

GEOLOGÍA DE LA CUENCA NEUQUINA Y SUS SISTEMAS PETROLEROS

*Una mirada integradora
desde los afloramientos al subsuelo*

NEUQUÉN, PATAGONIA ARGENTINA

EDITORES

Juan José Ponce, Aldo Omar Montagna, Noelia Carmona

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INORGÁNICAS MECÁNICAS Y QUÍMICAS

Juan José Ponce¹, Aldo Omar Montagna², Noelia Carmona¹ y Nerina Canale¹

Introducción

Este catálogo de estructuras sedimentarias es una versión revisada y actualizada que formó parte de la guía de trabajos prácticos de la escuela de petrofísica de campo “Del afloramiento al registro eléctrico de pozos” dictada para profesionales de YPF desde el 2009. Si bien el objetivo principal del libro es introducir y profundizar el vínculo que existe entre datos de afloramiento y perfiles de pozos, consideramos que es una excelente oportunidad para observar diferentes aspectos geológicos, entre los cuales las estructuras sedimentarias tienen un lugar relevante.

Es importante aclarar que este capítulo ha sido confeccionado privilegiando aquellas estructuras sedimentarias que están presentes en las distintas unidades litoestratigráficas que serán observadas y analizadas durante las tareas de campo y que su clasificación aplica los criterios descriptivos y genéticos propuestos por Pettijohn (1957).

Definición de estructura sedimentaria

Las estructuras sedimentarias representan la disposición geométrica que adquieren los sedimentos durante los procesos de sedimentación, o en una etapa posterior muy próxima a su depositación, ya sea por procesos físicos, químicos y/o biológicos, dentro de un ambiente

deposicional. Es por esto que las estructuras sedimentarias brindan valiosa información sobre los procesos mecánicos, químicos, y biológicos que actuaron durante su acumulación y durante el tiempo que estos sedimentos se encontraban en la superficie o cerca de ella (Pettijohn, 1957). Por lo tanto, el análisis de las estructuras sedimentarias primarias permite inferir los mecanismos de transporte, las condiciones del flujo (turbulento o laminar; alta o baja energía, unidireccional o bidireccional), y la polaridad de los estratos. Algunas de las estructuras sedimentarias, fundamentalmente las de origen químico, se forman durante el soterramiento y la diagénesis, por lo que su estudio brinda información clave sobre los procesos allí actuantes. De lo anteriormente expuesto se desprende que cualquier modificación del sustrato constituye una estructura sedimentaria, no importa cuál sea el agente que la produce, y, por lo tanto, las estructuras sedimentarias pueden ser analizadas teniendo en cuenta los siguientes criterios:

SEGÚN MOMENTO DE FORMACIÓN	Primarias Secundarias (post depositacionales)
SEGÚN UBICACIÓN EN EL ESTRATO	Techo Interior Base
SEGÚN EL ORIGEN	Corriente: - depositacionales - erosivas Deformacionales Químicas Biogénicas
SEGÚN POLARIDAD DE ESTRATOS	Indican techo y base No indican techo y base
INDICADOR DE PALEOCORRIENTE	No direccionales Direccionales: - indican dirección y sentido - indican dirección pero no sentido

1. CONICET, Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina.

jponce@unrn.edu.ar, ncarmona@unrn.edu.ar, nerinacanale@gmail.com

2. YPF, Universidad Nacional de Río Negro - Talero 360, Neuquén, Argentina.

aldo.montagna@ypf.com

CLASIFICACIÓN SEGÚN EL MOMENTO DE FORMACIÓN:

A. PRIMARIAS O SINGENÉTICAS:

Estructuras sedimentarias formadas al tiempo de la sedimentación o muy poco tiempo después, y antes de la consolidación de los sedimentos. Aquí también se incluyen aquellas estructuras producidas por la actividad de organismos, producidas después de la sedimentación pero antes de la consolidación del sustrato.

B. SECUNDARIAS O DIAGENÉTICAS:

Estructuras generadas con posterioridad a la sedimentación. Las estructuras deformacionales son estructuras postdeposicionales que pueden ocurrir inmediatamente después de la depositación o estar asociadas al soterramiento y litificación del sedimento.

CLASIFICACIÓN DE ACUERDO CON LA POSICIÓN DENTRO DEL CUERPO DE ROCA:

A. ESTRUCTURAS SOBRE EL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN O ESTRATALES O DE TECHO:

Son aquellas formadas y preservadas en el techo de la capa (e.g. ondulitas).

B. ESTRUCTURAS DENTRO DEL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN O INTERNAS O ENDOESTRATALES:

Son todas aquellas presentes dentro de las capas (estratificación entrecruzada tangencial, laminación paralela).

C. ESTRUCTURAS A LA BASE O SUBESTRATALES:

Son las generadas y resguardadas en la base de los estratos (e.g. calcos de surco, turboglifos).

CLASIFICACIÓN DE ACUERDO CON EL ORIGEN:

Teniendo en cuenta su origen las estructuras pueden ser mecánicas de corriente (e.g. ondulitas, estratificación entrecruzada tangencial) o deformacionales (e.g. grietas de desecación, licuefacción de arenas), o pueden ser producidas por procesos químicos (e.g. estilolitas, nódulos, concreciones) o ser orgánicas generadas por la acción de los organismos con el sustrato (e.g. pelets fecales, bioturbación).

CLASIFICACIÓN SEGÚN LA POLARIDAD DE LOS ESTRATOS:

Sirven para determinar cuál es el techo y cuál es la base de un estrato. Gran parte de las estructuras de techo y base son estructuras erosivas, haciendo que tengan gran valor como indicadores de polaridad y de paleocorrientes (dirección y/o sentido). Estas estructuras sedimentarias son esenciales en los análisis paleogeográficos para identificar los procesos que prevalecieron durante la acumulación de los sedimentos.

CLASIFICACIÓN COMO INDICADORAS O NO DE PALEOCORRIENTE:

A. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DIRECCIONALES:

Pueden indicar dirección y sentido del agente de transporte (e.g. ondulitas asimétricas), o mostrar solamente la dirección del agente (e.g. lineación parting).

B. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS NO DIRECCIONALES:

Todas aquellas cuya génesis no depende ni se ve influenciada por la dirección y sentido del agente de transporte. La mayor parte de las estructuras secundarias y diagenéticas entran en esta categoría (e.g. grietas de desecación).

Teniendo en cuenta todos los criterios anteriormente mencionados, las estructuras sedimentarias se clasifican en:



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INORGÁNICAS MECÁNICAS

1. DEPOSITACIONALES, son aquellas generadas durante la depositación. Son estructuras mecánicas por excelencia y pueden ser:

A) PLANARES: que se refiere a los rasgos geométricos desarrollados en planos, tanto por la geometría externa como por la geometría interna del estrato.

B) LINEALES: rasgos geométricos de la estructura desarrollados en forma lineal, que pueden ser estratales, que se forman en el sustrato y quedan representadas en el techo de los estratos, o subestratales, calco de las anteriores y quedan representadas en la base de los estratos.

C) ACRECIONALES: se generan por adhesión de material a un clasto pelítico o tefra durante el transporte.

2. POSTDEPOSITACIONALES O DEFORMACIONALES, producidas por la deformación de la estratificación primaria, se forman por procesos físicos (no tectónicos).

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS - DEPOSITACIONALES



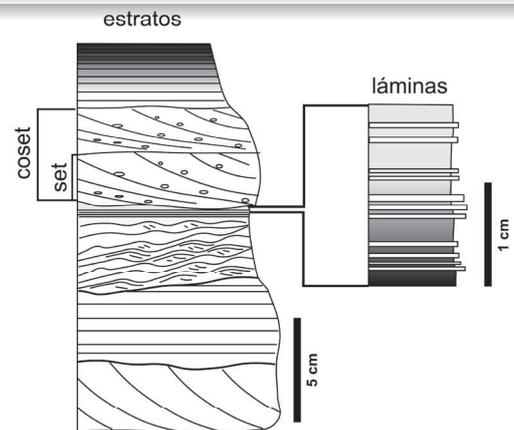
Planares externas

ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN

Las rocas sedimentarias se presentan como sucesiones estratificadas. Los estratos (*beds*) son capas que pueden presentar geometría tabular, lenticular o cuneiforme, y que se encuentran integrados por rocas sedimentarias que tienen características (composición, empaquetamiento de los sedimentos, tamaño, forma y orientación) que permiten distinguirlos de los estratos que los infrayacen y suprayacen. Los estratos poseen espesores muy variables que se encuentran separados por planos de estratificación. Siendo estratos la designación genérica, se habla de **estratos** cuando las capas son más gruesas que 1 cm y de **lámina** cuando el espesor es menor que 1 cm (Figs. 1, 2, 3). Los estratos individuales que se encuentran separados por planos de estratificación se denominan **set**, mientras que al grupo de estratos con similares características (ej. sucesiones de estratos con laminación paralela) se lo denomina **coset** (Figs. 1, 2).

FIGURA 1

Esquema que muestra la diferencia que existe entre estratos y láminas.



De acuerdo con lo expresado un estrato puede caracterizarse por:

1. Composición y textura.
2. Espesor o potencia (distancia perpendicular entre el techo y la base).
3. Geometría:



4. Tipo de base que muestra:



BASE EROSIVA



BASE NETA

5. Presentarse masivos.

6. Por sus estructuras sedimentarias.

FIGURA 2

Sucesión de estratos arenosos con geometrías lenticulares y tabulares.
Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



FIGURA 3

Areniscas finas y fangolitas con laminación paralela formando cuerpos de geometría tabular.
Formación Vaca Muerta. Ruta Nacional N° 40.



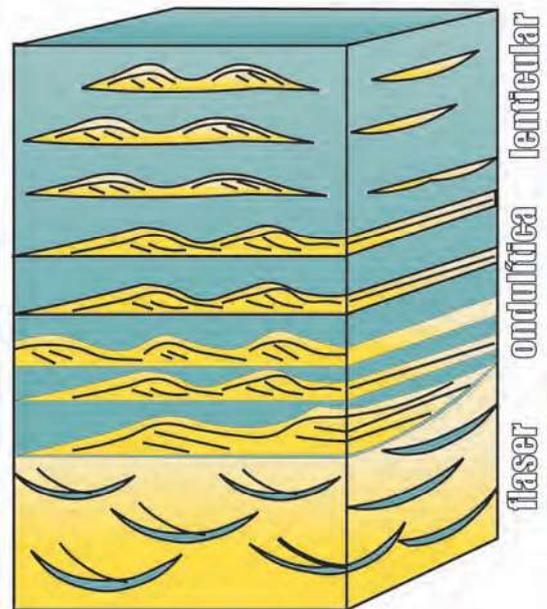
ESTRATIFICACIÓN MIXTA

Reineck y Wunderlich (1968) definieron la estratificación mixta como una alternancia centimétrica y regular de areniscas finas (con desarrollo de diferentes estructuras sedimentarias) y fangolitas (laminadas o masivas). Si bien estos arreglos han sido relacionados a depósitos de canales y planicies de deltas o estuarios dominados por marea,

también son frecuentes en albardones de canales fluviales y marinos profundos, en llanuras de inundación fluvial, en depósitos de *offshore*, en lóbulos producidos por corrientes de densidad y en corrientes de contorno (Davis, 2012). Su origen se relaciona a corrientes que experimentan variaciones en su poder energético y aporte de sedimentos. De este modo, durante condiciones de energía moderada se produce la movilización de arenas como carga de lecho con desarrollo de ondulitas, mientras que durante condiciones de baja o nula energía, se produce la acumulación de las fangolitas (Figs. 4-6).

FIGURA 4

Esquema que muestra la estratificación, integrada por laminación *flaser*, ondulítica y lenticular.



En el caso de la estratificación mixta producida por procesos de difusión mareal, la movilización de las arenas con generación de óndulas se produce durante las condiciones de mayor energía de las mareas (flujo y reflujo), mientras que durante las condiciones de baja energía (producidas durante el máximo y mínimo de las mareas), los depósitos arenosos son tapizados por delgadas cortinas de fango acumuladas por procesos de decantación y/o floculación (Fig. 5). Estas condiciones de sedimentación producen la estratificación mixta (heterolítica) integrada por la alternancia de fangos y areniscas con laminación ondulítica, lenticular y *flaser*.

FIGURA 5

Diagrama que muestra la naturaleza y desarrollo de las capas mareales (tomado y modificado de Dalrymple, 1992).

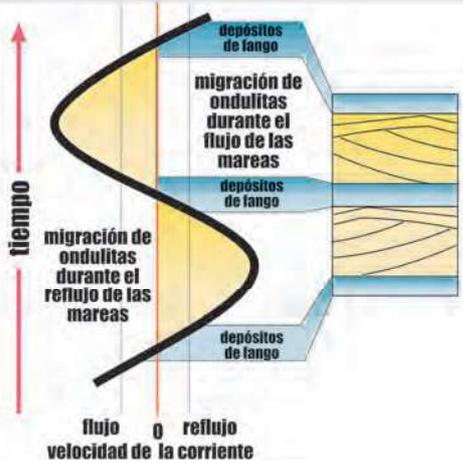


FIGURA 6

Alternancia centimétrica entre areniscas con laminación ondulítica y fango (laminado y/o masivo), con estructuras de deformación por carga (flechas blancas). Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



tas capas masivas frecuentemente se dan en fracciones granulométricas de tamaño arena y son comunes en depósitos generados por corrientes de densidad (turbiditas) llegando en algunos casos a capas individuales con espesores superiores a los 8 m.

Las capas masivas pueden generarse por procesos biológicos (homogenización de los sedimentos por la actividad de los organismos en el sustrato) o por procesos mecánicos. En este último caso y dependiendo de la duración de la corriente de densidad y de la morfología de la cuenca, la acumulación de capas de arenas masivas de diferente espesor puede ser explicada por dos mecanismos de sedimentación diferentes: 1- los saltos hidráulicos y 2- la zona de límite inferior de flujo agradacional. Los saltos hidráulicos se producen en zonas con cambios de pendiente. Conceptualmente, un salto hidráulico es una transformación de un flujo de densidad con pasaje de un estado supercrítico ($Fr > 1$) a uno subcrítico ($Fr < 1$). Durante un salto hidráulico se produce una expansión lateral y vertical del flujo y el colapso de parte de su carga en suspensión (Bursik y Woods, 1996). Bajo estas condiciones se produce una rápida acumulación de cuerpos de arenas masivas de diferente espesor (Fig. 7).

FIGURA 7

Esquema que muestra la acumulación de arenas masivas asociadas a un salto hidráulico (tomado y modificado de Bursik y Woods, 1996).



El otro mecanismo que produce acumulación de arenas masivas se desarrolla durante la evolución de una zona de límite inferior de flujo (Branney y Kokelaar, 1992, 2002). La zona de límite inferior de flujo (fbz) se define como la porción más baja de la corriente de densidad y la parte más alta del depósito en formación, la cual varía progresivamente a medida que el depósito agrada o es erosionado bajo condiciones de flujo sostenido. Las variaciones en la naturaleza de este límite dependen de la velocidad de la corriente,

Planares internas



MASIVAS

Muchos depósitos no muestran estratificación interna, por el contrario, se presentan como capas masivas. Es-

de la concentración de partículas y de la duración del evento de sedimentación. Cuando la concentración de clastos al tope del depósito en formación y en la porción basal de la corriente de densidad es la misma, no existe un contraste reológico entre el depósito y el flujo en formación, produciéndose agradación continua con desarrollo de niveles masivos que pueden alcanzar gran espesor (Fig. 8) y producir estructuras de deformación por carga. En general los bancos de areniscas masivas pueden presentar intraclastos de fango (Fig. 9) y variaciones en sus espesores (Fig. 10).

FIGURA 8

Esquema que muestra la acumulación de arenas masivas bajo condiciones de agradación por una corriente de densidad sostenida (tomado y modificado de Branney y Kokelaar, 2002).

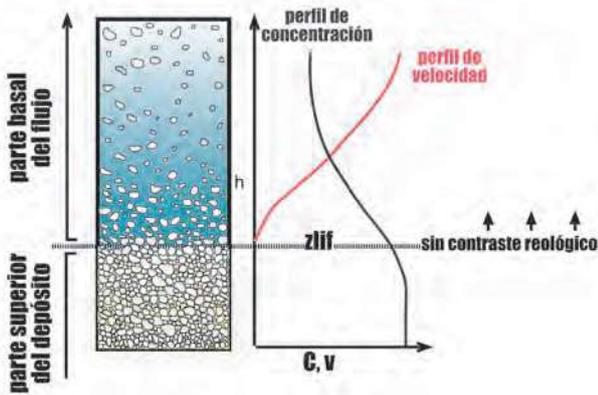


FIGURA 9

Bancos tabulares de areniscas masivas (Sm) intercalados con fangolitas laminadas. Formación Los Molles, proximidades de Rahueco.

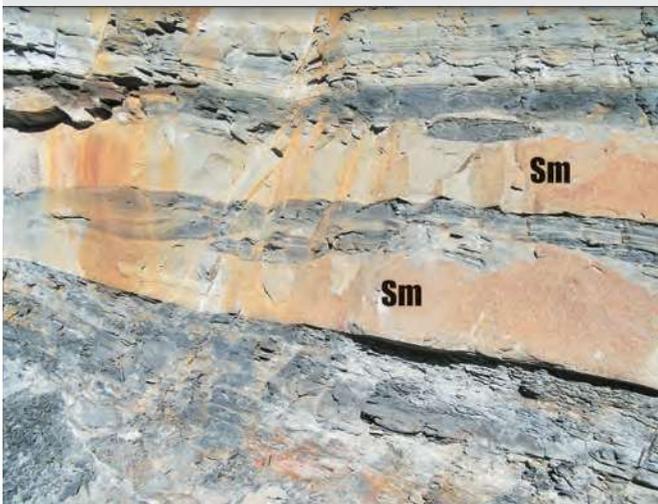


FIGURA 10

Bancos tabulares de areniscas masivas (Sm) intercalados con delgados niveles de fangolitas. Formación Lotena, Los Catutos.



GRADACIÓN

El tamaño de grano en una capa es usualmente variable y muchos estratos (capas) muestran patrones decrecientes en el tamaño de grano de base a techo (gradación normal) o, por el contrario, un paulatino incremento del tamaño de grano de base a techo (gradación inversa). En otros casos, un estrato puede presentar gradación inversa sucedida por gradación normal (Fig. 11). La velocidad de sedimentación de las partículas en un fluido se determina por el tamaño de la partícula, la diferencia de densidad entre la partícula y el líquido, y por la viscosidad del fluido. Esta relación es conocida como la Ley de Stock. De este modo, cuando un flujo experimenta una disminución en la velocidad, sus depósitos muestran una reducción en el tamaño de grano hacia la parte superior del depósito (gradación normal) (Fig. 12).

FIGURA 11

Esquema que muestra los diferentes tipos de gradaciones que pueden presentar los estratos y su relación con el régimen de flujo.

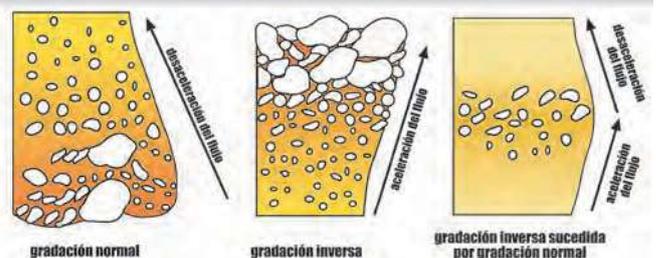


FIGURA 12

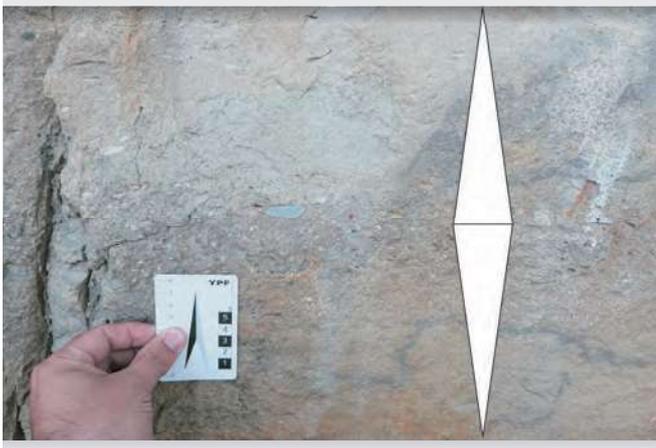
Depósitos con gradación normal, integrados por conglomerados que pasan en transición hacia areniscas finas. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



Por el contrario, cuando la velocidad de flujo se incrementa a través del tiempo, se puede producir un aumento en el tamaño de grano hacia el techo del depósito (gradación inversa). Una situación especial ocurre en depósitos generados por flujos de densidad de larga duración como son las corrientes de densidad sostenidas (flujos piroclásticos e hiperpícnicos), las cuales dan lugar a depósitos con gradación inversa-normal relacionados a etapas de aceleración y desaceleración del flujo (Fig. 13).

FIGURA 13

Areniscas masivas y conglomerados finos que muestran gradación inversa-normal. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.

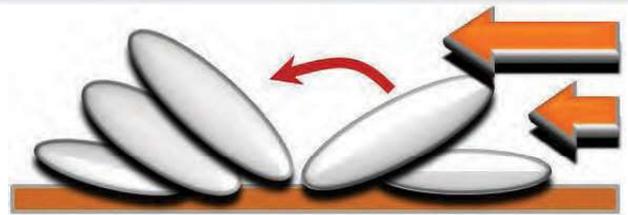


IMBRICACIÓN

Se produce cuando clastos de forma alargada y aplanada son transportados por un flujo de agua. Durante el transporte los clastos se orientan y apilan de manera preferencial con su eje mayor inclinado aguas arriba (Jamieson, 1860; Gibbons; 1972). Esta estructura sedimentaria es conocida como imbricación de clastos (Fig. 14).

FIGURA 14

Esquema que muestra la disposición de los clastos imbricados, la dirección del flujo es de derecha a izquierda (flechas naranjas).



La dirección de la imbricación de los clastos discoidales de un conglomerado se puede utilizar para determinar la dirección y el sentido de las paleocorrientes (Fig. 15). Si un clasto discoidal también es alargado, la orientación del eje mayor puede ayudar a determinar la dirección de paleocorriente. En el caso de clastos depositados por un flujo de agua, el eje mayor se orienta de modo perpendicular al flujo, mientras que en caso de clastos depositados por glaciares, el eje mayor se encuentra orientado paralelo a la dirección del flujo.

FIGURA 15

Conglomerados con clastos imbricados, la flecha indica la dirección del flujo. Formación Lotena, Ruta Nacional N°40.



ESTRATIFICACIÓN Y LAMINACIÓN ENTRECruzADA

La migración de óndulas, megaóndulas o dunas genera una estructura interna muy característica y diagnóstica, que dependiendo del tamaño, se denomina estratificación o laminación entrecruzada (Collinson y Thompson, 1989). Esta estructura está separada por superficies de erosión o no deposición y consiste de una serie de láminas o estratos que inclinan hacia la superficie de sedimentación principal (caras de avalancha). De acuer-

do con su morfología las caras de avalancha pueden ser clasificadas como estratificación o laminación entrecruzada tabular planar o tangencial, cuando el corte es paralelo a la dirección del flujo (Figs. 16 y 17) o en artesas, cuando el corte es transversal a la corriente (Fig. 18). La clasificación entre laminación o estratificación entrecruzada depende del espesor que los sets desarrollan, en general está en relación directa con el tamaño de las estructuras (ondulita, megaóndula, duna), las cuales varían desde algunos pocos milímetros hasta varios metros de espesor.

FIGURA 16

Areniscas finas con laminación entrecruzada tangencial desarrollada por la migración de dunas eólicas sobre una interduna seca. Formación Agrio (Miembro Avilé), Puesto Jara.



FIGURA 17

Conglomerados con desarrollo de estratificación entrecruzada tangencial. Formación Rayoso, El Portón.



FIGURA 18

Areniscas finas con laminación entrecruzada en artesas vinculada a la migración de barras de cresta sinuosa. La flecha amarilla muestra una traza de escape. Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS - DEPOSITACIONALES



Lineales-Estratales-Constructivas

ÓNDULAS

Las óndulas son tal vez las estructuras sedimentarias más comunes presentes en la naturaleza. Se producen por acción de corrientes de agua unidireccionales u oscilatorias diluidas que actúan sobre la superficie no cohesiva de los sedimentos del fondo, los que se reordenan conformando ondulaciones con escalas de tamaño

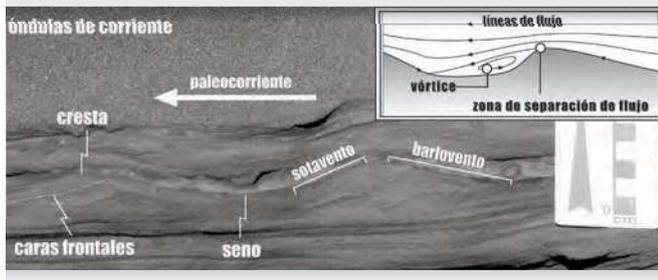
sumamente variable (Leeder, 1999). Las óndulas pueden ser asimétricas (de corriente) o simétricas (de oleaje).

ÓNDULAS DE CORRIENTE

Estructuras sedimentarias generadas por corrientes de agua unidireccionales que presentan un ámbito erosivo (correspondiente al barlovento) y un ámbito depositacional (correspondiente al sotavento). Estas estructuras muestran una zona de separación de flujo en el sotavento, por incremento brusco en la sección de la corriente. La depositación y migración de la estructura puede ocurrir por avalancha desde la cresta (*sand flow*) o por lluvia de granos (*grain fall*), o por la combinación de ambos (Fig. 19). Una característica distintiva de las óndulas de corriente subácuas es que los materiales más pesados se acumulan en el seno de la forma de lecho. Esto permite diferenciarlas de las de origen eólico que presentan una relación inversa.

FIGURA 19

Imagen de una óndula de corriente, donde se indican sus principales rasgos y dirección de la corriente. El esquema de la parte superior derecha muestra las líneas de flujo, la zona de separación de flujo y la de generación de vórtices. La imagen superior derecha es tomada y modificada de Nichols (2009).



Si bien las óndulas de corriente son formas de lecho de bajo régimen de flujo (Southard, 1991), dependiendo de la velocidad del flujo, sus crestas suelen presentar diferentes diseños (Figs. 20-22). Dentro de este contexto, si consideramos un flujo unidireccional que aumenta paulatinamente su velocidad, las primeras formas de lecho en generarse son las óndulas de corriente de cresta recta (2D), estas formas de lecho serán sucedidas por óndulas de cresta sinuosa, linguoide y finalmente lunadas (todas ellas corresponden a geometrías 3D).

FIGURA 20

Esquema que muestra los diferentes diseños de las crestas y las estructuras sedimentarias producidas en óndulas de corriente. Note que la morfología de la cresta se modifica con el incremento de la velocidad del flujo.



FIGURA 21

Bancos de areniscas con laminación ondulítica de corriente. Formación Rayoso, Bajada del Agrío.



FIGURA 22

Areniscas con laminación ondulítica de corriente. Formación Mulichinco, Puerta Curaco.

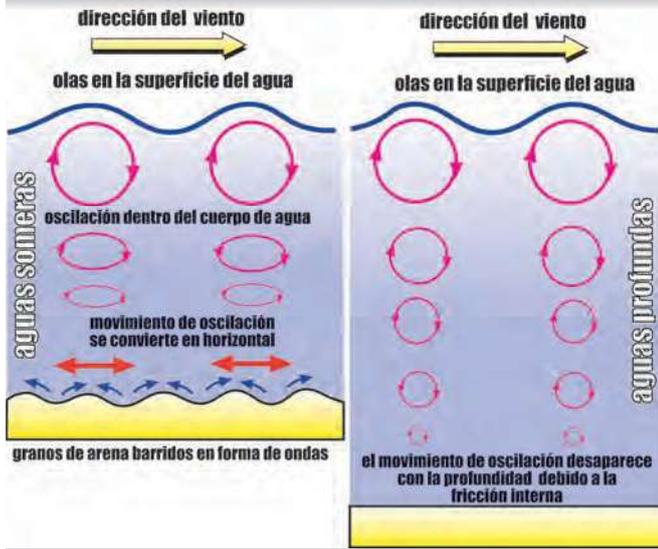


ÓNDULAS DE OLEAJE

El movimiento oscilatorio producido por el viento sobre la superficie de un cuerpo de agua (lacustre o marino) genera un patrón de movimientos circular debajo de la interface agua-aire. Con el incremento de la profundidad la fricción interna producida reduce el movimiento de las celdas, por lo que este efecto se disipa. La máxima profundidad a la cual este efecto se produce sobre el fondo se denomina nivel de base de ola, el cual puede ser sensiblemente modificado durante eventos de tormenta (Fig. 23).

FIGURA 23

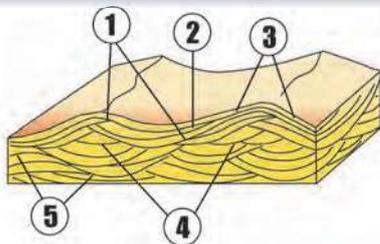
La formación de laminación ondulítica de oleaje es producida por la interacción entre el fondo y el movimiento oscilatorio de la columna de agua. Note que a medida que aumenta la profundidad la energía se disipa (tomado y modificado de Nichols, 2009).



La interacción entre el movimiento oscilatorio horizontal de las celdas con el lecho genera óndulas de oleaje. En este sentido, si el movimiento del agua es puramente oscilatorio se producen óndulas simétricas, por el contrario, si existe una corriente dominante se generan óndulas de oleaje asimétricas. En las Figuras 24, 25 y 26 se muestran las principales características de la laminación ondulítica de oleaje y algunos ejemplos.

FIGURA 24

Principales características que desarrolla la laminación ondulítica de oleaje.



- ① Estructuras en chevron (crestas o senos).
- ② Láminas frontales que pasan al seno y se elevan sobre la cresta de la óndula adyacente.
- ③ Laminación frontal que inclina en direcciones opuestas.
- ④ Set sincrónicos con arreglos internos diferentes.
- ⑤ Estratificación interna de alto y bajo ángulo.

Si la corriente oscilatoria es de baja energía, las partículas se mueven por rolido y su mayor energía se genera en la parte media de cada oscilación. Este tipo de transporte genera crestas filosas. Por el contrario, si el flujo oscilatorio es de mayor energía, las partículas pueden ser puestas temporalmente en suspensión durante cada oscilación, generando crestas de tipo redondeadas.

FIGURA 25

Laminación ondulítica de oleaje en bancos tabulares de areniscas. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



FIGURA 26

Laminación ondulítica de corriente (flechas blancas) y oleaje (flechas amarillas) en areniscas y heterolitas de la Formación Agrio (Miembro Superior), Bajada del Agrio.



ONDULITAS ESCALONADAS (CLIMBING RIPPLES)

La laminación ondulítica escalante (*climbing ripples*) es característica de corrientes unidireccionales con carga de sedimento en suspensión. En estas estructuras el ángulo de escalonamiento juega un rol sumamente importante para interpretar las condiciones hidrodinámicas de su formación. Harms (1982) define el ángulo de escalonamiento como el generado por la línea que une las sucesivas posiciones de la cresta, con la línea determinada por la superficie depositacional en la dirección de avance de la estructura. Si este ángulo es igual a cero, no quedará un depósito preservado, ya que la tota-

lidad de lo acumulado en el sotavento será erosionado al avanzar el seno del barlovento subsiguiente. Si este ángulo alcanza la pendiente de barlovento de la óndula, la totalidad de la forma de la ondulita será preservada, y en el barlovento no ocurrirá ni erosión ni depositación. Si este ángulo supera la pendiente de barlovento, este pasará a ser un ámbito de depositación. Algunos autores (Jopling y Walker, 1968) han clasificado a las óndulas de acuerdo con su ángulo de escalonamiento. Si este es menor que la pendiente de barlovento, se denominan ondulitas subcríticas, si es igual a la pendiente se llaman críticas, y si es mayor, supercríticas (Figs. 27, 28 y 29). El hecho de que el ángulo de escalonamiento adquiera importancia se relaciona con que existe un gran aporte de sedimento al sistema por decantación, lo que en combinación con el proceso tractivo, hace de estas estructuras del tipo tracción-decantación.

FIGURA 27
Clasificación de las ondulitas de acuerdo con su ángulo de escalonamiento (tomado de Jopling y Walker, 1968).

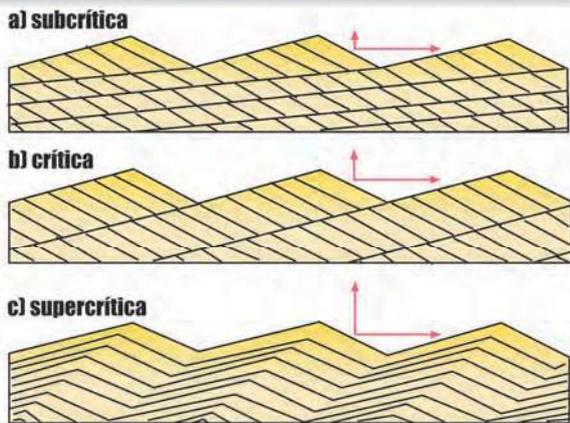


FIGURA 28
Areniscas con pasaje transicional de ondulitas escalonadas subcríticas a supercríticas que sugieren que hacia el techo existió un dominio de los procesos de decantación sobre los tractivos. Formación Agrio (Miembro Superior), Bajada del Agrio.

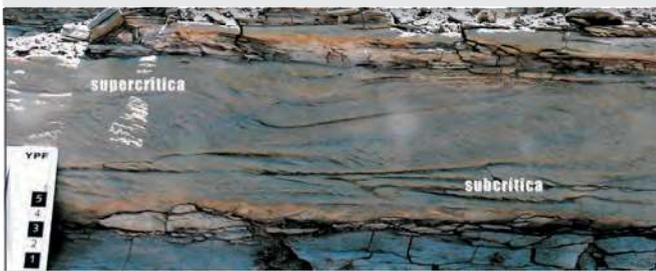
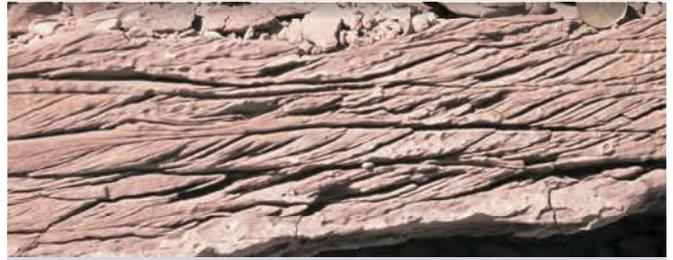


FIGURA 29
Areniscas con ondulitas escalonadas subcríticas vinculadas a procesos tractivos dominantes sobre la decantación. Formación Rayoso, Bajada del Agrio.



MEGAÓNDULAS, DUNAS Y BARRAS

Las megaóndulas, dunas y barras son formas de lecho de gran escala (longitud de onda > 1 m), producidas en granulometrías de arenas medias y gravas. Internamente presentan las mismas características que las óndulas, es decir un ámbito erosivo (barlovento) y uno depositacional (sotavento), con una zona de separación de flujo en el sotavento. La formación de estas estructuras es controlada por: 1- la profundidad del agua, 2- la gran turbulencia que se produce dentro del flujo, y 3- el desarrollo de vórtices de mayor o menor magnitud en las zonas de separación del flujo. La profundidad de agua controla la magnitud de la turbulencia que se genera en el flujo y esto a su vez controla la altura, la longitud de onda y tipo de duna (Allen, 1982; Leeder, 1999). De este modo, cuando la velocidad de flujo es baja, los vórtices que se generan en la zona de separación del flujo de las dunas no tienen buen desarrollo, y de este modo no reelaboran la arena acumulada en la cara de avalancha del sotavento. Bajo estas condiciones de sedimentación, se generan dunas de crestas rectas que internamente muestran laminación entrecruzada tabular planar, en la dirección del flujo, y paralela, en sección transversal al flujo (Fig. 30 A).

Cuando la velocidad del flujo es alta, los vórtices tienen un buen desarrollo y crean una contracorriente en la base de la cara de deslizamiento, lo suficientemente fuerte como para generar ondulitas que migran sobre y en dirección contraria a las caras de avalancha de la estructura mayor. Las crestas de estas dunas pueden ser sinuosas o estar divididas dando dunas de tipo linguoide. Internamente estas estructuras muestran estratificación entrecruzada tangencial, en la dirección del flujo y en artesa, en su sección trasversal (Fig. 30 B,

C). Las barras son formas de lecho de mayor escala que las dunas (Fig. 31).

FIGURA 30

Diferentes tipos de estratificación entrecruzada de acuerdo con el régimen energético. A. Estratificación entrecruzada tabular planar producida bajo condiciones de bajo régimen de flujo. B-C. Estratificación entrecruzada tangencial producida bajo condiciones de alto régimen de flujo, note en C la presencia de ondulitas migrando en dirección opuesta a la corriente debido al desarrollo de importantes vórtices en la zona de separación del flujo. La flecha amarilla de la derecha marca un incremento en la velocidad del flujo. Tomada y modificada de Nichols (2009).

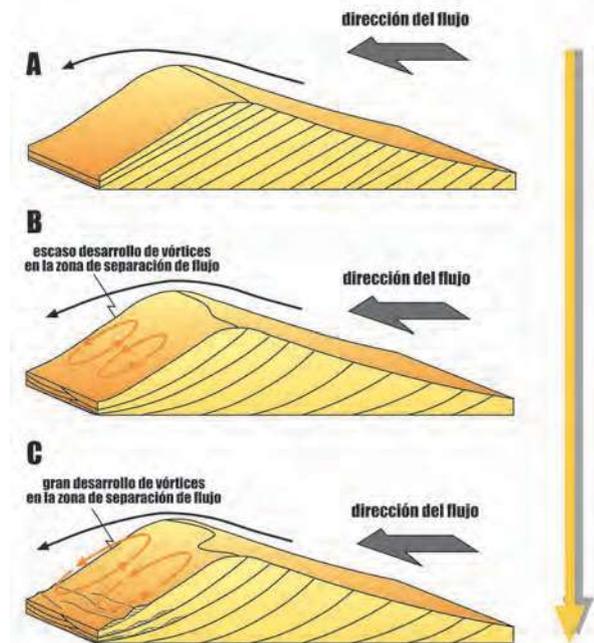
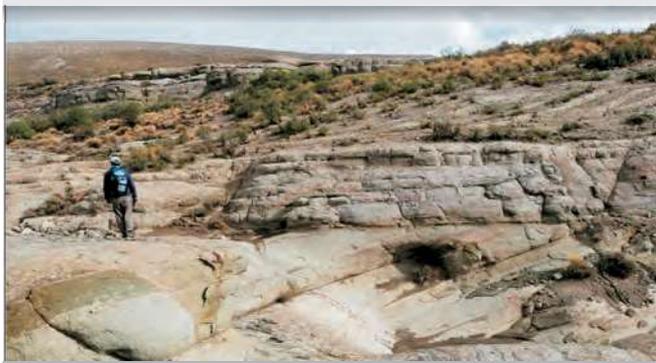


FIGURA 31

Sistemas de barras integradas por areniscas medias a gruesas y conglomerados finos. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



Generalmente ocurren dentro de sistemas de canales y sus relaciones ancho vs. altura tienen el mismo orden de magnitud que el canal dentro del cual se forman (Bridge, 2003). Las barras desarrollan estratificación

entrecruzada de gran escala que puede estar formada por arena, grava o mezclas de tamaños de grano grueso. A menudo sobre la superficie de las barras se puede reconocer la migración de sistemas de dunas y megaóndulas (Figs. 32, 33). Las barras de canal se clasifican en función de la posición que ocupan dentro de su lecho como longitudinales, transversales, de acreción lateral.

FIGURA 32

Cuerpos tabulares de areniscas medias a gruesas que muestran desarrollo de megaóndulas al techo. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



FIGURA 33

Barras de desembocadura deltaica con desarrollo de megaóndulas al techo. Formación Lajas, Sierra de la Vaca Muerta.



LAMINACIÓN PARALELA

La laminación paralela es una estructura sedimentaria que se puede producir en granulometrías que van desde arcillas hasta arenas gruesas. En fracciones de arcilla, limo y arena muy fina, la laminación paralela se genera por procesos de decantación (Fig. 34), en tanto que en texturas de arenas medias a gruesas, se produce por procesos tractivos o de tracción-decantación en condiciones de alto o bajo régimen de flujo (Bridge, 1978; Allen, 1982) (Fig. 35). Distinguir entre laminación paralela de alto y bajo régimen de flujo es sumamente difícil si las capas no presentan lineación "parting" (Allen, 1984). Este tipo de lineación aparece como surcos elongados con un relieve frecuentemente menor a 1 mm, son indicativas de

la dirección (pero no del sentido) de la paleocorriente y son diagnósticas de condiciones de alto régimen de flujo (Fig. 35). Uno de los tipos más frecuentes de lineaciones de corriente asociadas al alto régimen de flujo se reconoce en el caso de existir minerales pesados, los que tienden a ubicarse elongados en la dirección de la corriente.

FIGURA 34

Fangolitas con laminación paralela producidas por procesos de decantación. Formación Rayoso, Anticlinal del Salado.



FIGURA 35

Areniscas con lámina paralela y laminación parting. Formación Rayoso, Anticlinal del Salado.



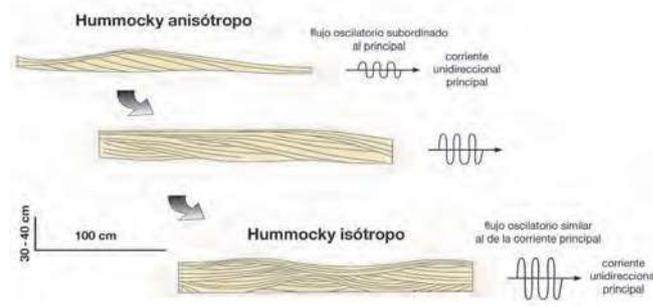
ESTRATIFICACIÓN ENTRECruzADA DE TIPO HUMMOCKY Y SWALEY

La estratificación entrecruzada *hummocky* se caracteriza por la presencia de una superficie basal erosiva sobre la que se depositan láminas subparalelas o suavemente inclinadas (~12 °), que muestran un adelgazamiento lateral con desarrollo de convexidades en la superficie. Estas formas de domos (*hummocks*) generalmente tienen longitudes de onda del orden de 1 m o superiores. Si bien en la descripción original (Harms *et al.*, 1975) se las reconoce como desarrolladas en areniscas finas a medias, no es extraño encontrar esta estructura sedimentaria en granulometrías de

areniscas gruesas a conglomerados finos. La estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* es generada por flujos de tipo combinado, integrados por una corriente unidireccional y un flujo oscilatorio subordinado (Duke *et al.*, 1991). Mutti *et al.* (1994) sugirieron que dependiendo de las relaciones de magnitud que presentan las componentes de los flujos combinados, los *hummocky* pueden ser clasificados en anisótropos e isótropos (Fig. 36). Los *hummocky* anisótropos se producen en zonas confinadas de una corriente (canales fluviales y turbidíticos). Mutti *et al.* (1996) sugirieron que se producen cuando la componente unidireccional del flujo es dominante respecto a la oscilatoria, mientras que Duke *et al.* (1991) lo atribuyeron a fuertes flujos oscilatorios dominantes (Fig. 37).

FIGURA 36

Diagrama que muestra las estructuras de *hummocky* anisótropo e isótropo, y la relación que existe entre la velocidad de la corriente principal y el flujo oscilatorio asociado (modificado de Mutti *et al.*, 1994).



Por el contrario, los *hummocky* isótropos resultan frecuentes en zonas no confinadas de los sistemas deposicionales, como son los lóbulos deltaicos o turbidíticos y los depósitos de *shoreface*, entre otros. Mutti *et al.* (1996) sugirieron que ocurren cuando las componentes unidireccionales y oscilatorias del flujo son equivalentes, mientras que Duke *et al.* (1991) indicaron que su origen se relaciona a un flujo puramente oscilatorio o a flujos combinados predominantemente oscilatorios (Fig. 38). Si bien estas estructuras sedimentarias fueron durante décadas consideradas exclusivas y diagnósticas de eventos de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982), en los últimos años han sido reconocidas en ambientes fluviales (Browne y Plint, 1994), en sistemas lacustres (Zavala *et al.*, 2006) y en sistemas de *shoreface* y plataforma (Dott y Bourgeois, 1982).

FIGURA 37

Niveles de areniscas con estratificación de tipo *hummocky* anisótropos, generada en zonas de canales hiperpícnicos de sistemas lacustres. Formación Rayoso. Agrio del Medio.



FIGURA 38

Niveles de areniscas con estratificación *hummocky* de tipo isótropo, generada en zonas de lóbulos deltaicos. Formación Lajas. Bajada de Los Molles.



El término estratificación cruzada *swaley* (SCS) fue creado por Leckie y Walker (1982) para caracterizar estructuras sedimentarias acumuladas en cuerpos de arena mayores a los 2 m de espesor, que muestran truncamientos erosivos basales de bajo ángulo con láminas internas que se adelgazan hacia la superficie erosiva basal de la estructura, en donde son aproximadamente paralelas a ésta, y disminuyen su ángulo de depositación hacia el techo del banco hasta llegar a ser láminas horizontales (Fig. 39).

Estas estructuras se consideran transicionales entre los diferentes tipos de *hummocky* anteriormente descritos y, en consecuencia, su origen se relaciona a los mismos procesos de sedimentación (Mutti *et al.*, 1994; Dumas y Arnott, 2006), es decir, a la acción combinada de flujos oscilatorios y unidireccionales producidos por corrientes de alta energía con un incremento progresivo en la tasa de sedimentación. Diversos autores proponen que la génesis de este conjunto de estructuras sedimentarias se encuentra asociada a episodios de tormentas (Mellere y Steel, 2000; Dumas y Arnott, 2006) aunque también fueron reconocidas en depósitos gene-

rados por corrientes de turbidez y por flujos hiperpícnicos (Mutti *et al.*, 1996; 2003).

FIGURA 39

Niveles de areniscas con estratificación entrecruzada *swaley*. Formación Mulichinco. Puerta Curaco.



Lineales-Estratales-Erosivas y Substratales



CANALES

Los canales son depresiones alargadas por donde circula un flujo. Uno de los criterios para reconocer depósitos canalizados dentro de una sucesión de estratos es la presencia de una superficie de erosión con geometría lenticular. El tamaño de los canales puede variar desde menos de un metro a muchas decenas de metros de profundidad, y alcanzar decenas de metros de ancho (Fig. 40). Una de las principales características de los canales es que el flujo principal que los genera se

mantiene confinado dentro de la superficie erosiva, a diferencia de otros tipos de flujos que producen superficies erosivas y que no se encuentran confinadas (e.g. marcas de escurrimiento, marcas de surcos). Los canales aparecen en ambientes sedimentarios muy distintos, desde fluvial a abanicos turbidíticos abisales, pasando por deltas, llanuras de marea y abanicos aluviales, entre otros. Estas estructuras sedimentarias sirven como criterio de polaridad e indican dirección de paleocorriente.

FIGURA 40
Sistemas de canales con relleno arenoso dominante. Formación Lajas. Bajada de Los Molles.



CRESTAS Y SURCOS

Constituyen un conjunto alternante de pequeñas crestas y surcos desarrollados de manera paralela a la corriente. La separación entre ambos puede ser de unos pocos milímetros a varios centímetros. Su origen se debe al desarrollo de pequeños vórtices perpendiculares a la dirección principal del flujo y cercanos a la superficie del sustrato (Allen, 1971). Estos vórtices generan zonas de máxima erosión que dejan su impronta en el sustrato y cuyos ejes son paralelos a la dirección principal del flujo (Fig. 41).

Existe una relación entre la velocidad del flujo y la intensidad y ángulo de bifurcación de los cordones. Altas velocidades tienden a producir cordones paralelos (flecha blanca en Fig. 42), mientras que a bajas velocidades, los cordones son más coalescentes con ángulos mayores de convergencia (flecha amarilla en Fig. 42). Estas estructuras indican dirección del flujo y generalmente se encuentran preservadas a la base de niveles arenosos donde constituyen calcos de surco (estructura sedimentaria subestratal).

FIGURA 41
Esquema que muestra el patrón de movimiento de los filetes de flujo asociados con el desarrollo de los surcos y crestas longitudinales.

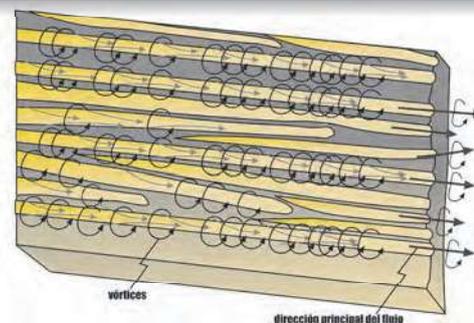


FIGURA 42
Vista basal de un lóbulo turbidítico arenoso donde se observan estructuras de calcos de surcos. Note que los surcos son paralelos (flecha blanca) y coalescentes (flechas amarillas), dependiendo de la velocidad del flujo. La flecha negra (bidireccional) indica la dirección de paleocorriente. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



MARCAS DE SURCO (GROOVE MARKS)

Son surcos de forma alargada, frecuentemente semicilíndricos y estriados en dirección longitudinal (flechas blancas en Fig. 43). Son las impresiones formadas por objetos transportados en el flujo de agua (marcas de herramientas) sobre el techo de un estrato pelítico no consolidado (Allen, 1982). Ellos se pueden encontrar en una gran variedad de ambientes deposicionales, pero son particularmente comunes en sucesiones de turbiditas. Los objetos que producen la estructura (clastos, fósiles, etc.) pueden o no quedar hundidos al final del surco (*groove*). Estas estructuras erosivas sirven como criterio de polaridad y de paleocorriente (dirección). Es más frecuente encontrar el calco de la estructura en la base del estrato suprayacente que la marca en el techo del infrayacente. Si estas estructuras son de reducidas dimensiones (milimétricas) se las denomina estriaciones.

FIGURA 43

Vista basal de una capa arenosa donde se observan estructuras de marcas de surcos (flechas blancas). La flecha negra indica la dirección de paleocorriente. Formación Lotena, Arroyo Covunco.



GUTTER CASTS

Surcos producidos por la erosión que produce un flujo, que desarrolla vórtices helicoidales con sus ejes horizontales paralelos al flujo que transportan granos gruesos (Collinson y Thompson, 1989). Aparecen como cordones alargados y aislados en la base de estratos de areniscas (ocasionalmente conglomerados), que penetran un estrato arcilloso infrayacente (Fig. 44). En sección vertical presentan formas de "U" o de "V" y son generalmente simétricos (Myrow, 1992). Sus dimensiones pueden llegar hasta 10 cm de ancho y espesor similar. En planta son rectos a sinuosos y se pueden extender varios metros. Frecuentemente se generan durante eventos de tormenta en posiciones de *shoreface*, aunque también han sido reconocidos en sistemas deltaicos y turbidíticos.

HOYOS DE FLUJO (FLUTE MARK)

Son depresiones discontinuas provocadas por la aceleración y separación de flujo que una corriente experimenta cuando circula por pequeñas depresiones (Collinson y Thompson, 1989). Los hoyos de flujo pueden ser simétricos cuando se los observa en un corte perpendicular al flujo o asimétricos en el caso de corresponder a una sección longitudinal al flujo. Pueden medir hasta 50 cm de largo y tener una profundidad de hasta 25 cm. En planta el extremo proximal es redondeado y de contornos netos, mientras que la zona distal va atenuando el relieve hasta desaparecer (Fig. 45). Es difícil que se conserve la marca original (*flute mark*), generalmente lo que se preserva es el molde o calco a la base de la capa suprayacente (*flute cast*), la cual es generalmente arenosa. Sirven como criterio de

polaridad (techo y piso de un estrato) e indican dirección y sentido (si el perfil longitudinal es asimétrico).

FIGURA 44

Vista en detalle de un *gutter cast* asociado a depósitos turbidíticos. Formación Lotena, Los Catutos.



FIGURA 45

Vista en detalle de un hoyo de flujo (*flute mark*) a la base de lóbulos arenosos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS MECÁNICAS-POSTDEPOSITACIONALES (DEFORMACIONALES)

DEFORMACIONALES

- Pliegues por deslizamiento gravitacional (*slump*)
 - Laminación convoluta
 - Calcos de carga
 - Estructuras en almohadilla
 - Diques y filones capa clásticos
 - Estructuras de escape de fluido
 - Grietas de desecación
 - Grietas de sinéresis
- ↔ Estructuras en plato
Volcanes de arena

PLIEGUES POR DESLIZAMIENTO GRAVITACIONAL (SLUMPS)

Los *slumps* son deformaciones contemporáneas a la sedimentación, formadas por deslizamiento de una porción de estratos previamente depositados en ambientes subaéreos y subácuos (Maltman, 1994). El nombre de *slump* se reserva para designar procesos de deslizamientos por gravedad restringidos a zonas de quiebre de pendiente cuya magnitud de movimiento horizontal es pequeña (Fig. 46). Los *slumps* se producen en una gran variedad de ambientes depositacionales que generalmente involucran zonas con una sustancial proporción de materiales finos y sus dimensiones varían de pocos metros a centenares de metros de espesor. Se diferencian de los plegamientos tectónicos porque se encuentran limitados en base y techo por estratos no deformados. En algunos casos las deformaciones que se producen dentro de los pliegues por deslizamiento gravitacional (*slump*) pueden estar preferencialmente orientadas, llegando a indicar la dirección de inclinación del paleotalud.

FIGURA 46

Vista en detalle de niveles de heterolitas que muestran pliegues por deslizamiento gravitacional (*slumps*) en sucesiones de lóbulos turbidíticos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



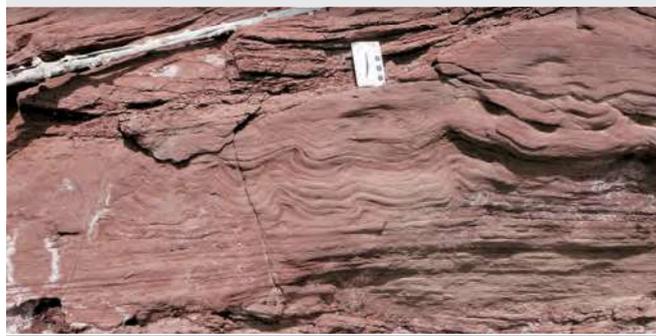
LAMINACIÓN Y ESTRATIFICACIÓN CONVOLUTA

Es una estructura integrada por una sucesión de láminas contorsionadas y replegadas producidas dentro de un estrato generalmente integrado por arena fina o limos (Kuenen, 1953). Estas estructuras son más fáciles de reconocer en sección que en planta y a menudo aparecen asociadas a estructuras de escape de fluidos (Collinson y Thompson, 1989). Internamente muestran geometrías complejas integradas por láminas que presentan pliegues de formas diversas y planos axiales perpendiculares u oblicuos a la estratificación. La deformación crece hacia la parte superior y el tope de la estructura puede

estar truncado por erosión (Fig. 47). Su génesis se relaciona con procesos concomitantes de deslizamiento de sedimentos plásticos y deformación por carga, asociado a una licuefacción parcial del material (Fig. 47). La laminación convoluta es muy frecuente en depósitos turbidíticos, pero también ha sido reconocida en sedimentos de llanuras mareales, deltaicas y fluviales. Estructuras de laminación convoluta vinculadas a deformación por carga producida por huellas de vertebrados, han sido ampliamente documentadas en el registro fósil.

FIGURA 47

Vista en sección de niveles de areniscas que muestran laminación convoluta asociada a laminación paralela. Formación Rayoso, El Portón.



CALCOS DE CARGA

Los calcos de carga son protuberancias irregulares que sobresalen de la base de un estrato generalmente arenoso (Allen, 1982). El tamaño de las estructuras oscila entre pocos milímetros y varios centímetros, y pueden aparecer de manera aislada o conformando grupos apretados (Figs. 48 y 49). Son estructuras que permiten determinar polaridad. El mecanismo básico de formación es la gravedad actuando sobre la diferencia de densidad que existe entre las capas (Collinson y Thompson, 1989). La porosidad de los fangos es generalmente más elevada respecto a la de las areniscas, aun en aquellas depositadas rápidamente; por lo tanto, si una capa de arena se deposita rápidamente sobre una capa de fango, la arena (debido a su mayor densidad) se hundirá dentro del fango por carga. Si la viscosidad entre los estratos es similar, las deformaciones son simétricas; si hay mucha diferencia de viscosidad, los materiales pelíticos se deforman a modo de crestas agudas que se elevan como llamas (*flame*) y penetran en el nivel arenoso (Fig. 50).

FIGURA 48

Intercalaciones de areniscas finas y fangolitas con estructuras de calcos de carga producidas en depósitos de frente deltaico distal. Formación Lajas, Arroyo Covunco.



FIGURA 49

Intercalaciones de areniscas finas y fangolitas acumuladas en sistemas de lóbulos turbidíticos con estructuras de calcos de carga (flechas amarillas). Formación Huitrín (Miembro Chorreado), El Portón.

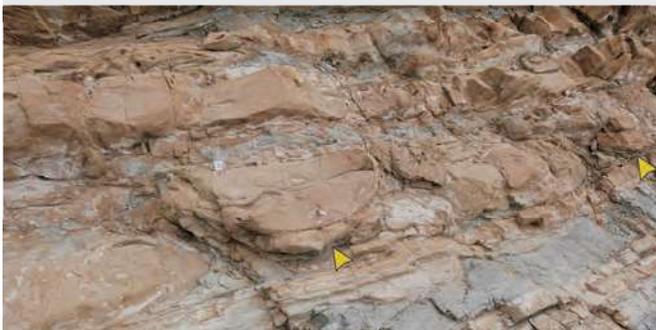


FIGURA 50

Areniscas finas con estratificación ondulítica y materia orgánica en sus caras de avalancha, cubiertas por delgados niveles de fangolitas con estructuras de *flame*. Formación Lajas, Bajada de Los Molles.



ESTRUCTURAS EN ALMOHADILLA

Su génesis es semejante a la de estructuras de calcos de carga, la diferencia es que en las estructuras de almohadilla hay ruptura de los estratos (Fig. 51), llegando a formarse en algunos casos pseudonódulos. Estas estructuras fueron descritas por primera vez por Smith (1916) y se caracterizan por presentar formas variables,

aunque generalmente son planas o cóncavas hacia el techo y convexas hacia la parte inferior, con diámetros que oscilan de centímetros a una decena de metros. Frecuentemente se desarrollan en fangolitas, en las que las almohadillas son de areniscas. Más raramente se dan en series carbonatadas y entonces las almohadillas o pseudonódulos son de calizas detríticas. En ambos casos las almohadillas quedan rodeadas parcial o totalmente por el estrato infrayacente. Al igual que las estructuras de calcos de carga, las estructuras en almohadilla sirven como criterios de polaridad.

FIGURA 51

Areniscas finas con delgados niveles de fangolitas que muestran desarrollo de estructuras en almohadilla (flechas amarillas) asociadas a estructuras de *flame* (flechas blancas). Formación Huitrín (Miembro Chorreado), El Portón.



DIQUES Y FILONES CAPA

Son cuerpos irregulares de areniscas dispuestos de manera concordante o discordante con la estratificación. Se pueden producir en varias escalas, generalmente tienen algunos centímetros de ancho y pueden alcanzar centenares de metros de longitud (Fig. 52). Su génesis está ligada a la licuefacción de arenas de grano fino a muy fino saturadas en agua que se comportan plásticamente y se inyectan, tanto hacia arriba como hacia abajo (Allen, 1984; Peterson, 1968). Aunque en general se encuentran integrados por areniscas finas, en algunos casos se han reconocido diques clásticos de conglomerados. Un caso particular ocurre cuando se generan diques clásticos de pequeña escala en sucesiones que alternan delgados niveles de areniscas y fangolita. En este tipo de sucesiones los diques clásticos pueden ser confundidos con grietas de sinéresis, la diferencia entre estos dos tipos de estructuras sedimentarias reside en que los microdiques clásticos conectan niveles de arena separados por fangolitas, mientras que las grietas de sinéresis se adelgazan rápi-

damente dentro de los niveles de fangolitas. La correcta interpretación de ambas estructuras sedimentarias es sumamente importante por la implicancia que tienen en cuanto a los procesos que las originan.

FIGURA 52

Niveles de areniscas finas con desarrollo de diques clásticos de pequeña escala (flechas blancas) en sistemas de canales y lóbulos turbidíticos. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



ESCAPE DE FLUIDOS

Son estructuras sedimentarias formadas por licuefacción e inyección de fluidos generalmente asociadas con depósitos de alta densidad (corrientes de turbidez) (Allen, 1982). En algunos casos, estas estructuras pueden estar relacionadas a terremotos (sismitas). Las estructuras de escape de fluidos resultan de la expulsión por fluidización desde un sustrato arenoso saturado de agua debido a una rápida carga de sedimentos (Lowe, 1975). Los escapes de fluidos pueden ser producidos dentro de un estrato generando estructuras en plato (*dish*) y pilares (*pillar*). En otras ocasiones, los escapes de fluidos pueden afectar un conjunto de capas alcanzando varios metros de potencia (Fig. 53).

GRIETAS DE DESECACIÓN Y SINÉRESIS

Son estructuras muy abundantes en superficies desecadas de diversos ambientes sedimentarios ricos en fangolitas, como son las llanuras aluviales y zonas supra e intermareales. Las grietas de desecación generalmente forman polígonos de centímetros a metros de diámetro, muestran forma de V en sección y se encuentran rellenas de arena (Allen, 1984, 1987). Su génesis, en todos los casos, está ligada a la desecación y contracción del material fangoso (Fig. 54). El espaciamiento de las grietas de desecación depende del espesor de la capa de fango húmedo, siendo mayor en depósitos más gruesos.

Los bordes superiores de las grietas se pueden curvar y ser eliminados por erosión produciendo clastos de arcilla (*clay chips*). La presencia de grietas de desecación es un buen criterio de polaridad de las capas y de exposición de los sedimentos a condiciones subaéreas.

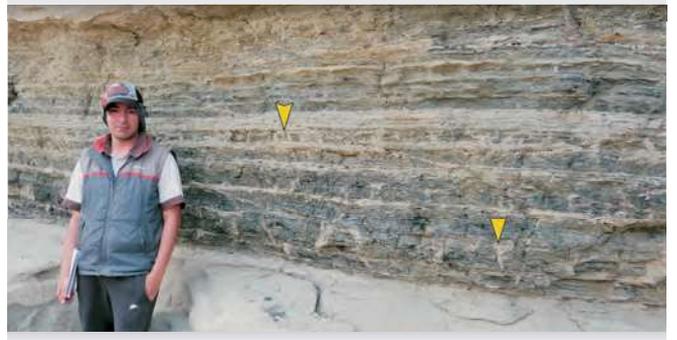
FIGURA 53

Niveles de areniscas finas con desarrollo de estructuras de escape de fluidos de gran escala. Formación Los Molles, Arroyo La Jardinera.



FIGURA 54

Heterolitas acumuladas en interdunas húmedas con desarrollo de grietas de desecación (flechas amarillas). Formación Agrio (Miembro Avilé), Pampa de Tril-Puesto Jara.



Las grietas de sinéresis son grietas de contracción que se forman bajo el agua en los sedimentos arcillosos (Astin, 1991; Tanner, 2003). Las grietas de sinéresis se producen por la expulsión de líquido que genera la contracción espontánea que experimenta una arcilla recientemente depositada y en contacto con una solución salina. En contraste con las grietas de desecación, las de sinéresis tienen formas más irregulares (radiales, rectas o ligeramente curvadas). Debido a que su origen se relaciona a cambios de salinidad, este tipo de grietas es sumamente frecuente en ambientes de transición como son los estuarios,

deltas y también en corrientes de densidad hiperpícnicas debido al importante aporte de agua dulce que producen sus descargas. Ni las grietas de desecación ni las de sinéresis se forman en limos o arenas, ya que estos materiales no son cohesivos.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS-DIAGENÉTICAS



PRECIPITACIÓN

NÓDULOS Y CONCRECIONES

El término nódulo se utiliza a menudo como sinónimo de concreción, pero algunos autores prefieren reservar el término nódulo para las concentraciones de minerales autigénicos que no encierran granos detríticos (Selles-Martínez, 1996) y que en parte reemplazan a los minerales originales (Bates y Jackson, 1987). Los nódulos tienen generalmente formas esféricas a subsféricas y se diferencian de las concreciones debido a que los nódulos desplazan el sedimento durante su formación (Fig. 55). Las concreciones se forman por una precipitación preferencial de minerales (cementación) en porciones localizadas de la roca. Este proceso puede ocurrir durante la sedimentación o con posterioridad a la misma. Pueden presentar una gran diversidad de formas, aunque comúnmente son subsféricas. A menudo se forman alrededor de un núcleo (fósil o un fragmento de materia orgánica) debido a que este constituye un sitio más favorable para la precipitación de cementos (Fig. 56). Generalmente ocurren cuando la cementación comienza a formarse relativamente temprano, antes de la compactación de los sedimentos. Respecto a su

origen existe una gran variedad de modelos genéticos, los cuales no llegan a adaptarse a ningún esquema establecido. Torrijo *et al.* (2004) propusieron tres grandes grupos diferenciando el momento de formación, el modo de emplazamiento y, finalmente, considerando el mecanismo de crecimiento.

FIGURA 55

Sucesión de heterolitas fangosas con desarrollo de nódulos carbonáticos, donde se reconoce la deformación que producen durante su crecimiento. Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



La presencia de concreciones asociadas a *beef* ha sido ampliamente documentada por Rodrigues *et al.* (2009) en la sección basal de la Formación Vaca Muerta. Los *beef* son venillas de calcita fibrosa paralelas a la estratificación, que son muy comunes en pelitas negras ricas en materia orgánica y carbonatos. En general, el espesor de *beef* tiende a permanecer constante alrededor de las concreciones, aunque en algunos casos es más grueso que la concreción. De acuerdo con el crecimiento de las fibras de calcita, en algunos casos radiales sobre la concreción y en otros casi perpendicular a las capas (Fig. 56), se interpreta que los *beef* crecieron de forma irregular contra concreciones previamente formadas Rodrigues *et al.* (2009).

FIGURA 56

Heterolitas fangosas que muestran una concreción carbonática asociada con *beef* (flecha amarilla). Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



MOLDES DE CRISTALES

Los cristales de sales pueden preservarse como pseudomorfos o como cristales esqueletales dependiendo de las condiciones de salinidad del medio. Los pseudomorfos de halita, constituidos por cubos de hasta 0,3-5 cm, se preservan a la base de depósitos de areniscas finas (Fig. 57). Estos cristales se originan por nucleación de sales desde la superficie de un cuerpo de agua que experimenta una intensa evaporación. Cuando estos cristales en formación alcanzan un tamaño crítico, vencen la tensión superficial y “llueven” desde la superficie del cuerpo de agua (lacustre o marino) a través de la columna de agua donde continúan su crecimiento. En las zonas marginales del cuerpo de agua los cristales de halita generados pueden experimentar disolución por aporte de agua dulce desde sistemas deltaicos activos o escorrentía superficial. Bajo estas condiciones los cristales de halita se disuelven, quedando conservada solamente la cicatriz de los cristales. Este tipo de preservación es frecuente en sistemas lacustres, marinos marginales y en interdunas húmedas, donde se produce una alternancia entre etapas en las cuales la columna de agua se encuentra totalmente saturada en sales y otras en la que presenta estratificación (Lowenstein y Hardie, 1985).

La presencia de cristales esqueletales dentro de materiales pelíticos indica que la columna de agua alcanzó una saturación completa de sales. Durante estos períodos, los cristales de halita crecen en el fondo dentro de los sedimentos hospedantes, alcanzando en muchos casos grandes dimensiones (Fig. 58).

FIGURA 57
Cristales esqueletales de halita desarrollados en depósitos de fangolitas lacustres. Formación Rayoso, Balsa Huitrín.



FIGURA 58
Pseudomorfos de halita preservados a la base de niveles de areniscas. Formación Rayoso, Balsa Huitrín.



DISOLUCIÓN ESTILOLITAS Y SUPERFICIES ESTILOLÍTICAS

Las estilolitas son superficies dentadas irregulares muy frecuentes en rocas carbonáticas. Se forman por un proceso de disolución por presión, en la que las porciones de los minerales que se encuentran bajo condiciones de estrés, como son las zonas de contactos entre granos, se someten a la disolución preferencial debido a un aumento de la solubilidad inducida por la presión (Fig. 59).

FIGURA 59
Desarrollo de estilolitas y superficies estilolíticas. Calizas Chachil, Morro del Águila.



Estas estructuras se forman en dirección perpendicular a la máxima compresión, la cual comúnmente es vertical (debido a la presión de carga), dando una superficie con estilolitas horizontales. En áreas tectonizadas, la dirección de máxima compresión puede ser horizontal, produciendo estilolitas subverticales que atraviesan las capas. Andrews y Railsback (1997) indicaron que la heterogeneidad litológica parece ser la variable principal

en el control de la morfología de las estilolitas. Si la roca es relativamente homogénea, la disolución es igual a lo largo de las estilolitas, mientras que una alta heterogeneidad resulta en una disolución desigual.

La pérdida de material por disolución a lo largo de las estilolitas puede tener un impacto significativo en el registro sedimentario. Bathurst (1975) indicó que las reducciones de espesor vertical debido al desarrollo de estilolitas pueden alcanzar un 20-35% y que el acortamiento en estilolitas tectónicamente generadas puede exceder el causado por plegamiento u otros mecanismos de deformación.

CONOS ENCAJADOS

Son estructuras formadas por conos encajados en conos que pueden estar separadas por delgadas láminas de arcilla. Estas estructuras están compuestas por minerales autigénicos que forman capas delgadas o que se encuentran en los márgenes de las concreciones de carbonato (Fig. 60).

FIGURA 60

Vista en planta de niveles de calcita con desarrollo de estructuras de cono en cono. Formación Vaca Muerta, Ruta Nacional 40.



La mayoría de las estructuras de cono en cono se componen de calcita, pero también se han observado en siderita, yeso y piritita (Carstens, 1985). Son buenos indicadores de polaridad, ya que los ápices de los conos siempre apuntan hacia la base. Se han propuesto una variedad de mecanismos para el origen de la estructura de cono en cono, siendo los más aceptados: 1- los relacionados con el aumento del volumen que se produce por la inversión de aragonita a calcita, esta expansión genera la estructura y en algunos casos permite la intrusión de las arcillas, y 2- el que sugiere que son estructuras producidas durante la diagénesis temprana

debido al crecimiento de agregados en forma de cono de la calcita fibrosa (Franks, 1969).

El desplazamiento que se produce por el crecimiento de los cristales y la deflexión observada en la roca huésped en todas las estructuras de cono en cono, llevó a la mayoría de los autores a la conclusión de que gran parte de la precipitación se produce tempranamente, durante el enterramiento superficial (Marshall, 1982; Pirrie *et al.*, 1994).

Agradecimientos

Se agradece al Dr. Silvio Casadío por la lectura crítica y sugerencias realizadas al manuscrito. También se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el apoyo económico brindado a través del proyecto PIP 417. Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y a la Fundación YPF por el apoyo brindado en las tareas de campo. A Daniel Drittanti, Daniela Olivera, Constanza Bournod, Marcelo Martínez y Martín Parada se les agradece la colaboración y enriquecedoras discusiones realizadas en los afloramientos. Finalmente, queremos agradecer a Marta Villegas (directora de la Escuela de la Bajada de Los Molles) por permitirnos utilizar las instalaciones de la institución.

Referencias

- Allen, J.R.L. 1971. *Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary Geology. 5: 167-385.*
- Allen, J.R.L. 1982. *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis, Volume I: Amsterdam, Elsevier Science Publishers, Developments in Sedimentology. 30: 593 pp.*
- Allen, J.R.L. 1984. *Parallel lamination developed from upper-stage plane beds; a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer, Sedimentary Geology. 39: 227-242.*
- Allen, J.R.L. 1987. *Desiccation of mud in the temperate intertidal zone: studies from the Severn Estuary and eastern England. Philosophical Transactions of the Royal Society. B315: 127-156.*
- Andrews, L.M. y Railsback, L.B. 1997. *Controls on stylolitic development: morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the US Appalachians. Journal of Geology. 105: 59-73.*
- Astin, T.R. 1991. *Subaqueous shrinkage or syneresis cracks in the Devonian of Scotland reinterpreted. Journal of Sedimentary Petrology.*

61: 850–859.

Bates, R.L. y Jackson, I.A. 1987. *Glossary of Geology*. Alexandria: American Geological Institute.

Bathurst, R.G.C. 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Amsterdam: Elsevier.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54: 504-520.

Branney, M.J. y Kokelaar, B.P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London, Memoirs* 27. 137 pp.

Bridge, J.S. 1978. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers. *Sedimentary Geology*. 20: 1-16.

Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains*: Oxford, U.K., Blackwell, 491 pp.

Browne, G.H. y Plint, A.G. 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*. 64: 40-59.

Bursik, M. I. y Woods, A. W. 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*, 58: 175-193.

Carstens, H. 1985. Early diagenetic cone-in-cone structures in pyrite concretions. *Journal of Sedimentary Petrology*. 55: 105-108.

Collinson, J.D. y Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary Structures*. En: Chapman and Hall (eds.). London. 207 pp.

Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. En: Walker R.G y James NP (eds.) *Facies models response to sea level changes*. Geological Association of Canada, St. Johns, 195-218.

Davis Jr., R.A. 2012. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. In: R.A. Davis, Jr. y R.W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer. 35-55.

Dott, R.H., Jr. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 663-680.

Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new evidence on a stormy debate. *Geology*. 19: 625–628.

Dumas, S. y Arnott, R. W. C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*. 12: 1073-1076.

Franks, P.C. 1969. Nature, origin, and significance of cone-in-cone structures in the Kiowa formation (Early Cretaceous), north-central

Kansas. *Journal of Sedimentary Petrology*. 39: 1438-1454.

Gibbons, G.S. 1972. Sandstone imbrication study in planar sections: dispersion, biases, and measuring methods. *Journal of Sedimentary Petrology*. 42: 966-972.

Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. 1982. *Structures and Sequences in Clastic Rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course no. 9*, 249pp.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D. y Walker, R.G. 1975. *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences: Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 2*. 161 pp.

Jamieson, T.F. 1860. On the drift and rolled gravel of the north of Scotland. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 16: 347-371.

Jopling, A.V. y Walker, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*. 38: 971-984.

Kuenen, H. 1953. Significant features of graded bedding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 37: 1044-1066.

Leckie, D.A. y Walker, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval- outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 66: 138-157.

Leeder, M.R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins*: Oxford, U.K., Blackwell. 592 pp.

Lowe, D.R. 1975. Water-escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*. 22: 157-204.

Lowenstein, T.K y Hardie, L.A. 1985. Criteria for the recognition of salt pan evaporites. *Sedimentology*. 32: 627-644.

Maltman, A. 1994. *The Geological Deformation of sediments*. Chapman y Hall. London. 362pp.

Marshall, J.D. 1982. Isotopic composition of displacive fibrous calcite veins: reversals in pore-water composition trends during burial diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*. 52: 615-630

Mellere, D. y Steel, R. J. 2000. Style contrast between forced regressive and lowstand/transgressive wedges in the Campanian of south-central Wyoming. *Geol. Soc. London Spec. Public* 172: 51-75.

Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. y Sgavetti, M. 1994. *The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes*. Second High-resolution Sequence Stratigraphy Conf. 83 pp.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol. (Padova)*. 48: 233–291.

- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D. y Cavana, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*. 20: 733-755.
- Myrow, P.M. 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62: 992-1007.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edn. Oxford, U.K., Blackwell. 419 pp.
- Peterson, G. 1968. Flow structures in sandstone dikes. *Sedimentary Geology*. 2: 177-190.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd edition). Harper and Row, New York. 628 pp.
- Pirrie, D., Dilehield, P.W. y Marshall, J.D. 1994. Burial diagenesis and pore-fluid evolution in a Mesozoic back-arc basin: the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*. 64: 541-552.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*. 11: 99-104.
- Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Loseth, H. y Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ("beef") in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): Evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*. 166: 695-709.
- Selles-Martinez, J. 1996. Concretion morphology, classification, and genesis. *Earth Science Reviews*. 4: 177-210.
- Smith, B. 1916. Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geological Magazine*. 53: 146-156.
- Southard, J. B. 1991. Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 19:423-55.
- Tanner, P.W.G. 2003. Syneresis. En: Middleton, G.V. (ed.). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 718-720.
- Torrijo Echarri, F. J., Mandado Collado, J. y Bona Artazos M. E. 2004. Modelización genética de nódulos y concreciones. *Propuestas de clasificación*. *Estudios Geológicos*. 60: 95-110.
- Zavala, C., Ponce J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. y Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*. 76: 40-58.