



JULIO CESAR MENDIBERRI
UM7967SGL 14647

“Sedimentología - Sedimentology”.

Materia V

ATLANTIC INTERNATIONAL UNIVERSITY

Maracaibo, Venezuela
WINTER, 03/05/ 2009

Estructuras Sedimentarias y Clasificación de rocas Sedimentarias.

INDICE

INTRODUCCIÓN
CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS...
ESTRUCTURAS PRIMARIAS
ESTRUCTURAS EXOGENÉTICAS
ESTRUCTURAS ENDOGENÉTICAS
ESTRUCTURAS EROSIONALES
ESTRUCTURAS BIOGENÉTICAS
TIPOS DE ICNOFACIES
CLASIFICACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS
ROCAS DETRITICAS TERRIGENAS
ROCAS QUIMICAS
ROCAS ORGANICAS
CONCLUSIÓN
BIBLIOGRAFÍA

INTRODUCCION

Una estructura sedimentaria se podría definir como "una cierta disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento". Esta disposición es una consecuencia de los agentes geológicos y de los procesos físicos, aunque intervienen asimismo los de tipo químico y biológico.

De acuerdo con ALLEN, J.R (1970), en los sedimentos clásticos abundan una gran cantidad de estructuras, algunas debido a las corrientes y otras a movimientos post- sedimentarios de una capa con respecto a otra, así como también a otros organismos.

Debido a la gran variedad de estructuras sedimentarias se utilizo la clasificación propuesta por ALLEN (1970), la cual las agrupa según los procesos físicos que actúan para que estas se formen, tales como:

1. **Estructuras Exogenéticas**, que son las que comprenden el grupo mas diversificado y requieren mas atención, reconociéndose tres grupos de estructuras, las cuales son

Morfología de fondo, Marcas de superficie y Estructuras internas, estas ultimas debido a la migración de las estructuras de morfología de fondo.

2. **Estructuras Endogenéticas**, originadas por fuerzas internas que actúan dentro de los sedimentos, después de la sedimentación pero antes d la litificación.
3. **Estructuras Biogenéticas**, formadas por la acción de organismos.

CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

CLASIFICACION SEGÚN ALLEN

Debido a la gran variedad de estructuras sedimentarias se utilizo la clasificación propuesta por ALLEN (1970), la cual las agrupa según los procesos físicos que actúan para que estas se formen, tales como:



CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS

En 1975 Pettijonh clasifico las rocas sedimentarias como una unidad producto de la fuente, determinando el ambiente de sedimentación, los procesos físicos, químicos y biológicos en los cuales los sedimentos se acumularon y finalmente el proceso de litificación.

Excluyendo los procesos de litificación, los sedimentos pueden ser referidos como producto de la fuente y el ambiente.

Las estructuras sedimentarias primarias se pueden clasificar en:

Estructuras sedimentarias físicas o inorgánicas: Las estructuras sedimentarias inorgánicas se producen por procesos mecánicos o físicos durante o poco tiempo después del depósito y antes de que se produzca una consolidación importante. Se pueden subclasificar en:

ESTRUCTURAS EXOGENÉTICAS

Estas estructuras son las que comprenden el mayor grupo. Se subdividen en:

A. Morfología de fondo.

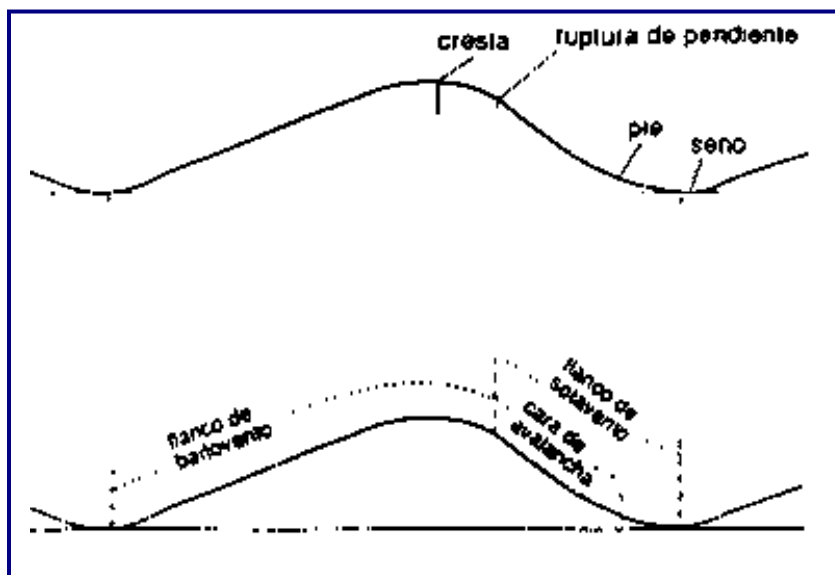
La morfología de fondo son montículos espacialmente periódicos, con arreglo cóncavo en la interfase fluido-sedimento por la acción de fuerzas tangenciales del fluido en la dirección de la acción.

El material que las compone puede ser: cohesivo y no cohesivo. Estas se clasifican de acuerdo a su máxima elongación, relativa a la dirección de los patrones de corrientes.

Las estructuras producen, formas arregladas paralelas al flujo y formas alargadas transversales al flujo.

Estructuras sedimentarias formadas por flujo unidireccional

El flujo unidireccional puede ser generado por distintos medios entre ellos el más conocido, el fluvial. También puede ser generado por otro tipo de fluidos como el viento. La mayoría de los flujos naturales son capaces de mover sedimentos con variado tamaño de grano originando diferentes estructuras sedimentarias. Así para cada grano y un flujo de energía concreta hay una única forma de fondo. Los sedimentos más importantes de una forma de fondo son: cresta, punto de ruptura, pie y seno. (Ver figura 1) La forma más simple de una forma de fondo es un ripple.



La migración de estas formas de fondo produce estratificaciones características que pueden ser de varios tipos.

Se consideran como estructuras sedimentarias de flujo débil los ripples y las dunas, y de régimen de flujo intenso a la laminación paralela, los standing waves y las antidunas.

Los ripples son formas pequeñas onduladas con una pendiente suave en barlovento y una brusca en sotavento.

Los megaripples o dunas son grandes ondulaciones producidas en arena cuando aumenta la velocidad de la corriente (de aire o de agua). Su tamaño oscila aproximadamente entre 60cm y varios metros. La morfología externa no difiere en absoluto de la que poseen los ripples pequeños.

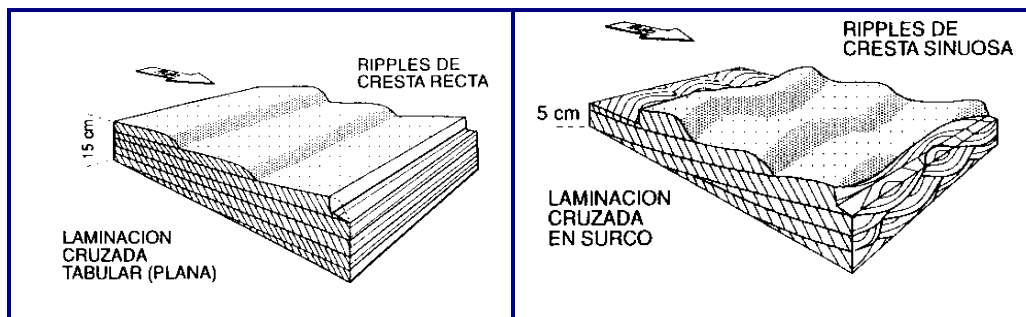
Las capas con una laminación paralela planar se caracterizan por no presentar elevaciones ni depresiones, y por ser sus límites de base y techo dos superficies paralelas.

Las antidunas son formas asimismo onduladas pero que crecen en el sentido de la corriente. Al tipo de capa que constituye una transición entre las planas y las antidunas se denominan standing waves.

Los ripples presentan laminación cruzada a pequeña escala; las dunas laminación cruzada a mediana o gran escala: las planas laminación paralela y, finalmente las antidunas laminación cruzada a mediana escala.

1. Ripples y su laminación.

Este tipo de forma de fondo se genera en flujos naturales o bien por efecto del oleaje de distintas velocidades. Presentan diversas morfologías según su campo de estabilidad. Así los formados a menor velocidad tienen las crestas rectas y, sucesivamente, cambian a crestas sinuosas cuando la corriente es más rápida. **(Ver figura 2).**



Los ripples se describen atendiendo fundamentalmente a su tamaño y forma. En razón de su morfología externa y en sección transversal se pueden clasificar en simétricos y asimétricos. Allen (1963 y 1968), atendiendo a la morfología de sus crestas los divide en rectos ondulados, linguoides, acuspidados, lunados y romboidales. En razón a su tamaño, los ripples se dividen en pequeños y grandes o megaripples. La separación entre unos y otros es puramente arbitraria. Reineck et al. (1971) establecen este límite a los 60 cm.; cuando los ripples sobrepasan a los 30 m de longitud se le califica de gigante. Morfológicamente un ripple,

además puede ser en parte definido por llamado ripple index, que es un índice obtenido de la relación existente entre la longitud y la altura del mismo.

En cuanto a la estructura interna de los ripples puede decirse que en la parte de barlovento se desarrollan pocas laminas, generalmente ninguna, pues corresponde a la parte erosiva (si se trata de corriente). En cambio, en la dirección del frente, o sea, en el sotavento. (En el forset) se desarrollan una gran cantidad de láminas y finalmente, en la parte basal del ripple puede desarrollarse un grupo de láminas de fondo que tendrá siempre poca envergadura (bottomset). Las láminas del ripple pueden tener diferentes variantes de forma dentro de unos tipos generales parecidos. Su inclinación puede ser también muy diferente: según McKee (1953) los ángulos máximos que pueden obtenerse oscilan entre los 20° y 35° tienden a ser asintóticas hacia la base del ripple, mientras que cortan con un ángulo neto a la superficie del mismo (esta particularidad puede utilizarse como un criterio de polaridad de las capas).

La laminación interna de un ripple no varía con las dimensiones del mismo. O sea, tanto si se trata de un ripple a pequeña escala como un megaripple, dentro de un mismo tipo, la laminación interna es igual. Para su descripción se efectuara una división genética basada en que sean originados por corrientes (ripples de corriente) o bien por olas (ripples de oscilación o de olas).

Ripples trepadores

Cuando comienza a sedimentarse el material en suspensión de forma muy rápida en comparación con la migración de los ripples no llega a producirse erosión en el flanco de barlovento y los ripples comienzan a trepar sobre el dorso de los que estaban ya formadas aguas abajo. Los ripples trepadores indican una alta velocidad de sedimentación de arena fina o limo en condiciones de corriente con baja energía.

2. Ripples de corriente.

Son producidos por una corriente o flujo unidireccional. Sus crestas y sus valles se alinean paralelos a la dirección perpendicular a la que poseía la corriente o de transporte es de a parte con pendiente suave a las crestas (barlovento) a la abrupta (sotavento).

a) Ripples con cresta rectilíneas paralelas (straight-crested).

Son ripples que poseen sus crestas y valles rectilíneos y alineados paralelamente. Este tipo se caracteriza porque sus crestas y valles pueden seguirse en largas distancias. Se han formados bajo una velocidad de corriente relativamente pequeña (ripple de baja energía). Cuando migran producen una laminación cruzada planar, que será a pequeña escala si son pequeños y a mediana o gran escala si son megaripples.

b) Ripples linguides (linguoides ripples).

La cresta de este tipo de ripples es discontinua. El ripple tiene forma más o menos linguoides o lobuda. Se considera ripples de corriente de alta energía. Al migrar estos ripples dan lugar a una laminación interna cruzada de tipo festoneada.

c) Estratificación a base de laminación ripple.

La forma de las laminas, así como su disposición, como se ha dicho anteriormente, es igual tanto en los ripples a pequeña escala como en los megaripples. La única diferencia que existe entre ambos es el tamaño. Al migrar las unidades de ripples de corriente producen una laminación cruzada. Una de las características importantes que existe en la laminación cruzada debida a ripples rectilíneos es que las superficies inferior y superior de cada ripple son planas

por la erosión. Este tipo de laminación es frecuente en depósitos intramareales, sedimentos fluviales y en sedimentos profundos (turbiditas).

En los ripples linguoides las láminas son festoneadas y en los ripples rectilíneos las láminas son planas.

d) Antidunas y laminación cruzada por antidunas.

Son falsos ripples, aunque morfológicamente sean muy similares, producidos por una corriente de flujo elevado. Generalmente poseen un relieve muy poco acusado sus crestas son mas o menos largas y pueden variar entre 1cm y 6m y la altura oscila entre 1mm y 45cm. Al migrar las antidunas. Producen una laminación de mediana o gran escala.

3. Ripples de oscilación.

Los ripples de oscilación, también denominados ripples de olas (wave ripples), son ondulaciones simétricas o ligeramente asimétricas originadas por la acción del oleaje sobre materiales incoherentes. La característica de su simetría o ligera asimetría se utiliza para separarlos en dos grandes grupos, que reciben precisamente estos nombres: simétricos y asimétricos.

a) Ripples de oscilación simétrica.

Como su nombre indica, se caracterizan por presentar una acusada simetría de sus crestas y valles. Por lo general, puede afirmarse que estos tipos de ripples poseen sus crestas y valles alineados rectilíneamente.

Su estructura esta caracterizada por poseer una laminación dispuesta en “chevron”, que es peculiar disposición de las láminas. Tanto en el punto de inflexión de las crestas como en su correspondiente en los valles. Según Boersma (1970) pueden existir varios tipos.

b) Ripples de oscilación asimétricos.

Este tipo es muy parecido a los ripples de corriente rectilíneo. Boersma (1970) remarca las características internas más importantes que permiten calificar de wave ripples asimétricos y diferenciarlos de los de corriente. Estas características son:

- a) superficie inferior del ripple ordenada irregularmente. La migración de estos ripples es la causa de que la superficie inferior de las unidades de wave ripples sean irregulares y más bien onduladas. Por el contrario, en la estratificación debido a pequeños ripples de corriente se observa que las superficies inferiores o son planas, que es lo mas dominante, a ligeramente curvadas.
- b) Las láminas del foreset acaban uniéndose, teniendo a la forma de un haz.
- c) Las láminas del foreset presentan a veces off-shoots. Este tipo de estructura se forma cuando las laminas de un foreset se continúan a través del valle contiguo y llegan a atacarse sobre el flanco de la cresta siguiente, prolongándose a veces hasta la parte mas alta, donde se unen dando un acabamiento en haz.

B. Marcas de superficie.

Son procesos de fuerzas no conectadas con corrientes que actúan tangencialmente sobre la capa.

Estas dependen:

1. la mineralogía y textura del sedimento.
2. tasa de pérdida de agua.
3. espesor de la capa afectada.
4. temperatura y composición química del agua en las cuales el sedimento lodoso fue depositado.
5. naturaleza del material infrayacente.
6. presencia de materia extranjero.

Las marcas de superficie por resultado del enfriamiento, desgaste o cambio de la composición mineralogía, generando en la mayoría de los casos fracturas poligonales.

Grietas de desecación (Mud cracks)

Grietas cerradas en polígonos de lados planos o ligeramente curvados y de un número reducido de lados. Si se desarrollan incompletamente pueden formar grietas bi o trifurcadas. Se originan en materiales fangoso-arcillosos que se secan en contacto con la atmósfera. El perder agua por evaporación los minerales de la arcilla, el material se contra y, por tanto, se grieta. Las grietas de desecación sirven como criterio de polaridad y, en parte, como criterio paleoambiental, ya que aparecen preferentemente en bordes de lagos, canales abandonados y llanuras de inundación de ríos, y parte superior de las llanuras maréales. (Ver figuras 3)



Figura 3. Grandes grietas de desecación actuales en el Idhan Imavidel (Libia)

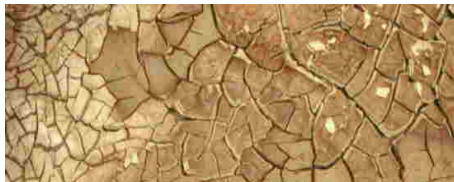


Figura 3. Grietas de desecación actuales en "patata frita" Villanueva.



H
P
fo
er
as
cr

o consolidado
mente solo se
Suelen estar
ue, aparte de
gura 4)



Figura 4. Gotas de lluvia actuales (Arroyo Parroso)

Huellas de cristales.

Sobre un fondo más o menos arcilloso pueden precipitar cristales de yeso o halita que, al disolverse, dejan un hueco que en un medio sedimentario de baja energía pueden rellenarse de un sedimento fino, obteniéndose un calco de la forma cristalina. Son criterio de polaridad e indicadores de medio salino, como lagos y lagunas saladas y llanuras maréales de clima calido.

En medio continentales someros, como las llanuras de inundación, el agua que empapa la superficie sedimentaria puede congelarse durante la noche o los días de invierno. Entonces las placas de hielo, al fundirse, dejan su marca en el sedimento blando. (Ver figuras 5)

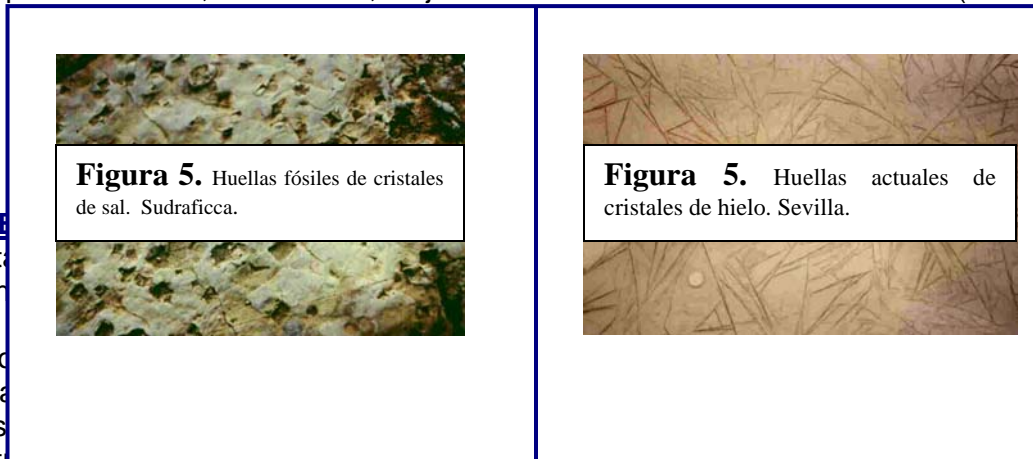


Figura 5. Huellas fósiles de cristales de sal. Sudraffica.

Figura 5. Huellas actuales de cristales de hielo. Sevilla.

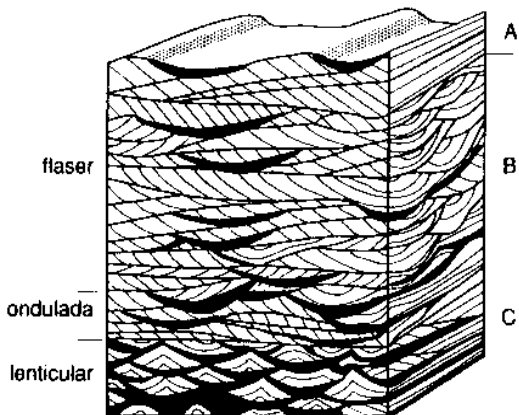
C. B
Est
tran
el
fluj
tasa
Las
Est

as y por la

Estos tipos de estratificación se caracterizan por la existencia de una laminación de tipo ripple en capas de areniscas en las que se intercala, ya sea como unidades intraestratales, ya sea en las superficies limítrofes entre los grupos de láminas, una cantidad de arcilla.

Estratificación flaser.

Este tipo de estratificación flaser se produce o tiene lugar en áreas donde existe una sedimentación de tipo ripple y van alternando periodos de corriente con otros de quietud. Si se parte de la base que posee arena y arcilla, la arena puede formar ripples, mientras la arcilla permanezca en suspensión depositándose en el momento en que se calme la corriente. El que permanezca uno u otro tipo de flaser dependerá en gran manera de la cantidad de arcilla que exista en el medio, si esta cantidad de arcilla en suspensión es pequeña, sedimentarse, se acumulara en los valles. Si la proporción de arcilla es aun superior se llagara a un límite en que la mayor parte de los flasers se hallen conexonados.



a) Estratificación lenticular (lisen o lenser bedding).

Como ya se ha indicado anteriormente, si sobre un fondo arcilloso se produce un aporte de arena

deficitario como para formar una capa continua, esta es trabajada ya sea por las corrientes ya sea por las olas y se formaran ripples aislados. Las crestas están constituidas por esta arena, y en lugar que debían ocupar los valles, inexistentes como tales, aflora la arcilla de un aporte anterior. Ello puede cubrirse y fosilizarse por una posterior capa de arcilla. Si el proceso se repite varias veces, en un corte de estos materiales se obtendrá una típica estratificación lenticular. Este tipo de estratificación puede presentar diferentes modalidades según la disposición de los lentejones y según el tipo de ripple que lo constituye. Según sea la disposición de los lentejones se diferencian dos tipos estratificación: aquella en la que se hallan aislados dentro de la masa de arcilla y aquella en la que forman grupos de dos o mas unidades ripples unidas por valles. Combinando los dos primeros tipos con los segundos se obtienen cuatro modalidades distintas de estratificación lenticular, o sea:

- a) lentejones aislados con estructura ripple de corriente.
- b) lentejones aislados con estructura ripple de oscilación.
- c) lentejones unidos con estructura ripple de corriente.
- d) lentejones unidos con estructura de ripple de oscilación.

Este tipo de estratificación, así como la flaser, puede darse en varios medios sedimentarios en los que ocurra la existencia de una zona con difit de sedimento (de arena en la lenticular y arcilla en la flaser) y un medio cambiante entre turbulento (cuando la corriente o la loa transporta y deposita la arena) y tranquila (cuando se deposita la arcilla). O sea, alternando fases agitadas con fases de calma. Este proceso coincide en gran manera con lo que ocurre en áreas intramareales.

Laminación horizontal.

Cuando las laminas son paralelas a la superficies limítrofes del estrato y, asimismo paralelas



Figura 6. Arcos de la Frontera (Cádiz)

entre si. La laminacion esta producida por un cambio brusco en la granulometría dentro de una lámina aumenta de la parte inferior a la superior de la misma. La superposición de estas láminas da lugar a la laminación textual de tipo horizontal.

Este tipo de laminacion se da en materiales arenosos de granulometría mediana y fina, raras veces en otros tamaños ya sean mas finos ya mas gruesos. (Ver figura 6).

Estratificación cruzada.

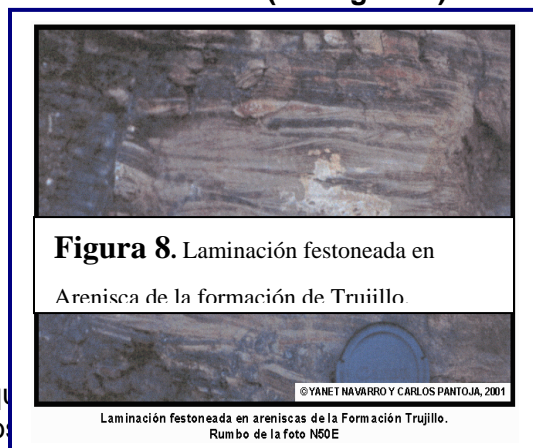


Figura 7. Estratificación cruzada. Pertenece a la Formación Qda. Monte (cretácico), Chile

Es difícil dar

una definición de la estratificación cruzada. Todo cuanto se ha dicho para la laminacion ripple (estratificación cruzada a pequeña escala) es aplicable a la laminacion cruzada a gran escala

(estratificación gran escala); difieren tan solo en sus respectivas dimensiones. Las láminas del foreset están inclinadas respecto a la superficie principal de sedimentación. Cada grupo de láminas están separadas del intermediado por una superficie que es siempre erosional. Según sean las formas de las láminas y su relación mutua pueden llegar a diferenciarse abundantes tipos de estratificación cruzada. No obstante desde un punto de vista práctico y basado en la forma de las láminas se dividen en dos grupos. Uno en que las laminas son planas, llamadas planar., donde los grupos de laminas tienen forma de cuña (la estratificación de este tipo esta compuesta por la superposición de estas cuñas, y b) otro en que las laminas poseen forma de cubeta y corresponden a superficies curvadas. Comúnmente es conocida por estratificación o **laminación festoneada. (Ver figura 7)**



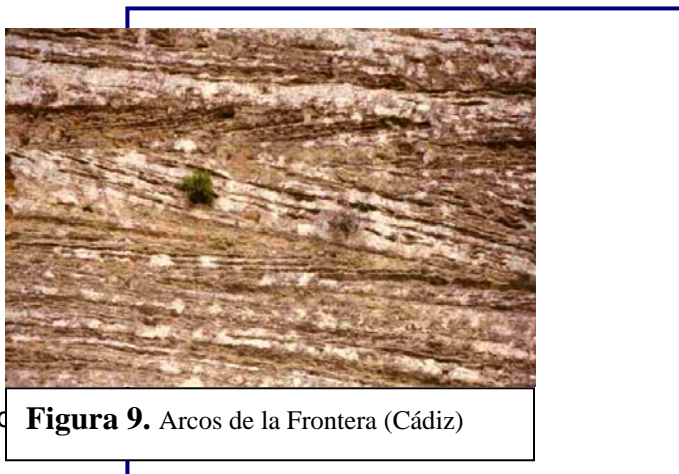
No hay que olvidar que la estratificación cruzada se debe observar siempre compatible con el amarramiento.

descripción de una laminación de los grupos de laminas; no

Igual como se ha dicho en la laminación de tipo ripple, la laminación cruzada a gran escala es un buen criterio de polaridad de una serie estratigráfica. A saber, las láminas cortan con un ángulo neto al techo de la capa y tienden a ser asíntoticas respecto a la base. **(Ver figura 2)** Ripples de cresta recta y Ripples de cresta sinuosa.

Estratificación bimodal.

Como su propio nombre indica esta formada por dos grupos de láminas orientadas formando un cierto ángulo, lo que le confiere la forma de espina de un pez. No debe confundirse este tipo de estratificación con la presencia de festones en varias direcciones, lo cual es bastante frecuente. Para evitar estas confusiones debe reconocerse el tipo de estratificación a ser posible dentro de un mismo grupo de láminas, en cortes realizados en dos direcciones perpendiculares. Este tipo de estratificación debido probablemente al flujo y reflujos



mareas. (Ver figura 9). Arcos de la frontera.

Estratificación gradada.

Es un tipo de estructuras de ordenamiento interno partículas que consisten en la disminución progresiva del tamaño del grano de la parte inferior superior del estrato. Esta estructura es típica de las aunque sin ser exclusiva de ellas, pues puede en otros medios sedimentarios.

A esta gradación en el tamaño de los granos de menor, desde la parte inferior a superior del se le denomina corrientemente granuloselección. criterio de polaridad de las capas de gran utilidad, especialmente para el geólogo de campo, pues conocer cual es el muro y cual el techo con mucha rapidez.



de las
a la
turbiditas,
hallarse

mayor a
estrato,
Es un
permite

Genéticamente se considera formando por la decantación de material en suspensión a medida que decrece la velocidad de la corriente. Esta selección por tamaños se efectúa ya en el seno de la corriente turbulenta. Al disminuir la capacidad de transporte los granos grandes son los primeros en depositarse y sucesivamente los de tamaño menores.(Ver figura 10) Estratificación gradada.

Imbricación

Los cantos o granos de formas planas o alargadas cuando son transportados por una corriente unidireccional se disponen, en una gran mayoría, de forma imbricada. Con esta disposición puede determinarse cual es el sentido del transporte de los mismos, pues tienden a disponerse en forma inclinada en dirección contraria a la corriente. (Ver figuras 11). de Imbricación.

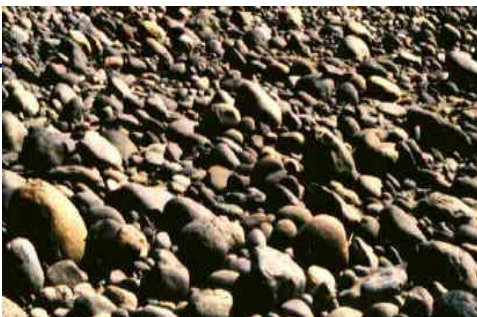


Figura 11. Río Puni (Ecuador)

Figura 11. Orthoceras orientados por la paleocorriente (Erfoud, Marruecos)

ESTRUCTURAS ENDOGENETICAS.

Estas estructuras están restringidas a sedimentos blandos y se originan por fuerzas mecánicas que actúan dentro del material, es decir fuerzas internas que ocurren después de la sedimentación, pero antes de la litificación.

Se producen por:

Deformaciones de los sedimentos blandos con comportamiento hidropástico; presencia de un perfil gravitacionalmente inestable; acción de fluidos de arrastre sobre la arena liquidizada y acción de la gravedad por deformación tensional.

Entre las principales estructuras tenemos:

Huellas de carga.

Las huellas o estructuras de carga ("Load cast", "Load structures") son protuberancias irregulares que sobresalen del muro del estrato, especialmente en areniscas. Siempre este nivel de areniscas suprayacente es más denso y duro que el nivel infrayacente, generalmente arcilloso, limoso o margoso. El tamaño de las estructuras oscila entre pocos milímetros y varios decímetros; su abundancia es variable, pueden estar aisladas o en grupos apretados. La forma es de protuberancias bulboides. Son criterio de polaridad.

Su génesis está en relación con el depósito de sedimentos densos sobre otros que no lo son, siendo la diferencia de viscosidad entre ambos estratos un factor igualmente importante. Si la viscosidad es similar las deformaciones son simétricas, si hay mucha diferencia de viscosidad los materiales lutíticos se deforman a modo de crestas agudas que se elevan como llamas y penetran en el nivel arenoso. Existen mecanismos que pueden iniciar la deformación:

- a) Relleno de marcas de corrientes. b) ripples asimétricos. c) movimientos sísmicos, tormentas, etc.
- b) En todos los casos, una vez iniciada la estructura, la fluidificación o licuefacción de los estratos tiene gran importancia. Por último, las deformaciones de carga pueden deberse también exclusivamente a d) fenómenos de consolidación y escape de agua, incluso superponiéndose a las causas anteriores. **(Ver figura 12).** Huellas de carga.

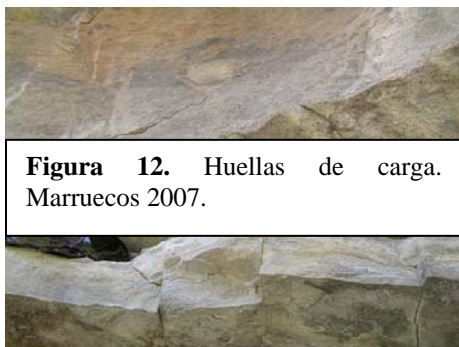


Figura 12. Huellas de carga. Marruecos 2007.

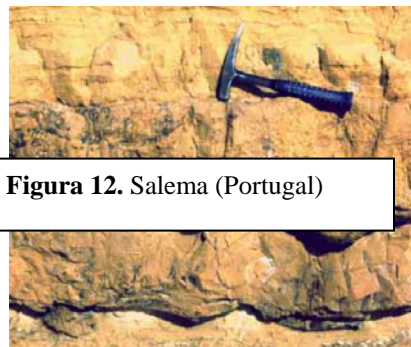


Figura 12. Salema (Portugal)

Es
bi
"p
te
u
al

le carga, si
se
acia el
tímetros a
las que las
y

entonces las almohadillas o pseudonódulos son de calizas detríticas. En ambos casos las almohadillas quedan rodeadas parcial o totalmente por el estrato infrayacente. La laminación de las areniscas o calizas se adapta a la forma del nódulo, en especial a su parte convexa. El inicio de estas estructuras parece deberse a la acción de sobrecargas locales debidas a un depósito no homogéneo, siendo probablemente el factor desencadenante un movimiento sísmico, ya que el lodo lutítico saturado en agua se fluidifica al ser agitado y permite el movimiento de masas en su interior. Las estructuras almohadilladas son criterio de polaridad. (Ver figuras 13). Estructuras almohadilladas.

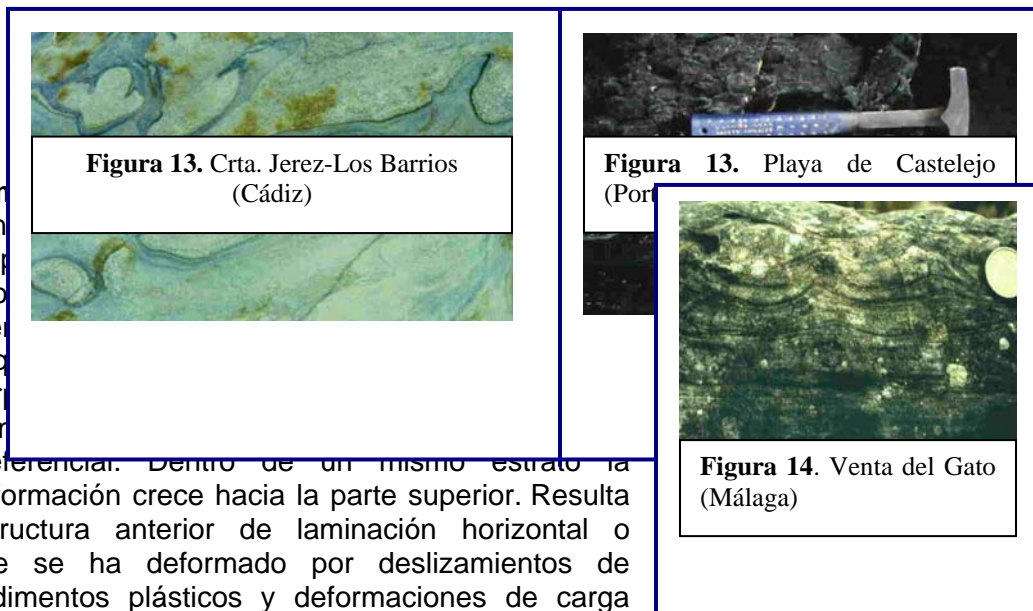


Figura 13. Crta. Jerez-Los Barrios (Cádiz)

Figura 13. Playa de Castelejo (Portugal)

Figura 14. Venta del Gato (Málaga)

Lan
con
se p
"Co
are
pec
per
últir

También
mm). Son
este
de una
cruzada

preferencial. Dentro de un mismo estrato la deformación crece hacia la parte superior. Resulta estructura anterior de laminación horizontal o que se ha deformado por deslizamientos de sedimentos plásticos y deformaciones de carga simultáneas al depósito. En ambos casos es fundamental la fluidificación o licuefacción del sedimento, que puede darse en varias etapas durante el depósito. Parece que también el escape de agua es importante. La laminación convoluta es muy frecuente en las turbiditas y también existe en sedimentos de llanuras de mareas, fluviales y de llanuras deltaicas. Es criterio de polaridad. (Ver figura 14). Estructuras convoluta.

Estructuras de inyección e intrusión Variado conjunto de estructuras en areniscas, en el interior o en la superficie de los estratos y con geometrías diferentes. Se distinguen tres tipos principales:

- a) **Diques y filones de arena (Diques clásticos).** Cuerpos de areniscas de forma irregular que cortan estratos en lutitas y margas. En general están unidos a niveles areniscosos infrayacentes. Tienen varios cm o dm de ancho, pero pueden cortar espesores de decenas de metros. Se deben a la inyección de arenas de grano fino y muy fino antes de la compactación del sedimento, por licuefacción iniciada por un terremoto o un deslizamiento. En estas condiciones, la arena se hace plástica y

puede inyectarse en los materiales adyacentes tanto hacia arriba como hacia abajo. Son frecuentes en facies Flysch.

- b) **Volcanes de arena.** Estructuras de la superficie de estratificación, semejantes a un cono volcánico de 2 a 10 cm de diámetro y menos de 1'5 cm de altura. Se forman cuando el material de un dique o filón de arena llega a la superficie del fondo marino y se derrama.
- c) **Polígonos de arena y pseudo mud-cracks.** Estructuras igualmente de la superficie de estratificación, formadas por un conjunto de polígonos más o menos irregulares, cuyas dimensiones van de pocos centímetros a un metro. Son niveles de arenas que se pueden licuar y que están recubiertos por un nivel lutítico poco potente. Una sacudida sísmica produce la licuefacción de la arena y ésta tiende a ocupar mayor superficie, mientras que el nivel superior responde agrietándose; la arena asciende entonces por dichas grietas y forma los polígonos. **(Ver figura 15).** Estructuras e inyección.

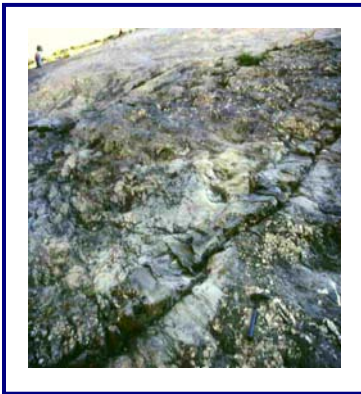


Figura 15. Dique clástico en Enciso (La Rioja). Estructuras de inyección.

Slumping

Estratos plegados y a veces fracturados por deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, debidas al deslizamiento subacuático de una masa de estratos previamente depositados. Se dan en series rítmicas de alternancia areniscas-lutitas o calizas-margas, en los que los niveles tienen distinta coherencia. Los estratos deformados aparecen intercalados entre estratos horizontales originariamente, que decapitan las partes superiores de los pliegues. El espesor de los slumps va de decímetros a varias decenas de metros. Se originan cuando un movimiento sísmico desestabiliza la masa de estratos mediante su licuefacción y éstos tienden a deslizarse por la pendiente (1° a 4°). Una vez iniciado el deslizamiento las capas tienden a plegarse y fracturarse con geometrías que indican claramente el sentido del deslizamiento y, por tanto, de la pendiente. Con el tiempo, los pliegues pueden erosionarse en su parte superior y sobre ellos se depositará un conjunto de estratos horizontales discordantes. Los slumps se forman en el talud y el glacis continental.

Son criterio de polaridad y paleopendiente. **(Ver figuras 16)**. Slumping en las lutitas laminadas.

ESTRUCTURAS EROSIONALES

Marcas de corriente

Flute Mark (carga de flujo)

Crescent Mark: estructuras en forma de herraduras, actuando la corriente se generan unos surcos.

Se forman por:

- a) El propio flujo de la corriente.
- (b) por el impacto, arrastre o huellas de objetos.

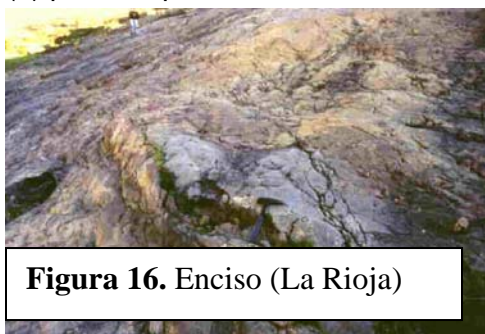
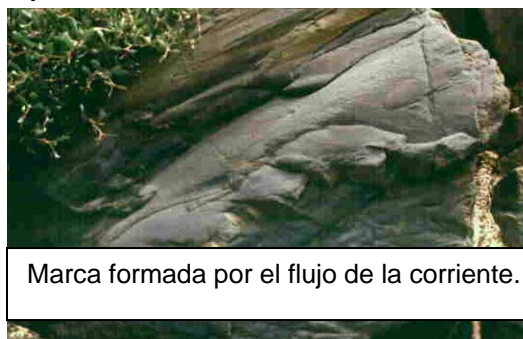


Figura 16. Enciso (La Rioja)



Marca formada por el flujo de la corriente.



Figuras 16. Slumping en las lutitas laminadas.

Marcas de erosión dejadas por objetos arrastrados (tools marks) y sus rellenos (tool casts) A la vez se pueden diferenciar estas en continuas y discontinuas. Describiremos algunas a continuación:

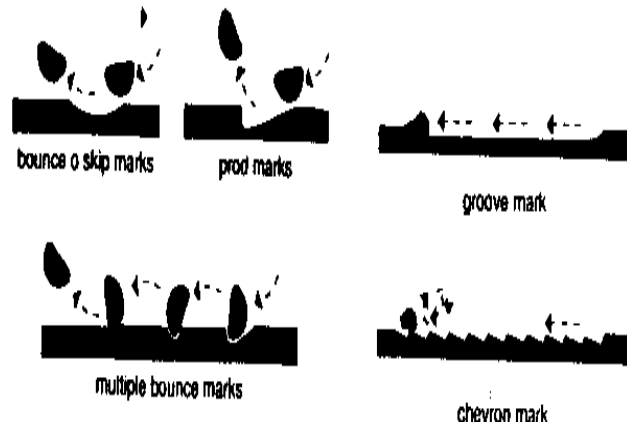
Groove casts. Son de crestas alargadas en la base de las capas de areniscas que corresponden al relleno de surcos erosivos dejados por objetos que arañaban el fondo mientras los arrastraba la corriente.

Chevron cast. Son rellenos de marcas alargadas con estructura en forma de sardinita o espiga con bordes suaves. Se producen al pasar un objeto a poca distancia de un fondo blando y viscoso y entonces arruga la superficie. Los picotazos (prod) y pasadas (bounce) corresponden a rellenos de marcas netas y alargadas en una orientación preferente. Los skip

casts son como los bounce pero repetidos en la dirección de la corriente. Ver figuras de estructuras erosiónales.



Marca por impacto y arrastre de un objeto



Figuras de estructuras erosiónales.

Otras Estructuras Las estructuras dejadas por los fluidos en el sedimento son difícil que se conserven. Los rill marks (canales milimétricos dendríticos) y surcos alrededor de los obstáculos.

ESTRUCTURAS BIOGENÉTICAS.

Son estructuras que son originadas por organismos. La ciencia que estudia las huellas producidas por organismos en el registro sedimentario es la icnología. Las estructuras biogénicas se pueden dividir de muchas maneras. Se pueden distinguir por ejemplo: Estructuras sedimentarias biogénicas. Se debe a la excavación de túneles o galerías por el sedimento blando. Se pueden distinguir pistas, trazas, galerías. Estructuras de bioerosion. Como perforaciones, raspaduras, arañazos.

Excrementos. Como coprolitos, tubos y cordones fecales.

La clasificación de las estructuras biogénicas se realiza mediante una taxonomía bastante compleja utilizando criterios como el organismo, la actividad que realiza y el medio en que genero. Esto ha dado lugar a asociaciones de estructuras biogénicas como la Asociación de Scoyenia, Trypanites, Glossifungites, Teredolites, Psilonichnus, Skolithos, Cruziana y Nereites.



Estromatolitos precámbricos en el Parque Nacional Glacier.

Estromatolitos.

Estructuras laminares onduladas y de relieve notable con formas diversas: tabulares, columnares, irregulares, etc. Las láminas aumentan de espesor hacia la parte superior de la estructura. Se forman cuando el sedimento fino es atrapado por las mallas de algas cianofíceas marinas de textura gelatinosa. Cuando las cianofíceas se cubren completamente

de sedimento, crecen nuevos filamentos por encima generando una nueva malla que terminara cubierta nuevamente por sedimentos y así sucesivamente. Indican un ambiente generalmente intermareal y son criterio de polaridad del estrato. Los oncolitos consideran un tipo de estromatolitos.

Características Los Estromatolitos y alfombras de piedra son células que se agrupaban en colonias formando rocas sedimentarias. Las células fosilizadas más numerosas se encontraron en tales rocas formadas al borde de mares cálidos. Al examinarlos en corte, al microscopio, se distinguen muchas capas superpuestas, como finas láminas apiladas unas sobre otras. Estas rocas se formaron muy lentamente, capa sobre capa, y son el resultado de la unión de minúsculos seres unicelulares, unas bacterias que vivían en mares cálidos y en aguas poco profundas.

Sitios donde aún se forman estromatolitos Actualmente, solo se forman en algunos raros lugares preservados del planeta, como por ejemplo en la costa oeste de Australia (no lejos de los sitios donde se encontraron los *estromatolitos* fósiles), en las Bahamas, en el Mar Rojo y en Cuatrociénegas, ubicado en Coahuila de Zaragoza, México. Los estromatolitos son montículos formados por láminas de roca que contienen grandes cantidades de fósiles primitivos y los restos más antiguos de la existencia de vida en el planeta. Se consideran signos de actividad microbiana, concretamente, de sedimentos y sustancias que fueron utilizadas y transformadas por numerosos microbios. Los fósiles suministran un registro del cambio evolutivo a lo largo de 3.000 millones de años en la escala de tiempos geológicos. Aunque los organismos multicelulares han podido ser abundantes en los mares que existían en el precámbrico -hace 4.600 millones de años- eran exclusivamente criaturas con cuerpos blandos, incapaces de crear fósiles. Por lo tanto, la vida precámbrica apenas ha dejado rastro. En la actualidad, se ha planteado la utilización de los fósiles estromatolitos como única prueba de una actividad biológica prehistórica. Según un informe publicado en octubre en la revista Nature, estos fósiles tienen una antigüedad de 3.500 millones de años, primera fecha que dan los geólogos para la existencia de vida en la Tierra. Según un artículo que acompaña al reciente informe, se han encontrado restos de los microbios actuales en los estromatolitos de 3.500 millones de años, demostrando así que existía vida en la Tierra hace tantos millones de años; sin embargo, el nuevo estudio considera algunas dudas sobre el hecho de que todos los estromatolitos contengan pruebas de esa vida.

Según Seilacher (1953, 1970), tanto pistas como burrows pueden clasificarse en cinco grandes grupos:

Domichnia o galerías de morada; son mas o menos superficiales y generalmente son simples, aunque a veces presentan bifurcaciones. Su trazado varia entre lineal y en forma de U.

Fodichnia o galerías de alimentación, dejadas por organismos hemisesiles que buscan comida en el depósito. Presentan formas muy variadas.

Pascichnia o pistas de nutrición, de organismos vagiles que comen fango, desplazándose sobre el. Generalmente presentan un trazado sinuoso.

Repichnia o pistas de reptación y desplazamiento. Por lo general son lineales.

Cubichnia o pistas de reposo. Son las menos frecuentes y suelen reproducir la morfología ventral de los organismos que la producen.

Burrows.

Generalmente son marcas debidas a funciones de alimentación o de morada. La perturbación provocada por los organismos en el inferior del sedimento es muy variable; si el animal se introduce con el fin fundamental de alojarse en el deposito la deformación puede afectar solamente a un espesor pequeño y a un área reducida del sedimento; se originan, de este modo, estructuras con formas definidas. Si por el contrario el organismo penetra en el depósito con el objeto de buscar alimento la perturbación pueden ser mucho mas intensa, pudiendo quedar destruida toda estructura previa del material.

La forma que presentan las galerías es variable: tubos simples, tubos en forma de U y otras más complejas. También es diversa la orientación respecto a la estratificación. Es muy frecuente que los organismos que producen estas excavaciones segreguen mucus, el cual endurecerá las paredes de la galería; una vez que esta queda desocupada se llenara por sedimento, que generalmente Serra diferente a aquel en que se produjo la excavación, pudiendo o no estar estratificado.

Tigillites.

Son estructuras formadas por tubos, más o menos cilíndricos y dispuestos verticalmente respecto a la estratificación. El relleno puede ser igual o diferente al el sedimento en que se encajan. En ocasiones presentan estrangulaciones dispuestas perpendicularmente a la estratificación. La terminación del tubo en la superficie suele tener forma de embudo. Se les ha atribuido tanto un origen orgánico como inorgánico; no obstante, en la actualidad parece haber acuerdo en considerarlas como debidas a organismos, probablemente Gusanos. Las dimensiones son variables, siendo lo mas frecuente que su longitud sea igual a la potencia del estrato en que se encuentran. Son especialmente abundantes en el Cambriano y el Ordovícico.

Vexillum.

Es una estructura cónica, encontrándose la base del cono en la parte superior del estrato; las dimensiones son variables, siendo las mas frecuentes las comprendidas entre 10 y 15cm de altura. Los conos pueden soldarse unos con otros. Es una forma frecuente en la cuarcita armoricana.

Skolithos.

Son tubos cilíndricos, con diámetros que raramente pasan de 1cm. Se disponen perpendicularmente a la estratificación y suelen aparecer en gran número dentro de una misma capa. Son muy frecuentes en areniscas. Tiene gran semejanza con los Tigillites, incluso algunos autores (Gubler et al. 1964) consideran que se trata de una sola estructura.

Los burrows en forma de U son extraordinariamente abundantes en sedimentos de épocas pasadas, mientras que en la actualidad son pocas las especies que originan este tipo de estructuras (Schaefer, 1972). Entre los organismos que excavan burrows en forma de U se encuentran los Gusanos.

Entre los tipos mas frecuentes de estructuras constituidas por tubos en U se encuentran las siguientes:

Rhizocorallium.

Los tubos presentan porciones arqueadas sucesivas; son relativamente gruesos y pueden disponerse oblicua o paralelamente a la estratificación. Probablemente se deben a Crustáceos.

Corophioides.

Es una estructura análoga a Rhizocarallium pero más corta y dispuesta siempre perpendicularmente a la estratificación.

Arenicolites.

No presenta, como ocurría en los casos anteriores, conexiones diversas de los tubos. El grosor de estos es variable y pueden presentar las paredes esculpidas o no. Se presentan perpendiculares a la estratificación.

Diplocraterion.

Análoga a Rhizocarallium y Corophioides. Los tubos pueden terminar en forma de embudo o conservar la forma cilíndrica. Se disponen perpendicularmente a la estratificación.

Finalmente existen otros burrows cuyo trazado es más complejo. Entre los más frecuentes se encuentran:

Fucoides (Chondrites).

Son estructuras formadas por tubos que se ramifican a partir de un central, tomando el aspecto de un vegetal. El tubo central puede disponerse perpendicularmente u oblicuamente a la estratificación, terminando en la superficie superior del estrato. Interiormente los tubos tienen color negro, debido a la presencia de sulfuro de hierro. Su longitud no suele sobrepasar los 10cm, mientras que la anchura suele ser del orden de 1mm. Es una huella de alimentación atribuida a Gusanos. Es muy frecuente en las series turbidíticas.

Zoophycus.

Bajo esta denominación se agrupan varias formas, entre las cuales se encuentran Cancellophycus y Spirophyton. Presentan una serie de ramificaciones en espiral, que parten de un eje central. Son huellas de nutrición debidas a Gusanos.

Gyrolithes.

Galería vertical de forma helicoidal, siendo la anchura de la espiral, la misma para toda su longitud. A veces se reconoce como una rama espiral de Thalassinoides, pudiendo tener una longitud de varios metros en la secuencia sedimentaria. Posiblemente se deba a la actividad de un crustáceo que busca cobijo y alimentación en el sedimento.

Perforaciones.

Diversos organismos son capaces de perforar, e incluso destruir totalmente, sustratos duros; estos pueden ser de naturaleza variada, tanto rocas sedimentarias como conchas, huesos, madera, etc. La perforación puede realizarse ya sea mecánicamente, ya sea por medios químicos; en el último caso puede liberarse una gran cantidad de carbonato cálcico.

Estos organismos perforadores pueden producir efectos erosivos de gran importancia, pero también juegan un papel importante como formadores de sedimentos (p. ej: formación de arenas conchíferas por destrucción de conchas).

Los organismos perforadores y los tipos de perforación mas frecuentes son los siguientes:

Talofitas.

Es difícil distinguir las perforaciones realizadas por algas de aquellas debidas a hongos; no obstante Bromley (1970) señala algunas diferencias. Así, las perforaciones de hongos son, por

lo general, las pequeñas que las realizadas por algas, siendo los tamaños superiores a 50 micras atribuidos a algas. El trazado de las perforaciones tiende a ser rectilíneo en el caso de las producidas por hongos, mientras que las debidas a algas pueden ser contorsionado. Por otra parte, en las estructuras debidas a hongos aparecen ramificaciones, en las que los ángulos formados entre la rama y el tronco principal son del orden de 60-90°, manteniéndose bastante el diámetro de la hifa principal.

Briosos.

Sus perforaciones, que son muy parecidas a las de los Talofitas, son delgadas y ramificadas, abriéndose frecuentemente en la superficie.

Anélidos.

Existe un gran número de perforaciones atribuidas a este grupo; sin embargo, no se encuentran muchos datos acerca de la forma que presentan. Las más frecuentes tienen forma de bolsa o de tubo; en el último caso la perforación puede tener dos entradas, a este tipo corresponden las marcas producidas por *Polydora ciliata*.

Las perforaciones se realizan por medios mecánicos en unas especies, mientras que otras emplean medios químicos.

Poríferos.

Según Bromley (1970) es probable que todas las esponjas que perforan en la actualidad correspondan a la familia Clionidae; sus perforaciones presentan una serie de galerías que se ramifican y se reúnen, poniéndose en comunicación con la superficie por medio de poros redondos y pequeños.

Entre las perforaciones fósiles, atribuidas a esponjas, se encuentran:

Clionolites.

Esta formada por galerías arqueadas dispuestas en un plano y que parten de una cavidad central (Hantzschel, 1962). El diámetro de las galerías es del orden de unos milímetros. Se encuentran siempre en conchas.

Entobia.

Son pequeñas galerías comunicadas por conductos capilares. Son muy frecuentes en conchas de bivalvos.

Bivalvos. Las formas de las perforaciones son muy variadas, no solo entre las diferentes familias, sino dentro de una misma. El método de perforación puede ser mecánico o químico; en este caso la perforación está revestida interiormente por un depósito de carbonato cálcico cuya forma varía según las especies. Es frecuente encontrar la concha del bivalvo dentro de la perforación, pero no siempre se corresponde con el organismo que realizó la perforación.

Otros organismos.

También gasterópodos, equinodermos, cirripodos, etc. son capaces de perforar. Las cavidades varían de depresiones someras a perforaciones en forma de bolsa, en las que, a veces, el orificio de entrada tiene un diámetro menor que la cavidad interior.

Pistas

Las pistas, o huellas de superficie, pueden deberse, pues, al desplazamiento de los organismos, a funciones de nutrición o más raramente, de reposo. Son estructuras en relieve que, en la mayor parte de los casos, representan el molde de la huella original y no esta;

aparecerán, por tanto, en el muro de los estratos. Son muy numerosos los diferentes tipos; entre los más frecuentes se encuentran:

Cruziana.

Es una huella de trazado rectilíneo más o menos serpenteante. En su zona axial presenta una constricción o surco, a partir de la cual surgen nerviaciones, finas a gruesas, que se disponen oblicua o transversalmente al surco central. Se pueden diferenciar varios tipos según la forma y la disposición de las nerviaciones. La longitud de esta pista varía entre unos centímetros y algunos metros, variando la anchura entre un par de cm y unos 30 cm. Casi todos los autores parecen estar de acuerdo en atribuir esta estructura a los Trilobites; sería una huella de desplazamiento. Su mayor frecuencia se da en sedimentos ordovícicos, aunque ya en el Cambriano.

Fraena.

Es parecida a la Cruziana, pero no presenta nerviaciones y las dimensiones son menores, con anchuras del orden de 1cm.

Rusophycus.

Fácil de confundir con Cruziana, aunque su longitud es menor. Según Seilacher (1953) representa la huella de reposo de un crustáceo.

Nereites.

Son pistas meandriiformes que presentan un eje central, a cuyos lados se desarrollan formas que asemejan pequeñas hojas, finamente estriadas y en contacto unas con otras. La anchura de la huella es del orden de 1-2cm. Se han interpretado como pistas de nutrición, producidas probablemente por gasterópodos.

Helmintoides.

Al igual que las anteriores, son estructuras meandriiformes en las que los meandros son prácticamente regulares. El número y tamaño de las curvaturas, así como la anchura es variable, no sobrepasando esta, por lo general, unos pocos milímetros. Es muy frecuente en las series flysch. Se ha atribuido a algas, al desplazamiento de gusanos, a huellas de nutrición de gasterópodos, etc.

Paleodictyon.

Es una estructura de superficie formada por una red de polígonos regulares, de seis lados frecuentemente aunque también de cinco u ocho, que recuerda a algunas Briosos. Sus dimensiones son variables. No se sabe exactamente que organismos la pueden originar, ni cual era la actividad que desarrollaban, incluso se les ha atribuido un origen inorgánico. Seilacher (1954) las considera huellas de nutrición. Aparecen en relieve en el muro de las capas.

Asteriacites.

Son huellas en forma estrellada, que frecuentemente aparecen repetidas en láminas sucesivas. Este hecho parece deberse (Seilacher, 1964) a la reacción del organismo que la produce frente a una sedimentación rápida. La estructura es producida por ofiuroideos y se trata de una marca de reposo.

Además de estas pistas, debidas a invertebrados, se encuentran otras causadas por vertebrados. Son principalmente marcas de desplazamiento de aves, reptiles, etc., que generalmente reciben el nombre más específico de icnitas.

Iconitas



Iconofósil. Los iconofósiles representan las huellas de actividad de los metazoos producidas por organismos superficiales vágiles pasedores y detritívoros. Actualmente estructuras similares son producidas por anélidos, moluscos y algunos pólipos y actinias libres. La presencia de rastros de defecación que han pasado por el tracto intestinal de los organismos, nos indican la clara presencia de organismos celomados.

Los iconofósiles son objeto de estudios por parte de la Paleoicnología. Los iconofósiles presentan caracteres específicos propios que les hacen identificables y permiten su clasificación como parataxones: icnogéneros e icnoespecies. Es raro que se puedan relacionar de manera inequívoca y precisa con el organismo que las originó, pero en general es posible inferir al menos el grupo biológico o el taxón superior al que pertenecía.

Clasificación etológica de los iconofósiles.

Esta clasificación fue propuesta por Adolf Seilacher en 1953,¹ y tiene la ventaja de corresponder a las necesidades y al comportamiento del animal que las ha originado, lo cual queda reflejado en la forma y en la disposición de la huella. Esta clasificación, que es generalmente adoptada, comprende los siguientes tipos de huellas:

- **Domichnia:** Grupo de pistas que indican la construcción de una morada. Son relieves completos de formas cilíndricas rectas, casi siempre perpendiculares a la estratificación, a veces en forma de U o también ramificados. Frecuentemente están construidas por animales semisésiles suspensívoros y también por carnívoros y sedimentívoros. Destaca los iconofósiles Arenicolites y Skolithos .
- **Cubichnia:** Grupo de pistas que indican un comportamiento de reposo. Reproducen en mayor o menor medida el tamaño y la morfología latero ventral de sus productores y suelen contener los elementos de simetría del organismo responsable. Destacan Asteriacites y Rusophycus; estos últimos se achaca a la presencia de trilobites.
- **Repichnia:** Grupo de pistas que indican un comportamiento de locomoción. Son estructuras epi o intraestratales, que constituyen un sólo elemento acintado cuando son producto de reptar o bien grupos de huellas lineados cuando se generan por el paso o la carrera de un animal. Destacan Cruziana (asociado a trilobites), Gordia y Diplichnites
- **Pascichnia:** Grupo de pistas que indican un comportamiento de alimentación producidas por organismos micrófagos vágiles en o cerca de la interfase agua/sedimento. Su modo de conservación es como semirrelieves. Sus trazados, muy regulares (meandriiformes, espiralados), han sido interpretados como patrones de

máximo aprovechamiento de un recurso alimenticio limitado. Destacan Helminthoidea y Phycosiphon.

- **Fodinichnia:** Grupo de pistas de alimentación producidas por organismos semisésiles que buscan a la vez comida y habitación dentro del sedimento. Este comportamiento produce pistas de relieve completo subparalelas a la estratificación y de formas muy variadas. Destacan Phycodes y Planolites.
- **Agrichnia:** Grupo de pistas que representan un comportamiento de construcción de madrigueras, generalmente cilíndricas, que sirven a la vez de morada y de granja o trampa, por la que se desplazan sus productores recolectando alimento. Conforman madrigueras y sistemas de madrigueras (en ocasiones en forma de red) regulares, más o menos complejas, paralelas a la estratificación, que suelen conservarse como semirrelieves. Destacan Paleodictyon y Spirorhaphes.
- **Fugichnia:** Estructuras (con varios tipos de comportamiento inicial: morada, reposo, etc.) producidas al migrar bruscamente su productor en dirección vertical u oblicua a la estratificación mientras:
 1. Intenta escapar de la posibilidad de enterramiento por sedimentación
 2. Intenta escapar de la posibilidad de desenterramiento por erosión
 3. Intenta escapar de la amenaza de un depredador.

Son pistas de relieve completo o de relieve hendido, junto a las que se conservan restos de sus anteriores emplazamientos.

Tipos de icnofacies

- **Icnofacies de Trypanites:** Corresponde a las costas rocosas e incluye huellas de organismos que se fijan sobre las rocas del litoral tales como:
 1. Esponjas (Entobia)
 2. Gusanos (Polydora, Trypanites)
 3. Equínidos endocíclicos (Strongylocentrotus)
 4. Moluscos litófagos, principalmente foládidos.
- **Icnofacies de Glossifungites:** Se caracteriza por la presencia de organismos que perforan los sedimentos en vías de consolidación o ya litificados, en aguas someras y originan conductos verticales, oblicuos e incluso horizontales:
 1. Moluscos litófagos
 2. Crustáceos
 3. Gusanos poliquetos (Glossifungites, Rhizocorallium)
- **Icnofacies de Skolithos:** Es propia de las playas y zonas de balance de marea o de escasa profundidad del mar, con fondos arenosos y se caracteriza por ser un medio de alta energía, por lo que faltan las huellas de superficie y en cambio, son muy variadas las de trazado vertical, que corresponden a organismos endobentónicos principalmente:
 1. Gusanos poliquetos y bivalvos ([Arenicolites, Diplocraterion, Monocraterion y Skolithos).
 2. Crustáceos decápodos (Ophiomorpha y Thalassinoides).
- **Icnofacies de Cruziana:** Corresponde a la zona sublitoral que se extiende sobre la plataforma continental hasta una profundidad de unos 200 metros, donde la energía del medio es muy baja. Son huellas de superficie como Asteriactites, Crossopodia, Cruziana y Rusophycus. También corresponden a conductos de organismos

endobentónicos, de trazado predominantemente horizontal, en ocasiones de tipo "fugichnia", por la existencia de una sedimentación importante y de corrientes submarinas, como son [Chondrites](#), [Phycodes](#), [Planolites](#), [Rhizocorallium](#), [Teichichnus](#), etc.

- **lnofacies de Zoophycos:** Corresponde a la zona batial, que comprende el talud continental y los fondos submarinos hasta los 2000 metros de profundidad ([turbiditas](#)). Las pistas más características son galerías de nutrición: [Chondrites](#), [Lorenzina](#), [Phycosiphon](#), [Zoophycos](#), etc.
- **lnofacies de Nereites:** Corresponde a la zona abisal, cuya profundidad supera a los 2000 metros. Predominan las huellas de superficie: Cosmorhappe, Helminthoida, Nereites, Palaeodictyon, Spirorhappe. Son difíciles de identificar con los animales que las han originado por el escaso conocimiento que tenemos de la fauna abisal. La influencia de la naturaleza del sustrato se deja sentir especialmente en las facies de "Trypanites" y de "Glossofungites", aunque también en la de "Skolithos" cuando la profundidad del [mar](#) es escasa. La existencia de moluscos litófagos, está directamente relacionada con las rocas calcáreas, ya que la perforación se realiza mediante una secreción ácida que sólo es activa en este tipo de rocas. Los Skolithos y Arenicolites están asociados a fondos de arenas silíceas, que posteriormente dan origen a [cuarcitas](#).

CLASIFICACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS. Las rocas sedimentarias se forman en la superficie terrestre o cerca de ella. Normalmente, la roca se fragmenta y se disuelve por acción de la meteorización y la erosión, las partículas se sedimentan y los minerales disueltos cristalizan a partir del agua y forman sedimentos. Los componentes de la roca fragmentada son transportados por el agua y el hielo y, enterrados a poca profundidad, se convierten en nuevas rocas. Las rocas sedimentarias se disponen en capas, las más recientes situadas sobre las más antiguas, lo que permite a los geólogos conocer la edad relativa de cada capa. Las rocas sedimentarias suelen contener fósiles, que pueden ser de utilidad tanto para datar las rocas como para determinar su origen. La apariencia de una roca sedimentaria queda determinada por las partículas que contiene. Características como el tamaño y la forma del grano o la presencia de fósiles pueden ayudar a clasificar este tipo de rocas. El tamaño de los granos de las rocas sedimentarias varía mucho, desde grandes cantos hasta las minúsculas partículas de arcilla. Los conglomerados y las brechas, compuestos de guijarros y cantos rodados, son las rocas sedimentarias de grano más grueso; la arenisca está formada por partículas del tamaño de granos de arena y el esquisto es la roca sedimentaria de grano más fino. La forma de los granos que integran las rocas sedimentarias depende de cómo éstos se han transportado. La erosión del viento crea partículas de arena esféricas y guijarros angulosos. La del agua origina partículas de arena angulosas y guijarros esféricos. Los fósiles son restos animales o vegetales conservados en capas de sedimentos. El tipo de fósil que contiene una roca indica su origen. Por ejemplo, un fósil marino sugiere que la roca se formó a partir de sedimentos depositados en el lecho oceánico. Los fósiles suelen aparecer principalmente en rocas sedimentarias, nunca en las ígneas y raramente en las metamórficas. En unas de las clasificaciones podemos decir que existen tres grupos principales: orgánicas, detríticas y químicas.

ROCAS DETRÍTICAS TERRÍGENAS. Las rocas *detríticas terrígenas* son aquellas que están formadas por fragmentos de minerales o rocas preexistentes. Son resultado de procesos dinámicos, aunque también pueden estar influidas en menor medida por otros procesos químicos o bioquímicos.

En las rocas detríticas terrígenas se distinguen:

Clastos o conjunto de granos en contacto o no formando un armazón.

Matriz o granos finos como limos y arcillas que se encuentran situados entre los clastos.

Cemento o depósito químico que mantiene unidos la matriz y los clastos.

Poros o malla que mantiene interconectada o no los espacios vacíos.

Las características de las rocas (composición y tamaño) están condicionadas por los clastos y la matriz. Por su parte, el carácter de los poros está relacionado con los clastos, la matriz, el cemento y el volumen total. La textura de las rocas sedimentarias es la relación que existe entre sus distintos elementos. Por el aspecto superficial, tamaño granular, forma, redondez, etc. se pueden clasificar en *conglomerados*, *areniscas* y *lutitas* (limos y arcillas de grano muy fino).

CONGLOMERADOS. Los *conglomerados* son rocas sedimentarias formadas por consolidación de cantos, guijarros o gravas, de fragmentos superiores a 4 mm (si los granos son entre 2 y 4 mm. se denomina *microconglomerado*), englobados por una matriz arenosa o arcillosa y con un cemento de grano fino que los une (caliza o silíceo). En la composición de los conglomerados intervienen fundamentalmente tres factores: la litología de la zona de alimentación de la cuenca sedimentaria, clima y relieve de la zona sometida a erosión. El clima y la litología determinan que minerales terminarán formando parte del conglomerado, sea por alteración química o disgregación física de las rocas preexistentes. El relieve determina con que rapidez se producirá el proceso de erosión, transporte y sedimentación, ya que dependiendo de lo abrupto del terreno así existirá mayor o menor tiempo para que la alteración química de los minerales tenga lugar. La clasificación de los conglomerados se hace en función de las características de estas rocas y del tipo de transporte que han sufrido los fragmentos. El agente de transporte más frecuente de estos materiales es el agua. Durante el curso de los ríos se producen clasificaciones de tamaño de los clastos, al ser diferente la energía cinética que se necesita para trasladar fragmentos igualmente diferentes; de esta forma se distingue la formación de los siguientes conglomerados:

Brechas: Las *brechas* son conglomerados que se forman en los tramos altos de los ríos a base de cantos grandes y angulosos, los cuales no se han visto sometidos al desgaste producido por un transporte prolongado. De estructura similar pero de origen diferente son las denominadas *brechas de escollera*; éstas se forman al pie de los acantilados por la acción del oleaje. Se distinguen muchas variedades de brechas: calcáreas, osíferas, etc. Existen rocas de aspecto muy similar a los conglomerados pero cuyo origen no es sedimentario, ejemplo de las *brechas tectónicas* o de las *brechas volcánicas*, cuya formación ha sido llevada a cabo por la acción de agentes geológicos internos.

Pudingas: Las *pudingas* son conglomerados formados por cantos redondeados, resultado de la acumulación de fragmentos que han sido sometidos a la erosión durante un transporte prolongado. Las variaciones en las corrientes fluviales provocan que las pudingas se hallen frecuentemente interestratificados con areniscas.

Tillitas: Las *tillitas* son conglomerados formados por fragmentos que han sido transportados por los glaciares. Se caracterizan por presentar clastos de tamaños muy diferentes, debido a que no ha existido la típica clasificación del transporte por corrientes fluviales. Si los fragmentos proceden de la morrena de fondo del glaciar, suelen ser aplanados y con estrías paralelas motivado por el rozamiento sufrido con el fondo o con otros materiales durante el avance de los hielos. También de origen glaciar son los conglomerados glaciomarinados, muy común en las costas Antárticas, que se formaron por acumulación de fragmentos procedentes de los icebergs.

ARENISCAS. Las *areniscas* son rocas sedimentarias cuyos granos poseen un diámetro inferior a 2 mm. Se trata de arenas cementadas en una matriz que, aunque puede ser de naturaleza muy variada, es generalmente silíceas. La permeabilidad de estas rocas depende del número y tamaño de los poros que se intercomunican. Las areniscas se clasifican en cuatro tipos:

Ortoquarcitas: Las *ortoquarcitas* son areniscas detríticas bien estratificadas formadas casi exclusivamente de granos de cuarzo (hasta el 90% de cuarzo). Están escasamente cementadas a base de sílice.

Arcosas: Las *arcosas* son areniscas detríticas muy poco estratificadas, en las que predominan sobre las arcillas el cuarzo (entre un 40 y un 80% de cuarzo) y los feldespatos. Poseen un cemento de tipo calcáreo.

Grauvacas: Las *grauvacas* son areniscas detríticas, generalmente de origen marino, en las que predominan las arcillas y feldespatos sobre el cuarzo. Se forman en condiciones de rápida erosión, transporte y deposición, lo cual impide que se alteren los componentes arcillosos. Los límites de su composición son muy variados. El cemento es de tipo arcilloso.

Molasas: Las *molasas* son areniscas detríticas, generalmente de origen marino, que se concentran en cubetas sedimentarias laterales, por erosión de las cordilleras durante su levantamiento y plegamiento en la última fase del ciclo geosinclinal. El cemento de estas areniscas es de tipo calcáreo.

LUTITAS. Las *lutitas* (*limonitas* y *arcillitas*), son rocas detríticas de grano muy fino (las arcillas tienen menos de 0,002 mm.). Están cementadas por precipitación química, y su porosidad puede llegar a ser inferior al 10% cuando se produce la compactación de limos y arcillas; éstas últimas tienen un alto valor económico. Se distinguen:

Arcillas caolínicas: Las *arcillas caolínicas* presentan caolín por hidrólisis de los feldespatos que contienen las rocas graníticas. El caolín es susceptible de plasticidad cuando se le añade agua, por ello es útil en la industria de la construcción. Dependiendo de si lleva o no impurezas puede ser destinado a la fabricación de tejas y ladrillos, o para su utilización en alfarería.

Arcillas esmécticas o bentonitas: Las *arcillas esmécticas*, también llamadas *bentonitas* en el ámbito de la industria, son materiales detergentes (con capacidad de limpiar). Su extrema porosidad le permite absorber las grasas, por ello es muy utilizado en varios procesos industriales, por ejemplo como emulsionante. En la formación de estas arcillas tienen lugar materiales de origen volcánico, aguas marinas e hidrotermales.

Loess: Los *loess* o *loes*, son materiales sedimentarios arcillosos de origen eólico. Se forman al ser transportado el polvo del desierto por el viento hacia zonas húmedas. No presenta estratificaciones y por su porosidad absorbe el agua de lluvia sin producir

manantiales; esto le faculta como excelentes suelos de cultivo. Está compuesto por granos de cuarzo, feldespato, mica y arcillas. China, con unos 600.000 km² de superficie de loess, es la zona más típica en este tipo de materiales; también se encuentran en los valles del Rim y del Mississippi.

Margas: Las *margas* son rocas sedimentarias de aspecto muy similar a la caliza, compuestas por arcillas y carbonato cálcico, generalmente a partes iguales. La proporción entre estos elementos puede no obstante variar; esto se tiene en cuenta en la industria para dedicarlas a uno u otro destino. Por ejemplo, las que tienen una proporción alta de arcillas (*margas arcillosas*) son útiles en la fabricación de ladrillos o tejas; si los componentes están proporcionados o un 15% arriba o abajo cada uno, se dedican a la obtención de cementos; si la mayor proporción es de carbonato cálcico (*margas calcáreas*), se dedican a la obtención de cal.

ROCAS QUÍMICAS. Las rocas sedimentarias de origen químico pueden ser: *carbonatadas, silíceas, evaporitas, fosfatadas, ferruginosas y calizas de precipitación.*

CARBONATADAS. Las rocas carbonatadas están compuestas, principalmente, de carbonato cálcico y cálcico-magnésico, caliza, dolomía, y otros elementos de precipitación por las aguas mediante procesos químicos o bioquímicos. Se distinguen:

Calizas detríticas: Las *calizas detríticas* son rocas formadas por granos o fragmentos de carbonato del tamaño de arena y cimentados por caliza. Se distinguen las llamadas *calcirruditas* cuando los granos superan los 2 mm., y las *calcarenitas* si son entre 0,06 y 2 mm.

Lumaquelas y coquinas: Las *lumaquelas* (del italiano *lumachella* o caracolillo) y *coquinas* (conchas), son rocas calcáreas sedimentarias formadas por conchas de moluscos, tales como gasterópodos y lamelibranquios, y otros organismos. Se distinguen también las denominadas *calizas nummulíticas*; las cuales están formadas a base de fósiles nummulítodos. Los caparazones de estos foraminíferos han dado lugar a grandes depósitos de de estas rocas, muy abundantes en el Terciario.

Encrinitas: Las *encrinitas* son rocas calizas que, al igual que ocurre con las rocas formadas por algas o corales, en este caso lo es por restos de comunidades de crinoideos, es decir, equinodermos que viven generalmente fijos en los fondos marinos. Estos animales aparecieron sobre la Tierra en el Cámbrico y alcanzaron su auge en el Devónico y Carbonífero. Constituyen el tronco de equinodermos más abundante y variado. Su registro fósil es numeroso. Aunque existen muchos sistemas de clasificación de las rocas carbonatadas, los esquemas de Dunham (1962) y Folk (1962) son los más usados; el primero tiene como ventaja la identificación y clasificación de las rocas directamente en el campo (Tabla a), y la segunda proporciona una subdivisión de las rocas de acuerdo a su textura (Tabla b). **Tabla a-** Sistema de clasificación de rocas carbonatadas ideado por Dunham (1962).

La textura original del depósito es reconocible				La textura no se reconoce	
Los componentes originales no están soldados			Componentes soldados		C C R I S T A L I N O S
Contiene lodo		Sin lodo		B O U N D S T O N E	
Sostenida por lodo		Sostenida por granos			
% Granos vs Matriz		P A C K S T O N E	G R A I N S T O N E	B O U N D S T O N E	
<10% Graros	>10% Graros				
M U D S T O N E	W A C K E S T O N E				

Tabla b-. Sistema de clasificación de rocas carbonatadas propuesto por Folk (1962).

Composición volumétrica de aloquimicos	> 10 % de Aloquimicos		< 10 % de Aloquimicos		Rcoas biohermales. Organismos en posición de crecimiento
	Calcita espática > Matriz micritica	Matriz micritica > Calcita espática	1- 10 % Aloquimicos	< 1% Alcuimicos	
> 25 % intraclastos	Intrasparudita Intraesparita	Intramicrodita Intramicrocrita	A b u n d a n t e s	Intraclastos: Microcrita con intraclastos	presenta Dismicrocrita
< 25 % Ooides	Oosparrudita Oosparrita	Oomicrodita Oomicrocrita			
I n t r a c l a s t o s	> 3:1	Bioesparudita Bioesparita	A l o q u i m i c o s	Fósiles: Microcrita fosilífera	B i o l i t i t a
	< 25 % Ooides Volumen Fósiles /peloides	3:1 Biopelsparudita Biopelsparita			
	< 1:3	Pelsparita		Peloides: Microcrita pelotífera	

Es importante hacer notar que las texturas, cuando se estudian bajo el microscopio, pueden llegar a jugar un papel sumamente importante, tanto en la clasificación como en la definición de ambientes de sedimentación de las rocas carbonatadas. Según Folk (1962) las rocas carbonatadas se pueden dividir en 8 grupos de acuerdo a su textura, la que refleja varios niveles de energía durante la sedimentación. A continuación se describen dichos grupos; entre paréntesis se incluye el término textural equivalente en el sistema de clasificación de Dunham (1962):

SILÍCEAS. Las rocas silíceas de origen químico por precipitación son:

Sílex: El *sílex*, o *pedra de pedernal*, es una variedad de cuarzo compacto, de suma dureza, de fractura concoidea y traslúcido en los bordes. Carece de estructura cristalina. El hombre prehistórico lo utilizó para fabricar armas y herramientas. Se llama piedra de fuego o pedernal porque al frotar con fuerza dos fragmentos entre sí, despiden chispas.

Calcedonia y ágata: La *calcedonia* es una roca criptocristalina de sílice en forma de capas concéntricas; es traslúcida y de fractura concoidea. Las principales variedades son la

carneola, (de color rojo sangre o amarillento) *sardónica* (de color amarillo con zonas más o menos oscuras), *crisoprasa* o *calcedonia verde* (de color verde manzana), y *ágata* (con llamativos bandeados de colores); éstas dos últimas son apreciadas en joyería por sus bellas coloraciones. Una calcedonia opaca es el *Jaspe*.

Jaspe: El *jaspe* es una calcedonia de color opaco, generalmente formando vetas de diversas coloraciones. Se distinguen el *jaspe de Siberia*; variedad pardoverdosa que se encuentra en pequeñas masas en Siberia. *Jaspe de Egipto*; variedad de color pardo o rojo, en trozos ovals arriñonados. *Jaspe negro*; variedad oscura denominada *lidita* o *pedra de toque*, usada para el reconocimiento del oro. Todos estas piedras son empleados en alguna medida en bisutería y ornamentación; el Jaspe de Egipto es muy apreciada en orfebrería.

Ópalo: El *ópalo* es una roca de precipitación por óxido de silicio Es amorfo o microcristalino, incoloro, blanco o en otros colores, con brillo vítreo o céreo, o irisado. Algunas variedades tienen utilidad en joyería. Se distinguen el *ópalo de fuego*, de color rojo muy encendido; *ópalo girasol*, que amarillea y no destella sino algunos de los colores del iris; y el *ópalo noble*, casi transparente, con juego interior de variados reflejos y hermosos colores.

EVAPORITAS. Las *evaporitas* son rocas sedimentarias de precipitación química, compuestas por sales disueltas resultantes de la evaporación del agua que las contenía en solución, mezclada con arcillas. Se estima que estas rocas son el producto de la evaporación y posterior desecación de grandes lagos salados. Evaporitas son los *sulfatos*, como el *yeso* y la *anhidrita*; y los *haluros*, como la *halita*, *silvina* y *carnalisa*. Estas rocas se pueden formar en ambientes marinos o continentales, pero en los marinos deben darse determinados parámetros para que se cierre el proceso, tales como la existencia de zonas endorreicas, albuferas o mares interiores (ejemplo del mar Rojo), mantenerse un alto nivel de evaporación, y que los aportes de agua dulce sea escasa (ausencia de corrientes fluviales). Las evaporitas presentan unos espesores considerables, esto es debido a que las aguas salinas son renovadas intermitentemente, manteniéndose un proceso discontinuo de precipitación pero acumulativo. Las principales rocas evaporitas son:

Yeso y anhidrita: El *yeso* o *sulfato cálcico hidratado*, y su estado anhidro o deshidratado la *anhidrita* o *sulfato cálcico dihidratado*, es un mineral muy abundante en la naturaleza. Es compacto o terroso y muy blando. Se denomina *pedra de yeso* o *aljez* cuando se presenta en masas compactas; *alabastro* si es en estado granudo puro (una roca blanca y traslúcida); y *selenita* o *espejuelo* si el yeso se muestra cristalizado en láminas.

El yeso es un mineral muy utilizado en la industria de la construcción, escultura, en la agricultura para acondicionar las tierras de labor, y últimamente para la obtención de ácido sulfúrico. En ocasiones, los cristales de yeso presentan formas que recuerdan los pétalos de una rosa (*rosa del desierto*), sucede ordinariamente en zonas desérticas.

Halita: La *halita* o *cloruro sódico* (sal), se presenta cristalizado en cubos o en masas compactas. Su estructura fue la primera en determinarse mediante rayos X. Se presenta en agregados granudos, fibrosos y en eflorescencias, formando estalactitas. De la halita se obtiene el sodio, cloro, lejía, sosa cáustica y el ácido clorhídrico. Se utiliza como condimento y en salazones.

Silvina: La *silvina* o *cloruro de potasio*, también llamada *silvita*, es muy parecido a la sal común. Es incoloro, blanco o rosáceo, de sabor salado o amargo. Se utiliza en la preparación de abonos potásicos. Se halla asociada a la *carnalita* en estratos paralelos.

Carnalita: La *carnalita* o *cloruro de potasio y magnesio*, se halla asociada a la sal común y la *silvina*. Es incoloro o rojizo, delicuescente y de sabor amargo.

FOSFATADAS. Las rocas fosfatadas son aquellas que están formadas por depósitos de huesos y excrementos de los animales vertebrados. El *fosfato tricálcico*, por ejemplo, tiene su origen en depósitos de estas materias sobre calizas y areniscas. Se utilizan en la obtención de fósforo y como fertilizante.

FERRUGINOSAS. Las rocas *ferruginosas* (de orín de hierro), son aquellas que contienen hierro o compuestos de hierro. Están formadas por precipitación de los óxidos de hierro en las calizas y areniscas.

CALIZAS DE PRECIPITACIÓN. Las rocas calizas de precipitación más importantes son las formadas en zonas continentales. Se distinguen:

Tobas: Las *tobas* son rocas sedimentarias calcáreas, porosas y esponjosas, formadas por la precipitación y depósito del carbonato cálcico que llevan en solución las corrientes fluviales. También se aplica a los materiales volcánicos consolidados, formado por cenizas y arenas.

Travertinos: Los *travertinos* son rocas sedimentarias formadas por precipitación de *calcita* en cursos de agua, fuentes, manantiales termales, etc. Es porosa y contiene restos de plantas e impresiones. Tienen el mismo origen que las tobas calcáreas, pero éstas son menos duras.

Estalactitas y estalagmitas: Las *estalactitas* son concreciones de carbonato cálcico que penden de las grietas del techo en cuevas o grutas. Se forman por la infiltración de aguas que contienen altos niveles de sales calcáreas, silíceas, etc. Por su parte, las *estalagmitas*, son concreciones de sales como las que forman las estalactitas, pero éstas se construyen sobre el suelo a partir de las gotas que caen; si las estalactitas y estalagmitas se unen pueden formar columnas.

Caliche: El *caliche* (de cal) es un depósito calcáreo que se manifiesta en regiones áridas. El calor que incide en la superficie provoca la evaporación del agua que asciende por capilaridad. Tras la evaporación, el carbonato cálcico que contiene el agua queda depositado sobre la superficie en forma de costras de carbonato.

ROCAS BIOQUÍMICAS. Las rocas *bioquímicas*, también llamadas *organógenas*, son aquellas cuyo origen es la sedimentación o precipitación química de organismos, generalmente acuáticos.

CALIZAS BIOHÉRMICAS. Las calizas *biohémicas* son rocas formadas por colonias de animales marinos. El tipo de organismo puede ser muy variado, por eso se denominan de diferentes formas dependiendo de la especie; *calizas coralinas* (a base de esqueletos de corales), *calizas de algas* (si incluye tallos de algas), etc.

CRETAS. La *creta* es una roca calcárea, ligera y de grano muy fino, de color blanco o gris. Está formada principalmente por caparazones de foraminíferos. Estos protozoos aparecieron en el Cámbrico, y en el Mesozoico abundaban en tal manera que llegaron a formar cretas de enormes espesores, de ahí que uno de los periodos del Mesozoico se denomine *Cretácico*, en clara referencia a este fenómeno. Para el estudio de los tiempos geológicos, en paleontología y estratigrafía tienen gran importancia los fósiles de foraminíferos.

CALIZAS METASOMÁTICAS. Las calizas *metasomáticas* son rocas sedimentarias diagenéticas donde los seres vivos, generalmente representados por protozoos y bacterias, sufren un proceso de consolidación por cementación, compactación y recristalización. También puede producirse la diagénesis por cambios químicos. Mediante recristalización se originan determinados mármoles que albergan fósiles, y que no han concluido el proceso de metamorfismo. Por su parte, mediante cambios químicos, se produce la transformación de caliza en dolomía.

SILÍCEAS. Las rocas silíceas pueden tener tanto origen bioquímico, como orgánico y de precipitación química. Se distinguen principalmente:

Espongiolita: Las *espongiolitas* consisten en rocas sedimentarias de precipitación, formadas a base de finas espículas de esponjas silíceas.

Diatomita: La *diatomita* es una roca sedimentación formada por la acumulación de *frústulas* o caparazones de diatomeas. Cuando la roca aún no está consolidada recibe nombres como *tierra de diatomeas*, *tierra de Trípoli*, *tierra de infusorios* o *Kieselguhr*. Una vez consolidada es de color blanco y muy porosa; esto le faculta para ser utilizada en la industria de fabricación de explosivos, como absorbente de la nitroglicerina. Si la cementación de las diatomeas es silícica, estas rocas adquieren gran dureza y pueden ser utilizadas como utensilio para pulir. Cuando las diatomeas incluyen niveles de arcilla y carbonato cálcico, y este último es aportado en gran cantidad por los caparazones de los microforamíníferos, muestran entonces el aspecto de *margas* (en algunas regiones se denominan *moronitas*).

Radiolaritas: Las *radiolaritas* son rocas sedimentarias de origen orgánico formadas, principalmente, por la acumulación de caparazones silíceos de unos protozoos llamados *radiolarios*. Además de estos seres, las radiolaritas también pueden incluir espículas de esponjas, diatomeas y determinados minerales detríticos, tales como cuarzo, arcilla, etc. La presentación de esta roca es en forma estratificada, y dependiendo de su color (variado del negro al rojo) recibe uno u otro nombre; la de color negro, denominada *pedra de toque* o *lidita*, es muy utilizada en joyería para reconocer el oro.

ROCAS ORGÁNICAS. Las rocas orgánicas son aquellas que se han formado por la acción de los seres vivos. Son los carbones y petróleos.

CARBONES. Los carbones son rocas sedimentarias de origen orgánico formadas principalmente por carbono amorfo acompañado de hidrocarburos, compuestos orgánicos de naturaleza compleja (glúcidos como la celulosa y lignina), proteínas vegetales y materia inorgánica. El origen del carbón se debe a una progresiva carbonización de las materias vegetales mediante procesos anaeróbicos (en ausencia de oxígeno). Tras quedar sepultados los restos vegetales en cuencas, las bacterias anaerobias producen reacciones que transforman sus componentes en ácidos húmicos; posteriormente se produce una compactación por presión en capas sucesivas, que junto con la temperatura culmina en la carbonización. La forma de presentación del carbón es primordialmente en secuencias de capas horizontales, combinadas en forma alterna con otras rocas de origen sedimentario. Aunque en el periodo Cuaternario se materializaron yacimientos de carbón, en realidad su formación se remonta al Devónico, consolidándose en abundancia durante el Carbonífero, durante el cual alcanzaron gran desarrollo los helechos y las primeras

gimnospermas. La forma de clasificación de los carbones más utilizada es la que atiende a su contenido en carbono. Así, de mayor a menor se distinguen:

Turba: Las *turbas* son depósitos de materias vegetales en descomposición; se trata del carbón más reciente (entre un 45 y 60% de carbono), y constituye un primer paso en la carbonización natural. El color es más o menos parduzco. Su estructura es porosa, lo que le permite conservar gran cantidad de agua (hasta un 90%); si se seca o pierde el agua se contrae, esto sucede si es expuesta al aire. Las turbas se forman preferentemente en zonas donde predominan los *esfagnos*, unos musgos pertenecientes al género *Sphagnum*. Los esfagnos son propios de lugares húmedos y oligotróficos, y dada la forma de crecimiento en capas alrededor de zonas pantanosas, dan lugar a las llamadas *turberas*. En el proceso, las capas inferiores quedan en condiciones anaeróbicas (en ausencia de aire), esto significa que los organismos mueren y se van transformando progresivamente en *turba*, un carbón de baja calidad con una mínima potencia calorífica.

Lignito: El *lignito* (de *lignu* o leño) es un carbón fósil de formación reciente (posterior a la hulla). Se trata de un combustible de calidad media (entre un 60 y 75% de carbono) como una turba fosilizada pero de calidad superior a ésta. Se localiza en terrenos secundarios y terciarios. El lignito de textura terrosa se denomina *tierra de sombra*; existe otra variedad compacta llamada *azabache* de color negro, que tiene utilidad en joyería por su capacidad para ser pulida.

Hulla: La *hulla* es un carbón natural negro y brillante, que contiene entre un 80 y 90 % de carbono. También contiene entre 3 y 20% de oxígeno, y entre 1 y 5% de hidrógeno. Se han formado en el Carbonífero a partir de los vegetales típicos de esa era, tales como equisetos, licopodios y helechos arborescentes. De ella se extrae por destilación seca alquitranes, amoníaco y productos volátiles como gases de alumbrado; en forma seca se utiliza como combustible.

Antracita: La *antracita* es un carbón natural de muy alto poder calorífico (posee un 95% de carbono). Arde con mucha dificultad pero desprende mucho calor. Es más brillante que la hulla y presenta una fractura concoidea. Su formación se remonta a los primeros periodos de la era Primaria.

PETRÓLEO. El *petróleo*, del latín *petro* y *oleu* (piedra y aceite), es un líquido oleoso de color oscuro y fuerte olor, nativo de los estratos superiores de la corteza terrestre. En su composición química se distinguen una variedad de hidrocarburos sólidos, líquidos y gaseosos, tales como alcanos, alquenos, naftenos y aromáticos. Arde fácilmente y de él se pueden destilar gran cantidad de productos volátiles, sólidos, aceites pesados, gasolinas, etc. Aunque es conocido desde la Antigüedad, no fue hasta principios del siglo XIX en que se comenzó a dar valor comercial al petróleo, tras descubrirse una serie de grandes yacimientos en el continente americano. Se estima su formación a partir de la descomposición de la materia orgánica en determinadas condiciones de presión, temperatura, etc. En una primera fase, en zonas marinas de poca profundidad donde abunda el fitoplancton, los organismos muertos caen al fondo y se depositan mezclados con cienos y arenas, sufriendo una fermentación anaeróbica y transformándose en lo que se denomina *sapropel* o *barros sapropélicos*, es decir, materia orgánica en proceso de putrefacción sin oxígeno. Este paso es el primer eslabón en la formación de los petróleos. En una segunda fase, el sapropel va sufriendo

diversas transformaciones por efecto de los cambios en la presión y temperatura, debido a la continua acumulación de los depósitos orgánicos mezclados con cienos y arenas, dando origen a hidrocarburos. Éstos son al principio muy densos, pero conforme crecen la temperatura y presión en el fondo se van aligerando. Cuando cienos y arenas impregnados de hidrocarburos son sometidos a compactación, se transforman en margas y areniscas, es decir, las rocas madres del petróleo. Si los hidrocarburos quedan retenidos en la corteza terrestre por rocas impermeables, las llamadas *rocas de cobertura*, o por barreras denominadas *trampas del petróleo*, entonces pueden penetrar en los poros de otras rocas, rellenándolas y actuando éstas como almacén del petróleo. Si no existieran estas barreras, los hidrocarburos podrían conseguir alcanzar la superficie gracias a su movilidad y compactación de los sedimentos; en este caso, los que consiguen aflorar impregnan las rocas superficiales, las cuales se transforman en los llamados *betunes*. Por otro lado, las rocas sedimentarias clásticas (klastos = roto), se forman a partir de la acumulación, compactación y cementación de partículas y fragmentos de rocas (sedimentos). Estos sedimentos se originan mediante procesos de meteorización física o química y son trasladados por la gravedad, el hielo, el agua o el viento. Una característica importante de las rocas sedimentarias es la estratificación, es decir la tendencia a disponerse en cuerpos de rocas paralelos a la superficie de depositación. Generalmente los planos de estratificación indican cambios o interrupciones en las condiciones de sedimentación. El término estrato es simplemente descriptivo y se usa para designar a un cuerpo de roca que muestra características definidas (color, composición, granulometría) y que puede reconocerse en el campo por planos de discontinuidad. En general los estratos se reconocen en el campo por erosión diferencial, es decir por la desigual resistencia a la meteorización y erosión que exhiben las rocas. Cuando un estrato tiene menos de 1 cm de espesor se denomina *ámina* y la estratificación de esta magnitud se llama laminación. Los estratos pueden presentar una geometría tabular si conservan el mismo espesor (potencia) o lenticular, si muestran un acunamiento hacia sus extremos. La estratificación y laminación pueden o no tener una expresión física definida. Si la roca no sólo presenta laminación, sino que se parte a lo largo de delgados planos, se dice que tiene fisilidad. La clasificación de las rocas clásticas se basa en: 1) la composición de los granos minerales. 2) la textura, que incluye el tamaño, forma, orientación y empaquetamiento de los granos. Desde fines del siglo XIX los sedimentos han sido clasificados según el tamaño de las partículas, proponiéndose varias escalas granulométricas. La escala universalmente aceptada es la Udden-Wenworth, la cual reconoce cuatro tamaños básicos de partículas: gravas (mayores de 2 mm), arenas (entre 2 y 1/16 mm), limos (entre 1/16 y 1/256 mm) y arcillas (inferiores a 1/256 mm) .

mm	PSEFITAS	megaclasto	CLASO	SEDIMENTO	SEDIMENTITA	mm					
512			PSAMITAS	mesoclasto	BLOQUE	AGLOMERADO (Grava de bloques)	AGLOMERADO (Conglomerado de bloques)	512			
256	CANTOS RODADOS	GRAVA-CASCALLO			CONGLOMERADO-BRECHA	GRUESA	128				
128						GUIJON	GRUESA	128			
64						GUIJARRO	MEDIANA	32			
32	PSAMITAS	mesoclasto			GRANULO	ARENA	ARENISCA	16			
16								GRANO	FINA o GRAVILLA	FINO	8
8									GRUETA	FINO	8
4					GRANO	SABULO	SABULITA		4		
2						MUY GRUESA	MUY GRUESA	2			
1			GRUESA	GRUESA		1					
1/2			MEDIANA	MEDIANA		0,5					
1/4			FINA	FINA		0,25					
1/8			MUY FINA	MUY FINA		0,125					
1/16	PELITAS	microclasto	PARTICULA	LIMO	LIMOLITA	0,062					
1/32						GRUESO	GRUESA	0,031			
1/64						MEDIANO	MEDIANA	0,016			
1/128			PARTICULA	ARCILLA	ARCILLITA	FINO	0,008				
1/256						MUY FINO	MUY FINA	0,004			
1/512						GRUESA	GRUESA	0,002			
1/1024			PARTICULA	ARCILLA	ARCILLITA	MEDIANA	0,001				
1/2048						FINA	FINA	0,0005			
1/4096						MUY FINA	MUY FINA	0,00025			

Tabla c. Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas basada en la escala granulométrica de Udden-Wenworth (Teruggi, 1982).

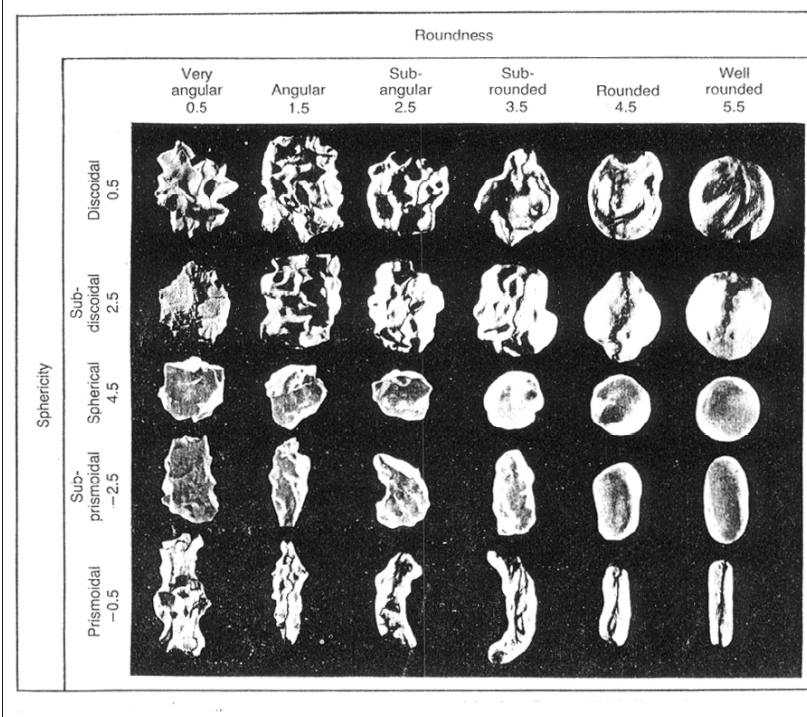
La determinación granulométrica de estos sedimentos se realiza con distintas técnicas. Las gravas se miden con calibres para determinar su diámetro medio. Las arenas se tamizan con cribas o mallas de diferentes tamaños. Finalmente, en los limos y las arcillas el diámetro medio corresponde al de la esfera de igual volumen que el clasto considerado (Scasso y Limarino, 1997).

Los sedimentos (materiales inconsolidados) tras el proceso de litificación, que incluye la compactación y cementación de los granos minerales, dan origen a una sedimentita (roca sedimentaria). De esta manera, las gravas dan origen a los conglomerados, las arenas a las areniscas, el limo a las limolitas y la arcilla a la

arcilita. Tanto las limolitas como las arcilitas son englobadas dentro del término pelita.

Todas las rocas clásticas presentan una textura clástica, donde se reconocen clastos (fragmentos o granos de minerales y rocas) y ciertas proporciones de matriz (limo, arcilla). Estos clastos pueden estar cementados por minerales que han precipitado (generalmente carbonato de calcio, óxido de hierro o sílice).

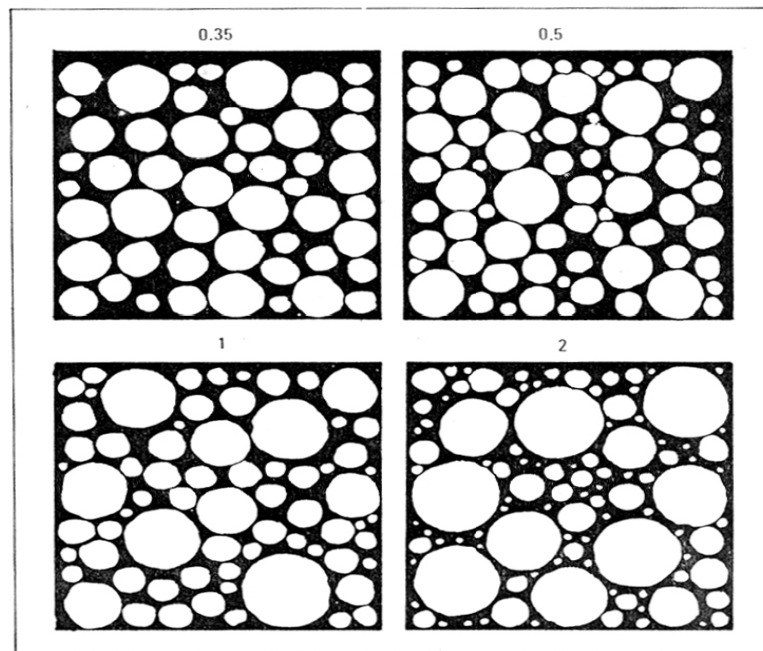
La morfología de los clastos se analiza según su redondez y esfericidad, propiedades que han cuantificadas por diferentes autores. Con fines didácticos y prácticos se utilizan escalas de comparación visual (que permiten determinar valores de redondez (cantidad de aristas que presenta el clasto) y esfericidad (grado de semejanza con una esfera).



Cuadro de comparación visual para estimar el grado de redondez y esfericidad de los clastos (basado en Powers, 1953).

La distribución de tamaño de los clastos es un aspecto importante, ya que se relaciona con las condiciones de transporte y sedimentación. La forma de cuantificar la dispersión de tamaño de los clastos es mediante la desviación estándar, tomada a 2/3 de la frecuencia máxima. Esta desviación se conoce como selección (sorting en inglés) y puede ser estimada en forma práctica utilizando patrones de comparación.

Se dice que una roca clástica es madura texturalmente cuanto mayor ha sido su proceso de transporte. En este caso presenta granos redondeados y bien seleccionados (homogeneidad de tamaños) y escasa o nula presencia de matriz.



Patrones visuales para determinar el grado de selección (sorting) en las rocas sedimentarias clásticas. Referencias: menos de 0,35: muy bien seleccionado; entre 0,35 y 0,5: bien seleccionado; entre 0,5 y 1: moderadamente seleccionado; entre 1 y 2: pobremente seleccionado; más de 2: muy pobremente seleccionado (según Pettijohn et al., 1987).

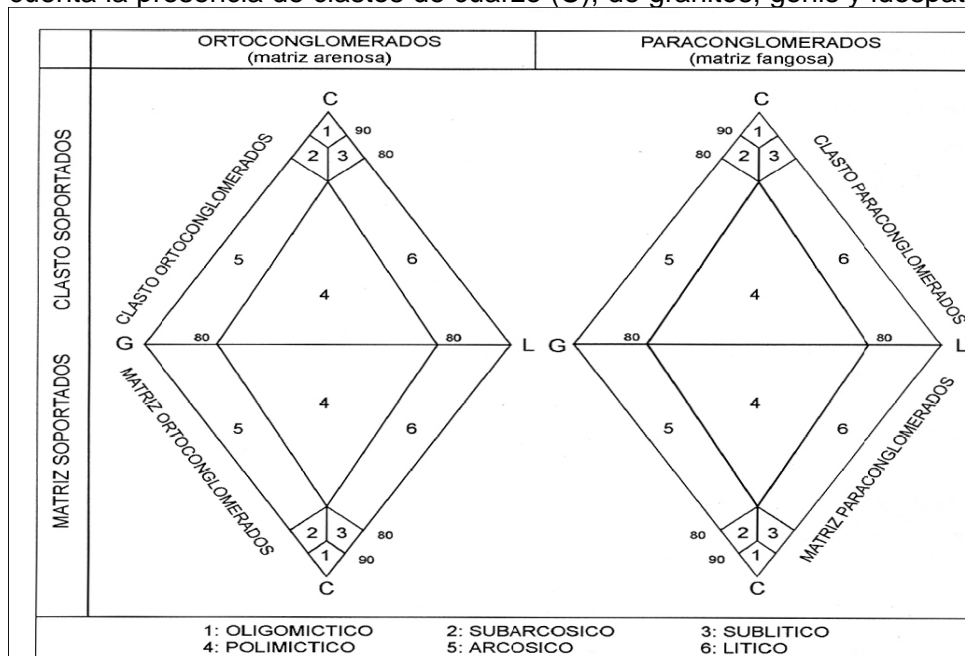
Psefitas: conglomerados y brechas:

Comprende rocas clásticas integradas por clastos mayores de 2 mm, los cuales se encuentran asociados a una matriz arenosa o pelítica y cementados por precipitados químicos. El término **psefita** (del griego psephos = guijarro) es sinónimo de rudita (del latín rudus = ripio).

Algunos autores como Folk et al. (1970) consideran que una psefita debe tener al menos un 30 % de fragmentos de tamaño grava.

Existen diversos criterios de clasificación de las psefitas. Según el grado de redondez de los clastos se reconocen 1) **conglomerados**, con clastos bien redondeados y 2) **brechas**, con clastos angulosos. Una de las clasificaciones de las psefitas propuesta por Limarino et al., (1996) tiene en cuenta el tipo de fábrica (relación clasto-matriz), la textura (granulometría) de la matriz y la composición de los clastos (figura 3). Según la relación entre los clastos y la matriz se reconocen conglomerados **clasto-soportados** y **matriz-soportados**, según los clastos se encuentran en contacto entre sí o inmersos en la matriz. Por otro lado, se reconocen **ortoconglomerados** (con matriz arenosa) y **paraconglomerados** (con matriz arcillosa). El reconocimiento del tipo de matriz tiene importancia genética, ya que los ortoconglomerados se habrían generado a partir de corrientes fluidas, mientras que los paraconglomerados se formarían a partir de flujos densos o viscosos (coladas de barro, derrubios glaciares, etc.).

El tercer elemento de clasificación se relaciona con la composición de los clastos, teniendo en cuenta la presencia de clastos de cuarzo (C), de granitos, gneis y feldespatos (G) y de otras rocas (L).



Clasificación de las psamitas (conglomerados) basada en la fábrica, tipo de matriz y composición de los clastos (Limarino et al., 1996). Referencias: C = cuarzo + chert + cuarcitas; G = granitos + gneises + feldespatos; L = otros fragmentos líticos.

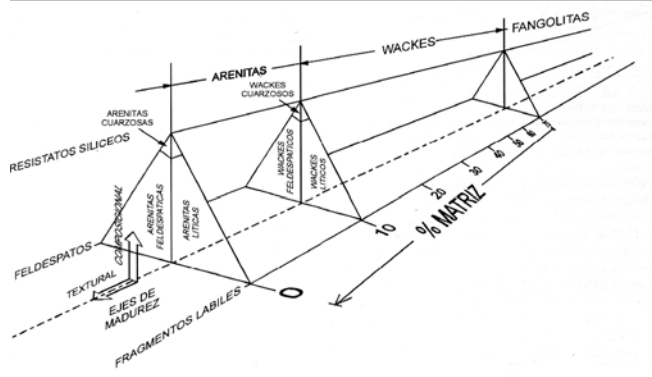
Psamitas: areniscas

Son rocas clásticas dominadas por granos de tamaño arena (0,062 a 2 mm), los que se acompañan por una matriz limo-arcillosa y un cemento (calcita, sílice, etc.).

Como principio general, la composición de los granos es un indicador de procedencia, es decir de la roca que le dio origen. Por otro lado, el contenido de matriz es un indicador de fluidez. En este sentido, las areniscas que exhiben un bajo contenido en matriz habrían sido depositadas a partir de corrientes fluidas, mientras que el caso opuesto indicarían corrientes altamente viscosas.

La identificación precisa de una arenisca se realiza mediante el estudio de cortes delgados de rocas (20-30 micras) bajo un microscopio petrográfico.

Existen diversas clasificaciones que varían ligeramente en su nomenclatura y relación porcentual, pero todas ellas tienen en cuenta el porcentaje de matriz (limo y arcilla) y la composición mineral.



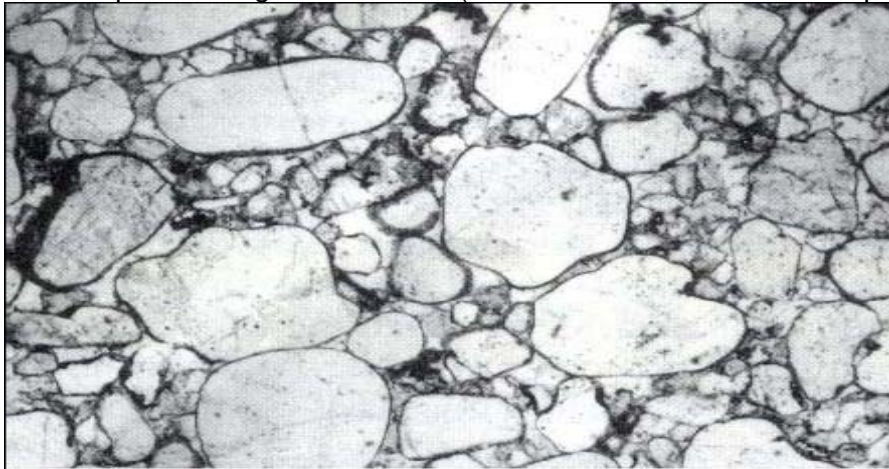
Clasificación de las areniscas según Dott (1964).

Por ejemplo, en una de las clasificaciones más sencillas, Dott (1964) establece que las areniscas que tienen menos del 10 % de matriz se denominan **Arenitas** y las que tienen más de ese valor se

llaman **Wackes**. Por otro lado, según la relación porcentual entre el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos líticos, se reconocen diferentes campos.

De esta manera, las arenitas cuarzosas (cuarcitas) son las que tienen menos del 10 % de matriz y más del 95 % de clastos silíceos. Se caracterizan por su composición, dominada por cuarzo y cemento principalmente silíceo, y una textura bien seleccionada, con clastos moderadamente a bien redondeados.

En contraste, los wackes son areniscas con alto porcentaje de matriz y una presencia variable de cuarzo, feldespatos o fragmentos líticos (cuarzo-wackes, wackes feldespáticos y wackes líticos).



Arenita arcosa caracterizada por el dominio de clastos de cuarzo y cementos silíceo y ferruginoso. Fotografía de un corte delgado observado mediante microscopio petrográfico con polarizadores paralelos (Scasso y Limarino, 1997).



Wacke feldespático caracterizado por la presencia de granos de cuarzo, feldespatos y micas. Su textura muestra clastos moderadamente seleccionados y una gran cantidad de matriz arcillosa. Fotografía de un corte delgado observado mediante microscopio petrográfico con polarizadores paralelos (González Riga, en estudio).

Pelitas y lutitas

Las pelitas componen alrededor del 50 % de las rocas sedimentarias. Están formadas por partículas de fango menores de 63 micras, e decir partículas de limo (62 a 4 micras) y arcilla (menos de 4 micras). Los términos fangolitas o pelitas pueden usarse como sinónimos. En contraste, el término **lutita** se refiere a una pelita que

muestra laminación y fisilidad, es decir la propiedad de partirse a lo largo de delgado planos de laminación. Esta propiedad de las lutitas está vinculada a la orientación preferencial de los minerales laminares de arcilla y mica.

El color de las pelitas se relaciona con la presencia de pigmentos, tal como óxidos de hierro o carbón. La pirita finamente fragmentada puede producir colores oscuros, negros o grises. Estas coloraciones oscuras en las pelitas también pueden indicar la presencia de compuestos organógenos, tal como el bitumen, el kerógeno y el petróleo. El **bitumen** está constituido por hidrocarburos sólidos y líquidos que se disuelven en solventes orgánicos y el **kerógeno** por

hidrocarburos de cadenas largas y alto peso molecular insoluble en estos solventes (Scasso y Limarino, 1997).

Las **pelitas oleosas** contienen principalmente kerógeno, algo de bitumen y pueden producir hasta un 50 % de su peso en petróleo. Estas pelitas se forman en cuerpos de agua de baja energía (con buena oxigenación en la superficie, la que permite una abundante actividad biológica) y condiciones anóxicas (déficit de oxígeno) en el fondo, para evitar la oxidación de la materia orgánica.

según WENTWORTH			según DIN 4022		
Grano diámetro (mm)	Subdivisión	Denominación (roca)	Clasificación según DIN 4022	Grano diámetro (mm)	
0,0002 mm	pelítica	Pelita	Arcilla	—	
0,002 mm					Coloide
0,02 mm	psamítica	Psamita	Limo	0,002 mm	
0,2 mm				Arcilla	0,0063 mm
2 mm	psefítica	Psefita	Arena	0,02 mm	
2 cm				Arena	0,063 mm
20 cm	psefítica	Psefita	Gravas	0,2 mm	
				Grava	0,63 mm
				Bloques	2 mm
			Piedras	6,3 mm	
				20 mm	
				63 mm	

CONCLUSION

Una estructura sedimentaria se podría definir como “una cierta disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento. Esta disposición es una consecuencia de los agentes geológicos y de los procesos físicos, aunque intervienen asimismo los de tipo químico y biológico. Si se intenta restringir un poco más el término de estructura sedimentaria, se puede añadir, que se originan en un ambiente de sedimentación y que se conservan, por lo tanto, en los sedimentos. Evidentemente cualquier estructura sedimentaria no dependerá de la edad que posea el sedimento que la incluye, sobre todo cuando los procesos que la han originado han sido procesos físicos y químicos. Es por ello que, si de estos tipos de estructuras sedimentarias se puede obtener algún dato sobre el ambiente de sedimentación, será extensible con mucha mayor facilidad a todos los sedimentos, sea cual sea su edad. En el caso de utilizar restos fósiles como indicadores ambientales hay que tener muy en cuenta que su presencia en un determinado sedimento está en función de la edad del mismo. El estudio de las estructuras sedimentarias que se forman en la actualidad han sido la clave para la interpretación de las del pasado. Aunque no hay que olvidar que muchas de las estructuras sedimentarias actuales no llegan a conservarse en sedimentos fósiles. Hay algunas que duran tan solo unos días, otras unas horas y otras unos minutos o segundos. Es imposible predecir qué tipo y qué cantidad de ellas llegarán a conservarse, pues dependerá de las condiciones ambientales bajo las que se forman y de que estén, en mayor o menor grado, en equilibrio con el ambiente sedimentario. Una clasificación primera de las estructuras se intentará obtener atendiendo a su contemporaneidad o no contemporaneidad con el sedimento. Las estructuras del primer grupo se originan al mismo tiempo que el sedimento (Estructuras Sedimentarias Primarias), mientras que las del segundo grupo aparecen durante la diagénesis (Estructuras Sedimentarias Secundarias o Diagenéticas). Por otro lado como ya sabemos, las rocas sedimentarias se forman en la superficie terrestre o cerca de ella. Normalmente, la roca se

fragmenta y se disuelve por acción de la meteorización y la erosión, las partículas se sedimentan y los minerales disueltos cristalizan a partir del agua y forman sedimentos. Los componentes de la roca fragmentada son transportados por el agua y el hielo y, enterrados a poca profundidad, se convierten en nuevas rocas. Las rocas sedimentarias se disponen en capas, las más recientes situadas sobre las más antiguas, lo que permite a los geólogos conocer la edad relativa de cada capa. Las rocas sedimentarias suelen contener fósiles, que pueden ser de utilidad tanto para datar las rocas como para determinar su origen y por ello es muy importante saber las distintas clasificaciones de las rocas sedimentarias.

BIBLIOGRAFÍA.

- www.geofisica.unam.mx/EstructurasSedim.
- geología/estructuras_sedimentarias/est_sed.ppal.htm
- Edgard J. Tarbuck. Ciencias de la tierra/ introducción a la geología física. Pearson. Prentice Hall. 8° edición.
- "<http://es.wikipedia.org/wiki/Estromatolito>"
- Seilacher, A. 1953. Studien zur palichnologie. I. über die methoden der palichnologie. Neues Jahrb. Geologie Paläontologie Abhandlungen 96:421-452.
- Bromley, R. G. 190. Trace fossils, biology and taphonomy. Unwin Hyman, London; 280 pags.
- <http://www.portalciencia.net/geoloroc3.html>

FORMAT