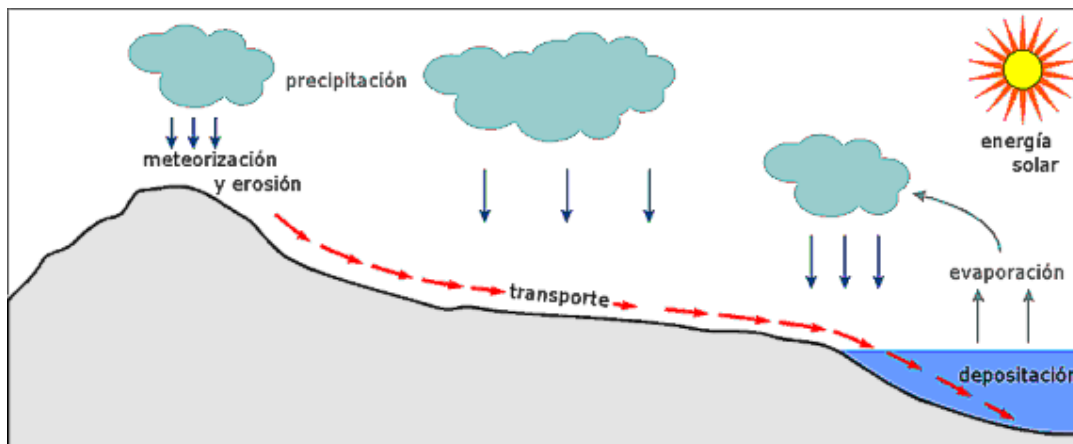


1 Antecedentes teóricos y prácticos de rocas sedimentarias

1.1 Introducción

Las rocas sedimentarias proveen un panorama fascinante de las condiciones superficiales del pasado en la Tierra. Esto debido a que ellas se forman en o cerca de la superficie y no han sido fundidas o fuertemente alteradas por las altas presiones y temperaturas que producen las rocas ígneas y metamórficas. Los restos de plantas y animales son incorporados en los sedimentos que posteriormente se transformaran en rocas. Estos serán preservados, por lo que proveen un registro de la vida y las condiciones climáticas que existieron en el pasado en la Tierra.

La formación de rocas sedimentarias envuelve numerosos procesos. Las rocas expuestas en superficie (ígneas, metamórficas o sedimentarias) reaccionan con la atmósfera e hidrosfera produciendo una pérdida de partículas llamadas sedimentos. Estos sedimentos son erosionados por el agua, viento y hielo y ayudados por la gravedad son transportados, normalmente, lejos de su punto de origen. Los sedimentos se acumulan en capas, junto con depósitos minerales provenientes de soluciones y restos de organismos y plantas que vivieron en o cerca del área de depositación. Posteriores cambios físicos y químicos transforman las capas de sedimentos en rocas sedimentarias. Por lo tanto, las rocas sedimentarias son formadas a partir de sedimentos en o cerca de la superficie de la Tierra por una combinación de procesos físicos, químicos y biológicos.



Procesos de meteorización y erosión de los sedimentos a partir de la roca madre, luego ocurre su posterior transporte y depositación en cuencas sedimentarias.

Las rocas sedimentarias constituyen el 75% del total de afloramientos en la Tierra. Sus espesores promedios son de 1,5 km en los continentes, 5 km en el talud continental y 3 km en el piso oceánico, con un máximo de 15 km aproximadamente en algunas localidades. Las rocas sedimentarias más comunes son las lutitas (60%), areniscas (20%) y calizas (20%).

La erosión de rocas sedimentarias antiguas puede aportar minerales de mena a cuencas depositacionales, los cuales pueden ser concentrados en cantidades suficientes bajo condiciones favorables de transporte, selección y depositación para formar yacimientos

económicamente viables. Se pueden reconocer yacimientos singenéticos, los que se forman simultáneamente con la roca, pueden originarse por procesos químicos (calizas, yeso, fosfatos, sal) o por procesos mecánicos (placeres de oro). Yacimientos diagenéticos, los que se forman después de la depositación de los sedimentos debido a cambios impuestos por altas temperaturas y presiones (carbón). Yacimientos epigenéticos, los que son derivados de otra parte, luego de la depositación de los sedimentos. Ellos son concentrados por la circulación de aguas subterráneas o fluidos hidrotermales.

1.2 Procesos formadores de sedimentos

Los sedimentos están compuestos de tres mayores tipos de materiales: partículas de rocas y minerales provenientes del rompimiento de materiales antiguos, partículas producidas por la actividad vital de plantas y animales, y cristales precipitados de soluciones saturadas en o cerca de la superficie de la Tierra. Los sedimentos en cualquier lugar de la Tierra pueden estar compuestos por una combinación de estos tres componentes.

1.2.1 Meteorización de materiales antiguos

Cuando los materiales antiguos (rocas, sedimentos, o conchas de organismos) quedan expuestos en la superficie de la Tierra interactúan con la atmósfera y la hidrosfera. Como resultado de esta interacción las diferentes especies minerales que conforman las rocas expuestas se desestabilizan produciéndose un conjunto de cambios físicos y químicos que agrupamos bajo el nombre de **meteorización**. Por lo tanto, entendemos por meteorización la rotura o la disgregación de una roca sobre la superficie de la Tierra, en la que se forma un manto de roca alterada, regolito, que permanece *in situ*. Por otra parte, la erosión incluye la denudación o degradación, es decir, la meteorización y el transporte del material. La meteorización entonces, al reducir la consistencia de las masas pétreas, abre el camino a la erosión .

Un agente importante de fragmentación es el alternancia de congelamiento y deshielo de agua en una fisura, lo cual puede romper una roca sólida en pedazos. El hielo ocupa un 9% más de volumen que el agua y es un poderosa cuña. Otro agente son las raíces de plantas: una vez que ellas consiguen introducirse en una ruptura, actúan como cuñas cuando crecen y podrán romper parte de la roca.

Los sedimentos derivados del rompimiento físico de otros materiales son llamados sedimentos clásticos (clasto es derivado del griego *klastós*, que significa “roto en pedazos”). La mayoría de las partículas clásticas son derivadas de la meteorización que ocurre en la tierra. Estas partículas están compuestas en parte por sílice por lo que se denominan silicilásticas. Otros tipos de clastos, que no son de sílice ni orgánicos, pueden ser, por ejemplo, fragmentos de conchas encontrados cerca de la costa, principalmente en áreas tropicales. Al mismo tiempo procesos químicos pueden alterar parte de los minerales presentes. Por ejemplo, cuando los feldspatos de granitos son expuestos a soluciones ácidas, ellos cambian a minerales de arcilla, los cuales se desprenden fácilmente. La combinación de fragmentación física y cambios químicos reducen lentamente la roca a una mezcla de partículas clásticas que pueden tener un rango de tamaño desde bloques hasta arcillas. Los iones solubles producidos por la meteorización son lavados del suelo y transportados por ríos a los océanos y a cuencas en los continentes, donde ellos son depositados por procesos químicos.

1.2.2 Actividad biológica

Los sedimentos hechos por plantas y animales son llamados sedimentos biogénicos. Las partículas biogénicas más abundantes son las conchas de organismos marinos. Ellas frecuentemente constituyen una gran porción de los sedimentos acumulados cerca de la costa o en el piso oceánico. El calor y claridad de aguas someras son óptimas para el crecimiento de muchos organismos que secretan carbonato de calcio (CaCO_3).

El carbonato de calcio puede estar en forma de calcita o de su polimorfo aragonito. Los barros compuestos de cristales de aragonito se acumulan en áreas tranquilas. Las algas calcáreas remueven el carbonato de calcio de el agua de mar y lo incorporan a sus esqueletos. Cuando estas algas mueren, los cristales de aragonito son depositados en el piso oceánico. Los arrecifes de coral son otra fuente importante de sedimentos biogénicos en áreas tropicales. Las olas que rompen contra el arrecife erosionan partes de los corales y rompen las conchas de otros animales que viven dentro del arrecife produciendo sedimentos biogénicos de grano grueso. La turba es un sedimento biogénico formado a partir de materiales de plantas que se acumulan en pantanos. Luego que la turba es enterrada comienza una lenta transformación en carbón.

1.2.3 Precipitación química

Los sedimentos químicos están compuestos de cristales que han precipitado de soluciones concentradas. Los iones que fueron liberados durante la meteorización de los minerales son acarreados desde su fuente por el agua. Estos iones disueltos pueden ser depositados cuando tanto un cambio químico o físico como la evaporación produzca una pérdida de los iones en solución. Los iones que precipitan como cristales se acumulan en capas de sedimentos químicos. La precipitación continúa hasta que la concentración de los iones restantes llegue a ser suficientemente baja para que permanezcan en solución.

Los sedimentos químicos depositados de soluciones concentradas se llaman evaporitas, las cuales se forman en una gran variedad de ambientes. Ejemplos de depósitos evaporíticos son los salares del norte de Chile. Teóricamente en depósitos evaporíticos, el carbonato de calcio precipita primero, luego el yeso y por último la halita.

1.3 Características de los sedimentos

Las distintas propiedades de los sedimentos nos proveerán de evidencias para establecer las condiciones ambientales en que ellos se acumularon.

1.3.1 Composición

El control más importante de la composición de los sedimentos siliciclásticos es la mineralogía de la roca fuente. Además la duración e intensidad de la meteorización en el área fuente podrá cambiar significativamente la composición mineralógica del sedimento. Estos procesos de meteorización continuarán hasta que el sedimento este desprovisto de actividad con la atmósfera e hidrosfera, es decir cuando este enterrado.

Mientras que las rocas ígneas y metamórficas tienen una gran variedad mineralógica, las rocas sedimentarias se caracterizan por lo contrario. Esto se debe a que muchos de los minerales de rocas ígneas y metamórficas son inestables en condiciones ambientales y son transformados a

minerales más estables durante la meteorización. Consecuentemente, la mayoría de las partículas de las rocas sedimentarias están compuestas de cuarzo, feldespato, calcita, óxidos de hierro, minerales de arcilla y fragmentos de roca.

La composición mineralógica de los sedimentos no siempre permanecerá fija, aun luego de su enterramiento, ya que procesos diagenéticos pueden producir cambios mineralógicos.

1.3.2 Tamaño del grano

Otra de las propiedades de los sedimentos que se puede determinar en una primera instancia es el tamaño de estos. Esto último refleja factores como la cantidad de transporte que han sufrido las partículas, las condiciones energéticas del medio a las que han sido expuestas, la distancia de la fuente de origen, etc. Por ejemplo, bloques de 3 m, no podrán estar a una distancia muy lejana de su fuente de origen. Por el contrario partículas tamaño arcilla, ya han sufrido bastante desgaste y estarán muy lejos de su fuente.

La escala granulométrica de Wentworth ha sido utilizada clásicamente para diferenciar los tipos de sedimentos. Esta clasificación los divide en bloques, guijas, guijarros, gránulos, arenas, limos y arcillas. Términos como fino, medio y grueso son utilizados para subdividir las partículas mencionadas anteriormente. Los términos de la escala de Wentworth sólo se refieren al tamaño de las partículas y no a la composición de estas. Es importante aclarar que una partícula tamaño arcilla no será un mineral de arcilla.

CLASIFICACION DE SEDIMENTOS			
Límites de Clases (milímetros)	Clases de tamaño	Término para roca	
256 16 4 2	G r a v a s	Peñascos	Conglomerado Brecha Rudita Rocas rudáceas
		Mataténas	
		Guijarros	
		Gránulos	
1 0.05 0.25 0.125 0.0625	A r e n a s	Arenas muy gruesas	Arenisca Arenita Rocas arenáceas
		Arenas gruesas	
		Arenas medianas	
		Arenas finas	
		Arenas muy finas	
0.0312 0.0156 0.0078 0.0039	L i m o s	Limo grueso	L i m o l i t a
		Limo medio	
		Limo fino	
		Limo muy fino	
	Arcilla	Lutita	Argilita Rocas argiláceas Lodolita Rocas Lodosas Lutita

Escala de Wentworth.

En la guía práctica se verán subdivisiones y clasificaciones más avanzadas para los tipos de sedimentos.

1.3.3 Selección

La **selección** es la propiedad que describe la variabilidad del tamaño de grano en una roca sedimentaria. Aquellas rocas que muestran solo una clase granulométrica bien definida, siendo el tamaño de todas las partículas similar, se dicen bien seleccionadas. Por otra parte, aquellas en que sus constituyentes presentan una gran diversidad de tamaños se denominan mal seleccionadas. La selección de una roca es una propiedad que condiciona fuertemente su porosidad, y por lo tanto su comportamiento frente a la circulación de agua, subsuperficial, subterránea. En la guía práctica se retoma este punto.

1.3.4 Redondeamiento y esfericidad

Las partículas en muchas rocas sedimentarias tienen los bordes redondeados. Esto es debido a que originalmente sus bordes angulosos han sido redondeados por la abrasión durante el transporte. El **redondeamiento** es un dato morfológico de interés en la tipificación del ambiente de sedimentación de algunas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas y conglomerados.

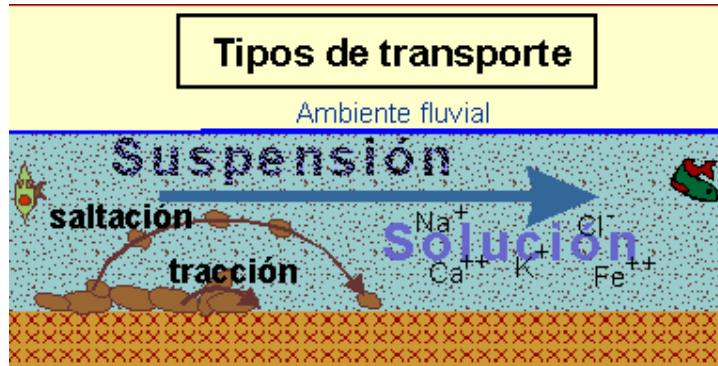
Por otra parte, una vez que los bordes han sido redondeados, la partícula tenderá a cambiar su aspecto a una forma más esférica. La **esfericidad** está relacionada con las diferencias existentes entre los distintos diámetros o longitudes de los ejes de la partícula. Por ejemplo, clastos tamaño bloque que son transportados por un río a una playa pueden ser redondeados, pero no esféricos, pero por la acción de las mareas y las olas, estos tenderán a redondearse. Es típico ver en una playa como algunos clastos van y vienen por la acción de las olas.

Se dice que una roca sedimentaria es más madura cuanto más redondeados y seleccionados estén los clastos que la integran. La **madurez** textural es un índice que refleja el tiempo transcurrido entre la erosión del material detrítico original y su depositación final.

1.4 Transporte y depositación de los sedimentos

En los transportes por viento, glaciares y flujos de barro, la mayoría de los sedimentos son arrastrados como partículas discretas suspendidas en el flujo. En los glaciares las partículas pueden ser llevadas en la parte superior o dentro de estos. El transporte por agua, sin embargo, envuelve una gran variedad de mecanismos físicos y químicos. Las partículas más grandes, como gravas, se deslizaran o rodaran por el piso. Las partículas de arena pueden rebotar por el piso y los limos y arcilla estarán suspendidos dentro del flujo, son estas últimas las que hacen ver turbia el agua. Al mismo tiempo iones son arrastrados invisiblemente en solución dentro del flujo.

Los sedimentos transportados por agua y viento son depositados cuando la energía cinética del flujo decrece. Cuando las partículas son depositadas, se acumulan en capas en la superficie. Las partículas en los flujos de barro son depositadas cuando el agua es perdida por evaporación o infiltración en la tierra. Las partículas transportadas por glaciares son depositadas cuando el hielo se derrite y el material llevado dentro y sobre el glaciar se sitúa en el piso.



Tipos de transporte en un ambiente fluvial: Tracción, saltación, suspensión y solución.

1.5 Ambientes sedimentarios y facies

Los sedimentos son depositados en una gran variedad de lugares. Algunos de estos pueden ser: abanicos aluviales, ríos, lagos, glaciares, dunas, estuarios, playas, deltas, islas barreras, plataformas continentales, talud continental, mar profundo, etc. Cada uno de estos ambientes está caracterizado por una serie de subambientes y por procesos característicos que determinarán la forma en que se depositen los sedimentos. Así se crearán una serie de texturas y estructuras sedimentaria típicas de cada ambiente. Al transcurrir millones de años y estos depósitos se transformen en rocas sedimentarias, los geólogos serán los encargados de interpretar y reconstruir los ambientes sedimentarios de ciertas rocas a partir de las estructuras sedimentarias que se encuentren y otros factores como, el tamaño de los clastos, redondeamiento, selección, tipo de fósiles, etc. Por facies se entiende el conjunto de características litológicas y biológicas que definen ciertos depósitos o rocas, las cuales serán representativas de ambientes depositacionales particulares. Por ejemplo, facies de playa, facies de plataforma, etc.

1.6 Litificación y diagénesis

Luego que la roca sea meteorizada es necesario el transporte de los sedimentos a una zona de acumulación, donde serán depositados y posteriormente convertidos en roca por procesos de **diagénesis** y **litificación**. La diagénesis corresponde a los cambios físicos y químicos que afectan al sedimento después de su depositación y la litificación corresponde a aquellos procesos por los cuales un sedimento depositado se convierte lentamente en una roca sedimentaria sólida. Una de las consecuencias más importantes de los procesos diagenéticos es la pérdida de porosidad, o espacio entre las partículas de la roca, lo que puede afectar a las condiciones de esa roca como reservorio de petróleo, agua u otros fluidos.

En la guía práctica se describen en detalle los procesos diagenéticos.

2 Clasificación de rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias pueden ser clasificadas, dependiendo del origen de los sedimentos, en:

1. Siliciclásticas, detríticas o terrígenas: se forman por la erosión, transporte y sedimentación de rocas preexistentes
2. Orgánicas: son producto de la acumulación de materiales que derivan de la actividad de organismos vivos.
3. Químicas: se forman directamente por precipitación química y/o evaporación a partir de soluciones.

Es importante destacar que esta clasificación es en términos generales y puede llevar a algún tipo de confusiones, ya que existen una gran variedad de rocas que son formadas por una mezcla de los procesos mencionados anteriormente.

2.1 Rocas siliciclásticas

Las rocas siliciclasticas son clasificadas usando una combinación de términos que denotan la textura y composición de las partículas que la componen.

Las rocas que tienen partículas tamaño bloque, guija y guijarro son llamadas conglomerados, si los clastos son redondeados, y brecha, si los clastos son angulosos. Los clastos son el conjunto de granos o partículas que forman la roca. Los conglomerados se pueden diferenciar en dos tipos dependiendo de la proporción entre la matriz y los clastos.

% matriz > % clastos = conglomerado matrizsoportada o paraconglomerado.

% matriz < % clastos = conglomerado clastosoportado u ortoconglomerado.

Por otra parte, refiriéndose al tipo de clastos de un conglomerado, estos se pueden dividir en monomícticos, donde el predominio es de un solo tipo de fragmentos líticos o clastos (ejm. granítico), y polimíctico, donde el origen de los clastos es variable (volcánicos, intrusivos, etc.)

Las rocas compuestas por partículas tamaño arena son llamadas areniscas. Si la arenisca tiene menos que un 15% de matriz, la roca es llamada arenita. Si tiene más de un 15% de matriz es llamada waca. La matriz son los granos finos como limos y arcillas que se encuentran situados entre los clastos.

Las rocas compuestas de partículas tamaño limo son llamadas limolitas y las compuestas por partículas tamaño arcilla, lutitas.

Para referirse a la composición de las partículas se le puede agregar un adjetivo al termino textural utilizado. Por ejemplo una arenisca compuesta de partículas de cuarzo se denomina cuarzoarenita. Esto último es tratado en detalle en la guía práctica.

2.2 Rocas biogénicas u organogénicas

Las rocas biogénicas son clasificadas de acuerdo a su composición, textura, y en el caso de calizas cristalinas por el tamaño de los cristales. Las calizas, rocas compuestas de calcita (CaCO_3), presentan un problema en su clasificación, ya que pueden caer dentro del grupo de las rocas biogénicas o de las rocas químicas, dependiendo de cual sea el origen del material carbonatado, si la precipitación química o la actividad de organismos. Por otra parte, también se puede dar el caso que se tenga una mezcla de precipitación in situ y acumulación de fragmentos de organismos.

Las calizas bioclásticas o coquinas están compuestas de clastos de conchas de organismos marinos. Este tipo de roca, su composición y clasificación son tratadas en detalle en la guía práctica.

Bajo la denominación colectiva de las rocas sedimentarias organogénicas se presentan todas las rocas sedimentarias combustibles, como los depósitos carbonáceos respectivamente y los depósitos kerogenos.

2.2.1 Los depósitos carbonáceos

Los depósitos carbonáceos se componen de la materia orgánica, generalmente vegetal o sus derivados subsecuentemente producidos y a menudo de minerales y componentes volátiles como agregados. A los depósitos carbonáceos pertenecen la turba, el lignito pardo, el lignito y el carbón o la hulla respectivamente. Las sustancias ricas en hidrocarburos producidos por destilación son los kerogenos.

El material de partida para los depósitos carbonáceos son las plantas como los equisetos, los licopodios, los juncos, las cañas, los arbustos, los musgos pantanosos entre otros. Las plantas crecieron en pantanos y lagos de agua dulce, que en parte se inundaron ocasionalmente por mares llanos en un clima subtropical hasta tropical. Con la ausencia de aguas subterráneas circulantes la descomposición normal de los restos vegetales, que se basa en la presencia de oxígeno, termina enseguida bajo la cobertura de sedimentos y de otros restos vegetales y se forman gases como el dióxido de carbono y el metano. Bajo las condiciones no completamente anaeróbicas puede formarse la turba.

La turba

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

Los lignitos

El lignito es una roca combustible con un contenido de agua menor al 75% del volumen y un contenido en restos vegetales, que fueron transformados debido a la carbonización. En el lignito se puede reconocer macroscópicamente algunos trozos de madera, de hojas y de frutos.

Otros componentes adicionales en poca cantidad pueden ser minerales arcillosos, siderita, pirita, calcita y otros. Los lignitos sólo aparecen en sedimentos no compactados o muy poco compactados.

El límite inferior hacia la turba se traza con un contenido de agua del 75% del volumen, el límite superior hacia la hulla o el carbón se muestra por la variación del color de la raya de café (lignito) a café-oscuro a negro (hulla).

El lignito pardo o lignito blando

El lignito pardo es un carbón húmico de grado bajo con un contenido de agua entre 10 y 75%. El lignito pardo se ubica entre la turba de grado más bajo y el lignito de grado más alto. El lignito pardo se parece a la turba, pero es más sólido y más denso. Los yacimientos del lignito pardo o blando de Alemania oriental (zonas de Leipzig, Halle, Magdeburgo, Cottbus) y de la Alemania oriental (cerca de Colonia, Baja Renania) son del Terciario.

El lignito duro

Bajo los lignitos duros se distinguen el lignito mate (más sólido y más oscuro con respecto al lignito blando y estratificado) y el lignito brillante más evolucionado con respecto a la carbonización. El límite superior hacia la hulla se traza en base del color de la raya de las rocas, el lignito se caracteriza por un color de la raya café y la hulla por un color de la raya negro-café. Existen yacimientos cerca de Moscú, en Checoslovaquia, Hungría, Yugoslavia, EE.UU., Canadá entre otros.

El lignito xiloide o la xilita

El lignito xiloide o la xilita es un lignito con trozos de madera fósil con una estructura bien conservada.

El carbón o la hulla

El carbón o la hulla es una roca sedimentaria orgánica combustible con un contenido menor de 40% en sustancias minerales en base del material seco y se compone de polímeros de hidrocarburos cíclicos. Se distingue los carbones húmicos y los carbones sapropélicos. La hulla se distingue del lignito en una primera aproximación y macroscópicamente por la variación del color de la raya: el lignito de color de raya café y la hulla de color de la raya café-oscuro a negro. En el sistema internacional se distingue entre el lignito y la hulla en base de su valor calorífico y de su contenido en volátiles: el lignito tiene un valor calorífico menor de 5700 kcal/kg, la hulla tiene un valor calorífico mayor de 5700 kcal/kg. En Alemania se emplea una clasificación en base del grado de carbonización. Se distingue con graduaciones de carbonización ascendentes y el contenido descendente en gas o volátiles respectivamente (indicado en paréntesis) como sigue:

Nombre	% de gas (volátiles)
--------	-------------------------

Carbón de llama	45-40%
carbón de llama para gas	40-35%
carbón para gas	35-28%
carbón graso	28-19%
carbón de fragua	19-14%
hulla magra	14-10%
antracita	< 10%

Los carbones situados arriba de la antracita se denominan colectivamente las hullas bituminosas.

En los yacimientos de carbón comúnmente las capas de hullas están estratificadas con la pizarra combustible y con otras rocas sedimentarias estériles. Independientemente de su estado de carbonización se distinguen los cuatro litotipos siguientes, que varían en el material vegetal de partida y en su entorno de sedimentación:

- Hulla brillante: de fractura concoidea, con muchas grietas encaradas en ángulo recto a la estratificación, se descompone en fragmentos en forma de bloques, no tiñe en negro, en capas principalmente continuas, raramente en forma de lentejones.
- Hulla mate: de superficies ásperas, forma fragmentos gruesos, no tiñe de color negro, forma estratos de carbón de brillo mate hasta graso y de color gris hasta negro hasta varios decímetros de espesor.
- Hulla fibrosa: de color negro hasta gris negroso, de brillo sedoso, con textura fibrosa y porosa, fácilmente triturable, tiñe de color negro, forma estratos y lentejones delgados.
- Hulla semibrillante: no tiñe, forma capas alternas de rayas finas situadas entre la brillante y la hulla mate de espesores menor de 3mm, tipo de carbón más importante con respecto a su volumen.

Algunos yacimientos de hulla son las cuencas de Ruhr (carbonífero) y de Saar (carbonífero) en Alemania, en el macizo central francés y los depósitos de carbón de Lota cerca de Concepción en Chile.

2.2.2 Las rocas de kerogeno

El kerogeno se define como un complejo de materia vegetal y animal diagenéticamente transformada en el estado sólido y de origen sapropélico. Según BREYER se trata de los constituyentes de las rocas sedimentarias, que ni son solubles en soluciones acuosas alcalinas, ni en los solventes orgánicos comunes. Kerogenita se refiere a un depósito con un contenido suficientemente alto en kerogeno para poder producir petróleo mediante la destilación.

2.2.2.1 La sapropelita

La sapropelita es un sapropel solidificado (sapropel = barro o lodo con un contenido variable

de materia orgánica no identificable en un ambiente acuático sin oxígeno), que por destilación destructiva genera petróleo.

2.2.2.2 La arcilla bituminosa

La arcilla bituminosa es una sapropelita con un contenido variable en materia orgánica (10 - 67%), que por destilación destructiva fue transformado a petróleo.

2.2.3 Esquisto bituminoso o pizarra negra

Bajo los esquistos bituminosos se reúnen las rocas arcillosas, las arcillas esquistosas, las rocas de silt y también las calizas con un contenido elevado (mayor de 10%) en material orgánico de origen vegetal y animal.

2.3 Rocas químicas

2.3.1 Carbonatos

Como se mencionó anteriormente, las **calizas** también pueden tener un origen químico, ya que la calcita puede precipitar directamente del agua de mar. Por ejemplo, una caliza oolítica se forma en ambientes someros, con aguas turbulentas, donde un pequeño núcleo de fragmentos de concha o fragmento de roca es temporalmente enterrado y alrededor de él comienzan a crecer capas de calcita.

La **dolomita** se forma por reemplazamiento metasomático de la calcita en zonas enriquecidas en magnesio.

En el caso de la costa de Chile, la formación de rocas carbonatadas es muy escasa. Esto tiene una directa relación con el marco geotectónico y la formación de un arco volcánico en nuestro país. La alta pendiente que existe entre los Andes y el Pacífico y la poca distancia entre ambos, implica un gran aporte de sedimentos siliciclásticos a las zonas de acumulación de sedimentos y la baja acumulación de material carbonatado.

2.3.2 Evaporitas

A pesar de que se pueden distinguir evaporitas terrestres de evaporitas marinas, en este capítulo sólo mencionaremos las evaporitas terrestres como introducción al entendimiento de los procesos formadores de estos depósitos tan frecuentes en el norte de Chile.

2.3.2.1 Evaporitas terrestres

Aparte del contenido muy diferente en sales, la composición de las aguas superficiales difiere de la composición del agua del mar en la proporción de sus iones. Los iones esenciales del agua dulce son HCO_3^- , Ca^{2+} y SO_4^{2-} . Las evaporitas terrestres pueden formar incrustaciones de sal, salitres y salares. Los minerales más importantes de las evaporitas terrestres son:

aragonito CaCO_3	salitre sódico NaNO_3 ,	kernita $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \times 4\text{H}_2\text{O}$
calcita CaCO_3	salitre potásico KNO_3 ,	bórax $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \times 10\text{H}_2\text{O}$

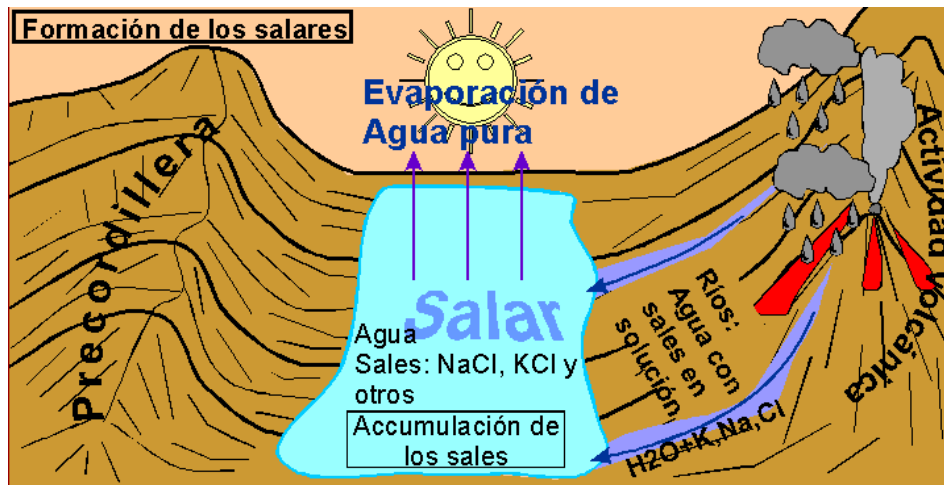
dolomita $MgCa(CO_3)_2$ soda $Na_2CO_3 \times 10H_2O$, trona $Na_2CO_3 \times NaHCO_3 \times 2H_2O$ halita $NaCl$	yeso $CaSO_4 \times 2H_2O$ anhidrita $CaSO_4$, sal de Glauber $Na_2SO_4 \times 10H_2O$ thenardita Na_2SO_4 epsomita $MgSO_4 \times 7H_2O$,	colemanita $CaB_3O_6(OH)_3 \times H_2O$, ulexita $NaCaB_3O_6 \times 8H_2O$.
---	---	---

El salitre o nitrato de Chile, se explota en el desierto de Atacama en la primera y segunda región, y puede estar concentrado hasta 60% en los primeros dos metros de la superficie. Además el yodo y el litio son de interés económico.

Los boratos se han acumulados en cantidades explotables por ejemplo en California y en Turquía.

2.3.2.1.1 Los salares de la cordillera

La acumulación de aguas en cuencas cerradas de la cordillera en regiones áridas, donde la evaporación es mayor que las precipitaciones, las sales lavadas por los taludes de volcanes llegan al salar o a una laguna. Por falta de un afluente normal, la única salida es la evaporación. Las sales tienden a quedarse en la laguna y poco a poco se aumenta la saturación, hasta que precipitan.



Esquema donde se muestra el proceso de formación de un salar.

2.3.3 Fosfatos

La fosforita es una roca sedimentaria rica en fosfato. Normalmente contiene oolitos y peloides además de material biogénico como dientes de peces y fragmentos óseos. Este es el caso de la mina de fosforita de Bahía Inglesa (III Región de Copiapó) donde actualmente se explota este mineral. La colofona es el mineral de fosfato más común, corresponde a un carbonato fluorapatito criptocristalino. Los fosfatos se forman en zonas de surgencia oceánica donde corrientes ascendentes traen estos minerales a zonas de plataformas continentales.