

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE GEOLOGIA, MINAS Y METALURGIA

ROCAS SEDIMENTARIAS
(Preparado por José Mán Vall) (1)

La sedimentación es la interacción de la atmósfera y la hidrósfera sobre la corteza terrestre. La sedimentación tiene cuatro procesos principales:

- 1) .- Meteorización.
- 2) .- Erosión. -
- 3) .- Deposición.
- 4) .- Diagénesis

Ninguno de estos procesos actúa en forma aislada. Como resultado de estos procesos se obtienen dos clases principales de rocas. 1) Rocas residuales o sea rocas producidas por meteorización y 2) Rocas sedimentarias propiamente dichas.

I) ROCAS RESIDUALES

Los constituyentes originales de la corteza, los minerales de las rocas ígneas, en cierto modo son inestables con respecto a la atmósfera y la hidrósfera; tales minerales se formaron a temperaturas elevadas y algunas veces también a presiones elevadas y no es de esperar que sigan siendo estables bajo condiciones tan diferentes como son las de la superficie de la Tierra. De los minerales comunes de las rocas ígneas, solo el cuarzo es altamente resistente a los procesos de la meteorización.

Meteorización

La meteorización es la suma total de los procesos de disolución y desintegración de las rocas causados por agentes atmosféricos, aguas meteóricas, aguas subterráneas, organismos y el

(1) El material de estas notas está basado principalmente en estudio bibliográfico con fines docentes.

Casi todos los detalles que contribuyen a formar una roca y todos los elementos que constituyen su ambiente geográfico tienen influencia directa en la meteorización. Los factores más significativos son:

Topografía

Declive
Dirección del afloramiento
Expuesto o cubierto por manto

Clima

Precipitación anual
Distribución de la lluvia
Temperatura anual
Distribución de temperatura
Variación diaria de temperatura.

Hidrología

Posición de la mesa de agua
Drenaje de la superficie y el subsuelo.

Biológicos

Abundancia de vegetación
Abundancia de humus
Contenido bacteriano del suelo.

Características de la roca

Diaclasas y otras fracturas (apretamiento, espaciamiento, actitud)
Porosidad y permeabilidad
Planos de debilidad (orientación y espaciamiento de la estratificación, y de la foliación).

Texturas

Coherencia (unión de los minerales)
Estabilidad de los minerales.

Tabla nº 1
(Según Spock)

Hay dos tipos generales de meteorización: mecánica y química.

METEORIZACION MECANICA.-

La meteorización mecánica, que también se llama desintegración, se verifica a través de los siguientes procesos:

- 1).- Expansión consecuente con hidratación y oxidación.
- 2).- Cambios de temperatura:
 - a) Insolación.
 - b) Congelación y descongelación.

- 3).- Expansión por aligamiento de carga.
- 4).- Crecimiento de organismos.
- 5).- Cristalización de sales.

Expansión consecuente con hidratación y oxidación.-

El aumento de volumen que producen estos procesos resulta en esfuerzos entre los minerales; por ejemplo, cuando la anortita es convertida en caolín y calcita, el aumento de volumen es de 36%, como se muestra en la tabla nº 2.

	Anortita →	caolín +	calcita
	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	$\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$	CaCO_3
Pesos moleculares	278	258	100
A 100%	100	92.8	36
Incremento de peso		28.8%	
Peso específico	2.76	2.6	2.72
Volúmenes relativos	100.8	99.3	36.8
A 100%	100	98.5	37.7
Aumento de volumen		36.2%	

Tabla nº 2
(Según Spock)

El aumento real de volumen será aún más grande, debido a que los productos de meteorización están finamente divididos y mezclados y por lo tanto requieren más espacio que minerales homogéneos más gruesos. Otros minerales complejos sufren cambios comparables.

Cambios de Temperatura.-

a) Insolación:

Durante muchos años se asumió que la desintegración mecánica de las rocas podía efectuarse por expansión diferencial de minerales expuestos a calentamiento y enfriamiento súbitos; el desmoronamiento de las rocas en el desierto era explicado por la gran diferencia de temperatura entre las horas tempranas de la mañana y la mitad de la tarde. Aunque teóricamente, tales cambios de temperatura son suficientes para causar meteorización

mecánica, los experimentos hechos por el Fr. D. T. Griggs hacen dudar de que ellos por sí solos sean un factor importante en la desintegración de las rocas.

Por otra parte, en áreas donde la roca desnuda está expuesta en la superficie, el calentamiento rápido y violento de la zona exterior de la roca producido por incendios forestales, puede causar suficiente expansión para desprender fragmentos de ella; estos incendios no necesitan ser provocados por el hombre, pues los relámpagos los empiezan muchas veces.

b) Congelación y descongelación.-

En climas donde el agua se congela y especialmente donde la temperatura fluctúa alrededor del punto de congelación, el agua penetra en las grietas, aberturas y poros de la roca y se congela con un aumento del 9% de su volumen. Esta expansión del agua desarrolla presiones contra los lados de las grietas y las empuja por acción de cuña. Estas presiones son suficientes para desprender fragmentos de la superficie de la roca.

Este es quizás el único proceso importante de desintegración por medio del cual las rocas pueden ser rotas solamente por cambios de temperatura.

Expansión por aligeramiento de carga.-

La exfoliación es un proceso de meteorización mecánica en el cual láminas o placas curvas de roca son desprendidas de una masa de roca mayor por la acción de fuerzas físicas. Este proceso produce dos clases distintas de rasgos en el paisaje: colinas grandes en forma de domo que se llaman domos de exfoliación y hombos esferoidales de meteorización. Parece que las fuerzas que producen estas formas se originan de manera diferente. La mayoría de los geólogos creen que los primeros se forman cuando la erosión desprende la cubierta superficial, debido a que se reduce la presión hacia abajo sobre la roca infrayacente; entonces a medida que la masa de roca empieza a expandirse hacia arriba, se desarrollan líneas de fractura que delimitan las placas que se desprenden después.

En el segundo caso las conchas se forman como resultado de presiones desarrolladas desde dentro de la roca por procesos de meteorización química.

Crecimiento de organismos.-

El papel directo de las plantas en la meteorización está limitado a la acción mecánica que sigue cuando las raíces que crecen en grietas, diaclasas y otros espacios, se expanden lo suficiente para agrandar la grieta o romper la roca. El efecto químico de las plantas es considerable, pero indirecto y resulta de la descomposición de los tejidos muertos más bien que de la actividad de los organismos vivos.

Un mecanismo importante es la mezcla del suelo hecha por hormigas, gusanos y roedores. Actividad continua de esta clase se hace las partículas del suelo susceptibles a la meteorización química y aún puede ayudar a la rotura mecánica de las partículas.

Cristalización de sales.-

La cristalización de sales es un proceso menor que a veces ayuda a la desintegración de las rocas.

ROCAS RESIDUALES (METEORIZACION FISICA PREDOMINANTE)

Las rocas residuales producidas como resultado de procesos de meteorización predominantemente físicos se dividen en dos grupos:

- 1).- Felsenmeers, taludes y láminas de exfoliación.
- 2).- Arenas de desintegración in situ.

Felsenmeers.-

Por encima del límite de crecimiento de los árboles, la destrucción de las rocas tiene lugar con gran rapidez, como se puede ver de la confusión salvaje y caótica de los pedazos de roca; esto se llama en Alemania, felsenmeer, o sea "mar de roca" y es altamente característico de las laderas de montañas elevadas.

El término ha sido empleado también para cualquier área considerable, generalmente bastante plana o solamente con pendientes suaves, la cual está cubierta con bloques de rocas de tamaño moderado a grande; estas áreas se llaman también "campos de bloques" o "campos de piedras".

Taludes.-

Excepto en los sitios donde la roca consiste de granos pobremente cementados, los taludes de ladera son acumulaciones de fragmentos de roca en vez de minerales individuales; además las clases de rocas y minerales están limitados a los tipos expuestos en los afloramientos de arriba. Los efectos de la estructura y el clima son particularmente conspicuos en determinar este tipo de meteorización; si la meteorización está controlada por diaclasas o planos de estratificación bastante separados, los restos incluirán bloques grandes que mostrarán por lo menos una superficie plana; de la misma manera rocas en capas delgadas producirán lajas planas. En regiones húmedas los fragmentos pueden estar mezclados con suelos y la superficie cubierta con vegetación, de tal manera que aunque la ladera sea excesivamente pendiente, puede estar anclada y ser estable. Rocas de grano grueso tales como granito y gneiss bajo clima árido se desintegran a un cascajo característico; este consiste de minerales total y parcialmente meteorizados, bien sea separados o pobremente adheridos en forma de fragmentos ásperos y friables. Las rocas de textura fina raras veces se desintegran como partículas libres de minerales.

Se necesitan ciertos criterios para reconocer una brecha de talud, cuando ésta no está en su lugar de origen en el ciclo geomorfológico actual; estos son:

- 1).- Fragmentos angulares mal escogidos.
- 2).- Fragmentos limitados a un tipo o a unos pocos tipos de roca.
- 3).- Fragmentos que varían en tamaño, forma y grado de meteorización.
- 4).- Contraste en el grado de meteorización de lados del mismo bloque.

5).- Ausencia de superficies lisas o pulidas.

La textura abierta de los taludes estimula la meteorización y facilita el trabajo del agua circulante; de aquí que algunas brechas puedan ser cementadas "in situ"; esto se aplica particularmente a la caliza y a la lutita calcárea. La calcita disuelta de estas rocas se puede precipitar y unir los bloques rocosos caídos, de tal manera que toda la acumulación quede firmemente ligada..

Láminas de exfoliación.-

Como se ha visto, la acción de las fuerzas físicas o químicas o ambas combinadas pueden romper o pelar las rocas desgastadas en láminas o escamas concéntricas que se depositan al pie de la masa rocosa.

Arenas de desintegración "in situ".-

La desintegración mecánica de ciertas rocas, principalmente granitos y gneisses puede producir arenas por desintegración "in situ", sin que hayan sufrido ningún transporte.

METEORIZACION QUIMICA

La meteorización química es un ataque complejo llevado a cabo por varios agentes simultáneamente, cada cual operando contra los componentes de la roca susceptibles a su manera particular de destrucción. Las únicas rocas comunes que poseen una inmunidad relativa a la meteorización química son las calizas de grano fino en regiones áridas y las cuarcitas puras. En general los minerales que contienen hierro y aquellos que consisten en muchos elementos químicos son los que se descomponen más fácilmente.

Colélich a sugerido que hay una "serie de estabilidad" en el ataque de los minerales comunes de las rocas, igual a las series de reacción de Bowen, tabla n.º 3. La rata de meteorización es más rápida en el fondo y decrece hacia el tope.

Quarzo
Muscovita
Feldespató potásico
Biotita

Albita
Oligoclasa
Andesina
Bytownita-Labradorita

Hornblenda
Augita

Olivino

Tabla nº 3
(Según Leet y Judson).

Con relación a la descomposición química los minerales comunes se han clasificado así:

- 1).- Muy inestables: Olivino, piroxeno, anfíbol, silimanita, esfena y plagioclasa cálcica.
- 2).- Inestables: Cianita, estauroлита, granate, feldespatos alcalinos y andalucita.
- 3).- Regularmente estables: Menacita, biotita y cuarzo.
- 4).- Estables: Apatita, turmalina, rutilo, zircón, magnetita, ilmenita y muscovita.

Ciertas condiciones locales pueden modificar esta relación. Nótese que los minerales muy inestables son los formados a altas temperaturas.

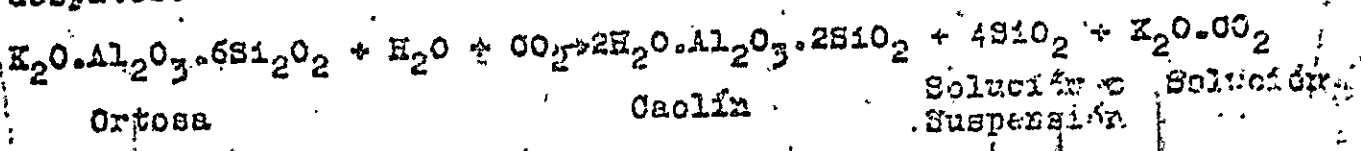
La meteorización química se verifica a través de los siguientes procesos.

- 1) }.- Hidratación y desilicificación.
- 2) }.- Carbonatización y desilicificación.
- 3) }.- Oxidación.
- 4) }.- Reducción.
- 5) }.- Solución.

Hidratación y desilicificación.-

El agua se combina directamente con los minerales, hidratación, o selectivamente con ciertos iones en minerales para formar nuevos compuestos.

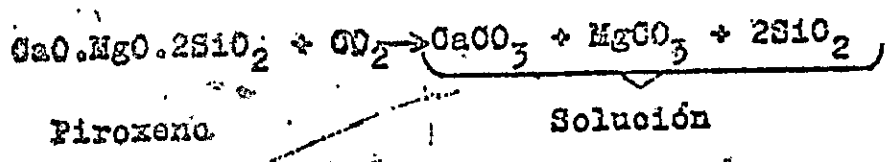
Por ejemplo el caolín se forma por hidratación de los feldespatos:



En esta reacción se forma un exceso de sílice en forma de partículas excesivamente finas, las cuales en presencia de agua pueden existir como una suspensión coloidal, de manera que la sílice puede ser removida de esta manera o por solución.

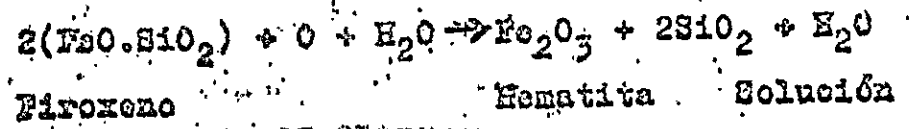
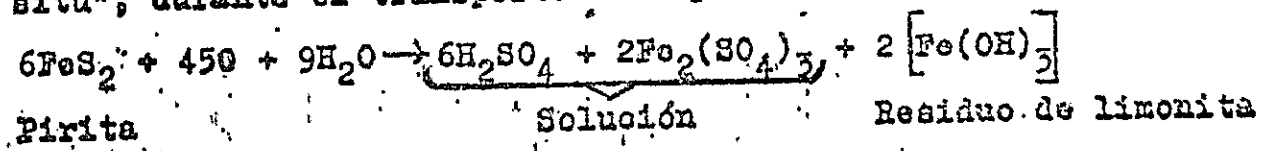
Carbonatización y desilicificación.-

En la carbonatización los minerales son alterados con la formación de carbonato. Muchos minerales son susceptibles a este modo de descomposición, pero es especialmente efectivo con aquellos que contienen sodio y potasio, así como también calcio y magnesio.



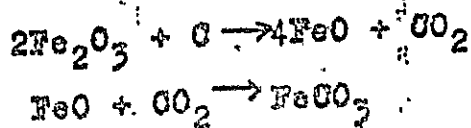
Oxidación.-

Cuando los restos y las superficies de las rocas están teñidas con los colores rojos y marrón característicos de hematita y limonita, se puede asumir que prevalecen condiciones de oxidación y que hay suficiente oxígeno presente para mantener los compuestos de hierro en el estado férrico. Esto se aplica a los productos de meteorización en todas las situaciones, bien sea "in situ", durante el transporte o después de haber sido depositadas:

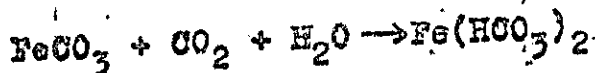


Reducción.-

La ausencia de los colores rojo y marrones típicos de hematita y limonita puede significar que el material no tiene hierro o que los óxidos de hierro han sido reducidos a compuestos ferrosos. En la zona de meteorización, la reducción procede solamente cuando hay grandes cantidades de materia orgánica en descomposición; la oxidación de algunos compuestos del carbono es un proceso suficientemente activo para remover el oxígeno de los óxidos férricos. El proceso es sólo comprendido de una manera general y no se sabe que compuestos ferrosos pueden resultar directamente de la reacción; sin embargo, sería razonable esperar que el carbonato ferroso sea una sustancia abundante y que se formen sulfato y silicato ferroso en presencia de los compuestos de azufre necesarios y de la sílice disponible. En la siguiente ecuación simbólica los compuestos orgánicos están representados por carbono y los compuestos oxidados de carbono como dióxido de carbono. El óxido ferroso simboliza un paso intermedio en la reacción, pero éllo no ocurre en la naturaleza.



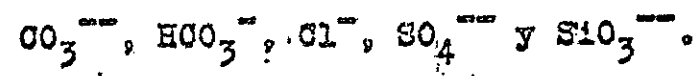
Se pueden escribir ecuaciones análogas, pero igualmente hipotéticas para indicar la formación de silicatos y sulfatos de hierro. El carbonato ferroso, lo mismo que la calcita, en presencia de dióxido de carbono es cambiado al bicarbonato, que es más soluble.

Solución.-

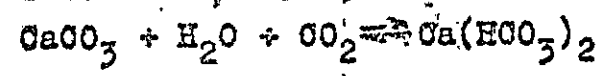
Como el agua meteórica contiene oxígeno y dióxido de carbono, no se puede hacer una separación práctica entre algunos de los cambios que se acaban de describir y la acción solvente del agua. Con algunas pocas excepciones tales como halita, los minerales de las rocas son virtualmente insolubles en agua pura.

Sin embargo, el agua es un solvente razonablemente activo cuando contenga álcalis o está ligeramente acidulada por dióxido de carbono o por sustancias ácidas provenientes de la descomposición de materia orgánica. La solución que tiene lugar en cualquier proceso geológico es rara vez un cambio puramente físico.

El sodio y el potasio liberados por la meteorización de minerales preexistentes pueden entrar en solución en varias formas. Ellos existen en solución como iones positivos (Na⁺, K⁺) con un balance apropiado de iones negativos que posiblemente incluyen:



La calcita y los minerales relacionados en presencia de un exceso de dióxido o de carbono, son cambiados a bicarbonatos fácilmente solubles.



Esta reacción es reversible y procede de derecha a izquierda cuando sube la temperatura o por cualquier otra causa que traiga pérdida de dióxido de carbono; ella da cuenta de muchos fenómenos geológicos, incluyendo la precipitación inorgánica de rocas carbonatadas y la fácil solución de la caliza. Un cambio pequeño en la concentración puede alterar el equilibrio y revertir la acción; esto está ilustrado en las cuevas por medio de la precipitación de estalagmitas y estalagmitas de material acabado de disolver un poco más arriba.

Pérdidas por lixiviación.-

- A) Para granito, sienita y gabbro:
 - Desintegración: 5 -15% lixiviado
 - Residuos caolíníficos: 30-50% lixiviado
 - Residuos bauxíticos: 60-70% lixiviado

B) Ocho granitos de Georgia (U.S.A.)

Compuesto	Pérdidas promedio por meteorización de 8 granitos de Georgia.	Composición de las sales en el río Ocmulgee que drena el terreno.
SiO ₂	47.30%	52.70%
Al ₂ O ₃ } Fe ₂ O ₃ }	3.59%	2.43%
MgO	3.27%	4.05%
CaO	15.12%	17.90%
Na ₂ O	17.00%	18.28%
K ₂ O	13.72%	4.64%
	<hr/> 100.00	<hr/> 100.00

Tabla nº 4
(Según Buddington)

La discrepancia en el K₂O se cree que se debe a la montmorillonita que toma potasio para convertirse en illita.

Productos de meteorización química

Los principales productos de la meteorización química se pueden dividir en dos grandes grupos:

- a) Minerales arcillosos
- b) Materiales lateríticos

Minerales arcillosos (silicatos).-

- 1.- Serie Montmorillonita.- Beidellita.
 Montmorillonita: SiO₂/Al₂O₃ en relación ± 5/1.
 También contiene óxidos de magnesio.
 Beidellita: SiO₂/Al₂O₃ en relación ± 2/1.
- 2.- Caolín: Al₂O₃·2SiO₂·2H₂O.

3.- Hidromicas o grupo illita.

Tiene la composición de la montmorillonita más:
 K_2O .

4.- Mica clorítica.

Los minerales arcillosos tiene propiedades diferentes las cuales tiene importancia en su uso, de tal manera que es necesario diferenciarlos; esto se puede hacer fácilmente por medio del análisis termodiferencial. Estas diferencias de propiedades son importantes en Ingeniería, suelos, en la industria, indicación del clima, etc.

Materiales lateríticos (Hidratos y óxidos).-

- 1.- Gibssita (cristalina) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$
 Gliabite (amorfa) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$
- 2.- Boshmita $Al_2O_3 \cdot H_2O$
- 3.- Limonita $Fe_2O_3 \cdot H_2O \rightarrow H_2O$
- 4.- Óxidos é hidratos de Mn y Ti

En las tablas nº 5 y 6, se dan una lista de los productos comunes de meteorización, ellas incluyen los minerales típicos y las sustancias liberadas como coloides o como sales relativamente solubles.

Minerales y agregados maculados.-

"Caolín"	Por meteorización se forman varios minerales de arcilla distintos. Ellos solamente se pueden identificar por métodos de laboratorio.	Formado por la hidratación de minerales aluminosos: Feldspatos, feldspatoides, mica, etc.	Altamente insoluble.
Hematita "Limonita"	Un porcentaje muy pequeño de hematita finamente dividida es suficiente para impartir un color rojo profundo a las mezclas que la contienen. La Limonita no es un mineral específico, sino un término general que incluye todas las mezclas de óxidos de hierro hidratados.	Se forma por la oxidación de minerales que contienen hierro, bajo condiciones relativamente sencillas. Se forma por el efecto combinado de oxidación e hidratación de minerales que contienen hierro.	Altamente insolubles pero bajo condiciones de reducción pueden convertirse en bicarbonatos relativamente solubles.
Calcita Siderita Magnesita	Reconocible raras veces en material meteorizado. Teóricamente importante raras veces reconocible.	Producida por la carbonatación de minerales que contienen calcio. Formada por la carbonatación de minerales que contienen hierro. Formada por la carbonatación de los minerales que contienen magnesio.	Solubles en presencia de un exceso de dióxido de carbono.
"Bauxita"	La Bauxita comprende varias mezclas de óxidos hidratados de aluminio, generalmente con impurezas, pero con poca sílice.	Formada de minerales aluminosos por lixiviación larga y continua.	Altamente insoluble.

Tabla nº 5
(Según Spock)

Substancias liberadas en suspensión coloidal

<p>$Al(OH)_3$ $Fe(OH)_3$</p>	<p>Con pérdida de agua, los hidróxidos de hierro y aluminio cristalizan como agregados fibrosos. Las pisolitas en la bauxita y la teritas limoníticas se forman de esta manera.</p>	<p>Altamente inactivos.</p>
<p>Silice coloidal.</p>	<p>Con pérdida de agua, la silice coloidal se endurece para formar ópalo; la cristalización produce calcedonia.</p>	

Compuestos relativamente solubles

<p>Na_2SiO_3</p>	<p>El metasilicato de sodio, aunque soluble, se descompone fácilmente para formar un gel de silice el cual a su vez es convertido en calcedonia.</p>	
<p>K_2CO_3</p>	<p>El carbonato de potasio es altamente soluble pero es absorbido por varios minerales arcillosos y entonces puede ser retenido en gran cantidad dentro del material meteorizado.</p>	
<p>Na_2CO_3</p>	<p>El carbonato de sodio es menos soluble que el de potasio, pero no tiene la misma tendencia de ser retenido por la arcilla.</p>	
<p>$Ca(HCO_3)_2$</p>	<p>Estos compuestos son menos solubles que los carbonatos de los alcalis.</p>	
<p>$Mg(HCO_3)_2$</p>	<p>Ellos se forman en presencia de un exceso de dióxido de carbono.</p>	
<p>$Fe(HCO_3)_2$</p>	<p>El bicarbonato ferroso puede existir solamente bajo condiciones de reducción y es solo ligeramente soluble.</p>	
<p>Cloruros y Sulfatos</p>	<p>Los cloruros y sulfatos de magnesio y de los alcalis son disueltos fácilmente; sin embargo los iones cloruro y sulfato rara vez están presentes en abundancia suficiente para formar cantidades apreciables de esos compuestos.</p>	<p>Las substancias solubles son removidas solamente si el agua circula libremente; de otra manera son retenidas en el agregado meteorizado.</p>

Tabla nº 2 (continuación)
(Según Speck)

Alteración de los minerales primarios

Minerales de Profundidad	Productos de Meteorización		Minerales de precipitación de la solución.
	Minerales secundarios.	Removido en solución.	
Cuarzo		SiO_2	Caerol, Opalo, calcedonias.
Feldespatos	Caolín Otros minerales arcillosos. Bauxita	K_2CO_3 SiO_2 Na_2CO_3 $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$	Sales Calcita Yeso Alusconita.
Feldespatoides	Caolín Bauxita	Na_2CO_3 K_2CO_3 SiO_2	Sales
Esuscovita	Hidromicas arcillosas.	K_2CO_3 SiO_2	Sales
Biotita	Limonita Arcilla	$(\text{Mg, Fe})\text{H}_2(\text{CO}_3)_2$	Siderita Clavconita
Augita y Hornblenda	Limonita Minerales arcillosos.	SiO_2 $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$ $\text{MgH}_2(\text{CO}_3)_2$ $\text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2$	Calcita Dolomita Siderita
Enstatita y Olivino	Limonita Hematita	SiO_2 $\text{MgH}_2(\text{CO}_3)_2$ $\text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2$	Siderita Magnesita Limonita
Magnetita	Limonita	$\text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2$	Limonita
Pirita	Limonita	FeSO_4 H_2SO_4	Limonita Yeso
Ilmenita	Leucoxeno Limonita	$\text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2$	Limonita
Grenate	Limonita Minerales arcillosos.	Dicarbonatos	Limonita Carbonatos
Apatita		$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	Fosforita

Tabla nº 6
(Modificada después de Kemp)

Distribución de las sustancias liberadas

La meteorización en general y en especial la solución, actúan grandemente concentradas encima de la masa de agua, pero sus efectos no son uniformes a diferentes niveles a través de la zona vadosa. A medida que el agua meteórica desciende, pierde oxígeno y dióxido de carbono a través de oxidación y carbonatación de manera que estos procesos son más activos en la parte superior. Las sales solubles y los coloides pueden ser llevados hacia abajo por el agua que desciende; la abundancia de agua y las condiciones locales que gobiernan su circulación determinarán si llegan a la masa de agua o son detenidas en su camino. En regiones de poca lluvia ellas pueden ser concentradas cerca de la superficie e movidas hacia arriba a través de aberturas capilares y en climas extremadamente secos ellas pueden ser retenidas en el sitio donde fueren formadas.

No se puede formular una sola regla que incluya las condiciones que causan la precipitación de las sustancias disueltas y la deposición del material llevado en suspensión. La amplia ocurrencia de calcita como cemento en sedimentos detríticos y como mineral de veta atestiguan, no sólo la abundancia de este compuesto, sino también la facilidad con la cual el bicarbonato de calcio es convertido en calcita. Las sales de sodio en circunstancias normales son precipitadas solamente por la evaporación del solvente, de otra manera ellas encuentran su camino a su destino final, o sea el mar.

La sílice suspendida es el coluido más abundante liberado por la meteorización; cuando pierde suficiente agua se endurece y congela para formar sílice opalina y ésta, a su vez, cristaliza fácilmente como calcedonia. Este es el origen de gran cantidad de ftanita, costras de calcedonia, cementos silíceos y material de veta. Cuando la calcedonia contiene una pequeña fracción de materia ferruginosa forma las varias mezclas silíceas rojas y marrones conocidas colectivamente como jaspe. El hidróxido férrico coloidal,

$\text{Fe}(\text{OH})_3$ sigue una historia similar formando costras y xelinos de limonita, que por deshidratación cambian a hematita. Los minerales que han cristalizado del estado coloidal generalmente consisten en una masa muy compacta de cristales fibrosos. Cuando estos forman una corteza o recubren una cavidad generalmente son paralelos, con el eje largo perpendicular al plano de adhesión y con sus extremidades exteriores terminando como una superficie botrioidal lisa. Las pisolitas de la bauxita y hierro laterítico consisten de cristales fibrosos similares arreglados radialmente.

ROCAS RESIDUALES (METEORIZACION QUIMICA PREDOMINANTE)

1) SUELOS.-

- A) Arcillas residuales y saprolitas. (Saprolita: roca terrosa completamente descompuesta "in situ" que hereda la textura de la roca original).
- Grupo Montmorillonítico.
 - Grupo Caolinitico $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1.53$
- B) Lateritas residuales.
- Laterita ferruginosa (predominio de hidratos y óxidos de hierro).
 - Laterita bauxítica (predominio de hidrato de aluminio).
 - Bauxita ferruginosa (hidratos de hierro y aluminio)
 - Lateritas argiláceas o cuarcíferas.

2) RESIDUOS ELUVIALES. (Concentrados residuales, más o menos "in situ" de minerales accesorios primarios resistentes a la meteorización).

3) CASQUETES Y SOMBREROS. (Depósitos meteorizados de sulfuros metálicos).

1) SUELOS.-

Se entiende por suelo un cuerpo natural que ocupa la superficie de la Tierra, compuesto de materiales minerales y orgánicos y que tiene horizontes desarrollados más o menos definidamente:

Horizonte A - Eluviación

Horizonte B - Iluviación

Horizonte C - Roca madre parcialmente descompuesta.

El horizonte C, es una zona de roca parcialmente desintegrada y descompuesta; algunos de los minerales de la roca original aún están presentes, pero otros se han transformado a minerales nuevos. Este horizonte cambia gradualmente a la roca madre sin meteorizar.

El horizonte B, yace directamente sobre el horizonte C. La meteorización ha sido más profunda aquí en el horizonte infrayacente, y solamente se pueden reconocer aquellos minerales de la roca madre muy resistentes a la descomposición (cuarzo por ejemplo), los otros han sido convertidos a minerales nuevos y a sales solubles. En climas húmedos, el horizonte B, contiene una acumulación de material arcilloso y óxido de hierro, los cuales han sido traídos por el agua que percola hacia abajo desde la superficie. En los climas secos se encuentran además depósitos de minerales más solubles, tales como calcita; ésta puede haber sido traída hacia abajo desde arriba, pero en parte es traída hacia el horizonte B desde abajo por capilaridad y evaporación. Debido a que se deposita material en el horizonte B, este se conoce como la "zona de acumulación o de iluviación".

El horizonte A, es el de más arriba; de él han sido extraídos por lixiviación los óxidos de hierro y las sales solubles que han sido depositadas en el horizonte B; es por esto que el horizonte A se llama también "zona de lixiviación o eluviación".

Tipos de suelos.-

Hay tres tipos mayores de suelos:

- 1) Pedalfer
- 2) Pedocal
- 3) Laterita

Pedalfer.- Un pedalfer es un suelo en el cual los óxidos de hierro o las arcillas, o ambos, se han acumulado en el horizonte B. En general, los materiales solubles como los carbonatos de calcio y magnesio no ocurren en pedalfers. Los pedalfers se encuentran comunmente en climas templados húmedos, generalmente debajo de una vegetación boscosa.

En la formación de los pedalfers, ciertos compuestos solubles, particularmente aquellos que contienen sodio, calcio y magnesio son removidos rápidamente del horizonte A por las aguas que percolan de la superficie; estos compuestos solubles siguen hacia abajo a través del horizonte B y son llevados por el agua subterránea. Los óxidos de hierro, menos solubles, y la arcilla son depositados en el horizonte B, dando a la zona un carácter arcilloso con colores marronzos a rojizos.

Hay diferentes variedades de suelos en el grupo pedalfer, incluyendo unos con colores rojos y amarillos, así como los "pedalferes", de color gris ceniza a gris marronzos.

Pedocal.- Los pedocales son suelos que contienen una acumulación de carbonato de calcio. Los suelos de este grupo se encuentran en zonas templadas donde la temperatura es relativamente alta, hay poca lluvia y la vegetación es principalmente hierba.

En la formación de los pedocales, el carbonato de calcio y en una extensión menor el carbonato de magnesio, han sido depositados en el perfil del suelo, particularmente en el horizonte B. Esto ocurre porque en áreas donde la temperatura es alta y hay poca lluvia, el nivel superior del suelo la mayor parte del tiempo está caliente y seco y el agua se evapora antes de que pueda renovar los carbonatos del suelo; consecuentemente estos compuestos son precipitados como caliche, una acumulación blancuzca compuesta principalmente de carbonato de calcio.

Como en los climas donde se forman pedocales hay poca lluvia, la meteorización química procede lentamente y la arcilla se produce menos rápidamente que en climas más húmedos; por esta razón los pedocales contienen un porcentaje menor de minerales arcillosos que los pedalfers.

El grupo pedocal incluye suelos de colores castaños y rojizos, en las zonas un poco húmedas, y rojo y gris en las zonas más secas o desérticas.

Lateritas.— Las lateritas son depósitos que consisten solamente de las sustancias minerales más insolubles; son cuerpos residuales formados por meteorización química y lixiviación llevados hasta el penúltimo estado. Para llegar a esta condición se requiere un largo intervalo de tiempo, una situación favorable para re-teorización química intensa y una topografía donde haya un mínimo de erosión; estas condiciones se encuentran en regiones llanas con mucha lluvia, como por ejemplo las líneas divisorias bajas que separan los pisos de los valles de un peniplano. Sin embargo, en países tropicales las altas temperaturas pueden acelerar los procesos químicos de manera que se requiere menos tiempo y la laterita se puede formar a niveles más altos.

Con suficiente agua, la lixiviación remueve los materiales más solubles, álcalis y carbonatos, a medida que estos son liberados por la descomposición de los silicatos complejos; más tarde y más lentamente, el cuarzo es disuelto y llevado y los minerales arcillosos sufren mayor descomposición. En una laterita típica solamente quedan en cantidad apreciable sílice y los óxidos hidratados de hierro y aluminio. Cuando acaban de ser liberados de sus minerales madres, ellos probablemente existen como coloides; en muchas lateritas cristalizan subsecuentemente en agregados esféricos conocidos como pisolitas. Estas estructuras embebidas en una matriz terrosa son la característica más típica de las lateritas.

Hay dos clases de lateritas con valor económico: limonita (incluyendo algunos depósitos de manganeso) y bauxita. Cada una debe ser baja en sílice y relativamente libre de la otra. En general, la bauxita se forma de rocas aluminosas que eran originalmente pobres en hierro, o de las cuales el hierro ha sido disuelto después que sus óxidos han sido reducidos por materia orgánica a los compuestos ferrosos, relativamente solubles. La mena de hierro limonítica se deriva principalmente de rocas félicas pobres en aluminio.

Factores en la formación del perfil supergénico.-

- 1.- CLIMA: Cantidad, intensidad y distribución en tiempo de TEMPERATURA Y LLUVIA.
- 2.- ROCA MADRE: Composición, textura, estructura, etc.
- 3.- EDAD; Madurez relativa de meteorización, no edad absoluta.
- 4.- INTENSIDAD DEL DRENAJE: Topografía, porosidad, profundidad de la mesa de agua, etc.
- 5.- FLORA Y FAUNA.

Procesos en la formación del perfil supergénico.-

- 1.- PODSOLIZACION: Translocación de hierro y aluminio de la parte superior a la inferior del perfil. Frecuentemente enriquecimiento de SiO_2 en la superficie.
- 2.- LATERIZACION: La fracción coloidal o todo el perfil es enriquecido relativamente en alumina; en resultados extremos en laterita. Laterita es el residuo de meteorización que consiste en gran parte de hidratos de aluminio o de hidratos de hierro o de ambos; comúnmente en climas tropicales húmedos.
La laterita ferruginosa se forma de peridotita, etc. La bauxita de sienita, arcilla, caliza, etc.
Gibbsita y Boehmita son diagnósticos
- 3.- CALCIFICACION: Enriquecimiento en profundidad de carbonato de calcio (caliches), subárido a árido.
- 4.- ALCALIZACION Y SALINIZACION: En o cerca de la superficie por capilaridad; árido a subárido.

- 5.- VETAS: a) Enriquecimiento de sulfuros.
 b) Enriquecimiento de carbonatos (magnesita en peridotita).
 c) Enriquecimiento silíceo (garnierita, silicato de níquel, en peridotita; silicificación de caliza, etc.)

Influencia de la temperatura en el perfil supergénico.-

El punto principal es la división de la sílice; cuanto mayor sea la temperatura, mayor será la división. Tabla nº 7.

Lluvia 100 ctms. - Roca madre y Edad Similares

TEMPERATURA	12°C	<p>PODSOL (Nueva Inglaterra)</p> <p>FRIO:</p> <p>A) Lixiviación de Fe y Al. Montmorillonita residual, $5SiO_2/1Al_2O_3$. B) Concentración de Fe y Al. Caolín y Gibbsita por lixiviación; también alto contenido orgánico.</p>
	4°C	<p>INTERMEDIO: PODSOLICO GRIS-MARRON (New Jersey)</p>
	12°C - 20°C	<p>CALIENTE:</p> <p>LATERIZADO Y PODSOLIZADO AMARILLO-ROJO (Costa Sur de U.S.A.)</p> <p>A) Caolín: $2SiO_2/1Al_2O_3$ B) Caolín.</p>
	20°C	<p>TROPICAL:</p> <p>LATERITA (Puerto Rico)</p> <p>A) Laterita: Gibbsita o Boehmita $70SiO_2/1Al_2O_3$. B) Caolín.</p> <p>NOTA: A) puede ser Caolín en granito. B) puede ser laterita con <u>buen</u> drenaje.</p>

Tabla nº 7
 (Según Buddington)

Influencia del factor lluvia en el perfil supergénico.-

Temperatura, Roca y madurez constantes

Temperatura frías: 48 - 12°C	DESIERTO ARIDO	GREAT PLAINES SEMIARIDO	PRIARE MID-WEST SUB-HUMEDO	NEW ENGLAND HUMEDO
	0 - 25 m.	25 ~ 50 cm	50 - 100 cm	100 cm.
	A) Montmorillo nita + Alca li local. ↑ B) Montmorillo nita.	A) Montmori- llonita. B) Montmori- llonita + capas de caliche de carbonato en A o B.	A) Montmorillo nita. B) Montmorillo nita. No hay caliche.	A) Montmori- llonita. B) Caolín o por llu- viación. Gibbsita + limoni- ta.

Tabla nº 8

(Según Buddington)

ARIDO: Movimiento de álcalis por capilaridad de B a A.

SEMIARIDO: Suficiente agua para remover los álcalis y llevar caliche de A a B.

SUB-HUMEDO: Suficiente agua para remover los carbonatos.

HUMEDO: Suficiente agua para mover caolinita y gibbsita al horizonte B.

Variación de la razón SiO_2/Al_2O_3 con la lluvia en residuos lateríticos de Basalto en la isla Mauricio (Temperatura, roca y madurez constantes).--

Cantidad de lluvia	Razón molecular SiO_2/Al_2O_3	Porcentaje lixiviado	Mineral formado
63 - 126 cm	1.87	55 - 58	Gaolinitico
126 - 190 cm	1.53	+ 60	Gaolín y gibbsita mezclados.
190 - 254 cm	1.10		
254 - 317 cm	0.56		Bauxita gibbsitica ferruginosa.
317 - 380 cm	0.43	+ 70	Bauxita gibbsitica ferruginosa

Tabla nº 9
(Según Buddington)

Profundidad del horizonte de caliza en el loes de Nebraska. Temperatura, roca y madurez constantes.

Precipitación	Profundidad del horizonte de carbonato
51 cm.	30 - 61 cm.
63 cm.	87 - 125 cm.
76 cm.	+ 150 cm.
+ 76 cm.	Se va.

Tabla nº 10
(Según Buddington)

DEPOSITOS DE AGUAS SUPERGENICAS.--

Intimamente relacionados con el proceso de meteorización están los depósitos producidos por aguas supergénicas. Los principales son:

- 1) ENRIQUECIMIENTOS SUPERGENICOS (Aguas descendientes)
 - a) "Hardpans" arcillosos (Iluvación de partículas de arcilla.

- b) Zonas de caliche (Horizontes de carbonatos a profundidad.
 - c) Zonas supergénicas de Sulfuros
- 2) ENRIQUECIMIENTOS SUPERFICIALES (Subida capilar)
- a) Depósitos salinos
 - b) Duricostras.
- 3) ROCAS DE VETA (De origen supergénico)
- 4) CONCRECIONES.-
- 5) MINERALES AUTIGENICOS.-
- 6) CEMENTOS.-

DEPOSITOS DE AGUAS COMPLEJAS.-

Aquí es necesario agregar los depósitos formados por aguas mezcladas de origen supergénico, hipogénico o connato.

Bibliografía

American Geological Institute	Glossary of Geology and Related Sciences.	1.957
BARTH, Tom F. W.	Theoretical Petrology.	1.952
BUDDINGTON, A. F.	Notes on Petrology.	1.948
GOGUEL, Jean	La Terre.	1.959
GROUT, Frank F.	Petrography and Petrology.	1.932
JUNG, J.	Precis de Petrographie.	1.958
KEMP, James F.	A Handbook of Rocks	1.940
LEET, Don and Judson, Sheldon	Physical Geology.	1.958
MASON, Brian	Principios de Geoquímica.	1.960
SPOCK, L. E.	Guide to the Study of Rocks.	1.953
TYRREL, G. W.	Principios de Petrología.	1.960

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE GEOLOGIA, MINAS Y METALURGIA

ROCAS SEDIMENTARIAS TRANSPORTADAS

Preparado por: José Más Vall (#)

INTRODUCCION.-

Las rocas sedimentarias transportadas incluyen aquéllas que han sido traídas de otra parte por agua en movimiento, aire o hielo, así como también aquellas precipitadas químicamente de aguas superficiales y las acumulaciones de materia orgánica^{residuales}. Casi todas consisten de material transportado y la mayoría están estratificadas; excepciones típicas son (el carbón) y la tilita respectivamente.

La mayoría de las rocas sedimentarias han sido retrabajadas de rocas preexistentes más antiguas, por lo tanto mezclas de materiales piroclásticos y clásticos son muy comunes, produciendo sedimentos tufáceos.

Las rocas sedimentarias envuelven un número mucho más grande de componentes que las rocas ígneas, incluyendo, con excepción de las menos estables, todas las substancias formadas por actividad ígneas y además muchas otras. Aunque éllas son acumuladas bajo el margen estrecho de temperatura y presión que prevalecen sobre los continentes y en el fondo de los océanos la formación de rocas sedimentarias está controlada por un número mucho mayor de factores variables que los que entran en la historia ígnea. Como una gran parte de toda la materia sedimentaria consiste de substancias producidas por la meteorización de rocas preexistentes, todos los factores envueltos en la meteorización tienen influencia sobre las rocas sedimentarias. A estos deben añadirse los elementos geográficos que determinan el transporte y deposición de los desechos de rocas por el medio en movimiento.

(#) El material de estas notas está basado principalmente en un estudio bibliográfico con fines docentes.

Además de los desechos de roca depositados mecánicamente, las rocas sedimentarias incluyen sustancias precipitadas de soluciones por organismos, por reacciones químicas inorgánicas, por evaporación de agua y acumulación de tejido orgánico. La presencia, abundancia y carácter de los materiales formados por estos procesos está íntimamente determinado por el ambiente local, principalmente la topografía y el clima. Otro conjunto de variables es introducido por la historia posterior de los depósitos; la forma y grado de litificación y la extensión en la cual tiene lugar la reorganización del sedimento. La diversidad de los elementos que determinan las características de las rocas sedimentarias se indica en la tabla nº 1.

Tabla nº 1 (Según Spock)

Factores genéticos de las rocas sedimentarias

Factores Variables

Fuente de origen

Relieve

Estabilidad

Clima

Material de la fuente

Composición

Textura

Estructura

Coherencia

Meteorización

Tipo

Grado

Erosión y transporte

Agente (viento, hielo, agua)

Tiempo y distancia

Velocidad

Propiedades afectadas

Estos factores ejercen su influencia controlando la meteorización, erosión y transporte.

Composición, tamaño del grano, color.

Tamaño del grano.

Tamaño del grano, composición, color.

Tamaño del grano.

Redondez

Escogimiento

(Continuación tabla nº 1)

Factores VariablesAmbiente de deposición (deposi-
tos subaéreos)

Topografía

Drenaje

Clima

Posición de la mesa de agua

Estabilidad (si se hunde)

Ambiente de deposición
(depósitos ácuos)

Profundidad

Estabilidad

Temperatura

Salinidad

Circulación (olas, corrientes)

Aereación

Historia subsecuente

Entierro, presión

Exposición (al aire, agua dul-
ce ó salada)

Movimiento

Fractura

Compactación

Propiedades afectadas

Composición

Tamaño del grano.

Escogimiento

Color

Estratificación

Contenido orgánico

Porosidad

Cristalinidad

Porosidad

Endurecimiento (compactación)

Cementación

Cristalinidad

Concreciones

Color, etc.

Las rocas sedimentarias son estudiadas para varios propósitos inmediatos, pero si estos estudios se siguen lo suficiente, conducen hacia un fin que es la meta final de la Geología, es decir, una explicación de la constitución de la corteza terrestre en términos de procesos geológicos. Entonces la petrología sedimentaria se ocupa del origen y la historia de las rocas sedimentarias. La historia de cualquier capa sedimentaria envuelve la determinación de las rocas madres y del área de donde vino el sedimento. Ello envuelve también un entendimiento del mecanismo de

dispersión de los materiales formados en las áreas de origen, la dirección y distancia del transporte, y un entendimiento del área sobre la cual fueron depositados los materiales sedimentarios; finalmente, la historia envuelve los cambios postdeposicionales en textura y arreglos químicos y la litificación resultante. Entonces los sedimentos son rocas complejas que tienen un origen compuesto y son productos del ambiente geológico y de la herencia.

Aunque muchas rocas sedimentarias son rehechas de sedimentos más antiguos, inevitablemente todas originalmente deben haberse derivado de rocas ígneas. F. W. Clarke estimó que las rocas sedimentarias formaban menos del 5% del volumen de la corteza terrestre hasta una profundidad de 16 Kms.; otras estimaciones son hasta cuarenta veces mayores que las de Clarke. P. H. Kuenen, basando sus cálculos en la composición promedio de las rocas ígneas y tomando en consideración los sedimentos de los océanos profundos, concluyó que las rocas sedimentarias formaban alrededor del 15% de los 16 Km. exteriores de la corteza. La tabla nº 2, indica la abundancia relativa de rocas ígneas y sedimentarias en la corteza terrestre.

Han sido descritas muchas clases de rocas sedimentarias, pero el 99% del volumen total está compuesto solamente de tres tipos, que son: lutita, arenisca y caliza. La tabla nº 2, indica la abundancia relativa de las rocas sedimentarias comunes.

Tabla nº 2, página siguiente.

Tabla nº 2 (Según F. W. Clarke)

ABUNDANCIA RELATIVA DE ROCAS SEDIMENTARIAS
en %

Abundancia relativa de rocas ígneas y sedimentarias		
Rocas	Volúmen	Superficie
Sedimentaria	5	75
Igneas	95	25

Abundancia relativa de rocas sedimentarias

Roca Sedimentaria	Medido en afloramientos	Determinado por cálculo	
Arenisca	15 - 40 26	10 - 16 13	20
Caliza	16 - 28 22	5 - 14 10	15
Lutita	48 - 56 52	70 - 83 77	65

JMV/mps.-

SEDIMENTACION

Como se ha mencionado anteriormente los procesos de la sedimentación son: Meteorización, Transporte, Deposición y Diagénesis. Ya se ha descrito en detalle el primer primer proceso o sea el de la Meteorización y las rocas que resultan directamente de este proceso, o sean las Rocas Residuales.

A continuación se describirán los otros procesos que interviene en la formación de las rocas sedimentarias clásicas o propiamente dichas.

Se pueden seguir varias líneas de investigación para estudiar estos procesos. La textura refleja la dinámica y distancia del transporte y la manera de deposición; la composición de las rocas da luz sobre las áreas de origen y los fósiles asociados permiten la determinación de la edad de las capas y la reconstrucción de los ambientes de deposición.

Fundamentalmente los sedimentos clásticos son residuos relativamente insolubles que han quedado después de la descomposición química de la roca preexistente; ellos están sujetos a escogimiento, como resultado del cual son fraccionados en varios grados de tamaño.

Aunque los productos de meteorización pueden ser ampliamente dispersados, tienen una tendencia en cualquier área a moverse corriente abajo a partir del área de origen hasta su lugar final de deposición; este puede ser simplemente un área periférica local, o puede ser un gran manto o delantal de sedimentación periférico a la fuente de origen y extendido hacia el mar. El material transportado puede ser iones, limo, arena, grava o peñones. Los problemas de área de origen y dispersión son primordialmente los problemas de los sedimentos clásticos.

El material producido en cualquier área puede entrar en solución y llegar a ser parte de los océanos y reaparecer de nuevo como un precipitado químico o bioquímico; estas son las rocas sedimentarias no clásticas y aunque no dan datos de su área de origen, ellas reflejan el ambiente de origen. Por otro lado las rocas sedimentarias clásticas, no solamente contienen datos de su historia pre-deposicional, sino también contienen algunos datos de su ambiente de deposición.

Para la mayoría de los geólogos, el término "ambiente" se refiere a un complejo geológico restringido, designado generalmente por nombres geomorfológicos. Un lago, un pantano, una laguna, un plano aluvial constituyen complejos ambientales llamados respectivamente lacustrino, lagunal o fluvial. Cada uno de estos ambientes deposicionales es sin duda un complejo caracterizado por un conjunto variable de condiciones físicas, químicas y orgánicas; estas pueden variar de tiempo en tiempo y lugar a lugar dentro de los confines de la unidad geomorfológica, de manera que también los caracteres de los sedimentos varían de lugar a lugar y de una capa a otra.

El estudio del ambiente tiene dos fases, el ambiente local y el dominio tectónico en el cual el ambiente local está situado. El ambiente local está determinado por factores físicos y químicos o físico-químicos. Los factores físicos incluyen relieve, clima, velocidad de la corriente, estabilidad de la corriente, profundidad del agua y otros. Los factores físico-químico son principalmente el potencial oxidación-reducción (Eh), la concentración efectiva del ion H en la solución acuosa (pH), la salinidad y la temperatura del medio de deposición. El ambiente tectónico es quizás el más fundamental y el control tectónico de la sedimentación ha sido objeto de investigación muy intensa. El movimiento tectónico determina no solamente cuales áreas son fuentes de sedimentos, si no que determina también el proceso sedimentario.

ROCA Y AREA DE ORIGEN

Las principales fuentes de sedimentos pueden ser agrupadas de la siguiente manera:

- 1) Fragmentos de rocas primitivas rotos mecánicamente.
- 2) Residuos de lixiviación de rocas primitivas.
- 3) Nuevos productos insolubles formados por descomposición.
- 4) Soluciones formadas por lixiviación.
- 5) Soluciones de emanaciones, principalmente HCl y CO₂.

Las fuentes menores incluyen:

- 1) Polvo cósmico, el cual forma parte de las arcillas rojas de mares profundos.
- 2) La atmósfera, la cual suple nieve y alguna materia carbonácea de los organismos.

Las emanaciones ígneas que contribuyen a formar sedimentos, sólo ocurren en circunstancias muy especiales y por lo tanto forman también sedimentos especiales. Las arcillas rojas de los mares profundos y la nieve de la atmósfera no necesitan ningún comentario. Los compuestos hidrocarbonados producidos del ácido carbónico de la atmósfera está bien entendido que dependen de la vida de las plantas. Las cuatro fuentes realmente importantes envuelven el proceso de meteorización.

Las áreas de origen y la dirección de transporte pueden ser determinadas estudiando los conjuntos minerales y las características estructurales en escala regional. Al buscar el lugar y la naturaleza del área de origen deben considerarse las siguientes características.

La roca madre de un sedimento es indicada por los minerales y cantos de roca que han permanecido sin cambiar a través de su historia y por lo tanto los sedimentos más fáciles de interpretar son los menos maduros.

El feldespatos es abundante en la mayoría de las rocas no maduras, tales como arcosa y arenisca feldespática. Como fué derivado de rocas ígneas, la fuente de estos sedimentos es ígnea.

El cuarzo es en mucho, el mineral más común en sedimentos; ocurre en distintas variedades y la distinción entre ellas es importante para trazar la historia y el área de origen de un sedimento. Las superficies esmeriladas de granos de arena sugieren

origen eólico, mientras que granos que han aumentado de tamaño en forma secundaria y han sido redondeados subsecuentemente son probablemente de origen sedimentario. Los granos de cuarzo derivados de rocas ígneas tienden a tener inclusiones líquidas o gaseosas, mientras que aquéllos provenientes de rocas metamórficas muestran evidencia de haber sido sometidos a esfuerzo.

El estudio de los casi indestructibles minerales pesados puede dar luz sobre el área de origen y quizás sobre la edad relativa de un sedimento. Las rocas sedimentarias más antiguas contienen una variedad más pequeña de minerales pesados que las rocas más jóvenes; esto puede indicar que algunos de ellos pueden perderse por solución lenta como resultado de un entierro prolongado. Los minerales pesados que sugieren un origen ígneo son: muscovita, titanita, monacita, zircón, rutilo e ilmenita. Aquéllos que generalmente se desarrollan como minerales metamórficos son turmalina, granate, cianita, estauroлита y sillimanita.

La correlación de los minerales originales sin descomponer y fragmentos de roca da clara evidencia de la derivación de sedimentos.

TRANSPORTE

Los sedimentos libertados por la meteorización son transportados principalmente en suspensión mecánica por algún agente móvil, pero parcialmente también en solución, por caída simple o por deslizamiento en una ladera empinada.

Los tres medios más importantes de transporte son: agua, aire y hielo. El transporte de los sedimentos puede variar de distancias negligiblemente pequeñas a grandes distancias; por ejemplo la materia vegetal puede asentarse debajo de la superficie del agua de un pantano donde las plantas crecieron y murieron, mientras que el polvo de una erupción volcánica pueda dar completamente la vuelta a la Tierra. La mayoría de los sedimentos se mueven de una manera irregular e intermitentemente;

ellos pueden pasar de la influencia de un medio a otro varias veces antes de su acumulación final en una cuenca de deposición.

A continuación se describirán principalmente las sustancias transportadas mecánicamente porque son las únicas cuya suerte está esencialmente determinada por el transporte.

Tabla nº 3.- Según Grout

CRITERIOS QUE SUGIEREN TRANSPORTE MECANICO

ROCAS.- Areniscas, arcillas, etc. generalmente de composición sencilla.

MINERALES CARACTERISTICOS.-

Generalmente mucho cuarzo, feldespato o arcilla.

Los carbonatos, como calcita, aragonito y dolomita, menos comunes.

Presencia de minerales residuales, como:

Magnetita	Rutilo	Platino
Ilmenita	Turmalina	Casiterita
Granate	Diamante	Espinela
Zircón	Oro	Corindón

Carbones bituminosos y materia carbonácea.

Generalmente ausencia de los minerales más fácilmente alterables.

Una variedad de minerales de diferentes fuentes.

TEXTURAS.-

Fragmental, más o menos cementada.

Los grános están redondeados o corroidos.

Los granos están escogidos de acuerdo al tamaño.

Contiene fósiles.

Planos de estratificación, laminaciones, bandeamiento, estratificación, capas, láminas.

Generalmente porosa.

Presencia de materia orgánica.

Presencia de concreciones (no incluyendolo aquéllas en caliza).

Los granos que forman el agregado no muestran contornos que engranan.

Astillas.

Cantos estriados.

ESTRUCTURAS.-

Estratificación.

Estratificación cruzada y estructura imbricada.

Rizaduras y marcas de olas, lluvia y granizo.

Grietas en el barro.

Huellas de patas.

Ausencia de cualquier característica estructural conspicua.

El agregado puede consistir de granos que muestran diferentes historias geológicas.

Escogimiento de granos de diferentes tamaños.

COLOR.-

Rojo, blanco, marron, azul negruzco, etc.

Métodos de Transporte

El agua es el agente más importante en el transporte de sedimentos. Los sedimentos pueden ser transportados por agua corriente, como carga de fondo o en suspensión. Estos tipos de transporte tienen gradación y partículas sedimentarias que son parte de la carga de fondo, pueden pasar más o menos brevemente a suspensión por saltación.

El transporte de carga de fondo tiene una secuencia de tres tipos a medida que la velocidad de la corriente aumenta. A pequeñas velocidades, las partículas individuales ruedan y se deslizan a lo largo del fondo; partículas mayores del tamaño de arena son movidas más fácilmente que las más pequeñas debido a que ofrecen superficies mayores a la presión del flujo de agua. A velocidades más altas, se forman rizaduras y el movimiento de las partículas

individuales llega a ser rítmico, alternando entre fases activas y fases de descanso. A velocidades aún más altas, las rizaduras desaparecen y toda la masa de sedimento de fondo mezclada con agua pasa a movimiento de flujo.

El transporte de carga de fondo es llevado a cabo por el movimiento hacia adelante de la corriente. En la mayoría de los ríos la carga de fondo constituye solamente una pequeña fracción del movimiento de los sedimentos, pero la proporción llega a ser mayor en los ríos de regiones montañosas. La velocidad de deposición de las partículas depende de su tamaño, forma y densidad en relación con el medio acuoso y la viscosidad del agua; la grava y los peñones se asientan rápidamente, los sedimentos muy finos se asientan con lentitud extrema. El transporte de sedimentos por agua corriente generalmente envuelve erosión repetida del fondo y deposición temporal de las partículas erosionadas.

Bajo ciertas condiciones una mezcla de sedimentos y agua puede ser transportada en forma más o menos plástica o fluida; tal sedimento en movimiento es un río de barro ó flujo de barro. Los flujos de barro se mueven como un sólido plástico o un líquido muy viscoso; ellos se desarrollan sobre tierra o debajo de cuerpos de agua. La alta viscosidad de los flujos de barro permite al transporte de grandes bloques de roca sobre una pendiente suave. El movimiento dentro del flujo de barro mezcla el material completamente, de manera que cuando llega a reposar, es un depósito pobremente escogido. Las corrientes de turbidez son corrientes de agua fuertemente cargadas con sedimento suspendido. La mayoría de las corrientes de turbidez se originan dentro de un cuerpo de agua como resultado de un derrumbe. Los depósitos resultantes se caracterizan por estratificación gradual y su composición es similar a la de los depósitos estratificados asociados, aunque pueden contener bloques de material de diferentes tamaños que haya arrastrado la corriente.

El viento es un agente de transporte de sedimentos mucho menos eficiente que el agua. Sin embargo, la velocidad del viento comúnmente excede la de las corrientes de agua y vientos fuertes son capaces de mover grandes cantidades de material fino; por lo tanto

la cantidad total de material sedimentario movido es realmente grande. El escogimiento del tamaño del sedimento por el viento es muy eficiente, porque el polvo y el material fino son levantados y llevados en suspensión más rápidamente y por una distancia mayor que los materiales más gruesos. Entonces la carga de fondo del transporte eólico consiste casi exclusivamente de arena. El impacto de los granos de arena durante el transporte es fuerte y el desgaste es relativamente rápido; las esquinas y los filos son redondeados y las superficies llegan a ser esmeriladas. Ceniza y arena son voladas por explosiones volcánicas; cierto polvo y ceniza es tan fino que permanece suspendido hasta que es lavado del aire por la lluvia.

Los glaciares adquieren su carga principalmente del lugar de origen y de la superficie sobre la cual fluyen; casi no hay límite de tamaño de las masas que pueden mover y durante el movimiento tiene lugar muy poco o ningún escogimiento. Los sedimentos glaciares consisten característicamente de una mezcla de fragmentos de roca de todos tamaños, desde harina mineral a grandes pedras y variando desde roca completamente fresca a completamente meteorizada; las partículas grandes están característicamente estratificadas.

Muchos sedimentos han tenido largas y complejas historias, muchos han pasado del dominio de un medio de transporte a otro. Después de cada transferencia, un sedimento puede heredar algunas características del viejo y adquirir otras del nuevo. Los granos de cuarzo se redondean con relativa lentitud y la mayoría de los granos de arena bien redondeados probablemente han sufrido más de un ciclo de sedimentación. Muchos sedimentos revelan muy poco su pasado.

Efectos del transporte mecánico

Los efectos del transporte mecánico sobre los materiales son: 1) selección mineralógica, 2) desgaste y 3) clasificación.

Selección mineralógica.- Durante el curso de su transporte por el agua o por el aire las partículas minerales se entrecierran y se

quiebran, pero durante el curso de estas colisiones los granos más tenaces resisten mejor que los más frágiles que finalmente son reducidos a polvo. Se ve por ejemplo, que en el curso del transporte de los minerales producidos por la alteración de un granito, los granos de cuarzo resisten y llegan a ser relativamente los más abundantes, mientras que los feldespatos son rotos y reducidos finalmente a una harina que pasa al dominio de los metacoloides.

Así en el transcurso del transporte se produce lo que se llama una selección mineralógica.

Se notará que esta selección implica un envejecimiento irreversible. Por esta razón una arenisca feldespática podrá ser considerada como una roca de materiales "jóvenes" y una arenisca puramente cuarzosa como una roca de materiales "viejos".

Desgaste.— Hay que distinguir los casos de transporte por agua, por viento o por hielo.

Un exámen de los granos de cuarzo transportado por agua permite dividirlos en dos categorías: los granos sin desgaste y los granos pulidos. Los primeros tienen forma de esquirla, irregular y su superficie está sucia de polvo arguiláceo; ellos solo han sufrido transporte de corta duración y se encuentran en los depósitos de la periferia inmediata a los depósitos cristalinos. Por el contrario, los segundos tienen una forma regularmente ovoide y una superficie limpia con un brillo vivo, ellos han sufrido un transporte largo y son particularmente abundantes en las arenas donde los materiales han sido largamente triturados en el mar por las mareas y las olas.

Los granos de arena transportados por el viento son de características muy diferentes. Su superficie cubierta de estrias y de trazas de choques microscópicos, tiene el brillo del vidrio esmerilado; su forma es más o menos esférica; estos son llamados granos redondos mates. Estas particularidades del desgaste eólico son debidas a que dentro del aire los choques no son grandemente amortiguados como dentro del agua.

En cuanto a las arenas de depósitos glaciales, todas pertenecen a la categoría de granos sin desgaste; en efecto, estos granos son transportados dentro del hielo sin que haya contacto entre ellos. Los depósitos morrénicos arenáceos no representan más que un residuo que se ha formado al fundirse el glaciar; en ese momento el transporte ha terminado.

Escogimiento.— Cuando se decanta una suspensión, los materiales más gruesos llegan al fondo antes que los más finos. Es por esto que en los sedimentos así formados se encuentran los materiales más gruesos en la base del depósito y los más finos en la parte alta; esto es lo que se llama clasificación vertical progresiva o estratificación gradual.

Dentro de los conjuntos detríticos cada estrato posee su propia clasificación vertical. Todo sucede como si en el curso de la sedimentación la tierra firme expidiera hacia el mar cargas sucesivas de materiales y que cada una de estas cargas tuviera tiempo de ser decantada antes de la llegada de la siguiente.

Por lo tanto la clasificación vertical progresiva es más regular si la deposición se efectúa en aguas profundas y tranquilas; por ejemplo en las series arenáceas marinas, como regla general, se encuentran las arenas gruesas en la base, las finas en el medio y las argiláceas más finas en el tope.

En los depósitos que se efectúan en aguas turbulentas la clasificación vertical generalmente es perturbada; los materiales gruesos y finos descansan mezclados. Tal es realmente el caso de las capas de regiones orogénicas tales como las areniscas de flisch o molasse.

La clasificación vertical progresiva desaparece completamente en el caso de los flujos de barro. Aquí no hay ni estratificación, ni clasificación.

Quando la sedimentación tiene lugar en medios lacustres o marinos afectados por corrientes, a la clasificación vertical se junta la clasificación horizontal, pues los materiales mientras llegan al fondo son arrastrados por la corriente.

Por ejemplo, a la salida de un estuario hacia lo más ancho habrá la siguiente clasificación vertical:

	Dirección de la deriva →		
	I	II	III
Clasificación	Arenas de grano medio	Arenas finas	Pelitas
vertical	Arenas gruesas	Arenas de grano medio.	Arenas pelíticas.
progresiva	Conglomerados	Arenas gruesas.	Arenas finas

Transporte en solución.

Las tablas nº 5 y 6, muestran las principales soluciones que resultan de la meteorización, pero hay que hacer notar que todas las otras sustancias pueden ser llevadas en cantidades menores. La mayor parte de la sílice puede ser transportada en forma coloidal, así como otras sustancias. Los metales abundantes son transportados en solución más comúnmente como sulfatos y carbonatos o bicarbonatos; puede haber cloruros, pero raras veces en grandes cantidades.

Estas soluciones, llevando su carga disuelta, fluyen bajo condiciones hidrodinámicas; éllas circulan en canales en forma de agua subterránea y como ríos que van al mar o a los lagos.

Algunas costras superficiales depositadas de soluciones pueden haber sido transportadas bajo el control de la capilaridad en vez de gravedad; estas son principalmente de nitratos, carbonatos, boratos, caliche y posiblemente algunas costras de bauxita y de óxidos de hierro.

DEPOSICIONAmbientes de deposición

Una gran parte de los sedimentos pueden ser transportados por movimientos en cortos períodos, alternando con deposición temporal en superficies terrestres. Estos depósitos continentales, aunque puedan ser muy grandes, raras veces son preservados de una manera permanente en la columna de rocas sedimentarias; ellos representan más bien incidentes temporales de transporte. De los sedimentos depositados más o menos permanentemente casi el 90% son depositados en el mar y el resto en áreas continentales; que incluyen planos aluviales, deltas y lagos.

Se han hecho varios intentos para clasificar los ambientes sedimentarios. Una clasificación convencional es la de Joseph Barrell, propuesta en 1.906, en la cual los sedimentos se clasifican como continentales, litorales y marinos; cada uno de estos ambientes mayores se subdivide en ambientes menores.

Una clasificación más moderna se da en la siguiente tabla:

"Clasificación de Ambientes Sedimentarios y Facies de Sedimentación"

Según F. J. Pettijohn

Tabla nº 4

I.- Cuencas de origen tectónico (facies mayores)

A) No lineales, ligeramente negativas (intracratónico y orotónico).

1) Abiertas (epicontinentales y mares de plataforma) (facies ortocuarcita-carbonato).

2) Restringidas (cuencas trancadas)

a) Clima húmedo (facies euxínica)

b) Clima árido (facies evaporita)

3) Cuencas aisladas

a) Clima húmedo (facies lacustrina de agua dulce)

b) Clima árido (facies de sales de sodio)

B) Lineales, fuertemente negativas:

1) Geosinclinales

- a) Restringidos e inópicos (facies euxínica) abisal y batial.
- b) Marino restringido (facies Flysch)
- c) No restringido, parálisis (facies Molasse)
 - (1) Oxidante ("capas rojas")
 - (2) Reductor ("depósitos de carbón")

2) Fosas tectónicas ("capas rojas")

II) No tectónicas (facies menores).-

A) De gradación.

- 1) Espeleólogos (cuevas)
- 2) Paludales y limales (marmitas glaciales, etc.)

B) Volcánicas (lagos de cráteres, etc.)

III) "Permanentes", cuencas oceánicas profundas.

EL término cratón indica la parte amplia central de los continentes entre fajas geosinclinales. Cuencas intracratónicas son aquellas áreas negativas ovals dentro del propio cratón. Facies euxínica se refiere a sedimentos en mares profundos y casi aislados en los cuales los barros son ricos en materia orgánica. Inópico significa indigente o pobre de sedimentos. Flysch se aplica a depósitos extensos de areniscas, margas lutitas y arcillas, las cuales yacen en los bordes de los Alpes y otras cordilleras. Molassé son detritus formados en montañas elevadas durante e inmediatamente después de movimientos diastróficos grandes, depositados en el último surco, al frente del geosinclinal predecesor del flysch. Limales se aplica a lagunas de fondo barroso.

A continuación se da una breve descripción de los tres ambientes principales propuestos.

AMBIENTES CONTINENTALES

La superficie de deposición en un ambiente continental yace encima del nivel del mar. La distinción entre ambiente terrestre y ácueo depende de si el depósito es formado por viento o hielo glacial o formado en cuerpos de agua como ríos, lagos o pantanos. El ambiente ácueo no necesita tener agua dulce; los depósitos de muchos lagos de agua salada, tierra adentro, se consideran como depósitos ácueos. El ambiente glacial se clasifica como terrestre en vez de ácueo y en general se considera que incluye el glaciar mismo y el ambiente circundante asociado de agua de fundición.

Ambiente glacial.- Se caracteriza por la baja temperatura y su ausencia de actividad orgánica. La energía es esencialmente la del hielo en movimiento y la del flujo del agua de fundición. Los sedimentos depositados directamente en él son enteramente olásticos. No escogidos y till sin estratificar, el cual puede estar interestratificado con los depósitos fluvioglaciales. Los depósitos fluvioglaciales son formados por agua de fundición, como por ejemplo gravas, arenas y limos que tienen la mayoría de las características de los "depósitos aluviales".

Ambiente desértico.- Este ambiente no es eólico, debido a que ríos efímeros y lagos de playa pueden ser relativamente importantes en el ambiente. Los sedimentos son peñas y grava en conglomerados de abanico en la base de laderas empinadas, arena eólica en dunas y depósitos de grano fino junto con evaporitas en los llanos desérticos.

Ambiente aluvial.- Tiene lugar en canales de ríos y en planos aluviales asociados de ríos individuales. El carácter de los depósitos de plano aluvial está generalmente influenciado por el clima. Los materiales depositados en ambientes aluviales varían desde peñones a arcilla. Los materiales húmicos predominan en los sedimentos más finos formados en planos aluviales anchos en la porción inferior del río. Tomados como un todo, los depósitos aluviales son compuestos. El aluvión de río pasa gradual e imperceptible

mente a sedimentos depositados en lagos, pantanos, deltas y el mar. Donde los planos aluviales se extienden hacia el mar, puede ocurrir un cambio gradual del ambiente continental al marino. Muchas lutitas muestran tales graduaciones transicionales de depósitos aluviales a capas marinas poco profundas.

Ambientes de pantano.- Se refieren a cuerpos de agua llana estancada que tienen vida vegetal relativamente abundante. El agua del pantano puede ser dulce o salobre y los pantanos varían mucho en tamaño. Los sedimentos depositados directamente en pantanos incluyen limo y barro, los cuales pueden ser traídos a las cuencas pantanosas, y sales y gases disueltos que se desarrollan en el agua en condiciones anaeróbicas. En muchas partes del mundo se encuentran extensos depósitos de pantanos con los carbones del Pennsylvaniano y Cretáceo y con lignitos del Terciario. Asociados con el carbón y el lignito se encuentran depósitos de lutita carbonácea, arcilla refractaria, arcilla y lentes delgadas de caliza de agua dulce.

Las acumulaciones de pantano pueden estar interestratificadas con sedimentos lacustrinos, aluviales y aún marinos.

Ambiente lacústriño.- Es efímero y se caracteriza por profundidades pequeñas, corrientes débiles y cambios estacionales del nivel del agua. Los sedimentos acumulados en lagos son esencialmente limos de grano fino y depósitos arcillosos, aunque se pueden desarrollar margas a través de agentes orgánicos y químicos. Los depósitos lacústriños y aluviales comúnmente están interestratificados y la diferenciación puede ser difícil.

Ambientes transicionales

Existen muchas condiciones de ambiente transicionales entre continental y marino. Los pantanos costeros así como muchos estuarios, pueden ser transicionales porque ellos alternan entre agua dulce y salada. A continuación se describirán los ambientes transicionales más comunes.

Ambiente deltaico.- Está compuesto de ambientes aluvial, lacustrino, pantano costero y de playa. La energía es principalmente mecánica en forma de ríos, olas, corrientes y viento. Los sedimentos depositados en áreas deltaicas incluyen clásticos gruesos a finos y no clásticos tales como marga y materia orgánica. Sin embargo la sedimentación es complicada por el cambio de posición del delta y por el cambio de nivel del mar, entonces hay una alteración rápida entre arena gruesa, limo y arcilla y los depósitos marinos llegan a estar asociados con sedimentos típicamente aluviales. En ambos lados del delta pueden aparecer ambientes de pantanos de playa o costeros, pero hacia el océano el delta cambia gradualmente a un ambiente marino.

Ambiente litoral.- Se refiere a la costa que se extiende entre las zonas de alta y baja marea; playa es la palabra típica para este ambiente. Los sedimentos depositados en ambientes litorales son principalmente clásticos que varían desde peñas pequeñas a gravas, arenas y barros. Cuando el ambiente litoral está protegido de la acción de las olas, puede ser un plano de marea con vida abundante. Los depósitos de planos de marea son principalmente barro con cordones de arena y grava. Los depósitos de playa consisten de arena cuarzosa bien escogida.

Lagunas de barrera.- Son cuerpos alargados de agua llana y quieta separadas del mar por una barrera. Ellas son típicamente pantanosas y se llenan lentamente con limo y arcilla traídos por los ríos. El limo fino y la arcilla pueden ser suplementadas por arena de la barrera traída por el viento, materia orgánica y carbonatos provenientes de organismos, los cuales forman barros eúxicos oscuros. En lagunas de regiones áridas se pueden formar evaporitas. Por lo tanto, el ambiente de laguna puede producir una gran variedad de sedimentos. La lutita de laguna comunmente contiene una fauna de agua salobre con restos de plantas y tiras carbonosas. Secuencias verticales lenticulares de limo, arcilla, barros orgánicos y arenas son características de depósitos lagunales antiguos.

Ambientes marinos

El ambiente marino, como región de deposición sedimentaria, es mucho más importante y extenso que el continental. Grandes masas de sedimentos han sido depositadas en tierra en variedad de situaciones, pero generalmente tal deposición es temporal; tarde o temprano la mayor parte de este material es erosionado de nuevo y llevado hasta el mar.

Una gran cantidad de las rocas sedimentarias que hoy podemos observar en los continentes son depósitos marinos. Los ambientes marinos han sido clasificados sobre la base de la profundidad del agua, cercanía a la costa, tipo de vida bentónica y clase de sedimento. La figura nº 1, muestra un diagrama esquemático de la clasificación de los ambientes marinos. En la figura nº 2 se muestra la distribución de los principales tipos de sedimentos marinos según su relación a la profundidad del agua.

Figura nº 1. - (Según J. W. Hedgpeth; simplificada)

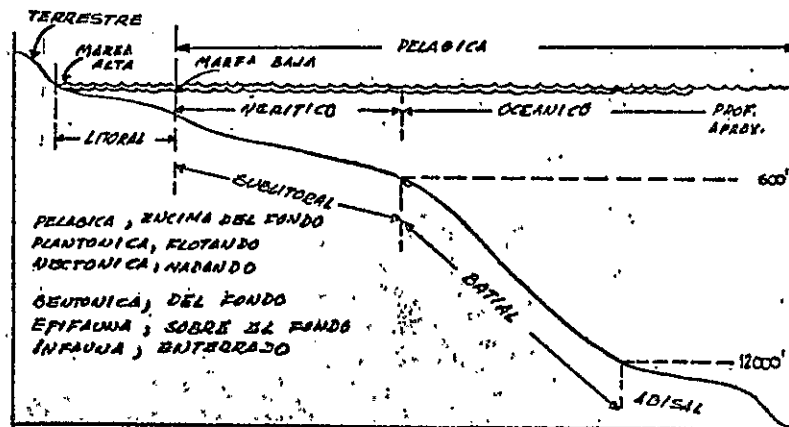
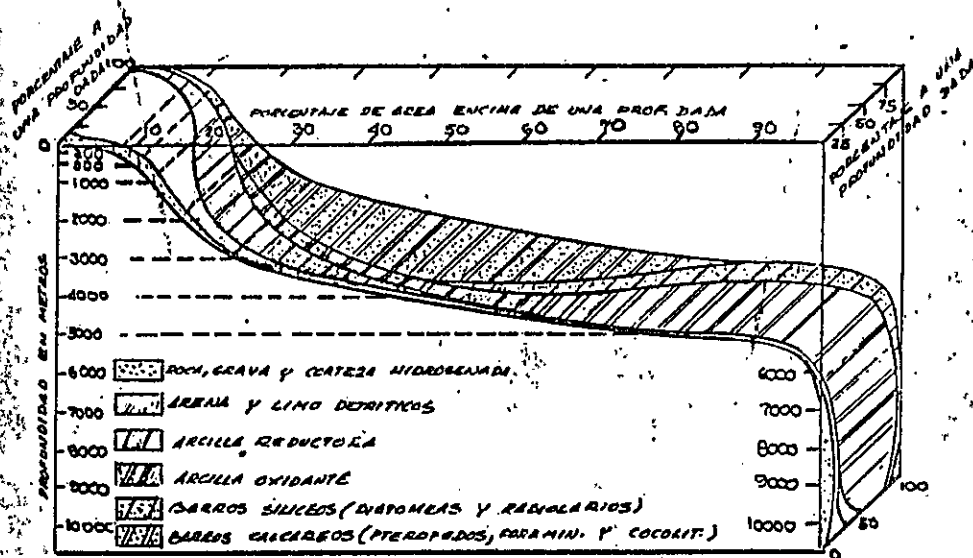


Figura nº 2.- (Según A. F. Brunn)



JOMF
43

El ambiente nerítico puede visualizarse como una ancha faja paralela a la costa que se extiende desde el límite de la marea baja a profundidades de 200 metros. Los sedimentos clásticos gruesos descargados por los ríos en el lado de tierra son extendidos y diseminados sobre la parte marina del ambiente. Los sedimentos del ambiente nerítico incluyen arenisca, lutita y caliza. En las partes más profundas, los sedimentos clásticos generalmente son subordinados y puede haber caliza en gran variedad, desde argilácea a fosilífera. El ambiente nerítico es quizás el más importante desde el punto de vista de sedimentación; Twenhofel ha estimado que alrededor del 80% de los sedimentos de la columna geológica fueron depositados en el ambiente nerítico.

Aunque las diferencias litológicas sugieren diferencias en profundidad, las relaciones sin duda son variables. De aquí que la zona nerítica ha sido, de hecho, llamada la zona de variables. En áreas de deposición activa, pero relativamente lenta, generalmente se desarrolla una graduación natural desde grava a lo largo de la playa a arena en agua muy llana, barro en aguas más profundas y material calcáreo en sitios más allá del alcance de los sedimentos detríticos.

Un sedimento arenoso cerca de la costa generalmente varía hacia afuera a un área de barro limoso; el limo generalmente decrece a medida que el agua se profundiza. Los sedimentos arcillosos no solamente exceden a la arena en cantidad sino que normalmente están más ampliamente distribuidos en el ambiente litoral.

La deposición de sedimentos calcáreos tiene lugar en áreas favorables casi en cualquier parte dentro del ambiente nerítico. Donde hay arrecifes, ellos son una fuente importante de sedimentos calcáreos.

Condiciones aeróbicas o ambiente evaporítico, prevalecen en áreas restringidas. Los depósitos son sales, yeso y anhídrita que resultan de evaporación excesiva, la cual concentra la materia mineral disuelta en el agua del mar y eventualmente causa su precipitación. Esto sólo puede tener lugar en cuencas llanas cerradas, confinadas por barreras o en regiones relativamente áridas que estuvieron conectadas intermitentemente con el mar.

Condiciones anaeróbicas marcan otro ambiente especializado que ocurre en porciones restringidas del mar. Este ambiente debe su existencia a la abundancia de materia orgánica cuya descomposición acaba el oxígeno disuelto en el agua. Los sedimentos depositados y preservados son característicamente negros, principalmente lutitas carbonosas. Otro tipo de ambiente anaeróbico ocurre en cuencas profundas; los sedimentos depositados son menos extensos y consisten de caliza negra limosa o arcillosa.

El ambiente batial incluye todos los fondos oceánicos de 200 a 2.000 metros de profundidad; por debajo queda el ambiente abisal. Los sedimentos clásticos finos compuestos de arena, limo, barro, caliza y material silíceo son típicos de los ambientes batiales. Los sedimentos depositados en la zona abisal incluyen sales disueltas y aquéllos detritus tan finos que pueden asentarse de la suspensión junto con conchas silíceas y calcáreas de formas flotantes y pequeñas cantidades de barros calcáreos y silíceos. Los barros calcáreos ocurren a profundidades menores de 4.000 metros.

Los esqueletos silíceos son menos solubles y barros de radiolarios ocurren principalmente por debajo de 4.600 metros. Por debajo de 5.300 metros queda muy poca sílice orgánica y entonces la arcilla roja caracteriza los fondos oceánicos más profundos.

JMV/mps.-

LA FISICO-QUIMICA DE LA SEDIMENTACION

La sedimentación de materia clástica sigue las reglas relativamente simples de la precipitación mecánica. Por medio del transporte en agua el material es escogido de acuerdo al tamaño del grano y hasta cierto punto a su peso específico. Así mismo el viento escoge el material de acuerdo al tamaño del grano y a su peso específico. El barro pelítico más fino de desintegrados y residuos frecuentemente llega a asentarse junto con los coloides hidrolíticos, los cuales son precipitados bajo las mismas condiciones hidrológicas.

Contrario a lo que se creía antiguamente, todos los elementos formadores de rocas (incluyendo la sílice y el aluminio) pasan, aunque sea temporalmente, a solución iónica verdadera, por lo tanto, la geoquímica de los procesos sedimentarios es esencialmente la geoquímica de las reacciones que se efectúan en presencia de agua. Como disolvente el agua no tiene igual, ningún otro líquido puede compararse con ella por el número de sustancias que puede disolver ni en las cantidades que puede llegar a tener en solución. La estructura de la molécula de agua es la clave de estas notables propiedades. Un exceso de carga positiva aparece en y entre los protones, mientras que el lado opuesto de la molécula está cargado negativamente. Así pues, la molécula de agua es un dipolo, lo cual causa que la fuerza cohesiva entre las moléculas de agua sea mucho mayor que para líquidos normales; en consecuencia, el agua a pesar de ser un líquido de escaso peso molecular tiene un punto de fusión y ebullición extremadamente elevados. Las fuerzas cohesivas entre las moléculas de agua se reflejan también en la tensión superficial, la cual es de 72,75 dinas/cm. a los 20°, comparada con 26,77 para el CCl_4 . Otro efecto importante de la naturaleza dipolo de las moléculas, es la de producir en el agua una constante dieléctrica anormalmente elevada, es decir 80. La constante dieléctrica elevada es responsable de su actividad como disolvente de los compuestos iónicos, puesto

que la fuerza de atracción entre los iones varía inversamente a la constante dieléctrica del medio, y la solución de compuestos iónicos es esencialmente una dispersión de iones por las moléculas del solvente.

Todos los sedimentos, que no sean desintegrados o residuos, son formados por precipitación fraccionaria de soluciones acuosas a baja temperatura, siguiendo las leyes de físico-química. Por este proceso se efectúa una diferenciación petroquímica extrema; se forman nuevos minerales y rocas que son radicalmente diferentes de las rocas ígneas.

Goldschmidt ha indicado que los factores de significación especial en la petrogénesis sedimentaria son:

- 1) Temperatura.
- 2) El potencial iónico.
- 3) La concentración del ión hidrógeno.
- 4) El potencial oxidación-reducción.

Como complemento se describirán además los coloides y procesos coloidales.

TEMPERATURA.-

La baja temperatura de las soluciones acuosas favorece la diferenciación química al prevenir, bastante efectivamente, la formación de cristales mezclados. A temperaturas elevadas, iones (o átomos) de diferentes tamaños pueden reemplazarse libremente entre sí en las "lattices" cristalinas, con la formación de extensas series de soluciones sólidas; así se encuentra que el NaCl-KCl a unos 800°C forma una serie continua de cristales mezclados, mientras que la miscibilidad sólida a 20°C es prácticamente cero. La disminución de miscibilidad resulta en una diferenciación geoquímica de mayor intensidad que la encontrada en fusiones magmáticas; por ejemplo, nunca se forman minerales individuales de estroncio o bario a partir de fusiones magmáticas, debido a que los iones de estroncio y bario a

altas temperaturas entran en las "lattices" cristalinas de los minerales que contienen calcio y potasio, pero minerales individuales de estroncio y bario se separan frecuentemente de soluciones acuosas, simplemente debido a que la posibilidad de formar cristales mezclados es limitada.

POTENCIAL IONICO.-

Los iones en solución atraen hacia ellos a las moléculas de agua; los cationes atraen a los extremos negativos de los dipolos de agua inmediatos; los aniones a los extremos positivos. El número de moléculas de agua que pueden ser empaquetado alrededor de un ion dado depende del tamaño de este, el más grande será el que podrá agrupar mayor número de moléculas de agua en torno suyo. Sin embargo el grado de hidratación depende también de la intensidad de la carga sobre su superficie. Así pues, la hidratación de un ion es directamente proporcional a su carga (Z), e inversamente proporcional a su radio (r). El factor Z/r se conoce con el nombre de potencial iónico.

En 1.928, H. C. Cartledge mostró que los elementos pueden clasificarse de acuerdo a su potencial iónico; en 1.937, V. M. Goldschmidt lo aplicó a los minerales y las rocas.

El potencial iónico de un elemento determina ampliamente el lugar que ocupa en el orden de deposición durante la formación de rocas sedimentarias. Elementos con bajo potencial iónico, tales como potasio, sodio, calcio y magnesio, permanecen en solución durante el proceso de meteorización y transporte; elementos con potencial iónico intermedio son precipitados por hidrólisis, siendo sus iones asociados con grupos hidróxilo procedentes de las soluciones acuosas, y elementos con potencial iónico aún más elevado forman aniones que contienen oxígeno, los cuales son a su vez solubles. Cuando se proyectan los elementos sobre un diagrama, en el cual los radios iónicos son las ordenadas y la carga iónica las abscisas, el campo queda di-

vidido en tres partes: cationes solubles, elementos hidrolizables y elementos de aniones complejos solubles. Figura n° 3.

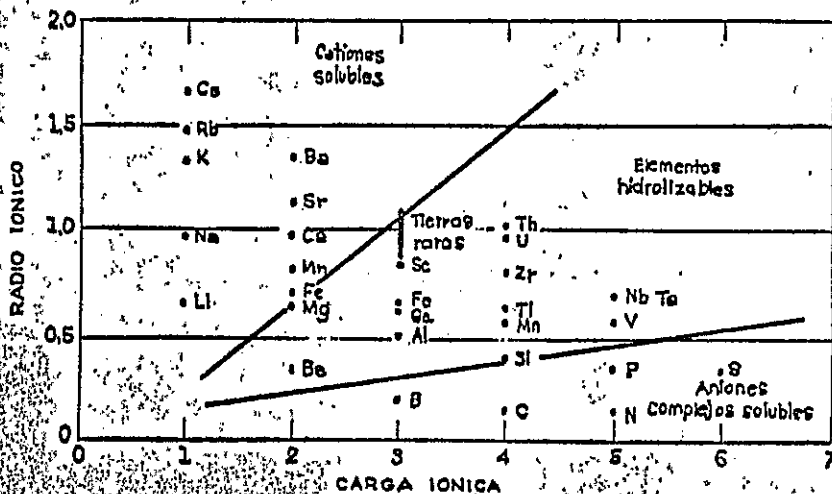


Figura n° 3
(Según Mason)

En muchas rocas sedimentarias los productos de hidrólisis y oxidación están asociados en el mismo depósito: por ejemplo, el hierro en estado ferroso es estable en solución ($Z/r = 2.7$) de modo que la precipitación del hierro ha de ser

precedida por su oxidación al estado férrico con un potencial mucho más elevado ($Z/r = 4,7$). Análogamente el manganeso es estable en solución como ión manganeso ($Z/r = 2,5$), pero es precipitado en forma hidratada ($Z/r = 6,7$).

CONCENTRACION DEL ION HIDROGENO.-

La concentración del ión hidrógeno en las aguas naturales es de gran importancia en las reacciones químicas que acompañan los procesos sedimentarios. En el agua pura, a 20°C , la concentración del ión hidrógeno es de 10^{-7} mol/litro. Si la concentración es más grande que la del agua pura a la misma temperatura, la solución se dice que es ácida; en el caso contrario, alcalina. El punto de neutralidad se desplaza con la elevación de la temperatura hacia una concentración mayor de iones de hidrógeno. Como medida inversa de la concentración del ión hidrógeno se emplea el pH, el cual es el logaritmo negativo de ese factor; así el pH del agua pura es 7.

La escala de la figura n° 4 da los valores del pH encontrados en los ambientes geológicos comunes. Valores más allá de estos extremos sólo existen en situaciones geológicas poco comunes.

El pH del medio es de particular importancia como determinante de la precipitación de hidróxidos a partir de una solución. Esto se muestra en la tabla n° 5, la cual nos da el pH para el comienzo de la precipitación de hidróxidos a partir de soluciones diluídas (alrededor de 0,02 m) y el pH de algunos medios naturales. Se observará en esta tabla que el agua del mar es ligeramente alcalina, mientras que la mayoría de las aguas terrestres caen del lado de las ácidas. El pH de muchas aguas terrestres está determinado por el sistema regulador

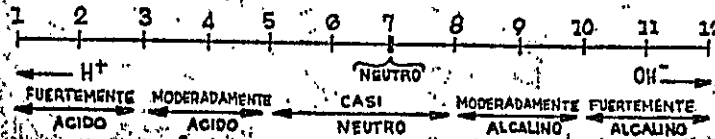


Figura n° 4
(Según Huang)

$\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$; una solución saturada de CO_2 a su presión parcial en la atmósfera tiene un pH de 5,2 y una solución de calcita en aguas saturadas de aire tiene un pH de alrededor de 8.

TABLA N° 5.-

pH del medio natural y su relación con la precipitación de hidróxidos. (Modificada después de Mason y Barth.)

pH	<u>Precipitación de hidróxidos</u>	<u>Medio Natural</u>	pH
11			11
10	Mg	Suelos alcalinos	10
9	Ag, Mn		9
8	Ni, Ca, Y, Co	Agua del mar	8
7	Zn, Pb	Agua de río	7
6	Sn, Cr, Be, Fe ⁺²	Agua de lluvia	6
5	Al	Agua de pantano	5
4	U, Th		4
3	Fe ⁺³ , Sn ⁺² , Zr		3
2		Fuentes termales	2
1		acidas	1

Para el transporte y deposición del hierro la solubilidad del hidróxido férrico y el equilibrio consiguiente son de gran importancia. Cooper (1937) determinó la cantidad total de hierro en solución para diferentes valores del pH con los resultados siguientes:

pH	Cantidad
8,5	3×10^{-8} mg/m ³
8	4×10^{-7} mg/m ³
7	4×10^{-5} mg/m ³
6	5×10^{-3} mg/m ³

Así la solubilidad del hierro para un pH de 6 es alrededor de 10^5 veces más grande que para un pH de 8,5. Las soluciones débilmente ácidas que contienen hierro y que van a parar al mar desde las tierras continentales vecinas, deben precipitar la mayor parte de su hierro en las aguas marinas débilmente alcalinas. Esto está apoyado por cifras estadísticas reales, las cuales muestra que el contenido medio de hierro en las aguas fluviales es alrededor de 1 o/oo, mientras que en el agua del mar la cantidad es extremadamente pequeña, alrededor de 0.008 o/oo.

El pH del medio es de gran importancia para la hidrólisis de algunos silicatos comunes formadores de rocas; por ejemplo, el cuarzo pulverizado en agua se hidroliza a un pH de alrededor de 6 o 7, pero los feldespatos a uno de 8 a 10, los piroxenos de 8 a 11 y los anfíboles y los feldespatoídes de 10 a 11. Esta variación en los valores de pH es especialmente importante en el transporte de alumina y sílice en solución y su deposición ulterior. Para ilustrar esto se han dibujado en la Figura nº 5 las curvas de solubilidad del hidróxido de aluminio y de la sílice en relación con el pH.

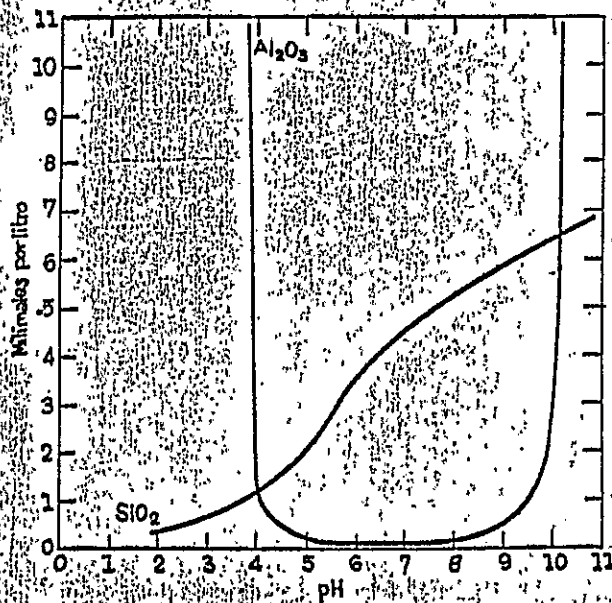


Figura n° 5
(Según Correns)

Para un pH menor de 4, la alúmina es fácilmente soluble, mientras que la sílice sólo es ligeramente soluble. Para tal valor de pH, la alúmina será eliminada en solución y la sílice permanecerá juntamente con el material originario. Sin embargo, los medios sedimentarios normales raramente poseen un pH tan bajo. Para un pH de 5 a 9 la solubilidad de la sílice aumenta en forma considerable, pero la alúmina es prácticamente insoluble. Bajo tales condiciones se puede efectuar la eliminación de la sílice por arrastre, dejando atrás a la alúmina, como se ha comprobado durante la formación de lateritas y bauxitas (gibsitita, diáspora, boehmita). Con un pH de 10 ó más, tanto la alúmina como la sílice, son relativamente solubles y pueden ser llevadas en solución si hay suficiente agua corriente. El estudio de la figura 5, sugiere también una posible explicación sobre la formación de caolinita o de montmorillonita, según los casos, a partir del mismo material si las condiciones son distintas. Estos minerales de las arcillas se for-

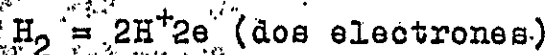
maron probablemente en aguas naturales que arrastraban a la vez sílice y alúmina en solución. En las soluciones ácidas (pH alrededor de 4) la solubilidad de la sílice y la alúmina son tales que hay relativamente mucha alúmina y poca sílice presentes, favoreciendo de este modo la formación de material de composición caolinítica ($Al_2O_3 : SiO_2 = 1:2$) en las soluciones alcalinas (pH 8 a 9) hay mucha más sílice presente, promoviendo la formación de montmorillonita ($Al_2O_3 : SiO_2 = 1:4$).

POTENCIAL OXIDACION - REDUCCION

La oxidación de una sustancia tiene lugar cuando uno de sus átomos pierde un electrón (e^-).

Muchos elementos se presentan en diferentes grados de oxidación en la corteza terrestre. El más común es el hierro, que se presenta como metal nativo (estado de oxidación 0), como compuestos ferrosos (estado de oxidación 2) y como compuestos férricos (estado de oxidación 3). Elementos similares son: manganeso (2,3,4), azufre (-2,0,6), Vanadio (3,4,5), cobre (0,1,2), cobalto (2,3), nitrógeno (-3,0,5) y muchos otros.

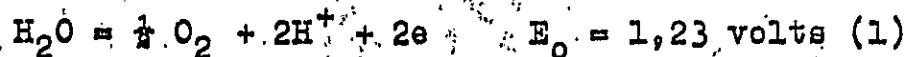
La estabilidad de un elemento en un estado particular de oxidación depende del cambio de energía implicado al añadir o separar electrones. La tendencia inherente hacia ganancia o pérdida de electrones en una reacción química puede medirse como la fuerza eléctrica motora y ser expresada como un valor potencial. Una medida cuantitativa de este cambio de energía nos la procura el factor conocido con diversos nombres como son "Potencial de oxidación-reducción", "Potencial de oxidación" o "Potencial redox". El potencial de oxidación de una reacción dada es una cifra relativa, siendo la referencia normal la reacción:



(es decir, la separación o supresión de electrones a partir de átomos de hidrógeno o la oxidación de hidrógeno a iones de hidrógeno). El potencial de oxidación (E_o) en esta reacción, de las sustancias que reaccionan se fija arbitrariamente como 0,00 voltios y la escala de potenciales de oxidación se extiende de uno y otro lado de cero.

El potencial de oxidación varía cuando cambia la concentración de las sustancias que reaccionan.

La variación de potenciales de oxidación de los medios naturales determina las reacciones que pueden efectuarse. Las reacciones químicas en un medio acuoso se hallan teóricamente limitadas a aquellas cuyo potencial de oxidación está comprendido entre los de las reacciones:



En ambas reacciones intervienen los iones hidrógeno y sus potenciales se hallan fuertemente afectados por los cambios de pH.

Por lo general el pH de las aguas naturales varía entre 4 y 9, la mayoría no variando más que en una unidad con respecto al pH del agua pura (pH = 7). Para un pH = 7, el potencial de la ecuación (1) es de 0,82 voltios y el de (2) de -0,41 voltios. Estas cifras indican que los potenciales de oxidación de los medios naturales, en que el pH es alrededor de 7, oscilan entre -0,41 y 0,82 voltios.

La solución, el transporte y el depósito de elementos que pueden presentarse en dos o más estados de oxidación son directa y poderosamente influenciados por el potencial de oxidación del medio. Este y el pH son los controles básicos de la naturaleza de muchas rocas sedimentarias. Los sedimentos son depositados bajo condiciones de oxidación (aeróbicas), o de reducción (anaeróbicas). Si un sedimento antiguo fuese depositado bajo condiciones de oxidación o de reducción, es deci-

didó principalmente sobre lo que se sabe de la estabilidad de los minerales bajo diferentes potenciales de oxidación.

De los elementos metálicos comunes que precipitan para formar sedimentos químicos, el hierro tiene habilidad iónica para existir con diferentes valencias. Puede ser precipitado en el estado férrico como un óxido (hematita) o como un silicato (glauconita), en el estado ferroso como un carbonato (siderita) o un silicato (chamosita), o como un sulfuro piritita. Como precipitados químicos, estos minerales son productos de equilibrio que registran ciertos elementos de la química del ambiente de origen.

Krumbein y Garrels derivan campos de estabilidad aproximada de piritita-siderita-hematita, en términos de Eh y pH, por consideraciones de las actividades de Fe^{3+} , Fe^{2+} , $(CO)^{-}$, $(OH)^6$ y S^{-} , y los productos de actividad de los compuestos (Fig. n.º 6). El diagrama sirve para mostrar las relaciones generales entre fases minerales y ambiente químico. Está claro que la forma bajo la cual el hierro es precipitado depende principalmente del potencial de oxidación-reducción (Eh). La hematita indica un ambiente completamente aireado, piritita y marcasita indican un medio deficiente en oxígeno y siderita un potencial de oxidación intermedio.

La separación de los elementos estrictamente referidos a la zona superior de la litosfera mediante procesos que implican solución y nueva deposición, con frecuencia manifiesta propiedades distintivas con respecto a oxidación y reducción. Así los tres elementos hierro, níquel y cobalto, con frecuencia se presentan juntos en los yacimientos primarios, sin perjuicio de que los procesos de supergénesis resulten en su separación. Estos tres elementos difieren mucho en los potenciales requeridos para oxidarlos más allá del estado bivalente. El hierro es fácilmente oxidado al estado trivalente en medios alcalinos y medianamente ácidos; el cobalto exige un potencial mucho más elevado, incluso en solución.

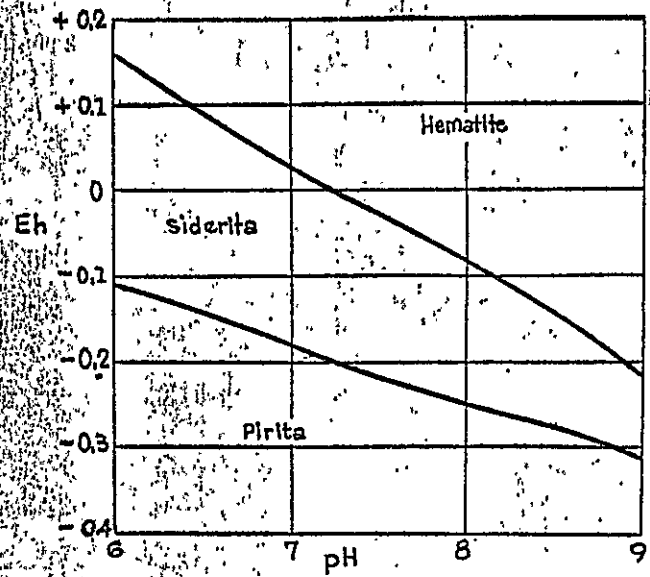


Figura n° 6

(Según Krumbein y Garrels)

alcalina y el níquel no llega a formar compuestos trivalentes. Esto se refleja en los yacimientos: la separación de estos tres elementos por los procesos de supergénesis está muy clara allí donde la meteorización intensa de rocas ultrabásicas produce un material laterítico rico en Fe_2O_3 , la concentración del níquel en forma de garnierita y el cobalto como óxido cobáltico hidratado.

Procesos de oxidación se presentan así mismo en una separación similar del manganeso a partir del hierro. Con frecuencia el manganeso se presenta en solución sólida en minerales primarios que contienen hierro, siendo los iones manganosos y ferrosos mutuamente reemplazables. Sin embargo, los procesos de supergénesis conducen por lo general a una separación bastante completa del hierro y el manganeso, puesto que el potencial requerido para convertir el hierro al estado férrico es mucho menor que para convertir el manganeso en dióxido de manganeso. El hierro precipita fácilmente como óxido férrico hidratado, mientras que el manganeso permanece más tiempo en solución y se de-

posita eventualmente bajo condiciones de un medio más oxidante en la forma de dióxido de manganeso relativamente exento de hierro.

Krumbein y Garrels han ideado un ingenioso diagrama que explica la relación entre los potenciales de oxidación, el pH y los materiales geológicos sobre los cuales actúan. Figura nº 7.

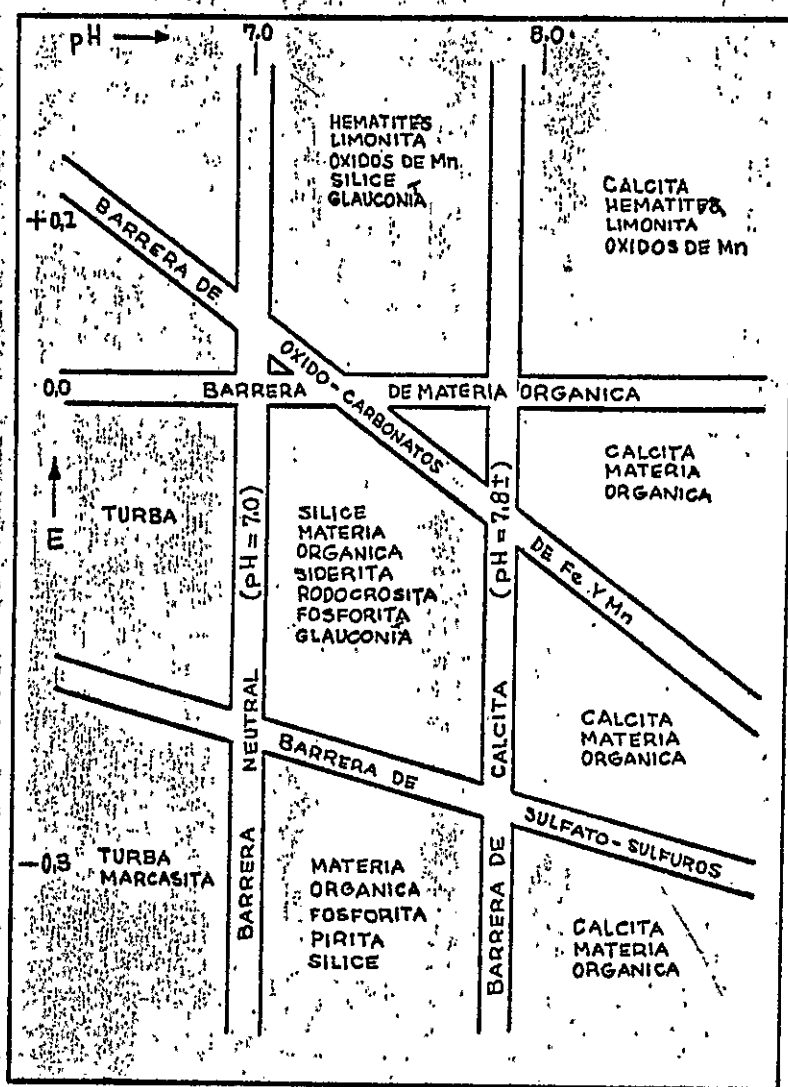


Figura nº 7

(Según Krumbein y Garrels)

En este diagrama desarrollan el concepto de "barrera geoquímica", límite definido por la presencia de un mineral o material particular a un lado de ella y su ausencia al otro lado, por efecto de cierta reacción química. Una barrera geoquímica particular puede representar un valor específico de pH, o un potencial de oxidación específico, o una combinación de ambos factores. Se puede definir muchas barreras geoquímicas, pero Grumbein y Garrels han mostrado que de todas ellas las de más utilidad general, al considerar los procesos sedimentarios son la barrera neutral, $pH = 7$; la barrera caliza, $pH = 7,8$ (a un pH más elevado la calcita se deposita fácilmente, a un pH más bajo tiende a disolverse); la barrera de sulfatos-sulfuros, determinada por el potencial de oxidación de sulfuro a sulfato; la barrera de óxido-carbonato de Fe, Mn, determinado por el potencial de oxidación por el cual los compuestos ferrosos y manganosos (principalmente carbonatos en el medio sedimentario) se oxidan para dar óxidos más elevados; y la barrera de materia orgánica, $Eh = 0$, por debajo de la cual la materia orgánica, es estable y por encima de la cual se oxidando dióxido de carbono. Como resultado, obtenemos una clasificación de medios sedimentarios basados sobre los dos parámetros importantes de pH y potencial de oxidación, y el estudio minucioso de un depósito sedimentario dilucidará las condiciones físico-químicas bajo las cuales se desarrolló.

COLOIDES Y PROCESOS COLOIDALES.-

Como complemento de los procesos físico-químicos de la sedimentación se da a continuación una descripción de los coloides y procesos coloidales.

El estado coloidal se caracteriza por la fina subdivisión de las partículas, siendo el tamaño aproximadamente entre 10^{-3} a 10^{-6} mm. Las soluciones coloidales pasan gradualmente a verdaderas soluciones por una parte y a suspensiones por la otra, sin que exista una línea distintiva de demarcación. Las partículas coloides de la fase dispersa son en

general multimoleculares y están separadas por el medio de dispersión. Existen numerosos tipos de sistemas dispersos o coloidales: sólido-gas (humos), líquido-gas (niebla), líquido-líquido (emulsiones), pero el tipo importante en los procesos sedimentarios es un sistema sólido-líquido (soles, geles y engrudos) en el cual el líquido es agua.

Los soles en agua se dividen en dos tipos: hidrofílicos, como los que forman la sílice, e hidrofóbicos como los que forman el hidróxido de aluminio.

Las partículas coloidales están cargadas eléctricamente, ya sea por adsorción de iones a partir del líquido o por ionización directa del material de la partícula. Las cargas de algunos coloides importantes son las siguientes.

Positiva

Hidróxido de aluminio
Hidróxido férrico
Hidróxido crómico
Dióxido de titanio hidratado
Dióxido de torio hidratado
Dióxido de zirconio hidratado

Negativa

Sílice
Hidróxido férrico
Pentóxido de vanadio hidratado.
Dióxido de manganeso hidratado.
Coloides del humus
Soles sulfurosos.

Los coloides se pueden producir por dos procedimientos, ya sea a partir de partículas gruesas que se pueden dividir hasta llegar a dimensiones coloidales, bien sea a partir de partículas muy pequeñas (moléculas o iones) que se agreguen en partículas de tamaño coloidal. La mayoría de los coloides naturales probablemente se originan del segundo modo.

Los coloides son teóricamente inestables; la carga de las partículas es un factor en la estabilidad de un coloide. Las grandes concentraciones de electrolitos actúan como precipitantes de los coloides; a causa de esto, la mayor parte

de la materia coloidal es rápidamente floculada por el agua del mar. Solo aquéllas sustancias que forman coloides muy estables son de importancia en los procesos geológicos. Sin embargo, los coloides inestables pueden ser estabilizados por la presencia de otras sustancias; de estas las más importantes son los compuestos orgánicos. En el medio geológico tales compuestos se refieren por lo general a los coloides del humus, probablemente albúminas. La presencia de estos coloides húmicos parece tener una participación muy importante en la estabilización de los coloides inorgánicos formados durante procesos sedimentarios, permitiendo así el -transporte de tales materias sobre distancias mucho mayores.

El papel de la sílice coloidal en los procesos sedimentarios se consideraba de capital importancia, hasta que el desarrollo de los ensayos colorimétricos, que permiten la discriminación entre la sílice coloidal y la sílice en solución iónica, ha mostrado que la mayor parte de la sílice en las aguas naturales se encuentra en verdadera solución. Kraus-Kopf (1.956) ha mostrado que el origen del pedernal puede ser atribuido a la disolución de organismos sílicos y a la precipitación de la sílice (inicialmente en estado amorfo), -pero generalmente nunca a la precipitación inorgánica directa.

Una importante propiedad de las partículas coloidales es su facultad de ligar y concentrar ciertas sustancias mediante adsorción. La propiedad del cambio de base, manifestada particularmente por las arcillas, por la cual los cationes de la arcilla pueden ser cambiados por otros cationes presentes en soluciones acuosas en contacto con los minerales arcillosos, debe ser considerado como un tipo particular de la adsorción.

A través de los procesos de adsorción muchos iones pueden ser separados de las aguas naturales. Los minerales arcillosos, en especial la montmorillonita, muestran una marcada capacidad adsortiva; la adsorción química de iones

de potasio por la montmorillonita puede conducir a la formación de illita. Muchos iones complejos (por ejemplo, los que contienen arsénico y molibdeno) y los iones de los metales pesados son también adsorbidos y de este modo separados de su solución por los coloides naturales. Tales elementos son con frecuencia enriquecidos en las menas de hierro y manganeso sedimentarias. Cantidades suficientes de muchos elementos, tales como cobre, selenio, arsénico y plomo, han sido potencialmente suministrados por la meteorización y la erosión durante los tiempos geológicos para llegar a causar un serio envenenamiento del océano, a no ser por la existencia de ese proceso activo de desemponzoñamiento sistemático de la hidrósfera que por eliminación o retención de esas sustancias evita que numerosos elementos biológicamente perjudiciales se acumulen en las aguas oceánicas.

PRODUCTOS DE LA SEDIMENTACION

La meteorización, erosión y sedimentación conducen generalmente a una marcada separación de los elementos mayoritarios de la roca madre. La diferenciación química que resulta es notable. Las fases de este proceso geoquímico de separación son las siguientes:

1º) Los minerales que son especialmente resistentes al fraccionamiento químico y mecánico se acumulan en forma de materia granular. De ellos el más común es el cuarzo y el producto es una arena cuarzosa ó una arenisca mostrando un marcado enriquecimiento en sílice con respecto a la roca madre.

2º) Acumulación del producto del fraccionamiento químico de los aluminosilicatos, dando un barro que se compone esencialmente de minerales arcillosos. Estos resultaron de la concentración de aluminio y asimismo de potasio por adsorción.

3º) Junto con la formación de sedimentos arcillosos pero con frecuencia separadamente en el espacio y el tiempo, el hierro se precipita bajo la forma de hidróxido férrico. En este proceso, la oxidación del estado ferroso al férrico precede a la precipitación por hidrólisis. El resultado es la concentración de hierro, algunas veces en tal extensión que forma menas de hierro.

4º) El calcio se precipita en forma de carbonato cálcico, ya sea por procesos puramente inorgánicos o por la acción de organismos. Se forman calizas y a causa de esto de este calcio es concentrado. La caliza se puede convertir parcial o totalmente en dolomita por acción metasomática de soluciones ricas en magnesio y por el magnesio precipitado y concentrado conjuntamente con el calcio.

5º) Las bases que permanecen en solución se acumulan en el oceano, del cual solamente se separan en cantidad por medio de la evaporación, que produce los depósitos de sal. La más importante de estas bases, como es natural, es el sodio, pero cantidades menores de potasio y magnesio se acumulan también en el agua de mar.

El fraccionamiento químico de una roca por meteorización se puede representar por el esquema siguiente:

Si	Al, Si, (K)	Fe	Ca, (Mg)	(Ca), Na, (K) (Mg)
Resistatos	Hidrolisatos	Oxidatos	Carbonatos	Evaporatos
SiO ₂	Minerales arcillosos	Fe(OH) ₃	CaCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	CaCl CaSO ₄ MgSO ₄ , etc.

Este esquema indica el curso seguido por los elementos mayoritarios durante la sedimentación y proporciona una clasificación geoquímica práctica.

Goldschmidt reconoció una última base, los reduzatos, la cual comprende el carbón, el petróleo, los sulfuros sedimentarios y el azufre sedimentario. El carbón y el petróleo son de origen orgánico. Los sulfuros y el azufre sedimentarios con frecuencia deben también su formación a procesos orgánicos, aunque es posible que indirectamente.

El destino de los elementos minoritarios durante la sedimentación no ha sido tan concienzudamente investigados y se conoce mucho menos su comportamiento en estas circunstancias que durante el magmatismo.

Los procesos sedimentarios son más complejos y son muchos los factores que pueden participar en el transporte y sedimentación de un elemento, entre ellos se incluyen el potencial iónico, el pH y el potencial de oxidación del medio, las propiedades coloidales y la adsorción. En consecuencia todavía no es posible establecer reglas categóricas sobre el destino de muchos de los elementos minoritarios durante la sedimentación.

A partir de los datos compilados por Krauskapt (1955) se llegó a la conclusión de que casi todos los metales minoritarios se encontraban algo más concentrados en las lutitas que en las calizas o las areniscas, pero la cantidad de ellos en dichas lutitas es raramente mayor que el doble de su abundancia en la corteza terrestre.

El enriquecimiento más grande de los minerales raros se presenta en las lutitas negras, que contienen abundante materia orgánica, las cuales pueden mostrar marcado enriquecimiento en algunos o en todos los elementos Ag, Au, As, Mo, Ni y V. La concentración de los elementos raros en la fosforita se debe principalmente a la materia orgánica que lleva mezclada, siendo el Sr, las tierras raras y probablemente el Pb y el As, los únicos elementos que muestran un ligero enriquecimiento en el mismo fosfato. Los silicatos sedimentarios, carbonatos y evaporatos raramente muestran concentraciones señaladas de metales poco frecuentes.

Los resistatos forman el importante grupo de las arenas y areniscas. El cuarzo es con mucho el más abundante y común de los minerales y las arenas y areniscas son la fuente de sílice para usos industriales. Otros muchos minerales pueden aparecer en pequeñas cantidades en arenas y areniscas, pero la mayoría de ellos son descompuestos y eliminados por intensa meteorización.

El zircón es uno de los minerales más persistentes y las principales menas del zircón son arenas de las cuales puede ser provechosamente separado, la magnetita y la ilmenita son minerales bastante resistentes y se acumulan en las arenas; otros constituyentes de las arenas que poseen alguna importancia industrial son: rutilo, monacita, casiterita, oro y platino.

Los sedimentos hidrolisatos se componen en gran parte de minerales arcillosos. La meteorización tropical produce con frecuencia hidróxidos de aluminio más bien que silicatos de aluminio hidratados, dando como resultado arcillas ricas en aluminio y bauxitas.

Las lutitas muestran concentración de elementos de potencial iónico medio y de elementos como el potasio que son fácilmente adsorbidos por partículas coloidales; algunas veces están enriquecidas con elementos calcófilos, probablemente precipitados bajo la forma de sulfuros por el H_2S engendrados con frecuencia en los barros marinos. Los sedimentos hidrolisatos más notables desde el punto de vista geoquímico son las lutitas bituminosas negras y las bauxitas, unas y otras originadas en condiciones bastante especiales. Las lutitas negras fueron depositadas lentamente en un medio marino fuertemente reductor, rico en materia orgánica. Los iones sulfhídricos es evidente que estuvieron presentes, producidos por la reducción de los sulfatos. Los análisis de las

lutitas negras están caracterizados no solo por un gran contenido de carbono orgánico, sino por lo general también por la existencia de mucho azufre, principalmente en forma de FeS_2 . Se ha advertido el enriquecimiento en los elementos siguientes: U, V, As, Sb, Mo, Cu, Ni, Cd, Ag, Au y metales del grupo del platino.

Algunas lutitas arcillosas fosfatíferas muestran características similares, especialmente por el enriquecimiento en vanadio y uranio; al parecer se depositaron bajo condiciones análogas, es decir, en un medio marino deficiente en oxígeno, donde se acumuló material orgánico y en el cual la marcha de la sedimentación fue muy lenta. Las bauxitas muestran un modelo distinto de enriquecimiento y con frecuencia poseen una concentración de berilo, galio, niobio y titanio; de ellas se extrae el galio como subproducto en la producción de aluminio.

El oxidato más importante es el hidróxido férrico, el cual si es puro, da lugar a la mena de hierro sedimentario. El manganeso se depositó también como sedimento oxidante bajo la forma de dióxido de manganeso hidratado, tales depósitos o sus equivalentes metamórficos son las fuentes importantes de las menas de manganeso. El poder adsorptivo del hidróxido férrico precipitado y del dióxido de manganeso hidratado es muy grande; a causa de esto muchos elementos minoritarios se encuentran en los sedimentos oxidatos. Estos elementos adsorvidos se hallan algunas veces en cantidad suficiente para ser de importancia comercial (por ejemplo el Ni en algunas menas de hierro sedimentario) como impurezas deletéreas (por ejemplo el As de algunas menas de hierro). Vanadio, fósforo, arsénico, antimonio y selenio se han extraído de las menas de hierro sedimentarias en mayores cantidades de las que corresponden al promedio de su abundancia en la corteza terrestre: Li, K, Ba, B, Ti, Co, Ni, Cu, Mo, As, V, Zn, Pb y W. Se han sacado en concentraciones notables de las menas de manganeso.

El sedimento carbonatado más común, como es natural es la caliza, la cual se compone esencialmente de calcita. El carbonato de calcio puede también depositarse bajo la forma de aragonito, pero es dudoso que el aragonito persista mucho tiempo en una formación geológica, puesto que tiende a cambiarse a calcita. El hecho de que el carbonato de calcio se depositara originalmente como calcita o como aragonito puede tener consecuencias geológicas importantes; la estructura del aragonito permite fácil substitución por cationes más grandes

tales como estroncio y plomo, mientras que para la calcita es verdad lo contrario. Por esto, los elementos minoritarios en una caliza es probable que difieran en especie y cantidad según la naturaleza del carbonato de calcio en el sedimento primitivo.

Los evaporatos carecen de importancia cuantitativa como sedimentos, pero son de mucha significación en la interpretación de la historia geológica.

Como evaporato del agua del mar bajo las condiciones naturales, el carbonato de calcio es el primer sólido que se separa. Con la evaporación continuada se depositan sulfatos de calcio. En dependencia con la temperatura y la salinidad, se puede formar yeso o anhidrita según los casos. En las soluciones salinas que tienen aproximadamente la composición del agua del mar, el yeso comienza a separarse a los 30° cuando la salinidad aumenta hasta 3,35 veces el valor normal; después de haberse depositado aproximadamente la mitad de la cantidad total de sulfato de calcio, la anhidrita llega a ser la fase estable. Cuando la solución ha sido concentrada al décimo de su volumen primitivo, la halita inicia su separación. Anhidrita y halita precipitan entonces juntas.

Solamente cuando al evaporarse el agua del mar su volumen ha quedado reducido al 1,54% del volumen primitivo, comienzan a cristalizar las sales de potasio y magnesio. Importantes depósitos de estas sales se explotan en Stassfurt Alemania; en la región de Texas a Nuevo México en U.S.A. y en la provincia de Perm en U.R.S.S.

Cantidad total de Sedimentación.-

La cantidad total de sedimentación durante el tiempo geológico es claramente una cifra de gran importancia para la geoquímica cuantitativa y se han hecho numerosas tentativas para calcularlas. Tales cálculos se basan generalmente en los datos relativos a la cantidad y composición del agua oceánica y la composición media de las rocas ígneas y sedimentarias. Si se supone que el total de sodio contenido en el agua del mar procede de la meteorización y la erosión de las rocas ígneas, esta cantidad será proporcional a la cantidad total de sedimentos. Clarke utilizó los datos siguientes:

una cifra del mismo orden que la de los otros autores.

En la tabla que sigue a continuación se reúnen varias estimaciones sobre las cantidades relativas de sedimentos comunes. La falta de concordancia se debe a causas diversas: 1° La diversidad de las estimaciones que derivan de medidas de cortes estratigráficos, 2° la falta de conocimiento exacto de los volúmenes de sedimentos en los fondos marinos, 3° La identificación de una formación como caliza, arenisca o arcilla es muy inexacta, debido a las innumerables mezclas de estos sedimentos. De aquí que no sea sorprendente la disparidad entre las diferentes estimaciones y que en realidad la concordancia sea más notable que la disparidad.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	Promedio
Arcillas	91	80	83	46	57	83	75%
Areniscas		15	12	52	14	8	15%
Calizas y dolomitas	9	5	6	22	29	9	10%

(1) Goldschmidt 1933 (en las arcillas están incluidas las areniscas)

(2) Clarke, 1924

(3) Leith y Mead, 1915

(4) Leith y Mead, 1915

(5) Kuenen, 1941

(6) Wickman, 1954

Contenido de sodio en el océano	1,14%	
Promedio del contenido en sodio en las rocas ígneas	2,83%	
Composición de 10 millas de la corteza	93, %	litósfera
	7 %	hidrósfera

De estas cifras se deduce que la relación entre el sodio oceánico y el sodio de las rocas es alrededor de 1:30. Calculando el volúmen para las 10 millas de la corteza y haciendo las correcciones necesarias para tomar en cuenta el sodio que contienen las rocas sedimentarias y el incremento de volúmen de las rocas sedimentarias con respecto a las ígneas madres, se obtiene una cifra de $3,7 \times 10^8 \text{ Km}^3$ para el volúmen total de sedimentos producidos durante el tiempo geológico. Esto corresponde a una envoltura rocosa de unos 750 metros sobre la Tierra entera.

Goldschmidt, usando un contenido en sodio de los océanos de 1,07% (cifra obtenida posteriormente a la usada por Clarke) obtuvo una cifra de unos $3 \times 10^8 \text{ Km}^3$, valor que está muy próximo al obtenido por Clarke.

Goldschmidt, calculó también la cantidad de carbonato de calcio y magnesio en las rocas sedimentarias llegando al siguiente espesor medio total de los sedimentos.

Clásticos (areniscas y arcillas)	585 mts.
Caliza	38 "
Dolomita	15 "
	<hr/>
	638 "

Wickmans (1954) extendió y afinó estos cálculos y propuso los siguientes límites para las cifras obtenidas: $4,1 \pm 0,6 \times 10^8 \text{ Km}^3$, esta cifra comparable con la de Clarke y Goldschmidt.

Kuenen calculó que el volúmen total de sedimentos es de alrededor de $7 \times 10^8 \text{ Km}^3$, de los cuales $5 \times 10^8 \text{ Km}^3$ consisten en depósitos marinos de profundidad, principalmente arcillas rojas, pero el estimó el espesor medio de estos sedimentos en 3 Km; sin embargo los recientes estudios sísmicos del fondo del Océano Pacífico indican que el espesor de los sedimentos de los mares profundos es algo menor de medio kilómetro. Si se aplica esta corrección a las cifras de Kuenen se llega a un volúmen total de sedimentos de $3 \times 10^8 \text{ Km}^3$ ó sea

DIAGNOSIS Y LITIFICACION

Litificación es el proceso que convierte a los sedimentos recién depositados en rocas duras. La litificación puede tener lugar durante, poco después ó mucho más tarde que la deposición.

Los cambios que sufren los sedimentos a baja temperatura durante y después de la litificación, se llaman diagénesis. Los cambios diagenéticos se obtienen por procesos ordinarios de reorganización química, tales como solución diferencial, precipitación, cristalización, recristalización, reemplazo, autigénesis, etc. La textura y estructura del sedimento son afectados por la diagénesis después de la deposición.

Los cambios en los sedimentos se pueden dividir en diagénesis temprana y tardía. Por ejemplo, algunas sustancias en algunos ambientes marinos pueden empezar a cambiar casi tan pronto como son depositados. La montmorillonita cambia a illita o clorita; la glauconita se forma en sedimentos cuando ellos yacen descubiertos en ambientes marinos llanos y el carbonato de calcio precipitado como aragonito puede rápidamente recristalizar a calcita. Otros cambios diagenéticos tienen lugar mucho después de la deposición. La cementación de areniscas, algunos estados de dolomitización y el desarrollo de concreciones ferruginosas en sedimentos argiláceos, están entre los cambios que pueden ser postdeposicionales.

Compactación de los Sedimentos

A medida que los sedimentos son sepultados, tiene lugar su compactación. Las partículas sólidas en los sedimentos son apretadas más cerca por el peso de la masa suprayacente, con la consecuente reducción del volumen

del sedimento. El barro recién depositado puede tener hasta 80% de espacio poroso lleno con agua atrapada, o sea, agua connata. Películas de agua absorbida tienden a separar y mantener separadas las partículas sedimentarias. Consecuentemente los sedimentos de grano fino son depositados con una porosidad original mayor que los de grano grueso (Fig. 1).

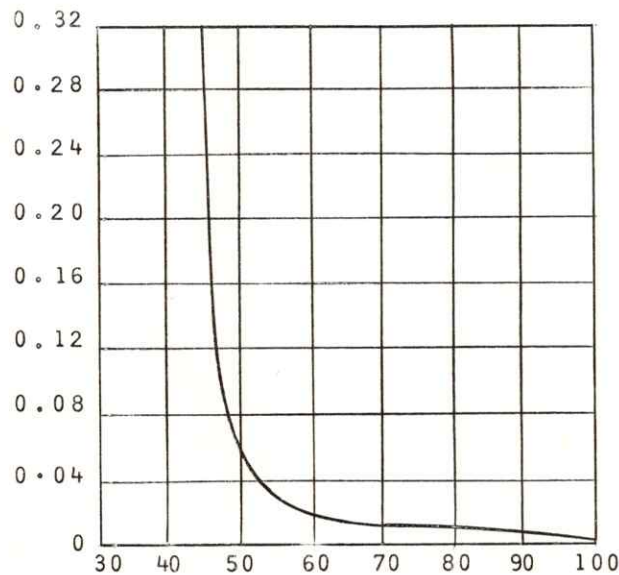


Fig. 1.- Gráfico que muestra la relación entre granos de tamaño promedio en sedimentos recién depositados. En material arenáceo, la porosidad promedio es de 46%, y las variaciones del tamaño del grano hacen muy pequeña diferencia en la porosidad. En sedimentos por debajo de arena fina (0,06 mm) la porosidad aumenta rápidamente (Según Hamilton y Menard).

La consolidación de las arcillas es principalmente un proceso de compactación y deshidratación. La compactación va acompañada de una eliminación gradual de agua, por el empaquetamiento más junto de las partículas sedimentarias, como resultado de la presión de la acumulación de rocas suprayacentes (Fig. 2). Esto continúa hasta que las partículas de arcillas y limos asociados

son presionados en contacto las unas con las otras. El sedimento completamente compactado ocupa solamente del 20 al 45% de su volúmen original.

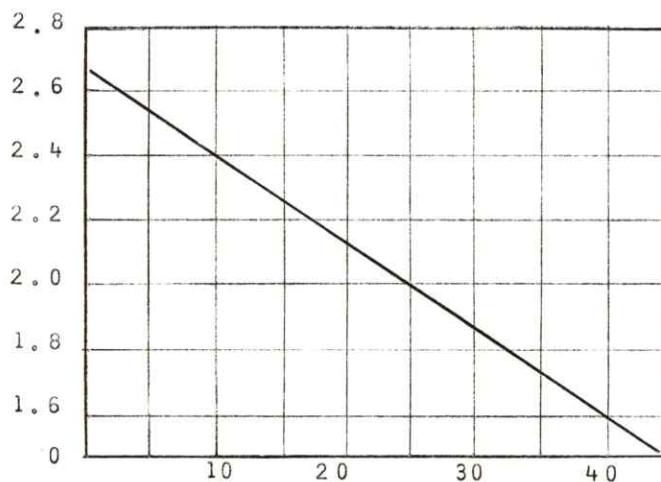


Fig. 2.- Diagrama que muestra la relación de la porosidad a la densidad seca (Según D. H. Davis).

Las areniscas son compactadas de una manera diferente. La mayor parte de la compactación de areniscas cuarzosas parece que ha sido llevada a cabo lentamente por solución en los contactos entre los granos. Areniscas con la misma compactación varían grandemente en porosidad, dependiendo de la cantidad de cemento que ha sido depositado entre los granos.

Arenas limpias, recientemente depositadas en agua, tienen generalmente una porosidad de alrededor de 40% a 50%, aunque la acción de las olas la reduce considerablemente. Muchas areniscas que han estado sepultadas a una profundidad de 20.000 pies, retienen un espacio intergranular promedio de alrededor de 25%. Esto sugiere que la compactación de la arena que tiene lugar durante su litificación, es comunmente de alrededor de 15% a 20%.

Poco se sabe acerca de la compactación de los sedimentos carbonatados. Calizas y dolomitas de baja porosidad parece que deben su consolidación a cementación hermética por carbonato de calcio introducido en solución, o por alteración y consolidación de barro de aragonito para formar calcita de grano fino. Generalmente, las calizas no han sido compactadas mayormente bajo el peso de las rocas suprayacentes por el simple acercamiento de sus partículas.

La compactación de los sedimentos está obviamente relacionada a la presión de la profundidad de enterramiento. De acuerdo a J. M. Weller, la porosidad es eliminada totalmente por presión de sobrecarga a una profundidad de 30.000 piés (Fig. 3). Las curvas de la figura muestran las relaciones aproximadas de la porosidad a la profundidad de enterramiento, en una columna hipotética homogéneo de sedimentos argiláceos ligeramente limosos depositados con una porosidad inicial de 80%. La curva está dibujada con una escala de profundidad que aumenta en un factor de 10 para cada curva sucesivamente más baja. Para determinar la profundidad de cualquier curva, se multiplica el número de la escala inferior por el factor que aparece al final de la curva.

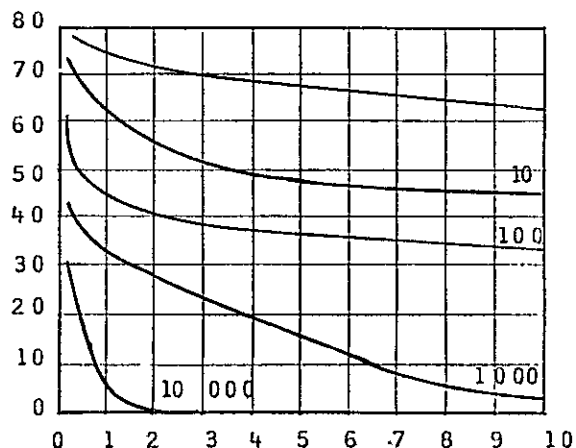


Fig. 3.- Según J.M. Weller.

La Figura 4 es un gráfico que muestra la compactación que resulta en sedimentos similares enterrados debajo de espesores diferentes de capas suprayacentes. Para usar este gráfico, considere el caso de 100 piés de sedimentos que han sido enterrados gradualmente a una profundidad de 1.000 pies. Siga la curva marcada 100 en la escala de la derecha hasta su intersección con la línea que se levanta desde 1.000 en la escala inferior, y lea la respuesta de más o menos 32% en la escala de la izquierda.

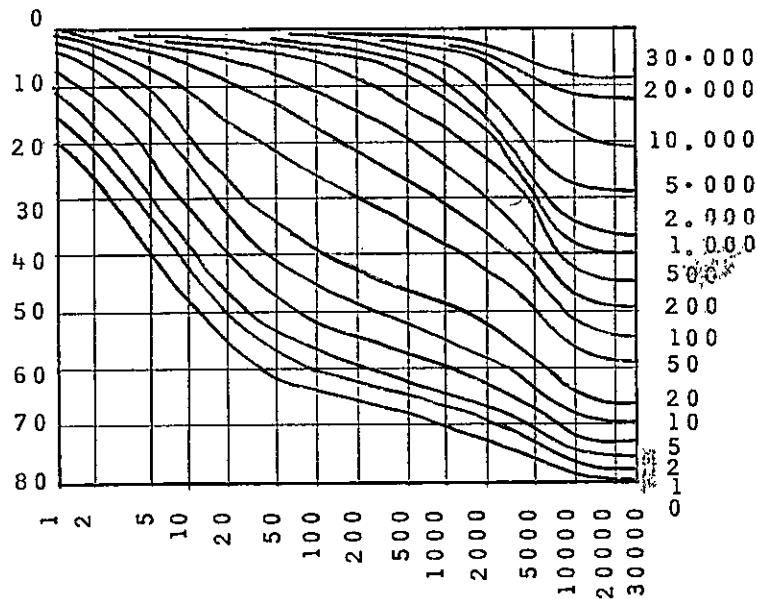


Fig. 4.- Según J.M. Weller.

Cementación

La cementación es la precipitación de un material nuevo en los intersticios de un sedimento. Es el cambio diagenético más común y fácilmente visible, y produce consolidación al pegar unos con otros los granos originales.

La cementación puede ocurrir contemporáneamente con la sedimentación, o el material cementante puede ser introducido algún tiempo más tarde. Los materiales cementantes más comunes en rocas sedimentarias son calcita, dolomita, siderita, sílice y óxidos de hierro.

Los cementos de las areniscas son generalmente silíceos, calcáreos y ferruginosos. Las areniscas con cementos silíceos, tales como ópalo, calcedonia y cuarzo, son rocas muy durables. A veces, el cuarzo nuevo es depositado alrededor de los bordes de los granos; este crecimiento secundario de los granos de arena se cree que es debido, por lo menos en parte, a un proceso descrito como solución por presión. Resulta del hecho que un grano de mineral bajo el esfuerzo o presión ejercido por el material suprayacente es más soluble que un grano de la misma composición que no esté sometido a esfuerzos; por consiguiente, es posible que la presión en los contactos de los granos durante las primeras etapas de la consolidación puede resultar en solución y la casi inmediata redeposición de solución silícea en los poros inmediatos. Este proceso puede continuar hasta que la arenisca sea completamente soldada, de manera que no pueda tener lugar más solución y deposición. Sílice tardía de fuentes externas puede ayudar a la cementación de la arenisca, o ser la única fuente de cementación.

Los cementos carbonáticos pueden resultar de la recristalización de materia orgánica o de la precipitación química de carbonatos de grano fino. Soluciones cargadas de carbonatos que migran de sedimentos calcáreos es otra fuente de cemento carbonático.

Los elementos ferruginosos son comunes en los depósitos terrestres, donde la alteración de condicio-

nes húmedas y secas conducen a la solución del hierro, seguida de su oxidación. Minerales de hierro en una arena, tales como magnetita y hematita, bajo condiciones de oxidación, desprenden hierro para formar el cemento.

Es evidente que la consolidación de la mayor parte de las calizas tuvo lugar principalmente por la cementación del sedimento original altamente poroso. Aunque la cementación de las calizas parece haber empezado temprano, mientras aún estaban sumergidas en el mar, puede haber continuado lentamente por un largo período de tiempo.

La porosidad de las rocas arcillosas es reducida casi enteramente por compactación; generalmente parece haber poco relleno de los poros por material cementante. Las lutitas raramente son cementadas de una manera comparable a la cementación de las areniscas.

Recristalización

El agua de los sedimentos no puede ser completamente exprimida por compactación; cierta cantidad de agua connata queda como una parte integral de los sedimentos profundamente enterrados, y es el medio en el cual tienen lugar muchos cambios químicos posteriores.

Parte del material original de los sedimentos es tomado en solución durante la diagénesis o durante un enterramiento profundo prolongado. Si el material disuelto es redepositado, es posible referirse a él como "recristalizado". La recristalización es más común entre los sedimentos clásticos que en los clásticos. El proceso de recristalización puede cambiar el tamaño, forma, redondez y aún la orientación de los cristales. Un grado alto de recristalización desarrolla una textura intergranular, tal como se observa comunmente en rocas carbonáticas.

Las costuras estilolíticas sugieren que la solución tuvo lugar bajo presión. Moldes de estructuras originales, cavidades y reemplazos son indicación segura de que ha habido solución. El proceso de solución diferencial (o solución intraestratal) tiende a destruir y eliminar varios minerales inestables. Es bien sabido que los sedimentos antiguos tienen conjuntos de minerales pesados más sencillos que los de las rocas más jóvenes. Pettijohn desarrolló un "orden de persistencia", en el cual, zircón, rutilo, turmalina y granate, son los minerales pesados más estables y los silicatos ferromagnésicos de alta temperatura, tales como olivino, piroxeno y actinolita son los menos estables.

Autigénesis y Metasomatismo

Después de la deposición, muchos minerales estables pueden cristalizar de nuevo en el ambiente diagenético de un sedimento, y son entonces añadidos al depósito original. Tales minerales son autigénicos y el proceso de formación se llama autigénesis. Los minerales autigénesis más comunes son carbonatos y sílice, incluyendo feldespato, clorita, illita, sericita, yeso y anhidrita.

El reemplazo de minerales originales por varios minerales autigénicos, sin cambio de volumen, es una forma de metasomatismo de baja temperatura. El proceso puede tener lugar temprano en el ambiente diagenético o en cualquier momento después del enterramiento de sedimentos y puede alterar marcadamente la composición y textura de la roca sedimentaria. Por ejemplo, la dolomitización puede alterar completamente la textura de la caliza original y puede destruir tales estructuras como la estratificación y los fósiles. La estructura final es maciza y cristalina de grano grueso. La silicificación de calizas puede producir nódulos de ftanita y masas irregulares en calizas marinas normales.

DIAGNOSIS Y LITIFICACION

Litificación es el proceso que convierte a los sedimentos recién depositados en rocas duras. La litificación puede tener lugar durante, poco después ó mucho más tarde que la deposición.

Los cambios que sufren los sedimentos a baja temperatura durante y después de la litificación, se llaman diagénesis. Los cambios diagenéticos se obtienen por procesos ordinarios de reorganización química, tales como solución diferencial, precipitación, cristalización, recristalización, reemplazo, autigénesis, etc. La textura y estructura del sedimento son afectados por la diagénesis después de la deposición.

Los cambios en los sedimentos se pueden dividir en diagénesis temprana y tardía. Por ejemplo, algunas sustancias en algunos ambientes marinos pueden empezar a cambiar casi tan pronto como son depositados. La montmorillonita cambia a illita o clorita; la glauconita se forma en sedimentos cuando ellos yacen descubiertos en ambientes marinos llanos y el carbonato de calcio precipitado como aragonito puede rápidamente recristalizar a calcita. Otros cambios diagenéticos tienen lugar mucho después de la deposición. La cementación de areniscas, algunos estados de dolomitización y el desarrollo de concreciones ferruginosas en sedimentos argiláceos, están entre los cambios que pueden ser postdeposicionales.

Compactación de los Sedimentos

A medida que los sedimentos son sepultados, tiene lugar su compactación. Las partículas sólidas en los sedimentos son apretadas más cerca por el peso de la masa suprayacente, con la consecuente reducción del volumen

del sedimento. El barro recién depositado puede tener hasta 80% de espacio poroso lleno con agua atrapada, o sea, agua connata. Películas de agua absorbida tienden a separar y mantener separadas las partículas sedimentarias. Consecuentemente los sedimentos de grano fino son depositados con una porosidad original mayor que los de grano grueso (Fig. 1).

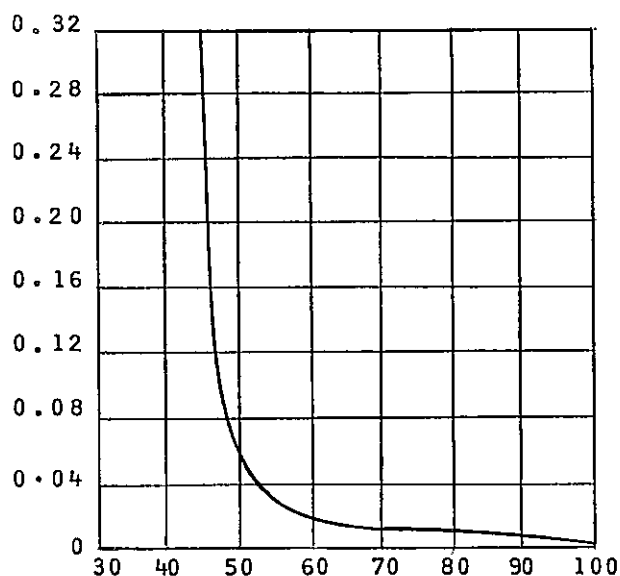


Fig. 1.- Gráfico que muestra la relación entre granos de tamaño promedio en sedimentos recién depositados. En material arenáceo, la porosidad promedio es de 46%, y las variaciones del tamaño del grano hacen muy pequeña diferencia en la porosidad. En sedimentos por debajo de arena fina (0,06 mm) la porosidad aumenta rápidamente (Según Hamilton y Menard).

La consolidación de las arcillas es principalmente un proceso de compactación y deshidratación. La compactación va acompañada de una eliminación gradual de agua, por el empaquetamiento más junto de las partículas sedimentarias, como resultado de la presión de la acumulación de rocas suprayacentes (Fig. 2). Esto continúa hasta que las partículas de arcillas y limos asociados

son presionados en contacto las unas con las otras. El sedimento completamente compactado ocupa solamente del 20 al 45% de su volúmen original.

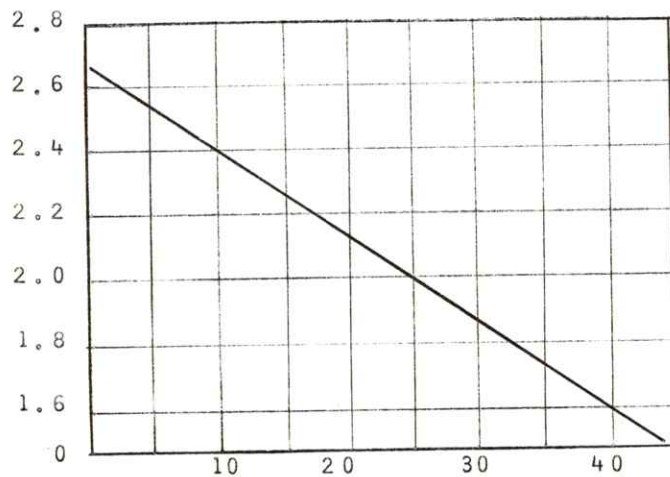


Fig. 2.- Diagrama que muestra la relación de la porosidad a la densidad seca (Según D. H. Davis).

Las areniscas son compactadas de una manera diferente. La mayor parte de la compactación de areniscas cuarzosas parece que ha sido llevada a cabo lentamente por solución en los contactos entre los granos. Areniscas con la misma compactación varían grandemente en porosidad, dependiendo de la cantidad de cemento que ha sido depositado entre los granos.

Arenas limpias, recientemente depositadas en agua, tienen generalmente una porosidad de alrededor de 40% a 50%, aunque la acción de las olas la reduce considerablemente. Muchas areniscas que han estado sepultadas a una profundidad de 20.000 pies, retienen un espacio intergranular promedio de alrededor de 25%. Esto sugiere que la compactación de la arena que tiene lugar durante su litificación, es comunmente de alrededor de 15% a 20%.

Poco se sabe acerca de la compactación de los sedimentos carbonatados. Calizas y dolomitas de baja porosidad parece que deben su consolidación a cementación hermética por carbonato de calcio introducido en solución, o por alteración y consolidación de barro de aragonito para formar calcita de grano fino. Generalmente, las calizas no han sido compactadas mayormente bajo el peso de las rocas suprayacentes por el simple acercamiento de sus partículas.

La compactación de los sedimentos está obviamente relacionada a la presión de la profundidad de enterramiento. De acuerdo a J. M. Weller, la porosidad es eliminada totalmente por presión de sobrecarga a una profundidad de 30.000 piés (Fig. 3). Las curvas de la figura muestran las relaciones aproximadas de la porosidad a la profundidad de enterramiento, en una columna hipotética homogéneo de sedimentos argiláceos ligeramente limosos depositados con una porosidad inicial de 80%. La curva está dibujada con una escala de profundidad que aumenta en un factor de 10 para cada curva sucesivamente más baja. Para determinar la profundidad de cualquier curva, se multiplica el número de la escala inferior por el factor que aparece al final de la curva.

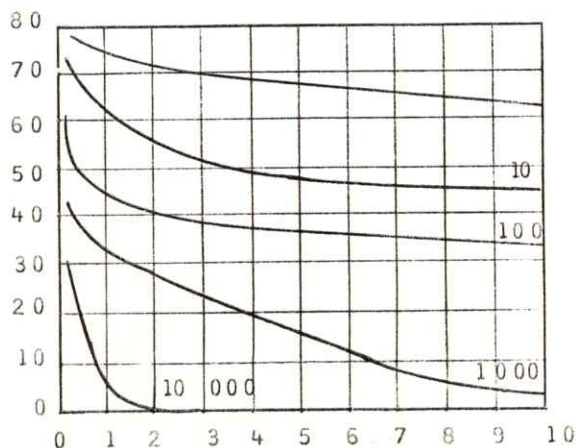


Fig. 3.- Según J.M. Weller.

La Figura 4 es un gráfico que muestra la compactación que resulta en sedimentos similares enterrados debajo de espesores diferentes de capas suprayacentes. Para usar este gráfico, considere el caso de 100 piés de sedimentos que han sido enterrados gradualmente a una profundidad de 1.000 pies. Siga la curva marcada 100 en la escala de la derecha hasta su intersección con la línea que se levanta desde 1.000 en la escala inferior, y lea la respuesta de más o menos 32% en la escala de la izquierda.

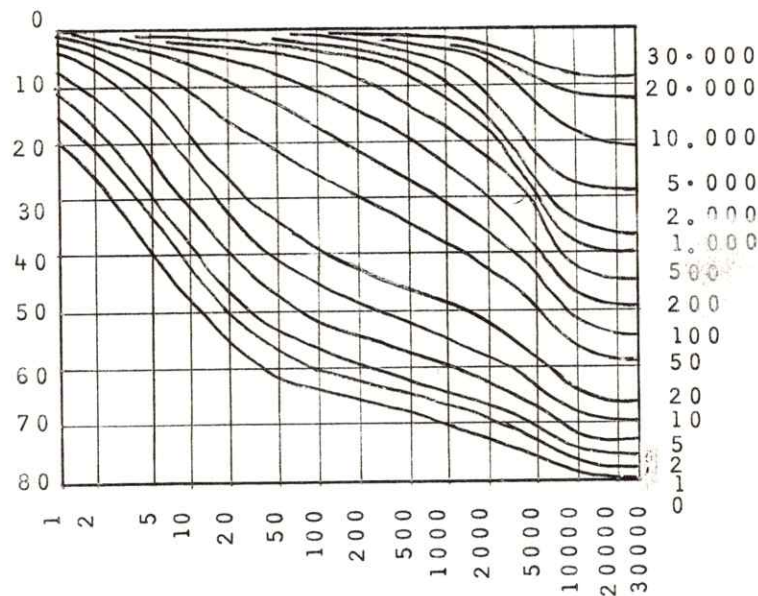


Fig. 4.- Según J.M. Weller.

Cementación

La cementación es la precipitación de un material nuevo en los intersticios de un sedimento. Es el cambio diagenético más común y fácilmente visible, y produce consolidación al pegar unos con otros los granos originales.

La cementación puede ocurrir contemporáneamente con la sedimentación, o el material cementante puede ser introducido algún tiempo más tarde. Los materiales cementantes más comunes en rocas sedimentarias son calcita, dolomita, siderita, sílice y óxidos de hierro.

Los cementos de las areniscas son generalmente silíceos, calcáreos y ferruginosos. Las areniscas con cementos silíceos, tales como ópalo, calcedonia y cuarzo, son rocas muy durables. A veces, el cuarzo nuevo es depositado alrededor de los bordes de los granos; este crecimiento secundario de los granos de arena se cree que es debido, por lo menos en parte, a un proceso descrito como solución por presión. Resulta del hecho que un grano de mineral bajo el esfuerzo o presión ejercido por el material suprayacente es más soluble que un grano de la misma composición que no esté sometido a esfuerzos; por consiguiente, es posible que la presión en los contactos de los granos durante las primeras etapas de la consolidación puede resultar en solución y la casi inmediata redeposición de solución silícea en los poros inmediatos. Este proceso puede continuar hasta que la arenisca sea completamente soldada, de manera que no pueda tener lugar más solución y deposición. Sílice tardía de fuentes externas puede ayudar a la cementación de la arenisca, o ser la única fuente de cementación.

Los cementos carbonáticos pueden resultar de la recristalización de materia orgánica o de la precipitación química de carbonatos de grano fino. Soluciones cargadas de carbonatos que migran de sedimentos calcáreos es otra fuente de cemento carbonático.

Los elementos ferruginosos son comunes en los depósitos terrestres, donde la alteración de condicio-

nes húmedas y secas conducen a la solución del hierro, seguida de su oxidación. Minerales de hierro en una arena, tales como magnetita y hematita, bajo condiciones de oxidación, desprenden hierro para formar el cemento.

Es evidente que la consolidación de la mayor parte de las calizas tuvo lugar principalmente por la cementación del sedimento original altamente poroso. Aunque la cementación de las calizas parece haber empezado temprano, mientras aún estaban sumergidas en el mar, puede haber continuado lentamente por un largo período de tiempo.

La porosidad de las rocas arcuoláceas es reducida casi enteramente por compactación; generalmente parece haber poco relleno de los poros por material cementante. Las lutitas raramente son cementadas de una manera comparable a la cementación de las areniscas.

Recristalización

El agua de los sedimentos no puede ser completamente exprimida por compactación; cierta cantidad de agua connata queda como una parte integral de los sedimentos profundamente enterrados, y es el medio en el cual tienen lugar muchos cambios químicos posteriores.

Parte del material original de los sedimentos es tomado en solución durante la diagénesis o durante un enterramiento profundo prolongado. Si el material disuelto es redepositado, es posible referirse a él como "recristalizado". La recristalización es más común entre los no clásticos que en los clásticos. El proceso de recristalización puede cambiar el tamaño, forma, redondez y aún la orientación de los cristales. Un grado alto de recristalización desarrolla una textura intergranular, tal como se observa comunmente en rocas carbonáticas.

Las costuras estilolíticas sugieren que la solución tuvo lugar bajo presión. Moldes de estructuras originales, cavidades y reemplazos son indicación segura de que ha habido solución. El proceso de solución diferencial (o solución intraestratal) tiende a destruir y eliminar varios minerales inestables. Es bien sabido que los sedimentos antiguos tienen conjuntos de minerales pesados más sencillos que los de las rocas más jóvenes. Pettijohn desarrolló un "orden de persistencia", en el cual, zircón, rutilo, turmalina y granate, son los minerales pesados más estables y los silicatos ferromagnésicos de alta temperatura, tales como olivino, piroxeno y actinolita son los menos estables.

Autigénesis y Metasomatismo

Después de la deposición, muchos minerales estables pueden cristalizar de nuevo en el ambiente diagenético de un sedimento, y son entonces añadidos al depósito original. Tales minerales son autigénicos y el proceso de formación se llama autigénesis. Los minerales autigénicos más comunes son carbonatos y sílice, incluyendo feldespato, clorita, illita, sericita, yeso y anhidrita.

El reemplazo de minerales originales por varios minerales autigénicos, sin cambio de volumen, es una forma de metasomatismo de baja temperatura. El proceso puede tener lugar temprano en el ambiente diagenético o en cualquier momento después del enterramiento de sedimentos y puede alterar marcadamente la composición y textura de la roca sedimentaria. Por ejemplo, la dolomitización puede alterar completamente la textura de la caliza original y puede destruir tales estructuras como la estratificación y los fósiles. La estructura final es maciza y cristalina de grano grueso. La silicificación de calizas puede producir nódulos de ftanita y masas irregulares en calizas marinas normales.