación del fango de globigerinas es de 1 cm/800 años, en el Atlántico, frente a Namibia y República Surafricana, y de 1 cm/500 años, en la costa occidental de EE.UU.

Aunque no es lo común, las globigerinas pueden encontrarse en sedimentos de mares someros, incluso entre las arenas infralitorales del medio nerítico.

#### *Fango de pterópodos*

Los pterópodos son gasterópodos adaptados a la vida pelágica, los cuales tienen conchas calcáreas que normalmente aparecen mezcladas con las testas de globigerinas. Los fangos puros de pterópodos son raros y cubren áreas pequeñas.

### LODOS SILÍCEOS BIÓGENOS

Los lodos silíceos orgánicos se componen de radiolarios, diatomeas y espículas de esponjas.

#### *Fango de radiolarios*

Los radiolarios son animales planctónicos marinos, de esqueleto silíceo.

En la actualidad, el fango de radiolarios cubre un área de unos  $13 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> del fondo oceánico. Las testas de radiolarios son comunes en las arcillas rojas abisales. Los fangos muy ricos en estas testas dan lugar a las radiolaritas y a las concreciones silíceas de radiolarios. Los fangos de radiolarios, actualmente, se acumulan entre 3 600 y 2 500 m, pero también pueden acumularse en fondos batiales en condiciones especiales. Los radiolarios del Holoceno habitan las aguas cálidas y es muy probable que en el pasado geológico sucediera lo mismo.

#### *Fango de diatomea*

Las diatomeas son parte del fitoplancton y poseen un esqueleto silíceo que desprenden durante su reproducción.

Las diatomeas abundan en las aguas frías, formando fajas de sedimentos orgánicos constituidos por sus restos. Los fangos de diatomeas se acumulan también en las aguas someras de los mares polares, en la costa occidental, de la República Surafricana, etcétera.

### Medio abisal

El medio abisal comprende los fondos de profundidades entre 2 500 y 4 500 m, los cuales se caracterizan por ser oscuros y fríos, y soportar presiones elevadísimas. El agua en los fondos abisales está inmóvil excepto cuando ocurren erupciones en sus proximidades, o cuando ocurre una corriente de turbidez.

La mitad aproximadamente de la superficie de nuestro planeta está ocupada por fondos abisales. En estos fondos se encuentran sedimentos de diversos tipos; los más abundantes son el fango de globigerinas, el fango de radiolarios y diatomeas y la arcilla roja abisal. Además, en los fondos abisales se acumulan turbiditas y cenizas volcánicas, así como sedimentos eólicos, constituidos casi siempre por finas partículas de cuarzo teñidas por hematita, y sedimentos glaci-marinos, los cuales son transportados en el seno de los témpanos que caen hacia los fondos abisales a medida que estos se funden.

Donde los sedimentos orgánicos son escasos se encuentra, en gran volumen, la arcilla roja abisal. Pueden haber phillipsita ( $\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{Al}_2$ ) ( $\text{K}_2\text{Ca}$ )  $\cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ , y nódulos de manganeso en estos sedimentos. También son comunes entre los sedimentos abisales los dientes de tiburones.

### CARACTERÍSTICAS DE ALGUNOS SEDIMENTOS ABISALES

Las características de los fangos de globigerina, radiolarios y diatomeas fueron explicadas en el epígrafe donde se estudió el medio batial, por lo que aquí exponemos las características de la arcilla roja abisal.

La arcilla roja abisal es un sedimento muy extendido en el medio abisal; cubre en la actualidad la cuarta parte del fondo del Atlántico y del Índico y la mitad de la superficie del océano Pacífico; normalmente se encuentra a profundidades mayores de 3 600 m. El color es rojo ladrillo o pardo, pero a veces es azul. El grano del material componente es extremadamente fino y su composición química se aproxima a la de la roca ígnea de composición media, aunque tiene un mayor contenido de Fe, Al, Mg y Mn, y menor cantidad de K y Na.

En estas arcillas comúnmente aparecen abundantes nódulos de Mn, de fosfatos y de  $\text{Mg}_2\text{O}_3$ . Se estima que las fuentes de suministro de la arcilla roja abisal son el polvo eólico, el polvo meteórico y volcánico, la arena volcánica y los sedimentos terrígenos en suspensión.

La velocidad de sedimentación de la arcilla roja es de 1 cm/1 000 años.

### 2.13 Medios marinos con circulación restringida.

#### Características generales

Los medios marinos con circulación restringida se forman en zonas inestables de la corteza; se caracterizan porque tienen una comunicación con el mar abierto que se efectúa a través de canales largos y someros, localizados en las barreras de restricción.

Los medios marinos que presentan estas condiciones están influidos intensamente por las condiciones fisiográficas reinantes en la zona continental cercana y que rodea, en gran medida, al medio; por esta razón el clima y el relieve de la fuente de suministro tienen una influencia trascendente en los procesos que ocurren en estas cuencas.

Los medios restringidos en unas ocasiones pueden ser evaporíticos y en otras, euxínicos.

#### Medio marino evaporítico

Los medios marinos evaporíticos se forman cuando una cuenca marina está aislada o casi aislada, y se encuentra rodeada de una región árida o semiárida.

El mar, en estas condiciones, tiene una elevada temperatura en su superficie, lo cual provoca un alto nivel de evaporación y una elevada concentración salina.

La elevada evaporación tiende a producir la «caída» continua del nivel del mar e induce una corriente permanente desde el mar abierto hasta la cuenca restringida a través de los canales de las barreras de restricción. Si no existieran estas corrientes, la duración de estas cuencas sería efímera, dejando como residuo esencialmente capas salinas. El mantenimiento del aflujo de la corriente desde el mar abierto

suministra continuamente nuevos volúmenes de agua de menos salinidad que posibilita el equilibrio entre la pérdida de agua por evaporación y las aguas que afluyen hacia la cuenca.

En las cuencas evaporíticas se produce una diferenciación de densidades desde el litoral hacia los canales de comunicación con el mar abierto, así como la estratificación del agua marina verticalmente (en el centro de la cuenca), que varía, de aguas salinas en la superficie a hipersalinas en el fondo (fig. 2.25).

Según L.I. Briggs (1957), la evaporación y la circulación en las salmueras de concentración progresiva, localizadas en las cuencas evaporíticas, trae por resultado la segregación lateral de diferentes evaporitas. Si ocurre una sedimentación de sales, y posteriormente ocurre una disminución del área de la cuenca a causa de la regresión marina, las evaporitas son erosionadas, disueltas y redepositadas, a medida que disminuye el tamaño de la cuenca; las evaporitas precipitadas aumentan de espesor y se hacen menos extensas.

Las evaporitas marinas están compuestas por yeso y anhidrita, sal, gema, sales potasio-magnésicas y dolomita.

El yeso y la anhidrita pueden reemplazar a los carbonatos; así, en algunos casos se observan margas yesíferas, calizas yesificadas y fósiles de concha calcárea sustituidas por yeso, como en las minas de Baitiquirí, en la provincia Guantánamo, Cuba.

La sal gema se asocia frecuentemente a las arcillas, a compuestos orgánicos y ferruginosos y normalmente está acompañada de otras sales como la silvita (KCl).

#### PRECIPITACIÓN DE LAS EVAPORITAS

Las evaporitas constituyen un complejo ordenado que se acumula en función de la temperatura del medio y del grado de solubilidad de las sustancias disueltas en la salmuera de un medio evaporítico.

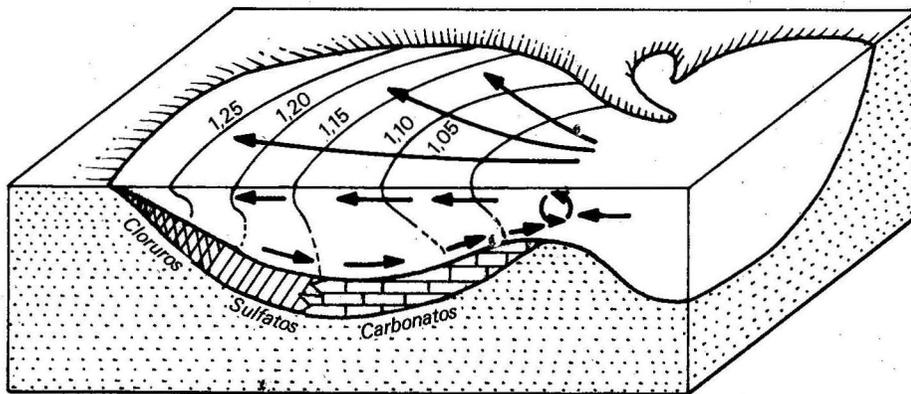


Fig. 2.25 Modelo de una cuenca evaporítica. Las isolíneas de densidad del agua muestran cómo existe un incremento de las densidades desde el umbral de restricción hacia las partes más cercanas al litoral. Las flechas indican la dirección del movimiento del agua (modificado por Weller 1960, de Briggs 1957).

Según J. Usiglio, los resultados de laboratorio muestran que cuando a determinada cantidad de agua marina se le somete al calor, al ser evaporada la mitad del volumen, precipita carbonato de calcio, trazas de hidróxido de hierro y aluminio. Cuando el volumen se ha reducido a una quinta parte del original, precipita el sulfato de calcio (yeso y anhidrita), y cuando prácticamente desaparece el medio, es que precipita el cloruro de sodio, el sulfato de magnesio y el cloruro de magnesio.

Un ejemplo de cuenca evaporítica actual lo constituye el golfo de Kara-Bogaz, al este del mar Caspio, con el cual se comunica a través de un umbral poco profundo. Si no existiera esta comunicación, el golfo de Kara-Bogaz sería desecado rápidamente, encontrándose en su lugar una zona cubierta por sales de diversos tipos. El clima de la región es semiárido, lo cual provoca una intensa evaporación de las aguas del golfo. De acuerdo con los sondeos efectuados, los sedimentos de tipo dolomíticos se forman a la entrada del golfo, donde la salinidad es más pequeña; estos sedimentos aparecen asociados a sedimentos calcáreos (calcíticos). Hacia el centro de la cuenca los depósitos están formados por calcita, hidromagnesita, y yeso. La precipitación de sal y otros cloruros no ocurre en Kara-Bogaz, según G. Theodorovich (1959).

Según E. Posnjak, la anhidrita es más común en las evaporitas que el yeso. Normalmente, la anhidrita se forma cuando la temperatura es mayor de 42 °C, pero cuando la solución está concentrada en cloruro de sodio, la temperatura de formación de la anhidrita es de 25 °C.

Es de destacar que las evaporitas se acumulan, en muchos casos, en las lagunas traseras de los arrecifes (*back reef*), como puede ser el caso del yeso de Baitiquirí que se localiza asociado a un complejo arrecifal del Mioceno, en la región central de la provincia Guantánamo, Cuba.

#### CICLO DE EVAPORITAS

Según L.I. Briggs (1958), la mayoría de los depósitos evaporíticos exhiben una marcada ciclicidad que se relaciona y representa los diferentes estados en la restricción y en la concentración de las sales de la cuenca evaporítica.

En la figura 2.26 se presenta un típico ciclo de evaporitas (según L.L. Sloss, 1953); a las facies calcáreas marinas de salinidad normal le sigue una secuencia con anhidrita y dolomita intercaladas, que se relacionan con la restricción del medio y la salinidad algo elevada, condiciones estas que al progresar provocan la acumulación de halita y otros cloruros, junto con anhidrita, que representa la facies hipersalina. Si el medio evaporítico marino aumenta su comunicación con el mar abierto, comienza el retorno a las condiciones de mares normales, relacionado con un proceso de transgresión marina.

Un ejemplo de una secuencia evaporítica cíclica, que se puede considerar como patrón, se localiza en el corte del Silúrico Superior en la región de Nueva York y la cuenca de Michigan, donde las calizas del Niagariano están cubiertas por lutitas saliníferas del Grupo Salinas, que tiene un espesor de 300 m. La parte baja del Grupo Salinas se compone de lutitas rojas sin fósiles (Lutitas Vernon), y la porción superior la ocupa la Lutitas Camillus de color gris, con intercalaciones de evaporitas. Las capas de sal cubren, en su conjunto, una longitud de 240 km de E a O, extendiéndose hacia el sur hasta la parte meridional de Nueva York, Pensylvania y Ohio. Después que concluyó la acumulación salina, las aguas marinas transgredieron extensamente al continente, depositándose dolomitas y calizas limosas. Las lu-

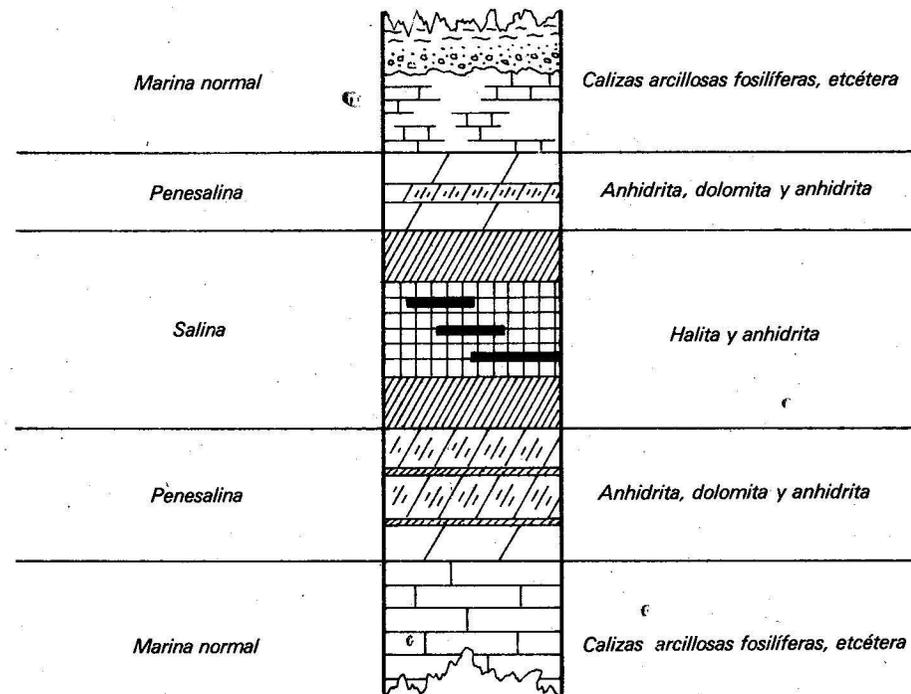


Fig. 2.26 Ciclo ideal de evaporitas. La etapa marina normal se caracteriza por la formación de biomicritas y otras calizas fosilíferas; las rocas carbonatadas de la parte superior, que se acumulan en esta etapa, casi siempre están dolomitizadas. En la sección que corresponde a la etapa de alta de salinidad, se incluyen micritas dolomíticas laminadas interestratificadas con anhidrita y dolomita. La etapa hipersalina comienza con la acumulación de anhidrita y posteriormente halita. Si la salinización es máxima, puede presentarse una cuarta etapa caracterizada por la acumulación de sales de potasio (según, Sloss, 1953).

titas grises de aguas hipersalinas contienen capas de halitas grises de aguas hipersalinas y capas de halitas y yeso intercaladas, que abarcan un área de 259 000 km<sup>2</sup>. La causa de la aridez en esta zona de Nueva York-Ohio-Michigan pudo deberse a la lejanía del mar abierto y a las extensas llanuras que caracterizaban el relieve del Silúrico Superior en la parte oriental de Norteamérica.

### Medio marino euxínico

Los medios marinos euxínicos se localizan en mares con comunicación restringida, separados del mar abierto por largos y estrechos umbrales, siendo indispensable la afluencia de un volumen considerable de agua dulce y la ocurrencia de una evaporación pequeña o moderada. Estas condiciones geográficas y climáticas son imprescindibles para la formación de los mares euxínicos, los cuales se caracterizan por condiciones físicas, químicas y biológicas especiales, que determinan

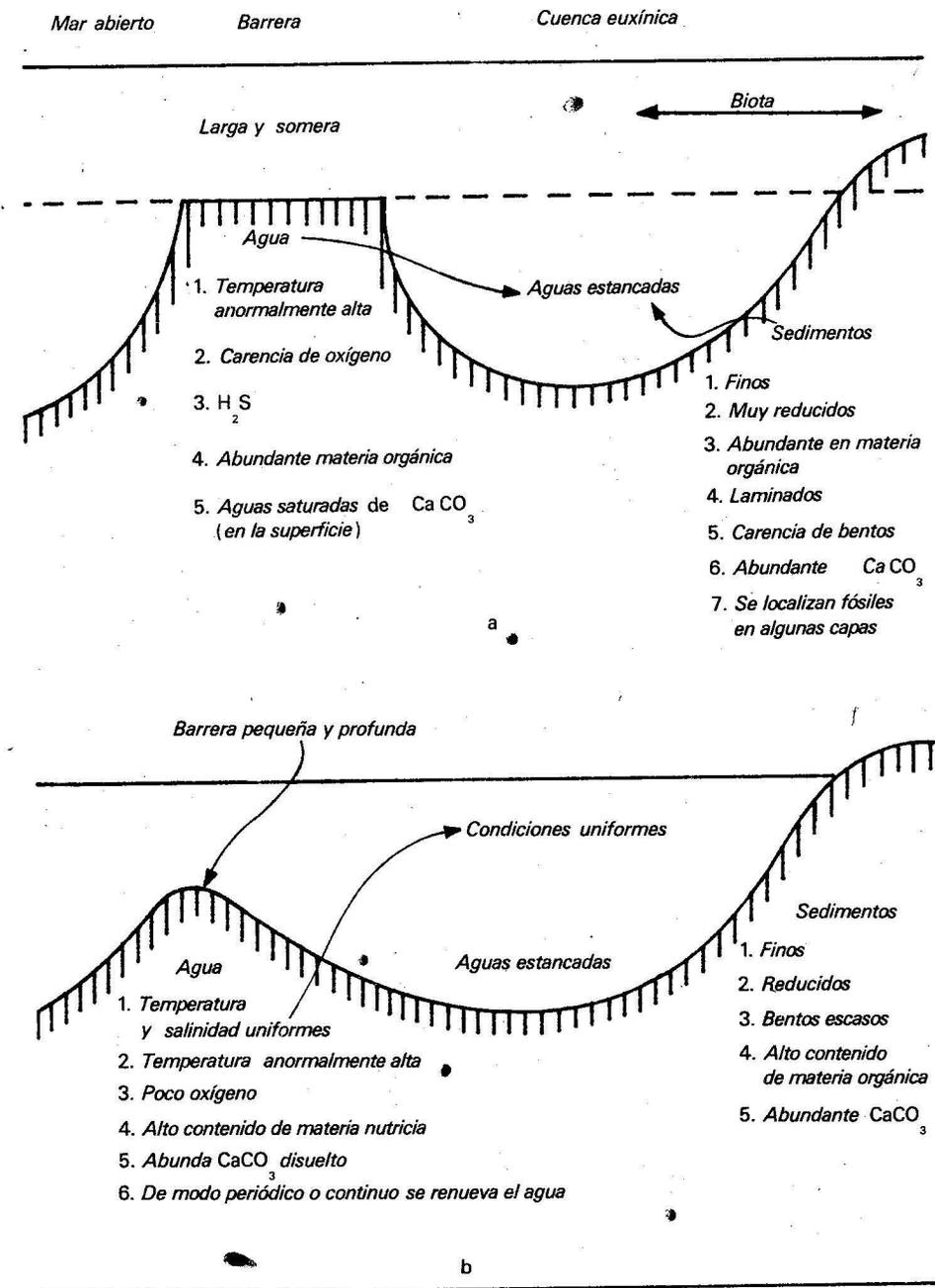


Fig. 2.27 Características de las cuencas euxínicas y de las cuencas no euxínicas poco comunicadas con el mar abierto: a) euxínica; b) no euxínica (según Fleming y Revelle, 1939).

la acumulación de los lodos oscuros enriquecidos en materia orgánica y que componen las facies euxínicas.

Las facies euxínicas se forman en diversos medios marinos, en la actualidad, en mares profundos poco comunicados, como el mar Negro, en bahías profundas y cerradas (ejemplos: los fiordos noruegos y la bahía de Kaoe de la isla Halmahera, en el Pacífico), en extensos mares neríticos muy someros, similares a los existentes en la bahía de Chesapeake y la de Danzig, y en las lagunas arrecifales asociadas a las facies *back reef* (facies traseras arrecifales) (fig. 2.27).

## MAR NEGRO

El mar Negro ha sido estudiado por numerosos científicos como N. Andriusuf (1897), A.D. Arjangelsky (1927), D. Wolansky (1933), y especialmente por N.M. Strajov. La cuenca del mar Negro está situada en el sistema estructural alpino, al sureste de Europa. Esta depresión está comprendida entre el gran Cáucaso al norte y el pequeño Cáucaso al sur. La depresión del mar Caspio está íntimamente ligada con la del mar Negro. Cubre un área de 680 000 km<sup>2</sup> y alcanza una profundidad de más de 2 000 m, comunicándose con el Mediterráneo a través del estrecho de Bósforo, el cual tiene 1 km de ancho y unos 40,6 m de profundidad (fig. 2.28). Este mar debe su existencia a un sistema de fallas que ha dado lugar al hundimiento de esta región desde el Cretácico Superior hasta el Terciario y es uno de los factores que ha propiciado la acumulación de un potente espesor de sedimentos. En el Plioceno este mar estuvo incomunicado, formándose un enorme lago donde se acumularon sedimentos típicos de aguas salobres. Durante el Mindel-Riss se formó el mar Negro actual.

El Danubio, el Dniéper y otros ríos vierten sus aguas en el mar Negro y rebajan la salinidad en las capas más superficiales del agua, lo cual crea una estratificación vertical de estas en función de sus densidades. El mar Negro es un ejemplo clásico de estratificación de las aguas. El oxígeno está presente en estas aguas hasta los 177 m de profundidad; por debajo solo se encuentran fondos «muertos» envenenados por el sulfuro de hidrógeno (H<sub>2</sub>S); esto da lugar a que los fondos someros sean ricos en diversos tipos de bentos, y que el plancton sea abundante (además del necton); sin embargo, los fondos profundos son trampas mortales para los seres marinos excepto para las bacterias anaeróbicas.

Cuando los organismos mueren y sus restos caen a estos fondos reductores, se acumula la materia orgánica y se libera H<sub>2</sub>S, que se va concentrando en el fondo y aumentando el carácter tóxico y reductor. Los fondos de las fosas del este y oeste del mar Negro están cubiertos por sedimentos estratificados, donde se alternan capas arenosas claras y lodosas oscuras.

Los lodos oscuros son arcillosos y ricos en materia orgánica y sulfuro de hierro. Según D.L. Graf (1950) la composición media de estos lodos es la siguiente:

CaCO <sub>3</sub> .....	60 %
H <sub>2</sub> S.....	2 %
materiales terrígenos.....	30 %
silice biógena.....	1 %
materia orgánica.....	7 %

Los sedimentos arenosos pudieron ser transportados a estas cuencas por corrientes turbias.

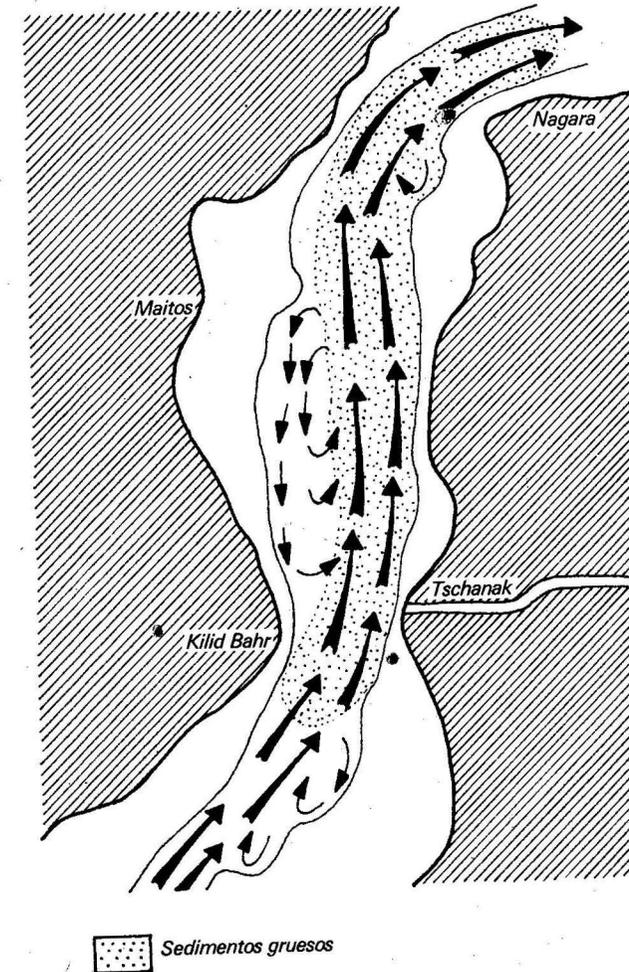


Fig. 2.28 Mapa de los Dardanelos, mostrando la corriente de fondo a 50 m y los depósitos gruesos que con ella se relacionan (según Defant, 1929).

Cerca de las costas y en la zona nerítica, el fondo es arenoso, excepto en la región de Kertch, donde afluye poco material terrígeno y abundan las conchas. Los sedimentos de las zonas neríticas del mar Negro, por lo general, son de color gris claro hasta 37 m, pero a 184 m los lodos son oscuros, mezclándose con margas y alcanzando un contenido de materia orgánica de 3-10 % en peso (según P.D. Trask, 1939).

## FIORDOS NORUEGOS

Según L.W. Storm (1939), en la actualidad los lodos negros se están acumulando en algunos fiordos noruegos.

En algunos fiordos existen barreras que dificultan la libre circulación del agua desde el mar hacia las partes más profundas e internas del fiordo (fig. 2.29). El agua dulce que procede de las tierras noruegas, en gran medida, tiende a concentrarse hacia la superficie del fiordo, de esta manera las aguas se estratifican en la cuenca en función de sus densidades. Los fondos de aguas estancadas y de alta salinidad crean un ambiente letal, reductor, que propicia la acumulación de materia orgánica y el aumento constante de  $H_2S$ . En estos fiordos, durante el verano, solo existe la biota nectónica y la planctónica.

Durante el invierno, el agua dulce afluye en poca cantidad hacia los fiordos, el agua de la superficie se enfría y se forman corrientes convectivas que producen el intercambio entre el agua del fondo densa y caliente, pobre en oxígeno, con el

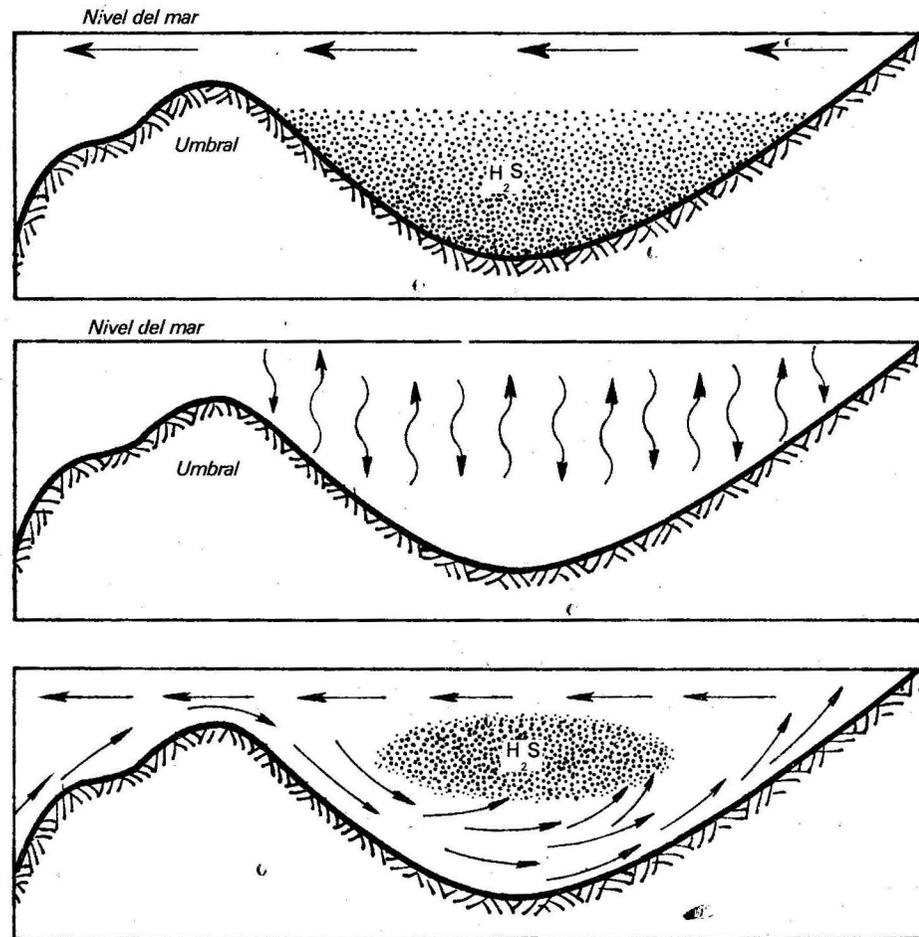


Fig. 2.29 Circulación del agua en un fiordo noruego, separado del océano por un umbral somero (adaptado de Strom, 1939).

agua fría y oxigenada de la superficie. El  $H_2S$  transportado desde el fondo mata al plancton y al necton, acumulándose gran cantidad de materia orgánica. Las corrientes marinas procedentes del mar abierto se desplazan por el fondo, oxigenándolo y dando lugar al florecimiento de la vida bentónica durante un breve tiempo; pero la materia orgánica se acumula, a causa de la muerte en masa del necton y el plancton que, al descomponerse, genera el  $H_2S$ , mientras que al pasar el invierno, hacia el fondo se concentran las aguas estancadas de alta salinidad y se restablecen las condiciones primigenias.

En algunas secuencias de lutitas negras se ha observado que en los planos de estratificación aparecen abundantes fósiles, lo que pudiera explicarse por la existencia de cuencas similares a los fiordos noruegos en el pasado geológico.

#### MEDIOS EUXÍNICOS DE MARES SOMEROS

En algunos extensos mares someros, rodeados por tierras bajas, se acumulan lodos con abundante materia orgánica. Las algas proliferan y el bentos es escaso, mientras que, al irse acumulando materia orgánica, el medio se va tornando reductor y tóxico.

En similares ambientes pudieron acumularse algunas lutitas negras, extensas y delgadas, como la Lutitas Chattanooga, del Devónico Superior y Medio, según W.H. Hass (1956).

Las lutitas negras que componen esta formación se extienden desde Oklahoma hasta Kansas, Tennessee oriental y Kentucky, cubriendo más de 500 000 km<sup>2</sup>; sin embargo, el espesor es de 6 m y, localmente, de 120 m.

Según T.F. Bates (1953), las lutitas negras de esta formación se componen de «... granos de cuarzo y feldespato en una matriz de material orgánico de color amarillo a pardo, el cual contiene mica y posiblemente partículas arcillosas, así como pequeñísimas agrupaciones puntuales de piritas (...) También se encuentran algunos tipos de minerales arcillosos.»<sup>1</sup> Estas lutitas son laminadas, desprovistas de fósiles, excepto de conodontos y esporas de plantas terrestres, etcétera, aunque en ocasiones son abundantes en *Lingula*.

Se deduce que estos lodos negros se acumularon en extensos mares de aguas estancadas, lo que es planteado por Twenhofel. Estos mares cubrieron la plataforma norteamericana, de manera extensa, durante varios períodos del Paleozoico.

<sup>1</sup> Dunbar, C.O., J. Rodgers, *Principles of Stratigraphy*, p. 207.

## Análisis estratigráfico de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias son el único resto o la única prueba de que dispone el geólogo de las condiciones geográficas existentes en el momento en que estas rocas se formaron. Por esta causa el análisis cuidadoso de las rocas nos puede proporcionar los datos necesarios para poder reconstruir el desarrollo geológico de la región estudiada por nosotros. El conocimiento de las peculiaridades y distribución de las rocas sedimentarias en una zona, sirve de orientación en la búsqueda de algunos yacimientos minerales, lo cual sirve de base para deducir su génesis. Es por esto que el análisis estratigráfico no solo tiene un valor científico puro, sino a la vez práctico.

Al analizar las rocas sedimentarias presentes en el área por nosotros estudiada, debemos hacernos las siguientes preguntas:

1. ¿Cuál fue el ambiente de sedimentación?
2. ¿Cómo fueron transportados los sedimentos?
3. ¿Dónde se encontraba la fuente de suministro de los sedimentos?
4. ¿Cuáles eran las características climáticas y topográficas de la región?
5. ¿Qué tipo de rocas dieron origen a los sedimentos?

Para responder a estas preguntas hay que realizar un análisis exhaustivo de las secuencias sedimentarias, que comprenda todos los aspectos de ellas: a) su contenido fósil, b) su composición química y mineralógica, c) los colores de las rocas y d) la granulometría, selección y redondez de los sedimentos y las texturas de las rocas sedimentarias, así como otros datos complementarios.

### 3.1 Análisis del contenido paleontológico de las secuencias sedimentarias

#### *Ecología y paleontología*

La biota de una zona, ya sea del fondo del mar o de las cumbres de las montañas, se compone de plantas y animales autóctonos y establecidos en el lugar, o por inmigrantes o una mezcla de ambos. Cada conjunto de organismos contiene solo a los individuos que son capaces de adaptarse al complejo de condiciones físico-químicas y biológicas que forman el hábitat. La distribución de los organismos en los ambientes depende de las condiciones de los medios y de la ubicación

geográfica de estos. El estudio de las relaciones entre los organismos y su hábitat y entre sí constituye el objetivo de la ecología. La paleoecología es la rama de la ecología que estudia los ecosistemas del pasado geológico, basándose en los fósiles.

#### *Biocenosis y biotopo*

El término ecológico para el conjunto de organismos que viven y se interrelacionan en una comunidad es el de *biocenosis*. Un área habitada por una biocenosis particular y uniforme adaptada a un medio constituye un *biotopo*. Por ejemplo, el fondo del mar está dividido en numerosos biotopos, cada uno está habitado por una biocenosis confinada por factores ecológicos que en las zonas de cambio constituyen los límites del biotopo.

#### *Paleoecología*

En su forma elemental, la paleoecología es simple, directa y obvia: la conchas marinas indican un medio marino y los huesos de animales terrestres indican un medio continental. Sin embargo, para estudiar con más detalles los antiguos ecosistemas, hay muchos problemas que se derivan, entre otras cosas, del incompleto registro paleontológico, y por la mezcla de fósiles de diferentes medios de sedimentación.

#### *Biotopos fósiles*

Para poder determinar estos biotopos, lo cual es una tarea importante de la bioestratigrafía, hay que esclarecer adecuadamente la autoctonía de los fósiles. Durante el análisis estratigráfico es necesario determinar los biotopos tanto en sus sucesiones verticales, como en sus variaciones laterales, ya que ese es el medio por el cual podemos interpretar las peculiaridades paleoecológicas del medio de sedimentación que estudiamos.

#### *Biofacies*

Los estratígrafos, al hacer el análisis de los biotopos, establecen las biofacies, determinando la distribución de los distintos *taxa* en la columna estratigráfica. Para hacer el estudio biofacial es necesario obtener una abundante información paleontológica de la sección estratigráfica estudiada y su correlación con áreas vecinas, por lo que es necesario el muestreo de numerosos puntos de control.

### Elementos y factores que condicionan la distribución de la biota y su existencia

La geometría del medio marino ejerce una importante y directa influencia sobre la biota, condicionando, en gran medida, la distribución y el tipo de esta.

En algunos mares interiores y de comunicación restringida, se desarrolla una biota aberrante no correlacionable con el mar abierto.

Las barreras geográficas pueden impedir la migración de la fauna y la flora, restringirla e influir en la extensión de algunas especies en favor de otras que poseen una mayor capacidad adaptativa.

El flujo de las energías térmica y radiante es importante por su influencia en el ecosistema. En el medio marino, la configuración costera, el relieve de fondo y la turbidez y profundidad de las aguas influyen en la distribución de estas energías.

El calor es un factor determinante para el tipo y distribución de la fauna y la flora. La gran mayoría de las especies marinas están confinadas rígidamente a zo-

nas donde reina una determinada temperatura. Algunas especies toleran cambios extremos de temperatura, por lo que trascienden más allá de su medio normal. La luz es un factor básico para la vida; ella propicia la fotosíntesis de las plantas, y toda la vida animal se relaciona directa o indirectamente con los productos del reino vegetal.

La energía mecánica tiene pequeña importancia como factor ecológico, excepto en las zonas litorales. Pero la energía mecánica cumple una función importante en la distribución de la materia nutricia y de los restos de los organismos.

La composición química del agua de mar es muy importante a la hora de establecer el límite de los biotopos. La salinidad, el oxígeno disuelto y el equilibrio del carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) contenido en el agua marina son factores importantes que controlan la biota.

La salinidad puede disminuir en las proximidades de las desembocaduras de los grandes ríos, o incrementarse en algunos mares de comunicación restringida. Algunas plantas y animales tienen una alta capacidad adaptiva a las diferentes salinidades; pero lo común es que los animales y plantas marinas perezcan, incluso, con pequeñas modificaciones de la salinidad.

La cantidad de oxígeno ( $\text{O}_2$ ) y anhídrido carbónico ( $\text{CO}_2$ ), es indispensable para la vida marina. La gran mayoría de los estratos marinos fosilíferos se formaron en mares someros oxigenados; pero hay medios marinos en los cuales el oxígeno es escaso o ausente que son habitados por formas simples anaeróbicas.

La mayor parte de las conchas de los organismos marinos son de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), por lo que se puede comprender que el  $\text{CaCO}_3$  disponible en el medio influye en la distribución y cantidad de organismos. La estabilidad de las conchas de  $\text{CaCO}_3$  está en función de la profundidad y de la temperatura que controlan la concentración del  $\text{CO}_2$ . En las aguas calientes y someras, la saturación de  $\text{CaCO}_3$  es máxima, pero en las aguas frías y profundas este es altamente soluble. El efecto de este factor se puede observar al comparar las finas conchas de los mares árticos y de las aguas profundas con las grandes y gruesas conchas de los mares tropicales y fondos someros.

Los climas y las corrientes marinas son los principales factores encargados de distribuir los organismos; estos se despaizan por sus propios medios, unidos a objetos flotantes o unidos al plancton (en el estado larval). El viento dispersa las esporas y el polen, así como algunas semillas ligeras. Esta migración puede ser bastante rápida. Ejemplo de esta veloz migración la tenemos en la perca y el pez gato, los cuales se han difundido ampliamente en los ríos de Europa y América del Norte. En Cuba la tilapia es un buen ejemplo de adaptación y migración en el medio lacustre. Al propagarse ciertos animales en un medio, algunas especies autóctonas se reducen en número o desaparecen de manera abrupta, ya sea por ser aniquiladas directamente, o por eliminación de la materia nutricia. Hay organismos que no se desplazan tan rápidamente como los peces; pero, sin embargo, al introducirse en un medio pueden lentamente ir multiplicándose e invadirlo totalmente; tal es el caso del gusano *Crepidula covexa*, el cual fue introducido en 1899 en la bahía de San Francisco. En 1933 se observó que dicha especie había recorrido unos 92 km desde el lugar de introducción. El concepto de la dispersión de los organismos es importante para la estratigrafía, y, determinante, entre otras cosas, para establecer un fósil guía o índice, según H. Douvillé.

Algunos factores favorecen la dispersión, mientras que otras la entorpecen; por ejemplo, los puentes intercontinentales favorecen la migración de los organismos terrestres, pero interrumpen la migración de los organismos marinos.

Actualmente, el istmo de Panamá es una barrera infranqueable para los organismos del Pacífico y del Atlántico; pero a su vez, los océanos son barreras para la dispersión de los organismos terrestres; así, las playas situadas en una misma faja climática, y con condiciones ambientales parecidas, tienen una biota diferente cuando se localizan en continentes separados por un océano. De esta manera se forman las *provincias* faunísticas, las cuales tienen sus características distintivas representadas por una biocenosis peculiar. Las provincias pueden ser *geográficas* (las originadas a causa de una barrera) o *climáticas*.

Al analizar el contenido fosilífero de las rocas sedimentarias, hay que tener en cuenta la evolución de las especies. Algunos organismos han evolucionado muy rápido, explosivamente, en el pasado geológico, y de esta misma manera se extinguieron; esos fósiles y grupos de fósiles que representan a los organismos que evolucionaron rápidamente, son magníficos fósiles guía.

Algunos grupos de fósiles evolucionaron a una velocidad similar; esas asociaciones son las usadas con mayor frecuencia por los estratigrafos. Las asociaciones de organismos, así como cada organismo, son sensibles a las condiciones del medio. Si este evoluciona, la biota se transforma y, en un intervalo, la asociación (biocenosis) puede desplazarse lateralmente o desaparecer y ser sustituida por una nueva asociación.

Las extinciones abruptas de los organismos son problemas a resolver por los estratigrafos y otros científicos. Entre las causas de la extinción están el cambio de ambiente o variaciones sutiles del ambiente, o la derrota total de la especie en la lucha por la existencia. Así desaparecieron los grandes reptiles del Cretácico y las ammonitas al cierre de la Era Mesozoica. Pero hay especies que escapan a la extinción en algunos *asilos naturales*; tal es el caso del celecanto que fue pescado recientemente en Madagascar y se consideraba extinto desde el Pérmico, o el almiqui, de Cuba, un pequeño roedor habitante de los bosques tupidos y húmedos, abundante en tiempos de la colonización y que se creía extinto y, sin embargo, ha sido encontrado recientemente (en los años 1970), en los bosques del Duaba, Moa y Quibiján (Oriente de Cuba).

A pesar de las observaciones realizadas en el párrafo anterior, los fósiles constituyen el mejor criterio relativo de sincronismo entre las secuencias sedimentarias.

El análisis del contenido fosilífero de las rocas sedimentarias aporta un cúmulo de datos importantes que permite deducir el medio ecológico del pasado geológico, así como las características físicas, químicas y biológicas del paleoambiente.

El ecosistema en que vive un organismo o un conjunto biótico, está rigidamente determinado por una serie de factores que limitan la existencia del tipo de seres vivos; así, para algunos organismos, unas condiciones ambientales son óptimas, a la vez que para otros son mortales. La capacidad adaptiva de los organismos es variable, y esto determina, en un ecosistema, la supervivencia o la muerte; pero influye en el equilibrio ecológico de un sistema la alteración del ciclo normal de la cadena alimenticia; así, por ejemplo, si en un medio aumentan o disminuyen las poblaciones de herbívoros, carnívoros, o plantas, la biota, en su conjunto, o parte de ella, aumenta, disminuye y cambia cualitativamente. Estos cambios del ecosistema se reflejan en la oritocenosis, por medio de la ocurrencia de las diferentes *biozonas*.

Otros aspectos que hay que tener en cuenta a la hora de realizar el análisis del contenido paleontológico de las rocas sedimentarias es la interrelación que existe entre los organismos y los sedimentos (en el caso del bentos marino, y lacustre).

La interacción mutua del bentos y de los sedimentos se da por medio de las siguientes vías:

- por la influencia de los sedimentos y las condiciones ambientales sobre los organismos;
- por la modificación de los sedimentos causada por la acción de los organismos;
- por la producción de sedimentos biógenos.

El primer aspecto, es decir, la influencia de los sedimentos y las condiciones ambientales sobre los organismos, en parte, la hemos tratado con anterioridad. Es necesario recordar que para que los restos de cualquier organismo puedan conservarse, deben existir condiciones óptimas que dependen del medio en que vivió el organismo, del medio que rodeaba a sus restos, de los sedimentos que se acumulaban en él y del modo de enterramiento.

Un ejemplo típico de cómo la modificación del ambiente influye sobre la biota lo tenemos en la Gran Barrera Australiana donde en 1918, después de caer cerca de 36 pulgadas de lluvia en ocho días, murieron los organismos marinos hasta una profundidad de 3 m. La causa fue el cambio brusco de salinidad que se produjo en el ambiente a causa de las abundantes lluvias. En muchas ocasiones, los organismos planctónicos son empujados hacia los estuarios y lagunas litorales, y allí perecen. En Norteamérica, los graptólitos caracterizan a las facies de lutitas negras del Ordovícico, las que se acumularon en mares restringidos, de fondos someros, donde normalmente no debieron habitar los graptólitos, los que fueron empujados hacia ese medio por algunas corrientes marinas y allí perecieron en masa. Hay que tener en cuenta que en los medios marinos someros y restringidos el oxigenamiento del agua es limitado y los cambios de salinidad son frecuentes, por lo que son óptimos para la conservación de la materia orgánica.

El substrato de un medio varía frecuentemente de un lugar a otro, así como en el transcurso del tiempo, y estos cambios producen transformaciones del ecosistema, e incluso, a veces en el plancton y en el necton del ambiente. Los materiales que componen el fondo varían en un amplio intervalo; así, los fondos pueden ser rocosos, arenosos-gravosos, cubiertos de conchas, gasterópodos, bivalvos, etcétera, de lodos compactos, lodos blandos, etcétera.

Existe una relación estrecha entre el tipo de fondo marino y el número de especies del bentos.

Es notable el hecho de que el número de especies bentónicas es mayor en los fondos arenoso-aleuríticos y en los lodosos, lo que podemos atribuir a la mayor estabilidad de ellos, ya que los sedimentos finos, por lo general, se acumulan en zonas de escasa turbulencia y en zonas alejadas de la costa. Los fondos aireados y con erosión mínima soportan una población numerosa, mientras que los fondos de arenas móviles son «desiertos acuosos» del bentos. Los fondos de lodos suaves contienen una escasa población, lo que no caracteriza a la zona de lodos compactos (fig. 3.1)

Los cambios del tipo de sedimentos del fondo provoca la transformación de la biota bentónica y, por consiguiente, los cambios de las asociaciones bióticas. El Tauben Bank, de la bahía de Nápoles, se encuentra a 50 m bajo el nivel del mar y está rodeado por fondos de profundidades que oscilan entre los 200-500 m. En 1885, cuando fueron estudiados los sedimentos arenoso-calcareos, se detectaron 360 especies del bentos.

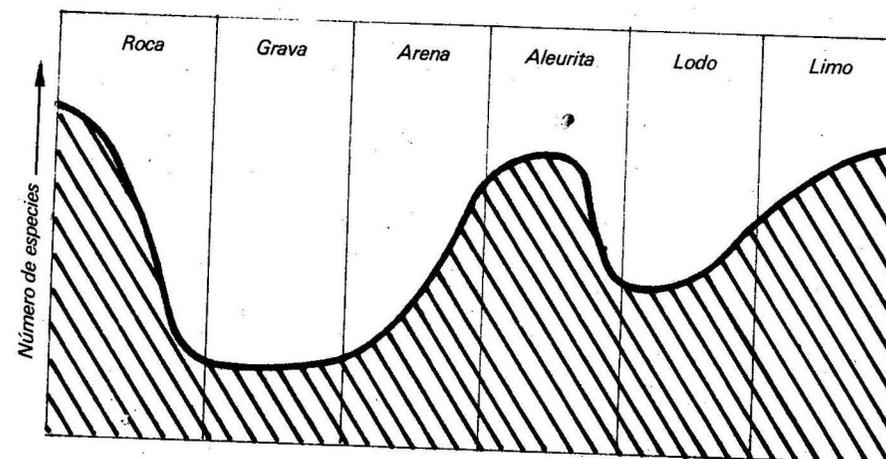


Fig. 3.1 Curva muy generalizada que muestra la diversidad relativa de faunas marinas bentónicas adaptadas a vivir en distintos tipos de fondos. Una gran variedad de organismos viven en las aguas someras sobre las superficies rocosas aumentando la fauna en los fondos de sedimentos finos, excepto en los lodosos. Los fondos lodosos calcáreos, sin embargo, son lo suficientemente compactos como para soportar una abundante vida bentónica.

En los fondos circundantes al Tauben Bank habitaban 142 especies, de las cuales solo 14 eran comunes a ambos fondos (someros y profundos); 25 años después (1910), el fondo del Tauben Bank estaba cubierto por algas secretoras de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y la fauna bentónica había cambiado radicalmente; sin embargo, en este lapso de tiempo no ocurrieron cambios climáticos o diastróficos que transformarían el ambiente; solo el cambio del carácter del fondo y la lucha por la existencia dio lugar a la transformación.

Los cambios de las asociaciones faunísticas, en tiempo y espacio, dan lugar a la discontinuidad vertical de las *orictocenosis*. Lo realmente extraordinario es la continuidad vertical en el carácter de los sedimentos y de la biota, y no su discontinuidad, que es muestra de la evolución del medio y de las especies.

Al analizar la interacción biota-sedimentos, hay que tener en cuenta que los organismos pueden modificar los sedimentos. En el bentos abundan los organismos saprófagos y caviólicas, los cuales transforman los sedimentos por acción física y química. En las costas cercanas a Northumberland, Gran Bretaña, las excretas de los gusanos saprófagos están distribuidas ampliamente; se calcula que existen unos ciento treinta millones de coprolitos por kilómetro cuadrado. Los gusanos devoran el sedimento y, al pasarlo por sus tractos intestinales, producen un cambio cualitativo en ellos, que se manifiesta no solo en el cambio de composición, sino también en la destrucción de texturas primitivas y la formación de otras por sustitución.

Por último, hay que considerar que los organismos pueden producir sedimentos, ya que al morir, sus cuerpos se acumulan en el fondo y son predominantes y mayoritarios en condiciones favorables. Los huesos, esqueletos, frondas, espículas, etcétera, son componentes comunes de los distintos tipos de rocas biogénicas,

como las calizas de foraminíferos, las calizas de conchas de gasterópodos, las calizas coralinas, los carbones de piedra, etcétera. Las conchas y los esqueletos de los organismos tienen una composición variada, que la transmiten al producto sedimentario; los foraminíferos tienen la testa de calcita, quitina, sulfuro y fosfato de calcio; los radiolarios poseen una testa de sílice y de sulfato de estroncio o de bario; los moluscos tienen la concha de carbonato y fosfato de calcio (parcialmente en algunas especies), y las diatomeas se caracterizan por sus frústulas de ópalo. En los mares actuales existen grandes áreas cubiertas de sedimentos biógenos: calcáreos, de concha de moluscos, de foraminíferos, etcétera, y silíceos formados por caparazones de radiolarios o frústulas de diatomeas.

El conjunto fosilífero de una secuencia sedimentaria posee una serie de características que revelan diversas propiedades físicas, químicas y biológicas del paleoambiente. Entre esas propiedades del conjunto de fósiles de las rocas sedimentarias tenemos la ocurrencia, abundancia, variedad, asociación, conservación, clasificación y orientación de los fósiles.

## OCURRENCIA

Al estudiar los fósiles contenidos en las rocas sedimentarias, hay que realizar un estudio cuidadoso y paciente. El trabajo de búsqueda debe ser detallado, ya que sin este requisito no se debe llegar a conclusiones apresuradas. La detección de los fósiles guía y de los fósiles faciales es de suma importancia para determinar la edad de las rocas y el ambiente en el cual se formaron. En algunos casos las condiciones ambientales no son favorables para la fosilización y los restos se destruyen; pero cabe la posibilidad de que la mayor parte de la biota del medio no tuviera partes duras o que el ambiente fuera desértico o que las transformaciones diagenéticas, metamórficas, etcétera, provocaran la destrucción de los fósiles.

Hay organismos que son indicadores de un tipo de ambiente, y su ocurrencia fósil (*in situ*) es un testimonio irrefutable de la existencia de determinado paleoambiente; por esto es necesario conocer la biota característica de los medios actuales.

A continuación estudiaremos los ecosistemas de algunos grupos de animales marinos.

### Equinodermos

En los sondeos realizados por A.H. Clark (1942), en el Atlántico norte se han encontrado espinas de equinodermos, así como un género de ofiuros, seis géneros de equinoideos y dos de crinoideos.

Es por esto que actualmente se ha llegado a la conclusión de que los equinodermos están repartidos en profundidades que van desde la zona infralitoral hasta los profundos fondos pelágicos; esto implica que la ocurrencia de una asociación de géneros de equinodermos y otros *taxa* fósiles es la que puede indicar fehacientemente el tipo de paleoambiente.

### Moluscos

Los moluscos se distribuyen en diferentes zonas del medio marino, interfiriéndose sus zonas distributivas. Hay moluscos cosmopolitas, mientras otros son boreales o meridionales.

De acuerdo con los estudios realizados por P.H. Fescher (1943), los moluscos se distribuyen, esencialmente, desde el litoral hasta el medio nerítico profundo. En

la actualidad los moluscos y braquiópodos marinos se distribuyen en tres zonas:

1. Medio litoral: con pocos lamelibranquios y algunos gasterópodos, entre ellos, *Littorina*, *Testanites*, *Siphonea*, etcétera;
2. Medio nerítico: abundantes bivalvos distribuidos en dos regiones:
  - a) zona de profundidad hasta 30 m (los géneros *Rissoa*, *Helción*, *Aelois*, etcétera),
  - b) zona coralina (28-72 m) (los géneros *Fucus*, *Chenopus*, *Pleurotoma*, *Pecten maximum* e *Isocardia*);
3. Zona de braquiópodos (*Oculina* y alcionarios); en esta zona están representados algunos pequeños gasterópodos (*Cyclichna*, *Rissoa*, etcétera) y algunos bivalvos.

### Fauna de moluscos de aguas profundas

Los moluscos que habitan los fondos marinos profundos se caracterizan por su tamaño pequeño y el poco ornamento. Se han detectado moluscos a profundidades de hasta 5 270 m.

### Esgongiarios

Son animales marinos sésiles, cuyas larvas forman parte del plancton. Las esponjas habitan desde las costas hasta profundidades de 4 000 m. Con frecuencia se asocian a los arrecifes coralinos, esencialmente en su parte externa. Las monactilidas habitan las aguas poco profundas, mientras que las tetractinellidas se distribuyen en todos los dominios del medio nerítico. Las lithistidas habitan los fondos de 90-360 m. Las esponjas tetractinellidas son abundantes, según Moret (1940), a los 90 m de profundidad. Las esponjas hexactinellidas son las que habitan los mares más profundos; se han obtenido ejemplares a profundidades de 4 000-6 000 m.

### Ostrácodos

Según Tressler (1941), son organismos bentónicos que habitan en fondos diversos. En la fase larval son planctónicos. Los ostrácodos están limitados a determinados medios ecológicos. Un mismo género habita pequeñas profundidades en el trópico, como *Pseudocythere caudata*, que vive actualmente cerca de las costas de Noruega en fondos de 75 m, mientras que frente a Buenos Aires habita hasta profundidades de 3 480 m; el *Macrocypris minna* habita los fondos de 35-550 m en Noruega, y 640-1 350 m a lo largo de los mares frente a Marruecos.

### Foraminíferos

J. Cushmer y M.F. Glaessner (1950) investigaron las formas terciarias en las regiones de la Florida y California, y concluyeron que las zonas ecológicas actuales eran correspondientes, en gran medida, con las cuaternarias.

Los foraminíferos son magníficos indicadores de la temperatura del agua; así, algunos son típicos de las aguas cálidas y otros de las aguas frías; ellos pueden habitar hasta las aguas oceánicas profundas. Existen diferencias notables entre las faunas árticas y las antárticas.

También existen diferentes tipos de foraminíferos de aguas cálidas; por ejemplo, la asociación de foraminíferos del Mediterráneo que se relaciona con la del Atlántico nororiental, y la del mar Rojo que se corresponde con la del océano Índico. La fauna de foraminíferos de las Antillas se correlaciona con la de la Florida y Brasil, e incluso se remonta a las Bermudas.

Las faunas pelágicas son poco variadas y se componen de dos docenas de géneros, decreciendo numéricamente del ecuador a los polos.

El género *Globigerina* tiene algunas especies como *G. dubia* y *G. saculifera*, que se distribuyen en el Atlántico ecuatorial, mostrando alguna mezcla con *G. conglobata* y *G. bulloides* de las zonas templadas. Ejemplos de la distribución de algunas especies actuales son los siguientes:

*Orbulina universa* d'Orbigny (zona ecuatorial),  
*Pulvimilina tumida* Brady (zona ecuatorial),  
*Pulvimilina micheliana* d'Orbigny (zona tropical y subtropical).

Los fangos de globigerinas y globorotalias se acumulan en fondos de 900-4 500 m; los lagénidos son frecuentes en las plataformas, entre 90-180 m; los miliólidos habitan aguas poco profundas y arrecifales, aunque hay algunos géneros como *Pyrigo*, que habitan aguas frías y profundas; los macroforaminíferos camerínidos; peneróplidos, alveolínidos, calcarínidos, etcétera, se localizan en mares tropicales hasta los 54 m de profundidad.

Los *Orbitoides* viven en aguas cálidas de los mares tropicales y subtropicales hasta los 180 m de profundidad. Según Vaughan, estos foraminíferos pueden habitar fondos con temperaturas mínimas, de 15 °C.

La mayor parte de los foraminíferos son marinos, pero existen excepciones; como el género *Entiza* de los pantanos salados de Hungría, y *Spiroloculina*, *Biloculina*, *Lagena*, *Nodosaria* y *Textularia* que se pueden encontrar en algunos lagos (oasis) del desierto de Kara-Kum.

Un intento para definir las zonas batimétricas se basa en la distribución de los foraminíferos. Norton (1930) estableció 4 zonas para la región floridana-caribeña:

Profundidad (m)	Temperatura (°C)
a) 0-9	21,5-31,4
b) 9-110	18,9-24,8
c) 900-1 485	4-8
d) 3 660-5 220	1,8-2

En la primera zona (a), se distribuyen los miliólidos y peneróplidos y más raramente aparecen valvulínidos, calcarenidos, noniónidos y otros.

En la segunda zona (b), los miliólidos y peneróplidos disminuyen y son frecuentes los lagénidos, textuláridos, bulimínidos y amphistegínidos.

En las zonas (c) y (d), predominan las globigerinas y las globorotalias, aunque todavía se encuentran bulimínidos y lagénidos.

Los foraminíferos son caracterizadores de la salinidad, por ejemplo, *Rotalia beccarii* es una forma de aguas de baja salinidad, lo mismo que *Discorbis* (mar Negro), y *Elphidium* (mar Caspio); *Quinqueloculina*, *Elphidium* y *Ammobaculites aglutinatus* y otras especies habitan las aguas de baja salinidad de muchas lagunas litorales y lagos.

Las asociaciones de foraminíferos son indicadores de diversos tipos de fondos marinos; los foraminíferos imperforados viven en los arrecifes; los grandes foraminíferos, entre los que se encuentran los *Nummulites*, abundan en las calizas y las margas, y son muy raros en las facies arcillosas.

#### Diatomeas (Lohmann)

En los sondeos realizados entre Irlanda y Terranova, se han encontrado grandes cantidades de especies de diatomeas; hasta 52 especies, de las cuales 12 son recientes, 36 recientes y fósiles, 1 fósil y 3 nuevas. Las diatomeas se depositan

a una pequeñísima velocidad, lo que explica la mezcla de formas actuales y antiguas reunidas en un lodo marino.

Existen algunas especies fluviales y lagunares, y otras de aguas cálidas.

#### Radiolarios

Estos pueden encontrarse en los sedimentos de cualquier profundidad. Los radiolarios pelágicos flotan en la superficie, pero otros viven en el fondo, a profundidades variables. Las formas pelágicas son de conchas más finas que las formas batiales, los poros son más abiertos y las espinas más alargadas. Las formas abisales son más pequeñas y poseen estructuras más simples.

Los radiolarios no aportan criterios decisivos para establecer la batimetría.

#### ABUNDANCIA

Ante todo hay que tener en cuenta que la abundancia de fósiles no siempre está relacionada con la variedad. Los fósiles pueden ser abundantes en el plano de estratificación, lo cual se relaciona con un rápido enterramiento de los restos de la población bentónica.

La concentración de fósiles en finas capas puede relacionarse con el transporte de los restos, de manera intermitente, hacia el medio de sedimentación.

Otro aspecto a considerar es el hecho de que en una capa pueden existir abundantes fósiles, pero la velocidad de sedimentación pudo ser pequeña, por lo que la capa de sedimentos biógenos, en este caso, representaría un gran intervalo de tiempo.

#### VARIEDADES

La variedad del contenido fosilífero está relacionada con las condiciones óptimas para el desarrollo de la vida, lo cual es característico de los mares neríticos tropicales y subtropicales. La variedad del contenido fosilífero permite datar con mayor precisión a las rocas, al igual que las condiciones ambientales.

#### ASOCIACIÓN

La asociación de los fósiles tiene implicaciones ambientales. Estas caracterizan a los medios de sedimentación o a sus transiciones.

#### CONSERVACIÓN

Los fósiles encontrados en las rocas sedimentarias presentan distintos grados de conservación; a veces, los restos están bien conservados, mientras que en otras ocasiones solo se encuentran fragmentos de fósiles. La conservación depende de varios factores; entre los factores principales se encuentran el *tiempo de exposición* del resto, que se relaciona con la acción de los animales litófagos y otros depredadores, y con las soluciones activas del medio; la *distancia del transporte* es otro factor a considerar: un resto muy transportado es destruido intensamente por la acción de la erosión; y, por último, en el grado de conservación influye el *tipo de organismos*.

En la figura 3.2 se pueden observar las relaciones existentes entre el grado de conservación, el tiempo de exposición y el transporte de los restos.

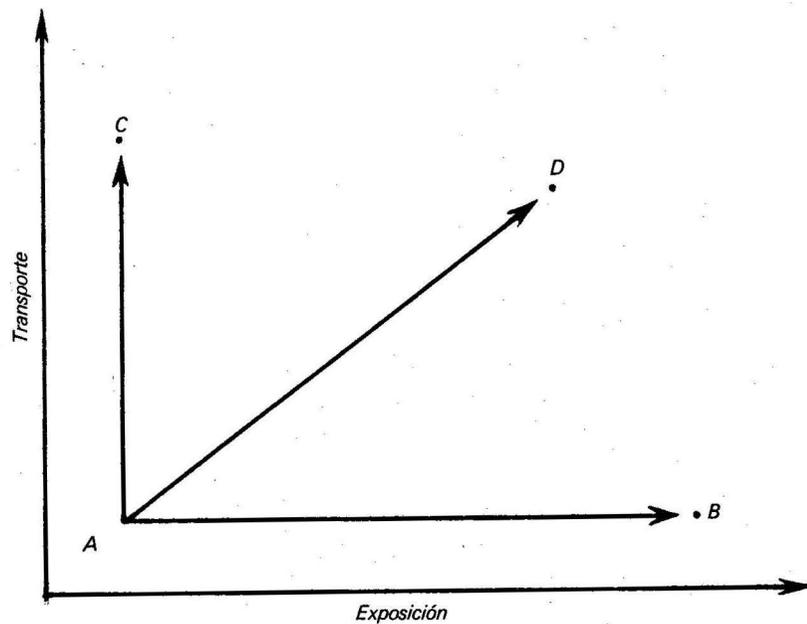


Fig. 3.2 Relación entre la exposición y el transporte de los restos de organismos.

### CLASIFICACIÓN Y ORIENTACIÓN

Las corrientes marinas son capaces de seleccionar los restos orgánicos tal como lo hacen con los materiales terrígenos. La acumulación de fósiles bien seleccionados caracteriza la acción de corrientes marinas; en este proceso, la forma, las dimensiones y el peso de los restos influyen de manera determinada. Las valvas de los pelecípodos y braquiópodos que difieren por su tamaño, espesor y forma, suelen aparecer separadas y en diferentes posiciones que revelan un medio estable o inestable (fig. 3.3a).

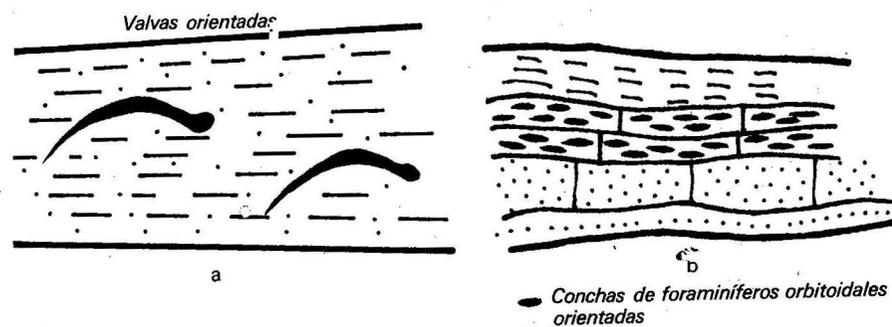


Fig. 3.3 Fósiles orientados: a) valvas de moluscos; b) conchas de foraminíferos.

Los organismos de conchas alargadas, o los restos alargados, al ser transportados se disponen orientando su eje mayor en el sentido de la corriente, y su parte más fina en dirección contraria (fig. 3.3b). Si la orientación de los restos alargados se debe a la acción de las olas, estos se dispondrán con sus ejes largos perpendiculares a la dirección del oleaje.

### 3.2 Texturas de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias presentan una gran variedad de texturas.

Si analizamos a los conjuntos sedimentarios de manera amplia (sl), pudiéramos concluir planteando que existen dos texturas principales de las rocas sedimentarias: la masiva y la estratificada; pero en los estratos o en los planos de estratifi-

Tabla 3.1  
TEXTURA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS (modificada de Pettijohn)

Físicas	Químicas	Orgánicas
Texturas localizadas en el techo de las capas	Texturas Oolítica	Capa con bioglifos
Grietas de lodo (mud cracks)	Pisolítica	Capa coprolítica
Surcos de erosión (rill marks)	Colomorfa.	Capa biohémica
Moldes de flujo	Capa con septarias	Capa biostrómic
Moldes de carga	Estilolitos	Texturas combinadas orgánico-físicas
Rizaduras (ripple marks)	Estratificación	Órgano-detriticas
Huellas de gotas de lluvia	Laminación	Conchífera orientada
Ondulación flameante	Texturas combinadas químico-físicas	Conchífera graduada
Huellas de erosión	Pisolítica con ondulación flameante	
Texturas que se localizan en toda la capa sedimentaria	Pisolítica con huellas de erosión etc.	
Estratificación		
Fina, gruesa, etc.		
Graduada		
Cruzada		
Inclinada		
Textura masiva		
Capa contorsionada o convoluta		
Rollos de flujo		
Budinaje sedimentario		

cación, a menudo se observan una serie de texturas de origen inorgánico u orgánico, cuya interpretación aporta datos esclarecedores de la génesis de las rocas sedimentarias. Las texturas de las rocas sedimentarias han sido objeto de numerosas clasificaciones por diversos investigadores como Srock, Twenhofel, Pettijohn, Weller y otros. En la tabla 3.1 ofrecemos la clasificación de Pettijohn, a la cual hemos introducido algunas modificaciones con el fin de adaptarla a los objetivos perseguidos por la estratigrafía.

Pasaremos a estudiar, a continuación, algunas de las más importantes texturas y su génesis, teniendo en cuenta que las texturas no solo se relacionan con determinado evento exógeno, sino que su conservación es posible cuando existen en el ambiente los sedimentos adecuados y cuando el proceso sedimentológico no se modifica abruptamente.

### Estratificación cruzada

La estratificación cruzada es característica de algunos depósitos arenosos, algunas calizas detríticas y, raramente, de lodos calcáreos; se caracteriza porque las láminas de un estrato o conjunto de estratos se disponen en distintas posiciones en el espacio, formando distintos ángulos oblicuos entre sí. La forma de las láminas puede ser tabular o de cuña, y el espesor de moderado a pequeño. Según E. D. McKee y G. W. Weir (1953), existen tres tipos de estratificación cruzada que se forman en medios diferentes y, en algunos casos, por diferentes agentes exógenos (el viento o el agua).

La estratificación cruzada se forma por la acción del agua y del viento muy turbulentos y por la acumulación de los sedimentos en superficies con inclinaciones cambiantes. Según McKee, el cual hizo un estudio bastante detallado de esta textura, la estratificación cruzada puede ser un criterio útil para determinar los paleoambientales. La estratificación cruzada de las arenas playeras se caracteriza por pequeños ángulos y extensas láminas. Las arenas de dunas, por contraste, se componen de láminas de fuerte buzamiento. La estratificación cruzada fluvial es de ángulos moderados, de forma característica planar y de buzamientos más o menos constantes en una dirección (fig. 3.4).

La inclinación de las láminas en la estratificación cruzada varía en un intervalo que oscila entre los 40° y los 25°; el tipo de estratificación que analizamos se forma en numerosos medios de sedimentación: deltas, bancos arenosos de los cauces fluviales, abanicos aluviales, dunas de los desiertos, playas, etcétera.

Una aplicación importante del estudio de la estratificación cruzada es la determinación de la dirección desde donde provino la carga sedimentaria y, de una manera indirecta, la posición de la fuente de suministro.

Otra aplicación de gran importancia consiste en la determinación de la posición normal o invertida de las capas, ya que cada lámina componente de la estratificación cruzada se ensancha hacia el techo y se acuña hacia el piso de la capa (fig. 3.5).

Un magnífico ejemplo de estratificación cruzada se observa en la altiplanicie del Colorado, donde en extensas mesetas limitadas por abruptos acantilados aflora la Formación Areniscas Navajo, del Jurásico Medio basal. Esta formación está constituida por areniscas de grano fino, de color gris claro, aunque en algunos lugares es de color rojo. Es evidente que estas areniscas son representantes de antiguas dunas que cubrían un extenso desierto que existió en el occidente de EE.UU. durante el Jurásico Inferior y Medio.

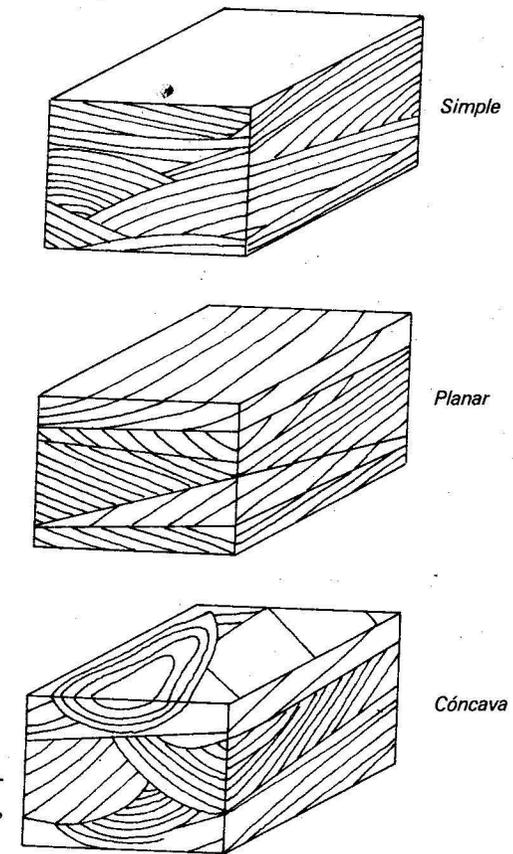


Fig. 3.4 Tipos de estratificación cruzada (según Mc Kee y Weir, 1955).

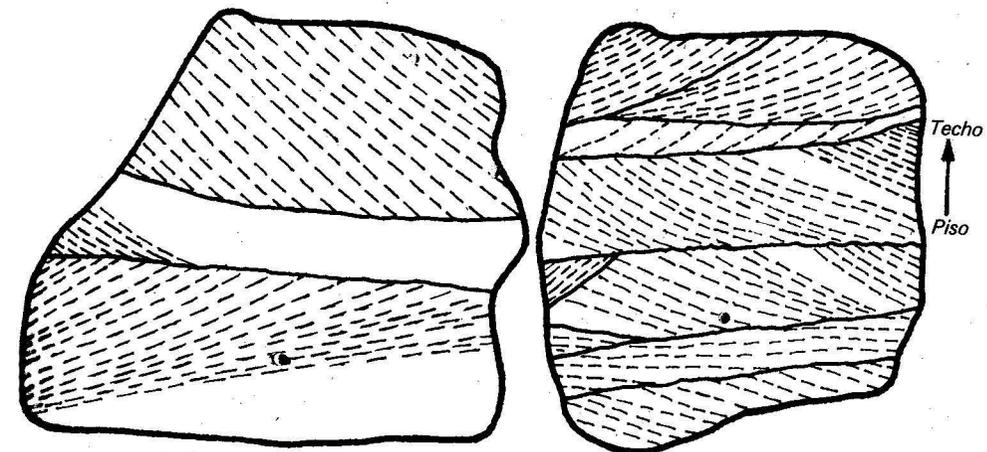


Fig. 3.5 Estratificación cruzada como indicadora del piso y del techo de las capas.

En Macambo, al SE del valle de Imías en la provincia Guantánamo, se puede apreciar, en un elevado acantilado, una secuencia Miocénica-Pliocénica de rocas detrítico-calcareas de la Formación Imías, que muestra una típica estratificación cruzada, la cual debe su formación a la acumulación en un fuerte talud de los abundantes detritos calcáreos provenientes de la erosión de arrecifes de barrera situados al norte del área.

### Estratificación gradacional

Las capas con estratificación gradacional se caracterizan porque presentan internamente una gradación del piso al techo, desde clastos gruesos hasta sedimentos finos; este hecho peculiar permite determinar la posición normal o invertida de los estratos (fig. 3.6).

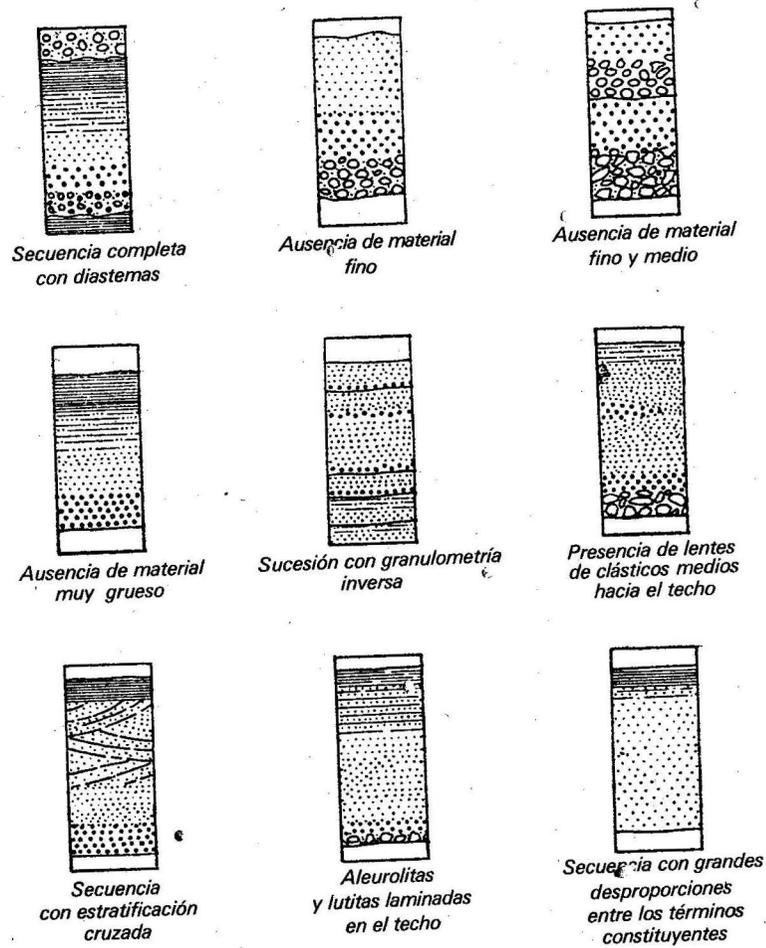


Fig. 3.6 Distintos tipos de estratificación gradacional (según Lombard, 1956).

Este tipo de estratificación es típico de las secuencias de flysch de los cortes geosinclinales. La estratificación gradacional en el flysch se forma por la sedimentación selectiva de la carga de las corrientes turbias. La fracción gruesa de la estratificación gradacional puede ser arena o aleurita, aunque, en ocasiones, las gravas e incluso bloques componen la base de los ritmos.

La estratificación gradacional no siempre tiene el mismo origen (fig. 3.7).

Las fuertes corrientes marinas tienen la suficiente potencia como para erodar y transportar grandes volúmenes de sedimentos que luego, de manera paulatina, se van acumulando gradualmente en el fondo. En estas capas con estratificación graduada serían comunes las rizaduras de corriente y, posibles, las de oleaje; pero sería poco probable que por esta vía se formaran secuencias de gran espesor, compuestas por una sucesión de capas con estratificación gradacional. La causa de la formación de algunas capas con estratificación graduada pudiera ser la acción erosiva y de transporte de los tsunamis, o los deslizamientos de algunas masas detriticas a causa de sismos o desplomes. P. H. Kuenen y C. I. Migliorini (1950), explicaron el origen de las secuencias de flysch por la acción repetida de las corrientes turbias, originadas en las zonas periféricas de cinturones orogénicos vecinos a mares muy profundos y fosas.

Las turbiditas pueden descansar sobre una capa de sedimentos marinos normales o sobre otra capa de turbiditas, y siempre se van a caracterizar por asociarse fácilmente a sedimentos pelágicos, tener una gran extensión, ser repetitivas y no presentar algunas texturas características de mares someros como las rizaduras de oleaje (*ripple marks* de oleaje).

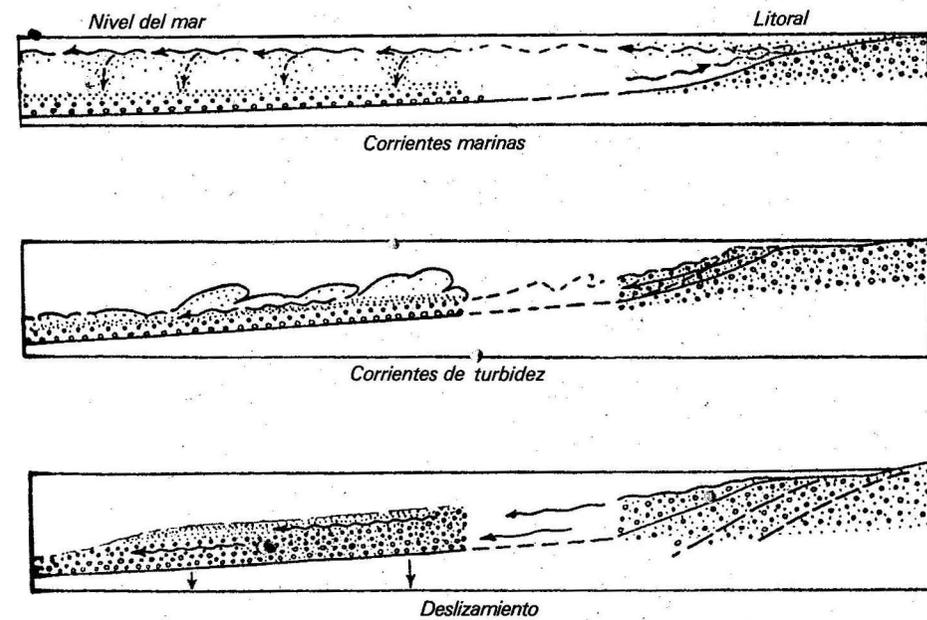


Fig. 3.7 Secciones esquemáticas mostrando diferentes hipótesis sobre la génesis posible de la estratificación gradacional (Lombard, 1956).

## Rizaduras de oleaje y de corriente (*ripple marks*)

Las rizaduras o *ripple marks* son ondulaciones de diversas formas y dimensiones que pueden ser formadas por acción de las olas, las corrientes y el viento. Estas rizaduras son comunes en muchos sedimentos arenosos, pero se han observado, incluso, en sedimentos lodosos (fig. 3.8).

### RIZADURAS DE OLEAJE (*RIPPLE MARKS*)

Las rizaduras de oleaje se caracterizan por tener crestas agudas y senos redondeados. Sin embargo, O.F. Evans (1943), ha encontrado rizaduras de oleaje con crestas redondeadas y senos algo angulosos, aunque esto es excepcional. Los *ripple marks* de oleaje son simétricos y paralelos. La longitud de la onda  $L$  varía en un intervalo de 0,8-50 cm, y la altura  $H$  varía entre una tercera y una novena parte de la longitud de la onda. Las rizaduras de oleaje comúnmente se forman en aguas someras hasta 200 m de profundidad. Las relaciones entre la profundidad, el tamaño de las olas y el tamaño de las rizaduras son bastante complejas.

Los *ripple marks* de oleaje permiten conocer la posición del piso y el techo de la capa, lo que se muestra en la figura 3.8.

Es importante considerar que las rizaduras de oleaje pueden ser asimétricas; ellas se forman cuando la longitud de la oscilación es diferente en uno u otro sentido, como es el caso de las oscilaciones producidas por las olas traslacionales.

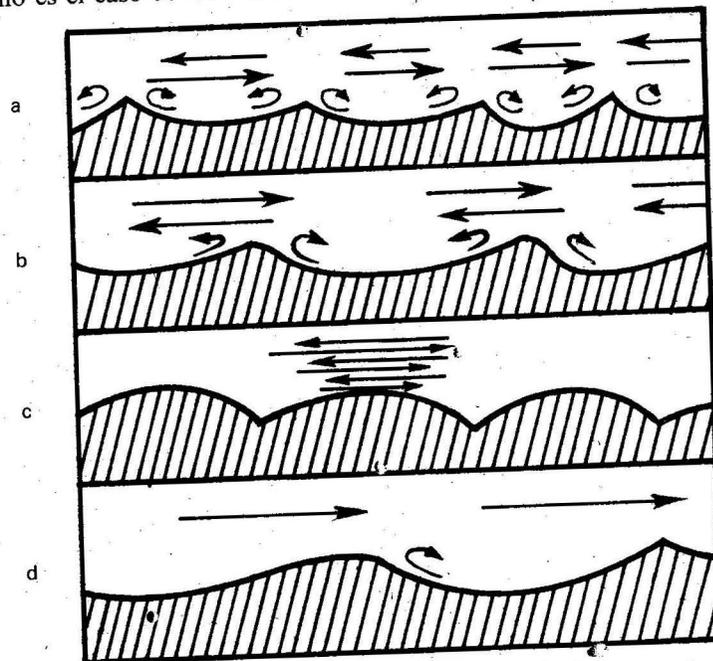


Fig. 3.8 Secciones de rizaduras de oleaje y corriente (*ripple marks*): a) simétricos; b) asimétricos; c) simétricos con cresta aplanada; d) rizadura de corriente (según Kuenen, 1950).

Las corrientes de marea, de resacas o de cualquier otro tipo, aun cuando sean muy débiles, pueden interferir el movimiento oscilatorio de las olas y dar lugar a la formación de rizaduras de oleajes asimétricas muy complejas; esto explica las típicas rizaduras asimétricas encontradas en antiguos sedimentos de llanuras de marea.

### RIZADURAS DE CORRIENTE (*RIPPLE MARKS DE CORRIENTE*)

Las rizaduras de corriente (fig. 3.9), se caracterizan por su asimetría: poseen un flanco alargado que buza suavemente en dirección contraria a la corriente y un flanco abrupto; la cresta es redondeada y transversal a la dirección de la corriente. Las rizaduras de corrientes se forman cuando las corrientes rebasan el *valor mínimo crítico*. Las velocidades críticas dependen del tipo de material y oscilan entre 25 y 100 cm/s, para las arenas y gravas finas.

La longitud de la onda de las rizaduras asimétricas de corriente varía de 1,5 a 30 cm. Donde el flujo es irregular y los fondos poco profundos (de pocos centímetros de profundidad), las crestas paralelas son sustituidas por crestas curvadas con la convexidad orientada aguas abajo. Esta rizadura se denomina *linguoidal*. Los *ripple marks* de corriente también pueden formarse por la acción simultánea de dos corrientes, lo cual puede originar una ondulación compleja, orientada en diversos sentidos.

Cuando la velocidad de las corrientes es muy grande (superior al tercer punto crítico), las rizaduras son gigantescas y simétricas, pero su conservación es difícil, ya que se forman en los fondos de arenas deslizantes. La longitud de la onda de estas rizaduras puede ser de muchos metros y su altura de 2-3 m.

Cuando estas rizaduras de arenas movedizas están poco alteradas se denominan *pararipple marks* y si se han modificado a una rizadura asimétrica se denominan *metaripple marks*. Un tipo raro de *ripple marks* es el *romboidal*, característico de fondos neríticos muy someros y arenosos, donde existen corrientes de resaca y de oleaje actuando en una misma dirección. P. H. Kuenen (1950) clasifica

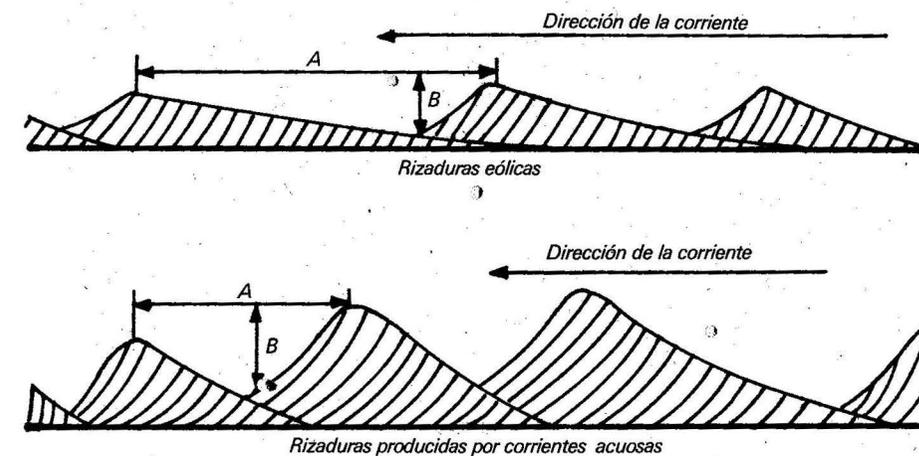


Fig. 3.9 Dimensiones de una rizadura de corriente (*ripple-marks*): A) longitud; B) Ancho.

los *ripple marks* en tres grupos principales y numerosos subgrupos, basándose en la forma de los *ripple marks* y en la característica del agente que los formó:

1. Formados por corrientes en una misma dirección: de olas y corrientes normales, de llanuras de marea, fluviales, de corrientes marinas y de corrientes turbias, linguoidales, romboidales, etcétera.
2. Formados por corrientes oscilatorias: simétricos de oleaje y asimétricos de corrientes.
3. Compuestos: reticulares.

### Laminación

Se denomina *laminación* o *estratificación laminar* a la estratificación de finísimas capas dispuestas paralelamente o algo inclinadas entre sí. Los estratos con laminación se denominan *láminas* y siempre están constituidas por sedimentos muy finos como las arcillas, las aleuritas o el fango organógeno pelágico. Estos sedimentos se acumulan lentamente en aguas estancadas o casi estancadas; las laminaciones caracterizan a algunos ambientes como las varvas lacustre-glaciares, o las evaporitas laminadas, las diatomitas, radiolaritas y las calizas de microforaminíferos (fig. 3.10). En las llanuras fluviales también se pueden formar laminaciones en las zonas de aguas estancadas.

### Moldes de carga (load cast)

Son texturas localizadas en el plano de estratificación; se caracterizan por las sinuosidades presentes en el contacto entre sedimentos gruesos que sobreyacen a sedimentos muy finos. Los moldes de carga se forman cuando los sedimentos

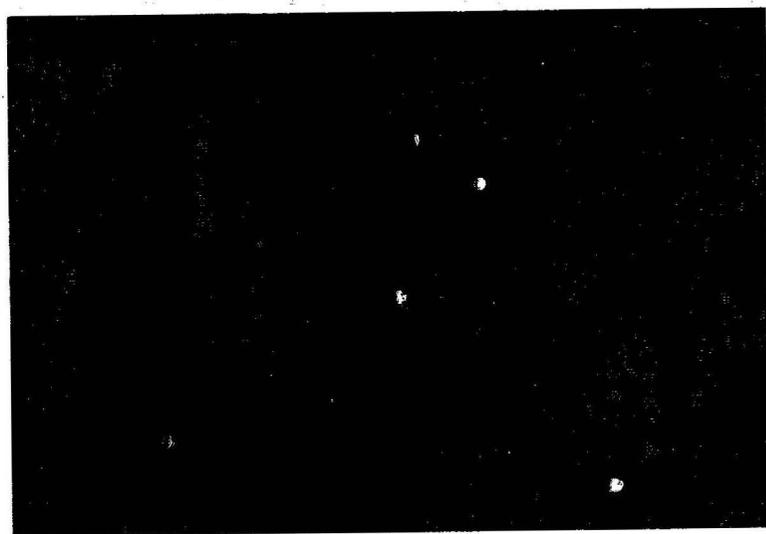


Fig. 3.10 Laminación en calizas. Formación Calizas Conococheague (Cámbrico Superior) en Wayne Castle, 6 km al oeste de Waynesboro, Pennsylvania.

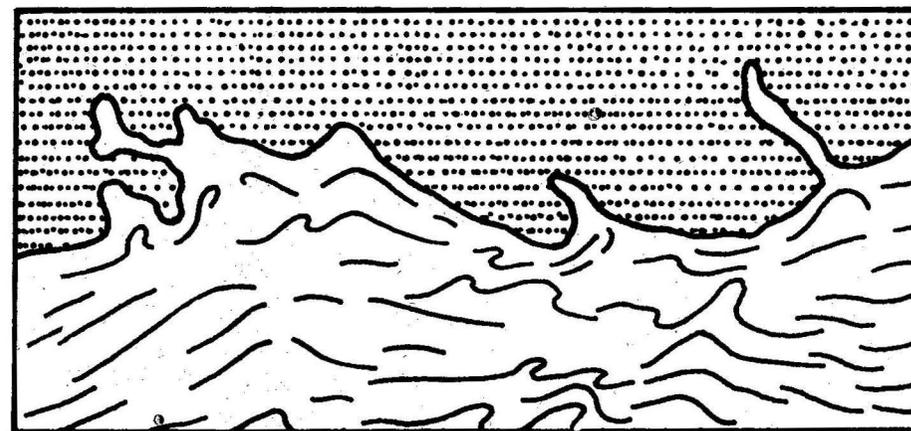


Fig. 3.11 Moldes de carga desarrollados a causa de la acumulación irregular de arena sobre aleuritas laminadas no consolidadas. Cretácico de Ventura, California (según Kuenen, 1953).

gruesos se acumulan rápidamente sobre sedimentos finos no consolidados. Al no existir una distribución uniforme de la carga sobre el plano de estratificación, se produce una migración del material fino desde las zonas de mayor presión hacia las zonas de menor presión, originándose la forma peculiar de estos moldes (fig. 3.11).

La presencia de los moldes de carga se utiliza como criterio para determinar la posición normal o invertida de los estratos, ya que los moldes se forman en el techo de los sedimentos finos.

### Moldes de flujo (flute cast)

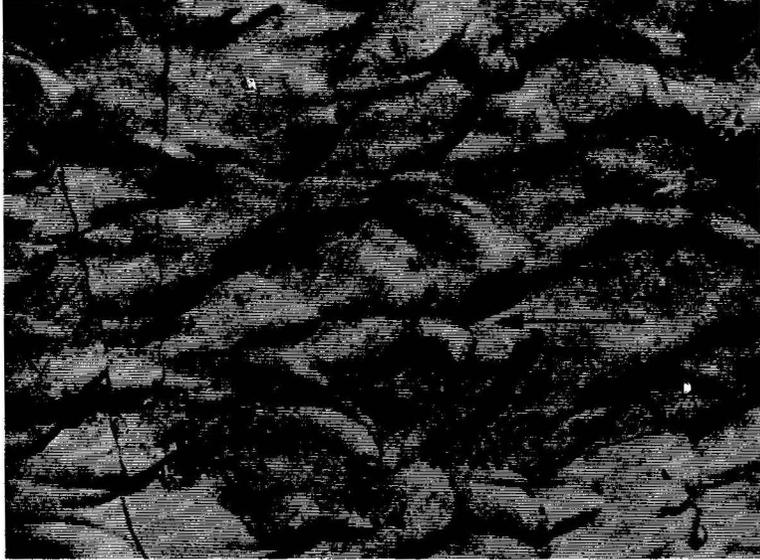
Son marcas en forma de bulbos alargados que se localizan en algunos sedimentos arenosos o lodosos; se forman por el flujo de una corriente rápida sobre una superficie de sedimentos no consolidados. Estas marcas son típicas del techo de las capas y su peculiar ensanchamiento se orienta en dirección a la corriente que generó dicha textura. Los geólogos norteamericanos denominan como *groove marks* a las marcas alargadas en forma de «camellón» localizadas en el techo de algunas capas y que se ensanchan en dirección del movimiento de las corrientes que las generaron (fig. 3.12).

### Rills marks

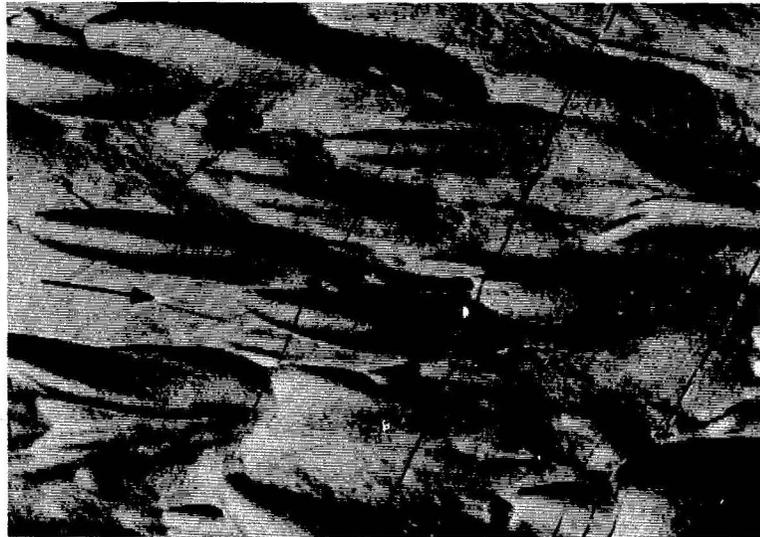
Son estriás de forma dendrítica que se forman en los sedimentos lodosos, cuando sobre su superficie ocurre el drenaje de las aguas superficiales, como sucede con los sedimentos en las llanuras de marea.

### Textura convoluta o contorsionada (convolute beds)

La textura convoluta o contorsionada caracteriza una capa deformada localizada entre capas no deformadas. Las capas con textura convoluta se caracterizan porque aparecen plegadas, con anticlinales agudos que señala el techo de las capas. (fig. 3.13a).



a



b

**Fig. 3.12** a) Moldes de flujo de forma cónica, algunos en forma de espiral -capas Krosno (Oligoceno), Wernejowka, Cárpatos polacos, la flecha indica la dirección del flujo-; b) moldes de flujo alargados -flysch Podhale (Eoceno-Oligoceno) Bialka, Cárpatos polacos, la flecha indica la dirección del flujo- (según Radomski, 1958).

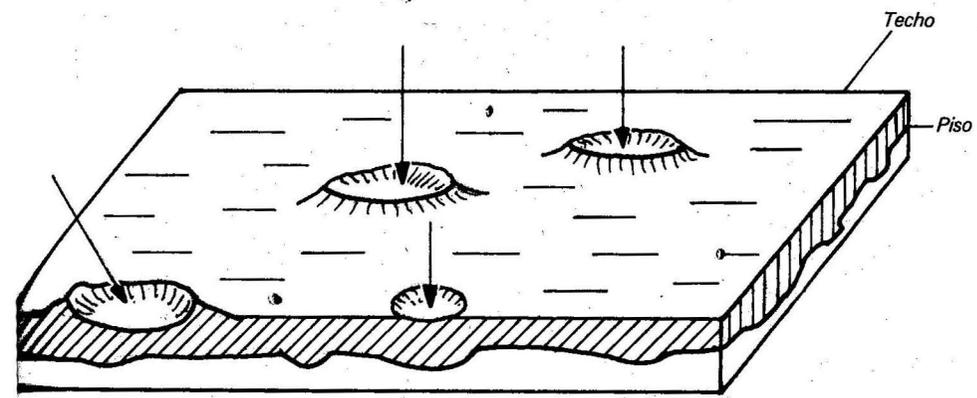


**Fig. 3.13** Estratificación convoluta. Observe los anticlinales con crestas estrechas y agudas (que señalan el techo de la capa) y los sinclinales de gran longitud y de cubeta redondeada.

Esta textura se forma por lentísimos deslizamientos de una masa de sedimentos no consolidados. Los anticlinales de esta textura tienden a tumbarse en la dirección del movimiento. Si el movimiento es de mayor velocidad y los sedimentos poseen alto grado de consolidación se forma la llamada *textura de deslizamiento*, la cual se diferencia de la convoluta en que los estratos aparecen, además de plegados, rotos, budinados y fallados (fig. 3.13b).

**Huellas de gotas de lluvia y grietas de lodos (mud cracks)**

Las gotas de lluvia producen impresiones circulares o elípticas sobre lodos o arenas finas. La profundidad de las huellas depende de la velocidad de la lluvia y el tipo de sedimento (fig. 3.14).



**Fig. 3.14** Esquema de la forma de las huellas de gotas de lluvia.

Las profundidades máximas alcanzan unos 3 mm y la amplitud puede ser de 2-12 mm.

Las grietas de los lodos (*mud cracks*) son de forma poligonal, y se forman en lodos expuestos a la superficie, por lo que esta textura, aparte de caracterizar al techo de las capas, se origina solamente en algunos medios continentales (llanuras fluviales, llanuras deltaicas, etcétera), y más raramente en algunas playas y llanuras de mareas. Tanto las huellas de gotas de lluvia como las grietas de lodo, caracterizan al techo de las capas donde aparecen como depresiones, mientras que sus moldes, en el piso de la capa suprayacente, forman crestas poligonales o cúpulas redondeadas.

Existen otras huellas, de origen físico, como son los orificios dejados por el escape de gases, las estrias, etcétera, y otras de origen químico, como los espacios vacíos dejados por la disolución de cristales de sal, los estilolitos, etcétera.

### Bioglifos

Los bioglifos son huellas que se localizan en el techo de algunas capas, y que fueron hechos por los seres vivos durante su movimiento. En ocasiones se han encontrado huellas de las patas de los dinosaurios, huellas de patas de aves, huellas de reptación de gusanos, huellas de artrópodos, etcétera. El reconocimiento de estas huellas permite identificar el paleoambiente y la posición del piso y del techo de las capas.

### 3.3 Granulometría, selección y redondez de los sedimentos clásticos

Los sedimentos tienen propiedades diversas que no solo tipifican y sirven para clasificarlos, sino que permiten deducir algunas características del proceso sedimentológico y del ambiente de sedimentación en el cual se acumularon, así como la fuente de suministro.

Los estudios granulométricos y morfométricos de los clastos, basados en métodos estadísticos, pretenden complementar los análisis cualitativos que se realizan en algunas rocas, y también responden a las necesidades de los consumidores de algunas materias primas (por ejemplo, la arena de fundición, cuya granulometría debe tener determinadas características).

La granulometría de las rocas clásticas y de los sedimentos clásticos se analiza mediante el tamizado y el estudio de las secciones delgadas. Los resultados se expresan mediante histogramas, curvas acumulativas, etcétera. En las últimas décadas, diversos investigadores como Twenhofel, Tyler, Krumbein, Pettijohn, Milner, Wenworth, Friedman y otros, han dedicado gran atención a este problema.

La acumulación de sedimentos clásticos es puramente mecánica y depende de varios factores, entre los cuales se encuentra la dimensión, la densidad y la composición de los clastos.

La carga física es transportada de diversas formas (deslizamiento, saltación, suspensión, etcétera), lo que está en función del tamaño de la partícula, del agente de transporte, etcétera. Mediante el análisis granulométrico y morfométrico, cabe la posibilidad de que se puedan deducir los paleoambientales.

G. M. Friedman llegó a la conclusión de que es posible distinguir a las arenas de dunas de las fluviales y playeras cuando se analizan los gráficos granulométricos

respectivos con la escala de Krumbein. La curva granulométrica obtenida por esta vía revela que las arenas de dunas tienen una tercera asimetría positiva, mientras que en las arenas de playas es negativa. Las arenas de duna y de río tienen una asimetría en la misma dirección. Las arenas de dunas están mejor clasificadas que las fluviales y esto permite su diferenciación.

Existen otros métodos granulométricos como el usado por W. Van Engelhardt, que se basa en la medición de los radios de los granos ligeros y pesados y en su comparación.

Los estudios granulométricos permiten cartografiar cuantitativamente los sedimentos y las rocas clásticas. Una formación puede ser caracterizada, entre otras cosas, por su granulometría; debido al estudio sistemático de sus variaciones, se obtienen datos de gran interés paleogeográfico. Pero aún existen dificultades; no siempre es posible, por el examen de la curva granulométrica de un sedimento, deducir su origen. Esto es relativamente fácil en las arenas eólicas, o las arenas de playa, pero algunas arenas de playa son similares a las fluviales.

Excluyendo condiciones excepcionales, la carga clástica es transportada a una distancia de la fuente de suministro que es directamente proporcional al tamaño de los clastos y al redondeamiento de estos.

Esta propiedad permite ubicar la fuente de suministro, lo que unido a la relación que existe entre el tipo y volumen de la carga terrígena y el relieve de la fuente de suministro, posibilita la deducción del tipo de relieve y su evolución y, por consiguiente, la acción de los movimientos tectónicos en la fuente de suministro.

### Forma de los clastos y grado de selección

El estudio de la redondez y el grado de selección complementan el estudio granulométrico de los sedimentos clásticos. La redondez se produce por el desgaste de las aristas de los clastos, por lo que la redondez es independiente de la forma. Si tenemos en cuenta que los clastos son inicialmente angulosos, y que se erosionan durante el transporte a causa de los choques, llegaremos a la conclusión de que uno de los factores que influyen en el grado de redondez es el grado de transporte de la carga; pero la composición de los clastos puede ser diferente, y esto redundaría en una desigual resistencia a la erosión, por lo que al analizar la redondez hay que tener en cuenta este último aspecto, haciendo los análisis sobre la base de clastos homogéneos, respecto a su composición.

Los granos clásticos, de acuerdo con su redondez, pueden ser angulosos, subangulosos, subredondeados, redondeados y bien redondeados (fig. 3.15). La redondez de un grano se calcula teniendo en cuenta los radios de curvatura de las aristas, el número de aristas y el radio del máximo círculo circunscrito al clasto (fig. 3.16).

La fórmula por la cual se calcula la redondez de un clasto es:

$$P = \frac{\sum \frac{r_i}{R}}{N}$$

donde

$r_i$ : radio de curvatura de cada prominencia;

$R$ : radio de curvatura del máximo círculo inscrito;

$N$ : número de aristas.

De acuerdo con esta relación matemática, la esfera tendría una redondez de 1,0.

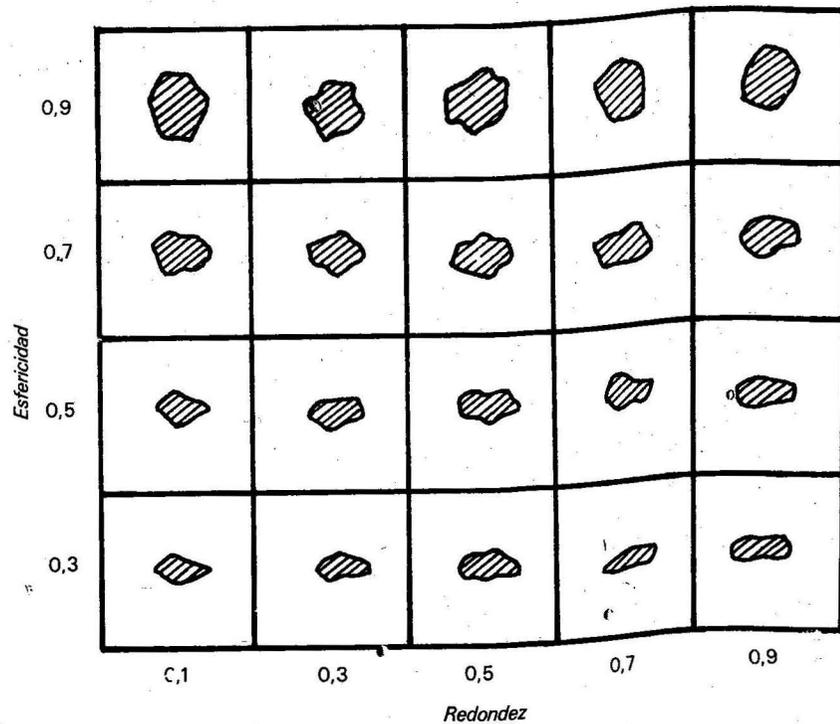


Fig. 3.15 Estimación visual del grado de redondez y esfericidad de los granos de arena.

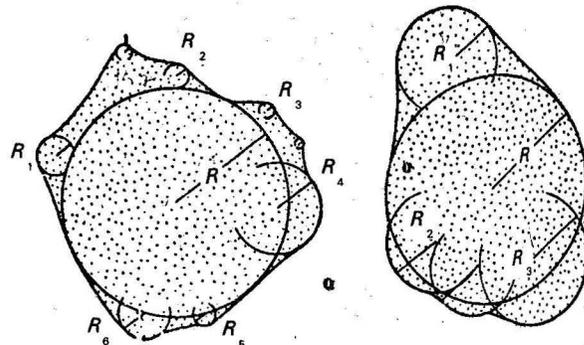


Fig. 3.16 Elementos geométricos que se toman en cuenta para calcular la redondez (según Krumbein, 1940).

Los límites de clase usados en la medida de la redondez son:

cantos angulares	0 - 0,15,
cantos subangulares	0,15 - 0,30,
cantos subredondeados	0,30 - 0,50,
cantos redondeados	0,50 - 0,70,
cantos bien redondeados	0,7 - 1,00,

### Selección de los clastos

Los sedimentos pueden presentar un grado de selección variable, que depende de la mezcla de clastos de diferentes tamaños. Los sedimentos de granulometría uniforme presentan buena selección, mientras que en el caso de presentarse una mezcla caótica de clastos de diferentes tamaños, la selección será pobre o nula, como sucede en las tillitas. La selección depende del agente de transporte, del medio en que se deposita la partícula, de la velocidad de acumulación y de otros factores, los cuales pueden ser deducidos al estudiar metódicamente el grado de selección de los sedimentos o de las rocas clásticas.

Aunque estos datos hay que tomarlos con cierta reserva, los medios de sedimentación pueden ser detectados mediante el análisis morfométrico de los clastos, ya que en cada medio existen sedimentos característicos, entre los que mencionaremos los siguientes:

**Arenas marinas.** Son angulosas y subangulosas, a veces redondeadas; los granos, por lo general, son lustrosos y casi siempre presentan buena selección.

**Arenas fluviales.** Los clastos son angulosos y poco lustrosos (las arenas); presentan mala clasificación.

**Arenas glaciares.** Son muy angulosos, de grano muy fino, sin ninguna selección.

**Arenas eólicas.** Los granos son redondeados y sin lustre, mientras los granos finos son angulosos y brillantes.

### 3.4 Composición mineralógica y características químicas de las rocas sedimentarias

La composición de las rocas sedimentarias se puede expresar en términos mineralógicos y químicos. El estudio de la composición de las rocas sedimentarias puede aportarnos una valiosa información acerca de la fuente de suministros: su litología clima, etcétera, así como del medio de sedimentación (velocidad de acumulación, composición química del medio acuoso, pH, E<sub>0</sub>, etcétera).

Tabla 3.2  
MINERALES COMUNES EN LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Más del 10 % de la roca	Menos del 10 % de la roca	Menos del 1 % de la roca (minerales accesorios)
Cuarzo, minerales arcillosos, micas de cristales pequeños	<i>Minerales detríticos</i> Micas en grandes cristales, feldespatos, Chert detrítico	Minerales de hierro, circón, turmalina, epidota, granate, hornblenda
Calcita, dolomita	<i>Minerales de origen químico y autógenos</i> Cuarzo secundario, yeso, Chert	Anatasa, mica, feldespato, autógeno

Algunas rocas sedimentarias tienen una composición monomineral, pero lo más común es que las rocas sedimentarias tengan una composición variada. En estas rocas han sido identificados más de 150 minerales, de estos, 20 constituyen 90 % del volumen, de acuerdo con la clasificación de P.D. Krynine (1948). En la tabla 3.2 se pueden observar los minerales más comunes de las rocas sedimentarias.

### Minerales detríticos

Estos proceden de la abrasión de las rocas de la fuente de suministro y, por tanto, son indicadores de la litología de la fuente de suministro, del clima, de la meteorización, del transporte, etcétera. Ocupan el mayor volumen de las rocas sedimentarias. Los minerales accesorios son menos abundantes y están representados por partículas de alta densidad; pueden ser de primera y de segunda generación: los de primera generación son angulosos, con minerales estables e inestables, donde la superficie cristalina es lustrosa con el clivaje bien manifiesto. Los minerales de segunda generación son redondeados o subredondeados y estables, indicando una redeposición de los sedimentos y un largo transporte.

Un ejemplo de mineral detrítico muy común es el cuarzo. De acuerdo con la litología de la fuente de suministro, el cuarzo puede presentar diferentes características; por ejemplo, el cuarzo derivado de la erosión de rocas metamórficas presenta casi siempre extinción ondulatoria, mientras que la presencia de granos de cuarzo redondeados, a veces con crecimiento secundario, son testimonio de que estos se derivaron de la erosión de rocas sedimentarias.

Un grupo importante de minerales es el conocido como *minerales pesados*, a causa de su elevada densidad. Estos minerales son indicadores de la litología de la fuente de suministro, como se muestra en la tabla 3.3.

Al analizar estos minerales hay que tener en cuenta que estos pueden provenir de diferentes zonas y mezclarse durante su transporte, y que la carga es afectada al ser transportada, tanto por agentes físicos como químicos.

El *principio de sedimentación inversa*, de Bleicher, establece que los sedimentos detríticos más jóvenes corresponden a la denudación de las rocas madres más antiguas, ya que la erosión ataca los macizos de manera regresiva, profundizando el corte erosivo.

La aplicación de este principio permite conocer el proceso de levantamiento de una cadena montañosa, mediante el análisis de una secuencia detrítica. Un ejemplo de esto es el estudio realizado en las molasas bávaras donde se descubrieron las asociaciones siguientes: 1) circón-turmalina-rutilo, 2) granate-apatito-turmalina (Chattiano), 3) estauroлита y distena (aumenta a partir del Aquitaniense). Estas asociaciones demuestran que la erosión atacó primero las rocas sedimentarias de la cobertura, para después penetrar en las zonas de las rocas cristalinas metamórficas. Los minerales muy resistentes como el circón, la turmalina, el rutilo y la ilmenita indican, por lo general, la presencia de rocas sedimentarias en la fuente de suministro (cuando aparecen redondeados).

Los minerales no detríticos son precipitados de las soluciones por agentes químicos y biológicos. Este grupo incluye a los minerales autógenos formados en los sedimentos durante la diagénesis.

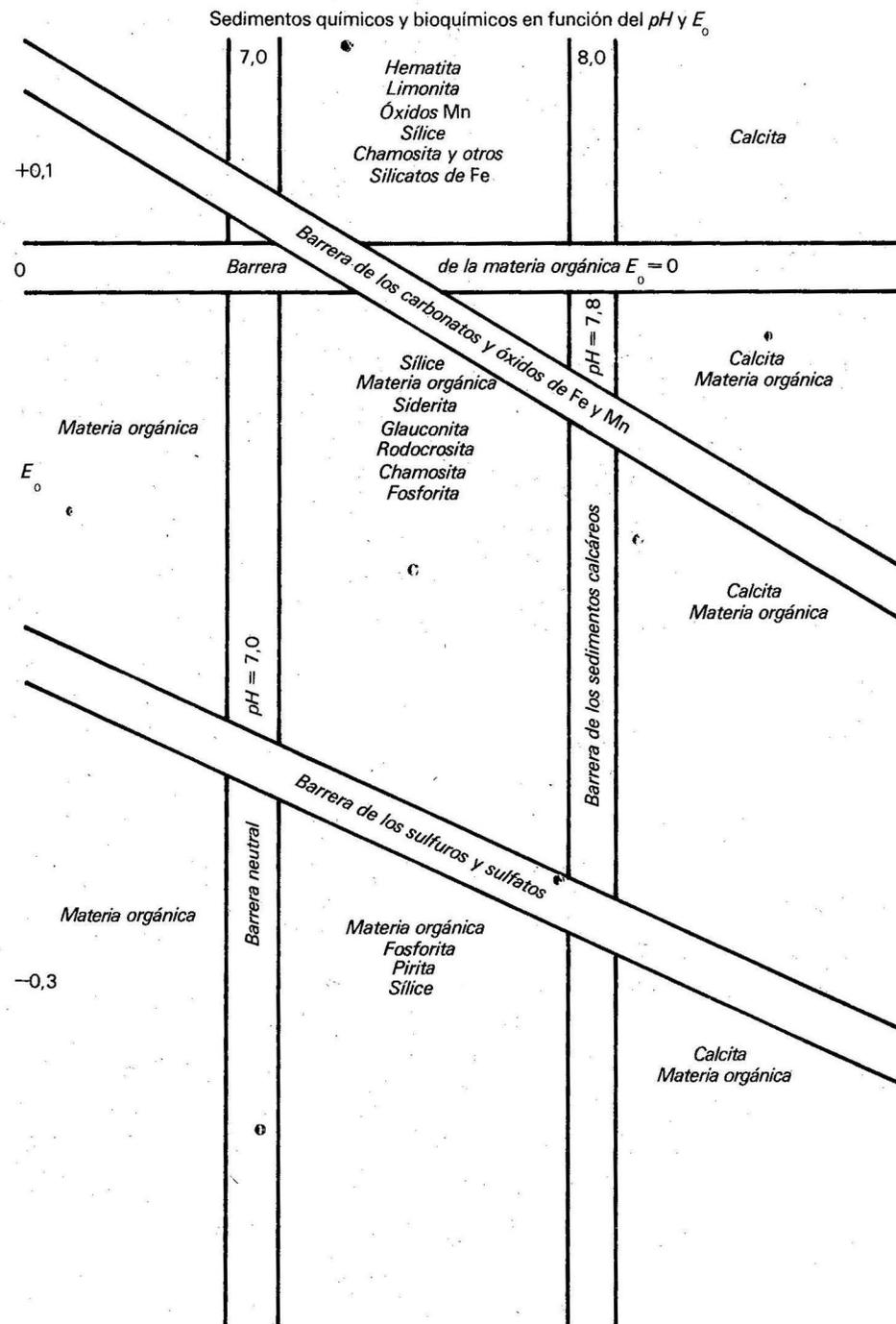
La sedimentación de estos minerales está controlada por la acidez o alcalinidad del medio (*pH*) y por el potencial de oxidación-reducción ( $E_0$ ) del medio.

De acuerdo con las relaciones  $E_0$ -*pH* en el medio marino ocurre la sedimentación química, lo que se muestra en el esquema 1.

Tabla 3.3  
MINERALES PESADOS COMO INDICADORES DE LA LITOLOGÍA DE LA FUENTE DE SUMINISTRO

Rocas ígneas ácidas y medias	Rocas básicas y ultrabásicas	Pegmatitas	Rocas metamórficas	Sedimentos redepositados
Apatita	Anatasa	Casiterita	Andalucita	Glauconita
Biotita	Augita	Fluorita	Granate	Óxido e hidróxidos de hierro
Hornblenda	Brookita	Topacio	Glaucofana	Rutilo
Monacita	Cromita	Turmalina	Hornblenda	Turmalina (redondeada)
Muscovita	Hiperstena	Wolframita	(azul y verde)	Circón (redondeado)
Titanita	Ilmenita		Cianita	
Circón (euhédrico)	Leucóxeno		Sillimanita	
Ortosa	Olivino		Estauroлита	
Microclima	Rutilo			
Audesina	Bitownita			
	Anortita			

Esquema 1



Las barreras químicas indican las condiciones de  $E_0$ -pH límites, en las cuales ocurre la acumulación de sedimentos químicos o bioquímicos.

La *barrera de la caliza* está establecida para un  $pH = 7,8$ , que separa la región derecha, donde abunda la calcita, de la izquierda, donde está ausente, ya que las condiciones para su formación no son favorables. La *barrera de la caliza* es independiente del  $E_0$ , por lo que las calizas se forman lo mismo en medios reductores que en medios oxidantes. La *barrera de la materia orgánica* está situada para un  $E_0 = 0$ ; por debajo de esta barrera es posible la acumulación de la materia orgánica, pero por arriba las condiciones oxidantes del medio hacen poco probable su acumulación. La *barrera de los óxidos y carbonatos de hierro y manganeso* separa las regiones en que existen condiciones favorables para la formación de limonita y hematitas, de aquellas en las cuales predomina la siderita. La posición de esta barrera indica su dependencia tanto del  $pH$  como del  $E_0$ . La *barrera de los sulfuros y los sulfatos* señala el límite bajo el cual la pirita es abundante. Esta barrera depende del  $E_0$  y del  $pH$ .

El reconocimiento de las distintas paragénesis de minerales originadas durante la sedimentación química y bioquímica permite identificar las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales se formaron los minerales, aunque hay que tener en cuenta los cambios posdeposicionales, ya que estos pueden variar la composición de los sedimentos y complicar entonces el análisis de reconstrucción paleoambiental.

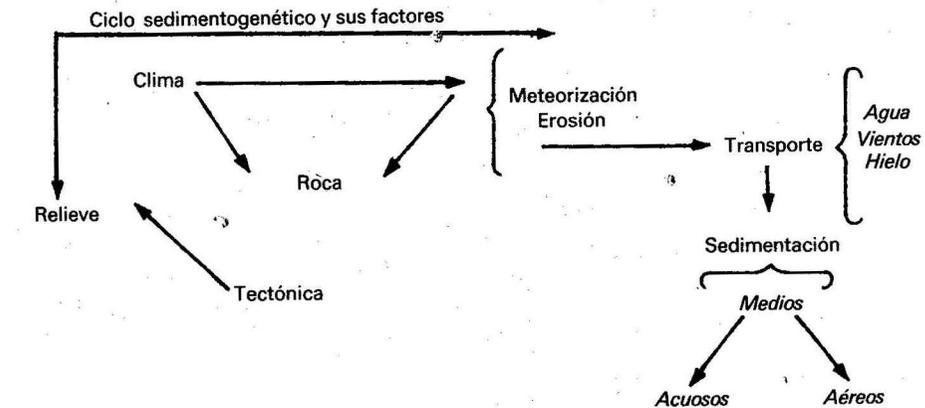
### Madurez textural

La madurez textural de los sedimentos depende del clima, del transporte de la carga, de la velocidad de sedimentación y de los minerales que componen la carga sedimentaria, y es una medida del grado en que han avanzado los procesos de meteorización y erosión en la fuente de suministro, así como de la magnitud del intervalo de tiempo en que ocurrieron los procesos exógenos con una intensidad determinada.

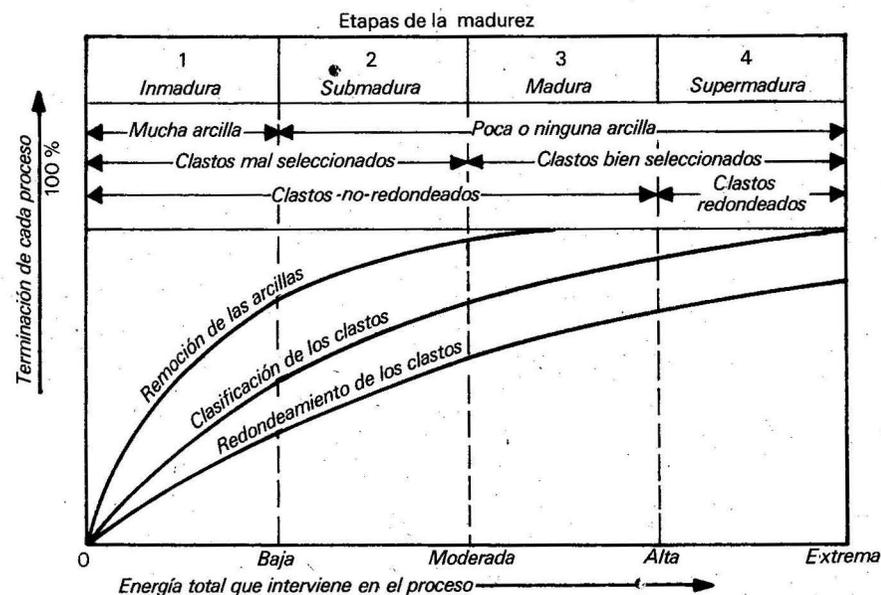
Un sedimento arenoso-arcilloso, se transforma en una arena madura, bien clasificada y redondeada, al sufrir un proceso que podemos dividir en tres etapas: 1) remoción de las arcillas, 2) clasificación de los granos no arcillosos y 3) redondeamiento de los granos. Las primeras etapas pueden ser alcanzadas rápidamente, pero la última es alcanzada solamente cuando ocurre un largo transporte de la carga sedimentaria; es por esto que las arenas maduras se dice que son multicíclicas.

En los esquemas 2 y 3 se pueden observar las principales características de los sedimentos maduros y los procesos que implican su formación.

Esquema 2



Esquema 3



### 3.5 Clima, relieve y tipo e intensidad de los procesos exógenos en la fuente de suministro

El clima y el relieve son factores claves que influyen y determinan, junto con la litología, el tipo de proceso denudativo-acumulativo, y su intensidad en cualquier zona; por esto, al estudiar los sedimentos acumulados en una cuenca, así como las rocas sedimentarias clásticas y arcillosas, de manera recíproca, se puede deducir la paleogeografía existente durante su acumulación.

El tipo de corteza de intemperismo depende de los factores antes enunciados. Los suelos formados por la meteorización de las rocas ígneas en los climas húmedos son arcillosos y, a la vez, pueden contener otros minerales tales como feldspatos, anfíboles, etcétera, en dependencia de la intensidad con que hayan actuado los procesos de alteración química. Los silicatos se transforman en arcillas, pero si la intensidad de la meteorización química es pequeña, pueden formar parte de las arenas (arkosas).

Las rocas sedimentarias, en algunos casos, están formadas por minerales estables y, por esto, no son susceptibles de ser transformados químicamente durante la meteorización. Las lutitas y calizas son disgregadas por los procesos físicos y químicos y dan lugar a rocas de igual tipo. El clima está íntimamente relacionado con los procesos erosivos. En los climas secos, los minerales inestables serán abundantes, lo que será inverso en los climas húmedos. El clima determina el tipo e intensidad de la erosión, lo que está también en función del relieve. En un relieve abrupto, montañoso, la velocidad de erosión de las aguas corrientes superficiales será mayor, y los sedimentos acumulados pueden ser bastante inmaduros.

Una roca sedimentaria compuesta por sedimentos maduros puede indicar un relieve llano, un clima húmedo y una gran distancia de transporte.

Los sedimentos donde se observan una mezcla de minerales estables e inestables, sugieren una fuente de suministro de relieve elevado, de clima riguroso (árido, glacial) o de ambas cosas.

Los sedimentos arcillosos, con alto contenido en aluminio y bajo contenido de sodio, se forman en climas húmedos, mientras que los montmorilloníticos son propios de climas secos.

Otros aspectos que debemos analizar son la granulometría y la clasificación de los sedimentos. Las dimensiones de los fragmentos (clastos) de las rocas sedimentarias están en función, por lo general, de la distancia de transporte, así como de su grado de redondeamiento. Los sedimentos gruesos y angulosos son indicadores de la cercanía de la fuente de suministro y de un grado de transporte pequeño. El grado de clasificación depende del medio selector en el cual ocurre la sedimentación y de la velocidad de este proceso; por ejemplo, en un medio acuoso donde ocurra la sedimentación rápidamente, la selección de los clastos es pobre o inexistente, mostrando un aspecto caótico.

Otro asunto que debe considerarse es el de los elementos indicadores de los medios de sedimentación. Los elementos tienden a concentrarse en los sedimentos marinos o en los continentales. Esta propiedad, basada en su movilidad geoquímica, se puede utilizar como criterio para deducir el paleoambiente; algunos ejemplos lo mostraremos en la tabla 3.4.

Tabla 3.4  
CONCENTRACION DE LOS ELEMENTOS EN LOS SEDIMENTOS MARINOS Y CONTINENTALES

Elementos	Sedimentos marinos	Sedimentos continentales
Bo-Rb	X	-
Na	X	(En menor cantidad)
K	(En poca cantidad)	X
Ga	-	X
Va-Ni	X	(En poca cantidad)
Cu-Zn-Sn	-	X
Relación Th/U	Alta	Baja

### 3.6 Sedimentos y rocas como indicadores de los medios de sedimentación

#### MINERALES DE HIERRO

Los depósitos de sedimentos enriquecidos en minerales de hierro son formados en un amplio rango de condiciones ambientales: por intemperismo, en los continentes e islas, manantiales, pantanos, ríos, lagos, lagunas litorales y el mar. Los depósitos relacionados con el intemperismo, manantiales, pantanos, lagos y ríos son fácilmente reconocibles, pero las extensas capas sedimentarias en los grandes lagos o en el mar presentan problemas genéticos que aún no han sido resueltos.

Los hidróxidos de hierro se acumulan en todos los ambientes, pero los silicatos y sulfuros de hierro se desarrollan preferentemente en el medio marino.

Hay que tener en cuenta que los hidróxidos de hierro pueden acumularse por vía mecánica, al destruirse una corteza de intemperismo por efecto de la erosión, como sucede en Moa, Cuba, donde las lateritas son erosionadas y las concreciones de minerales de hierro que forman parte de ellas son transportadas hacia las zonas litorales, lo cual origina acumulaciones de arenas de concreciones.

Los depósitos de pantanos parálisis y de algunos lagos son enriquecidos por hidróxidos, silicatos, sulfuros y carbonato de hierro, mezclados con materia orgánica, arcilla y arena; estos sedimentos son conocidos como Mocarrero, en Cuba y, Murrain, en África; se caracterizan, además, porque tienen un alto contenido de fosfato y minerales de manganeso.

Existen cuatro sulfuros de hierro que pueden ser formados durante los procesos sedimentarios: hidrotroilita, melnikovita, marcasita y pirita. La melnikovita, la marcasita y la pirita tienen la misma composición química, diferenciándose en que la pirita y la marcasita son cristalinas, aunque cristalizan con distintos hábitos, mientras la melnikovita probablemente es coloidal. La hidrotroilita es un monosulfuro de hierro, amorfo, de fórmula  $FeS \cdot NH_2O$  y se forma en las arenas y lodos ricos en materia orgánica, donde están presentes las aguas sulfatadas. Estos sulfuros se forman en el medio marino con aguas de poca circulación, así como en lagunas litorales, mares con débiles mareas y algunos mares interiores.

De acuerdo con P. Allen, W. Crenshaw y J. Johnston, el carácter del medio determina si se deposita la melnikovita, la marcasita o la pirita. La marcasita se forma en medios ácidos, la melnikovita, en soluciones alcalinas y, la pirita, en medios neutrales o ligeramente ácidos.

#### SILICATOS DE HIERRO

El silicato de hierro más difundido en las rocas sedimentarias es la glauconita y se encuentra en distintos lugares del fondo oceánico. Es común en las areniscas y calizas y solo se conoce en los sedimentos marinos. L.W. Collet (1927) obtuvo sedimentos con glauconita a profundidades de 82 m en la costa occidental de África, mientras que en el Océano Índico se ha extraído desde los 2 512 m. E.W. Galliher (1935), en la bahía de Monterrey, California, encontró glauconita a 20 o 40 m, siendo más abundante a los 200 m. La glauconita es rara a grandes profundidades y más común en las zonas cercanas al continente donde afloran rocas ígneas plutónicas y rocas metamórficas.

La profundidad más frecuente en que se encuentra la glauconita es de 180 m.

#### MINERALES SEDIMENTARIOS DE MANGANESO

Los óxidos y carbonatos de manganeso se depositan en medios marinos, lacustres y palustres. Aparecen asociados con chert, minerales de hierro y fosfato de calcio, por lo que es probable un mismo origen para estos minerales. Los depósitos de manganeso no son comunes en las secuencias fosilíferas. Algunos óxidos de manganeso aparecen, como constituyentes de los nódulos de manganeso, en los mares profundos, lo cual puede estar relacionado con la intensa actividad volcánica de los tiempos recientes.

Los nódulos de manganeso también se encuentran en algunos lagos y pantanos. Parte del fondo del lago Trout, al norte de Wisconsin, hasta una profundidad

de 18,5 m, contiene módulos y en algunos lugares se observan lentes de hasta 15 cm de espesor.

#### NÓDULOS FOSFÁTICOS

Los nódulos fosfáticos fueron recolectados por primera vez en los mares frente al Cabo de Buena Esperanza durante la expedición del «Challenger». Posteriormente han sido dragados en diferentes lugares: en las costas de España, Japón, Chile, en los mares cercanos a las islas Malvinas y estuarios del río La Plata, así como a lo largo de la costa oriental de Estados Unidos hasta la Florida. Los nódulos se encuentran a profundidades de hasta 1 000 m. Los fosfatos aparecen casi siempre asociados a la glauconita y a los restos calcáreos de conchas de foraminíferos, pelágicos y bentónicos.

El origen de los nódulos fosfáticos ha sido objeto de más de una hipótesis. Es significativo el hecho de que la concentración de  $P_2O_5$  en las arcillas rojas abisales es igual a la de las rocas eruptivas.

J. Murray y A. F. Renard (1891) plantean que estos nódulos se han formado en un medio enriquecido en fósforo por la acumulación de una gran cantidad de esqueletos de organismos al disolverse sus conchas y esqueletos en aguas frías. G.R. Mansfield (1940) considera que las erupciones volcánicas pueden alimentar de fósforo a las aguas oceánicas. En la elevación de Chatham, Nueva Zelanda, la ausencia de trazas de vulcanismo parece no confirmar esta hipótesis.

R.S. Dietz, K.O. Emery y F.P. Shepard (1942) confirmaron que el agua del mar está saturada de fosfato tricálcico a partir de una profundidad de varios centenares de metros. Las sustancias fosfáticas son aportadas desde los continentes y se depositan como fosfatos o son absorbidas por los organismos, esencialmente los bentónicos. La localización de los nódulos junto a las costas y en las grandes profundidades pueden explicarse por la presencia de corrientes que transportan los fosfatos desde las costas.

#### Minerales como indicadores de la profundidad en el medio marino

Algunos minerales son magníficos indicadores de la profundidad del medio marino, así como de la distancia desde el litoral hasta la zona de máxima acumulación, lo que se muestra en las figuras 3.17 y 3.18.

En la tabla 3.5 presentamos una relación de las profundidades promedio, en que se acumulan algunos minerales sedimentarios.

Tabla 3.5  
PROFUNDIDADES PROMEDIO DE ALGUNOS MINERALES SEDIMENTARIOS

Mineral	Profundidad
Oolitas de carbonato de calcio	10 m
Concreciones de Fe, Al, Mn	0-80 m
Fosforita	50-150 m
Glauconita	hasta 200 m

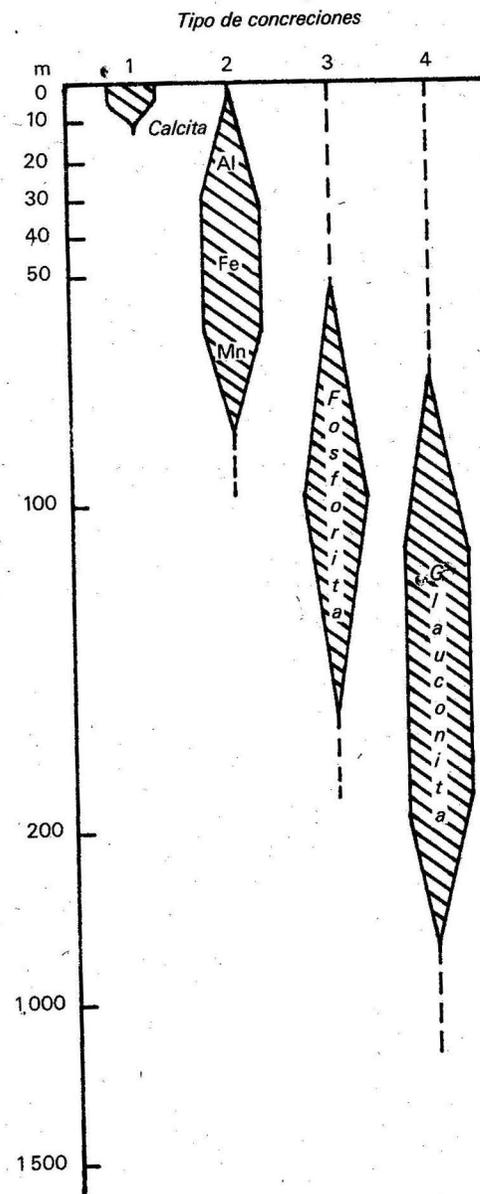


Fig. 3.17 Minerales indicadores de la profundidad del medio marino: 1) oolitas de calcita; 2) oolitas de minerales de Fe, Al y Mn; 3) fosforita; 4) glaucotina (según Strajov).

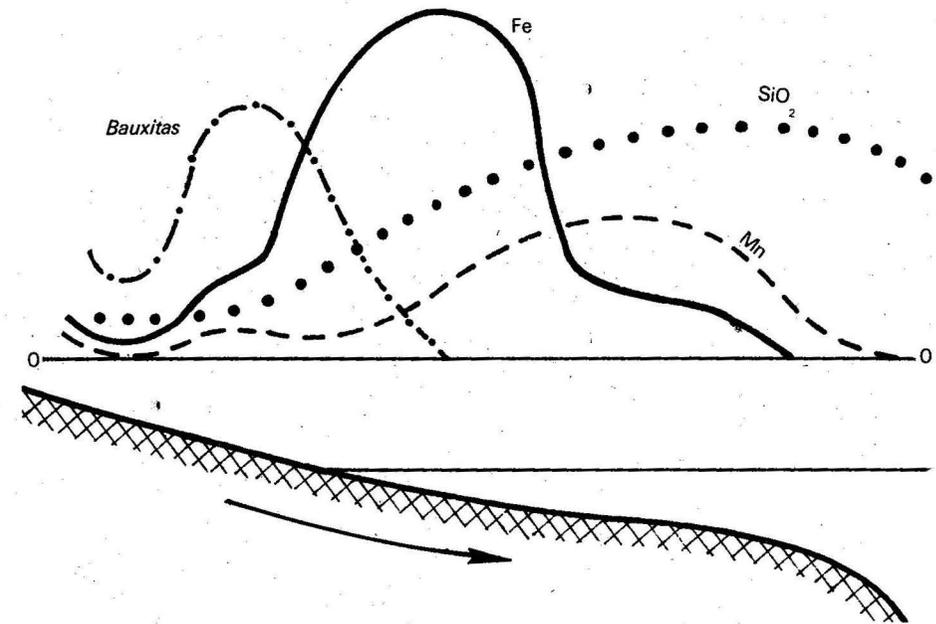


Fig. 3.18 Determinación de la profundidad y la distancia a la costa, de acuerdo con la presencia de algunas concreciones en los sedimentos consolidados (según Rűjin).

### Rocas como indicadores del paleoambiente

Algunos tipos de rocas sedimentarias son indicadores del medio de sedimentación y de algunas características del medio. Las *calizas coralinas* y las *brechas arrecifales* son indicadores de un paleoambiente arrecifal, mientras que las *coquinas* se forman en mares neríticos infralitorales. Las *travertinas* se originan en los manantiales de aguas carbonatadas o a partir de los carbonatos disueltos en las aguas fluviales carbonatadas. Las *evaporitas* se acumulan en medios marinos o en medios lacustres, en zonas de clima árido. El *carbón* se forma a partir de la turba acumulada en los pantanos, o del sapropel de algunos lagos y de los mares euxínicos. Las *arcosas* se forman en zonas de sedimentación rápida y provienen de la denudación de rocas ígneas ácidas, mientras las *grauvacas* se derivan de la carga proveniente de la denudación de las rocas básicas y medias. Las *lutitas* son magníficas indicadores del medio de sedimentación. G. Millot (1949-1953), llegó a las conclusiones siguientes:

1. En un medio donde los cationes son lixiviados en medio ácido, se forma la *caolinita*.
2. En un medio con escasa circulación y con *pH* básico, se forma *illita* cuando abunda el potasio y, *montmorillonita*, si abunda el magnesio.
3. Cuando existen condiciones intermedias se obtienen mezclas de estos minerales.

Así, en el medio marino predominan la *illita* sobre la *caolinita*; en el medio continental abunda la *caolinita*, a veces con trazas de *illita*; en los medios lacustres

enriquecidos en magnesio y potasio, como sucede con las rocas del Estampiano de la Cuenca de Aix, en Provenza, existen capas de yeso y sulfuros intercaladas con lutitas montmorilloníticas e illíticas.

En el medio estuarino y fluvio-deltaico, se acumula arcilla caolinítica.

D.E. Grim, R.S. Dietz y W.F. Bradley, al estudiar los sedimentos del fondo del golfo de California y algunos sedimentos del océano Pacífico, encontraron que las arcillas estaban compuestas por illita, montmorillonita y caolinita, donde la illita resulta ser el mineral más abundante. Estos investigadores llegaron a la conclusión de que la caolinita en medio marino se transforma lentamente en illita y en clorita por fijación del potasio y el magnesio.

### Colores de las rocas como indicadores de algunas características del medio de sedimentación

Los colores de los sedimentos están influidos por todas las condiciones ambientales relacionadas con su génesis, transportación y sedimentación. El tipo de roca madre, la denudación, las condiciones climáticas, los tipos, distancias y duración del transporte, las condiciones y lugares y sedimentación, y la diagénesis subsiguiente a la sedimentación, están relacionados con los colores de los sedimentos. Los colores tienen mayor significado en los sedimentos continentales que en los marinos, ya que la sedimentación en el medio marino, por lo general, es más lenta, y menor la cantidad de materia orgánica. Los sedimentos depositados en los medios marinos normales, generalmente son claros; por lo general grises, azules o verdes.

Los sedimentos derivados de rocas madres débilmente meteorizadas, presentan los colores de los minerales originales de estas; tales condiciones existen en las regiones cálidas, rigurosamente áridas, o regiones rigurosamente frías, en las zonas de relieve muy quebrado con intensas lluvias y en las costas acantiladas sometidas a intensa erosión.

Si el clima es templado, y no es árido, las rocas madres se descomponen, el hierro es reducido por la materia orgánica y lixiviado; por este motivo los materiales residuales son de color claro y amarillo; estos sedimentos pueden ser negros si están enriquecidos con materia orgánica.

En las regiones elevadas, con clima tropical y subtropical, con lluvias altas o moderadas, las rocas son destruidas esencialmente por la meteorización química; en estas circunstancias la destrucción es completa y los productos solubles son removidos, por lo cual queda un residuo rojo de hidróxido de aluminio, silicato de aluminio, óxidos hidratados de hierro, cuarzo y otros minerales. Los sedimentos en estas condiciones toman un color rojo o pardo. Estos sedimentos, al ser transportados y depositados, pueden mezclarse con materia orgánica y tomar un color oscuro.

En el mar, los factores más importantes relacionados con el color son determinados por los minerales formados en el proceso sedimentario. El color verde de los sedimentos marinos casi siempre se relaciona con la presencia de glauconita. En las condiciones anaeróbicas la materia orgánica, no es descompuesta y los sedimentos toman colores grises oscuros y negros.

Las condiciones anaeróbicas pueden existir en las aguas de pobre circulación, en las depresiones profundas de los fondos marinos someros, en las bahías y mares con mareas muy débiles y en muchos lagos.

En conclusión: los sedimentos de colores claros sugieren climas rigurosamente fríos o calientes, pendientes muy grandes, depósitos de canal de algunos ríos, lagos o mares, o regiones elevadas con abundantes lluvias. El color negro indica condiciones propicias para la acumulación de materia orgánica en zonas de pantanos, llanuras fluviales con climas fríos y cálidos, algunos lagos, medios neríticos de mareas débiles, etcétera. Los sedimentos grises no indican ningún ambiente particular y pueden ser acumulados en lagos, playas, deltas, llanuras aluviales y en los mares muy someros o moderadamente profundos. Los colores cambiantes entre una capa y otra pueden tipificar a los depósitos de abanicos aluviales, llanuras aluviales y deltas, así como a algunos depósitos marinos. Los colores rojos (primarios), indican climas calurosos, lluviosos, de abundante vegetación; también este color se produce en climas de estaciones secas y lluviosas. La sedimentación puede ocurrir en llanuras fluviales, deltas, lagos someros y en mares de alta salinidad. Los sedimentos rojos pueden ser derivados de suelos rojos erosionados.

Algunas arenas amarillas son de origen eólico; muchos sedimentos residuales de las regiones elevadas tropicales y subtropicales tienen un color amarillo.

Es notable pues, que los colores de las rocas pueden, en ocasiones, ser valiosos indicadores del paleoambiente.

## Estratificación y secuencias estratificadas

La estratigrafía persigue como objetivo el estudio de las rocas sedimentarias, las cuales, en su mayoría, están estratificadas. Un estrato es una masa de rocas sedimentarias limitada por planos de discontinuidad, uno inferior y otro superior, los cuales se denominan *piso* y *techo* respectivamente.

De acuerdo con los estudios realizados por T.G. Payne, G.D. Mckee, y G.W. Wefer, los estratos menores de 1 cm de espesor se denominan *láminas* y, los mayores de 1 cm, *estratos* o *capas*.

La formación de los diferentes tipos de estratos depende de la velocidad de acumulación y del volumen de los sedimentos disponibles para la sedimentación. Se ha observado que existe una relación (aunque no estricta), entre el tipo de estratificación y el tipo de sedimentos, como se observa en la figura 4.1.

Las capas de areniscas y conglomerados tienden a ser masivas o de estratificación gruesa, mientras que las areniscas finas arcillosas casi siempre presentan estratificación fina o media, y las lutitas tienden a ser laminares.

Las causas de la estratificación pueden ser físicas, químicas y biológicas, o la interrelación de estos factores.

Para que se forme un plano de estratificación (plano de discontinuidad), deben existir diferencias sustanciales en las propiedades de los sedimentos infrayacentes y suprayacentes. Estas diferencias de propiedades físicas, pueden deberse a la composición (arena, arcillas) o a la granulometría (arena calcárea media y arena calcárea muy fina), o a una velocidad variable y a diferentes tipos de empaquetamiento y grados de compactibilidad de los sedimentos, como se plantea en la tabla 4.1.

Los estratos que forman una secuencia pueden extenderse por largas distancias o acunarse rápidamente. La persistencia lateral de las capas por grandes distancias es propia de medios extensos y más o menos uniformes, con un grado de estabilidad considerable; así, por ejemplo, algunos mares neríticos como el Mar del Norte, presentan extensas y homogéneas capas de sedimentos, mientras que en cualquier medio fluvial es característico que las capas se acunen rápidamente y ocurren, por tanto, cambios bruscos en el tipo de sedimentos.

Los estratos han sido clasificados de acuerdo con la relación que existe entre su ancho y su espesor en: *mantos*, cuando la relación ancho-espesor es mayor que 1 000:1; *tabular*, cuando la relación oscila de 50:1-1 000:1; *prisma*, la relación ancho-espesor de 50:1-5:1, y *cordón*, cuando la proporción es de 5:1 o menos. Esta clasificación fue elaborada por Krynine (1948), y es de gran utilidad para sistematizar los estratos, lo cual es necesario para el análisis estratigráfico.

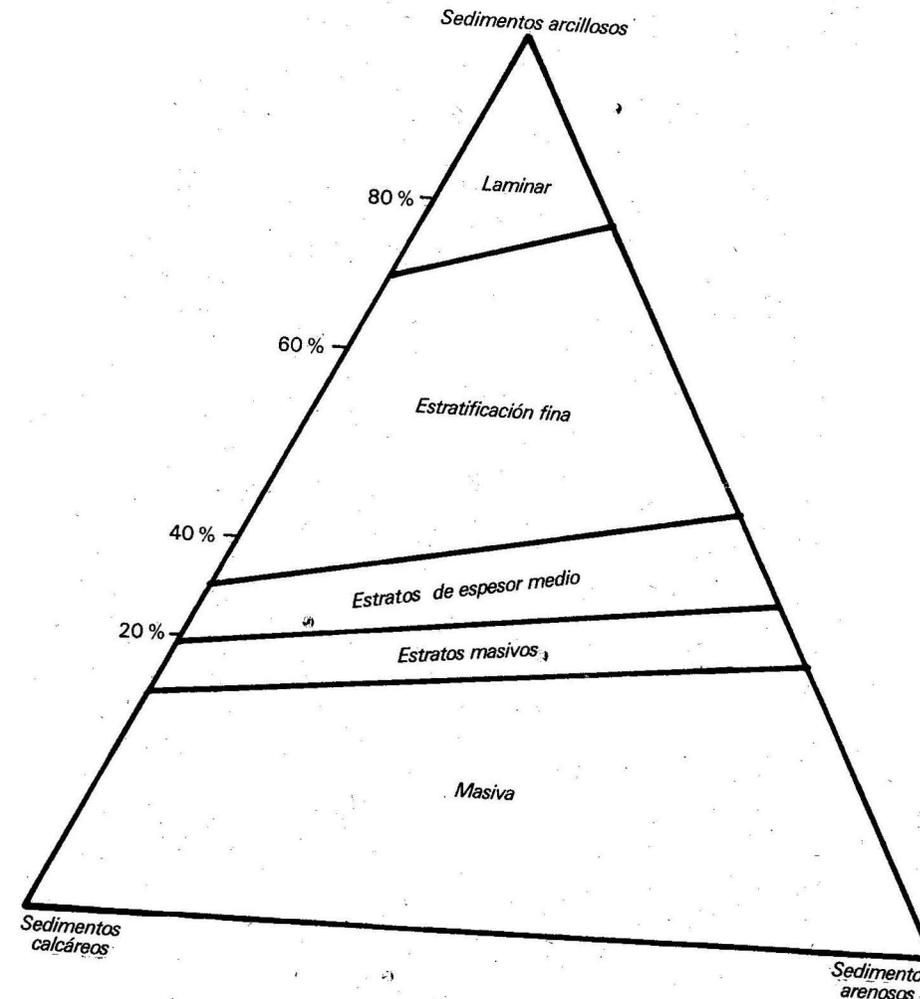


Fig. 4.1 Diagrama triangular que muestra las relaciones generales aproximadas entre la composición y el espesor de los estratos de los sedimentos consolidados (modificado de Alling, 1945).

A. Lombard (1956) establece una diferencia sustancial entre los términos secuencia litológica y serie litológica: *secuencia litológica* es una sucesión litológica de dos términos litológicos o más, que forman una serie natural y que no presentan discordancias entre sí; por ejemplo, una secuencia de calizas-margas-lutitas. La sucesión de varias secuencias litológicas forma una *serie*. Cuando las secuencias que componen una serie se repiten regularmente, se forma una *serie rítmica*; pero si la serie está compuesta por secuencias desordenadas, la serie es *arrítmica*. Existen algunas series con características intermedias, las cuales se conocen como *series pararrítmicas*.

Tabla 4.1  
DISTINTOS TIPOS DE ESTRATOS DE ACUERDO CON SU ESPESOR  
(Según McKeey Weir, 1953; modificada por Ingram, 1954)

<i>Estratos</i>	Estratos muy gruesos	100 cm
	Estratos gruesos	30 cm
	Estratos medios	10 cm
	Estratos finos	3 cm
	Estratos muy finos	1 cm
<i>Láminas</i>	Gruesas	0,3 cm
	Finas	

Las series pueden ser clasificadas en *uniformes* y *heterogéneas*. Las series litológicamente uniformes se caracterizan por estar compuestas, prácticamente, por un solo tipo de litología. Por ejemplo, si encontramos una secuencia de algunas decenas de metros de espesor, compuesta por lutitas o calizas, la clasificaremos como una serie *homogénea*; esta es la característica que presenta la Formación Viñales, en Pinar del Río, o el Conglomerado Camarones, en el piamonte septentrional de la Gran Piedra, en la parte oriental, de Cuba; tales secuencias indican condiciones constantes de sedimentación durante intervalos de tiempo más o menos prolongados. Una serie puede ser homogénea a causa de una sedimentación rápida, como sucede con los depósitos de abanicos aluviales cuando ocurre una sedimentación compensada de una carga sedimentaria homogénea, o bien cuando ocurre una sedimentación lenta, pero continuada, en una cuenca profunda. En los medios desérticos también se acumulan potentes espesores de sedimentos homogéneos que al litificarse dan lugar a las series areniscas eólicas (homogéneas), con una típica estratificación cruzada a gran escala, por ejemplo la Formación Navajo, del oeste de Estados Unidos.

Las series *heterogéneas* son aquellas que están constituidas por diversos tipos de litologías y revelan la diversidad de procesos que operan en el medio de sedimentación y en la fuente de suministro. La heterogeneidad de las series litológicas revela las transformaciones del medio natural en el transcurso del tiempo, es decir, su desarrollo evolutivo; por esto, la heterogeneidad es característica de las sucesiones litológicas más que la homogeneidad.

#### 4.1 Simetría de las series rítmicas cíclicas

Las series cíclicas consisten en una sucesión de rocas sedimentarias de distintos tipos, las cuales se pueden formar en diversas condiciones sedimentarias. Las series cíclicas, a su vez, se componen de ciclos de diversas categorías. Cada ciclo puede marcar la ocurrencia de una serie de ambientes sedimentarios que se suceden en el mismo

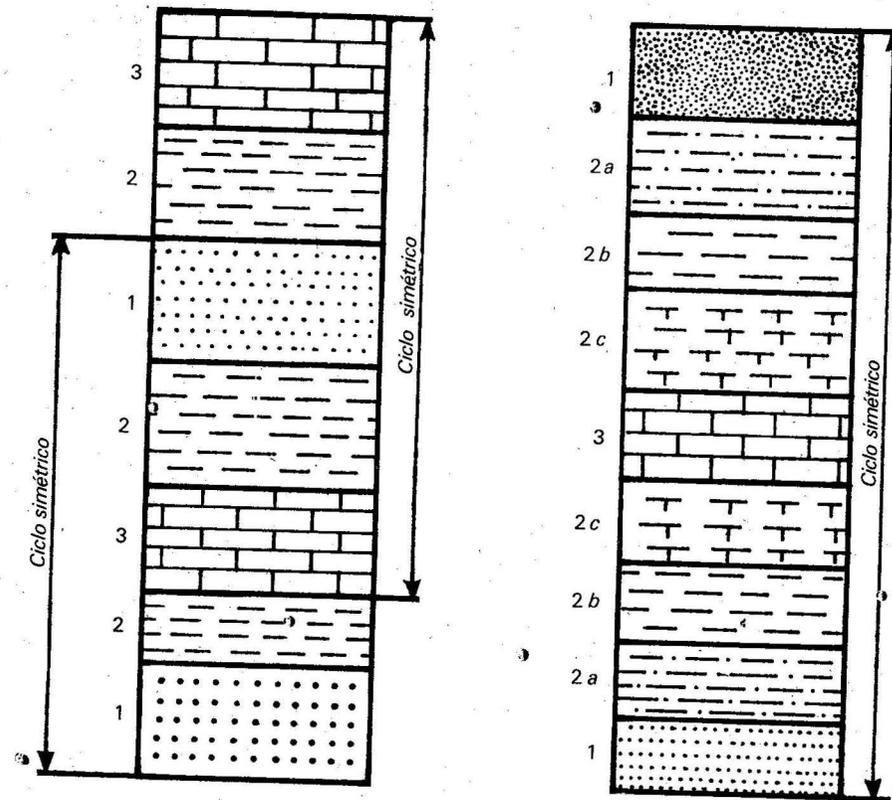


Fig. 4.2 Columna estratigráfica de ciclos simétricos.

orden o con pequeñas variaciones, o la repetición cíclica de un fenómeno geológico en un mismo medio (corrientes turbias). Los ciclos pueden ser simétricos y asimétricos.

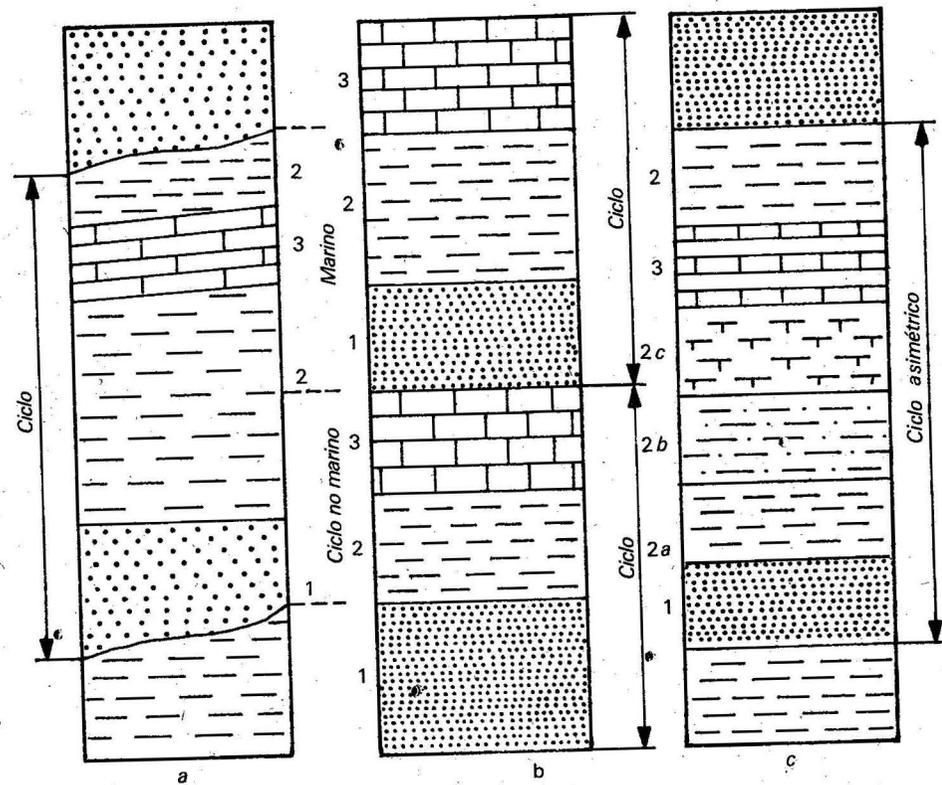
#### Ciclos simétricos

En los ciclos simétricos se observa una perfecta recurrencia, es decir, hay un orden de las capas en un semiciclo igual al semiciclo superior (fig. 4.2).

Este tipo de ciclo tiende a formarse en el medio marino por fluctuaciones de la profundidad de la cuenca y desplazamiento de la línea litoral (transgresiones y regresiones), o por fluctuaciones constantes de la carga sedimentaria que arriba paulatinamente a una cuenca marina que se transforma lentamente. En este caso la sedimentación es constante y el proceso dominante.

#### Ciclos asimétricos

Los ciclos asimétricos, como se muestran en la figura 4.3, consisten en una sucesión de litologías en las cuales se observan semiciclos incompletos o alterados



**Fig. 4.3** Ciclos asimétricos: a) limitado arriba y abajo por discordancia; b) simple, formado por la ausencia de uno o más miembros de la secuencia; c) complejo, donde están presentes uno o más miembros que no se repiten en el orden de reverción.

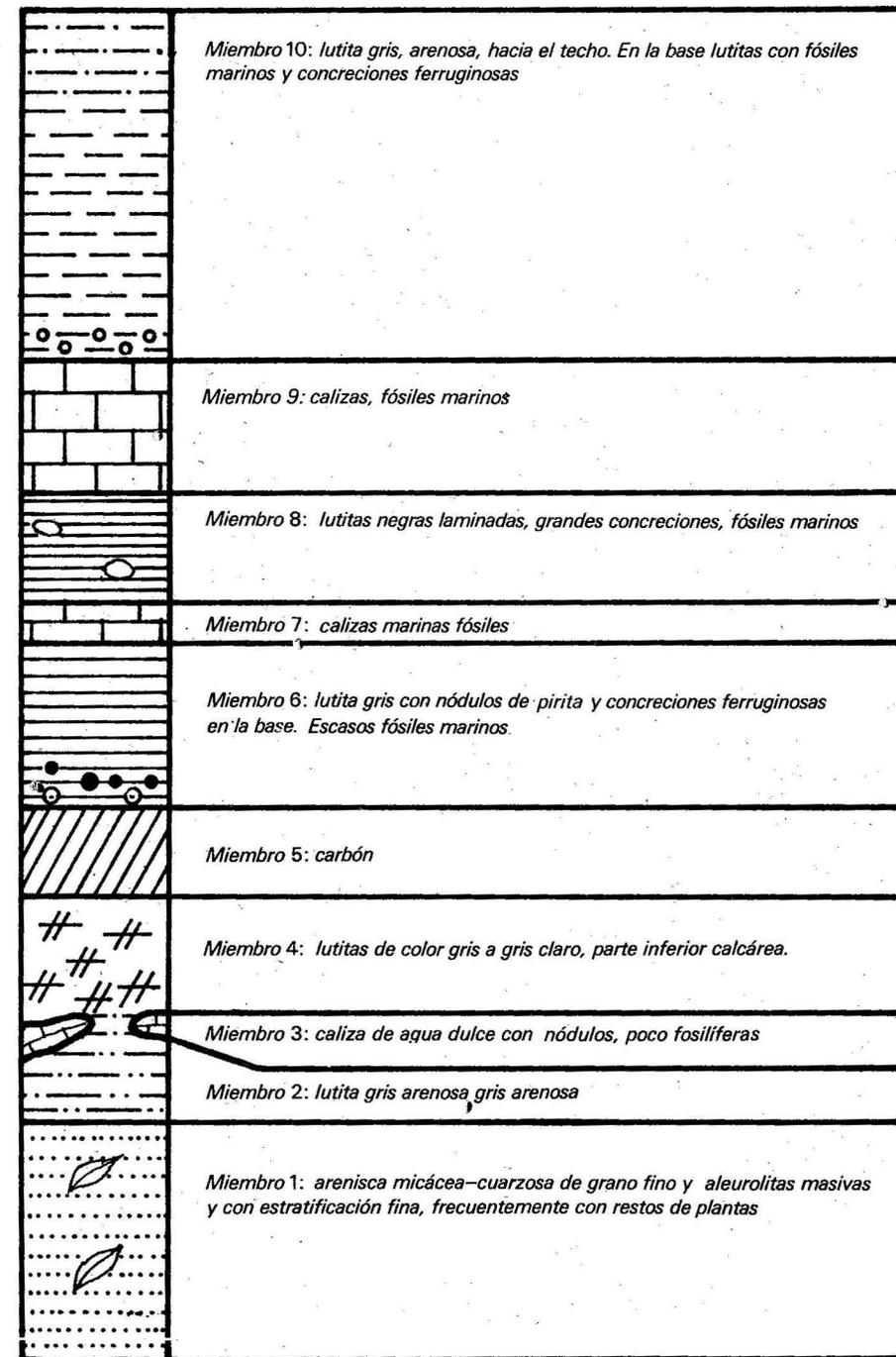
por la adición de un miembro. La pérdida de uno o más miembros de un ciclo puede deberse a la erosión o a la no acumulación de un estrato. En cualquier semiciclo (progresivo y regresivo) puede estar presente un nuevo medio de sedimentación o un ambiente muy modificado que da lugar a la asimetría.

Entre las secuencias cíclicas tenemos a las ciclotemas, y a las series de evaporitas, las cuales serán objeto de nuestro estudio.

#### 4.2 Ciclotemas

Las ciclotemas son secuencias cíclicas heterogéneas relacionadas con capas de carbón. El concepto *ciclotema* fue establecido por M. Weller, en 1930.

En las cuencas hullaferas de EE.UU., en el Pensylvánico, se presentan numerosas y variadas ciclotemas. El carácter cíclico de estas secuencias fue reconocido por J.A. Udden, en 1906, y estudiado muy detalladamente por él en 1931; además, W. Hind (1902) y R.G. Hudson (1924), estudiaron las ciclotemas del Yorkshire, mientras que H.R. Wanless y F.P. Shepard (1932), se ocuparon del análisis de las ciclotemas norteamericanas. M. Weller concibió una ciclotema patrón o ideal, compuesta por 10 miembros, similar a muchas de las estudiadas por este autor al oeste de Illinois (fig. 4.4).



**Fig. 4.4** Ciclotema ideal (adaptado de William y Payne, 1943, y de otras fuentes).

La ciclotema ideal presenta en su base areniscas cuarzosas o grauvacas (M-1); la arenisca basal gradúa hacia arriba a lutita arenosa y lutita (M-2); y a caliza nodular (de agua dulce) (M-3); esta secuencia a su vez está cubierta por lutita gris y carbón (M-4 y M-5); sobre el carbón yacen lutitas laminadas (M-6), caliza arcillosa (M-7), lutitas negras laminadas (M-8) y caliza con fragmentos de foraminíferos y conchas de moluscos (M-9) y, sobre estas, lutitas grises con fósiles marinos en la base (M-10).

Las ciclotemas se forman en las plataformas inestables y en las zonas externas de los miogeosinclinales, así como en las cuencas intracratónicas e intramontanas.

La ciclotema patrón de Weller es un modelo ideal, y los ejemplos reales son una expresión más o menos incompleta de este modelo. Las ciclotemas se componen de dos hemicyclotemas: una marina y otra continental; la importancia relativa de ambas varía de acuerdo con el tipo de ciclotema y la cercanía de la fuente de suministro de material terrígeno.

### Explicación del proceso genético de la ciclotema ideal, según Weller

Weller explica que el origen de la ciclotema ideal se produce a causa de emersiones y sumersiones de una zona costera.

#### EMERSIÓN

Existen zonas emergidas del antiguo fondo marino que son denudadas y dan lugar a discordancias locales. Se deposita la arenisca basal. En la llanura litoral se acumulan areniscas y aleurolitas, que proceden de zonas elevadas; estos depósitos son principalmente aluviales y deltaicos.

La fuente de suministro es denudada y disminuye su relieve, por lo que cesa el arribo de carga arenosa y a la cuenca llega lodo, el cual se acumula en extensas llanuras aluviales y deltaicas, así como en lagos someros. En estos lagos pueden acumularse sedimentos calcáreos y margosos.

Al progresar la denudación en la fuente de suministro, el volumen de sedimentos terrígenos disminuye y las llanuras aluviales son ocupadas por extensos pantanos donde se acumulan grandes espesores de turba.

La acumulación de las capas de turba representa el cierre de la hemicyclotema continental.

#### SUMERSIÓN

Con débiles movimientos de subsidencia comienza la fase marina de la ciclotema. La zona pantanosa es invadida por el mar, acumulándose lodo fino en capas laminadas; al progresar el hundimiento se forman arrecifes y se depositan las conchas de numerosos animales marinos. Al mezclarse los sedimentos arcillosos y calcáreos originan algunas margas características de esta etapa. Si se forma un mar restringido, pueden sedimentarse lutitas negras laminadas. Este medio restringido puede formarse al reiniciarse los movimientos de emersion. Los movimientos oscilatorios de diversos signos dan lugar a la desaparición del medio euxínico y al depósito de calcarenitas y coquinas.

Al cierre del ciclo se invierten francamente los movimientos oscilatorios, predominando los ascendentes y comienzan a afluir grandes volúmenes de lodo al mar somero.

El ambiente varía de marino a transicional, progresando la emersion y cerrándose el ciclo.

El ciclotema ideal está sujeto a numerosas variaciones, las que dependen de la distribución de los elementos tectónicos en la fuente de suministro y en el medio de sedimentación. La combinación de estos factores determina el tipo y sucesión de las ciclotemas, así como el número de sus miembros componentes.

Según Wanless y Shepard, existen tres tipos de ciclotemas: de piedemonte, deltaica y nerítica (fig. 4.5).

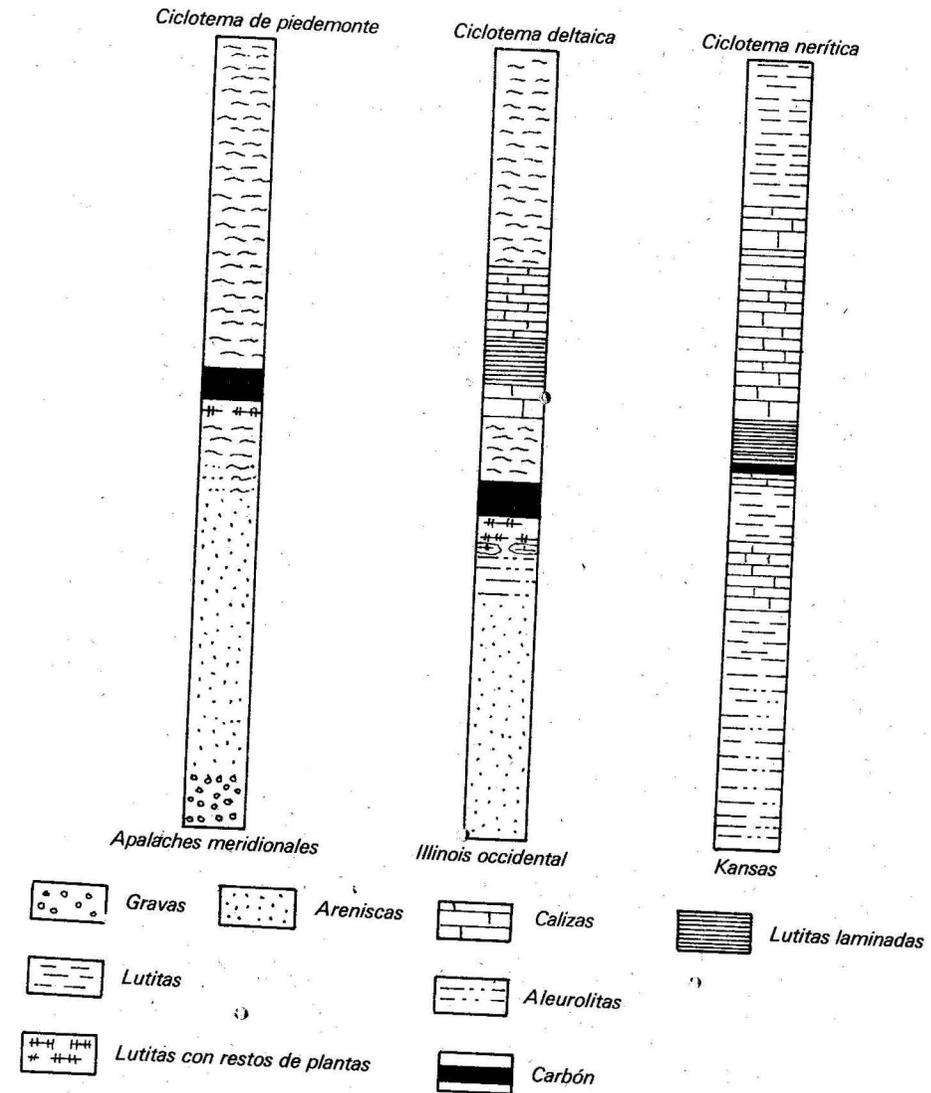


Fig. 4.5 Tres tipos de ciclotemas (según Wanless y Shepard, 1936, modificado de Krumbein y Sloss).

**Ciclotema de piedemonte.** Son ciclotemas donde predominan los sedimentos continentales clásticos y donde se observa un amplio desarrollo de las capas de carbón y existen numerosas capas marginas subordinadas. Se caracteriza por la presencia de conglomerados basales en numerosos ciclos.

**Ciclotema deltaica.** Se caracteriza por una gran proporción de sedimentos detríticos a menudo groseros, poco carbón y ausencia de calizas.

**Ciclotema nerítica.** En estas ciclotemas predominan los sedimentos marinos, esencialmente calizas y lutitas, las cuales alternan. La arenisca basal es fina y marina. La arcilla por debajo de la capa de carbón es escasa y, en ocasiones, está sustituida por calizas masivas.

## Génesis de las ciclotemas

M.V. Weller (1930) plantea que las ciclotemas se formaron en zonas inestables a causa del hundimiento y elevación de la cuenca de sedimentación y a la fuente de suministro. Esos movimientos serían los responsables de las regresiones y transgresiones marinas que modificaron constantemente la paleogeografía.

W. Stout (1931) elaboró una hipótesis en la cual explica que el origen de las ciclotemas se basa en la combinación de la acción de los movimientos oscilatorios y de la sedimentación; de esta manera, un mar bajo puede irse rellenando en la zona cercana al litoral y transformarse en una llanura litoral baja y cenagosa donde se acumulan capas de turba; posteriormente la cuenca debió subsidir a causa de la acción del peso de los sedimentos y de los movimientos oscilatorios depositándose sedimentos marinos sobre la turba. Los movimientos oscilatorios contribuirán al ascenso y descenso de la cuenca, representando la capa de carbón el momento de virtual detenimiento e inversión de los movimientos tectónicos.

H.R. Wanless y F.P. Shepard (1936) plantearon que las variaciones eustáticas pudieron producirse a causa de glaciaciones y desglaciaciones sucesivas, produciendo transgresiones y regresiones marinas que dieron origen a las ciclotemas.

## 4.3 Sedimentación cíclica en las series de evaporitas

Las evaporitas son depósitos sedimentarios formados al precipitarse las sales contenidas en el agua de una cuenca a causa de la intensa evaporación y ninguna o escasa renovación de la masa de agua. Las evaporitas comúnmente están formadas por yeso, anhidrita, sal gema, caliza, dolomita, y otras rocas menos frecuentes.

La mayoría de los depósitos evaporíticos representan una marcada ciclicidad. Los ciclos de evaporitas casi siempre presentan la sucesión siguiente.

En la base se encuentran sedimentos marinos normales (calizas fosilíferas, margas, lutitas). En la parte inferior de esta secuencia marina normal los carbonatos aparecen dolomitizados (fase peninsalina), con intercalaciones de anhidritas. Cuando la cuenca alcanza su máxima salinidad, se acumulan los cloruros. En la parte superior del ciclo las condiciones retornan a la normalidad, acumulándose dolomita, caliza, etcétera.

H. Stille (1936) plantea que existe una relación global entre la sedimentación de los precipitados salinos y la tectónica general, y que la inestabilidad tectónica de ciertos periodos favoreció la formación de los ciclos evaporíticos. La tendencia a las regresiones marinas favoreció el aislamiento de una cuenca marina y, posteriormente, durante las transgresiones, su reincorporación al medio marino normal.

Las orogenias periódicas produjeron intensas modificaciones paleogeográficas (reducción o aumento de la superficie continental, surgimiento de cadenas montañosas) que influyeron tanto sobre el clima continental, como sobre el marino; así, durante el Pérmico, cuando ocurrieron intensos movimientos hercínios en todo el planeta, se formaron en diversos lugares, ciclos de evaporitas.

La cantidad de sedimentos acumulados (de evaporitas), si bien dependen de factores tectónicos, también se relacionan con factores atectónicos como el clima, altitud sobre el nivel del mar, relación entre la cuenca evaporítica y el mar y la geología de las áreas aledañas a la cuenca.

Es necesario recordar que la ciclicidad de las evaporitas, como señaló J. Usigli, está íntimamente relacionada con las modificaciones fisicoquímicas del agua de mar de una cuenca evaporítica y las propiedades de las sustancias disueltas, lo cual está muy ligado a la disposición concéntrica de muchos depósitos salinos.

## 4.4 Flysch

El análisis de las secuencias de flysch fue abordado ampliamente, en 1950, por P. H. Kuenen y C.I. Migliorini en el artículo «Las corrientes turbias como responsables de la estratificación graduada», donde se exponen explicaciones convincentes y fundamentadas de los rasgos característicos de las secuencias de flysch y la génesis de estas secuencias.

En las décadas posteriores, las observaciones oceanográficas y los estudios estratigráficos y de laboratorio han reafirmado la esencia de las teorías de Kuenen y Migliorini acerca de la íntima relación entre la génesis del flysch y sus texturas, en los efectos de las corrientes turbias.

## Definición de flysch. Concepto

En los cinturones plegados, como el cinturón alpino en Europa, o del antiguo geosinclinal antillano en Cuba, es característica la presencia, en parte de su corte, de una serie clástica, cíclica de tipo flysch. En la parte externa de muchos cinturones plegados del Paleozoico la serie de flysch está asociada a las grauvacas.

En la actualidad, se define el flysch como una potente serie de sedimentos marinos (de centenas o miles de metros), que se caracteriza por una alternancia de capas de granos gruesos a finos, la cual posee ritmicidad y presenta una serie de texturas típicas.

El concepto *flysch* fue introducido en la literatura geológica por B. Studer (1827), para definir a una secuencia de areniscas y lutitas del Cretácico Superior que aflora en la región de Siementhal, Suiza. En la definición original, Studer solo atiende el aspecto litológico y local del flysch de Siementhal, planteando que en dicha región existe «... una formación que se compone en general de lutitas y areniscas arcillosas con características complejas, con bloques y capas de calizas subordinadas, así como capas de brechas de calizas, capas de areniscas cuarzosas y sílex negros y verdes, etcétera. Las rocas con estructura esquistosa predominante son llamadas Flysch en el país, y nosotros creemos conveniente extender esta denominación a toda la formación...»<sup>1</sup>

Es evidente que esta primitiva definición del flysch es incompleta, no solo porque se limita al aspecto litológico, sino porque caracteriza a un tipo de flysch; tam-

<sup>1</sup> Dzulynsky S., E.K. Walton, *Sedimentary features of flysch and greywakes*, p. 1.

poco da respuesta a la génesis de toda la serie ni a sus texturas, por lo que esta definición solo tiene un valor histórico donde se muestra que erróneamente se intentó definir un concepto general sobre bases restringidas y particulares.

El concepto flysch se popularizó entre los geólogos y se usó tan indiscriminadamente, que Studer, y más tarde F. Boussac (1912), A. J. Eardley e I. C. White (1947) y otros, propusieron que el término fuera restringido o abandonado.

Según N. Vassoevich (1958), el flysch se puede definir como producto de una geogeneración sedimentaria que representa un estadio preparoxímico en el desarrollo de los geosinclinales. La existencia de las cuencas de flysch en el pasado geológico ha sido demostrada por el mapeo geológico, y, especialmente, por el análisis de las paleocorrientes y la construcción de mapas paleogeográficos.

A. H. Bouma (1962) considera que el flysch es una secuencia marina cíclica generada por las corrientes turbias, caracterizada por su marcada ciclicidad y por la variación gradual de la granulometría en cada ritmo.

### Características del flysch

Según S. Dzulynsky y A. J. Smith (1964), las características fundamentales del flysch son las siguientes:

1. Los sedimentos finos, como margas y aleuritas, alternan con sedimentos detríticos de granos gruesos, tales como areniscas y calcarenitas.
2. Las areniscas presentan una clasificación pobre o moderada, conteniendo una notable cantidad de arcilla y aleurita.
3. Las series de flysch varían de gruesas a finas, en función de la distancia de la fuente de suministro, lo que da lugar a la formación de distintos tipos de flysch: *wild flysch*, flysch normal, flysch arenoso y flysch lutítico.
4. En un ritmo de flysch, el piso de las areniscas es irregular, y el techo presenta una marcada disminución del tamaño de los clastos hasta lutitas; en el techo de cada ritmo son raras las marcas (glifos), excepto en el flysch arenoso, donde abundan los moldes de flujo, *rills marks*, etcétera.
5. Las areniscas presentan estratificación graduada; las de granos finos presentan laminación, rizaduras de corriente a pequeña escala y laminación convoluta.
6. El flysch presenta una variación marcada del espesor en la dirección del transporte de los sedimentos (disminuye el espesor).
7. La orientación de las texturas sedimentarias del flysch normal muestra una gran constancia en áreas extensas.
8. En el flysch son escasos los fósiles, aunque en algunas capas pueden existir fósiles retransportados; en el flysch no se encuentran ni biostromas, ni biohermos.
9. En el flysch no se presenta estratificación cruzada a gran escala.
10. En el flysch no se encuentran moldes de cristales de sal, raíces de plantas fósiles, huellas o restos de animales terrestres, etcétera.

### Ambiente de sedimentación del flysch

Los depósitos de flysch caracterizan parte del corte geosinclinal. Estas secuencias, según V. I. Jain (1978), se acumulan en cuencas marinas largas y relativamente estrechas, así como profundas, flanqueadas por arcos de islas y mares de poca

profundidad. Los sedimentos acumulados en el borde de la plataforma continental o insular, o en los bordes de los cañones submarinos, pueden «desplomarse» y deslizarse sobre el fondo formando corrientes turbias. Los sedimentos pueden ponerse en movimiento por efecto de un sismo, de una erupción volcánica o de derrumbes. Las corrientes turbias se mueven por las pendientes batiales hacia los fondos abisales, donde poco a poco van disminuyendo su velocidad hasta detenerse. En el recorrido, y a la par que disminuye la velocidad de la corriente turbia, se va depositando la carga, la cual sigue una estricta gradación lateral.

Las turbiditas son la causa del relleno de muchas depresiones abisales que sirven de trampa a las corrientes turbias. En los últimos años se ha intensificado el estudio del océano, así como se ha observado que en la desembocadura de los cañones submarinos, tales como los del Hudson, Monterrey, Magdalena, etcétera, se forman gigantescos abanicos sedimentarios; estos presentan un ángulo pequeño en su superficie y se «funden» con los sedimentos abisales. Las muestras obtenidas en los abanicos de los cañones submarinos se caracterizan por su alto contenido de gravas, arenas y aleuritas, con estratificación gradual, con algunas intercalaciones de capas separadas por sedimentos pelágicos normales.

En algunos mares profundos y en el Atlántico, las llanuras abisales ocupan la mayor parte del área del fondo marino, y muchos surcos o fosas oceánicas, como la fosa de Bartlett, presentan «bandas» de fondos abisales; se han tomado muestras de estos fondos, las que revelan su carácter turbidítico; de ahí que se estime que muchas llanuras abisales se han formado a causa del relleno de las depresiones oceánicas. De acuerdo con Nesterov (1961), cada muestra de las llanuras abisales de 10 m, contiene 10-30 capas de arenas, como promedio. Las turbiditas pueden expandirse a distancia de más de 2 000 km sobre los planos abisales, arrastrando enormes volúmenes de sedimentos con un gran poder erosivo, lo cual explica la gran profundidad que alcanzan los cañones submarinos, así como la acumulación de material terrígeno grueso en zonas muy alejadas de las tierras emergidas.

Un caso espectacular de corriente turbia ocurrió en el Grand Banks (fig. 4.6); esta zona fue afectada por un fuerte sismo producido el 18 de noviembre de 1929 (B. C. Heezen y M. Ewing, 1952). El epicentro de este temblor fue localizado en la pendiente continental, al sur del Grand Banks. Por esta zona cruzan más de veinte cables submarinos repartidos en la plataforma continental, en el talud y en el fondo del Atlántico. Después del sismo estos cables se fueron rompiendo sistemáticamente, excepto los de la plataforma. Heezen y Ewing calcularon que el terremoto había movido intensamente la parte superior del talud continental en un área de 240 × 130 km, así como que se formó una corriente turbia, que se movió 640 km desde su origen. El tiempo en que esta corriente llegó a los cables sucesivos permitió calcular su velocidad, la cual fue de 55 nudos a 160 km de su origen, 45 nudos a 500 km y 12 nudos a 640 km, por lo que la corriente debió continuar hacia lugares más alejados y profundos del océano.

P. H. Kuenen (1952), basándose en los datos del terremoto de Grand Banks y de la corriente turbia, estimó que los sedimentos turbidíticos se extendieron sobre 160 000 km<sup>2</sup>, formando una capa clasificada de 40-100 cm de espesor. Los núcleos obtenidos, según D. B. Ericson (1953), y B. C. Heezen, D. B. Ericson y M. Ewing (1954), han confirmado los cálculos de Kuenen.

A 48 km al sureste de las islas Bermudas (Ericson, Ewing y Heezen, 1952), desde una profundidad de cerca de 5 000 m, se obtuvo un núcleo donde se observa una capa graduada de 1,65 m de espesor; la parte inferior de esta capa incluía fragmentos de conchas de moluscos litorales y de algas calcáreas *Halimeda*

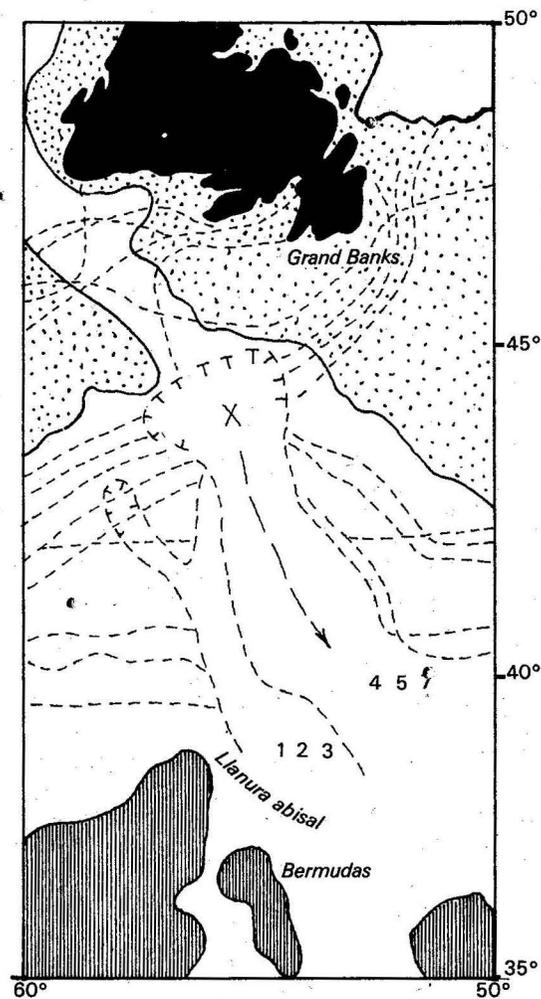


Fig. 4.6 Área afectada por el terremoto ocurrido el 18 de noviembre de 1929, en Grand Banks. La zona punteada representa la plataforma continental; el rayado horizontal, la cresta de Bermudas, así como las elevaciones cercanas a la dorsal centro-atlántica; las sucesiones de líneas y puntos indican cables submarinos; la cicatriz del derrumbe está marcada con una X y la flecha indica la dirección de la corriente turbia; los números del 1 al 7 indican la posición de las estaciones de muestreo de los sedimentos de aguas profundas (según Heezen, Ericson y Ewing, 1954).

(de zonas neríticas poco profundas), por lo cual, se deduce que estos sedimentos fueron transportados por una corriente turbia, desde la plataforma insular de las Bermudas, y como el depósito no está cubierto por fango de globigeridas, se considera que debe ser reciente.

### Evidencia paleontológica

Un hecho que atestigua que el flysch se acumuló en mares profundos es que, de manera frecuente, se encuentran intercaladas capas de sedimentos finos con fósiles pelágicos y fauna bentónica de aguas profundas; también en algunas capas de las secuencias de flysch se han encontrado restos de peces de aguas profundas (A. Jerzmanska, 1960); otro hecho a favor de la acumulación en aguas profundas de las secuencias de flysch se observa en los bioglifos de las capas de sedimentos

abisales, dibujos por O.S. Vialov y N.L. Zankevich (1961), que son similares a los que aparecen en las capas pelágicas intercaladas en el flysch.

Las areniscas abisales, en algunos casos, contienen foraminíferos bentónicos, restos de algas calcáreas, de bivalvos, etcétera, que siempre se presentan muy destruidos producto del transporte desde las plataformas insulares y continentales. (Ericson et al. 1952, Shepard, 1962).

### Variaciones verticales y laterales del flysch

En las secuencias de flysch se observan cambios faciales tanto laterales como verticales; además con la distancia (a la fuente de suministro), el flysch pasa lateralmente a sedimentos marinos «normales».

### VARIACIONES VERTICALES DEL FLYSCH

Las variaciones en el tipo y tamaño de los sedimentos es típico del flysch, y se relaciona con la diferencia en la velocidad de sedimentación de la carga de diversa granulometría que compone los sedimentos de la corrientes turbias. Muchos flysch muestran repeticiones de ritmos de areniscas y lutitas con estratificación graduada. Si se toma como unidad básica de la secuencia repetitiva a la capa clástica gruesa (arena), se puede establecer un patrón típico de variación en función del tamaño

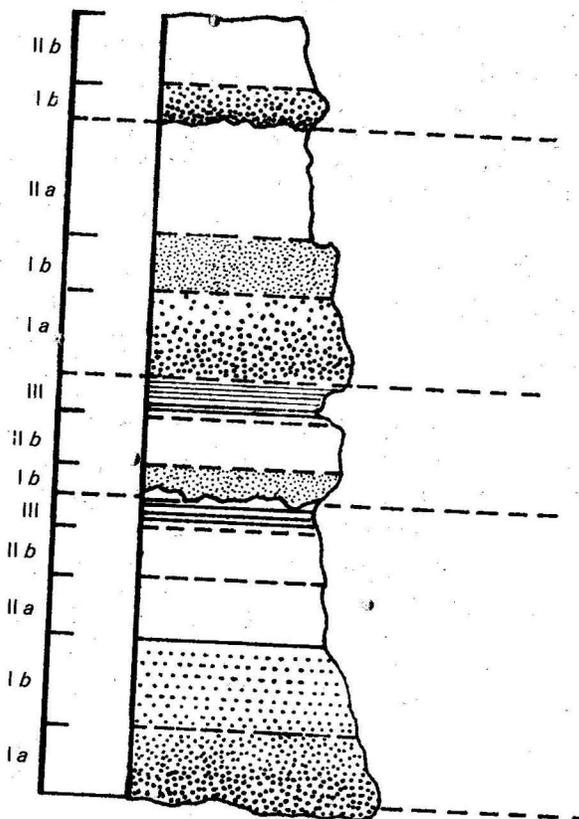


Fig. 4.7 Cuatro ciclos de flysch (según Vassoevich, 1954). Los elementos son I, II, III, y los subelementos, a y b; la arenisca aparece punteada, la lutita se representa por un rayado fino y la caliza por espacios blancos; la caliza esta representada por II a y la marga por II b.

del grano, el cambio de composición y las texturas sedimentarias observadas en las capas desde las arenas hasta las lutitas. La base erosional de las areniscas y la gradación granulométrica transmiten un carácter asimétrico a la unidad básica; esta asimetría es más evidente cuando se tienen en cuenta las texturas. Diferentes investigadores han propuesto patrones ideales de ciclos de flysch.

N. Vassoevich (1948) propuso un patrón de ciclos de flysch partiendo de la premisa de que los ritmos pueden ser completos e incompletos; los primeros poseen tres elementos y, en los segundos, se observa la pérdida de algún elemento. Cada ciclo puede estar formado por tres elementos a los que designó por los números romanos I, II y III (fig. 4.7).

El elemento I está compuesto por material clástico grueso y su contacto basal es erosional; el elemento II se compone de un sedimento fino y, el III, por lutitas. Teniendo en cuenta las innumerables y posibles variaciones de los elementos, Vassoevich introdujo el concepto *subelementos*, a los que designó por las letras *a*, *b*, *c*, etcétera, que difieren por su composición, cemento, texturas y otros factores del elemento al cual pertenecen.

A.H. Bouma (1962) y otros autores (R. Signiorini, 1963 y Schaub, 1951) sistematizaron la descripción de las unidades básicas del flysch en términos de secuencias completas del flysch, compuestas por cinco intervalos, caracterizados cada uno por su litología y textura (fig. 4.8).

Bouma advirtió que la secuencia puede ser incompleta porque falten miembros de la base o de su parte alta.

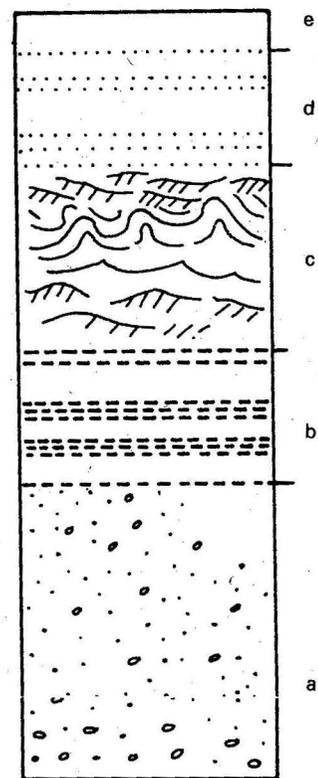


Fig. 4.8 Ciclo de flysch, con las texturas típicas de esta secuencia, (Ta-e), en el área de Peira-Cava, Alpes marítimos (según Bouma, 1962): a) intervalo graduado; b) intervalo laminado; c) intervalo con *ripple marks* de corriente y estratificación inclinada; d) intervalo superior laminado; e) sedimentos pelágicos.

Es notable que muchas secuencias de flysch no presentan rasgos comunes con los patrones de Bouma y Vassoevich, ya que estos no reflejan toda la diversidad de variaciones verticales de estas secuencias, sino las fundamentales.

### VARIACIONES LATERALES DEL FLYSCH

Producto de las investigaciones realizadas en las secuencias de flysch, se ha determinado que existe una gran cantidad de variaciones laterales del flysch. Estas variaciones se pueden expresar localmente o en todo el conjunto de flysch. Cuando

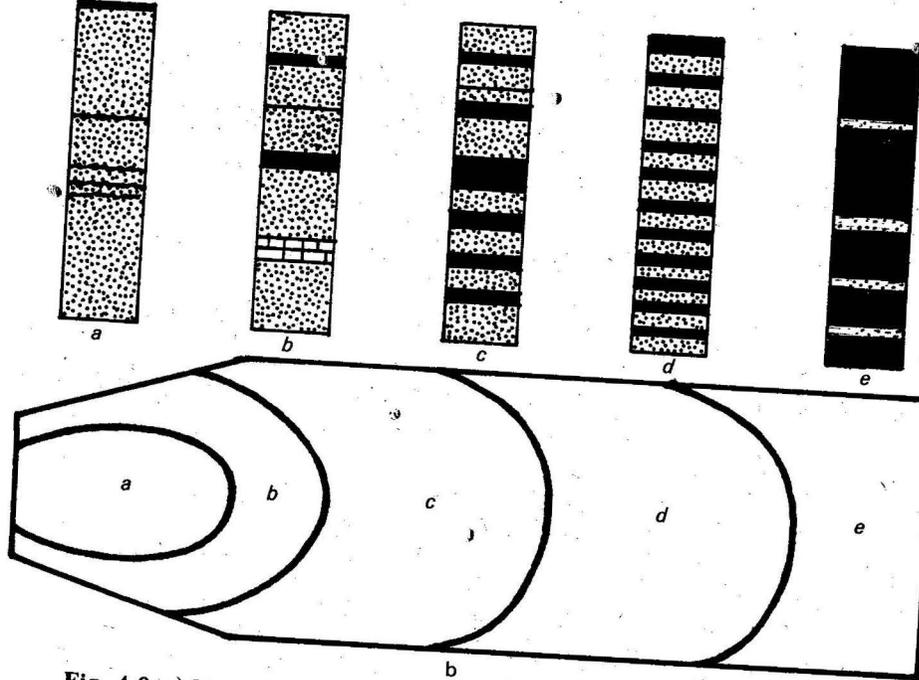
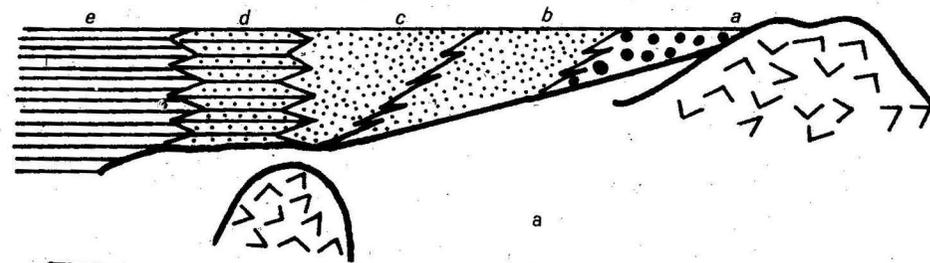


Fig. 4.9 a) Variaciones litológicas a través de una cuenca de flysch (Vassoevich, 1957); b) variación litológica hipotética del flysch acumulado en una cuenca alargada. La fuente de suministro se encuentra hacia la izquierda a) Flysch de conglomerados y areniscas gruesas; b) Flysch normal (Ta-e); c) Flysch lutítico (Ciclos Tb-e, Tc-e, Td-e). Según Radomski 1961, Bouma 1962 y Einsdale 1963.

se analizan las variaciones a gran escala se observan diferentes tipos de flysch a los que se les denomina *wild flysch*, flysch arenoso, flysch normal y flysch lutítico, los cuales gradúan entre sí. Estos tipos de flysch se desarrollan en función de la distancia a la fuente de suministro (fig. 4.9).

El *wild flysch* se localiza cerca del origen de la corriente turbia y es clástico grueso, con un aspecto caótico; el flysch arenoso se caracteriza por el predominio de conglomerados, areniscas y escasez de lutitas; el flysch normal tiene iguales proporciones de areniscas que tienden a ser de grano fino y medio, y lutitas; por último, el flysch lutítico se acumula en las zonas más alejadas de la fuente de suministro y en él predominan las lutitas con intercalaciones de areniscas muy finas, ambas con estratificación laminar.

#### 4.5 Series transgresivas y regresivas

A.W. Grabau (1906) denominó *transgresión* a la extensión de una secuencia marina más allá de los límites de la formación subyacente; esta extensión transcurre de manera regular y progresiva; pero si la progresión de la transgresión ocurre irregularmente, «a saltos», en las secuencias se forman discordancias y ocurren cambios litológicos frecuentes y bruscos entre las secuencias suprayacentes y subyacentes (fig. 4.10).

En una serie sedimentaria transgresiva siempre existen varias discordancias con conglomerados basales o areniscas marinas.

Las series regresivas se caracterizan por la sustitución progresiva de los sedimentos de mares profundos, por sedimentos marinos de mares menos someros, y estos, a su vez, por sedimentos litorales y continentales (fig. 4.11).

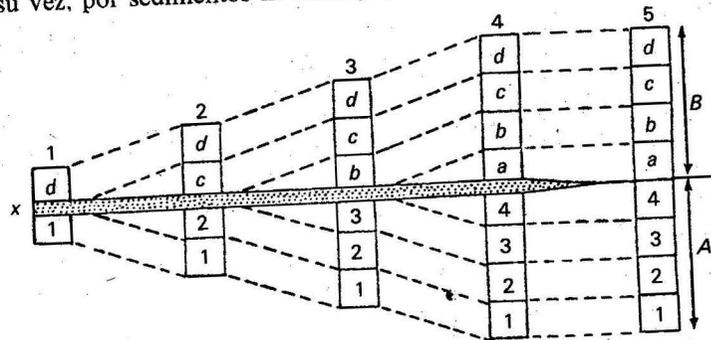


Fig. 4.10 Transgresión y regresión (según Grabau). Se muestran las relaciones entre cinco secciones sucesivas.

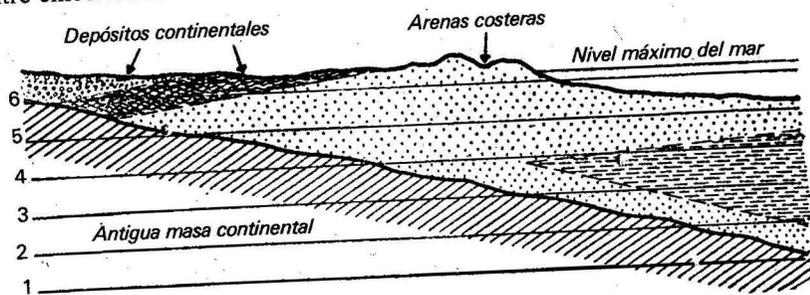


Fig. 4.11 Corte esquemático de la parte litoral de una serie regresiva (según Hears, Hunt y Hendricks, 1941). Cretácico de Nuevo México.

Tabla 4.2

#### CRITERIOS PARA RECONOCER LAS SERIES TRANSGRESIVAS Y REGRESIVAS

Transgresiones	Regresiones
1. Los depósitos litorales se desplazan con respecto a un punto marino de referencia	Ocurre el desplazamiento hacia el punto de referencia
2. Relaciones verticales entre los sedimentos	Los sedimentos litorales cubren los neríticos
3. Relación entre los sedimentos y su edad geológica.	Los cuerpos sedimentarios se hacen más jóvenes hacia el punto de referencia
4. Terminación lateral de los cuerpos sedimentarios	Ocurre el truncamiento de las capas
5. Posible conservación de las secuencias	Las secuencias se exponen a la erosión y esto dificulta su conversión a más jóvenes

Los efectos de las transgresiones y regresiones afectan las relaciones laterales de los cuerpos sedimentarios.

Al analizar una serie sedimentaria se puede llegar a la conclusión de si esta es transgresiva o regresiva. Los criterios para reconocer esta serie se presentan en la tabla 4.2.

#### Ley de Haug

E. Haug (1900) enunció la ley que rige las transgresiones y regresiones, la cual plantea que existe una estrecha relación entre las transgresiones y las regresiones que ocurren en los geosinclinales y las plataformas, de tal manera que cuando un geosinclinal es transgredido, simultáneamente tiene lugar una regresión en la plataforma vecina.

La importancia de la ley de Haug es que se relaciona la ocurrencia de las transgresiones y regresiones con la acción de las fuerzas tectónicas que actúan tanto en el medio continental como en el marino, en las plataformas y en los geosinclinales.

### 4.6 Definición y génesis de algunos cuerpos sedimentarios

#### Olistostromas

Los olistostromas son cuerpos sedimentarios de forma lenticular y aspecto caótico, producidos por el deslizamiento de los sedimentos acumulados en un fondo pendiente, y que producen la erosión de los sedimentos blandos, no consolidados, los cuales se incorporan a la masa sedimentaria (fig. 4.12).

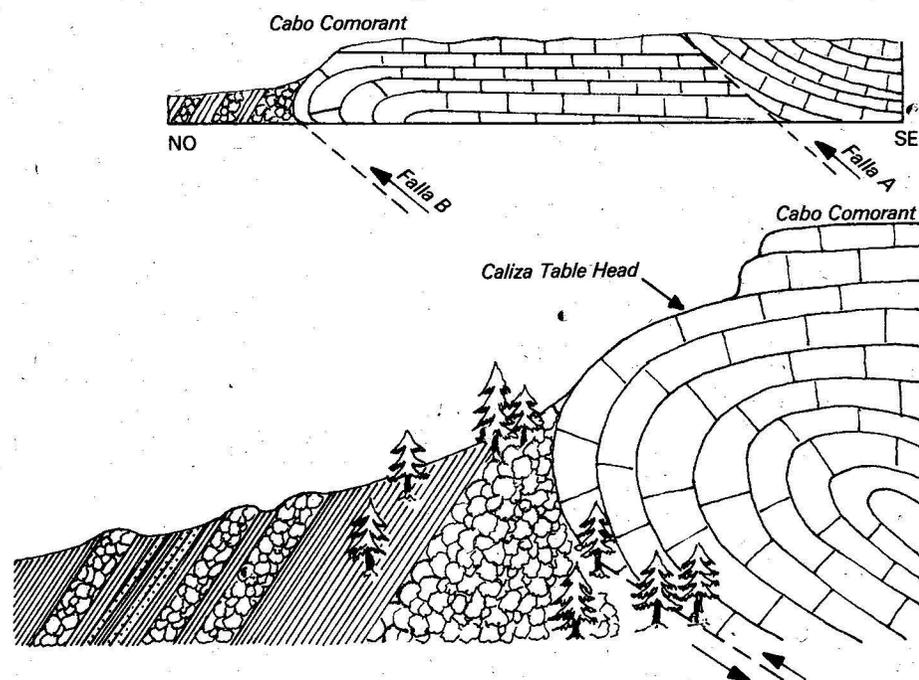


Fig. 4.12 Secciones del acantilado del cabo Cormorant, en la costa occidental de la península Port au Port, Terranova occidental, donde se observan varios olistostromas.

El concepto *olistostroma* fue propuesto por Flores en 1955, y redefinido por Klemme en 1958.

Los olistostromas presentan las características siguientes:

1. Presentan típicas texturas de deslizamiento como: rollos de flujo, estratificación contorsionada, etcétera.
2. Aparecen bloques que pueden alcanzar de decenas a centenares de pies de longitud.
3. Las fracciones finas componentes del olistostroma son generalmente arenosas o areno-arcillosas.
4. Tienen forma lenticular y alcanzan espesores desde unos metros hasta varias decenas de metros.
5. Se forman en zonas tectónicamente inestables: en frentes de mantos de cabalgamientos orogénicos intensos o en áreas de alta sismicidad.

#### Olistolito

Un olistolito es un bloque de grandes dimensiones y de carácter exótico, que se encuentra rodeado por sedimentos más jóvenes. Los olistolitos se forman por deslizamiento gravitacional, y son característicos de zonas inestables. El concepto *olistolito* fue establecido por R.H. Flores en 1955, y redefinido por Klemme en 1958.

Los olistolitos se asocian comúnmente con los olistostromas en las formaciones sinorogénicas. En Cuba, un ejemplo típico se presenta en la formación La Picota, en Mayarí Arriba, la cual está constituida por numerosos olistostromas y otras capas sedimentarias muy tectonizadas que contienen olistolitos de grandes dimensiones.

## Facies

### 5.1 Concepto facies

A finales del siglo XVIII, en Europa predominó la teoría que planteaba la persistencia lateral de las capas, la cual fue propugnada por A.G. Werner, por lo que normalmente a esta teoría se le llama werneriana. Werner planteaba que todas las rocas se habían formado en un océano universal primitivo. El concepto de Werner referente a los estratos fue aplicado por A. D. D'Orbigny a los fósiles, cuando ya había sido establecida la ley de la sucesión faunística por W. Smith en Inglaterra y por Cuvier y Brogniart en Francia.

La propagación del uniformitarismo como piedra angular de la estratigrafía, gracias a los estudios de J. Hutton y Ch. Lyell, más el desarrollo de la filosofía materialista hacia posiciones más científicas con los aportes de Darwin, Desmarest, etcétera, llevaron al constante descrédito de las teorías wernerianas y catastrofistas.

Uno de los primeros intentos de aplicación del uniformitarismo fue realizado por A. Gressly (1838), quien estudió el corte del Jurásico de las montañas Jura de Suiza. En las rocas del Jurásico Superior en Suiza, Gressly observó que se mantenía la litología y la fauna por largos tramos, pero hacia la parte alta del Jurásico, como se muestra en la figura 5.1, cada unidad se volvía más diversa, distinguiéndose cinco variedades litológicas distribuidas en una región dada y caracterizadas por su fauna específica. A estos tipos de rocas y faunas los denominó *facies*, que en latín significa *aspecto*. Gressly planteó lo siguiente al definir el concepto *facies*:

Yo he logrado de este modo reconocer, en las dimensiones horizontales de cada unidad estratigráfica, modificaciones diversas bien caracterizadas, las cuales presentan peculiaridades constantes en su constitución petrográfica, así como en los caracteres paleontológicos del conjunto de sus fósiles y las cuales están gobernadas por leyes apropiadas y casi invariables. Y hay dos hechos principales que caracterizan en todas partes los conjuntos de las modificaciones que yo llamo facies o aspectos de las formaciones; uno es, que un aspecto petrográfico dado de cualquier formación, necesariamente implica, siempre que ocurre, el mismo conjunto paleontológico; el otro es que un conjunto paleontológico dado, excluye, de manera rigurosa los géneros y especies fósiles presentes en otras facies. Yo creo que las modificaciones ya sean petrográficas o paleontológicas, mostradas por una formación en su extensión horizontal, son producidas por las diferentes ubicaciones y otras circunstancias, que influyen

poderosamente también en la actualidad, en los diferentes géneros y especies de seres organizados que pueblan el océano y los mares del presente.<sup>1</sup>

La definición de facies, dada por Gressly, en su esencia es válida en la actualidad, aunque es, en cierta medida, oscura, ya que no explica claramente las causas de los cambios faciales, teniendo el mérito de plantear, aunque indirectamente, la ocurrencia de los cambios de facies tanto verticales como laterales.

E. Haug (1907), en su *Traité de Geologie*, define las facies como la suma de las características litológicas y paleontológicas de un depósito sedimentario de un lugar determinado. Esta definición de facies, en la actualidad, tiene una amplia aceptación, aunque en ocasiones el empleo del término se realiza de manera indiscriminada extendiéndose a aspectos disímiles de las secuencias sedimentarias.

D.V. Nalivkin (1955 - 1956) y C. Teichert (1958) propusieron una ampliación del concepto *facies*, en el cual se tuviera en cuenta el paleoambiente. Otros autores extienden este concepto a aspectos geotectónico-sedimentarios, cuando definen facies de geosinclinales, de plataformas, etcétera. Hay algunos geólogos que incluso usan términos geográficos describiendo facies «boreales», «occidentales», etcétera.

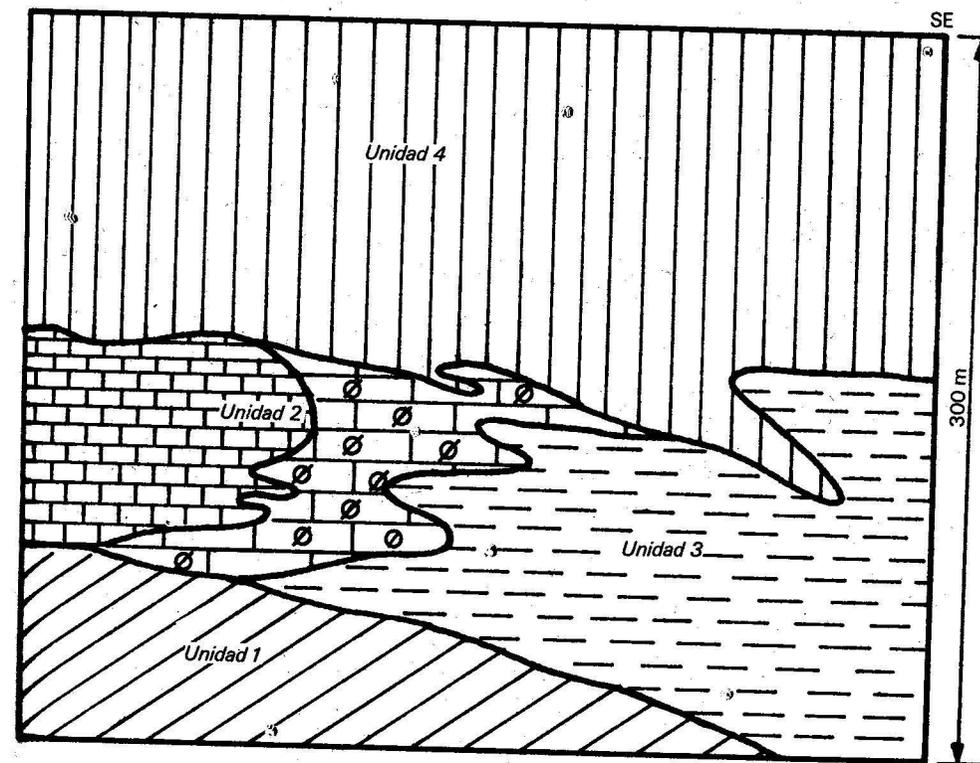


Fig. 5.1 Sección esquemática de la secuencia estudiada por Amanz Gressly, 1838.

<sup>1</sup> Dunbar C. O., J. Rodgers, *Principles of Stratigraphy*, p. 136.

El uso indiscriminado del concepto *facies* es incorrecto y no ayuda al avance científico, por lo que sería más útil adaptar el de Gressly y someterlo a la crítica de las reuniones internacionales con el fin de unificar internacionalmente los criterios. Es evidente que si este concepto se usa con el fin de aclarar los cambios litológicos y faunísticos tanto laterales como verticales, este es más útil para comprender la estratigrafía de una región.

E. Mojsisovics diferenció las facies en isópicas y heterópicas. Las facies isópicas son aquellas que son iguales o casi iguales independientemente de su edad, por ejemplo, las facies de calizas Charco Redondo y las facies de calizas de la Formación Majimiana en el oriente de Cuba, las cuales tienen una edad de Eoceno Medio y Mioceno respectivamente.

Las facies heterópicas son diferentes unas de otras, remplazándose lateralmente en los depósitos de igual edad.

## 5.2 Ley de Walther y Golovskinsky

J. Walther enunció la llamada «ley de correlación de las facies» (1893-1894), más conocida por «ley de Walther», la cual establece que en un ciclo sedimentario, la misma sucesión de facies que ocurre lateralmente está presente en la sucesión vertical, lo que es un reflejo de la transformación geológica de una región en el transcurso del tiempo. Este principio fue propuesto de forma casi simultánea por N. A. Golovskinsky, por lo que en la actualidad se conoce como ley de Walther-Golovskinsky.

Esta ley, por tanto, es dialéctica y explica el carácter de los límites faciales y su modificación con el tiempo y en el espacio, lo cual es una herramienta valiosa en las correlaciones y análisis faciales. Cuando se realiza el estudio estratigráfico de una zona, es de gran importancia establecer los límites faciales y determinar su carácter. Estos límites pueden establecerse de forma cualitativa o cuantitativa: cualitativamente mediante el mapeo geológico de superficie y las correlaciones estratigráficas (ver el capítulo 6), y cuantitativamente mediante el análisis estadístico de algunas propiedades de las facies (ver el capítulo 7).

## 5.3 Tipos de facies

Antes de entrar a analizar los diferentes tipos de facies y los cambios faciales, es necesario definir algunos conceptos importantes.

Según W. C. Krumbein y L. L. Sloss (1964) y M. Weller (1960), las áreas donde ocurre la sedimentación pueden caracterizarse por presentar uniformidad en sus sedimentos, sedimentación biota y tectonismo, lo cual se refleja en el tipo de facies de esa zona. Para las áreas que presentan sedimentación biota y tectonismo uniforme se han propuesto los términos *litotopos*, *biotopos* y *tectopos*; pero, con el transcurso del tiempo, tanto los litotopos como los biotopos y tectopos se desplazan lateral y verticalmente (ley de Walther), lo cual hace que se formen masas de sedimentos caracterizados por su uniformidad litológica, paleontológica o tectónica, conocidas como *litosomas*, *biosomas* y *tectosomas* (fig. 5.2).

De acuerdo con la definición de facies y teniendo en cuenta la principal causa del origen y la modificación de las facies, estas se clasifican en litofacies, biofacies y tectofacies.

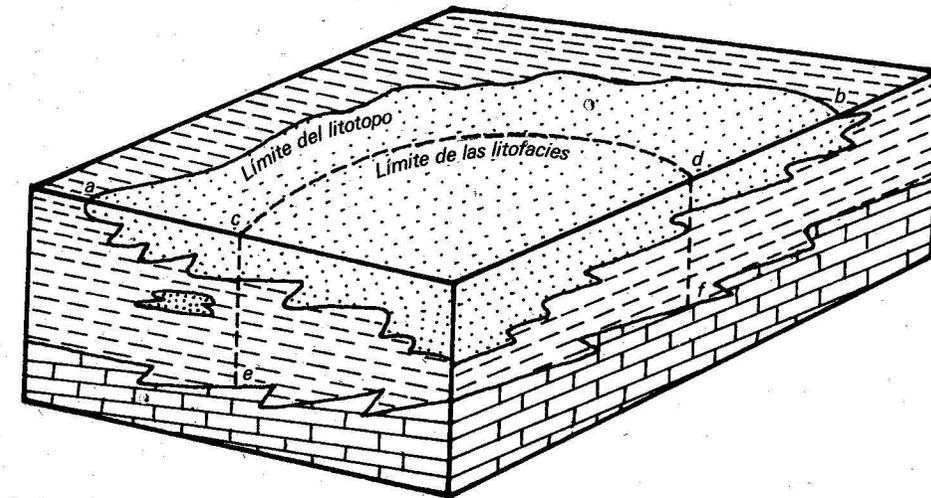


Fig. 5.2 Litotopos y litofacies. El plano superior del bloque diagrama representa un instante de tiempo geológico, cuando se desarrollaron dos litotopos diferentes (el arenoso se representa mediante punteado y arcilloso mediante líneas discontinuas) separados por el límite a-b. Las variaciones laterales de los medios durante la sedimentación de las arcillas y las arenas son la causa de la interdigitación entre estas litomas, al igual que en el litosoma calcáreo. El límite de las litofacies (e, c, d, f) separa de manera aproximada las facies arenosas de las arcillosas (adaptado de Wheeler y Mallory, 1956).

## Litofacies

Las litofacies se definen sobre la base de las características litológicas, pudiéndose referir a unidades de diferentes génesis (por ejemplo, facies de calizas arrecifales o facies de calizas detriticas, las cuales se forman por procesos diferentes) o pueden referirse a una facies litológica y genéticamente definida, como las facies del flysch, (flysch arenoso, lutítico, etcétera).

Las litofacies por sí solas no implican una posición estratigráfica definida, por lo que es necesario aclarar con qué unidad estratigráfica se relacionan, por ejemplo, facies conglomeráticas de la Formación San Luis parte oriental de Cuba, las cuales se localizan en la parte alta de dicha formación en algunas localidades.

## Biofacies

Las biofacies se definen como facies bióticas, ya que se basan en el contenido fosilífero de las rocas sedimentarias. Partimos de la consideración de que tanto la flora y la fauna como ambas por separado, viven en estrecha asociación en un medio natural conocido por hábitat. Cada asociación de seres vivos es propia de un hábitat, al cual se han adaptado; por otra parte, los seres vivos evolucionan; un taxón surge por evolución, se desarrolla en el tiempo, se diversifica y puede extinguirse; todo esto ocurre en un intervalo de tiempo que puede ser muy amplio,

como es el caso de los trilobites que vivieron durante el Paleozoico hasta extinguirse en el Pérmico, o de las arqueociátidos que solo vivieron en el Cámbrico Inferior y Medio.

Es obvio que las biofacies reflejan el paleoambiente mediante la paleoecología, así como los cambios paleoambientales, pero señalan la edad de una secuencia determinada, al delimitar la extensión de cada taxón en el sentido lateral.

## Tectofacies

Los medios de sedimentación cambian con el transcurso del tiempo, en dependencia de una serie de factores; las litofacies se desplazan en una u otra dirección, y las biotas se suceden en el tiempo y el espacio. De todos los factores que transforman el medio, el tectónico es fundamental. El factor tectónico es general, puesto que la Tierra es afectada en toda su superficie por los movimientos tectónicos, de uno u otro tipo y de diferentes intensidades. El estudio de las litofacies en su distribución, tipo y asociación revela entonces al régimen tectónico que en un tiempo afectó una región. Las tectofacies no son más que el aspecto tectónico-sedimentario de una secuencia de rocas sedimentarias.

## 5.4 Cambios de facies

Las facies cambian en sentido vertical y lateral. Los cambios laterales indican cambios ecológicos, sedimentológicos o tectónico-sedimentarios ocurridos en un ambiente de sedimentación, debido a las variaciones de los elementos y factores de este ambiente. Las variaciones verticales revelan cambios del régimen sedimentológico, así como del resto de las propiedades (fig. 5.3a). Estas variaciones revelan, asimismo la transformación, por evolución de los medios geográficos y geológicos, y son expresión de la resolución temporal de las contradicciones de los procesos exógenos y endógenos.

Los cambios de facies laterales pueden ser graduales o bruscos. Los graduales pueden ser mezclados o continuos, según Krumbien y Sloss; los continuos se manifiestan por el paso de un litosoma a otro, por un enriquecimiento de un litosoma en otro, mientras que los mezclados muestran litosomas impuros intercalados entre sí en una larga zona de transición (fig. 5.3b).

Los cambios laterales bruscos son característicos de los medios muy cambiantes, de relieve complejo, donde la energía se distribuye irregularmente y la biota se distribuye en «islotas». En estas condiciones, los litosomas se acuñan o se interdigitan, es decir, se compenetran. Los cambios verticales pueden marcar una concordancia o una discordancia.

Las facies, al estar limitadas superiormente por una discordancia, revelan una alteración radical del ambiente de sedimentación, su destrucción como tal, y el predominio de los procesos erosivos.

En algunos casos se observan cambios faciales bruscos, como en el caso de las facies terrígenas de la Formación San Luis en la parte oriental de Cuba, las cuales yacen sobre las calizas de la Formación Charco Redondo. Estas relaciones bruscas entre facies, en muchas ocasiones, ocultan discordancias estratigráficas, o lateralmente las concordancias bruscas pueden pasar a discordancias.

Las facies, en el sentido vertical, pueden transicionar unas a otras de modo gradual; esta transición puede ser mezclada e intercalada. En el caso del paso mezclado, los litosomas de determinado tipo se van enriqueciendo en el otro supraya-

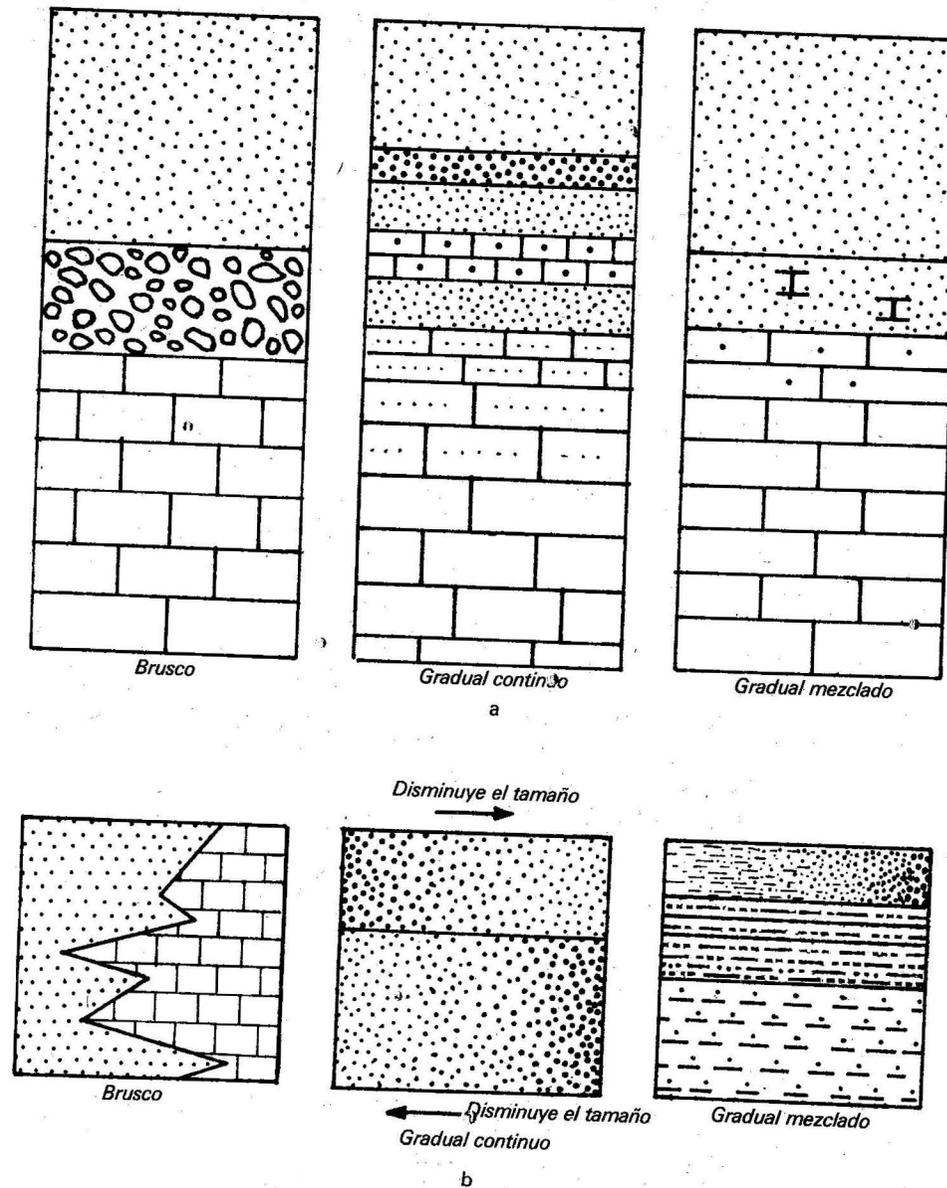


Fig. 5.3 Tipos de cambios faciales; a) verticales; b) laterales.

cente, mientras que el paso intercalado ocurre cuando la litofacies de nuevo tipo aumenta su presencia progresivamente mediante intercalaciones, hasta que predomina totalmente.

Los cambios laterales y verticales, en casi todas sus variantes, pueden ser observados en la sección este-oeste de las formaciones del Cámbrico expuestas en el Gran Cañón del Colorado al noroeste de Arizona (fig. 5.4).

flotando, como es el caso de los componentes permanentes o transitorios del plancton. El viento también produce la migración de esporas y semillas contribuyendo a dispersar las plantas.

A la migración de la biota y, por ende, de las biofacies se oponen barreras de diversos tipos, entre ellas las barreras geográficas, como la constituye en la actualidad el continente americano que separa los océanos Atlántico y Pacífico y, a su vez, provincias bióticas diferenciadas. Los mares abiertos son barreras para la dispersión de los animales y las plantas terrestres. Las corrientes marinas pueden ser vehículo de dispersión o barrera que impida la dispersión de algunos seres vivos. Las altas cadenas montañosas y los extensos desiertos constituyen también barreras ecológicas, al igual que la temperatura, la humedad y la salinidad, así como las características del fondo que sustenta una población determinada, lo cual puede observarse en el complejo arrecifal de las islas Bikini (fig. 5.6), donde los corales y las algas crecen en cualquier lugar del arrecife pero solo los más resistentes pueden habitar las regiones de mayor turbulencia.

Al analizar las biofacies hay que tener en cuenta varios factores que influyen sobre su aparición, modificación, migración y distribución geográfica. La evolución de las especies transcurre en sentido progresivo, pero a distinta velocidad; esto implica que algunos organismos prácticamente no se modifiquen, tanto en su morfología como en su capacidad adaptativa, mientras que otros tengan una evolución muy «rápida». Las barreras también influyen en la distribución de las biofacies y son un factor adverso a su expansión, pero estas barreras evolucionan, reapareciendo y desapareciendo en el transcurso del tiempo. La formación de un puente terrestre puede provocar la migración de los animales y las plantas terrestres de un lugar a otro; un puente de este tipo se formó en el estrecho de Bering durante el Pleistoceno, dando lugar a la migración de varias especies de mamíferos de Norteamérica hacia Asia y viceversa; los cambios climáticos pueden favorecer

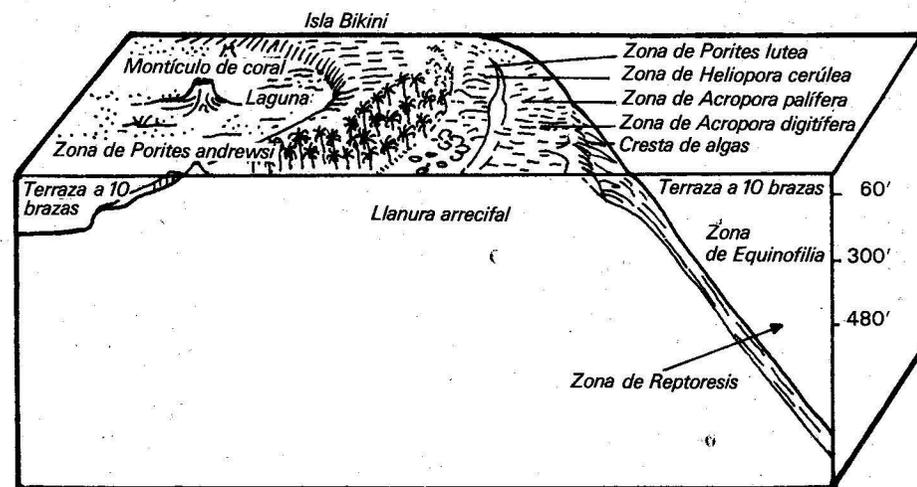


Fig. 5.6 Bloque diagrama donde se muestran las diferentes zonas faunales y florísticas alrededor de la isla Bikini (adaptado de Ladd, Tracey, Wells y Emery, 1950).

las migraciones, si son cambios climáticos radicales, ocasionando una migración de las facies en el espacio y el tiempo. Está claro que la transformación de los ambientes provoca la modificación y traslación de las biofacies, pues cada ambiente tiene sus biofacies características.

Las litofacies pueden ser reconocidas y trazadas en el subsuelo de las cuencas mediante el análisis de las columnas litológicas o de los registros geofísicos de los pozos. Sin embargo generalmente con las biofacies no sucede lo mismo, ya que en la mayor parte de los pozos o no se hace una investigación paleontológica de los núcleos de perforación o no se toman núcleos; además, hay que considerar que aún cuando se toman núcleos, la recuperación nunca llega al 100 %, y hay tramos en los que no se toman testigos; por esto es común que el análisis biofacial se remita a los datos de afloramientos. Esto dificulta el que se pueda constituir un mapa biofacial con un grado de precisión aceptable cuando se estudian áreas extensas.

### Ejemplos de cambios de facies

En la figura 5.7, se muestran los cambios de facies del Grupo Mesaverde, del Cretácico Superior, en Utah, tal como son interpretados actualmente. Si partimos de una interpretación werneriana, tendríamos la situación geológica siguiente: los depósitos de carbón aparecen sobreyacidos por areniscas fluviales y lutitas, e infrayacidos por areniscas marinas que, a su vez, descansan sobre los depósitos ma-

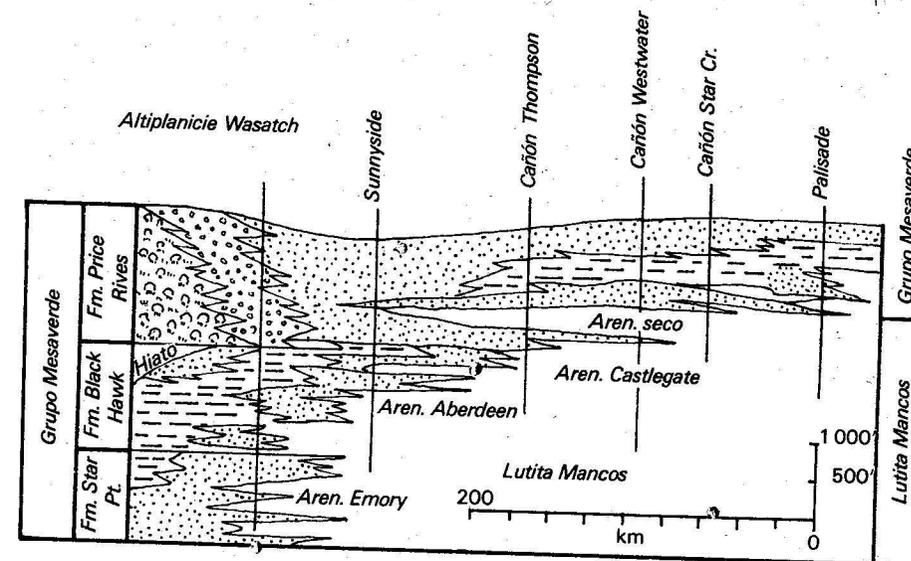


Fig. 5.7 Cambios de facies en el Grupo Mesaverde (Cretácico Superior) en Utah centro-oriental y Colorado centro-occidental, resultantes de las primeras fases de la Orogenia Laramídica. Las líneas horizontales son las trazas de planos isócronos (adaptado de Spieker, 1949).

rinos, denominados Lutitas Mancos. La interpretación de la evolución geológica, hecha de una manera simplista, sería la siguiente:

1. La región fue cubierta por un mar abierto, acumulándose un gran espesor de lodo (Lutitas Mancos).
2. El mar se hizo somero, esparciéndose arena a través de toda el área.
3. La región ascendió, se tornó pantanosa, acumulándose sedimentos orgánicos, que dieron lugar a las capas de carbón.
4. La región asciende y se forma una llanura aluvial con buen drenaje.

Pero si observamos las relaciones faciales, en el Cretácico Superior de Utah, la interpretación de la evolución geológica cobra caracteres diferentes. Es necesario señalar que las secuencias del Cretácico Superior, en el oeste de Estados Unidos (Wyoming, Utah) están íntimamente relacionadas con la orogenia Laramidica, lo que se refleja en las frecuentes interdigitaciones de las secuencias y en su carácter terrígeno.

Desde este punto de vista, la evolución geológica de la zona, se podría interpretar como sigue:

Al acumularse la Formación Start Point, cerca de Wasath, se encontraba una zona montañosa que se elevaba continua y rápidamente, el resto del territorio era ocupado por un mar interior; su fondo era somero y arenoso hacia el oeste, y más profundo y cubierto de lodo en el resto. Al progresar el levantamiento de la región occidental, hacia el mar afluyó un mayor volumen de sedimentos detríticos, formándose gradualmente una llanura aluvial y produciéndose el traslado de las costas hacia el oriente, mientras, aunque en cortos períodos, ocurrían transgresiones de poca envergadura. Al final del Cretácico Superior se depositó la Price River, que está compuesta por sedimentos deltaicos. Este delta debió ser tan grande como el del Huang Ho.

### Delta de Catskill

Las secuencias del  $D_{2,3}$  de Nueva York-Pensylvania, en Estados Unidos, son un ejemplo magnífico de cambios de facies, los cuales están relacionados con el crecimiento paulatino de un gran delta que ha sido llamado delta Gatskill; esta secuencia deltaica pudo formarse en la desembocadura de un gran río, o quizás por la unión de varios deltas de ríos que corrían del este al sureste. Al no aplicarse el concepto *facies* y el análisis facial, se elaboraron cortes geológicos que posteriormente han sido desechados (fig. 5.8a).

Las rocas devónicas del estado de Nueva York ocupan la mayor parte de la región occidental del estado, extendiéndose hasta el río Hudson. J. Hall (1883) propuso la sección del  $D_2$  en Nueva York, como sección tipo para Norteamérica. La sección tipo está constituida por las calizas Onondaga, las cuales son coralinas con abundantes pedernales, y se encuentra en la base de la secuencia. Sobre las calizas Onondaga, J. Hall, T. Conrad, y L. Vanuxem encontraron lutitas negras con fósiles marinos escasos, a las que denominaron Lutitas Marcellus, y sobre ellas, unos 300 m de lutitas grises, fosilíferas, en parte calcáreas y arenosas, presentándose cambios graduales entre las lutitas calcáreas y arenosas. A todo el conjunto se le denominó Grupo Hamilton; sobre este grupo, en algunas regiones, yacen las calizas Tully, y las lutitas negras Genessee, las cuales se acuñan hacia el este; sobreyaciendo a estas formaciones se encuentran lutitas negras, interestratificadas con lutitas

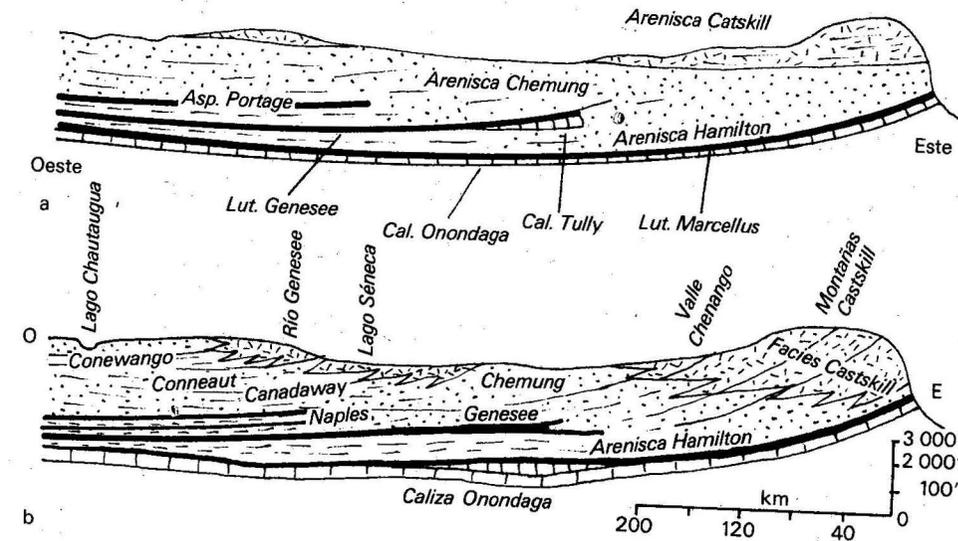


Fig. 5.8 Sección este-oeste a través del delta Catskill, al sur de Nueva York: a) interpretación del Devónico Medio y Superior, vigente antes de 1930; b) interpretación actual, de acuerdo con las investigaciones de Chadwick y Cooper. Las líneas de estratificación indican depósitos supuestamente isócronos.

calcáreas y arenosas, las cuales pasan lateralmente a lutitas calcáreas y arenosas y, a su vez, a lutitas gruesas, pardas, intercaladas con una secuencia de areniscas poco fosilíferas de los Grupos Portage, Ithaca y Chemung. En la parte superior del corte yacen areniscas rojas, pardas y grises del Grupo Catskill.

Una revisión del corte del  $D_{2,3}$ , aplicando el análisis facial, dio lugar a la modificación del esquema geológico propuesto en 1842 (fig. 5.8b).

Así se llegó a la conclusión de que la Formación Ithaca no es parte de la Formación Chemung, sino de los lechos subyacentes, y que tanto Ithaca como Chemung pasan gradualmente al este a lechos rojos del Grupo Catskill.

G. H. Chadwick, A. Cooper y otros, demostraron que los cambios litológicos no eran contemporáneos en todo el estado, sino que la migración de las facies se produjo del este al oeste, siendo las facies transgresivas al tiempo; así, mientras las areniscas rojas del Grupo Catskill se depositaban en el Oriente antes del Devónico Medio, simultáneamente ocurría la sedimentación de las Lutitas Marcellus en Nueva York. De acuerdo con esta nueva interpretación, resultó que las formaciones del Grupo Catskill, que se suponían como las rocas más jóvenes del estado, podían alcanzar una edad de hasta el Devónico Superior temprano en la parte occidental, sobre las que yacen rocas más jóvenes del Devónico. Para llegar a estas conclusiones se requirió la realización de trabajos detallados, siguiendo lateralmente las formaciones y colectando e identificando numerosos fósiles, además del profundo análisis que rompió con los esquemas establecidos hasta entonces, ocupando su lugar los correctos.

En el capítulo 8 se explican algunos métodos de análisis facial, tanto cuantitativos como cualitativos, que son de gran importancia en el estudio estratigráfico y en la búsqueda y exploración de algunos yacimientos minerales.

## Unidades estratigráficas. Correlación de las unidades estratigráficas

### 6.1 Unidades estratigráficas. Definición

La corteza terrestre presenta una gran diversidad de litologías. Las rocas que componen la corteza no solo son diversas, sino que se formaron por distintos procesos en tiempos geológicos determinados. Cada roca no solo ocupa un lugar en el espacio, sino que tiene una edad de formación, a partir de la cual ha sufrido transformaciones hasta el presente; algunas contienen fósiles y presentan texturas que revelan su origen sedimentario, y otras se originaron a causa de los procesos magmáticos y metamórficos. La evolución de los procesos endógenos y exógenos muestra su efecto en la amplia gama litológica, estructural y petrográfica de la superficie terrestre.

El estudio científico geológico de las rocas de la corteza terrestre requiere de una clasificación racional y objetiva de las rocas que la componen, es decir, el establecimiento de unidades estratigráficas; pero para que estas unidades sean útiles, deben basarse en las características esenciales de las rocas y su edad o posición estratigráfica. Los caracteres físicos de las rocas (color, texturas, composición mineralógica, etcétera), el contenido paleontológico de las rocas sedimentarias y su variabilidad, así como el estudio y el establecimiento de una escala del tiempo geológico íntimamente ligada al desarrollo progresivo de la Tierra, son las bases de las unidades estratigráficas.

### 6.2 Breve esbozo histórico del establecimiento de las unidades estratigráficas

En 1756, J. G. Lehman, al estudiar las secuencias rocosas del norte de Alemania, estableció uno de los primeros sistemas de unidades estratigráficas.

Lehman hizo una clasificación morfogeológica al basar su sistema en las llamadas «montañas»:

1. Las montañas originadas cuando se formó la Tierra, compuestas por rocas cristalinas, algunas estratificadas, pero con capas muy inclinadas, así como las vetas meníferas que cruzaban estas rocas. A este conjunto Lehman lo denominó rocas primitivas.
2. Las montañas secundarias, compuestas por rocas no cristalinas, estratificadas

y fosilíferas y que contienen partículas erodadas de las rocas primitivas. Según Lehman, estas rocas se formaron durante el diluvio.

3. Las montañas formadas desde el diluvio, constituidas por arenas y gravas friables y no consolidadas, a las que denominó rocas aluviales.

Es evidente que la clasificación de Lehman es poco objetiva, ya que trata de aunar indisolublemente el tipo de litología con la edad relativa de las rocas y, además, presenta una génesis falsa basada, entre otras cosas, en la ocurrencia del mítico diluvio universal.

Es conocido que una roca cristalina, o intensamente deformada, puede ser precámbrica, paleozoica, mesozoica, etcétera.

No obstante sus limitaciones y falsedades, el sistema de unidades de Lehman fue un primer intento por sistematizar el estudio de las rocas, el cual fue seguido por G. Arduino, G. Ch. Füchsel y otros.

G. Arduino (1760), en Italia, fue el primero que usó los términos rocas primarias, secundarias, terciarias y cuaternarias, que en parte se usan actualmente, aunque con otro significado. El sistema de unidades de Arduino era el siguiente:

- montañas primitivas,
- montañas secundarias,
- montañas terciarias y
- montañas cuaternarias.

G. Ch. Füchsel (1761) dividió las «montañas» o capas del sistema de Lehman, en Turingia, y las montañas Harg, en nueve unidades litológicas a las que llamó series seis de las cuales las subdividió en unidades menores denominadas *statumina*. También estableció dos unidades de tiempo a las que llamó *secula* y *lustra*, las cuales eran equivalentes a las series y *statumina*.

A. G. Werner (1787), profesor de la Academia Minera de Freiberg, en Alemania, elaboró una hipótesis, que luego se denominó neptunista, mediante la cual se trataba de explicar el origen y la edad de todas las rocas a partir de un hipotético océano universal donde precipitaron y se formaron todas las rocas. Esta hipótesis irreal sirvió de base, en 1790, a la clasificación de Werner, que no es más que la de Lehman ampliada y modificada. El avance del desarrollo de las ciencias naturales a principios y mediados del siglo XIX, a través de una pléyade de científicos como J. Hutton, Ch. Lyell, W. Smith, M. Lomonósov y Ch. Darwin, así como la difusión de las corrientes filosóficas progresistas y marxistas en las ciencias naturales, influyeron de manera notable en el abandono de las teorías neptunistas catastrofistas y religiosas, ganando terreno el materialismo dialéctico.

En el siglo XIX, la revolución científico-técnica respondía a las necesidades del sistema capitalista y estaba puesta en función de la clase burguesa dominante en EE.UU., Alemania, Gran Bretaña, Francia, etcétera. El ingente desarrollo de las grandes industrias de diferentes tipos, de los medios de transporte, etcétera, trajo como consecuencia la necesidad social de la búsqueda de materias primas minerales; esto implicaba, entre otras cosas la urgencia de establecer un sistema internacional de unidades geológicas. La posibilidad de implantar un sistema único de unidades fue discutida en el Primer Congreso Geológico Internacional, efectuado en París en el año 1878.

En este Congreso se acordó constituir comisiones internacionales y comités nacionales que debían estudiar el problema de las unidades estratigráficas y hacer las proposiciones en el Segundo Congreso, que se celebró en Bolonia, en 1881.

Los acuerdos de Bolonia establecieron una clasificación basada en los términos cronológicos y estratigráficos que se muestran en las tablas 6.1 y 6.2.

TABLA 6.1  
TÉRMINOS CRONOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS APROBADOS EN BOLONIA

<i>Términos cronológicos</i>	<i>Términos estratigráficos</i>
Era	Grupo
Periodo	Sistema
Época	Serie
Edad	Assise (subpiso, lecho)

TABLA 6.2  
TÉRMINOS CRONOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS PROPUESTOS EN PARÍS\*

<i>Términos cronológico</i>	<i>Término estratigráfico</i>
Era	Sistema
Periodo	Serie
Época	Piso
Edad	Zona
Fase	

\* En 1897, en el Octavo Congreso Geológico, en París, se hizo una modificación de las unidades aprobadas en Bolonia.

No obstante, y a pesar de todos los esfuerzos realizados, el sistema de unidades estratigráficas no es universal en su conjunto; algunas unidades, como las geocronológicas y las cronoestratigráficas, han sido más o menos aceptadas por todos los países, pero las unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas difieren entre los distintos países. En América y otras regiones del mundo predomina el uso del sistema de nomenclatura del CANE (Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica), el cual contempla cinco tipos de unidades básicas: bioestratigráficas, litoestratigráficas, cronoestratigráficas, geocronológicas y edafoestratigráficas. En Cuba, el sistema del CANE ha sido y es ampliamente utilizado, por lo que definiremos su contenido, pero antes pasaremos a estudiar parte de la historia de este sistema.

Desde principios del siglo XX, en Norteamérica, se había difundido el uso de diversos sistemas de unidades estratigráficas, las cuales se aplicaban indistintamente, de modo anárquico.

En 1930, la Asociación Americana de Geólogos Estatales estableció un comité para estudiar las proposiciones de crear un sistema único de unidades estratigráfi-

cas; a este comité se adhieron el Servicio Geológico Americano, la Asociación Geológica de América y la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (estas organizaciones son estadounidenses).

J. B. Ruside Jr., W. W. Rubey y H. D. Miser, del servicio geológico de EE.UU., confeccionaron un código de nomenclatura estratigráfica, el cual fue presentado y aceptado en el Comité de Nomenclatura Estratigráfica de Norteamérica, y publicado en 1933. Estas unidades se pueden observar en la tabla 6.3.

Tabla 6.3  
SISTEMA DE UNIDADES DEL CANE (1933)

<i>Unidades de tiempo</i>	<i>Unidades litológicas</i>
Era	Sistema
Periodo	Serie
Época	Grupo
Edad	Formación
	Miembro, lentilla
	lengüeta, lecho,
	etc.

Aunque el nuevo sistema de unidades de 1933 representó un claro avance hacia la creación de un sistema único en Norteamérica, donde se diferenciaban las unidades de acuerdo con los criterios que se tomaron para su definición, las llamadas «unidades litológicas» resultaron una amalgama de unidades puramente litológicas y cronoestratigráficas; así, la formación se agrupó con el sistema, lo que de hecho era poco práctico, y no contribuyó a definir la unidad básica de mapeo geológico de una forma clara.

H. G. Schenk y S. W. Müller (1941) hicieron un análisis del sistema propuesto y aprobado en 1933, y llegaron a la conclusión de que era necesaria la separación de las unidades litológicas de las cronolíticas y, basándose en esta consideración, propusieron un nuevo sistema de unidades, el cual se muestra en la tabla 6.4.

Tabla 6.4  
SISTEMA DE UNIDADES PROPUESTO POR SCHENK Y MÜLLER

<i>Unidades cronológicas</i>	<i>Unidades cronoestratigráficas</i>	<i>Unidades litoestratigráficas</i>
Era	—	Grupo
Época	Serie	Miembro
Periodo	Sistema	Formación
Edad	Piso	Capa
	Zona	

En 1946, a las cuatro organizaciones geológicas de Norteamérica que elaboraron el código de 1933, se añadió el Servicio Geológico de Canadá, fundando el CANE que tuvo como objetivo fundamentalmente analizar el código de 1933 y proponer y aprobar las modificaciones pertinentes.

En 1946 se adoptó el sistema de Schenk y Müller, algo modificado, ya que se independizaron las unidades bioestratigráficas de las cronoestratigráficas. En 1961 fue publicado el Código de Nomenclatura Estratigráfica del CANE reimpresso en 1970 (tabla 6.5). En estos últimos años, el CANE se han adherido el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), y la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, así como la Sociedad Geológica Mexicana.

Tabla 6.5  
SISTEMA DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CANE (1970)

<i>Unidades geocronológicas</i>	<i>Unidades cronoestratigráficas</i>	<i>Unidades litoestratigráficas</i>	<i>Unidades bioestratigráficas</i>
Eón	-	Supergrupo	-
Era	Eratema	Grupo	Zona
Período	Sistema	Subgrupo	Zona de apogeo
-	Subsistema	Formación	Hemerozona
Época	Serie	Miembro	Hemerozona concurrente, etc.
Edad	Piso	Capa	Zónula

El sistema de unidades estratigráficas, adoptado por Norteamérica, ha sido aceptado por unos 41 países, según C. O. Dunbar y J. Rodgers (1958).

Dada la profunda penetración económica del imperialismo norteamericano en todo el mundo capitalista, en las últimas décadas este sistema de unidades estratigráficas se ha difundido extraordinariamente y se puede aseverar que casi es universal; no obstante, y pese al contenido pragmático de la fundamentación de algunas unidades varios países socialistas, han adoptado este Código previa redefinición de algunos conceptos, haciéndolos más objetivos y acorde a sus principios filosóficos.

Otras unidades definidas en el Código del CANE son las edafoestratigráficas, cuya unidad básica es el suelo, y las geoclimáticas, que solo rigen para el Cuaternario; las unidades geoclimáticas básicas son la glaciación y la interglaciación.

### 6.3 Unidades litoestratigráficas. Definición y sistemática

En el artículo 4 del Código de Nomenclatura Estratigráfica se define la unidad litoestratigráfica como «... una subdivisión de las rocas de la corteza terrestre que

se distingue y se delimita tomando como base sus características litológicas...»<sup>1</sup> En este concepto se establece claramente la dependencia fundamental entre los distintos tipos de secuencias litológicas y las unidades litoestratigráficas. Sería más objetivo definir que las unidades litoestratigráficas son esencialmente litogenéticas, lo que daría una mayor universalidad al concepto. Es obvio también que para establecer una unidad litoestratigráfica, al ser estos cuerpos rocosos, se hace necesario definir sus límites tanto laterales como verticales, y que estos límites puedan situarse transgresivamente a las unidades de tiempo, lo que no significa que estas unidades sean independientes del tiempo geológico, ya que, como entes materiales dichas unidades ocupan un lugar en el espacio y en el tiempo, aunque una unidad litoestratigráfica puede estar comprendida en intervalos de tiempo de cualquier magnitud. Así, por ejemplo, la Formación La Cruz, de Santiago de Cuba, es de edad Mioceno, mientras que la Formación El Cobre tiene edades desde el Paleoceno Inferior al Eoceno Medio Temprano (fig. 6.1).

De acuerdo con las normas establecidas en el Código de Nomenclatura Estratigráfica del CANE al definir una sección estratigráfica es necesario describir una sección tipo, independientemente de que se conozcan las variaciones laterales y verticales; estos cambios permiten establecer los límites que, de acuerdo con el artículo 5, es necesario colocar en las zonas de cambios litológicos. Estos límites pueden estar bien definidos o ser convencionales; estos últimos son los que se adoptan en las formaciones que tienen relaciones graduales entre sí. En la práctica, algunos límites son definidos por horizontes guía, por discordancias, o en horizontes índice observados en los registros geofísicos de diversos carotajes (sondeos).

En los casos de los pasos graduales, es recomendable colocar el límite en la región donde claramente predomina un tipo de litología; las posibles variantes de límites entre las unidades litoestratigráficas pueden observarse en la figura 6.2.

#### Sistemática

Las unidades litoestratigráficas se clasifican en: grupo, formación, miembro y capa.

#### FORMACIÓN

De acuerdo con el artículo 6 del Código de Nomenclatura Estratigráfica: «... la formación es la unidad fundamental en la clasificación litoestratigráfica. Es un cuerpo de rocas que se caracteriza por su homogeneidad litológica, siendo casi siempre tabular, y cartografiable en la superficie o puede seguirse en el subsuelo...»<sup>2</sup>

Al igual que el caso de la definición generalizada de las unidades litoestratigráficas, estimamos que es necesario incluir en el concepto no solo la unidad litológica, sino también la genética, a pesar de que con los criterios de campo no siempre es posible ofrecer una evaluación acertada y concluyente de la génesis de una secuencia; sin embargo, las propiedades de las litologías (sus colores, composición mineralógica, composición de los clastos, fósiles contenidos, esquistosidad, grietas de lodo, rizaduras de oleaje y de corriente, etcétera), aportan criterios valiosos para hacer un dictamen genético preliminar. Si no consideramos la formación como una unidad litogenética, pudiéramos engendrar la anarquía en la clasificación pro-

<sup>1</sup> W.R. Krumbein, L.L. Sloss, *Stratigraphy and Sedimentation*, p. 625.

<sup>2</sup> W.R. Krumbein, L.L. Sloss, ob. cit., p. 626.

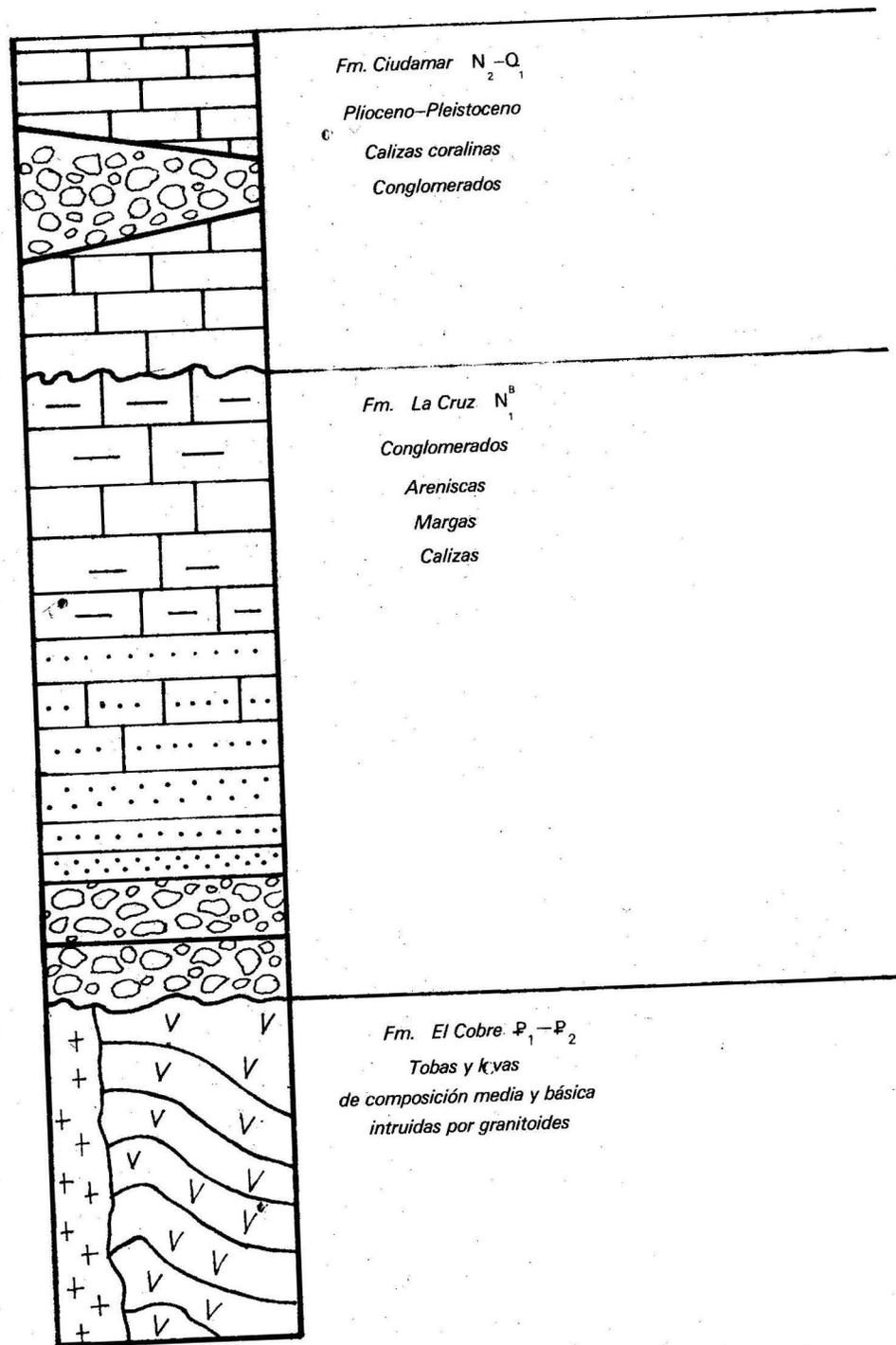


Fig. 6.1 Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Santiago de Cuba, según Quintas, 1980.

ducto de la ambigüedad del concepto sobre bases litológicas puras, de ahí que también creamos necesario hablar de homogeneidad litogenética. Esta homogeneidad litogenética no implica que la formación esté compuesta por un solo tipo de litología, sino que es un conjunto litológico que tiene una relación genética estrecha; así, por ejemplo, la Formación Mícará de la parte oriental de Cuba, en algunas zonas, se compone de secuencias terrígenas neríticas y, en otras, de secuencias tipo flysch, pero su composición es parecida en toda la región oriental, habiéndose depositado en una cuenca marina en el Maestrichtiano durante la orogenia Laramídica, siendo su fuente de suministro las rocas volcánicas de la Formación Santo Domingo (Jurásico-Cretácico-Preconiaciono). Independientemente de algunas diferencias, en lo fundamental la Formación Mícará es testimonio de un evento tectónico, la orogenia Laramídica, y está relacionada esencialmente con un tipo de fuente de suministro que alimentaba a los mares maestrichtianos que cubrían a Cuba oriental.

El concepto *cartografiabilidad* implica un convenio necesario que establece que solo se podrán considerar como formaciones las unidades de rocas que puedan ser mapeadas por los menos a escala 1:25 000.

Otra aclaración importante es que el espesor de una secuencia (siempre que sea cartografiable), no es impedimento para establecer una formación; así, una formación puede tener lo mismo 80 m que 2 000 m.

La formación puede estar constituida por cualquier tipo de rocas: sedimentarias, ígneas o metamórficas, siempre que convenga para el mapeo y la feliz comprensión de la geología de la región que se estudia.

Las formaciones son las unidades básicas del mapeo geológico y en eso estriba su importancia; las litologías y las características litológicas son fácilmente distinguibles en el mapeo, a grosso modo, y la división de una región en unidades de rocas revela de modo preliminar la evolución paleogeográfica y es de gran importancia en la búsqueda y exploración de los yacimientos minerales.

En la figura 6.3 se presenta una serie de situaciones geológicas bastante complejas, y se toman tres columnas estratigráficas de las regiones x, y y z, las cuales son comparadas entre sí a modo de ejemplo.

Dunbar hace un análisis pormenorizado de esta correlación hipotética entre las zonas x, y y z, la cual aceptamos parcialmente. Es cierto que en una región, al comenzar por cualquiera de estas tres zonas, la situación geológica difiere; por ejemplo, en x, H puede considerarse como una formación, pero si comenzamos por y, podríamos llegar a la conclusión de que V y H son dos formaciones separadas por la formación W. ¿Esto significa acaso que en la práctica las unidades estratigráficas no son objetivas y corresponden a un sistema anárquico? Evidentemente que todo depende del punto de vista del geólogo y, esencialmente, de su formación científica e ideológica, así como el sistema social en el cual se desenvuelven sus labores. Un geólogo marxista-leninista, al tratar de interpretar la realidad objetiva y fundamentar las unidades estratigráficas de una región, parte del hecho de que las secciones locales son las unidades de un conjunto, que son casos particulares que deben ser minuciosamente estudiados y concatenados para llegar a comprender el todo, es decir, la situación geológica general. Además del análisis geológico que supone la implantación de las unidades estratigráficas, el geólogo tiene que ser dialéctico y dar vía al progreso; si un esquema es local y limitado y no presenta la variedad geológica, es necesario continuar el estudio y, producto del avance investigativo, se tienen que introducir las modificaciones a los esquemas estratigráficos y geológicos y sustituirlos por otros.

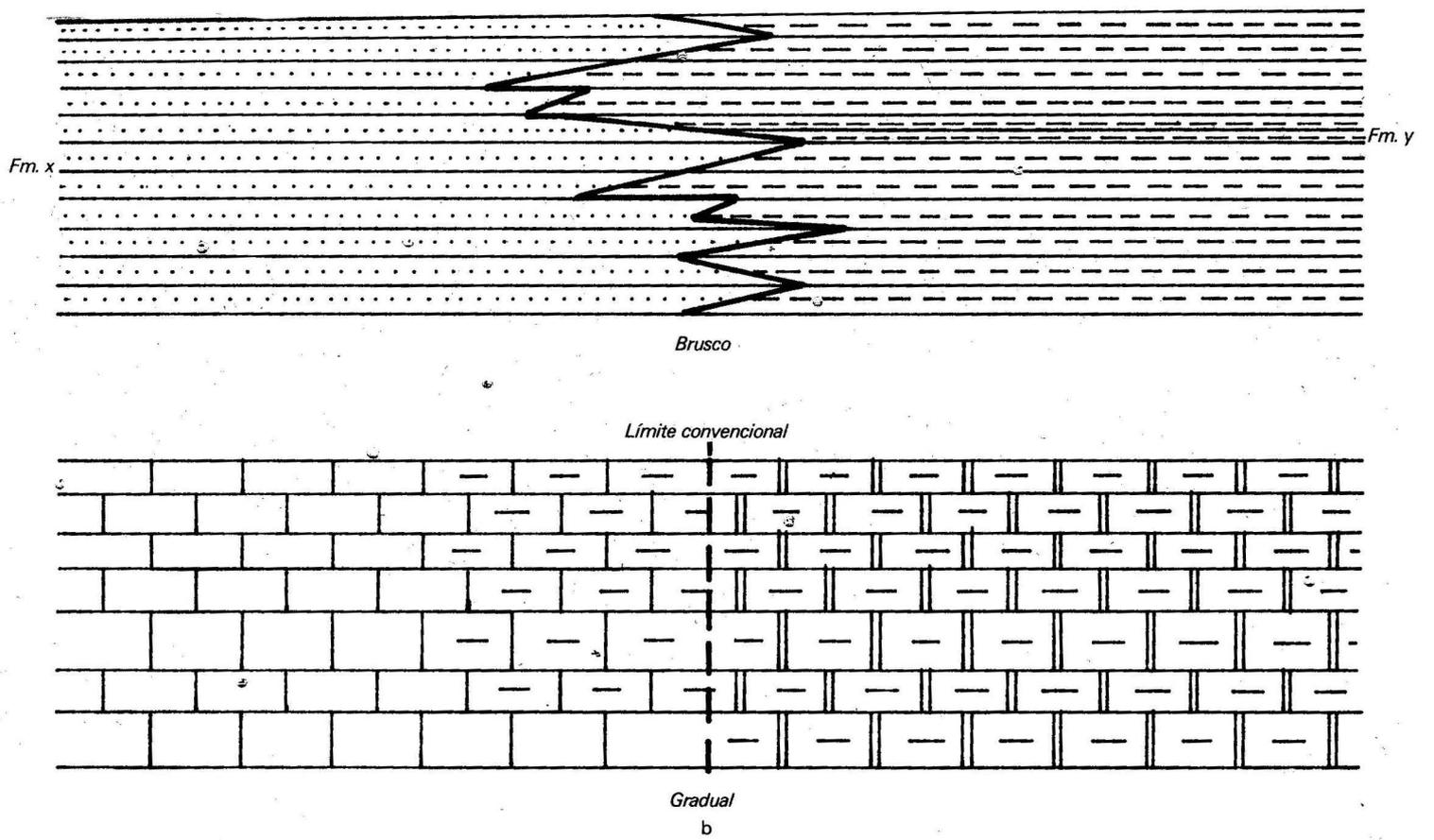
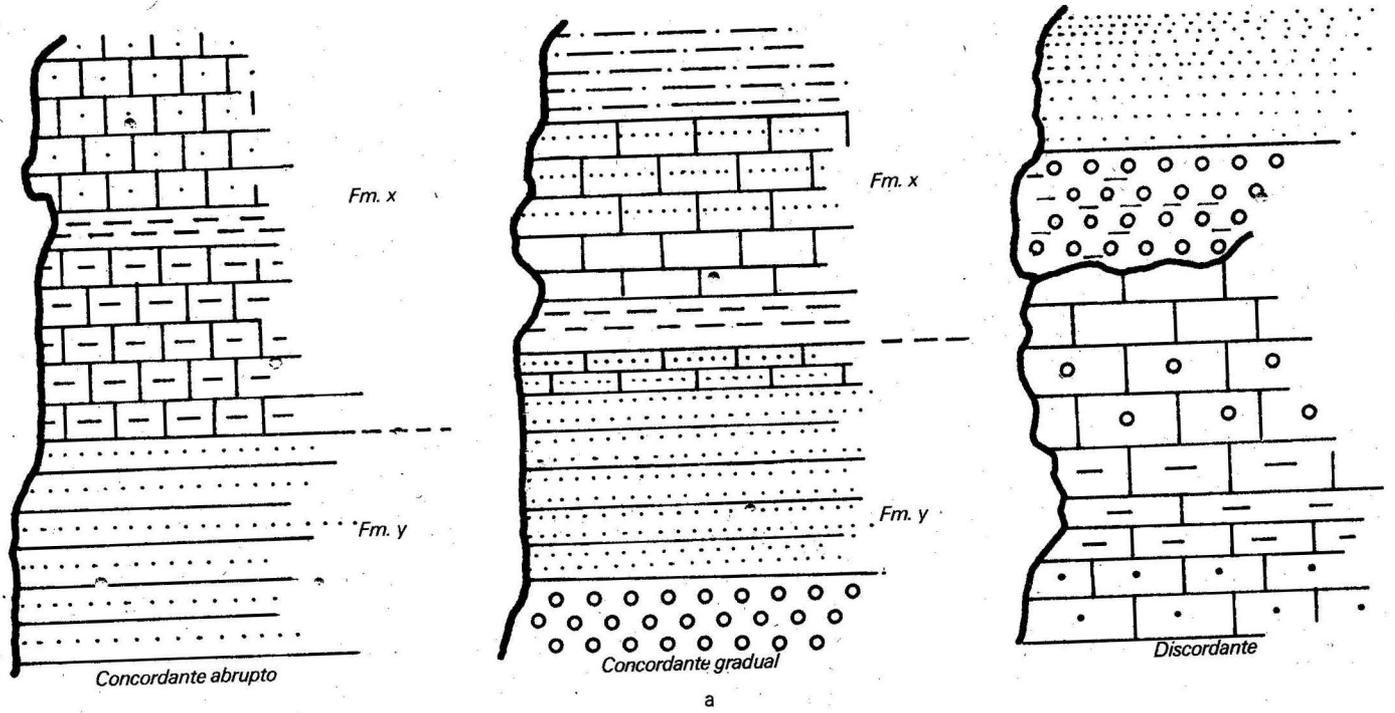


Fig. 6.2 Límites de las unidades litoestratigráficas: a) verticales; b) laterales.

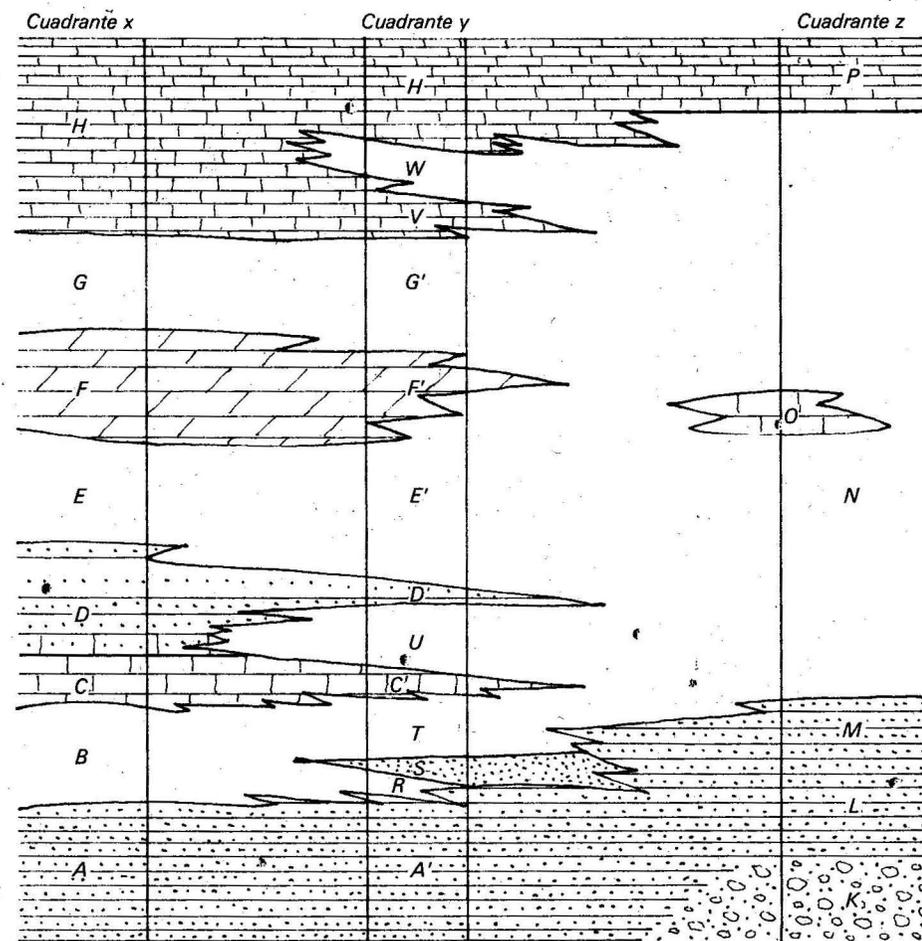


Fig. 6.3 Problemas que surgen al establecer las unidades litoestratigráficas en un área con frecuentes cambios faciales (según Dunbar y Rodgers, 1957).

Otro aspecto es que, al presentar los esquemas geológicos, es necesario tratar de simplificarlos objetivamente; no se gana nada con la proliferación anárquica de las unidades, es necesario establecer un sistema racional y lógico de unidades. En las zonas x y y de la figura 6.3, H pudiera considerarse entonces una formación, y V', una lengüeta de la Formación H; o F, en su conjunto en x, dada su posible variabilidad, pudiera ser considerada como un grupo, y en y, una formación. Es obvio que, en la distancia, un grupo se acuña y muchas formaciones desaparecen, de ahí que en lugar, como en y, de lo que antes fue el Grupo F solo quede la Formación F'. Es discutible que se mantengan como formaciones independientes L, A' y A. Si ellas son similares lateralmente, ¿por qué establecer tres unidades?

En la parte oriental de Cuba sucede algo parecido con la Formación El Cobre, al sur, en la Sierra Maestra, que se compone de rocas volcánicas y vulcanógenas

sedimentarias, de composición basáltica y andesítica no alteradas; pero en los flancos sur y norte de la sierra Cristal, la secuencia equivalente a la Formación El Cobre se compone de tobas de grano fino, zeolitizadas y montmorillonizadas. Algunos geólogos diferenciaron a estas últimas tobas alteradas en diversas formaciones. ¿Es lógico y racional este esquema? Evidentemente no, porque ambas secuencias volcánicas, constituyen en realidad unidades litológicas bien diferenciadas.

### MIEMBRO

El miembro es una porción de una formación que se diferencia considerablemente del resto de esta. El miembro puede ocupar cualquier posición en la formación y puede denominarse, en algunos casos, *lente* y *lengüeta*. Una formación no tiene por qué dividirse totalmente en miembros, ya que estos se establecen cuando es importante, desde el punto de vista científico y práctico, discriminar parte de una formación, la cual puede ser cartografiable o no. Por ejemplo, el Miembro Conglomerado Camarones ocupaba la parte alta del corte de la Formación San Luis, al norte de la Gran Piedra, provincia Santiago de Cuba. ¿Por qué fue necesario establecer este miembro? Expliquemos algunos argumentos:

1. Los Conglomerados Camarones se diferencian litológicamente del resto de la Formación San Luis, compuesta por areniscas, aleurolitas y lutitas.
2. Geomorfológicamente, los Conglomerados Camarones forman un paisaje distinto al resto de la Formación San Luis.
3. Los Conglomerados Camarones indican la ocurrencia de intensos movimientos orogénicos durante el Eoceno Superior, que dieron lugar a la elevación de la Sierra Maestra.

Debido a esto, es conveniente el establecimiento del Miembro Conglomerado Camarones o su proposición como formación, ya que facilita el mapeo de la zona y permite, mediante su discriminación del resto de San Luis, una mejor comprensión de la evolución geológica de la zona (paleogeográfica y paleoambiental).

### CAPA O ESTRATO

La capa o estrato es la unidad más pequeña, aunque su uso es más limitado. Se recomienda establecer esta unidad cuando un estrato tiene importancia económica, por ejemplo, una capa de carbón, un estrato acuífero o colector de petróleo; también la capa en cuestión puede ser importante porque sirve de límite a una unidad estratigráfica (estratografía).

### GRUPO

El grupo es la unidad litoestratigráfica de mayor rango. Un grupo está compuesto por dos o más formaciones, pero estas deben tener una asociación litológica y genética estrecha. Ejemplo de unidad lo tenemos en el Grupo San Rafael, del Jurásico, en el occidente de Estados Unidos, y el Grupo Newark, del Triásico, en la región apalachana del oriente estadounidense.

### Nomenclatura de las unidades litoestratigráficas

De acuerdo con la recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica (artículo 10), el nombre formal de una unidad litoestratigráfica de cualquier rango es binominal, y se forma por la combinación de un nombre geográfico con un tér-

mino litológico. El término litológico se usa solamente si este es dominante en la unidad, y si a criterio del geólogo su inclusión ayudaría a la comprensión de la estratigrafía del intervalo estudiado. El nombre geográfico corresponde al de la localidad tipo, la cual se define como la zona donde existen magníficos cortes de la unidad descrita y que permite caracterizarla. En la localidad tipo pueden encontrarse una o más secciones típicas de la unidad, que sirven como patrones de referencia durante el estudio de las unidades en cualquier región. El nombre geográfico no debe corresponder con el de granjas, cooperativas, fincas, escuelas, etcétera, sino con accidentes del relieve: nombre de valles, montañas, sierras, arroyos, ríos, lagos, etcétera. Por ejemplo: Formación Viñales, Formación Calizas Guaso, etcétera.

En el Código de Nomenclatura Estratigráfica se hacen otras recomendaciones que estimamos útiles y que relacionaremos a continuación:

1. Debe usarse un término litológico sencillo.
2. El nombre de las unidades debe escribirse con mayúscula. Por ejemplo: Formación Habana, Miembro Las Yaguas.
3. Debe evitarse el uso de nombres iguales en las unidades, sean estas del mismo rango o no; así, por ejemplo, no es recomendable que se establezca un Miembro Las Coloradas y una Formación Las Coloradas.
4. El grupo en su nomenclatura nunca va acompañada del término litológico.
5. En el caso de los cuerpos intrusivos, no es recomendable el uso de sustantivos no estratigráficos como: plutón, dique, stock, etcétera, pudiéndose denominar, por ejemplo, Granodiorita La Gran Piedra, Gabro Bernardo, etcétera.
6. Las rocas metamórficas pueden reconocerse como unidades estratigráficas siguiendo las mismas reglas de las formaciones sedimentarias. Por ejemplo: Formación Mármoles San Juan, Formación Anfíbolitas Macambo, etcétera.
7. Debe respetarse la prioridad de los nombres de las unidades litoestratigráficas (artículo 11); sin embargo, entendemos que si una unidad, a pesar de haber sido propuesta con antecendencia con respecto a otra, no ha sido bien descrita o la proposición de tal unidad no se ha dado a conocer al país por medio de publicaciones científicas, el nombre de la unidad puede ser desechado a favor de otro más idóneo; diferimos también con el inciso a; del artículo 12, puesto que si el nombre dado a una unidad es incorrecto, por ejemplo, Conglomerados Picote, en la parte oriental de Cuba, cuando el nombre correcto de la localidad es La Picota, en este caso es correcto cambiar el nombre. Así, también estimamos que si una localidad ha cambiado de nombre y ese nombre ya no se usa ni prácticamente es recordado, es preferible sustituirlo por el nuevo. Por ejemplo, la actual sierra del Escambray, en Cuba central, antes recibía varios nombres que ya se han olvidado; ¿para qué seguirlos usando en la nomenclatura; ¿debemos llamar a una formación Puerto Príncipe, cuando hace 80 años el nombre de esta región cubana es Camaguey? Estamos de acuerdo con el inciso d del artículo 12, el cual estipula que no deben traducirse los nombres de las localidades, por ejemplo, la Formación Habana no debe traducirse como *Havana Formation* (esto en cuanto al nombre geográfico), sino *Habana Formation*, o las Calizas Edwards como Calizas Eduardo.

El establecimiento de un Código de Nomenclatura Estratigráfica cubano es una necesidad del presente (1980) que permitiría sistematizar y unificar la estratigrafía del país. Aunque concordamos con el código del CANE en muchos aspectos, este debe ser analizado y adaptado a nuestras concepciones y condiciones. La creación

de un léxico estratigráfico como continuación del trabajo comenzado por P. J. Bermúdez, es necesario como fuente de información básica para los geólogos que trabajan en el país.

## Procedimiento para establecer una unidad estratigráfica

En el artículo 13 del Código de Nomenclatura Estratigráfica del CANE (1961) se plantea que el establecimiento de una unidad litoestratigráfica formal requiere la publicación en algún medio científico reconocido de una definición que incluya: a) la proposición de establecimiento de la unidad; b) la selección del nombre; c) la definición de la localidad tipo y la sección tipo; d) las características distintivas; e) la definición de los límites y del tipo de contactos; y f) la edad geológica y la correlación. En el caso de unidades del subsuelo, deben describirse las columnas litológicas de los pozos y las minas donde aparece la unidad, seleccionándose el corte típico y la localidad típica, de las que se hace una descripción detallada. Como datos válidos pueden tomarse los registros geofísicos de los pozos.

En cuanto a la forma de publicación, esta debe ser de circulación nacional y dedicada a tratar problemas geológicos, aunque pudiera hacerse una separata, ya sea en imprenta o en mimeógrafo, distribuyéndola a nivel nacional. De esta manera, las unidades propuestas en artículos no publicados, disertaciones, tesis, trabajos de diploma o periódicos y revistas no geológicas, no tendrían validez.

Otro problema importante es el referente al cambio de rango de una unidad, el cual tiene que estar bien fundamentado, siendo producto de un estudio más detallado de una región dada (sin necesidad de cambiar de escala); así, un miembro podría elevarse a formación y una antigua formación transformarse en un grupo.

Por último, es necesario aclarar que frecuentemente se usan términos como series, sistemas, etcétera, para designar unidades litoestratigráficas, los cuales son impropios, puesto que pertenecen al sistema de unidades cronoestratigráficas; también en algunos casos se han propuesto unidades estratigráficas tales como la Formación Tobas o las Calizas de *Aptychus* que no se corresponden con el uso americano, sino con el de algunos países europeos, y que en aras del establecimiento de un sistema único de unidades litoestratigráficas debemos eliminar y sustituir por el que se adapte a nuestras condiciones.

## 6.4 Unidades geocronológicas y cronoestratigráficas

Como tiempo geológico se considera el transcurrido desde el origen de la Tierra hasta el Reciente (unos cinco mil millones de años), y en el cual la Tierra ha sufrido en su conjunto grandes transformaciones tanto internas como externas: se diversificó la corteza, se originaron mares y continentes, las montañas surgieron y se destruyeron, grandes volúmenes de sedimentos se acumularon una y otra vez, luego muchos de estos fueron total o parcialmente erosionados. La actividad magmática estuvo presente una y otra vez en diferentes regiones. Las rocas se transformaron de sedimentarias a metamórficas en algunos sitios a causa de diversos procesos. La atmósfera y la hidrósfera cambiaron sus propiedades. Se originó la vida, la cual se extendió por la Tierra, diversificándose desde formas arcaicas y simples hasta formas complejas, y los restos de los seres vivos parcialmente quedaron conservados en las rocas.

Las rocas son las páginas de la historia de la Tierra, una historia diversa y compleja marcada por el desarrollo progresivo gracias al movimiento de la materia y a la unidad y lucha de muchos procesos contrarios.

El efecto de los procesos geológicos que ocurrieron en el pasado geológico quedó impreso parcialmente en las rocas, por lo que su estudio puede permitirnos conocer de manera relativa o absoluta la magnitud del tiempo geológico y la evolución de los medios de sedimentación y los paisajes en los distintos intervalos de tiempo. También mediante los fósiles podemos conocer acerca de la evolución de las especies, tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo. Para poder conocer de manera sistemática la historia de la Tierra, es necesario la implantación de un sistema de unidades cronoestratigráficas y geocronológicas.

Una unidad cronoestratigráfica es una subdivisión de las rocas que componen la corteza terrestre y que representan un intervalo de tiempo geológico, en el cual se formaron.

Las unidades cronoestratigráficas pueden coincidir con una serie de unidades litoestratigráficas o bioestratigráficas.

Al definir una unidad cronoestratigráfica se seleccionan una o varias áreas tipo (en varias provincias geológicas) que sirven de patrones a la unidad descrita. En el área tipo los límites inferior y superior, los cuales son planes isócronos, se hacen coincidir casi siempre con formaciones o zonas bioestratigráficas. En algunos casos, estos límites vienen dados por discordancias regionales. Para determinar los planos isócronos, se establecen las edades relativas de las rocas mediante el estudio de los fósiles o por criterios estratigráficos; también se determina, en algunos casos, la edad absoluta obtenida por medios radiométricos.

### Unidades geocronológicas

Las unidades geocronológicas son divisiones del tiempo geológico para cuya distinción se toman como base los datos provenientes de las unidades cronoestratigráficas, de ahí la estrecha correlación entre ambos grupos de unidades y su denominación común.

La tabla 6.6 muestra los sistemas de unidades cronoestratigráficas y geocronológicas y algunos ejemplos donde se comprueba su sinonimia.

### Nomenclatura de las unidades geocronológicas

Los nombres de las unidades geocronológicas se escriben con mayúsculas.

**Época.** Las épocas se pueden denominar Temprana, Media, y Tardía. Por ejemplo: Época Jurásica Temprana.

En caso de una edad geológica indefinida se usan los prefijos *pre* y *post*; por ejemplo: Premioceno, Posteceno.

### Nomenclatura de las unidades cronoestratigráficas

Las unidades cronoestratigráficas tienen nombres binomiales y deben escribirse ambos términos con mayúsculas.

**Sistemas.** El nombre de los sistemas tiene diversos orígenes: mitológicos, históricos, litoestratigráficos, litológicos, geográficos, etcétera. Por ejemplo, los sistemas Cámbrico, Carbonífero, Cretácico, Triásico y Pérmico.

Tabla 6.6  
SISTEMAS DE UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS  
Y GEOCRONOLÓGICAS

Unidades geocronológicas	Ejemplo	Unidades cronoestratigráficas	Ejemplo
Eón	Eón fanerozoico		
Era	Era paleozoica	Eratema	Eratema Paleozoica
Periodo	Periodo Jurásico	Sistema	Sistema Jurásico
Época	Época Liásica	Serie	Serie Liásica
Edad	Edad Oxfordiana	Piso	Piso Oxfordiano
<i>Otras unidades usadas</i>			
Subsistema			
Subpiso			

**Series.** Comúnmente los nombres de las series son nombres geográficos: el nombre del sistema acompañado por el objetivo Superior, Medio e Inferior (con mayúscula). Ejemplo: Serie Saintcroixiana, Serie Cámbrica Inferior, etcétera.

**Pisos.** Los nombres de los pisos se relacionan con el nombre geográfico de su localidad tipo. Por ejemplo, Piso Niagariano, Ipresiano, Maestrichtiano, etcétera, cuyas localidades tipo son Niágara, en EE.UU, Iprés, en Francia; y Maestricht, en Holanda.

**Eratema.** Los nombres de las eratemas son similares a los de las eras, e indican un estadio de la evolución de la vida animal. Por ejemplo: Era Paleozoica, Eratema Paleozoica. Cuando hay duda acerca de la edad de una secuencia rocosa, se coloca un signo de interrogación a continuación del nombre de la unidad, por ejemplo, Jurásico Inferior.

### Análisis de algunos problemas inherentes a los sistemas y unidades cronoestratigráficas y geocronológicas

#### LÍMITES

Los límites de las unidades geocronológicas y litoestratigráficas son superficies isócronas pero, ¿cómo se delimitan esas «superficies» de tiempo? Los criterios físicos, hasta cierto punto, pueden ser válidos para establecer una unidad media o grande (serie-sistema) en una zona cercana a la localidad tipo, pero lejos de esta los criterios físicos dejan de ser válidos; así, en Devonshire, Gran Bretaña, los criterios físicos pudieran aplicarse para establecer las rocas del Devónico, puesto que allí se encuentra la localidad tipo de este sistema, pero esos criterios no son válidos en Escocia.

Los fósiles son elementos valiosos para establecer las unidades de tiempo y las cronolíticas, ya que permiten el establecimiento de estas en diferentes continentes, lejos de su localidad tipo. Sin embargo, el uso de los fósiles específicamente en la determinación de unidades menores, como el piso, se hace difícil, por el hecho de que algunos géneros y especies tienen una distribución estratigráfico-temporal más limitada en unas regiones que en otras. Además, todas las especies no evolucionan con la misma velocidad, lo que dificulta en cierta medida el uso de las asociaciones de fósiles.

Otro problema es el de las capas estériles (no fosilíferas). ¿A qué unidades se asignan? Un ejemplo claro de este problema lo tenemos en los límites Cámbrico-Precámbrico y Plioceno-Pleistoceno.

Las capas del Cámbrico en muchos lugares descansan concordantemente sobre las capas precámbricas.

El Cámbrico Inferior viene indicado por el trilobite *Olenellus* y por los arqueociátidos; pero, ¿dónde se debe colocar el límite en los casos de concordancia? Las capas del Cámbrico son fosilíferas y las del Precámbrico no, pero parte de esas capas estériles podrían ser del Cámbrico.

Con las formaciones continentales del Cuaternario sucede algo similar. ¿Dónde situar exactamente el límite inferior del Pleistoceno? Algunos datos recientes muestran que, en muchos sedimentos que antes se consideraron del Plioceno, se encontraban restos de homínidos primitivos, por lo que este límite ha cambiado varias veces en los últimos años; pero en los sedimentos marinos o continentales, donde los fósiles contenidos son de escasa utilidad, ¿cómo y dónde se coloca el límite Plioceno-Pleistoceno? En estos casos cuando no hay seguridad, el límite sería supuesto y así debe expresarse; comúnmente, esto se hace utilizando el signo de interrogación o las palabras probable o posible antes de la unidad determinada, lo que se extiende a la duda que exista con respecto a la ocurrencia de cualquiera de las unidades aquí analizadas. Por ejemplo, Paleoceno o probable Paleoceno.

## ERAS DEL EÓN FANEROZOICO

El establecimiento del nombre y límites relativos de las eras del Eón Fanerozoico (Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica) es obra de J. Phillips (1841), quien se basó en el desarrollo de las distintas especies. Las tres eras propuestas por Phillips son de reconocimiento mundial. Evidentemente, los grandes cambios que experimentó la vida animal y, en cierta medida, la flora, ocurrieron en el Pérmico y el Cretácico. Durante el Pérmico, la fauna paleozoica, y aún la que traspasó esta era, sufrió un colapso «súbito».

Muchos invertebrados marinos casi se extinguieron: los trilobites se extinguieron, y de los cefalópodos distribuidos antes del Pérmico en trece familias, solo llegaron al Mesozoico dos familias.

Los pelecípodos y gasterópodos progresaron lentamente, mientras que numerosos grupos de braquiópodos, como los productáceos, desaparecieron; los fusulínidos tampoco alcanzaron el fin de la era y le siguieron los corales aplanados y los tetracorales, numerosos grupos de crinoideos y de todos los blastoideos y cistoideos, así como gran número de briozoos.

La flora, mientras tanto, experimentaba cambios: los árboles escamosos sucumbieron y en su lugar comenzaron a proliferar las coníferas antiguas, las cicadoidales y otras plantas angiospermas. Sin embargo, la fauna marina del Pérmico fue más numerosa que la del Carbonífero Superior; un ejemplo de esto se muestra

en la isla de Timor, donde se han detectado hasta 600 especies de invertebrados marinos del Pérmico, y en Texas, donde se han reportado más de 500 especies. El Pérmico, al parecer, fue una época de rápida evolución, donde la fauna y la flora se especializaron aún más y donde ocurrieron cambios constantes y progresistas que condujeron a la eliminación de la fauna y la flora paleozoica. Quizás la extensión continua de los desiertos en el hemisferio norte y las glaciaciones extensas en el sur fueron las causas fundamentales de estas variaciones. Algo similar al Pérmico ocurrió en el Cretácico, donde los reptiles y la mayor parte de los mamíferos primitivos sufrieron una reducción considerable; los dinosaurios, pterosaurios, etcétera, se extinguieron, al igual que las rudistas, los ammonites y otros. En la flora aparecieron las primeras gimnospermas, las cuales revolucionaron el mundo vegetal y dominan los bosques modernos. Es obvio que los límites de las eras propuestas por Phillips son correctos, ya que están colocados en los tiempos de cambios cualitativos y cuantitativos trascendentales tanto en el mundo animal como en el vegetal, mas algunos geólogos preconizaron considerar los límites de las eras en discordancias estructurales regionales, siendo rechazados estos argumentos porque las investigaciones tectónicas realizadas en los últimos tiempos han demostrado que tales orogenias universales y simultáneas no han ocurrido.

## PERÍODOS Y SISTEMAS

Los períodos y los sistemas son las unidades geocronológicas y cronoestratigráficas básicas (artículo 29). Estas son reconocidas por casi todos los países del mundo, salvo ligeras modificaciones y discusiones en cuanto a sus límites.

En la tabla 6.7 se presentan los sistemas y períodos usados por diferentes países desarrollados.

En torno a los períodos y sistemas han existido algunas controversias. Por ejemplo, los norteamericanos no reconocen el Carbonífero como un sistema; sin embargo, el CANE propuso, en el 3er. Congreso de Estratigrafía y Geología Carbonífera de Heerlen (1951), reconocer el Sistema Carbonífero a cambio de que fueran incluidos el Pensilvanico y el Misisípico como dos subsistemas, lo cual fue aceptado, pero el 19no. Congreso Geológico del Argel (1952) rechazó esta recomendación.

Algunos geólogos no reconocen el Pérmico como un sistema, incluyéndolo en el Carbonífero como Permo-Carbonífero o compartiéndolo entre el Carbonífero y el Triásico.

## ÉPOCAS Y SERIES

La división de los sistemas y períodos en épocas y series es muy variable. Algunos sistemas, como el Jurásico, se dividen en tres series, reconocidas en todo el mundo; otros, se dividen en dos o cuatro series; en otros, el número de series varía en dependencia de la provincia geológica de que se trate. Por ejemplo, el Cretácico se divide en dos series en Cuba, EE.UU. y el norte de Europa, y en tres series en los adjetivos Inferior, Media y Superior, Temprana, Media y Tardía. Por ejemplo:

Época Devónica Tardía-Serie Devónica Superior

Época Devónica Media-Serie Devónica Media

Época Devónica Temprana-Serie Devónica Inferior

Tabla 6.7  
ESCALA GEOCRONOLÓGICA Y CRONOESTRATIGRÁFICA

Era Eratemá	Sistema Periodo	EE.UU.	Gran Bretaña
Cenozoica	Cuaternario		
	Terciario	Neógeno Paleógeno	
Mesozoica	Cretácico		
	Jurásico		
	Triásico		
Paleozoica	Pérmico		
	Carbonífero	Pennsilvánico Misisípico	
	Devónico		Old Red Sandstone
	Silúrico		
	Ordovícico	Silúrico (Gotlandiano)	
	Cámbrico		

Sin embargo, el significado de la denominación Inferior, Media o Superior puede ser diferente en distintos países. En Europa, el Pérmico generalmente se divide en dos series, pero en América se reconocen cuatro series, y la serie del Pérmico Inferior solo incluye al Wolfcampiano. Por otra parte, ¿cómo se podrían dividir las series del Pérmico en Inferior, Medio y Superior en Norteamérica, si existen cuatro series? ¿Acaso el Pérmico Medio incluye solo al Leonardiano, o solo al Guadalupano, o a ambas series? Existen otras divergencias, por ejemplo, el Paleoceno y el Eoceno no son separados en Gran Bretaña y Francia; esto implica que el estudioso de la estratigrafía, al leer un artículo de la especialidad, debe informarse de las peculiaridades de la escala usada por el autor y la correlación con la escala conocida.

#### EDADES Y PISOS

A. D. D'Orbigny propuso el concepto *piso* en 1840 y 1850. La subdivisión en pisos se hace sobre la base de zonas faunísticas. Los pisos son variables en dependencia de las provincias geológicas y de las correlaciones intercontinentales que se efectúen. De esta forma, los pisos del Paleógeno cubano no tienen por qué coincidir con los europeos, dependiendo esto de la correlación que se haga entre las zonas presentes en Cuba y Europa.

## Historia del establecimiento de los sistemas y series

El estudio de las secuencias de estratos que condujo al establecimiento de los diferentes Sistemas fue largo y dificultoso, se extendió a través de 100 años, en los cuales se fue diversificando la escala geocronológica y variando los límites de los sistemas. La mayor parte de los nombres de los sistemas que actualmente se conocen fueron implantados entre 1822 y 1854. A continuación veremos algunos ejemplos.

#### Terciario (1759)

Este nombre fue introducido por G. Arduino en su clasificación de las montañas, y aún es frecuente en la literatura geológica.

#### Jurásico (1795)

Fue propuesto por A. Von Humboldt para los estratos que afloran en las montañas Jura de la frontera franco-suiza. En la proposición original, el Jurásico solo abarca parte del Jurásico actual.

#### Cretácico (1822)

Fue propuesto formalmente por el geólogo belga O. d'Halley para incluir todas las rocas que se encuentran entre el Jurásico y el Cenozoico. El nombre del sistema proviene de la creta, que es una roca abundante en el Cretácico de la Cuenca de París.

#### Carbonífero (1822)

El nombre del sistema fue propuesto por W. D. Conybeare y J. Phillips, y abarcaba la *Coal Measures*, la *Millstone Grit*, la *Mountain Limestone* y la *Old Red Sandstone* (actualmente del Devónico).

#### Cuaternario (1829)

J. Desnoyers denominó como Cuaternario a los sedimentos Postterciarios o modernos donde aparecen fósiles de especies que actualmente viven en diversas latitudes.

#### Eoceno, Mioceno, Plioceno (1833)

Ch. Lyell, al estudiar las características paleontológicas del Terciario, propuso una clasificación basada en la proporción de invertebrados con conchas (fósiles) que aún tienen representantes vivos en el Reciente. Con posterioridad, al esquema original de Lyell se añadieron el Plioceno y el Pleistoceno.

#### Reciente (1833)

Fue propuesto por Ch. Lyell para designar los depósitos acumulados desde la aparición del hombre, considerándose actualmente como partes del Sistema Cuaternario.

#### Triásico (1834)

En Alemania, este sistema se clasifica en Keuper o Rético, Muschelkalk y Bunsanstein, o sea, en tres series. Esto sugirió a F. A. Von Alberti denominar este sistema como Triásico.

#### Cámbrico y Silúrico (1835)

Fueron estudiados y propuestos por A. Sedwick y R. I. Murchison. El nombre de estos sistemas es de origen celta: el Cámbrico de Cambria (Gales), y Silúrico de la tribu silures, que habitaba en Gales.

El Sistema Cámbrico de Sedwick incluyó capas no fosilíferas en su parte inferior que parcialmente son del Precámbrico.

R. Murchison propuso el Sistema Silúrico, en el cual incluyó parte de las capas fosilíferas asignadas por Sedwick al Cámbrico Superior. En 1831, junto con Sedwick, Murchison estudió las llamadas Series Primitivas, las cuales yacen por debajo de la *Old Red Sandstone* en Gales. Murchison siguió las secuencias por debajo de la *Old Red Sandstone* hacia el oeste, encontrando rocas más antiguas y muy deformadas, principalmente calizas y lutitas fosilíferas. En 1835, Murchison, después de haber estudiado miles de metros de espesor de esta secuencia, las definió como un sistema, al que denominó Silúrico.

Sedwick estudió una potente secuencia de rocas muy diastrofizadas al noroeste de Gales (fig. 6.4), a la que denominó Sistema Cámbrico. En 1835, Murchison y Sedwick supieron que el Cámbrico quedaba por debajo del Silúrico. Al progresar los estudios geológicos, se llegó a la conclusión de que la mitad inferior del Silúrico debía incluirse en el Cámbrico. Sedwick demostró fehacientemente que entre las rocas del Cámbrico y del Silúrico existían las de otros periodos pero Murchison se opuso obstinadamente a estas conclusiones.

En 1879, el profesor Ch. Lapworth, de Birmingham, propuso que a la porción del Silúrico Inferior sometida a litigio se le considerara como otro sistema, al que llamó Ordovícico, lo que ha sido aceptado hasta nuestros días.

*Devónico (1839).*

En 1836, Murchison y Sedwick estudiaron la geología de las provincias del suroeste de Gran Bretaña: Devonshire y Cornwall. En estas regiones afloraban grauwacas grises, muy deformadas y en parte metamorfizadas.

Algunos geólogos consideraban estas rocas como carboníferas. La parte superior era la única que contenía restos de plantas, pero la inferior era estéril y estaba

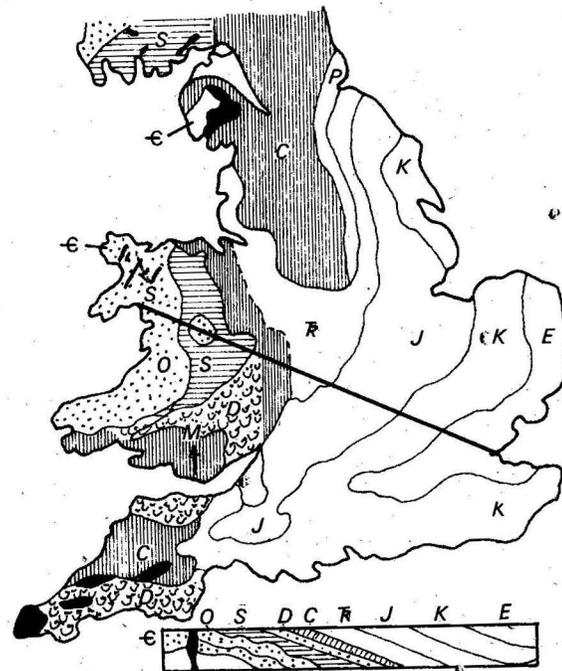


Fig. 6.4 Mapa geológico de Gran Bretaña y Gales, con una sección transversal desde Londres al NO de Gales. Las flechas indican los puntos de partida de Murchison (M) y de Sedwick (S), en las áreas de rocas cámbricas y silúricas; las áreas negras indican afloramientos de cuerpos intrusivos.

intensamente deformada, por lo que Murchison y Sedwick la asignaron al Cámbrico. Sin embargo, en la parte inferior (el supuesto Cámbrico) se encontraron corales, a los cuales el paleontólogo Lonsdale asignó una edad intermedia entre el Silúrico y el Carbonífero y sugirió que estas rocas eran correlacionables con la *Old Red Sandstone*. Sin embargo, en Nueva York y el valle del Rhin afloran capas devónicas no deformadas y fosilíferas que han sido tomadas como secciones típicas del sistema y dichas zonas como localidades tipo.

*Pérmico (1841).*

Murchison fue invitado a visitar Rusia por el Zar Nicolás I; su fama se extendió por Europa gracias a su obra *Siluria*, lo que propició la invitación y apoyo del Zar y de eminentes sabios tales como el conde H. Keyserling y el francés De Verneuil, que pudieron participar en las expediciones que Murchison realizara en Rusia.

En Inglaterra y Gales, las rocas del Carbonífero (*Coal Measures*) están cubiertas por areniscas y lutitas rojas sin fósiles. En Perm (URSS) las rocas del Carbonífero están cubiertas por rocas fosilíferas, de facies marinas y continentales. Posteriormente investigaciones han demostrado que los lechos rojos poscarboníferos de Gran Bretaña y Alemania son correlacionables con las secuencias pérmicas de Perm. En Norteamérica, la localidad tipo del Pérmico se localiza en el occidente de Texas y en el Oriente de Nuevo México.

*Paleoceno (1874)*

El Paleoceno fue propuesto por W. P. Schimper y comprende el Terciario Temprano. La propuesta se basó en estudio paleobotánicos.

*Oligoceno (1854)*

El Oligoceno sustituyó a lo que algunos geólogos denominaban Eoceno Superior y, otros, Mioceno Inferior, y fue propuesto por H. E. Beyrich.

*Pleistoceno (1839)*

Este nombre significa *el más nuevo* y fue introducido por Ch. Lyell para el Terciario Tardío, que él denominó como el Plioceno más joven. En 1864, Forbes aplicó el nombre de Pleistoceno a los depósitos glaciares; con este cambio de denominación Lyell estuvo de acuerdo. El Pleistoceno ha sido considerado, generalmente, como una serie del Cuaternario. En los últimos tiempos existe la tendencia a incluir el Reciente en el Pleistoceno.

*Holoceno (1885)*

Fue establecido por un comité del Congreso Geológico Internacional para designar los sedimentos postpleistocénicos. Muchos geólogos lo consideran como una subdivisión del Cuaternario. Este nombre es más usado en Europa que en América, donde es más difundido el llamado Reciente.

#### UNIDADES GEOCRONOLÓGICAS Y CRONOESTRATIGRÁFICAS DEL PRECÁMBRICO

Las rocas del Precámbrico generalmente se encuentran metamorfizadas, y, en general, son estériles o contienen escasísimos fósiles. Es por esto que las subdivisiones del Precámbrico se basan en criterios físicos, de correlación y en los datos de las edades absolutas; por esta razón las subdivisiones del Precámbrico son locales, no existiendo un sistema de unidades aceptado por todos los geólogos, no solamente al nivel del planeta, sino incluso en las distintas regiones donde afloran estas rocas. Algunos geólogos han propuesto «eras» y «sistemas», como la Prote-

rozoica, la Huroniana, etcétera, pero su fundamento está poco argumentado, por lo que otros prefieren establecer provincias de rocas precámbricas como unidades, basándose en las edades de «consolidación» de estas secuencias rocosas.

## 6.5 Unidades bioestratigráficas

Las unidades bioestratigráficas se definen como una sucesión de estratos o un estrato que se caracteriza por su contenido fosilífero, el cual es contemporáneo con proceso de acumulación de los sedimentos que dieron origen a los estratos.

En las rocas sedimentarias frecuentemente se encuentran fósiles de diversos tipos: de plantas y de animales, microscópicos y macroscópicos, marinos y continentales, etcétera, proporcionando valiosa y diversa información estratigráfica.

Los fósiles indican el medio de sedimentación y la edad de las rocas sedimentarias; así como son auxiliares básicos de la correlación cronoestratigráfica, lo que ha permitido colocar las rocas en sus posiciones estratigráficas correctas y, de esta manera, construir la columna geocronológica mundial.

Es obvio que para que las unidades bioestratigráficas reflejen objetivamente la edad y el paleoambiente, los fósiles tienen que ser contemporáneos con los sedimentos. Los fósiles pueden estar *in situ* o pueden haber sido transportados al lugar de sepultamiento y ser contemporáneos con los sedimentos. Sin embargo, en algunas ocasiones encontramos fósiles retransportados o exóticos al conjunto litológico que analizamos, los cuales provienen de la erosión de las rocas más antiguas; por ejemplo, en Imías, al suroriente de Guantánamo, en la Formación San Luis del Eoceno Superior, se encuentran con frecuencia fósiles del Eoceno medio e, incluso, del Cretácico; en otras circunstancias suelen encontrarse fósiles «colados», los cuales provienen de formaciones más jóvenes y que pueden inducir a equivocaciones.

Las unidades bioestratigráficas son indicadores ecológicos de la evolución de las especies, así como de las facies y los cambios faciales.

### Relación de las unidades litoestratigráficas y cronoestratigráficas con las bioestratigráficas

Las unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas son esencialmente diferentes. Sus límites pueden coincidir o cruzarse, pero en algunos casos, cuando existen estratos muy fosilíferos, ambas unidades pueden coincidir. Los cambios litofaciales pueden estar relacionados con cambios de ambiente; por lo que es natural que se relacionen con los cambios de unidades bioestratigráficas; también las discordancias suelen limitar la extensión de las biozonas.

Las unidades cronoestratigráficas están limitadas por planos isócronos determinados fundamentalmente por los fósiles; estos últimos sirven de nexos o uniones con las unidades bioestratigráficas, aunque la extensión de las biozonas no tiene por qué estar circunscrita a los planos isócronos limitantes de las unidades cronoestratigráficas.

### Diferentes tipos de unidades bioestratigráficas

Las unidades bioestratigráficas básicas son la *zona*, la *subzona* y la *zónula*.

La *zona* (artículo 20) es la unidad básica de la clasificación bioestratigráfica y se define como un estrato o un conjunto de estratos caracterizados por la presencia

de un taxón o varias *taxa*; las zonas de diversas *taxa* pueden coincidir o solaparse en grado variable

### LÍMITES DE LA ZONA BIOESTRATIGRÁFICA

Los límites verticales de cada zona casi siempre vienen dados por planos isócronos, aunque esto es de obligada correspondencia. La aparición (o desaparición) de un taxón en una región puede ser más temprana o más tardía con respecto a otra zona, lo cual depende de las modificaciones del ecosistema, producto de los cambios paleogeográficos y paleoambientales, que son evidencia de algunas transformaciones geológicas que experimenta la Tierra. La extensión vertical de una zona, en una secuencia sedimentaria, depende de varios factores, como son la velocidad de evolución y la velocidad de sedimentación; así, una biozona puede estar localizada en estratos con un espesor total de varios centímetros, e incluso en este pequeño espesor pueden existir varias biozonas, aunque una zona puede extenderse por miles de metros de espesor.

Existen diferentes tipos de zonas, de las cuales definiremos las principales.

#### Cenozona

La cenozona es una secuencia estratigráfica caracterizada y distinguible por la presencia de un grupo de fósiles, sin considerar la extensión estratigráfica de cada uno de ellos. Ejemplo de dos cenozonas *C* y *D* se muestran en la figura 6.5. En cuanto al nombre de la cenozona, este debe reflejar en total un conjunto fósil y no un taxón miembro de la Cenozona.

#### Acrozona

La acrozona se define como el conjunto de estratos que comprende la ocurrencia total, horizontal y vertical de un determinado taxón fósil. Por ejemplo: la Acrozona *Ostrea* se extiende del Cretácico Inferior al Reciente; sin embargo, la Cenozona *Ostrea-Dorocidaris-Syphelia* caracteriza el Turoniano de Europa central.

#### Zona de Amplitud Local

La zona de amplitud local representa la distribución vertical de un taxón o *taxa* en una zona y que corresponde, en un grado variable, a una porción de la amplitud total del taxón o de las *taxa*.

#### Zona de Amplitud Concurrente

La zona de amplitud concurrente es aquella donde coinciden dos o más *taxa* que le dan nombre a esta.

En la figura 6.6 se muestran varias zonas de concurrencia como la *Actinocamax plenus-Inoceranus labiatus*, que concurre en el Turoniano Inferior, o la zona *Marginotruncana Hofker-Clavibedbergella Banner* y *Blow*, que concurren entre la parte alta del Albiano hasta el Turoniano.

#### Oppel zona

Es la zona basada en varias *taxa* seleccionadas, con una zona de amplitud más o menos común, como se muestra en la figura 6.7.

A la oppel zona se le asigna el nombre del taxón principal; por ejemplo, si se toman como base varias zonas de tintinidos, pueden adoptarse como *Calpionellites darderi* si se estima que esta especie es la más representativa.

#### Zona de Intervalo

Se define como el intervalo localizado entre dos zonas de amplitud (fig. 6.8).

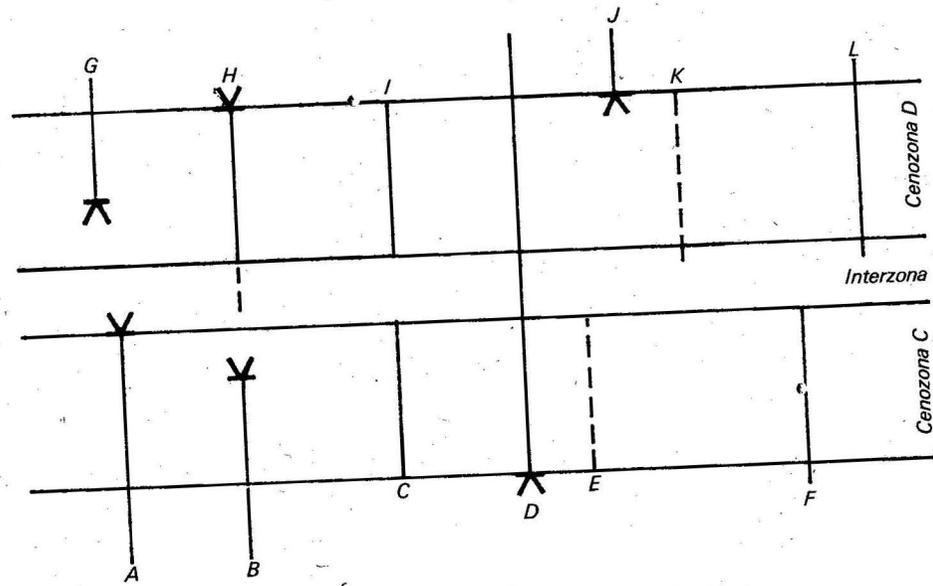


Fig. 6.5 Cenozonas C y D. Las rayas verticales indican los hémoros de diferentes taxa.

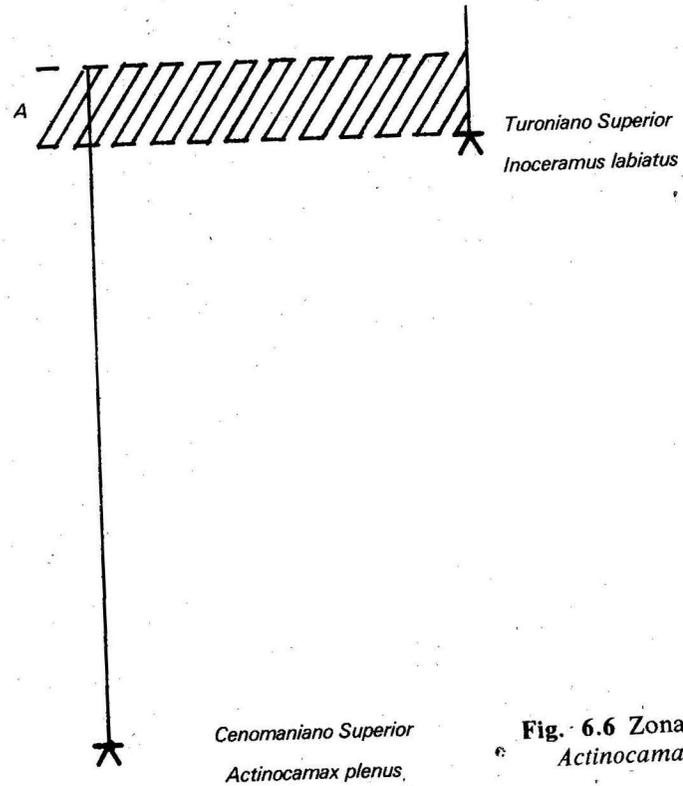


Fig. 6.6 Zona de concurrencia de Actinocamax-Inoceramus.

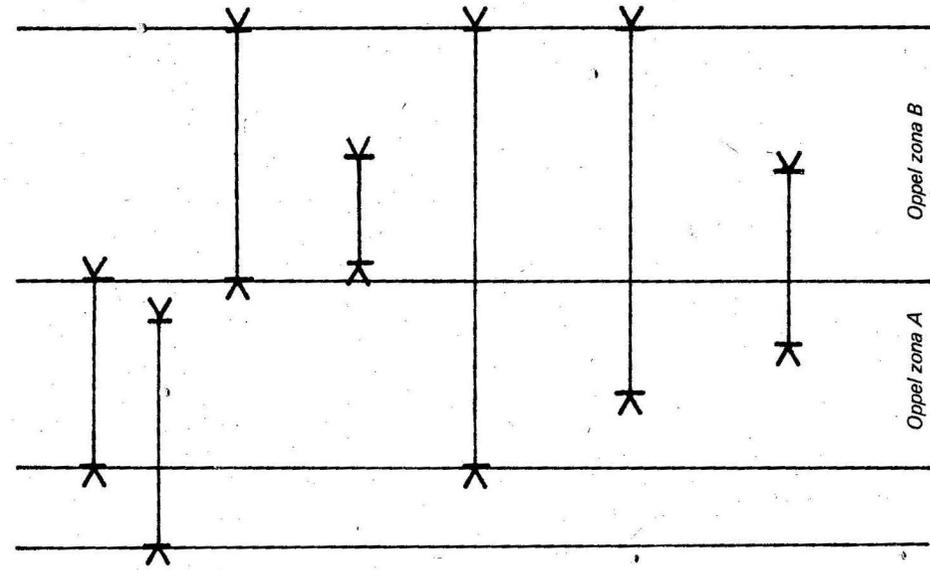


Fig. 6.7 Oppel zona.

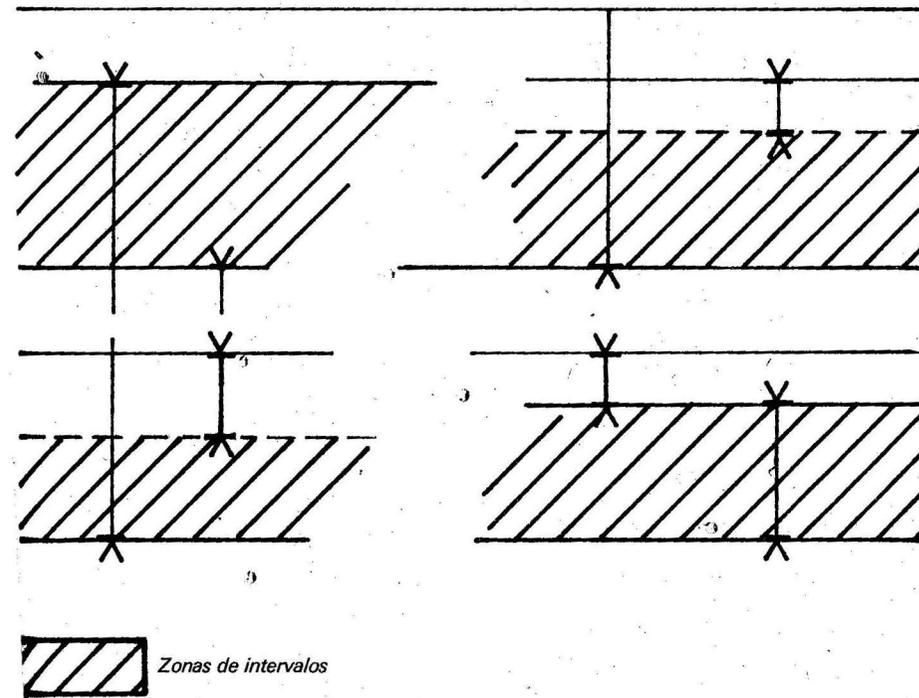


Fig. 6.8 Representación de las zonas de intervalos.

### Acmé

Es un conjunto de estratos caracterizados por la abundancia excepcional de un taxón fósil.

### Filozona

La filozona es el conjunto de estratos que contienen todos los representantes de una línea filogenética.

### SUBZONA

La subzona es una unidad de rango inferior a una zona. Por ejemplo, dentro de la Zona de *Globorotalia*, puede considerarse como una subzona la distribución de *Globorotalia compressa*.

### ZÓNULA

Es la unidad más pequeña de una zona. Las zónulas no tienen que ser contiguas, y se distinguen como un componente menor de una zona.

## 6.6 Correlación estratigráfica. Definición

El concepto *correlación estratigráfica* no es universal, estando sujeto a controversia; por ejemplo, Dunbar y Rodgers (1958) limita la correlación estratigráfica a la demostración de las unidades cronoestratigráficas. Desde este punto de vista no sería posible correlacionar las unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas, sin prescindir de la obligada equivalencia de los planos temporales; estimamos más acertada y útil la definición dada por Krumbein y Sloss (1963), que comparte también M. Weller (1960), los cuales definen la correlación estratigráfica como la demostración de la equivalencia y de las relaciones mutuas de las unidades estratigráficas. De esta manera, el principio de correlación es más general, pues admite la demostración de la equivalencia litológica, temporal o bioestratigráfica.

### Correlación de las unidades litoestratigráficas

Existen numerosos criterios y métodos que se usan en la correlación de las unidades litoestratigráficas, dependiendo su uso de los datos disponibles y del número de puntos de control (columnas litológicas, columnas litoestratigráficas, etcétera) que se posean para realizarlas.

En las regiones de condiciones geológicas sencillas, basta la ejecución de la correlación según algunos perfiles paralelos (fig. 6.9), pero en las zonas complejas se precisa usar una gran variedad de criterios y polígonos cerrados de correlación (fig. 6.10) que permiten conocer estas variaciones. Para realizar la correlación litoestratigráfica en polígonos cerrados, se procede a comparar cada punto de control con el punto vecino como se muestra en la figura 6.10. Si determinamos la presencia de dos unidades *M* y *N* y definimos sus límites, al ir trazando estos por los pozos 1, 2, 3, 4, 5 y 6, realizaremos la correlación y podremos obtener una visión tridimensional de estas unidades.

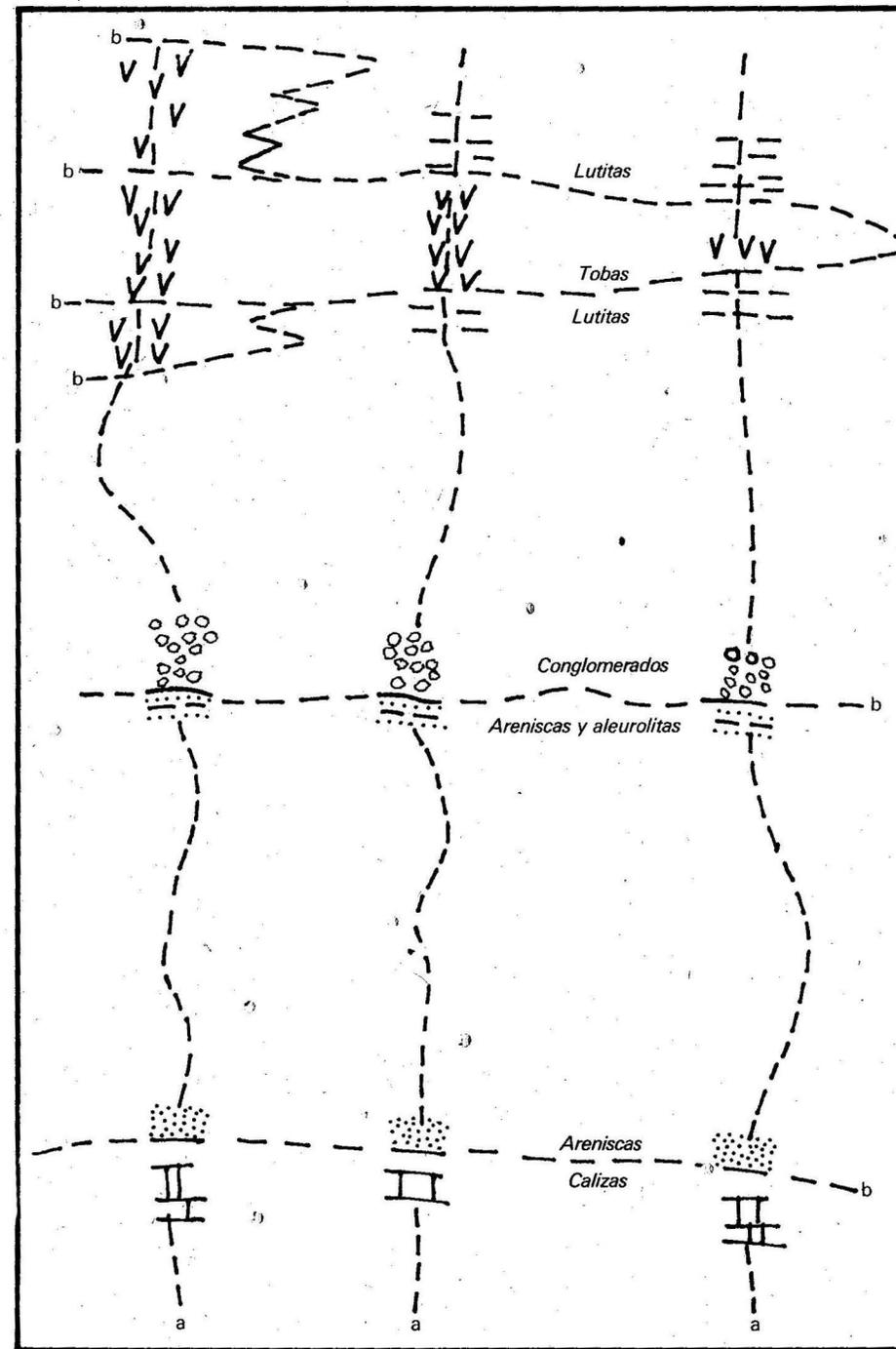


Fig. 6.9 Esquema que muestra el método de correlación según perfiles paralelos (en planta): a) perfiles y litologías; b) correlación (líneas).

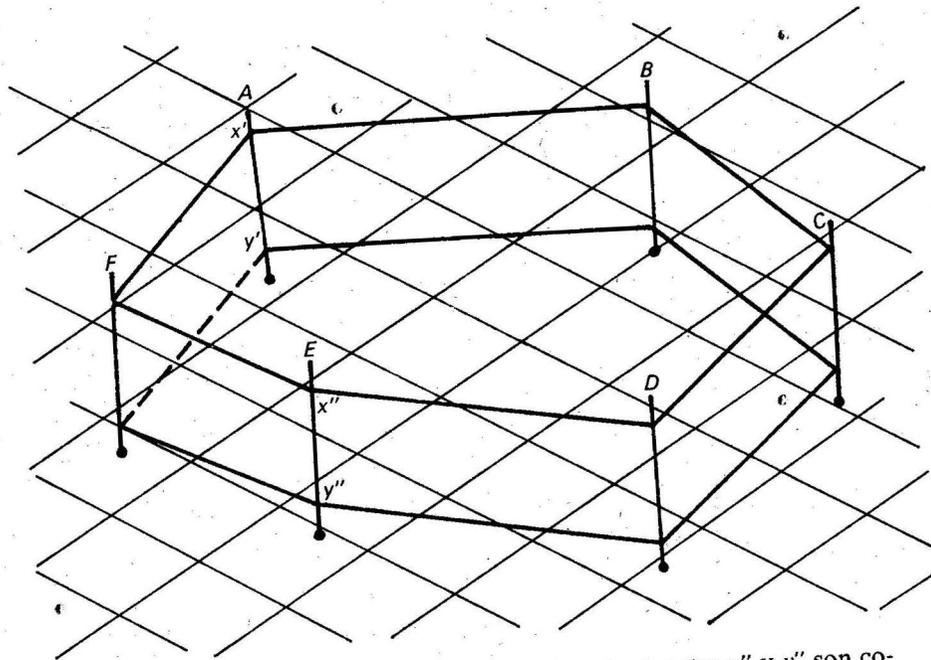


Fig. 6.10 Polígono cerrado de correlación. Los horizontes  $x''$  y  $y''$  son correlacionables con  $x'$  y  $y'$  desde A a E por medio de los recorridos (A-B-C-D-E) y (A-F-E).

### CRITERIOS DE CORRELACIÓN

Para demostrar la equivalencia entre las unidades litoestratigráficas se emplea una serie de criterios de manera simultánea, los cuales se fundamentan en principios geológicos básicos y en propiedades físicas y petrográficas de las secuencias rocosas.

A continuación pasaremos a analizar los criterios de correlación litoestratigráfica.

#### Continuidad lateral de los estratos

El método de correlación basado en la continuidad lateral de los estratos es ampliamente usado. Las unidades litoestratigráficas se siguen y se trazan sus límites de afloramiento en afloramiento y de pozo en pozo. El mapeo geológico de unidades litológicas se basa en este principio de correlación, lo cual se muestra en la figura 6.11, así como la planificación de los perfiles de las marchas de exploración.

La aplicación de este criterio de correlación tropieza, sin embargo, con algunas dificultades como son las siguientes:

1. Muchas unidades de rocas son idénticas a otras unidades equivalentes.
2. En muchas unidades, los afloramientos son muy escasos y existen, entre estos, bosques y selvas o potentes depósitos cuaternarios.
3. Algunas unidades litoestratigráficas se caracterizan por sus bruscos cambios faciales laterales, así como por tener un grado de deformación tectónica considerable.

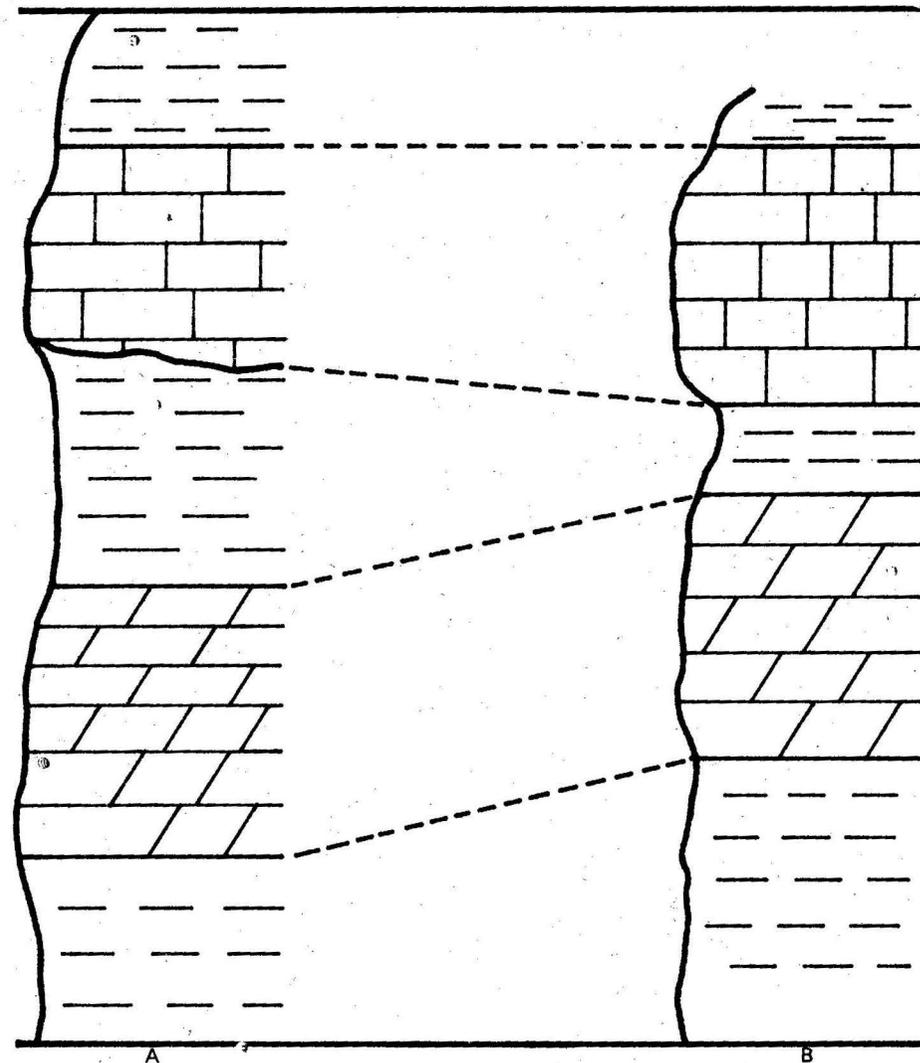


Fig. 6.11 Esquema donde se muestra el uso del criterio de continuidad lateral de las capas en las correlaciones litoestratigráficas.

Es obvio, entonces, que las zonas complejas requieren de una densificación de los puntos de control-descripción de afloramientos, laboreos mineros, perforaciones, etcétera, y del uso de múltiples criterios que permitan obtener un error mínimo permisible en la correlación.

#### Identidad litológica

El criterio de identidad litológica ha sido y es muy empleado por los geólogos para la correlación entre los distintos puntos de control, aplicándose simultáneamente con el criterio de continuidad lateral de las capas y otros criterios. Para demostrar la identidad litológica de las unidades litoestratigráficas, nos basamos en

sus rasgos físicos: el color, la estratificación, la composición mineralógica, los fósiles presentes (como elementos formadores de la roca), el tipo de intemperismo, etcétera.

Así, por ejemplo, la Formación La Picota, en la parte oriental de Cuba, se caracteriza generalmente por el color rojo de sus rocas que en su mayoría, son conglomerados-brechas masivos y, a veces, interestratificados con areniscas de diversos tipos. La presencia de bloques de diabasa y serpentinita es característica en esta formación, lo cual sirve de base para su identificación y correlación.

Este criterio sirve para realizar la correlación incluso entre áreas alejadas unas de otras, entre las cuales no aflora la unidad que se debe correlacionar; no obstante, en este caso es necesario comprobar la posición estratigráfica de la unidad que se debe correlacionar, ya sea por métodos estratigráficos o por paleontológicos.

#### Posición estratigráfica

La posición estratigráfica de una unidad litoestratigráfica viene dada por el lugar que esta ocupa en la columna estratigráfica, y que se determina por medio del análisis estratigráfico y estructural de las secuencias rocosas.

El principio de superposición de los estratos es una herramienta básica para determinar la posición estratigráfica de las diferentes unidades; combinándose con el criterio de continuidad lateral, este principio permite definir, además, los cambios faciales producidos en la zona estudiada.

Al establecer la sucesión estratigráfica de las diferentes unidades litoestratigráficas en una zona, esta puede servir de base para una correlación regional.

La posición estratigráfica de las diferentes unidades se establece también mediante los análisis paleontológicos que permiten obtener datos acerca de ellas, así como mediante el análisis estructural. En la figura 6.12 se muestra una localidad de geología sencilla, con yacencia monoclinall, en la que afloran secuencias de calizas y lutitas muy parecidas, pero que ocupan posiciones estratigráficas diferentes. Es evidente que en las unidades A, B, y C las situaciones geológicas son diferentes, a pesar de que algunas litologías son idénticas. Al analizar el mapa geológico de la figura 6.12, podemos llegar a la conclusión de que, en realidad, existen tres unidades diferentes, compuestas por calizas: A, B, y C.

Para precisar las posiciones estratigráficas en la correlación, podemos auxiliarnos de las discordancias y de los horizontes guía. Un *horizonte* o *capa guía* es aquel que tiene una posición estratigráfica fija, bien probada, que es fácilmente reconocible en el campo y que se puede observar en toda o en casi toda la región.

Los horizontes guía pueden ser de dos tipos: los que tienen la misma edad en toda su extensión, y los que tienen la misma posición estratigráfica, pero no la misma edad en toda su extensión.

**Horizontes guía de la misma edad.** En primer lugar, estos horizontes guía están representados por los horizontes que contienen fósiles índice. También se consideran como horizontes guía de igual edad aquellos que se formaron en un tiempo relativamente corto, por ejemplo, las capas de bentonitas o turbiditas tabáceas intercaladas en estratos de rocas no volcánicas o los extensos mantos de lavas intercalados en las secuencias volcánicas.

**Horizontes guía posición litoestratigráfica constante.** A este tipo de horizonte pertenecen, por ejemplo, las intercalaciones de lutitas o de areniscas en una secuencia

calcárea (fig. 6.13), las cuales pueden revelar un período de erosión activa de la zona emergida; por el contrario, las rocas y las extensas intercalaciones de calizas entre areniscas y lutitas pueden relacionarse con etapas de tranquilidad tectónica y poca erosión en el continente o zona emergida.

Las calizas que constituyen la Formación Charco Redondo ( $P_2^2$ ) en El Ramón de Las Yaguas, en la parte oriental de Cuba, son un ejemplo evidente de este tipo de horizonte guía; estas calizas se encuentran como una intercalación «intermedia» entre la Formación El Cobre (terrigeno-volcánica) y la Formación San Luis (terrigena), y representan un período de «calma» tectónica en el desarrollo geológico de

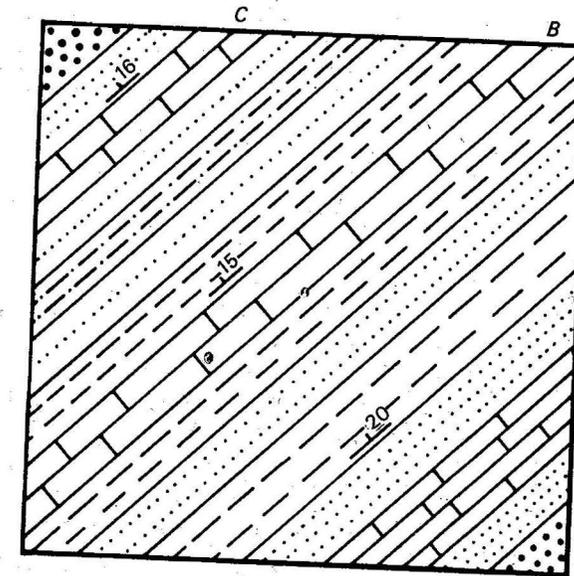


Fig. 6.12 Mapa geológico de una zona con yacencia monoclinall donde se muestran calizas muy parecidas, pero que yacen en diferentes posiciones estratigráficas.

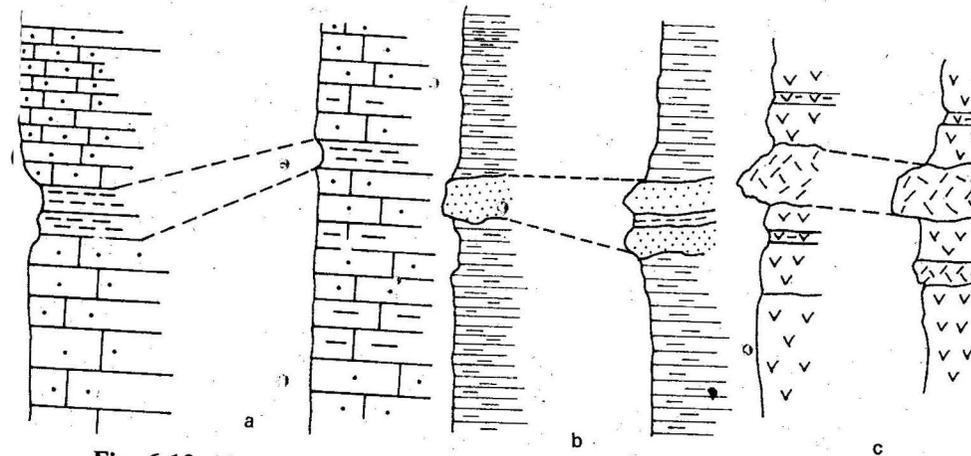
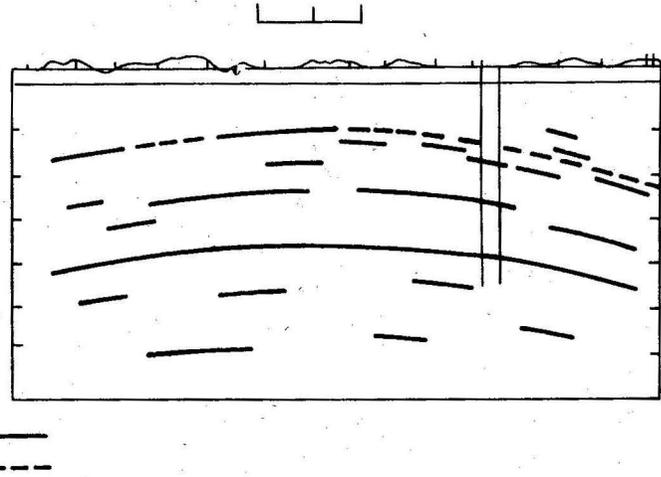


Fig. 6.13 Algunos tipos de horizontes guía: a) intercalación de lutitas en una secuencia calcárea; b) intercalación de areniscas en una secuencia arcillosa; c) manto de lava intercalado en una secuencia tobacea.



**Fig. 6.14** Unidades paraestratigráficas definidas por horizontes sísmicos reflectores.

la zona. Otros ejemplo de horizontes guía son las intercalaciones de conglomerados (en capas extensas) con secuencias terrígenas finas, de brechas entre sedimentos no brechosos, las capas de carbón intercaladas, etcétera.

*Correlación sobre la base de los registros geofísicos de los pozos y de los datos de otros métodos geofísicos*

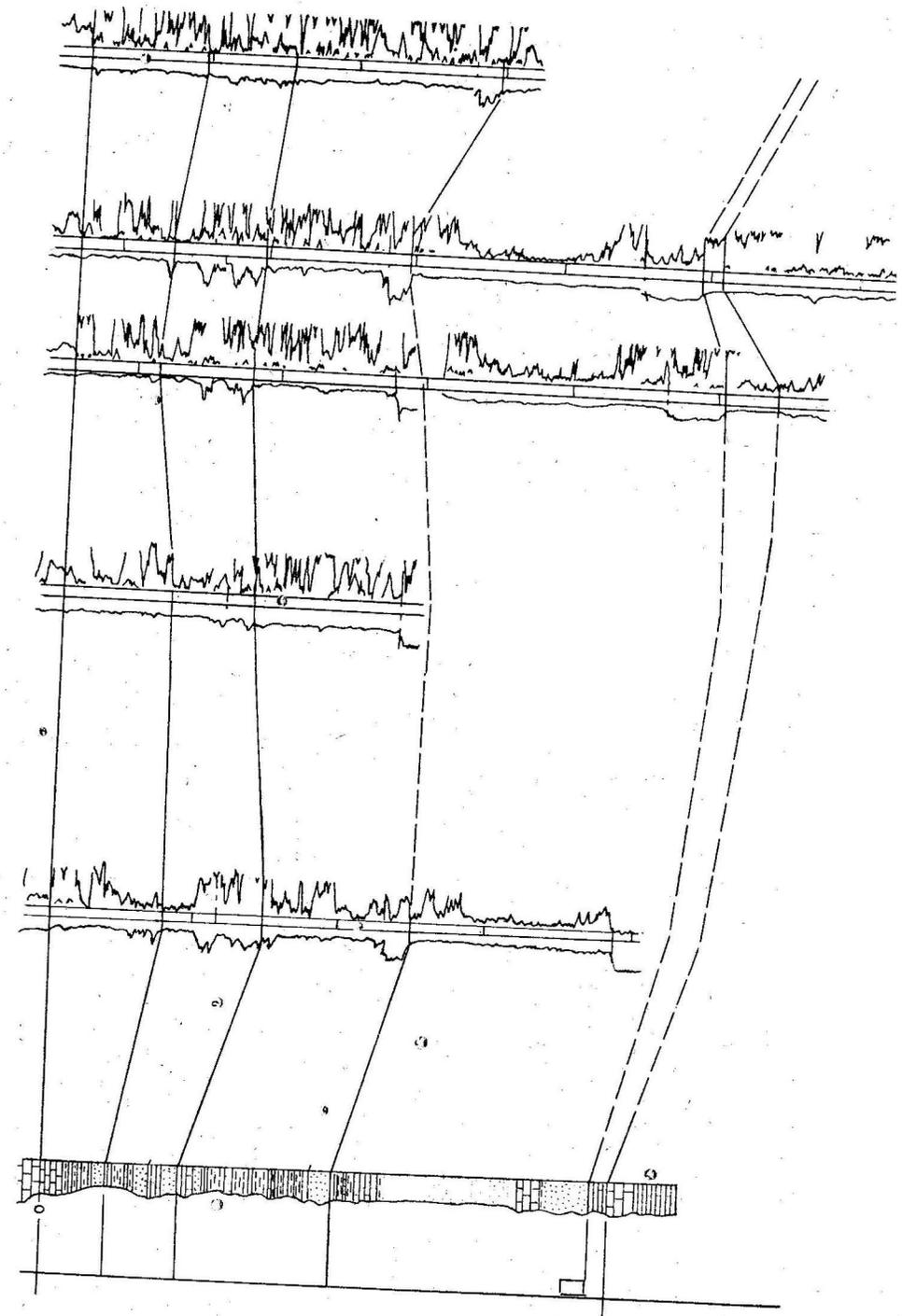
Los métodos geofísicos de superficie (gravimétricos, magnetométricos y sísmicos), al igual que los métodos geofísicos de pozo (carrotajes) y, especialmente, los eléctricos, han sido ampliamente utilizados en la correlación.

Los métodos sísmicos, además de mostrar la estructura de una zona, localizan los horizontes reflectores extensos que pueden ser usados de la correlación (fig. 6.14).

Los registros de carrotaje más usados en la correlación son los métodos eléctricos que miden la resistividad ( $\rho$ ), y el potencial espontáneo ( $SP$ ) de las rocas de las paredes de los pozos; comparando los diferentes registros y analizándolos se puede realizar la correlación y determinar aproximadamente la composición de las columnas litológicas de los pozos, tal como se muestra en la figura 6.15.

#### OTROS CRITERIOS DE CORRELACIÓN

El grado de deformación tectónica de las unidades litoestratigráficas y el grado de metamorfismo, pueden servir de índice de correlación. En el primer caso, por ejemplo, las rocas de diferentes pisos estructurales tienen diferentes grados de deformación tectónica, lo cual puede servir para diferenciarlas en una localidad. Sin embargo, este criterio es poco válido en regiones muy alejadas entre sí, donde la evolución geológica pudo ser distinta y se presentan las secuencias deformadas con igual intensidad en pisos estructurales diferentes o con distinto grado de deformación en el mismo piso estructural; lo mismo es aplicable a las rocas del metamorfismo regional, el cual puede variar lateralmente y en profundidad.



**Fig. 6.15** Correlación de las unidades litológicas sobre la base de los registros de potencial espontáneo ( $SP$ ) y resistividad ( $\rho$ ) registrados en los carrotajes de los pozos (según Wamack, 1956).

Al correlacionar las rocas metamórficas hay que tener en cuenta, sin embargo, que en una misma secuencia heterogénea no todas las rocas se metamorfizan con la misma intensidad, y que frecuentemente las rocas metamórficas presentan complicadas estructuras que, si no son estudiadas y tomadas en cuenta, pueden llevarnos a correlacionar secciones repetidas varias veces por efecto del plegamiento, suponiéndolas intercalaciones.

### Correlación de las unidades bioestratigráficas

Las cenozonas son unidades que pueden ser correlacionadas de la misma manera en que lo son las diferentes unidades litoestratigráficas. Ante todo, para realizar la correlación bioestratigráfica, es necesario hacer una colecta detallada de todos los fósiles de una sección estratigráfica y su posterior clasificación.

En la correlación bioestratigráfica se utilizan diversos criterios, por ejemplo, las zonas de fósiles guía; la asociación de varios fósiles guía puede caracterizar una zona, la cual, en una sección, puede repetirse alternadamente  $n$  veces y tener una distribución lateral determinada. Un ejemplo evidente se puede encontrar en el distrito de Acosta, estado Falcón, en Venezuela (fig. 6.16).

#### Posición de la secuencia bioestratigráfica

La columna bioestratigráfica puede ser construida cuando se conoce la posición relativa de las diferentes unidades bioestratigráficas. Esta secuencia se convierte entonces en una herramienta necesaria para la correlación. Para construir la columna bioestratigráfica es necesario confeccionar una carta de distribución, la cual recoge la amplitud local de cada taxón fósil significativo.

La columna bioestratigráfica local varía con la distancia, por lo que a otra localidad le corresponde una nueva columna bioestratigráfica.

Los cambios de las condiciones ambientales transcurren lentamente en grandes áreas, al igual que los cambios biológicos, por lo que las sucesiones biológicas (zonas) pueden ser usada en correlaciones relativamente restringidas.

#### Similitud paleontológica

Cuando no se posean fósiles índice, se utiliza la comparación de la fauna y la flora de la localidad con otros análogos bien conocidos.

Tales comparaciones sirven para determinar la edad relativa de una zona fosilífera o formación. El método usado en este caso es el llamado *de porcentaje de especies*, que se basa en el análisis del número de especies comunes en relación con las nuevas y su comparación con las zonas faunísticas y florísticas promedio, el mayor número de especies similares, o el mayor «porcentaje de similitud» que ha sido aceptado, en general, como indicador de un «cierre» similar en la edad.

Un ejemplo del procedimiento que se sigue para obtener los datos que se aplican en el método de similitud paleontológica se muestra en la tabla 6.8.

#### Etapas del proceso evolutivo como auxiliares de la correlación

Si se conocen con amplitud las series filogenéticas principales de las *phyla*, se puede llegar a una conclusión aproximada de la edad de una formación determinada o de un conjunto de formaciones. Por ejemplo, si en una región se encuentran restos de angiospermas, se considerará con seguridad que la formación (o formaciones) no es más vieja que el Cretácico. Si estos restos se asocian a huesos de dinosaurios, la edad cretácica sería bastante segura; pero si, además, en intercalaciones se encontraran ammonites de suturas muy complejas, esto reafirmaría aún más la edad supuesta. Si a los restos de angiospermas se asocian abundantes restos de mamíferos, entonces la edad debe ser poscretácica.

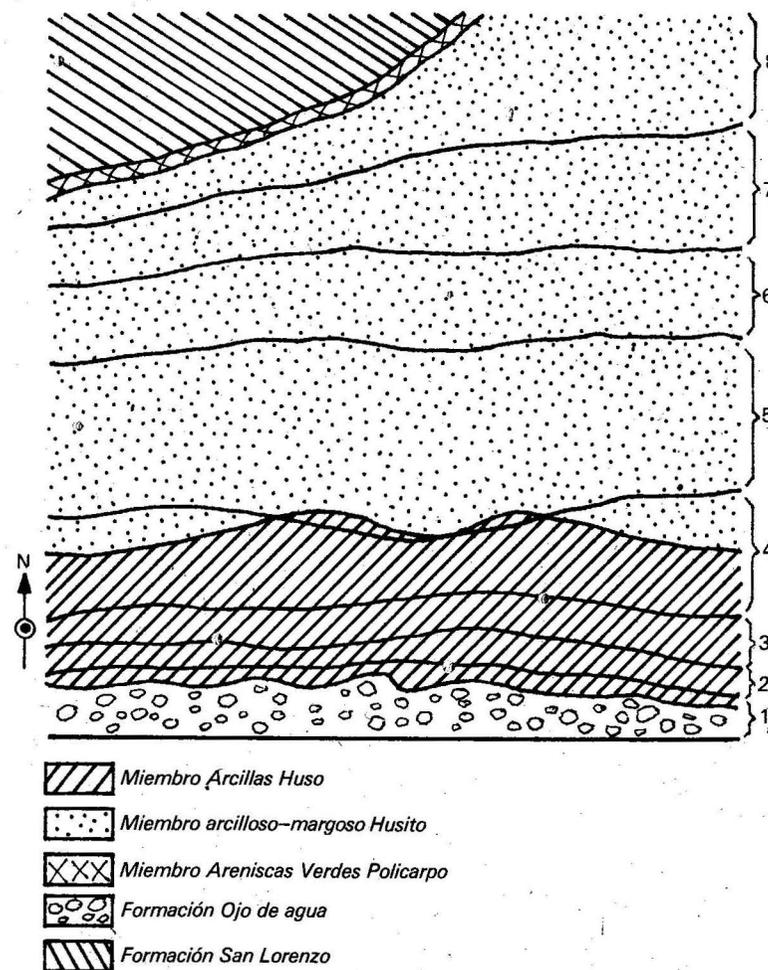


Fig. 6.16 Unidades bioestratigráficas de las formaciones de Acosta, estado Falcón, Venezuela. Note que los límites de las zonas de foraminíferos son generalmente paralelos a las unidades litoestratigráficas, excepto en la posición central del mapa, donde el límite inferior de la zona *Robulus senni* «transgrede» el límite entre dos miembros de la Formación Pozan (adaptado de Renz, 1948). Zonas; 1) *Elphidium poeyanum-Reussella spinulosa*; 2) *Textularia panamensis*; 3) *Vaginulopsis superbus-Trochammina cf. pacifica*; 4) *Robulus senni*; 5) *Marginulinopsis basispinosis*; 6) *Valvulineria herricki*; 7) *Globorotalia fohsi*; 8) *Siphogenerina fohsi*.

El conocimiento de la evolución de las especies, en general y en particular, es lo que permite realizar la correlación, porque los cambios de los seres vivos han ocurrido a través del tiempo de manera continua, afectando a todas las especies vivientes; de ahí la importancia de analizar los conjuntos fósiles.

Tabla 6.8  
**CÁLCULOS PARA DETERMINAR LA SIMILITUD FAUNÍSTICA O FLORÍSTICA  
 SEGÚN EL MÉTODO DE CORRELACIÓN DEL PORCENTAJE DE ESPECIES** (Tomada de J. M. Weller, 1960)

Fauna y flora primarias. Número de especies (B)	Fauna y flora nueva. Número de especies (A)	Fauna y flora estándar secundaria. Número de especies (B')
$B = 45$	$A = 18$	$B' = 64$
$C = 10$	$C' = 12$	
$\frac{C}{A} \cdot 100 = 55,5\%$	$\frac{C'}{A} = 66,7\%$	
$\frac{C}{B} \cdot 100 = 22,2\%$	$\frac{C'}{B} = 18,8\%$	
$100 \cdot \frac{C}{A+B-C} = 18,9\%$	$100 \cdot \frac{C}{A+B'-C'} = 17,1\%$	

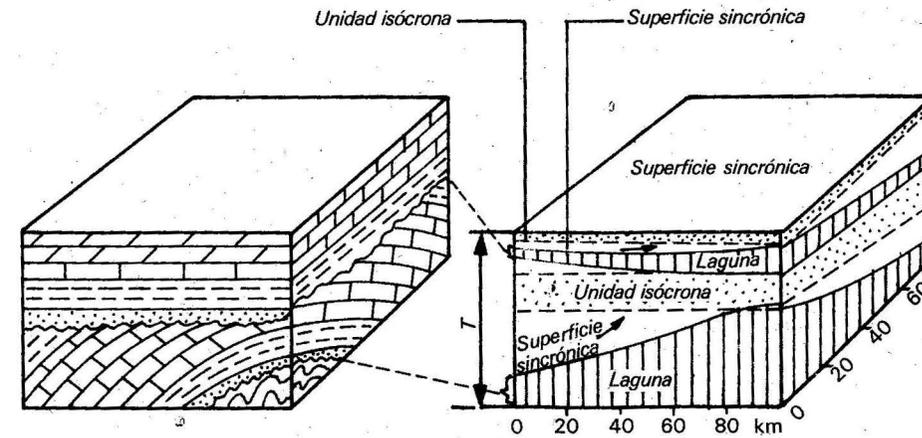


Fig. 6.17 Bloques-diagrama donde se muestran: a) dos secuencias discordantes entre sí y que, a su vez, yacen discordantemente sobre un basamento de rocas cristalinas; b) Iguales relaciones que en a, pero mostradas en un bloque-diagrama cuyas dimensiones son largo, ancho y tiempo. Las áreas rayadas verticalmente representan hiatus temporales, que indican períodos de erosión y que coinciden con las discordancias indicadas en a; los espacios en blanco entre los hiatus representan las áreas y el tiempo en que ocurrieron los procesos sedimentarios; los valores área-tiempo son divididos en unidades isócronas mediante superficies sincrónicas.

### 6.7 Correlación cronoestratigráfica

La correlación cronoestratigráfica se basa en la sincronización de los planos isócronos, localizados en las diferentes columnas estratigráficas. Si analizamos una columna cronoestratigráfica, tendríamos que en ella se presentan los volúmenes correspondientes a los distintos intervalos de tiempo, colocándose el tiempo (en la representación gráfica) en el eje vertical. La representación tridimensional de las unidades cronoestratigráficas, y su volumen determinado por tres ejes, fue denominado *espacio-temporal* por Weller (1958), aunque su vista lateral, muy usada, es realmente una representación *área-temporal* de la columna cronoestratigráfica.

La representación de las unidades cronoestratigráficas se hace según el patrón mostrado en la figura 6.17, donde de modo explícito no solo se indica el volumen de rocas formando en una unidad cronoestratigráfica dada, sino también el valor de los *hiatus* (término usado por Grabau, en 1906, y por Weller, en 1958).

La determinación de la edad de las rocas se puede realizar sobre la base de los principios de superposición, mediante el análisis paleontológico o por la recopilación de datos basada en métodos radiactivos.

### Criterios paleontológicos para la correlación cronoestratigráfica

El uso de los fósiles en la correlación cronoestratigráfica se basa en el hecho de que todas las formas vivientes han evolucionado con el transcurso del tiempo. Es evidente que los fósiles del Carbonífero son muy diferentes a los del Eoceno.

Ammonoideos scaphitoideos del Grupo Colorado

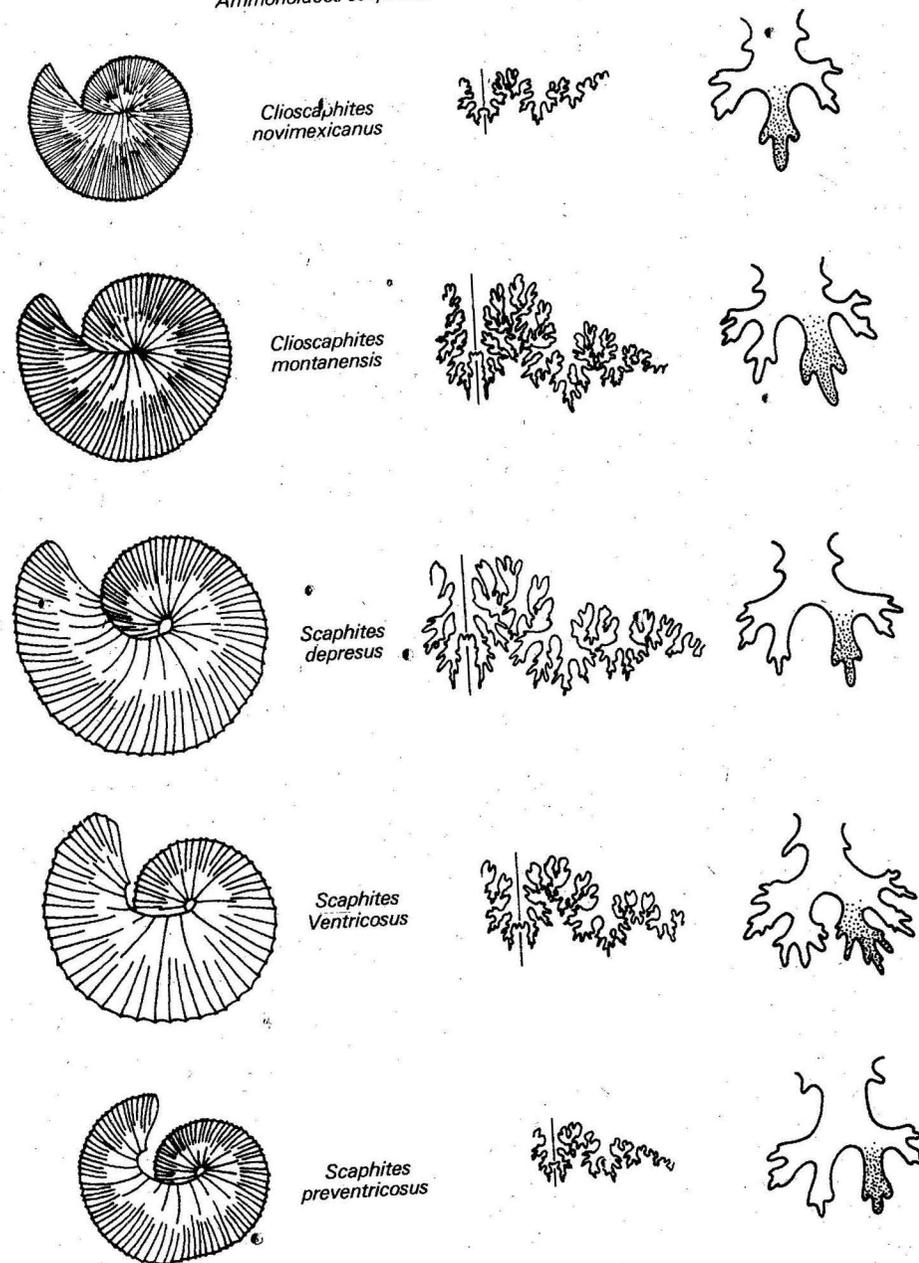


Fig. 6.18 Serie filogenética de ammonites cretácicas de la región interior occidental de EE.UU. Note la progresiva modificación del lóbulo lateral (alargado a la derecha), desde el *Scaphites preventricosus* (Turoniano) hasta el *Choscaphistes novimexicanus* (Coniaciano) (modificado de Cobban, 1951).

pero distinguir entre los fósiles del Eoceno y del Oligoceno es un problema más difícil. Este problema es aún mayor cuando se analizan las diferencias evolutivas de las faunas y floras entre series y pisos inmediatos; estas diferencias normalmente son muy sutiles y, por tanto requieren de un estudio minucioso para su diferenciación.

Las zonas de amplitud y los fósiles índice son de gran importancia para determinar los planos isócronos en las columnas estratigráficas.

Los organismos nectónicos y planctónicos, dada su amplia distribución y la estabilidad del medio donde habitan, se caracterizan por presentar cenozonas con límites sincrónicos. Por esto, los foraminíferos planctónicos, graptolitos, tintinidos, radiolarios y otros, tienen un gran valor cronoestratigráfico.

En la figura 6.18 se presenta la serie filogenética de ammonites del Cretácico de la región inferior en la parte occidental de EE.UU. En el intervalo de distribución de esta serie se observa la variación en el grado de enrollamiento, en la complicación de las suturas y en la forma de los lóbulos.

Estas series filogenéticas son válidas para determinada provincia geológica, correlacionándose con los equivalentes de otras provincias, y para determinados intervalos de tiempo definidos en la columna cronoestratigráfica. Es importante tener en cuenta que los rasgos de distribución de los distintos taxones pueden sufrir modificaciones. Por ejemplo, el foraminífero *Globigerinita* Bronniman, que se suponía Aquitaniano-Reciente, ha sido encontrado incluso en la parte alta del Eoceno medio, lo cual ha modificado sensiblemente su distribución temporal; el graptolito *Monograptus*, que se consideraba fósil índice del Silúrico, fue encontrado también en el Devónico inferior. Por esto es necesario, a la hora de compilar los datos paleontológicos, partir del análisis de varios fósiles índice.

La correlación cronoestratigráfica, en algunos casos, se realiza tomando como base, entre otras cosas, las discordancias regionales. En Cuba, por ejemplo, es clásica la discordancia regional del Sistema Paleógeno sobre el Cretácico; en otros países, como EE.UU., se encuentran numerosas discordancias regionales en el Cámbrico, Ordovícico, Devónico, etcétera. En ocasiones, además de las discordancias, los geólogos se basan en características litológicas generales y en la posición estratigráfica inferida por el método de superposición y por otras consideraciones geológicas para realizar las correlaciones de las rocas precámbricas, las cuales carecen casi siempre de fósiles, o la correlación de algunos «macizos» metamórficos. En Cuba, las rocas de los macizos metamórficos de la Isla de la Juventud y del Escambray han sido correlacionadas por algunos autores (C. M. Judoley, G. Furrázola, etcétera) con la secuencia jurásico-cretácica del norte de Pinar del Río, mientras que parte de las rocas metamórficas de Cuba oriental han sido correlacionadas (las de la Formación Sierra del Purial) con la Formación Santo Domingo, de edad ¿Tithoniano? Cretácico-Preconiaciana (K. Knipper, G. Millán, J. Cobiella y otros).

Las correlaciones cronoestratigráficas basadas en discordancias (no regionales) y en características litológicas, son poco confiables, por lo que hay que tomarlas con bastante reserva, a no ser que otras evidencias estratigráficas se argumenten a favor de la edad propuesta.

### Correlación cronoestratigráfica basada en la paralelización temporal de algunos estratos

Algunos estratos que alcanzan extensiones considerables fueron formados en cortos intervalos de tiempo; por esto, al realizar su correlación litológica estable-

cermos planos isócronos en las columnas litológicas. Por ejemplo, las capas de bentonitas que se forman por la relativamente rápida sedimentación de las cenizas volcánicas en grandes áreas durante las erupciones volcánicas, son una capa guía cronoestratigráfica de gran precisión; de igual manera, las extensas capas de turbiditas, de carbón, etcétera, tienen el mismo significado y utilidad en la correlación cronoestratigráfica.

### Datación de las rocas por métodos radiactivos

En las últimas décadas se han desarrollado diversos métodos de determinación de la edad absoluta tales como los de uranio-plomo, potasio-argón, carbono 14, etcétera. El método más usado es el de potasio-argón, por ser el potasio un elemento muy difundido en la naturaleza. Las edades absolutas han permitido apreciar, dentro de ciertos límites, las edades de algunas formaciones estériles y, en general, por medio de estos datos se han establecido los límites cuantitativos de las principales unidades cronoestratigráficas.

Las edades absolutas de muchas formaciones metamórficas o poco fosilíferas han permitido hacer una correlación más precisa de estas.

### Utilidad de las correlaciones estratigráficas

Las correlaciones estratigráficas son las bases fundamentales de la mayor parte de las investigaciones geológicas, mediante las cuales se pueden analizar las estructuras y los cambios estructurales, las facies y sus variaciones, y la evolución geológica tanto local como mundial; todo esto redundará en el mayor conocimiento geológico de cualquier región y tiene gran aplicación en la búsqueda y exploración de yacimientos minerales, aguas subterráneas, trabajos ingeniero-geológicos, etcétera.

## CAPÍTULO 7

# Tectónica y sedimentación

---

Existe una estrecha relación entre el tectonismo y la sedimentación; el régimen tectónico que caracteriza una región condiciona la sedimentación, ya que este, como factor morfogenético esencial, determina la existencia de los distintos litotopos y los medios de sedimentación en cada momento, y el tipo y volumen de los sedimentos terrígenos producidos. Las rocas sedimentarias son el producto de un ambiente geológico existente durante un ciclo tectónico, en un período de tiempo, en una extensión determinada.

El clima, la topografía y la vegetación, en los continentes, y la profundidad, la temperatura, la salinidad, etcétera, en el mar son factores importantes en las respectivas sedimentogénesis, que dependen a su vez del tectonismo.

En las áreas estables de las plataformas, los procesos sedimentogenéticos transcurren lentamente y de manera gradual. El relieve en esas regiones, por lo general, es uniforme, al igual que el clima; la litología es monótona sobre largas distancias; las rocas (en condiciones ambientales favorables) se descomponen completamente por efecto del intemperismo, y los productos residuales son erosionados y transportados a través de grandes distancias, acumulándose en las depresiones como finas y extensas capas. Durante el transporte, los detritos pueden ser depositados temporalmente y transportados varias veces, antes de acumularse definitivamente; es por esto que, en estas condiciones, los sedimentos detríticos serán maduros y, los granos, redondeados. La separación de las arenas y las arcillas es bastante completa, formándose sedimentos de alto grado de pureza.

Otro panorama es el que se presenta en las regiones móviles, donde el diatromismo origina la deformación de las rocas y la formación de las cadenas montañosas, de profundas fosas tectónicas y cadenas de volcanes. En estas regiones, el paisaje se transforma rápidamente por la interacción de los procesos exógenos y endógenos y es típica la intensificación de los procesos de erosión, transporte y acumulación de sedimentos que en general, son transportados a corta distancia y acumulados en cuencas formadas o ampliadas por la acción del hundimiento. En estas condiciones, los sedimentos detríticos se caracterizan por su poca madurez y por el alto grado de mezcla existente entre las arenas y las arcillas. En los geosinclinales los sedimentos detríticos son los predominantes, siendo características las grauvacas, las lutitas y los conglomerados, así como las tobas, tufitas y aglomerados. Es evidente que la causa primaria de estos regímenes diferentes, el de geosinclinal y el de plataforma, se encuentra en el tectonismo.

La madurez de los sedimentos, las facies sedimentarias y el tamaño y la forma de los cuerpos sedimentarios (grosso modo), están íntimamente ligados al tectonismo. Hay que tener en cuenta que las perturbaciones tectónicas pueden ser locales o generales; pero el equilibrio entre la disponibilidad de sedimentos y el hundimiento en todo el medio geológico solo se altera cuando ocurren movimientos orogénicos generales, entonces se rompe el equilibrio y, al continuar accionando los procesos geológicos, se avanza hacia un nuevo estado de equilibrio a través de una secuencia de facies.

Del análisis realizado, podemos concluir que existe una estrecha relación entre los movimientos tectónicos y el carácter de los sedimentos acumulados en una cuenca sedimentaria. En dependencia del carácter y la intensidad de los movimientos tectónicos, tanto en la fuente de suministro como en la misma cuenca de sedimentación, se formarán sedimentos de distintos tipos.

Para que pueda ocurrir la acumulación de los sedimentos, es necesario que la región experimente movimientos de hundimiento. La acumulación de sedimentos, en el caso del medio marino, se producirá por debajo del nivel de base del oleaje.

En la figura 7.1, se puede observar la relación que existe entre la variación del nivel de base de erosión y el volumen de sedimentos acumulados en una cuenca. El nivel de base fue definido por J. Barrell (1906) como la superficie de equilibrio que tiende a ser creada por la acción de los procesos exógenos y donde no ocurre la acumulación ni la erosión de los sedimentos; el nivel de base es, por tanto, la

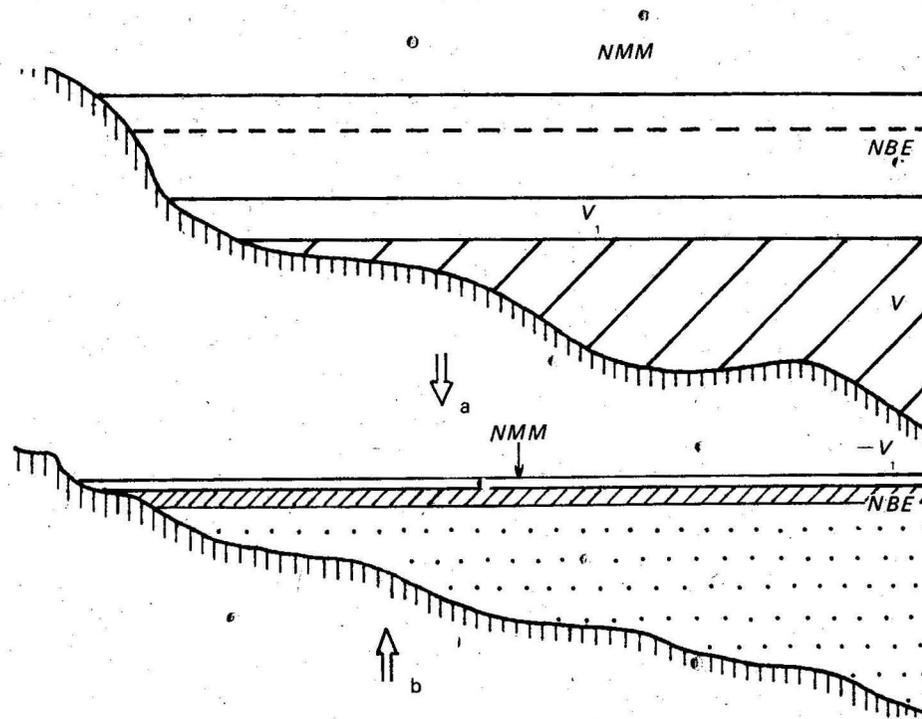


Fig. 7.1 Relación entre las variaciones del nivel de base de erosión y el volumen de sedimentos acumulados en una cuenca: a) el fondo de la cuenca descende; b) el fondo asciende.

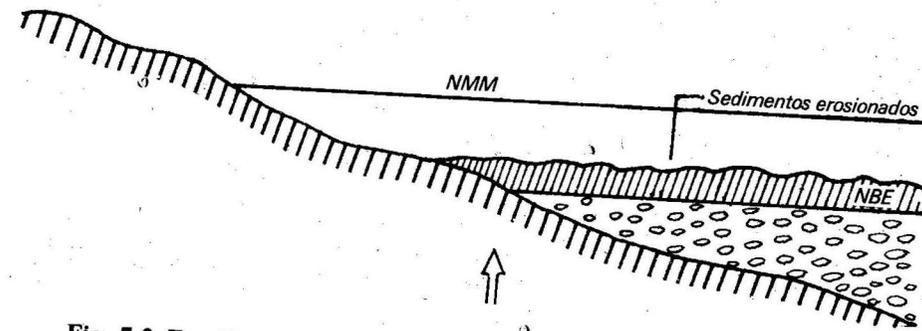


Fig. 7.2 Erosión producida por el ascenso de la superficie de sedimentación sobre el nivel de base de erosión.

superficie de equilibrio que alcanzará la superficie terrestre por la acción compensada de los procesos geológicos contrarios: los exógenos y los endógenos. Sin embargo, la Tierra se transforma constantemente gracias al continuo movimiento de la materia, lo que significa que esas superficies de equilibrio realmente no se alcanzan a nivel global, y a nivel local son efímeras.

El nivel de base del oleaje y las corrientes, en los mares y el nivel de riadas, en los ríos, representan superficies equilibradas locales. El hecho de que ocurra el proceso de erosión o el de acumulación depende de si el área en cuestión se encuentra por encima o por debajo del nivel de base. Si la región se encuentra en proceso de hundimiento y se sitúa por debajo del nivel de base, comienzan a acumularse los sedimentos hasta llegar al nivel de base (si el volumen es suficiente). Por el contrario, el ascenso sobre el nivel de base trae como consecuencia la erosión (fig. 7.2).

La velocidad de acumulación está controlada, entre otras cosas, por la velocidad de subsidencia de la superficie de sedimentación y por el volumen de sedimentos suministrados.

Si el hundimiento es muy lento, todo el exceso de sedimentos adicionales al volumen requerido para alcanzar el nivel de base, es transportado a otras regiones y depositado establemente, donde existe un área en la cual la superficie está por debajo del nivel de base de erosión.

El hundimiento frecuentemente es un proceso discontinuo, interrumpido por numerosos movimientos en sentido contrario, que en ocasiones provocan la erosión de los sedimentos previamente depositados, originándose discordancias y diastemas en las secuencias estratigráficas.

El hundimiento discontinuo es más marcado en los flancos de las cuencas sedimentarias. Hacia la parte interna de las cuencas, el hundimiento tiene un carácter muy continuo, produciéndose menos discordancias en el corte estratigráfico.

## 7.1 Sedimentación y velocidad de hundimiento

A continuación pasaremos a estudiar algunas relaciones entre el hundimiento y la acumulación en una cuenca sedimentaria. Para ello vamos a partir de la suposición de que en dicha cuenca ocurren procesos sedimentológicos uniformes en grandes áreas; también consideraremos a la cuenca con un relieve uniforme, una variación gradual de su profundidad, etcétera.

## Hundimiento rápido y sedimentación rápida

Cuando las velocidades de hundimiento y de acumulación son iguales y de grandes valores (rápidos hundimiento y acumulación), se depositan grandes volúmenes de sedimentos. Este caso es característico para algunas etapas de los geosinclinales y, en específico, para los procesos que ocurren en las depresiones de avance principales y secundarias de los geosinclinales (fig. 7.3).

El rápido relleno de las cuencas subsidentes implica que la fuente de suministro sea elevada rápidamente, siendo sometida a una intensa erosión que proporciona la carga sedimentaria.

Como resultado del rápido transporte y acumulación, los sedimentos tendrán una pobre selección, y en ellos abundarán los minerales inestables.

A causa del gran aporte del material terrígeno, las calizas y otras rocas no clásticas estarán ausentes de estas secuencias o tendrán escasa importancia en el volumen total de sedimentos.

En el caso de que ocurran movimientos tectónicos muy intensos en la región de la fuente de suministros, se pueden desprender grandes bloques que se deslizan por la pendiente y se «entierran» entre los sedimentos blandos (olistolito), o pueden ocurrir deslizamientos subacuáticos de gran envergadura, dando lugar a la formación de olistostromas.

Un ejemplo de esta situación geológica se observa en el valle de Puriales de Caujerí, en la parte oriental de Cuba, donde la Formación Sabanalamar, de edad Eoceno Superior-Oligoceno, está compuesta esencialmente por potentes capas de brechas, compuestas a su vez por guijas de esquistos verdes y algunas calizas; esta formación, en ocasiones, contiene también grandes olistolitos de centenares de metros inclusive, formados por calizas brechosas del Eoceno Medio.

Evidentemente, dado el tipo de litología y la mala selección de los cantos de las rocas detríticas, se infiere que la paleocuenca donde se acumuló la Formación Sabanalamar se hundía rápidamente y que a ella llegaban considerables volúmenes de sedimentos terrígenos brechoso-arenáceos. La fuente de suministro debió ser de relieve elevado, y debió estar sometida a una fuerte erosión; además en ella afloraban los esquistos y las calizas del Eoceno (en este caso, al norte aflora la Formación San Ignacio, del Eoceno Medio, que tiene un miembro de calizas similares a las de los olistolitos), desprendiéndose periódicamente grandes bloques de calizas que dieron lugar a los olistolitos. Estas relaciones tectónicas en el valle

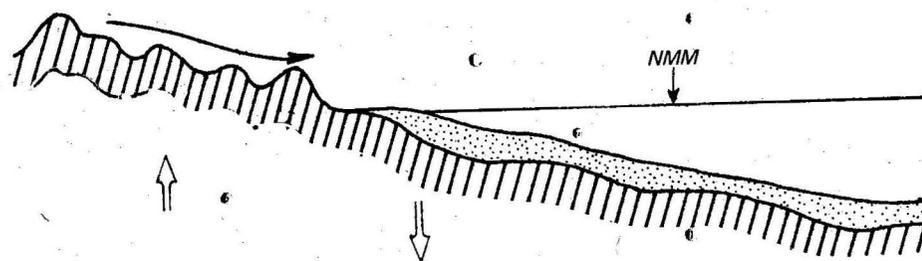


Fig. 7.3 Hundimiento rápido y sedimentación rápida. La flecha gruesa indica las fuerzas tectónicas y la flecha fina la dirección del acarreo de sedimentos hacia la cuenca.

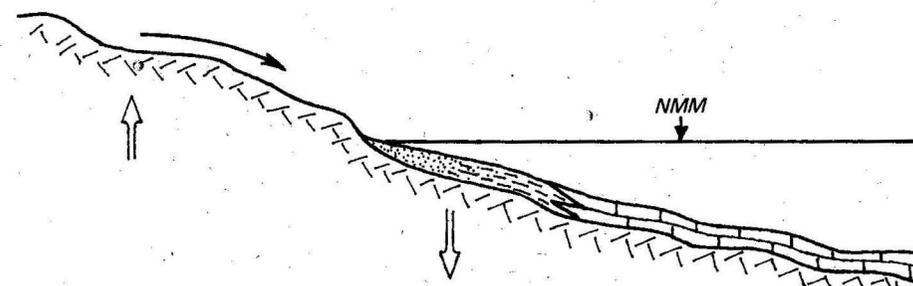


Fig. 7.4 Hundimiento rápido y sedimentación lenta.

de Caujerí revelan una gran inestabilidad en el Eoceno Superior, la cual está relacionada con la ocurrencia de los movimientos orogénicos que plegaron las secuencias terciarias y que actuaron intermitentemente hasta el Mioceno Inferior, de acuerdo con el criterio de varios autores (F. Quintas, J. Cobiella, H. Rodríguez, etcétera).

## Hundimiento rápido y sedimentación lenta

En este caso se originan cuencas profundas, llegando a ser batiales y abisales; también el hundimiento rápido de la plataforma continental y del borde litoral pueden implicar la ocurrencia de una transgresión marina. La sedimentación lenta está relacionada con el arribo de pequeños volúmenes de sedimentos detríticos a las cuencas, lo que se relaciona con un relieve bajo de la fuente de suministro, cuya causa probable puede ser la actuación de débiles movimientos de ascenso en dicha fuente (fig. 7.4). En estas condiciones se acumulan sedimentos detríticos finos y maduros, sedimentos organógenos y sedimentos químicos, los cuales presentan una excelente estratificación. Los depósitos biógenos y químicos probablemente presentan poca mezcla con los terrígenos, a causa del poco volumen con que estos llegan a la cuenca.

A causa también del intenso hundimiento y la lenta sedimentación, se producen frecuentes cambios faciales, tanto laterales como verticales, los cuales son menos acentuados si la sedimentación química u organógena es algo intensa. Estas condiciones pueden encontrarse a menudo en algunas cuencas geosinclinales durante algunas etapas de su desarrollo, o también pueden darse en las cuencas intracratónicas de las plataformas móviles, donde barreras de cualquier tipo impiden el suministro grande de material clástico.

## Hundimiento lento y sedimentación rápida

El hecho de que afluyan grandes volúmenes de sedimentos, implica que la fuente de suministro sufra un intenso levantamiento que la transforma y mantenga como una región montañosa, donde ocurre una intensa erosión; por esto, los sedimentos acumulados en la cuenca son clásticos, esencialmente gruesos e inmaduros, y de pobre selección, siendo grandes los espesores de una misma litofacies, así como numerosos y frecuentes los cambios faciales laterales y verticales. Estas condiciones geológicas implican que estén ausentes o tengan poca importancia las calizas y las lutitas en la secuencia estratigráfica (fig. 7.5).

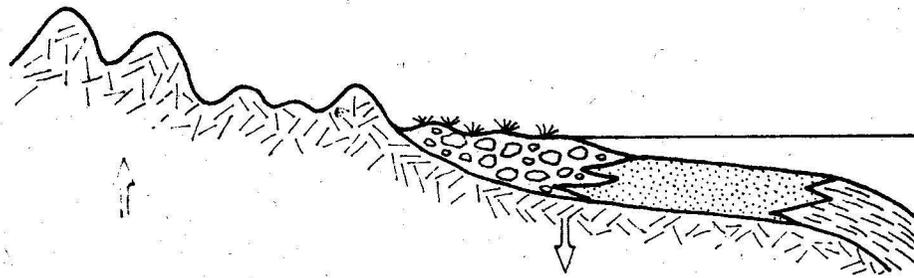


Fig. 7.5 Hundimiento lento y sedimentación rápida.

Otro aspecto a analizar es que la rápida acumulación y el lento hundimiento puede dar lugar a que los sedimentos se acumulen temporalmente por encima del nivel de base. Sin embargo, esta ruptura del equilibrio es temporal, debido a que, cuando disminuye el suministro de sedimentos, las olas y las corrientes removerán el material sedimentado por encima del nivel de base, transportándolo a aguas más profundas.

Para que sean preservados los sedimentos acumulados por encima del nivel de base, se requiere una subsidencia de la cuenca que lleve estos sedimentos por debajo del nivel de base de erosión.

En estas condiciones tectónico-sedimentarias se produce una «mezcla» de sedimentos neríticos, litorales y continentales.

Los bordes de muchas cuencas se caracterizan por las relaciones del hundimiento, y la sedimentación que analizamos, formándose extensos deltas, lagunas litorales, pantanos parálidos y mares neríticos muy someros.

### Hundimiento lento y sedimentación lenta

Cuando las velocidades de hundimiento y de sedimentación son lentas, los sedimentos son transportados grandes distancias, antes de ser definitivamente depositados y cubiertos lentamente por nuevos sedimentos. Las cuencas donde ocurren estos procesos son someras, mientras que las fuentes de suministro se caracterizan por un relieve llano y por ocurrir en ellas una erosión poco intensa (fig. 7.6)

Los sedimentos acumulados en la cuenca son terrígenos, fundamentalmente finos, maduros y bien seleccionados, así como sedimentos biógenos y químicos. En estas condiciones pueden formarse extensos bancos calcáreos y arrecifes corálinos, mientras que los sedimentos arcillosos pueden ocupar grandes áreas.

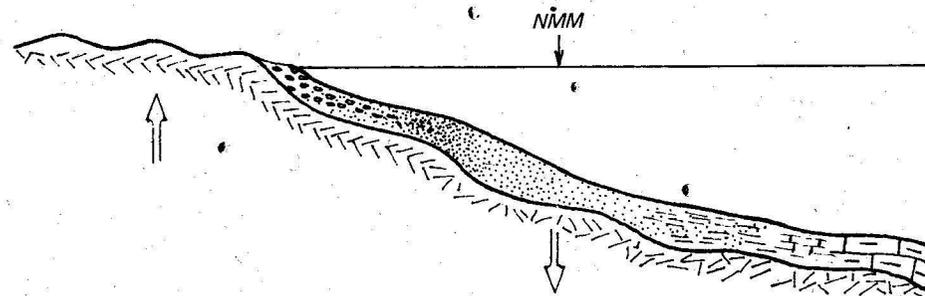


Fig. 7.6 Hundimiento lento y sedimentación lenta.

Las relaciones faciales son graduales y simples, extendiéndose por amplias áreas un mismo tipo de litofacies, las cuales serán de un espesor pequeño.

## 7.2 Discordancias. Definición. Tipos de discordancias

El proceso de sedimentación a menudo se interrumpe durante un intervalo de tiempo más o menos grande, durante el cual la antigua cuenca sedimentaria es sometida a la erosión o no ocurre la sedimentación. A causa de estas interrupciones en el proceso de sedimentación, en las columnas estratigráficas no están registrados algunos intervalos de tiempo que constituyen el hiato estratigráfico. La superficie que separa las capas sedimentadas o formadas antes o después del hiato, se denomina *discordancia*. Si la discordancia representa un breve intervalo de tiempo se denomina *diastema*. J. Hutton, J. Hall y J. Playfair (1788), al reconocer la región de Siccar Point Berwickshire, en Escocia, observaron que las *Old Red Sandstone*, del Devónico, yacían sobre rocas silúricas, «cortando» las capas esquistosas, y llegaron a la conclusión de que los esquistos primarios (silúricos) habían sido levantados, deformados y erosionados, y luego sobre ellos se habían acumulado las areniscas del Devónico.

Hutton y Playfair descubrieron otras discordancias en distintas localidades de Gran Bretaña.

R. Bakewell, Ch. Lyell, J. D. Dana y Ch. Lyell definieron las relaciones observadas por Hutton y Playfair como *inconformidades*.

Con el avance de la geología, en el siglo XIX se llegó a la conclusión de que existían hiatos «escondidos» en algunas secuencias de capas paralelas entre sí, y que aparentemente eran concordantes. Ch. Darwin, en su obra *Origen de las especies* (1859), planteó, sobre la base de las obras de Ch. Lyell, J. Romsay, etcétera, que el registro geológico era incompleto, tanto desde el punto de vista estratigráfico como paleontológico.

A.W. Grabau (1913) fue el primero en definir el término *discordante* para caracterizar a las formaciones que concuerdan en su yacencia, pero que están separadas realmente por un hiato temporal. A las discordancias angulares las denominó *relaciones inconformes*.

En este texto denominamos *discordancia* cualquier superficie que represente un hiato estratigráfico, independientemente de la yacencia de las formaciones infrayacentes y suprayacentes a la superficie de discordancia, excepto en los casos de hiatos de poca magnitud, que caracterizan a las diastemas.

### Tipos de discordancias

Existen numerosas clasificaciones de las discordancias, las cuales se utilizan en los libros de geología estructural.

V. Jain (1981) las clasifica en *discordancias estratigráficas*, y *discordancias estructurales* de acuerdo con su génesis: las discordancias estructurales separan a los pisos estructurales y son testimonio de un periodo de erosión provocado por la elevación y el plegamiento de las capas como producto de una orogenia; y la posterior sedimentación sobre las estructuras truncadas; por el contrario, las discordancias estratigráficas se producen por la elevación y erosión de los estratos a causa de movimientos ascendentes, epigénicos, que no producen la deformación de las rocas; debido a esto, las formaciones infrayacentes suprayacentes a la super-

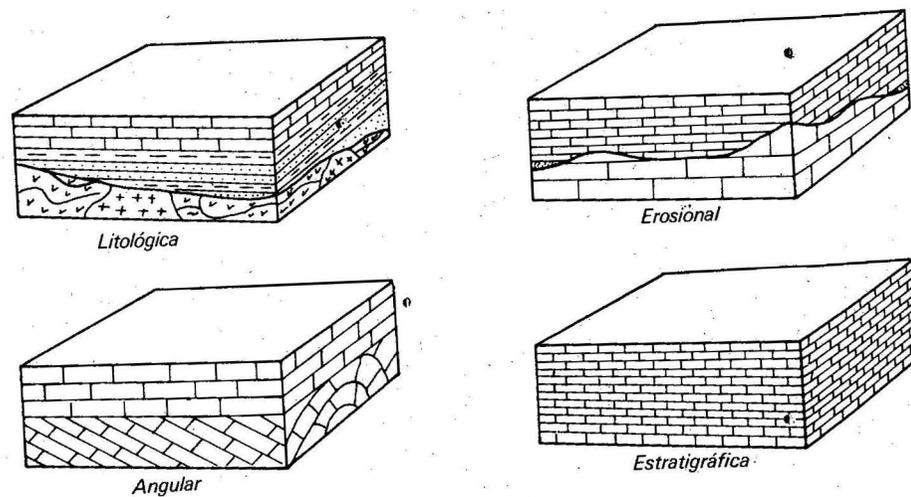


Fig. 7.7 Tipos de discordancias (según Dunbar y Rodgers, 1957).

ficia de discordancia tienen casi siempre una yacencia paralela, excepto en las capas infrayacentes que tienen una inclinación primaria, como las de algunos depósitos arrecifales, o aquellas que han sufrido una deformación sinsedimentaria.

C. Dunbar, O. Kumpera y otros, clasifican las discordancias en varios tipos: *litológicas*, *angulares*, *estratigráficas* y *erosionales* (fig. 7.7).

Las discordancias litológicas son aquellas en las cuales las rocas sedimentarias yacen sobre rocas ígneas o metamórficas. Cuando entre las unidades estratigráficas separadas por una discordancia hay diferencias notables en su yacencia, se dice que la discordancia es angular. En otros casos, las unidades de rocas por debajo y por encima de la discordancia tienen igual yacencia de movimientos orogénicos que dieron lugar al hiato temporal; la discordancia se denomina entonces *erosional*, si es posible observar claramente la superficie de erosión y, *escondida* o *estratigráfica*, si la superficie de discordancia no es observable a simple vista.

Las discordancias, de acuerdo con su extensión, pueden ser regionales, cuando abarcan grandes áreas (como la discordancia silúrico-ordovícica de Gran Bretaña) y, locales, las cuales cubren pequeñas áreas y rápidamente desaparecen (fig. 7.8).

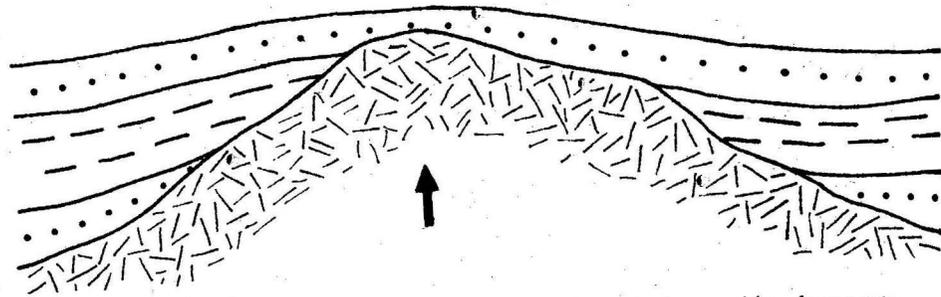


Fig. 7.8 Tipo de discordancia local relacionada con la formación de un anticlinal sinsedimentario.

## Criterios para distinguir las discordancias

El reconocimiento de las discordancias tiene gran importancia en el trabajo estratigráfico. Las discordancias pueden identificarse muchas veces en el campo, sobre la base de una serie de observaciones, pero a veces es necesario realizar un análisis paleontológico minucioso para detectarlas.

A continuación estudiaremos criterios que permiten reconocer cada tipo de discordancia.

### DISCORDANCIAS LITOLÓGICAS

Las discordancias litológicas son fácilmente reconocibles en el campo. Si las rocas sedimentarias descansan sobre rocas metamórficas, evidentemente se supone un marcado cambio de régimen. Si la roca infrayacente es una roca ígnea, es necesario comprobar si no existe metamorfismo de contacto o si están presentes conglomerados basales que contengan clastos de las rocas ígneas infrayacentes.

Al oeste de la ciudad Santiago de Cuba, en Mar Verde (fig. 7.9), sobre las granodioritas yacen calizas coralinas en una evidente discordancia litológica; las granodioritas están alteradas, hacia la discordancia y los diques que la atraviesan están cortados por la superficie de discordancia, en la base de las calizas se observan conglomerados compuestos por cantos de granodioritas muy alteradas y fragmentos de corales.

Otro ejemplo de discordancia litológica, esta vez con rocas metamórficas en la base, se presenta en la Asunción, Baracoa, en el extremo oriental de Cuba (fig. 7.10), donde las calizas coralinas y margas de la Formación Punta de Maisi suprayacen mármoles de color gris y negro de la Formación La Asunción.

### DISCORDANCIAS ANGULARES

La discordancia angular presenta características bastante obvias, puesto que las estructuras de las formaciones antiguas son truncadas por las nuevas formaciones (fig. 7.11).

No obstante, hay que tener algunas precauciones; por ejemplo, la estratificación cruzada a gran escala puede ser confundida con una discordancia angular, lo

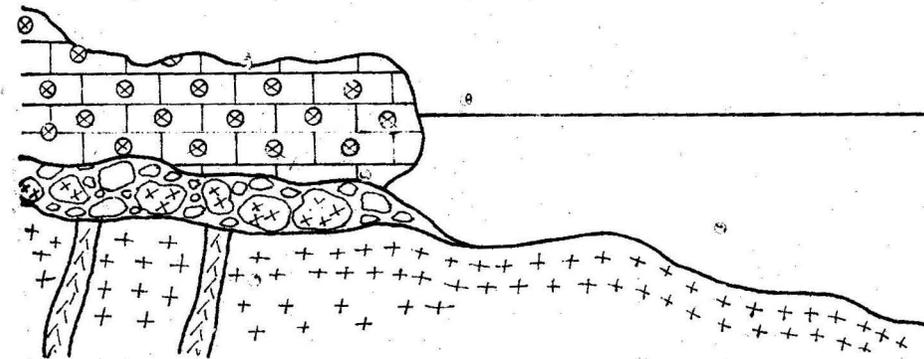


Fig. 7.9 Discordancia de calizas miocénicas sobre granodioritas eocénicas, en Mar Verde, al este de Santiago de Cuba.

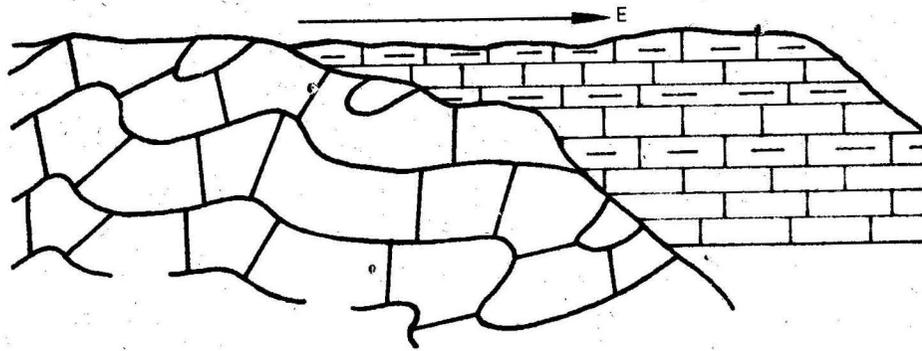


Fig. 7.10 Discordancia estructural y litológica que separa las calizas margosas de la Formación Punta de Maisí (Mioceno) de los mármol de la Formación La Asunción.

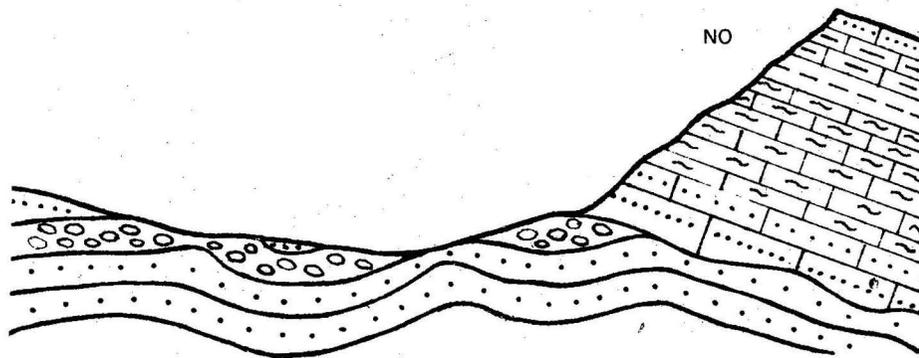


Fig. 7.11 Discordancia angular típica. Calizas miocénicas sobre la Formación Micara (Maestrichtiano), al sureste de Barrederas, este de la provincia Holguín.

cual es común en formaciones deltaicas y fluviales. Otra posible confusión puede surgir a causa del cabalgamiento de rocas poco deformadas sobre rocas de mayor grado de deformación o deformadas tectónicamente a causa del cabalgamiento. En algunas regiones, como en el domo de Ozark, donde existe un fuerte relieve enterrado (fig. 7.12), algunas formaciones tienen una fuerte yacencia primaria, mientras que las más jóvenes son horizontales; esto pudiera inducir a la deducción de que existe una discordancia angular. De igual manera, la fuerte yacencia primaria de los depósitos de los flancos de los núcleos arrecifales produce una engañosa apariencia de discordancia angular cuando la secuencia arrecifal es cubierta por estratos horizontales. La importancia de las discordancias angulares depende de su extensión regional y de las diferencias entre el grado de deformación de las formaciones infrayacentes y suprayacentes.

#### DISCORDANCIAS EROSIONALES Y ESTRATIGRÁFICAS

Las discordancias erosionales son fácilmente reconocibles en el campo, puesto que la superficie de discordancia corta evidentemente los lechos infrayacentes; tal

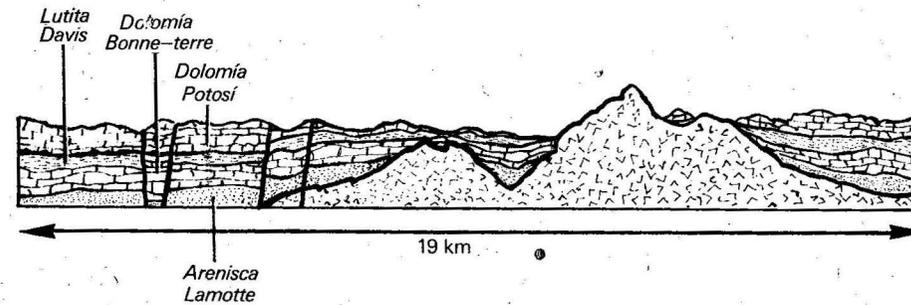


Fig. 7.12 Formaciones del Cámbrico cerca de la cresta del domo de Ozark. La escala vertical es cinco veces la horizontal! (según C.L. Dake).

es el caso de las llamadas estructuras de corte y relleno (*cut and fill*) de los depósitos fluviales. El paleorrelieve enterrado en una discordancia erosional será más o menos abrupto en dependencia del intervalo tiempo que dicha superficie estuvo expuesta a la acción erosiva.

Si la superficie es rápidamente enterrada, el paleorrelieve será muy irregular, lo que indica una relación entre el tiempo y el paleorrelieve.

#### BISELAMIENTO REGIONAL DE LAS FORMACIONES O ZONAS FAUNALES

Algunas secuencias parecen yacer concordantemente sobre otras en largas distancias; sin embargo, regionalmente a veces se comprueba que yacen discordantemente, biselando diversas formaciones. Un ejemplo de esta situación geológica son las areniscas Flathead (Cámbrico Medio) que yacen sobre el Grupo Belt (precámbrico), en Montana occidental (fig. 7.13); estas son aparentemente concordantes, pero al hacer un estudio regional se puede apreciar que, hacia el este, descansan sobre distintas unidades del Grupo Belt, biselándolas, lo que demuestra su relación discordante con respecto a este grupo.

Otra evidencia de discordancia son algunos cambios litológicos abruptos, lo que implica un cambio de régimen brusco, casi siempre relacionado con un hiato (aunque no siempre, los cambios litofaciales abruptos implican hiatos). Un ejemplo de cambios abruptos se encuentra al norte de la Gran Piedra, en la provincia Santiago de Cuba, donde sobre las calizas de grano fino de la Formación Charco Redondo yacen areniscas y aleurolitas de la Formación San Luis (fig. 7.14).

En otras ocasiones se pueden reconocer las antiguas superficies de erosión, al presentarse marcadas irregularidades en las secuencias rocosas y conglomerados basales asociados a dichas superficies; también es posible encontrar restos del antiguo suelo o zonas enriquecidas en nódulos de fosfato, manganeso, minerales de hierro y glauconita.\*

#### CRITERIOS PALEONTOLÓGICOS

Los criterios paleontológicos están basados en el análisis del contenido fosilífero de las formaciones que yacen encima y debajo de las discordancias, y permiten conocer la magnitud del hiato y detectar las discordancias estratigráficas.

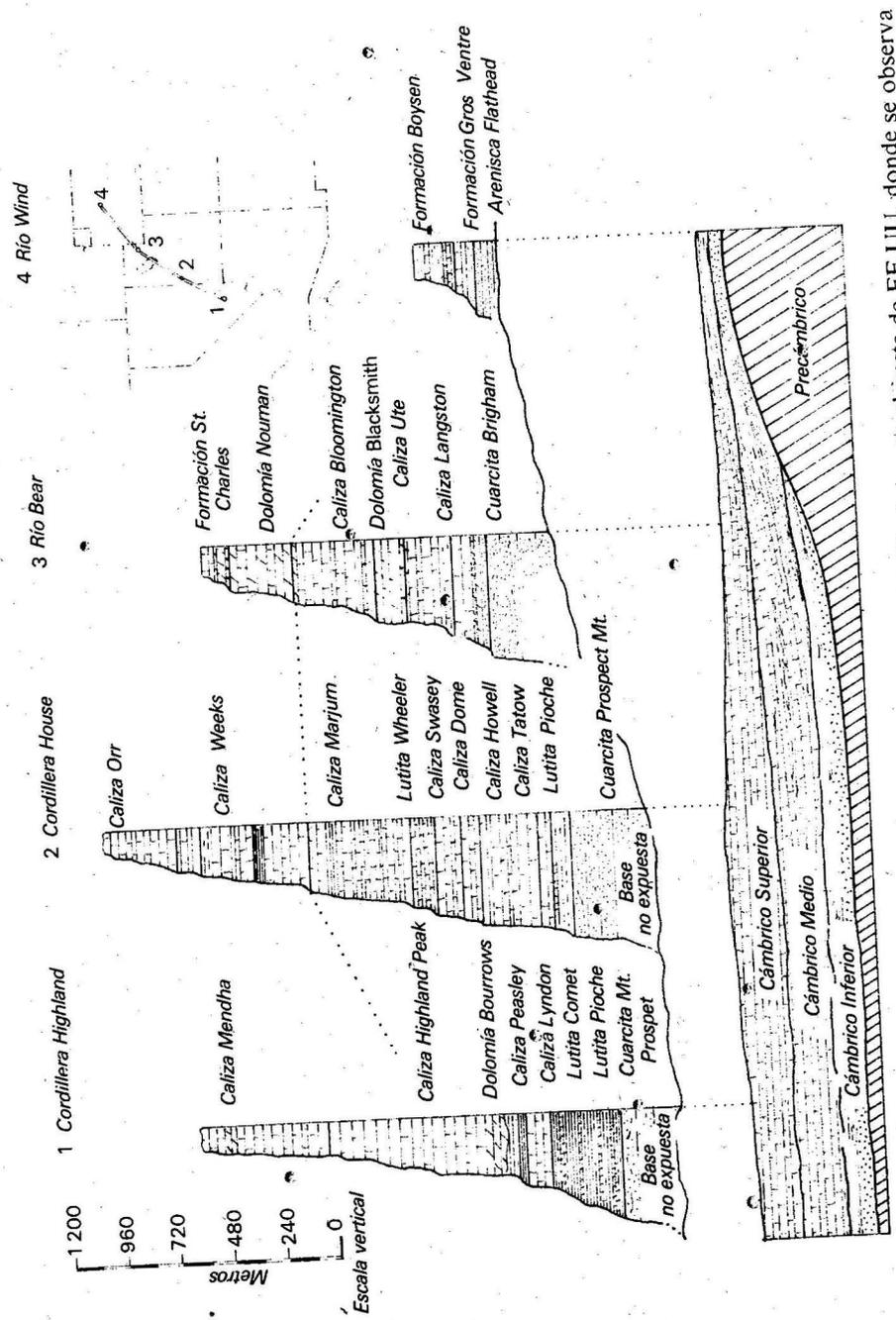


Fig. 7.13 Sección estratigráfica y columnas litoestratigráficas del Cámbrico en el oeste de EE.UU. donde se observa el biselamiento regional de las formaciones de ese periodo.

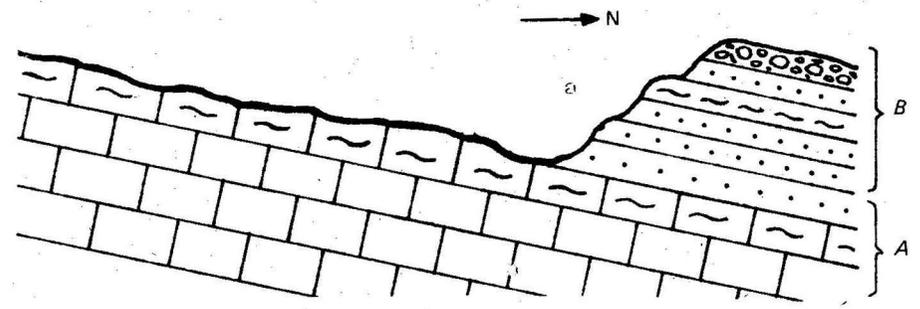


Fig. 7.14 Formación Charco Redondo (Eoceno Medio) (A) que infrayace la Formación San Luis (B) (Eoceno Medio-Superior). Se muestra un brusco cambio de facies entre las calizas pelitomórficas de la Formación Charco Redondo y las areniscas y aleurolitas de la Formación San Luis.

### 7.3 Asociaciones litológicas

Desde finales del siglo XIX, los geólogos han detectado que existe una relación estrecha entre el régimen tectónico y los sedimentos acumulados en una región, tanto en su composición litológica como en su espesor, relaciones faciales, etcétera.

En la década del 30 al 40 de este siglo fue que se empezó a realizar una investigación sistemática de las asociaciones, principalmente en la URSS, donde se han hecho significativos avances en ese terreno.

« V. Jain definió la *asociación litológica* como una paragénesis natural de rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas, relacionadas por las condiciones generales en que se formaron, y que se originan en determinadas etapas del desarrollo de la corteza terrestre.

En la literatura soviética, a las asociaciones litológicas se les denomina «formación», término que hemos desechado, para evitar que sea confundido con la unidad litoestratigráfica de igual nombre.

### Asociaciones de la plataforma

Las plataformas ocupan extensísimas áreas de los continentes, ocupando la mayor parte de Estados Unidos y Canadá, de Brasil, Guyana y otros países de América del Sur, de la parte europea de la URSS y una porción considerable de Siberia, África y Australia. Las plataformas, por lo general, son regiones estables de la corteza que han tendido a estar emergidas desde el Precámbrico; sin embargo, hay que destacar que todas las plataformas no tienen el mismo grado de estabilidad y, sobre la base de esta realidad, hacer una diferenciación entre las asociaciones litológicas de las cuencas marginales e interiores de las plataformas.

Las secuencias sedimentarias de las plataformas se caracterizan por ser relativamente delgadas y extensas, y por presentar monotonía litológica. Los cambios faciales son graduales y se producen en largas distancias; las discordancias estratigráficas son comunes, lo que se relaciona con los numerosos ciclos transgresivo-regresivos, por lo cual la columna geológica es bastante incompleta en estas regiones.

Las facies neríticas de mar abierto son las predominantes en las plataformas, siendo abundantes las calizas organógenas, comúnmente dolomitizadas, así como las areniscas cuarzosas. Las lutitas son poco frecuentes en las plataformas y raramente aparecen mezcladas con sedimentos calcáreos y terrígenos arenosos o conglomeráticos.

En el interior de algunas plataformas existieron cuencas donde se acumularon gruesos espesores de sedimentos, como en la cuenca de Michigan; en dichas cuencas a veces también sedimentaron grandes espesores de evaporitas. Por el contrario, otras zonas tendieron a permanecer emergidas (anteclises), en las cuales el espesor sedimentario muy pequeño y, en algunas regiones, ausentes, presentándose numerosas discordancias; esta situación geológica es característica del domo de Ozark, del domo de Adirondack, del Arco de Cincinnati, etcétera.

En los bordes de las plataformas, en algunos casos se forman cuencas que subsiden intensamente, acumulándose grandes espesores de sedimentos (Golfo de México y llanura del Golfo). Cuando estas cuencas marginales se encuentran aledañas a los geosinclinales, las secuencias allí acumuladas pueden ser deformadas, predominando en ellas los sedimentos clásticos. Un ejemplo de esta situación geológica se encuentra en el desarrollo cretácico del borde occidental de la plataforma norteamericana.

A continuación estudiaremos con mayor detalle las asociaciones litológicas de las unidades estructurales anteriormente mencionadas.

#### ASOCIACIONES DE PLATAFORMAS ESTABLES

Las areniscas cuarzosas caracterizan los sedimentos terrígenos de las plataformas estables. Estas areniscas contienen granos bien redondeados de cuarzo y, esencialmente, son de cuatro variedades; la variedad más difundida es la arenisca cuarzosa pura, pero también se encuentran areniscas cuarzo-glaucóniticas, cuarzo-limoniticas, y cuarzo-muscovíticas.

Las areniscas cuarzo-limoniticas están asociadas a las capas rojas continentales, aunque también aparecen relacionadas con las lutitas rojas y a las evaporitas. Las areniscas cuarzo-muscovíticas son poco comunes y aparecen en los sedimentos fluviales, casi siempre relacionadas estrechamente con esquistos cuarzo-micáceos o rocas intrusivas ácidas.

Las calizas más abundantes en las plataformas estables son las micritas y las esparitas, muchas veces dolomitizadas; también son frecuentes las calizas de origen clástico y los bioestromas.

Las evaporitas más frecuentes son la anhidrita y el yeso, y raramente la halita, asociándose con las lutitas y areniscas rojas, calizas nodulares, etcétera.

#### ASOCIACIONES LITOLÓGICAS DE LAS PLATAFORMAS INESTABLES

En las plataformas inestables se pueden encontrar areniscas, lutitas y rocas carbonatadas.

Las areniscas de las plataformas inestables se caracterizan por su menor grado de madurez (en relación con el de las plataformas estables) y por tener un grado de clasificación menor.

Las subgrauvacas cuarzosas se encuentran ampliamente difundidas en masas lenticulares y cordones, asociadas a las ciclotemas; las arcosas se forman cuando

en algunas zonas de las plataformas inestables afloran las rocas graníticas, las cuales parcial o totalmente fueron transgredidas.

Las lutitas tienden a mezclarse con las aleurolitas, a causa de la gran afluencia de material terrígeno siendo los colores predominantes el gris, el pardo y, a veces, el negro.

Las calizas, por lo general, son detríticas, la mayoría de grano fino con una mezcla variable de arcilla; también son frecuentes las intercalaciones de micritas y esparitas. Otras litologías características de las plataformas inestables son las lutitas rojas aleuríticas, las evaporitas y las calizas nodulares.

#### ASOCIACIONES DE CUENCAS INTERIORES

Las cuencas interiores de las plataformas se caracterizan por presentar grandes espesores de sedimentos, los cuales son varias veces mayores que los acumulados en las plataformas estables, y por no ser frecuentes las discordancias que son comunes en las secuencias normales de las plataformas.

Las areniscas de las cuencas interiores son similares a las de las plataformas inestables, aunque de mayor granulometría y con una mayor mezcla de sedimentos arcillosos.

Las lutitas tienen una composición variable, pudiendo ser calcáreas, arenosas, o contener abundante materia orgánica.

Los sedimentos calcáreos pueden ser de distintos tipos, formándose micritas y esparitas, o calizas bioclásticas, casi siempre en el borde de las cuencas. También pueden formarse arrecifes orgánicos en las regiones de mar somero. En las cuencas con circulación restringida son comunes las calizas negras enriquecidas en materia orgánica.

Si el clima es árido, pueden acumularse evaporitas de todo tipo, desde sales potásicas hasta anhidrita.

Los tipos de asociaciones litológicas presentes en estas cuencas dependen del clima y el grado de restricción de la circulación del agua en la cuenca, como se muestra en la tabla 7.1.

#### ASOCIACIONES DE CUENCAS MARGINALES

Las cuencas marginales ocupan una posición transicional entre las plataformas y los geosinclinales; en ellas ocurren asociaciones litológicas similares a las de las cuencas interiores pero los movimientos orogénicos afectan más intensamente a estas cuencas por lo que son frecuentes las discordancias y la deformación de las rocas, así como una mayor afluencia del material detrítico.

#### Asociaciones litológicas de los geosinclinales

Las secuencias geosinclinales se caracterizan por presentar un gran espesor y un registro incompleto, siendo frecuentes las discordancias, esencialmente las estructurales, que por lo general son de gran extensión regional y ocupan diferente posición estratigráfica; esto se relaciona con la acción de los movimientos tectónicos en distintas zonas y en distintos tiempos. Las secuencias geosinclinales presentan frecuentes cambios faciales, relacionados con el alto grado de movilidad tectónica, así como potentes espesores de rocas terrígenas y volcánicas.

Tabla 7.1  
ASOCIACIONES DE CUENCAS INTERIORES (modificada de Krumbein y Sloss, 1964)

<i>Asociaciones de cuencas con comunicación normal</i>	
Lutitas	Areniscas cuarzosas Lutitas arenosas, con colores gris, carmelita, rojas y negra Lutitas calcáreas, con abundante materia orgánica, silíceas y micáceas.
Calizas	Distintos tipos de micritas arcillosas
<i>Asociación de cuencas restringidas en clima árido</i>	
Areniscas	Areniscas cuarzosas
Lutitas	Enriquecida en aleuritas; colores gris, carmelita, rojo y negro; calcárea silicea y micácea y enriquecida en materia orgánica
Calizas	Dolomita de grano fino Calizas arrecifales, esparitas, calizas colíticas, etcétera
Evaporitas	Yeso y anhidrita, halita y sales potásicas
<i>Asociación de cuencas restringidas euxínicas</i>	
Areniscas	Areniscas cuarzosas Variedades de areniscas cuarzosas Principalmente negras, piriticas, con abundante materia orgánica
Calizas	Negras y gris oscuras de grano fino con abundante materia orgánica

Los estudios realizados en las diferentes secuencias geosinclinales evidencian que las asociaciones litológicas presentes en el corte geosinclinal pueden ser de dos tipos: miogeosinclinales, representadas claramente en la provincia Valles y Sierras en los Apalaches, y la eugeosinclinal, presente en la provincia Montañas Azules en los Apalaches, en la mayor parte del territorio de Cuba y en otros cinturones plegados.

En Cuba, la secuencia miogeosinclinal está representada por potentes espesores de calizas, dolomitas y anhidritas fosilíferas, así como por calizas arrecifales y algunas brechas potentes de calizas; a la secuencia miogeosinclinal pertenecen, además, areniscas cuarzo-micáceas y algunas lutitas arenosas. En los Apalaches, en

el miogeosinclinal (provincia Valles y Sierras), junto con las calizas de diferentes tipos, se encuentran potentes espesores de areniscas y conglomerados grauváquicos, de lutitas casi siempre arenosas. Estas grandes cuñas detríticas se acuñan hacia la plataforma norteamericana.

Una descripción bastante ejemplarizante del corte eugeosinclinal (y geosinclinal), se aprecia en la descripción del geosinclinal caledoniano de Gales, realizado por O.T. Jones en 1938. Según su descripción, en la plataforma adyacente al geosinclinal caledoniano de Gales yacen areniscas cuarzosas, calizas organodetríticas y lutitas calcáreas fosilíferas, mientras que en el geosinclinal, el corte se compone de una secuencia monótona de lutita oscura, lutita arenosa, arenisca limosa y grauvaca pobremente clasificada, con estratificación graduada (flysch) y abundantes graptolitos. También son abundantes las rocas volcánicas, principalmente las andesitas y los basaltos, así como sus tobas y aglomerados; incluso se pueden observar algunas antiguas islas volcánicas semierosionadas (como paleorrelieve desenterrado). No existe ninguna evidencia de ambientes neríticos y se presentan pocas discordancias: las que existen, son principalmente estructurales.

En Cuba, la secuencia eugeosinclinal está representada por un potente corte de rocas volcánicas, andesíticas y basálticas, tobas, tufitas y aglomerados e intercalaciones de grauvacas y calizas (estas últimas en poca cantidad).

En este corte están presentes algunas discordancias estructurales con hiato variable que abarcan un intervalo desde el Cretácico Inferior Tardío hasta el Cretácico Superior Santoniano y el Maestrichtiano-Daniano. El corte más joven de vulcanitas está representado por tobas, aglomerados y lavas andesítico-basálticas, de edad Paleoceno-Eoceno Medio, que aparece en Cuba oriental.

#### ASOCIACIONES LITOLÓGICAS DE LAS CUENCAS POSGEOSINCLINALES

En los últimos estadios del ciclo geosinclinal se forman cuencas intramontañas y cuencas marinas someras limitadas por cadenas de islas y cordilleras submarinas, donde se acumulan molasas y secuencias terrígenas carbonatadas poco deformadas, caracterizadas por sus frecuentes cambios faciales relacionados con los relativamente rápidos cambios en los medios de sedimentación. Dentro de estas secuencias posgeosinclinales se incluyen también los depósitos de las cuencas intramontañas, que se forman a causa de los movimientos «póstumos» en las partes centrales de los cinturones plegados (orógenos).

Las molasas se forman en las depresiones de avance secundario cuando los movimientos orogénicos se extinguen lentamente. En las regiones eugeosinclinales y en parte del miogeosinclinal, durante la inversión existen condiciones continentales o se presentan cuencas marinas muy someras limitadas por arcos insulares.

Las molasas se caracterizan por estar formadas por sedimentos terrígenos mejor seleccionados que los del flysch, predominando las ortocuarcitas y los sedimentos terrígenos con alto grado de madurez estructural y bastante uniformidad en su granulometría.

Las molasas se forman en aguas poco profundas e incluso en medios continentales. Los agentes principales de la sedimentación son las olas y las corrientes, en el medio marino, y las corrientes fluviales y la acumulación de restos de las plantas, en el medio continental.

A menudo se observan ciclos sedimentarios provocados por la acción de los movimientos oscilatorios (ciclotemas), donde se localizan capas de carbón.

Las molasas son poligenéticas y polifaciales, y se caracterizan, además, por estructuras simples que las diferencian del flysch.

Los yacimientos típicos de las molasas son, en primer lugar, los yacimientos de carbón y algunos yacimientos de evaporitas. En ocasiones, en las molasas se localizan yacimientos de petróleo y gas.

Otra asociación postorogénica es la denominada facies Tegl del orógeno alpino, formada por lutitas y margas, y la facies Schlier, compuesta por lutitas, con finas capas de areniscas intercaladas. Estas facies contienen, por lo general, una fauna fósil que indica la existencia de un medio marino profundo. El espesor de la molasa tipo Tegl y Schlier puede ser bastante grande (de varios centenares de metros).

En los bordes internos de la depresión de avance secundario suelen formarse facies brechosas y conglomeráticas gruesas, que componen numerosos abanicos aluviales formados en los piedemontes del orógeno.

Un ejemplo evidente de estas facies molásicas se presenta en las cuencas hulleras del origen de Estados Unidos, localizadas en la meseta de Alleghany, Ohio, Indiana, Kentucky e Illinois, donde las rocas del Pensilvánico (Carbonífero Superior) contienen los mayores yacimientos de carbón del mundo (fig. 7.15).

En Ohio, situado al centro de una cuenca hullera, se presenta una sucesión de lutitas, areniscas, finas capas de calizas y capas de carbón. Casi las tres cuartas partes de la secuencia se compone de lutitas y areniscas grises o gris oscuro. Las areniscas presentan estratificación con techos irregulares y estratificación cruzada, siendo comunes las discordancias erosionales (las estructuras de corte relleno). Estas areniscas lateralmente gradúan a lutitas y aleurolitas. En estos sedimentos, a veces, se encuentran abundantes restos de plantas terrestres. De todo lo expuesto se deduce que estas formaciones se acumularon en cuencas fluviales, atravesadas por corrientes provenientes del oriente (Apalaches) que depositaban su carga en extensas llanuras bajas donde existían pantanos, en los cuales, a causa de la acumulación de los restos de plantas, se formaron turberas que originaron las capas de carbón; algunas capas de carbón son finas y lenticulares, indicando que se formaron en pequeños pantanos, otras cubren centenares de kilómetros.

Las calizas presentes en el corte son delgadas y ricas en fósiles marinos, extendiéndose por decenas y centenares de kilómetros. Cada capa de caliza representa, por tanto, una transgresión marina.

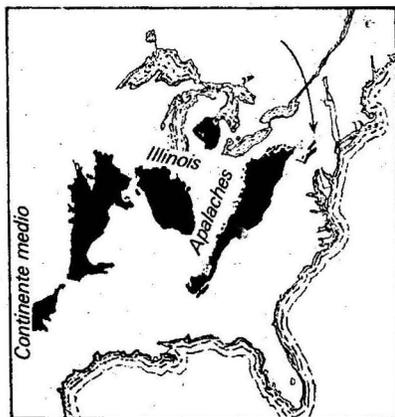


Fig. 7.15 Mapa de los distritos carboníferos del Pensilvánico, en la región oriental de EE.UU.

Las formaciones del Eoceno Medio al Oligoceno del sinclinorio oriental cubano pudieran considerarse como una molasa de las facies Tegl y Schlier. En este sinclinorio, de más vieja a más joven, se presentan las formaciones San Luis y Maquey, que se caracterizan por ser terrígeno-carbonatadas, con sedimentos terrígenos bien seleccionados, algunos deltaicos (en la Formación San Luis), neríticos muy someros, arrecifales, y facies margosas y de calizas de aguas profundas, posiblemente de medios neríticos profundos o medios batiales.

En el borde sur de la paleocuenca donde se acumuló la Formación San Luis predominan las facies arenoso-arcillosas en la base, y conglomeráticas gruesas hacia el techo, pero hacia la parte norte estas facies arenosas y conglomeráticas desaparecen, siendo sustituidas por margas con algunas intercalaciones de lutitas. La formación San Luis es sobreyacida, en algunas regiones concordantemente y, en otras, discordantemente (discordancia estratigráfica), por la Formación Maquey, la cual se compone en algunas regiones de facies típicas de bancos calcáreos y, en otras de conglomerados y areniscas.

Las secuencias intramontanas están clásicamente ejemplarizadas por las formaciones del Grupo Newark de la región apalachana (fig. 7.16). De las cuencas Newark, la de Connecticut es la más típica, la cual se extiende desde New Haven a través de Connecticut y gran parte de Massachusetts, con una longitud de 160 km y una amplitud máxima de 50 km. Las capas del Triásico buzan hacia el este con una inclinación de 15 a 30° contra el plano de una gran falla que limita a la cuenca por el oriente y que debe tener un salto estratigráfico de cerca de 4 800 m.

Las rocas del Triásico de esta cuenca son conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones de lavas básicas. Esta secuencia es de color gris y rojo.

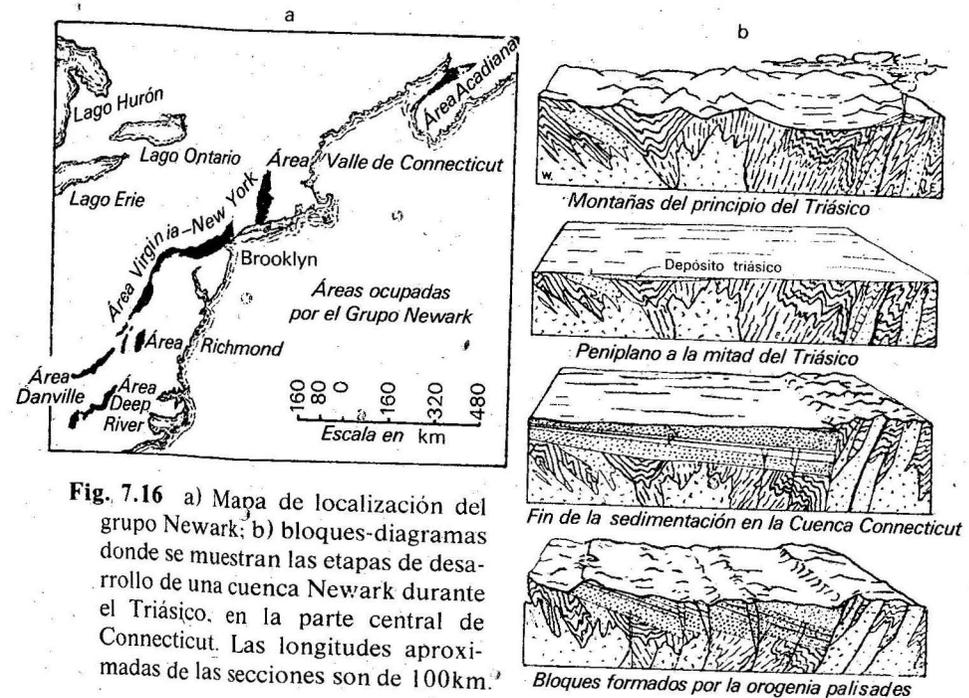


Fig. 7.16 a) Mapa de localización del grupo Newark; b) bloques-diagramas donde se muestran las etapas de desarrollo de una cuenca Newark durante el Triásico, en la parte central de Connecticut. Las longitudes aproximadas de las secciones son de 100 km.

La clasificación de los sedimentos es pobre y con mala estratificación. Todos los sedimentos clásticos gruesos son de tipo arcósico, y los feldespatos en gran parte no están alterados.

Los conglomerados son de gran potencia y de una textura gruesa a lo largo del margen oriental de la cuenca, donde se encuentra la falla que la limita. El espesor del Grupo Newark, en Connecticut, se ha calculado en 3 000 m.

La parte media del Grupo Newark se asocia a derrames de lava basáltica, de color gris. En este grupo no se han encontrado fósiles marinos, aunque localmente son abundantes los restos de plantas y de peces de agua dulce, así como numerosas huellas de dinosaurios en los lechos rojos; también son comunes las rizaduras (*ripple marks*) y las grietas de lodo y, en ocasiones, se observan huellas de gotas de lluvia en el techo de algunas capas.

Evidentemente, la cuenca de Connecticut, como otras cuencas Newark, fue una cuenca tectónica, bordeada en el oriente por una cadena de bloques montañosos de donde partían numerosos ríos torrenciales que formaron abanicos aluviales en el piamonte de dichas montañas. Otra gran parte de esos sedimentos se acumularon en las porciones internas de la cuenca, mientras que, a causa del derrame de lavas basálticas en parte de la zona, el drenaje se hizo pobre, formándose pantanos donde se acumularon las lutitas ricas en restos fósiles de plantas. En estas cuevas debieron existir lagos, donde proliferaron los peces cuyos restos son apreciables en algunas secuencias.

## CAPÍTULO 8

# Métodos de trabajo estratigráfico

---

Este capítulo tiene como objetivo la explicación de una serie de procedimientos y operaciones que se realizan con el fin de obtener los datos necesarios para el análisis estratigráfico. Hemos incluido solamente aquellas operaciones de campo y de laboratorio o gabinete, que estimamos son las de uso más frecuente, y no, por supuesto, todos los tipos de trabajos estratigráficos.

Las distintas operaciones que preceden a la elaboración del análisis estratigráfico, las hemos dividido en cuatro etapas, las cuales estudiaremos a continuación.

### 8.1 Análisis de los trabajos geológicos precedentes

El análisis de los trabajos geológicos precedentes constituya una etapa importante y necesaria, pues proporciona datos e hipótesis de trabajo del área que será estudiada o de las aledañas, lo cual permite al estratigrafo obtener una amplia visión de los problemas que deben ser resueltos y del grado de estudio de la región donde se trabaja. En esta etapa es necesario que sean leídos todos los informes, libros, artículos, reseñas, descripciones de pozos, etcétera, que existan sobre la zona.

Estos datos pueden ser obtenidos en los fondos geológicos de las empresas y los organismos estatales (Academia de Ciencias, Empresa de Geología, etcétera) o en el fondo geológico nacional.

De cada trabajo deben tomarse aquellos datos que sean de interés estratigráfico, es decir, las informaciones acerca de las unidades litoestratigráficas, las estructuras de la región, los datos petrográficos y petrológicos, los datos paleontológicos, la ubicación y descripción de perforaciones, etcétera.

Para cada uno de estos asuntos, en Cuba el Centro de Investigaciones Geológicas ha confeccionado fichas, las cuales se muestran en las figuras 8.1 y 8.2.

Además, en otras fichas podemos colocar los datos petrográficos, geoquímicos, etcétera, que sean de interés.

Al estudiar los informes, artículos, etcétera, debemos discriminar entre los datos propios y los tomados de anteriores trabajos y los que no se fundamentan con los resultados del trabajo realizado por el autor.

Como resultado de este trabajo crearemos un amplio fichero con toda la información disponible, de la cual seleccionaremos solamente la más confiable y que nos pueda ayudar en el trabajo.





El siguiente paso consistirá en la elaboración de un mapa de los datos disponibles, donde se ubicarán los puntos de interés litológico, paleontológico, geoquímico, etcétera. Estos puntos se reconocen por el número de las fichas, que es único para cada trabajo, y por un símbolo colocado a su lado: de esta manera, al confeccionar el mapa de datos disponibles conoceremos el grado de estudio de la zona donde realizaremos nuestro trabajo. La disponibilidad de la información precedente, su análisis y el análisis fotogeológico, nos permiten la construcción de un mapa geológico hipotético que, junto con el mapa de datos paleontológicos y otras informaciones, nos posibilita la construcción de la columna o columnas estratigráficas del área de estudio.

## 8.2 Trabajos de campo

El trabajo geológico de campo es una parte esencial en toda investigación estratigráfica, ya que es el medio por el cual el geólogo observa directamente las secuencias rocosas, las analiza, describe, mide, muestrea y mapea; por tanto, podemos decir que el trabajo de campo es la médula esencial de la base de todo estudio estratigráfico.

En el capítulo 2 analizamos el significado de los fósiles, la composición mineralógica, las texturas, etcétera, en la interpretación de las secuencias sedimentarias. Estos conocimientos son de gran valor en la actividad práctica, como lo son el dominio de los principios básicos de la geología y la estratigrafía en específico.

### Descripción de afloramientos y descripción de testigos

La descripción de los afloramientos o semiafloramientos, así como la descripción de los testigos de perforación, tiene un alto valor para la geología.

En la figura 8.3 se muestra un ejemplo de descripción de un afloramiento donde se puede observar toda una serie de detalles que es necesario tener en cuenta a la hora de describir un afloramiento o sección estratigráfica, así como un testigo de perforación; la única variación en el caso de estos últimos, es que es necesario indicar el intervalo de perforación y la cota de la «boca» del pozo.

### Medición de secciones estratigráficas

Al realizar el estudio estratigráfico de cualquier región, se hace necesario seleccionar algunos perfiles que pueden caracterizar la estratigrafía general y sus variaciones locales. Los perfiles deben ser descritos y medidos con precisión, así como muestreados con el grado de detalle suficiente. Estos datos son necesarios para caracterizar las unidades estratigráficas presentes y como base para la correlación. El grado de detalle del estudio de los perfiles depende de la escala del trabajo estratigráfico. Así, en los estudios estratigráficos que se realizan en grandes áreas, es importante el estudio de diez o veinte perfiles con un grado de detalle moderado. En el caso de pequeñas áreas (en dependencia de la complejidad geológica), puede bastar con la descripción detallada de un perfil.

La selección de las secciones estratigráficas se basa en el análisis de la situación geográfica y geológica del área de estudio. Los mejores afloramientos y cortes que muestren el mayor número de unidades estratigráficas, los contactos entre estos y sus estructuras, son las cuestiones más idóneas para ser investigadas detalladamente y para ser tomadas como patrones; sin embargo, en algunos lugares los afloramientos son escasos, por lo que se requiere, en este caso, auxiliarse de laboreos (pozos criollos, zanjas, etcétera), y de perforaciones.

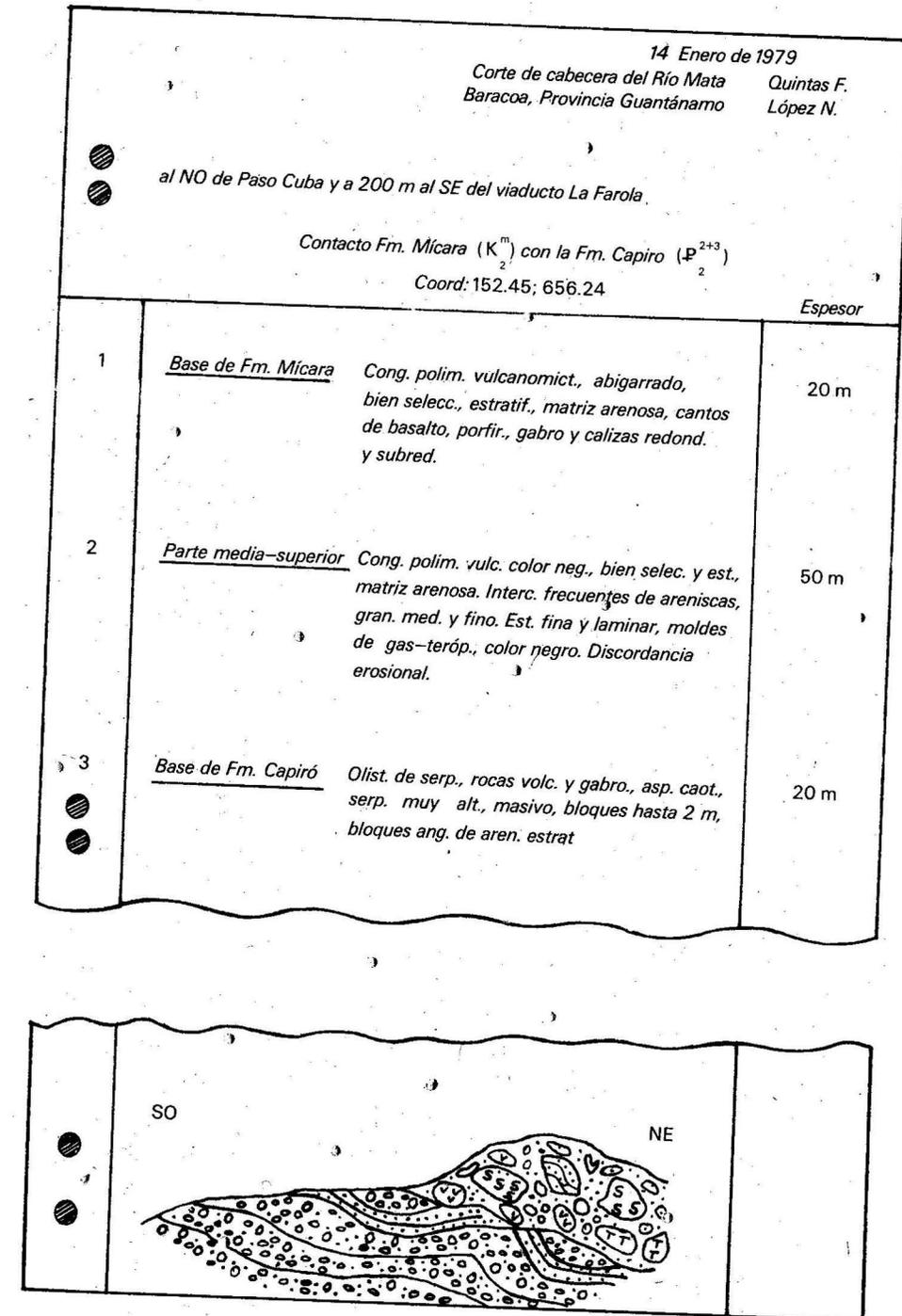


Fig. 8.3 Descripción de un afloramiento en una libreta de campo (detalle).

Al describir las secciones estratigráficas, hay que partir del hecho de que es necesario obtener el máximo de información estratigráfica posible: el espesor de las unidades y sus relaciones estratigráficas, la litología, la estratificación, las estructuras internas, el intemperismo y la paleontología.

La litología de cada unidad es descrita basándose en el tipo de roca predominante (caliza, arenisca, conglomerado, etcétera), las texturas, el color, los minerales observables, el cemento y la composición de los clastos (de calizas, basaltos, y otros).

Los contactos magmáticos, tectónicos y estratigráficos (concordantes y discordantes), deben ser observados y descritos con suma atención.

Cuando en la sección aparecen rocas fosilíferas, debe hacerse un estudio cuidadoso de estas y el listado de toda la fauna o flora presente, indicando los *taxa* predominantes (al menos en la categoría de género).

#### MUESTREO

Las secciones estratigráficas deben ser muestreadas en detalle: deben tomarse muestras petrográficas y paleontológicas, así como para otros análisis de laboratorio (análisis químicos, mineralógicas, etcétera). Donde estén presentes rocas ígneas o metamórficas, es necesario tomar muestras para determinar la edad absoluta de las rocas. Una muestra de tamaño adecuado es suficiente para varios fines. El número necesario de muestras, en ocasiones, depende del análisis estadístico que se aplique.

Es necesario, durante el muestreo, tener en cuenta que en muchas rocas solo hay microfósiles, esencialmente en las detriticas-calcareas de grano fino y en las rocas calcáreas, así como en algunas rocas silificadas. De las rocas deleznales que sean posibles contenedoras de fósiles, es necesario tomar muestras para realizar lavados y obtener microfósiles. Estas muestras deben ser de aproximadamente  $64 \text{ cm}^3$  (aproximadamente el volumen de un puñado de sedimentos tomado por un hombre).

#### MEDICIÓN DE LOS ESTRATOS Y UNIDADES

Cuando se hace un trabajo detallado es necesario medir los espesores de cada sección estratigráfica. Al medir las secciones, hay que tener en cuenta la yacencia de los estratos y las estructuras presentes.

Si las capas son horizontales, se pueden obtener fácilmente resultados directos al medir los estratos, pero en el caso de los estratos inclinados, el espesor medido en superficie es el aparente, por lo que hay que calcular el real, teniendo en cuenta el ángulo de buzamiento. Durante el cálculo de las potencias en las perforaciones, hay que tener en cuenta también la yacencia de los estratos.

La medición del espesor de las secciones de estratos horizontales se realiza utilizando un nivel de mano, como se indica en la figura 8.4, o con una cinta métrica.

En el caso de estratos inclinados, comúnmente se usa la cinta métrica y una brújula geológica para medir el buzamiento; la potencia se calcula por las relaciones que se exponen en la figura 8.5.

#### REGISTROS GEOFÍSICOS

Los registros geofísicos de pozos se utilizan ampliamente en algunas investigaciones estratigráficas, así como los datos aportados por los métodos geofísicos de superficie (gravimétricos, aeromagnéticos, etcétera).

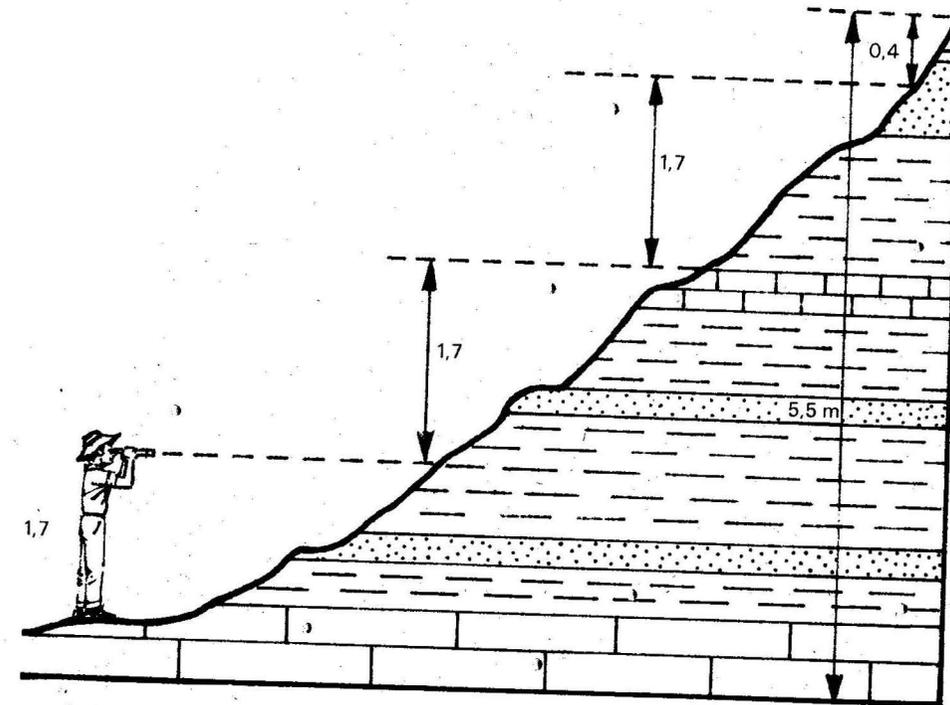


Fig. 8.4 Medición de estratos horizontales con un nivel de mano.

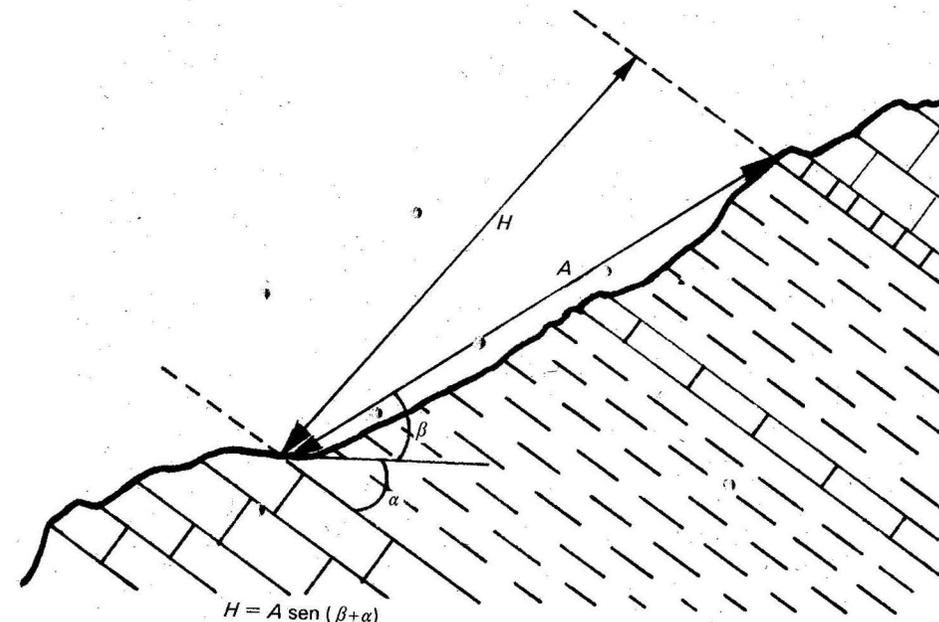


Fig. 8.5 Cálculo de la potencia de estratos inclinados.

Entre los registros de carottage, los que aportan un volumen considerable de información son los registros eléctricos, del potencial espontáneo y de la resistividad de las rocas.

Los registros eléctricos de los pozos aportan datos sobre la profundidad, el espesor, la litología y la posición de las secuencias perforadas. Los datos obtenidos en los registros eléctricos se utilizan ampliamente en la correlación, la construcción de mapas de facies e isopacas, el reconocimiento de discordancias, etcétera.

Otros métodos complementarios que contribuyen a precisar algunos datos obtenidos de los registros eléctricos, son los carottages gamma-gamma, neutrón-gamma, etcétera.

### 8.3 Trabajos de laboratorio

Los trabajos de laboratorio que se realizan durante las investigaciones estratigráficas son de diferentes tipos, y aportan valiosos datos que se utilizan para la correlación estratigráfica y para la interpretación de las rocas, al igual que para determinar la edad relativa de las secuencias y el tipo de litología que las compone.

Entre los análisis de laboratorio más importantes se encuentran los petrográficos, paleontológicos, químicos y mineralógicos.

Cada análisis debe ser registrado en una ficha donde, además de los resultados, se den a conocer la localidad de muestreo, las coordenadas, la hoja topográfica, el intervalo de muestreo, y una breve descripción de la muestra analizada (tipo de roca, color, grado de alteración, etcétera).

En el caso de los análisis mineralógicos, somos partidarios del empleo de la ficha propuesta por E.C. Dapples y modificada por Krumbein y Sloss, que mostramos en la tabla 8.1, a la cual le hemos introducido ligeras modificaciones.

### 8.4 Trabajos de gabinete

#### Aplicación de la estadística en la estratigrafía

En las últimas décadas se ha incrementado el uso de la estadística en los análisis estratigráficos, lo cual se relaciona con el gran número de muestras y con diferentes propiedades que se deben procesar al emplear algunos métodos de laboratorio, con el fin de alcanzar determinados valores representativos. Por ejemplo, los análisis estadísticos son aplicables al estudio de la composición mineralógica de las rocas sedimentarias clásticas. Los minerales que componen las arenas tienen relaciones discontinuas entre sí: no existen gradaciones entre los anfíboles y las plagioclasas, o entre el granate y las cianitas; pero en una roca sí existen determinadas proporciones entre la cantidad de granos minerales de distinto tipo que la componen. Las relaciones cuantitativas de la composición mineralógica o de los minerales pesados contenidos en una muestra o en un número dado de muestras, puede ser expuesta mediante un gráfico de barras, donde se tiene en cuenta el tipo de mineral y el porcentaje en que se encuentra.

Los clastos que componen los conglomerados y areniscas gruesas pueden tener diferente composición, y encontrarse en diferentes proporciones; en este caso se analizan las frecuencias contra el número de cantos y determinada litología para un grupo de 10 muestras (fig. 8.6). Para construir el diagrama de esta figura se tomaron 100 muestras, constituidas por 10 cantos cada una, de un área playera limitada (Krumbein, 1954). Los cantos de granitos constituían el 5 % y los de caliza

Tabla 8.1

FICHA PARA EL ANÁLISIS MINERALÓGICO DE MUESTRAS DE ROCAS CON EL MICROSCOPIO BINOCULAR  
(Modificada de la tabla preparada por E.C. Dapples)

Muestra No. .... Intervalo ..... Unidad estratigráfica .....

Localidad o pozo ..... Localidad .....

..... Coordenadas ..... Hoja Topográfica .....

..... Color ..... Fractura .....

Textura (s) .....

.....

Porosidad ..... Dureza .....

Clasificación ..... Reacción al HCl .....

Medio de desagregación ..... Mineralogía de los residuos .....

.....

Tabla 8.1 (cont.)

COMPOSICIÓN

<i>Clastos o cristales</i>		<i>Esfericidad</i>	
		<i>Valor</i>	<i>%</i>
% total .....			
Cuarzo .....	Calcita .....		
Feldespato .....	Dolomita .....		
Muscovita .....	Glauconita .....		
Biotita .....	Chert .....	Redondez	
Clorita .....	Pirita .....	Valor	
Anfíboles .....	Óxidos de hierro .....		
Piroxenos .....	Yeso .....		
Fragmentos de rocas .....			
Otras .....			

*Rocas carbonatadas*

Fósiles o sus fragmentos .....	Preservación de los fósiles .....
Oolitos y pisolitos .....	
Módulos .....	
Matriz, composición y % .....	Tipo de organismos
.....	
.....	
.....	
.....	
Cemento	Tipo de organismos
Grado de cementación .....	
.....	
Composición .....	
.....	
	Tipo de rocas.....

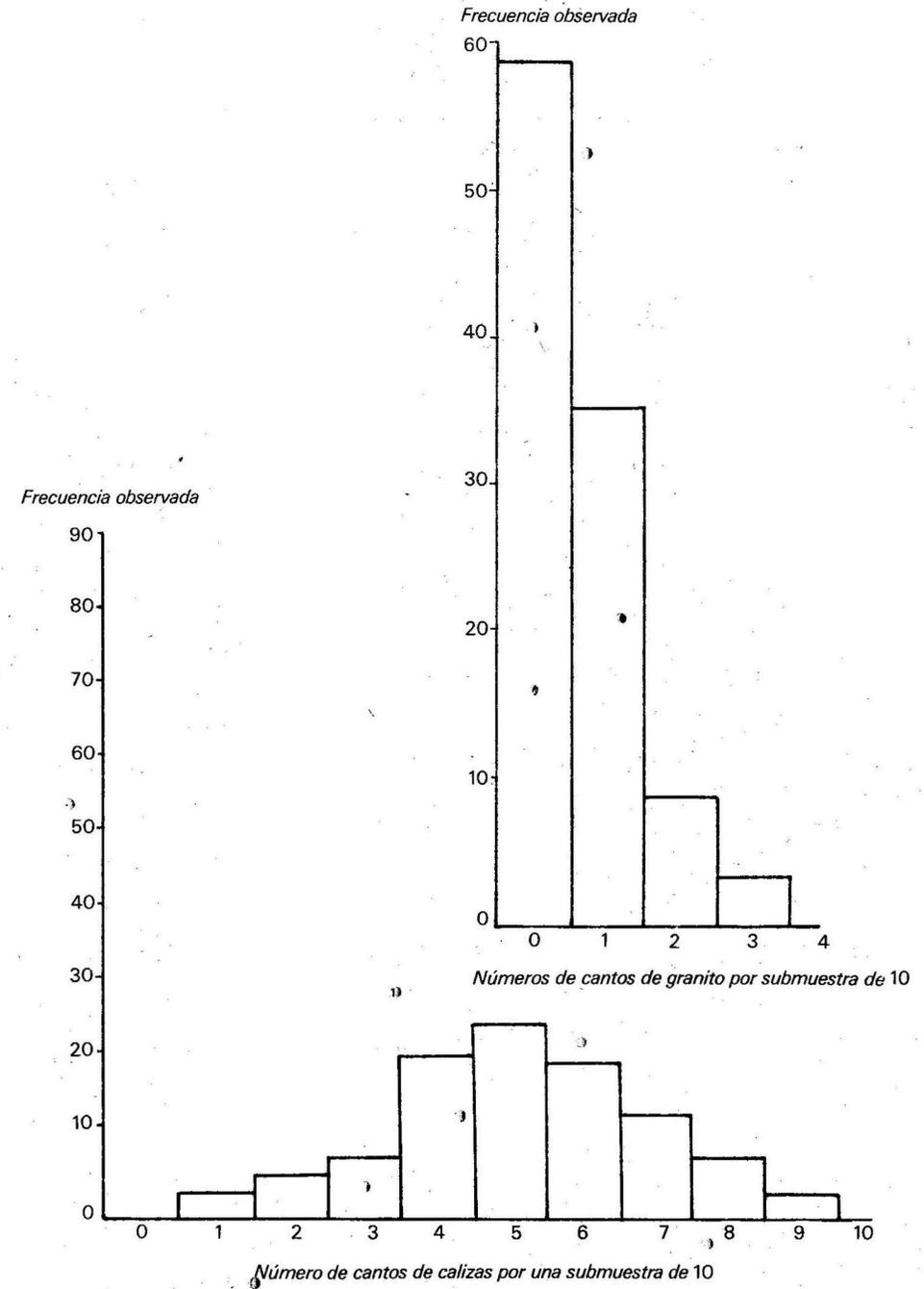
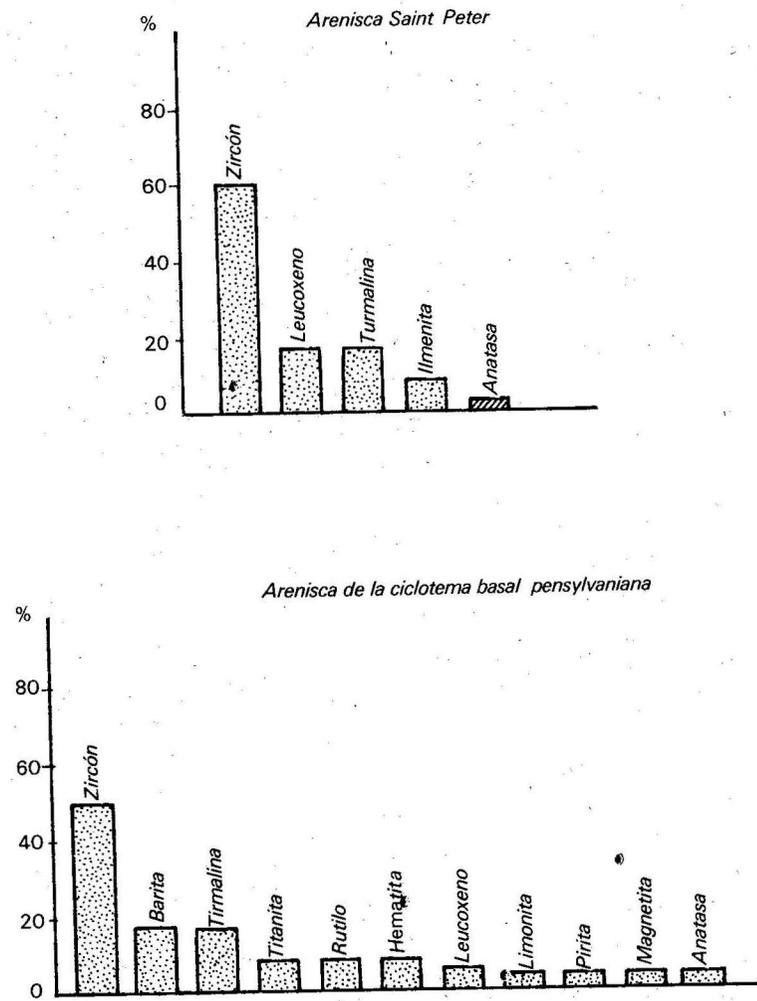


Fig. 8.6 a) Frecuencia de minerales pesados en la Arenisca St. Peter y en las areniscas basales de una cicloteма pensylvánica en Illinois; b) histogramas que ilustran el número de cantos playeros de una composición dada, observada en 100 muestras (en cada muestra se escogieron 10 cantos).

el 50 %; este hecho puede notarse en los histogramas: el de las calizas es binomial con un máximo central y simétrico, mientras que el de los cantos de grajito muestra una distribución de Poisson y es muy asimétrico.

También son susceptibles de elaboraciones estadísticas la redondez, la esfericidad, el diámetro de los sedimentos, etcétera.

En el análisis de las facies, es necesario aplicar algunos valores estadísticos como son la frecuencia de las facies, la desviación estándar y otros.

## Representaciones gráficas

Las secciones estratigráficas se construyen eliminando las estructuras y son similares a los diagramas de correlación, excepto en el hecho de que en las secciones estratigráficas se establecen distancias horizontales que corresponden a una escala uniforme y las litologías se extienden a todo lo largo de la sección (fig. 8.7).

### DIAGRAMAS DE CORRELACIÓN

Los diagramas de correlación muestran la interpretación de las relaciones laterales de las distintas columnas litológicas en un área determinada, como se muestra en la figura 8.8.

### CARTAS DE DISTRIBUCIÓN DE LOS FÓSILES

Estas cartas muestran la distribución de los fósiles colectados en las diferentes biozonas (tabla 8.2). Para aportar el mayor número de datos se coloca en la misma carta la abundancia, de forma gráfica, y la distribución de las *taxa*.

### CARTAS DE CORRELACIÓN

Las cartas de correlación son representaciones gráficas en dos dimensiones, donde se muestran las columnas estratigráficas, los hiatos, las relaciones entre las unidades litoestratigráficas, etcétera (tabla 8.3).

### COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Las columnas estratigráficas representan las sucesiones de unidades estratigráficas. Las secciones columnares son similares a las secciones medidas, aunque para construirlas nos podemos basar en los datos de perforación y en los registros geofísicos de pozos.

Las columnas estratigráficas pueden ser generales para una región, o pueden ser locales. En las zonas de geología compleja, tanto estructural como estratigráficamente, se requiere de la elaboración de varias columnas, por ejemplo, en las zonas donde están presentes secuencias autóctonas y alóctonas se requiere la confección de columnas estratigráficas para estas secuencias.

Las columnas generalizadas representan una síntesis de las características estratigráficas de la zona y, por tanto, solo pueden ser construidas cuando se posee un determinado grado de conocimientos, de la geología de la zona estudiada, obtenido por medio del análisis de los perfiles, las correlaciones estratigráficas y los datos de laboratorio (fig 8.9).

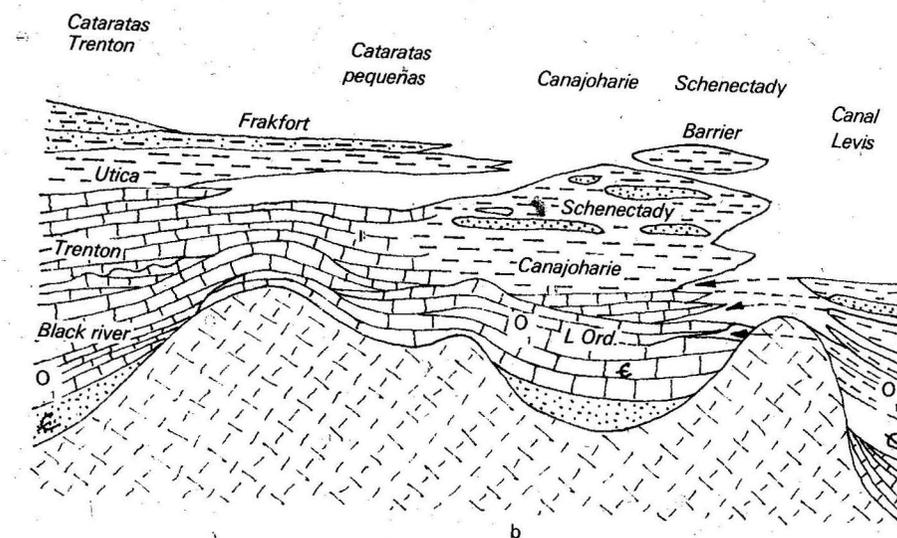
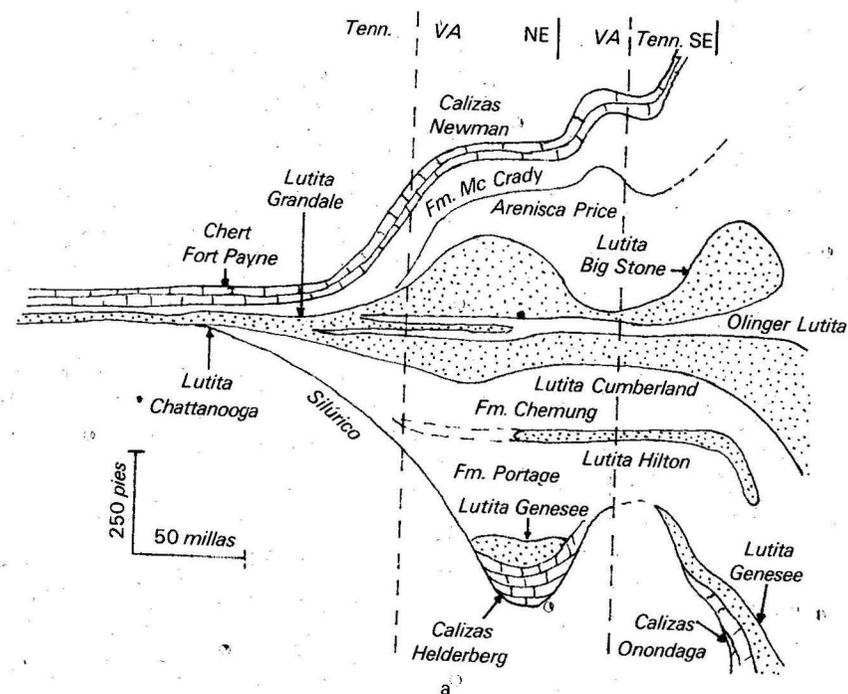


Fig. 8.7 a) Sección estratigráfica donde se muestran las relaciones entre el Devónico Superior y el Misisípico inferior en la parte oriental de Tennessee y en la occidental de Virginia; b) sección estratigráfica del Cámbrico y Ordovícico de Nueva York (según Ulrich y Ruedeman, 1932).

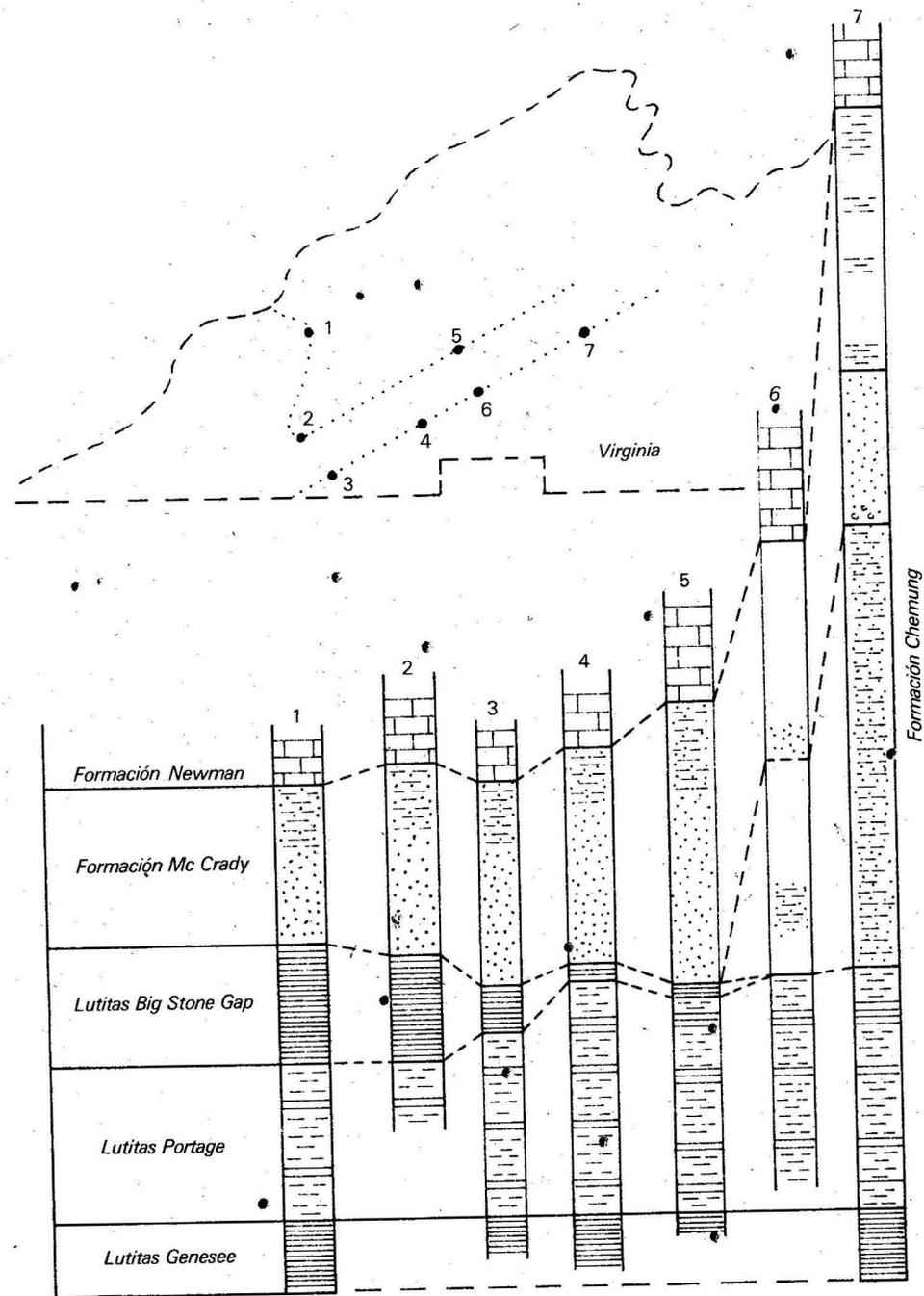


Fig. 8.8 Diagrama de correlación estratigráfica del Devónico Superior y del Misisipico Inferior en la parte occidental de Virginia. Las secciones columnares están muy generalizadas; el espaciamiento entre las columnas es uniforme y no está a escala (según Stose, 1924).

Tabla 8.2  
CARTA DE DISTRIBUCIÓN HIPOTÉTICA DE TRES TAXA FÓSILES

Fósiles Muestras	Presencia de las especies			Abundancia			Rangos distributivos			Abundancia gráfica		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
15			X			C						
14												◆
13			X			Ab						
12		X	X		C	Ab					◆	◆
11												◆
10		X			U							◆
9	?	X	X	?	Ab	C	?			?		◆
8		X			C							◆
7		X	X		U	R						◆
6	X		X	C		R					◆	◆
5	X	X		C	C						◆	◆
4	X			R								◆
3		X		U								◆
2												◆
1	X			Ab								◆

Ab: Abundancia  
C: Común

R: Raro  
U: Poco Común

Tabla 8.3  
 Carta de correlación de las formaciones kinderhookianas en la zona del valle superior del Misisipi.

Series	Grupo	Missouri SO	Missouri central	Iowa N. central	Iowa SE
					Calizas Gilmore City
Kinderhookiano	Easley			Dolomita Iowa Falls	
		Areniscas Northview	Calizas Sedalia	Fm. Hampton Conglom Eagle City	
		Calizas Compton	Calizas	Calizas Maynes Conglom Chapin	Fm. Hampton Calizas Wassonville Conglom North Hills
			Areniscas Bushberg	Aren. English R. Lutita Mapple Mill	Aren. English R. Lutitas Mapple Mill o Lutitas Sweetland
	Fabius	Lutita Chattanooga			
		Arenisca Sylamore			

▨ Hiatus

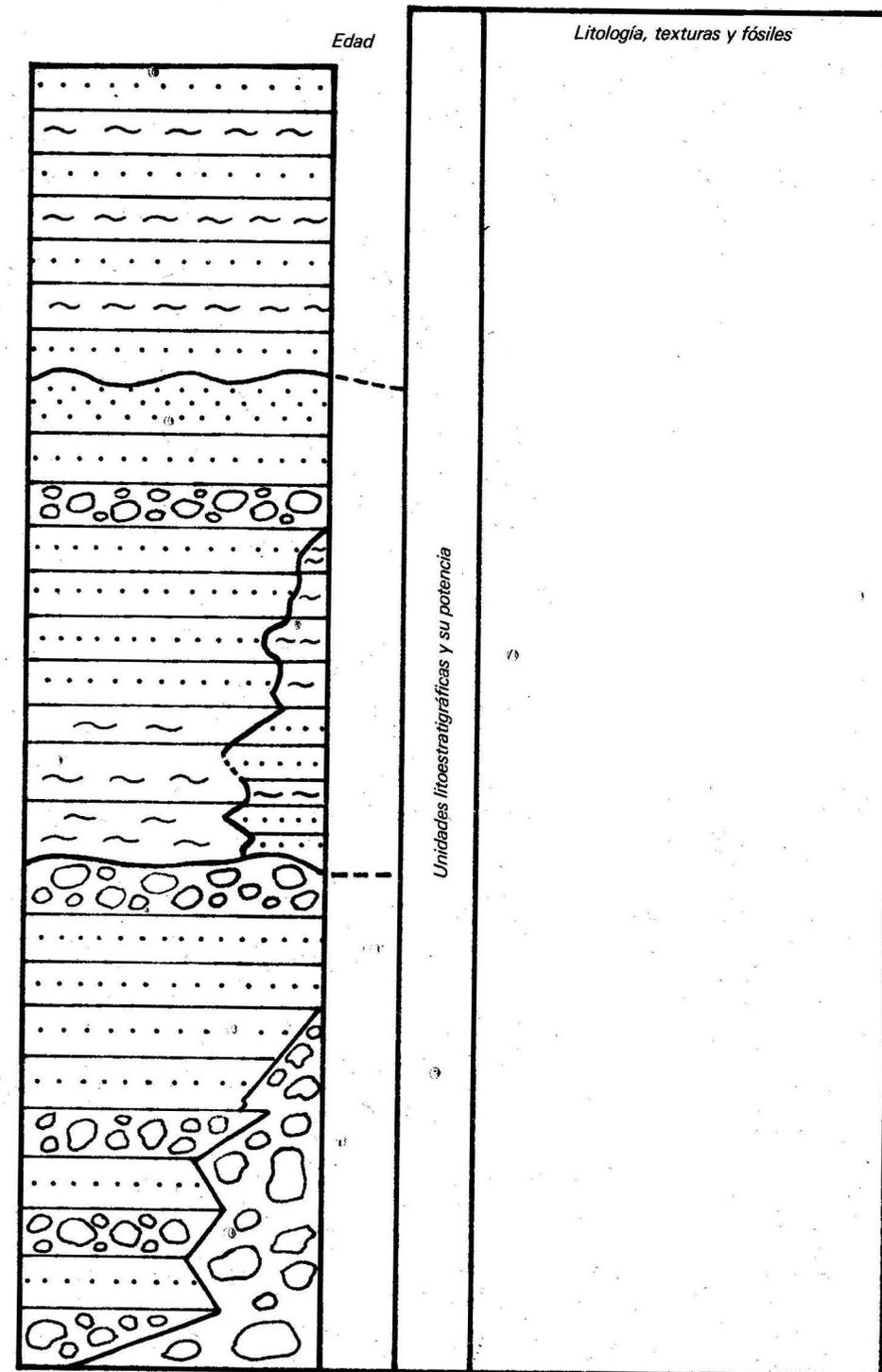
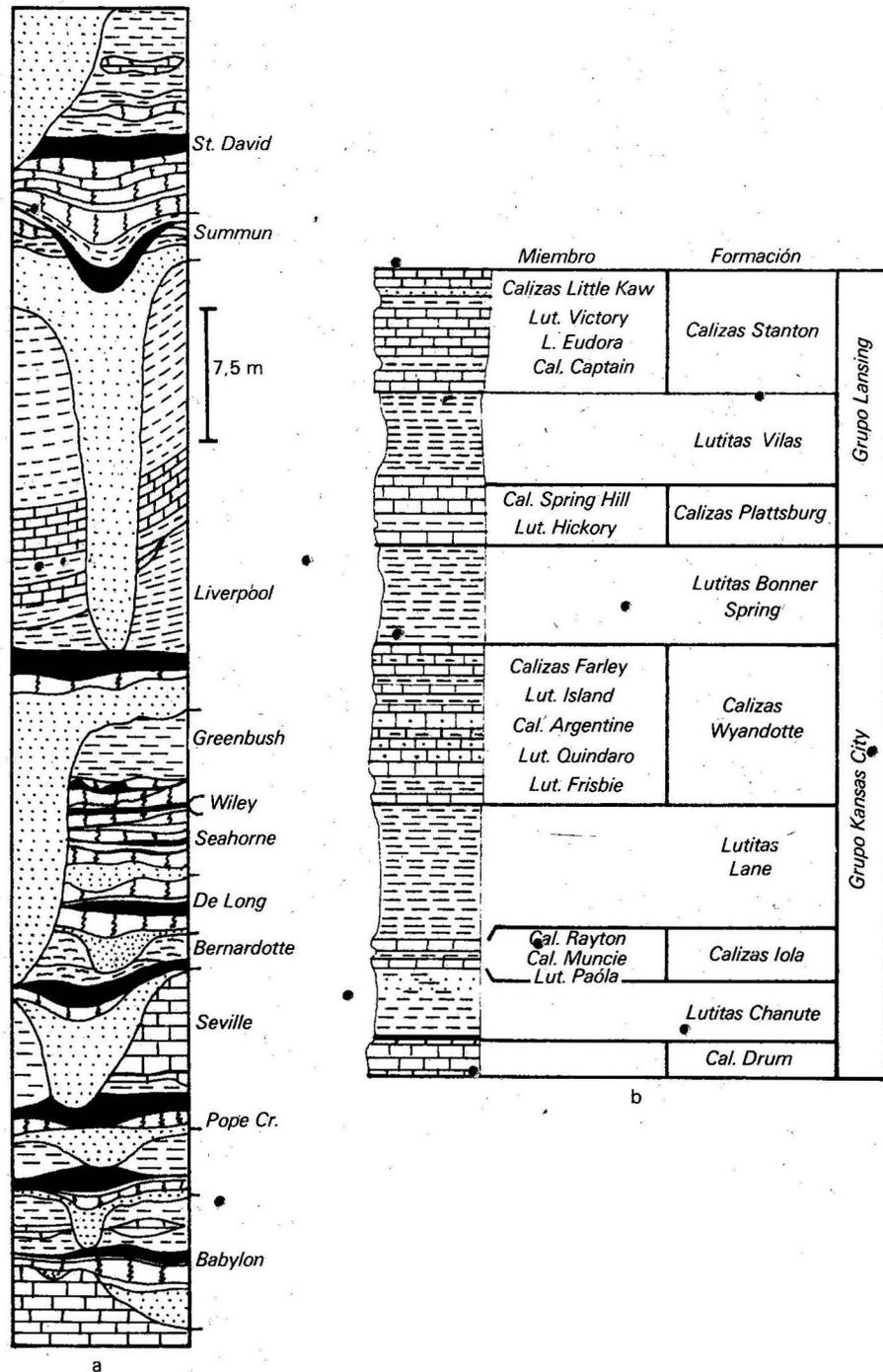


Fig. 8.9 Modelo de una columna litoestratigráfica.



Miembro	Formación	
Calizas Little Kaw Lut. Victory L. Eudora Cal. Captain	Calizas Stanton	Grupo Lansing
	Lutitas Vilas	
Cal. Spring Hill Lut. Hickory	Calizas Plattsburg	Grupo Kansas City
	Lutitas Bonner Spring	
Calizas Farley Lut. Island Cal. Argentine Lut. Quindaro Lut. Frisbie	Calizas Wyandotte	Grupo Kansas City
	Lutitas Lane	
Cal. Rayton Cal. Muncie Lut. Paola	Calizas Iola	Grupo Kansas City
	Lutitas Chanute	
	Cal. Drum	Grupo Kansas City

b

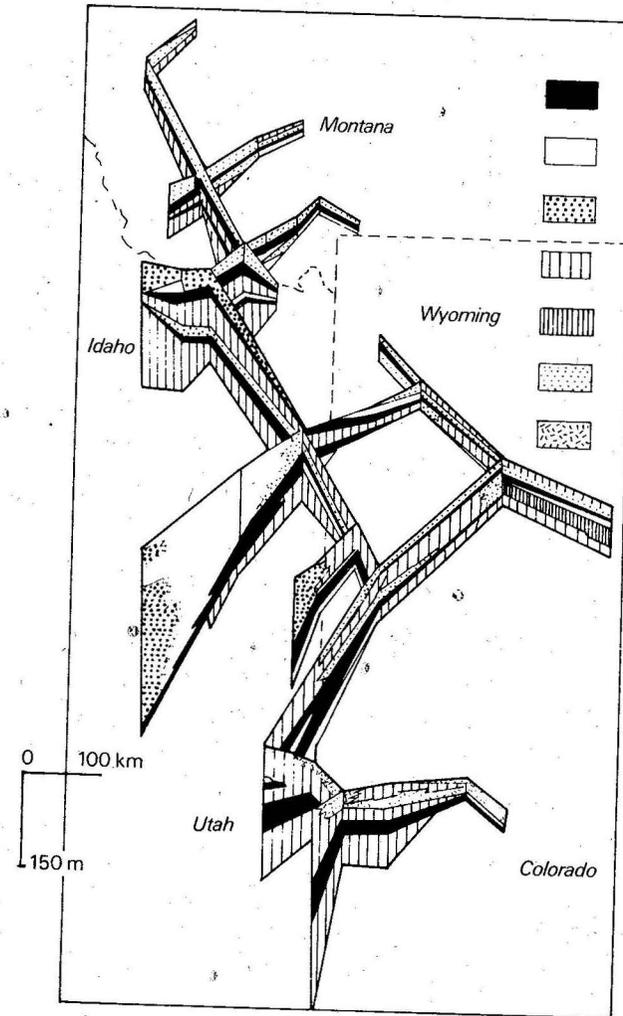


Fig. 8.10 a) Sección columnar que representa parte del Pensylvánico desarrollado en la parte occidental Illinois -esta sección es muy generalizada y muestra muchas de las variaciones estratigráficas que ocurren en el área, los estratos están agrupados en ciclotemas (según Wanless, 1931)-; b) sección columnar generalizada de parte del Pensylvánico de la parte oriental de Kansas -la línea irregular de la izquierda indica la presencia de capas duras y blandas y sirve para enfatizar las diferencias litológicas de las formaciones y los miembros (según Moore, 1936)-; c) diagrama de panel donde se muestran las interdigitaciones laterales de los estratos pérmicos de diferentes características geológicas, en parte de la región de las Montañas Rocosas- este diagrama se basa en un mapa geográfico y se presenta a escala, el techo de cada columna estratigráfica está correctamente localizado, así como las secciones geológicas que sirven de base a este diagrama (Mc Kelvey, 1956)-.

Tabla 8.4  
RELACIÓN DE ESTRATOS-GUÍA

<i>Estratos-guía litológicos</i>	<i>Indicadores biológicos</i>
Capa fina y extensa de calizas	
Capa fina y extensa de conglomerado o arenisca	Zona de distribución local
Capa extensa de carbón	Zona de asociación
Capa de bentonita	
Zona de minerales pesados	<i>Discontinuidades estructurales</i>
Zona de residuos insolubles	
Zona de nódulos de fosfato	Discordancia angular
Registros de carotages eléctricos (algunas zonas)	Discordancia estratigráfica
Superficie sísmica de reflexión	Diastema

Los mapas de isopacas, en específico, son muy útiles para conocer los límites de las unidades (isopaca cero) y las variaciones del espesor de las diferentes unidades estratigráficas, así como también en algunos casos para deducir la intensidad de la subsidencia en las cuencas de sedimentación.

*Mapas de facies*

Estos mapas muestran la variación de las facies en un área determinada; pueden ser litofaciales, biofaciales o tectofaciales, de acuerdo con el aspecto de la secuencia estratigráfica que se tome como base para hacer el mapa.

Al construir un mapa de facies se toman los datos de cada punto. Si nos interesa una litología, podemos sumarizarla en la columna, o analizarla de acuerdo con el número de capas, el espesor y la posición en la secuencia.

*Mapas convencionales de facies.* Los mapas de litofacies se han hecho comunes a partir de 1950. Diversos geólogos, como Grabau, Mckee, Sloss, Dapples, Krumbein y otros, han construido numerosos mapas faciales.

Los datos para construir muchos mapas convencionales deben ser tabulados convenientemente, para lo cual proponemos la tabla 8.5.

*Mapas de un solo componente.* Estos mapas se basan en el análisis del espesor absoluto de un tipo de rocas presentes en una sección, o en el espesor de un tipo de litología respecto al espesor total.

*Mapas isolíticos.* Este es un mapa facial que refleja el espesor total de un tipo de litología dado. Para construir un mapa isolítico, en cada punto de control se calcula el espesor total de la litología que se investiga (fig. 8.12), y con los valores así obtenidos en cada punto, por interpolación se obtiene el mapa isolítico. El término mapa isolítico fue propuesto por W.L. Grossman en 1954.

*Mapas de porcentaje.* Los mapas de porcentaje de una litología dada, son mapas de isolíneas e isolíticos que revelan el porcentaje del espesor total que representa un tipo de litología en cada punto de control (fig. 8.13).

Tabla 8.5  
DATOS NECESARIOS PARA LA CONSTRUCCIÓN DE MAPAS CONVENCIONALES

<i>Pozo o sección</i>	<i>Localidad</i>			<i>Litología (espesor)</i>			
	<i>Sección</i>	<i>Total</i>	<i>Proporción</i>	<i>Espesor total</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>

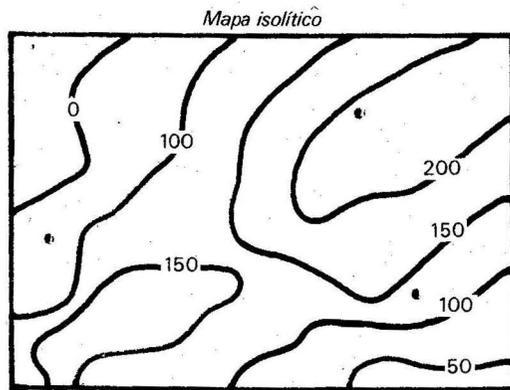


Fig. 8.12 Modelo de mapa isolítico de una unidad estratigráfica. Las isolíneas representan el espesor total de un tipo litológico dado.

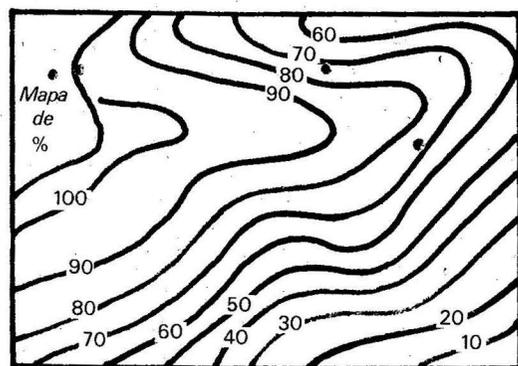


Fig. 8.13 Modelo de mapa isolítico de una unidad estratigráfica. Las isolíneas representan el porcentaje del espesor total de una litología dada en una unidad estratigráfica.

*Mapas faciales multicomponentes.* Los mapas multicomponentes se basan en el análisis de las proporciones de distintos valores absolutos y relativos entre las facies presentes en un área investigada.

*Mapa de triángulo de facies.* Los mapas de triángulo de facies se basan en la relación de las proporciones del espesor de tres facies, ya sea porque estas sean las únicas existentes en la zona o porque se hayan seleccionado para su estudio. Para confeccionar el mapa se usa un triángulo de facies (fig. 8.14), que muestra varios campos limitados por diferentes valores de proporciones, y en cuyos vértices se colocan las facies «puras».

En algunas regiones donde hay más de tres tipos de litología predominantes, se puede hacer una combinación de estas, basándonos en su afinidad genética; por ejemplo, las calizas y evaporitas pueden combinarse bajo el término *no clásticas*, y los conglomerados areniscas y lutitas pueden considerarse *clásticas*. Los valores obtenidos en cada región se plotean en el triángulo de facies, como se indica en la figura 8.15.

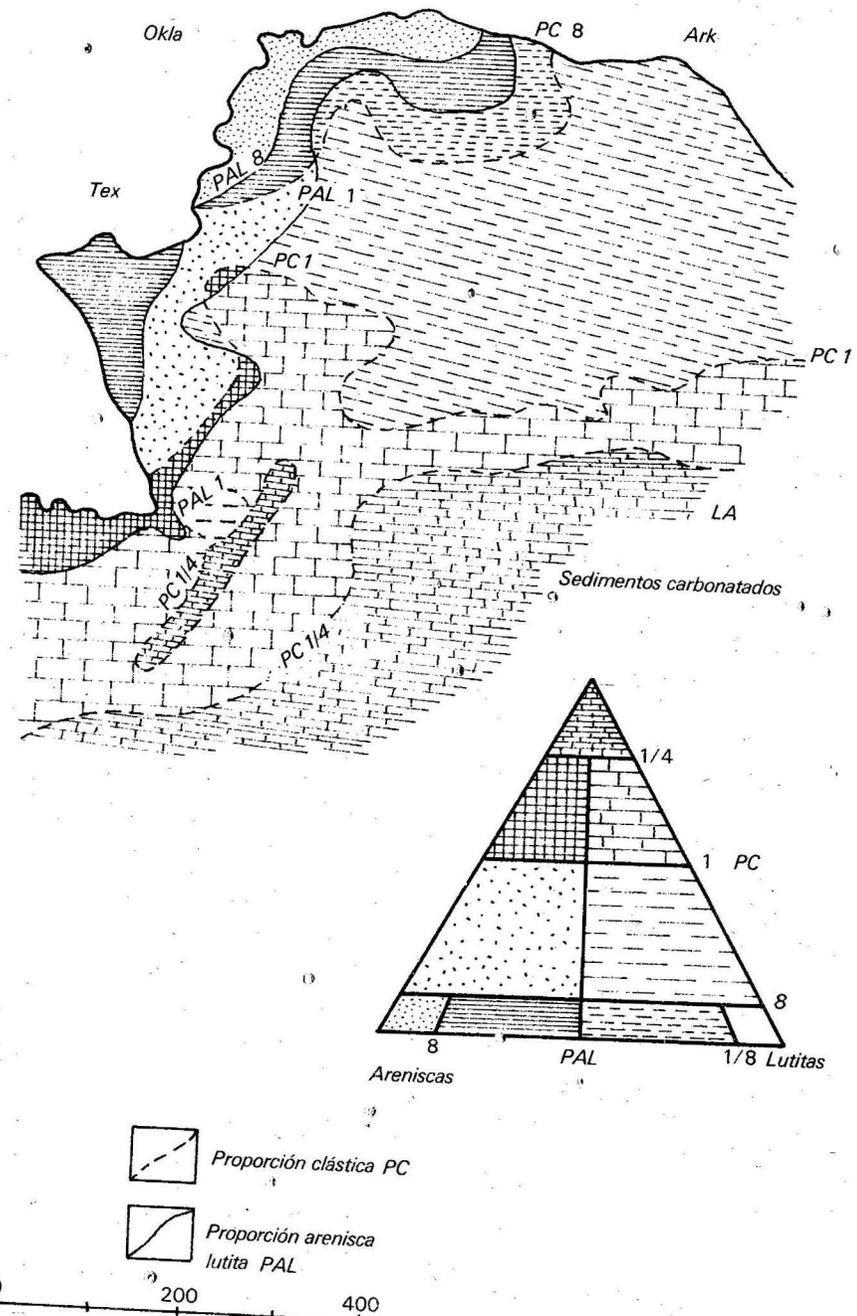


Fig. 8.14 Mapa de triángulo de facies del Grupo Trinity (según Forgoisson, 1960).

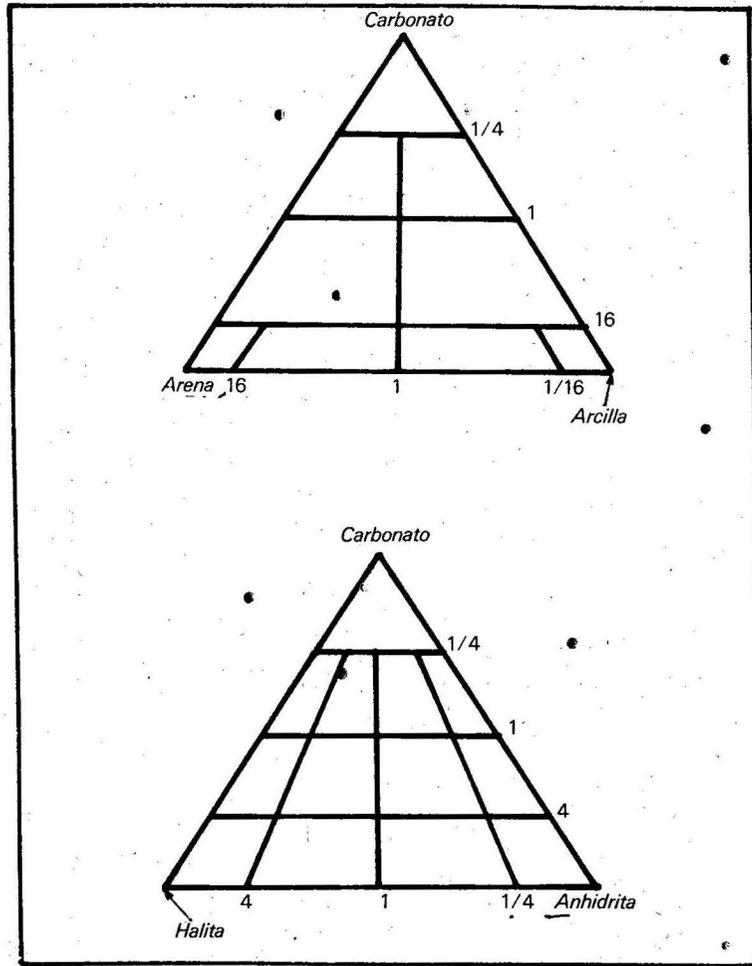


Fig. 8.15 Diferentes tipos de triángulos de facies.

Para confeccionar los mapas de triángulo de facies, es necesario calcular las proporciones clásticas (PC) y las proporciones entre las facies clásticas y no clásticas. Si en una zona analizamos tres facies A, B y C, siendo A la no clástica, B las areniscas y conglomerados, y C las lutitas y aleurolitas, la proporción  $\frac{B+C}{A}$

entre sus potencias representa la relación entre los sedimentos detríticos y los no clásticos, por lo que se denomina *proporción clástica* (PC). La proporción B/C, denominada de *arenisca-lutita* (PAL); revela los contrastes entre los sedimentos clásticos gruesos y finos; las PC y las PAL se calculan en cada punto de control y se obtienen las curvas correspondientes por ploteo (tabla 8.6).

Estas curvas deben ser dibujadas con dos colores diferentes, para así poder diferenciarlas en el mapa. Al dibujar las curvas PC y PAL dividiremos el mapa en diferentes campos que se corresponden con los del triángulo de facies.

Tabla 8.6. PROPORCIONES LIMITANTES DE LOS DISTINTOS CAMPOS DEL TRIÁNGULO DE FACIES Y SU SIGNIFICADO EN TÉRMINOS LITOLÓGICOS

Litología	PC	PAL	Características generales
Arenisca	8	8	Más del 79 % de arenisca
«Arenisca arcillosa»	8	8-1	Más arenisca que lutita, menos del 11 % de caliza
«Lutita arenosa»	8	1-1/8	Más lutita que arenisca, menos del 11 % de caliza
Lutita	8	1/8	Más del 79 % de lutita
«Arenisca-calcareá»	1-8	1	Más arenisca que lutita 11-50 % de caliza
«Lutita calcareá»	1-8	1	Más lutita que arenisca, 11-50 % de caliza
«Caliza arenosa»	1/4-1	1	50-80 % de caliza, más arenisca que lutita
«Caliza arcillosa»	1/4-1	1	50-80 % de caliza, más lutita que arenisca
Caliza	1/4	Cualquier valor	Más de 80 % de caliza

Un ejemplo de mapa de triángulo de facies fue mostrado en la figura 8.14; es de uso corriente colorear los diferentes campos del triángulo de facies y el mapa para visualizar mejor las variaciones faciales y la distribución de las facies en el área.

*Mapas que revelan la variabilidad vertical.* Entre los mapas faciales que revelan la variabilidad vertical de las facies tenemos los mapas de número de capas (fig. 8.16), los cuales son mapas de isolíneas que se construyen al plotear el número de capas de un tipo de litología contabilizada en cada punto de control. Este mapa es complementario de los isolíticos.

*Mapas de centro de gravedad relativo.* Los mapas de centro de gravedad relativo muestran la posición relativa de una determinada litología en un intervalo estratigráfico o unidad estratigráfica. En la figura 8.17 se muestra gráficamente el método de cálculo del centro de gravedad relativo (CGR).

En el mapa de CGR mostrado en la figura 8.18 se puede observar que, en el suroeste, la posición media de las areniscas está cerca del techo de la unidad, mientras en el noroeste la posición media es cercana al fondo del intervalo (o sea, el centro de gravedad se localiza a 80 % de la distancia con respecto al techo de la unidad mapeada).

*Mapas de lineaciones sedimentarias*

Las lineaciones sedimentarias son propiedades anisotrópicas de las rocas sedimentarias que posibilitan conocer el movimiento del material sedimentario en la cuenca durante los procesos sedimentológicos.

Las lineaciones sedimentarias pueden encontrarse en toda la capa o en los planos de estratificación.

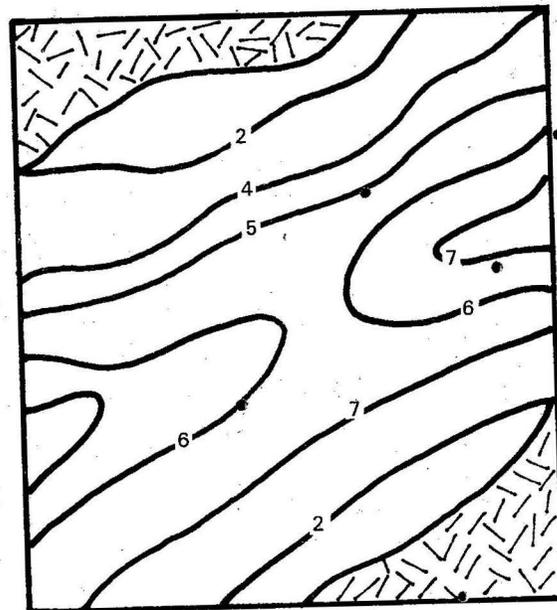
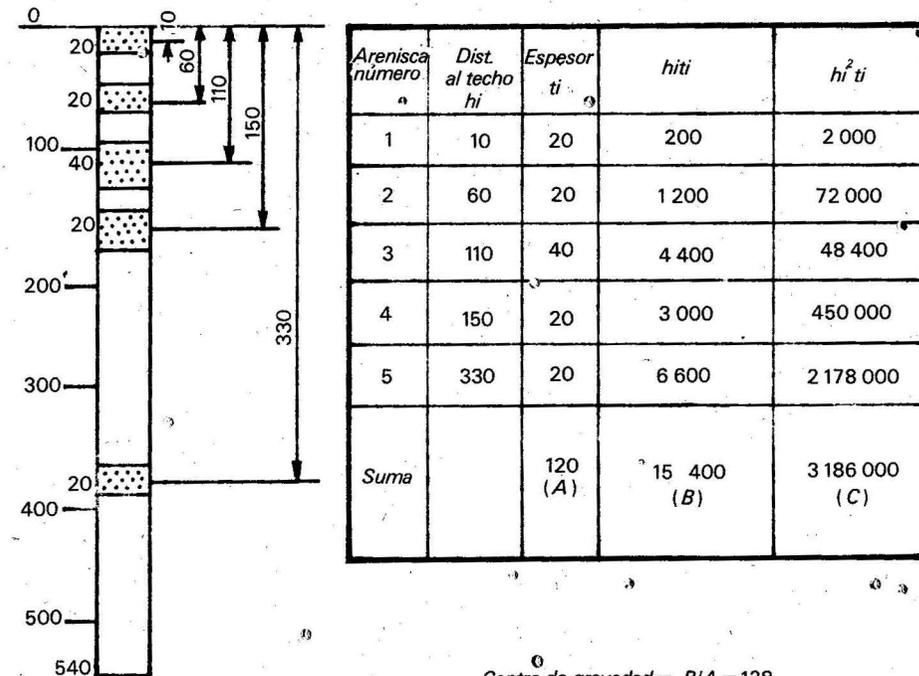


Fig. 8.16 Ejemplo de mapa de variabilidad vertical de las facies. Mapa de número de capas.



Centro de gravedad =  $B/A = 128$

Centro de gravedad relativo =  $100 \frac{128}{540} = 24 \%$

Varianza aproximada =  $\frac{C - (B^2/A)}{A} = 10 081 \text{ m}^2$

Desv. est. aprox. =  $\sqrt{10 081} = 100$

Desv. est. rel. =  $100/540 = 19 \%$

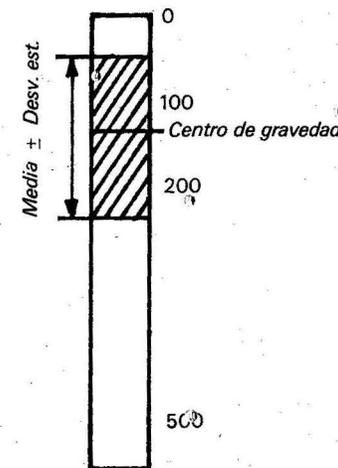


Fig. 8.17 Modo de computar el centro de gravedad y la desviación estándar aproximada de las capas de una sección estratigráfica (según Krumbein y Libby, 1957).

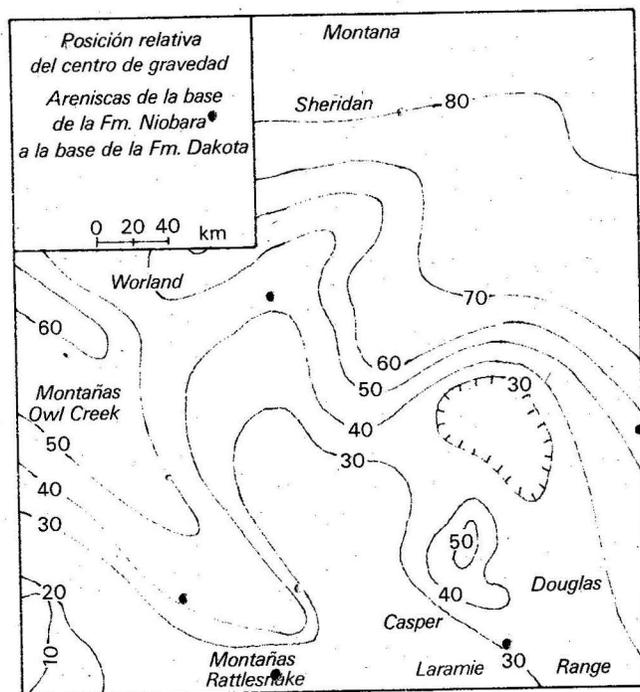


Fig. 8.18 Mapa de centro de gravedad relativo de las areniscas en el intervalo que va desde la base de la Formación Niobara, hasta la base de la Areniscas Dakota (según Krumbein y Libby, 1957).

Entre las lineaciones observadas en las capas se encuentran la estratificación cruzada, los cantos orientados, la estratificación convoluta, etcétera. El uso de estas lineaciones se muestra en la figura 8.19.

Estas lineaciones se miden con la brújula y con estos datos se construyen los mapas de lineaciones sedimentarias, previo proceso estadístico de los datos.

En el caso de los cantos orientados, se mide la orientación de los ejes *c* de los cantos y se construyen estereogramas de contorno, donde el valor máximo en el diagrama se considera la dirección de transporte, como se indica en la figura 8.20.

Con estos estereogramas de diferentes localidades se construye un mapa de estereogramas o cartogramas.

*Lineaciones sedimentarias en los planos de estratificación.* A este grupo de lineaciones pertenecen las *ripple marks* (rizaduras) y los mecanoglifos. Estas lineaciones se miden con la brújula y se procesan estadísticamente; la orientación media es llevada al mapa y se dibujan los vectores indicadores del transporte en cada localidad, como se muestra en la figura 8.21.

En la figura 8.22 se muestra un mapa litofacial del flysch Viseano de la misma zona de la figura 8.21, donde se puede apreciar la plena concordancia entre las facies y la dirección de transporte.

La orientación de las lineaciones sedimentarias también puede ser expresada en diagramas de barras y de roseta, los cuales pueden tomarse como base para construir cartogramas.

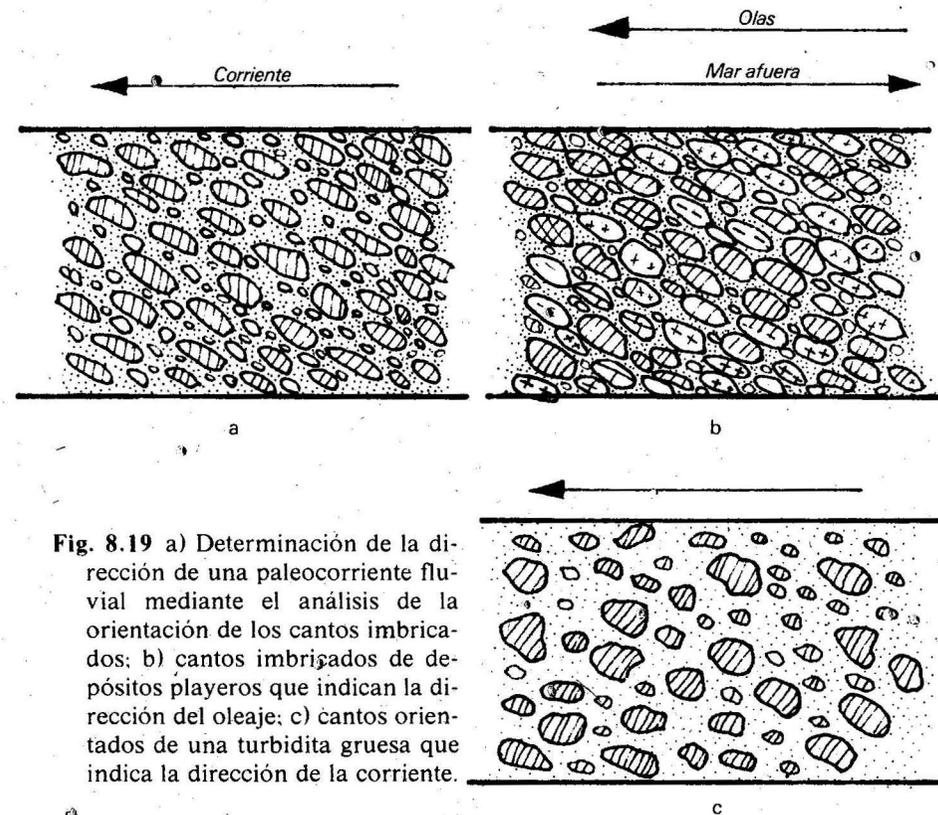


Fig. 8.19 a) Determinación de la dirección de una paleocorriente fluvial mediante el análisis de la orientación de los cantos imbricados; b) cantos imbricados de depósitos playeros que indican la dirección del oleaje; c) cantos orientados de una turbidita gruesa que indica la dirección de la corriente.

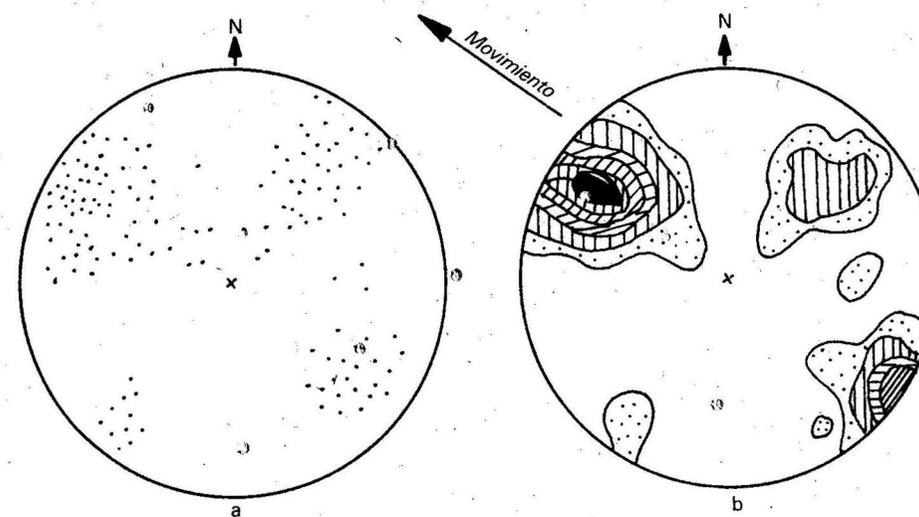


Fig. 8.20 a) Estereodiagrama de polos del eje *c* de los cantos orientados; b) estereodiagrama de contorno de los ejes *c*.

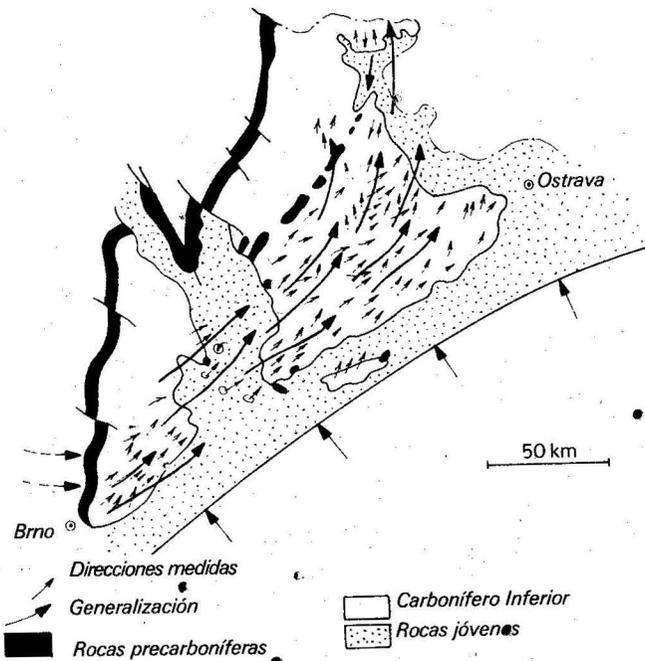


Fig. 8.21 Mapa del movimiento del material clástico en la depresión de avance de Moravia. Intervalo del Viséano Tardío.

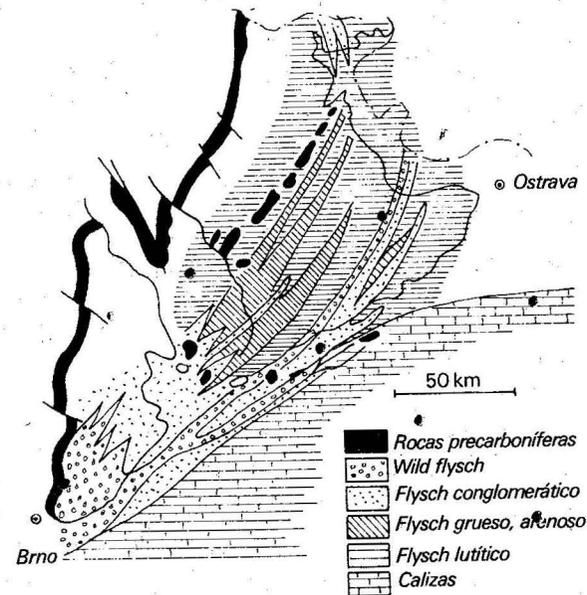


Fig. 8.22 Mapa facial donde se observa la distribución de las facies del flysch Viséano Tardío, en Moravia.

## Corrección de la influencia de la tectónica en la construcción de mapas litofaciales

Cuando se construyen mapas litofaciales en una región de estratos horizontales o casi horizontales, no es necesario hacer ninguna corrección (esto se refiere a los mapas que se basan en la potencia de las capas o en la orientación de las lineaciones sedimentarias). Pero en las regiones de estratos plegados es necesario reconstruir primero el estadio pretectónico para obtener valores correctos. A continuación estudiaremos los tipos de correcciones que es necesario realizar.

### CORRECCIÓN DEL ESPACIO

Si vamos a reconstruir la distribución original de las facies en una cuenca, es necesario eliminar los efectos del transporte tectónico producido por los cabalgamientos, o los efectos del acortamiento del área a causa de los plegamientos. No obstante ser importante, esta corrección se elimina si lo que interesa es conocer la distribución actual de las facies.

### CORRECCIÓN DE LA POTENCIA

El plegamiento puede producir engrosamiento o adelgazamiento y, por tanto, una variación de la potencia original, específicamente en el caso de las rocas plásticas. Si existen alteraciones de la potencia, es necesario medir la unidad en aquellas partes donde las estructuras producen cambios mínimos, determinados así, aproximadamente, la magnitud de la alteración de la potencia.

En el caso de las perforaciones, es necesario tener en cuenta que las potencias tomadas sean las reales y no las aparentes; en este último caso es necesario calcular la potencia real por los métodos explicados en los cursos de Geología estructural.

### CORRECCIÓN DE LA DIRECCIÓN

La corrección de la dirección se hace en las mediciones de las rocas sedimentarias, en el caso de que los estratos estén muy inclinados o plegados; en este último caso se puede hallar la dirección original utilizando la falsilla de Wulff (fig. 8.23). La dirección original se puede calcular también mediante la fórmula:  $L = D \tan A$ , donde  $L$  es el acimut de la lineación;  $D$ , el acimut de las capas; y  $A$ , el ángulo comprendido entre la dirección de la lineación y de la capa.

## Construcción de la curva litológica

Las curvas litológicas son valiosos auxiliares en el análisis estratigráfico. Para construirla es necesario describir detalladamente un corte estratigráfico, capa por capa con todos los fósiles y todas las particularidades de estos. El corte o los cortes descritos deben ser representativos de la región estudiada. Los cortes comúnmente son dibujados a escala detallada, donde incluso se pueden representar las capas. Una vez establecida la serie virtual local, se procede a la construcción de la curva litológica, la cual no es más que una construcción gráfica obtenida por la comparación de la serie virtual local con la serie natural, como se muestra en la figura 8.24.

Para construir la curva se dibuja la columna litológica y al lado se colocan columnas verticales en igual cantidad como columnas litológicas aparezcan. En la co-

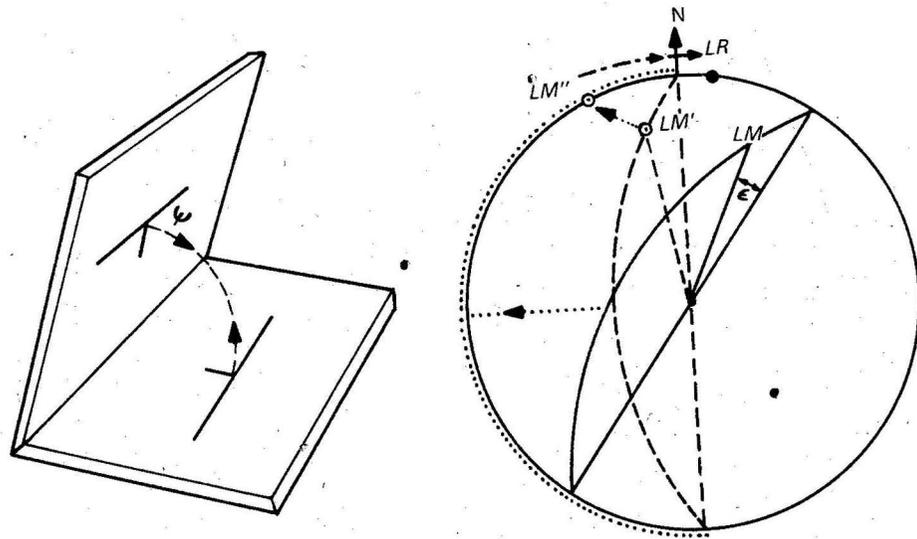


Fig. 8.23 Rotación de las capas hacia la posición horizontal para determinar las direcciones originales de las lineaciones sedimentarias.

columna virtual local. las primeras columnas de la izquierda se reservan para las rocas clásticas: conglomerados, areniscas y arcillas, en este orden y las columnas de la derecha pertenecen a las calizas hasta las evaporitas.

Para construir la curva se coloca un punto en cada cambio de litofacies en la columna correspondiente y posteriormente se unen estos puntos. La curva debe interrumpirse donde estén presentes discordancias y diastemas.

La curva así obtenida puede ser continua o discontinua, recta u ondulada, y su estilo refleja la evolución de la serie o secuencia.

Las curvas litológicas tienen carácter cualitativo y complementan a otra serie de trabajos estratigráficos que aportan valiosos datos para el análisis estratigráfico.

Antes de concluir es necesario aclarar una serie de conceptos relacionados con la construcción de las curvas litológicas, tales como: serie virtual, serie virtual local, secuencias positivas (activas y pasivas), y secuencias negativas, al igual que el concepto *bisequencia*.

### SERIE VIRTUAL GENERAL

Las series virtuales se establecen sobre la base de la hipótesis de que todas las series sedimentarias depositadas en el medio marino son representativas de una serie ordenada de litotopos que se suceden sin mayores discontinuidades.

El orden en que se suceden las facies (orden teórico), se denomina *serie virtual* y consiste en un conjunto de litofacies, desde clásticos gruesos hasta clásticos finos, pasando a facies arcillosas y calcáreas, siguiendo las facies calcáreas cada vez más puras hasta dolomitas y evaporitas.

Esta serie virtual es la siguiente (del techo al piso):

- precipitados salinos,
- precipitados carbonatados.

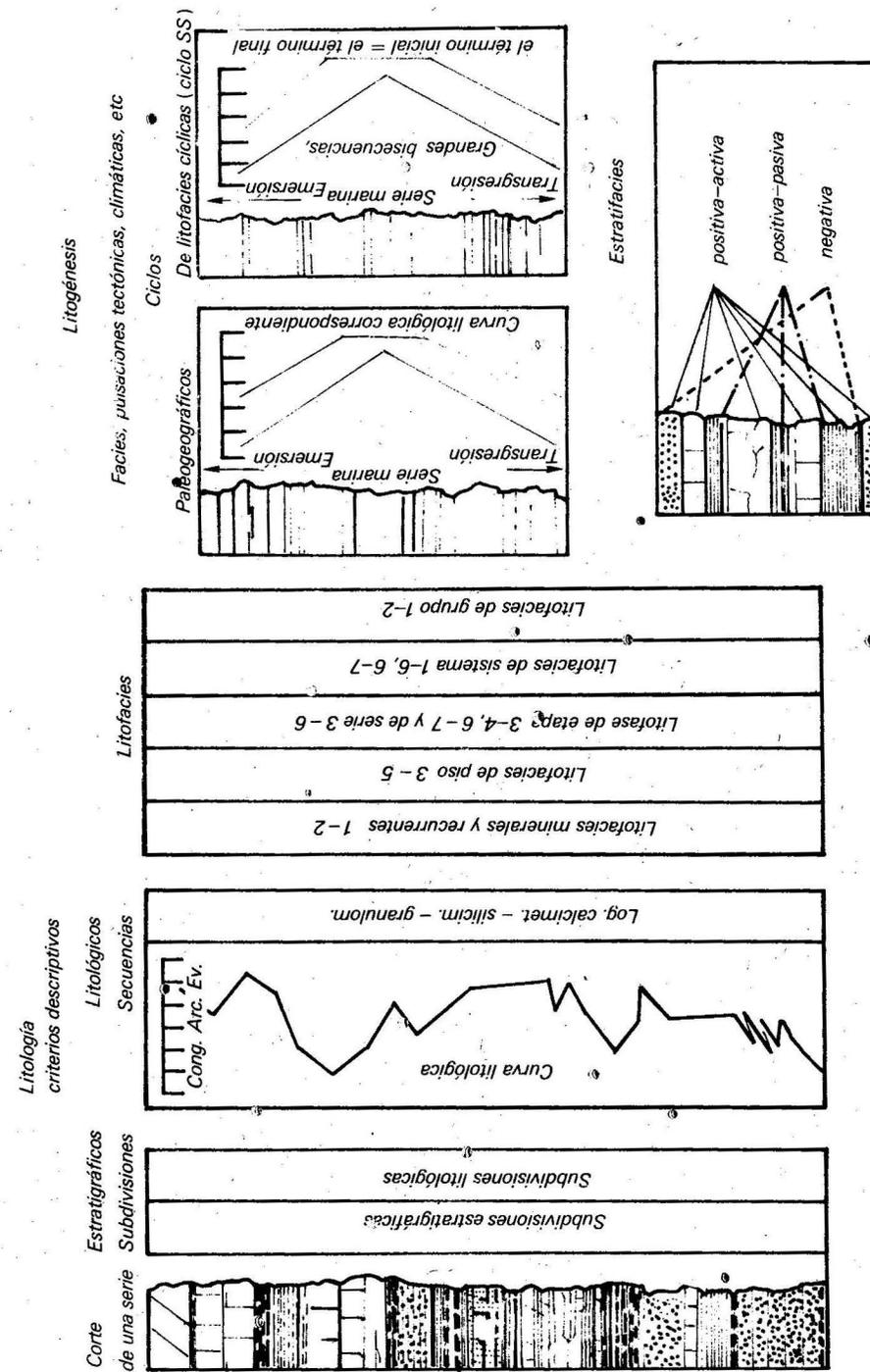


Fig. 8.24 Comparación de una serie virtual local y una serie natural (según Lombard, 1956).

depósitos de hierro, fosfato y carbón,  
arcillas,  
sedimentos clásticos finos y  
sedimentos clásticos gruesos.

Esta serie virtual general corresponde a la evolución general de las facies en un medio marino a partir de depósitos transgresivos.

• La mayor parte de las secuencias litológicas de las series naturales son parte de la serie virtual general, la cual representa la integración de numerosas variaciones de detalle de la evolución de las series.

#### SERIE VIRTUAL LOCAL

Una serie virtual local es la que se adapta a la serie natural de la región estudiada y representa una pequeña serie virtual teórica formada por los litosomas principales observados en los cortes de la región. Estos litosomas se disponen verticalmente de manera ordenada en el mismo sentido que la serie virtual general.

#### Secuencias positivas y negativas

Las secuencias positivas son las que se caracterizan por ser su curva litológica rectilínea y por elevarse esta de izquierda a derecha, mientras que en las secuencias negativas ocurre lo contrario; estas últimas curvas son características de las series regresivas.

#### Bisecuencias

Las bisecuencias son las formadas por las secuencias de signos opuestos. Estas bisecuencias son típicas de las series donde han ocurrido procesos contrarios, por ejemplo, en las ciclotemas y los ciclos de evaporitas.

Las bisecuencias pueden ser positivas o negativas en dependencia de la orientación de la curva litológica.

- BELOUSSOV, V. V.: *Basic problems in Geotectonic*. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York, 1962.
- : *Geología estructural*. Editorial MIR, Moscú, 1979.
- BETEJIN, A.: *Curso de Mineralogía*. 2da. ed., Editorial MIR, Moscú, 1970.
- BRINKMAN, R.: *Compendio de Geología Histórica*. Editorial MIR, Moscú, 1970.
- CAILLEUX, A.: *Historia de la Geología*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, 1964.
- COLECTIVO DE AUTORES: *Crust of the Earth*. Arie Poldervaart Editor, New York, 1963.
- COMISIÓN AMERICANA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA *Código de Nomenclatura Estratigráfica*. 2da ed, Imprenta «Figaro», México D.F., 1970.
- DAPPLES, E.C.: *Geología básica en ciencia e ingeniería*. Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 1963.
- DE MARTONNE, E.: *Tratado de Geografía Física*. t.2, Editorial Juventud, S.A., Barcelona, 1968.
- DE NOVO, P. et al: *Diccionario de Geología y Ciencias afines*. t.2, Editorial Labor, S.A., Barcelona, 1957.
- DE SITTER, L.V.: *Geología estructural*. 4ta. ed., Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 1976.
- DUNBAR, C.O.: *Geología Histórica*. 2da. ed., Compañía editorial Continental, S.A., México, 1968.
- DUNBAR, C. O. y J. RODGERS.: *Principios de Estratigrafía*. 1ra. ed., Compañía Editorial Continental, S.A., México, 1963.
- DZULYNSKY, S. y E.K. WALTON.: *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1965.
- FURRAZOLA BERMÚDEZ, G. et al: *Geología de Cuba*. 1ra. ed., Editora Nacional de Cuba, La Habana, 1964.
- GILLULY, J., A.C. WATERS y A.O. WOODFORD: *Principios de Geología*. 2da. ed., Edición Revolucionaria, Instituto del Libro, La Habana, 1968.
- GOGUEL, J.: *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1962.
- GORSKOV, G. y A. YAKUSHOVA: *Geología General*. 2da. ed., Editorial MIR, Moscú, 1970.
- HUANG, W. T.: *Petrología*. Edición Revolucionaria, La Habana, 1972.
- KHUDOLEY, K.M. y A.A. MEYERHOFF: *Paleogeography and Geological history of Greater Antilles*. Geological Society of América, inc., Boulder, Colorado, 1971.
- KRASHENNIKOV, G.F.: *Estudio de las Facies*. Editorial Nedra, Moscú, 1971.
- KREITER, V.M.: *Geological prospecting and exploration*. MIR Publishers, Moscow, 1968.

- KRUMBEIN, W.C. y GRAYBILL F.A.: *An introduction to statistical models in geology*. Mc Graw-Hill Book Company, New York, 1965.
- KRUMBEIN, W.C. y L.L. SLOSS.: *Stratigraphy and Sedimentation*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1963.
- KUENEN, H.P.: *Marine Geology*. John Wiley and Sons, Inc., 4ta. ed., New York, 1963.
- KUMPERA, P.: *Geología histórica*. Imprenta de la Universidad de Oriente, Santiago de Cuba, 1966.
- LAHEE, F.H.: *Geología práctica*. Ediciones Omega. S.A., 2da. ed., Barcelona, 1962.
- LOMBARD, A.: *Geologie Sedimentaire. Les series marines*. Masson et cie Editeurs, París, 1956.
- MELÉNDEZ, B.: *Manual de Paleontología*. Edición Revolucionaria, La Habana, 1965.
- MOORE, R.C.: *Introduction to Historical Geology*. Ediciones Revolucionarias, La Habana, 1965.
- NEAVERSON, E.: *Stratigraphical Paleontology*. 2da. ed., Oxford University Press, London, 1955.
- PETTIJOHN, F.J.: *Sedimentary rocks*. 2da. ed., Edición Revolucionaria, La Habana, s/a.
- R. NIAMA, K. y T.G. SAHAMA.: *Geoquímica*. 3ra. ed., Universidad de Chicago, Chicago, 1955.
- STRAHLER, A.N.: *The Earth Sciences*. 2da. ed., Harper and Row Publishers, New York, 1966.
- SWINNERTON, H.H.: *Elementos de Paleontología*. Edición Omega, S.A., Barcelona, 1961.
- SHROCK, R.R.: *Sequence in layered rocks*. Mc Graw Hill Book Company, Inc., New York 1948.
- THORNBURY, W.D.: *Principles of Geomorphology*. 7ma. ed., John Wiley and Sons, Inc., New York, 1962.
- TWENHOFEL, H.W.: *Principles of sedimentation*. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York, 1950.
- VATAN, A.: *Manual de Sedimentación*. Universidad de Oriente (Tr.), Santiago de Cuba.
- WELLER, J. M.: *Stratigraphic principles and practice*. Harper and Row Publishers, New York, 1960.
- WOODFORD, A.O.: *Geología Histórica*. 2da. ed., Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 1970.
- ZUBKOV, V.: *General Petrography*. MIR Publishers, Moscow, 1967.

Impreso por el Combinado Poligráfico de Guantánamo  
 "Juan Marinello" en el mes de Mayo de 1986  
 "Año del XXX Aniversario del Desembarco del Granma"