



CICLO DE SEMINARIOS DE SEDIMENTOLOGIA. - I. G. M. E.
VOL. 1

I. G. M. E.

SEDIMENTACION FLUVIAL

M. DIAZ MOLINA

SEDIMENTACION LACUSTRE

P. ANADON MONZON

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS, DELTAS Y MARES SOMEROS

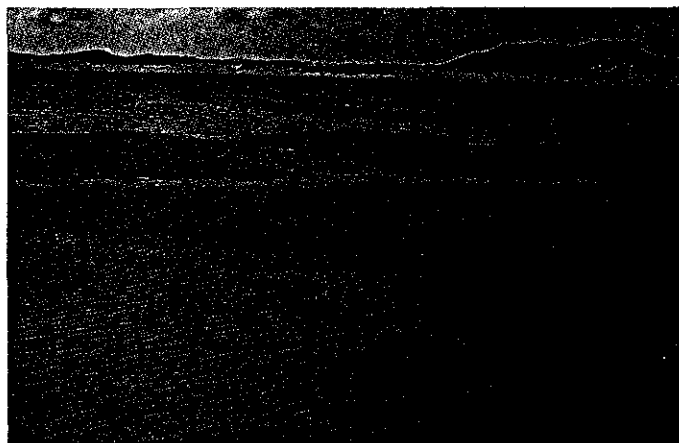
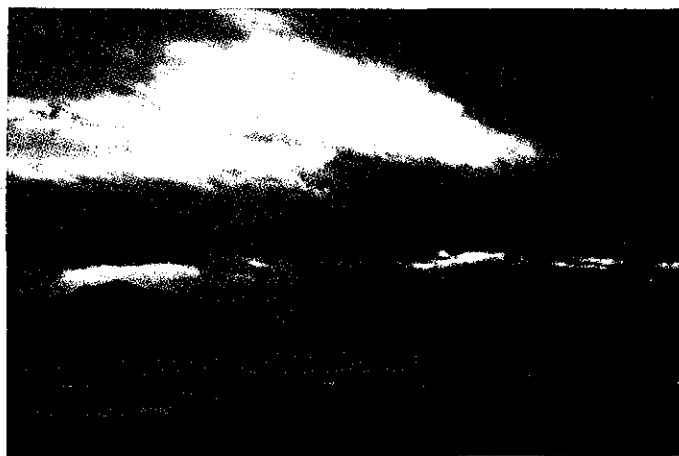
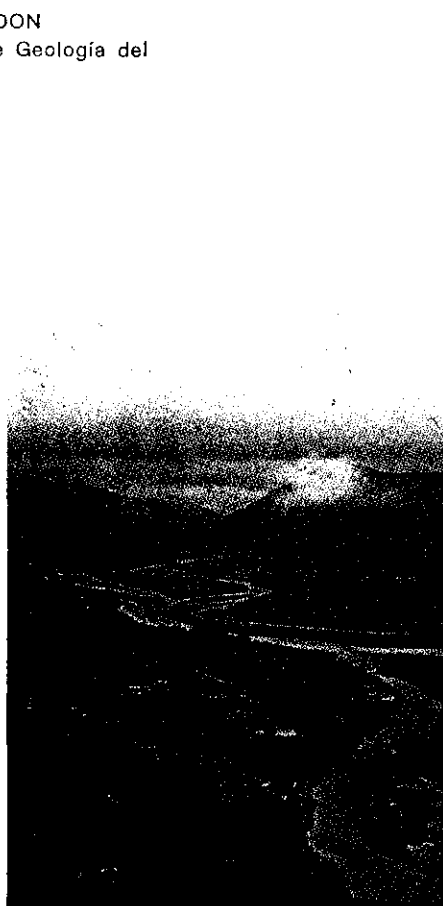
C. J. DABRIO GONZALEZ

Coordinado por:

V. GABALDON

División de Geología del

I.G.M.E.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



I. G. M. E.

CICLO DE SEMINARIOS DE SEDIMENTOLOGIA. - I. G. M. E.
VOL. 1

SEDIMENTACION FLUVIAL

M. DIAZ MOLINA

SEDIMENTACION LACUSTRE

P. ANADON MONZON

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS, DELTAS Y MARES SOMEROS

C. J. DABRIO GONZALEZ

Coordinado por: V. GABALDON

División de Geología del I.G.M.E.

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - Madrid 16

Depósito Legal: M - 6.965 - 1984

I. S. B. N.: 84 - 7474 - 237 - 4

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

INDICE

	Páginas
Prólogo	1
1. Ambientes sedimentarios y facies	3
<i>C. J. Dabrio González</i>	
2. Estructuras sedimentarias primarias	13
<i>C. J. Dabrio González</i>	
3. Sedimentación fluvial	27
<i>M. Díaz Molina</i>	
4. Sedimentación lacustre	93
<i>P. Anadón Monzón</i>	
5. Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros	131
<i>C. J. Dabrio González</i>	
Indice general	193

2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS

C. J. Dabrio González (*)

ESTRUCTURAS DE CORRIENTE (FLUJO UNIDIRECCIONAL)

Nociones de hidrodinámica aplicada a la Sedimentología

Cuando un fluido se mueve sobre una superficie cubierta de sedimento suelto, con una velocidad suficiente para mover los granos, los acumula formando unas morfologías particulares del fondo, variables con el tipo de flujo y de sedimento. Cada una de las unidades constituyentes de esa geometría se denomina forma de fondo o *bedform*.

La mayoría de los flujos naturales son capaces de mover sedimentos de una variadísima gama de tamaños de grano y originar formas de fondo que dan lugar a diferentes estructuras sedimentarias. La morfología del fondo es función de varios factores, entre ellos la energía del flujo, de manera que puede usarse como un medio para conocer e interpretar los procesos sedimentarios. Para ello se parte de la base de que, para un tamaño de grano determinado, un flujo de una energía conocida produce un *bedform* y una estructura sedimentaria concreta. Ello supone

que en las mismas condiciones de flujo aparecerán unas estructuras sedimentarias que tendrán las mismas características estadísticas aunque presenten diferencias de detalle.

A partir de esta idea es lógico que se intente relacionar las condiciones de flujo, las morfologías del fondo y las estructuras sedimentarias a base de estudios de laboratorio en cubas de experimentación y de observación en la naturaleza y que se apliquen los datos obtenidos a la interpretación de estructuras sedimentarias en sucesiones estratigráficas. La cosa no es tan fácil, pues la interacción entre el fluido y el fondo no es tan simple como parece y, si cambian las condiciones energéticas, el propio fluido tiende a modificar y destruir las estructuras que había generado anteriormente.

El movimiento del fluido es muy importante en los procesos deposicionales de sedimentos clásticos, pues afecta a muchas de sus propiedades tales como el tamaño de grano, el empaquetamiento, la fábrica, el tipo de estratificación, las estructuras sedimentarias primarias físicas y, hasta cierto punto, la secuencia vertical de sedimentos (SOUTHARD, 1975).

Para describir un flujo se necesitan por lo menos dos parámetros, uno que indique la escala vertical para lo que suele usarse la

(*) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

profundidad media (h) y otro que exprese la energía de la corriente, para lo cual se utilizan dos parámetros, la velocidad media del flujo (u) o la fuerza que ejerce éste sobre el fondo manifestada como el esfuerzo de cizalla (*shearing*) en el límite entre el sedimento y el fluido (τ_0). Usar la velocidad media tiene la ventaja de que es un dato fácilmente comprensible por los no iniciados en hidrodinámica y de manejo muy intuitivo. Además, puede hacerse aumentar de una manera gradual y para cada valor de u se tiene un valor de τ_0 . El uso de τ_0 tiene varios inconvenientes. Al margen de que es difícilmente visualizable, los valores de τ_0 no aumentan regularmente al hacerlo u (fig. 2-1). Estas dificultades se encuentran también cuando se usa la «fuerza de la corriente» (*stream power*), definido por el producto $\tau_0 \cdot u$, ya que también es dependiente de τ_0 .

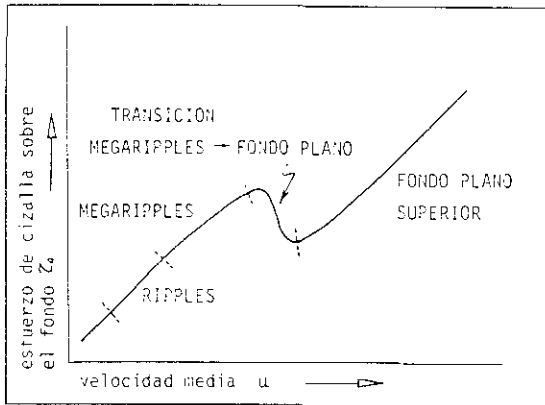


Figura 2-1.—Relaciones entre la velocidad media del flujo u y el esfuerzo de cizalla sobre el fondo (*bed shear stress*) τ_0 para una serie de flujos estacionarios y uniformes a profundidad constante. Cada segmento de la curva se caracteriza por una configuración de fondo (modificado de SOUTHARD, 1975).

En las cubetas de experimentación, y para un tamaño de grano y una profundidad definidos, aparecen, según se incrementa la velocidad, distintas morfologías de fondo que integran la sucesión: fondo plano sin movi-

miento de granos \rightarrow *ripples* \rightarrow *megaripples* \rightarrow fondo plano con movimiento generalizado de granos \rightarrow antidunas estáticas o con rompientes. Las superficies de las tres primeras no guardan relación con la superficie libre del flujo, es decir, están desfasadas, mientras que las superficies de las otras dos son dependientes de la del flujo y están en fase con ella (fig. 2-2).

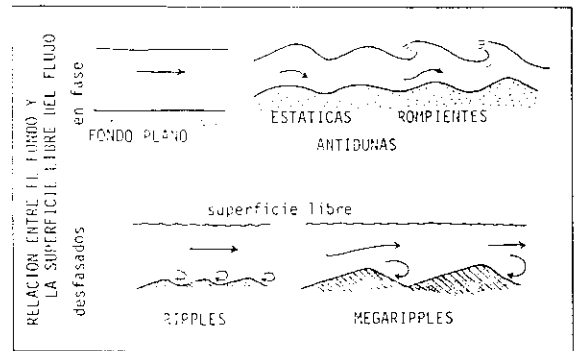


Figura 2-2.—Relaciones entre las configuraciones del fondo y la superficie libre del flujo.

Las relaciones entre las morfologías del fondo, el tamaño de grano, la profundidad de la corriente y la energía del flujo delimitan una serie de campos de estabilidad de las estructuras sedimentarias primarias en los gráficos preparados al efecto (fig. 2-3).

Régimen de flujo y estructuras sedimentarias

Las diferentes configuraciones del fondo responden a distintos valores de la energía del flujo, es decir, con diferentes regímenes de flujo. El *régimen de flujo* puede expresarse mediante ecuaciones adimensionales, que están llenas de significado para el estudioso de la hidrodinámica, pero que carecen de sentido para el geólogo, que prefiere seguir el camino inverso y utilizar la morfología del fondo y las estructuras sedimentarias resul-

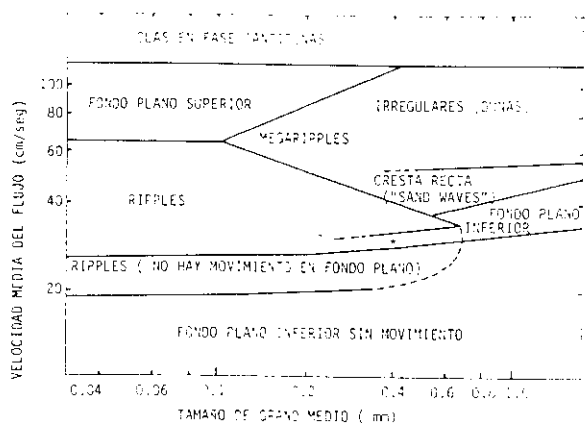


Figura 2-3.—Diagrama muy esquemático de los campos de estabilidad de las configuraciones de fondo bajo diversas condiciones, en función de la relación entre el tamaño de grano y la velocidad de la corriente para una profundidad fija de aproximadamente 20 cm., a partir de los datos de varios autores. El asterisco indica el campo en el que hay transporte sobre el fondo plano si el fondo no se altera, pero en el que se forman ripples hasta alcanzar un nuevo estado de equilibrio si se revuelve el fondo (modificado de SOUTHARD, 1975).

tantes (que son los únicos datos, se parecen a los que se encuentran en los afloramientos) para establecer valores del paleorégimen de flujo.

Desde el punto de vista hidrodinámico, los límites de la escala creciente de energía para un tamaño de grano y un fluido determinados vienen dados por dos parámetros. El primero de ellos es el número de Reynolds (Re), definido por la fórmula $Re=ud/v$, donde u es la velocidad media del flujo, d es la profundidad media y v la viscosidad cinemática (relación entre la densidad y la viscosidad del fluido). El número de Reynolds es la relación entre dos fuerzas que actúan en el fluido: las fuerzas de inercia que representan la resistencia de la masa del fluido a las aceleraciones y las fuerzas viscosas que tienden a oponerse a las deformaciones del fluido. Es de destacar que el número de Reynolds depende de cuatro factores (velocidad media, densidad, vis-

cosidad y profundidad) y no sólo de la velocidad, que es el que aquí se resalta.

El segundo es el número de Froude, que es aplicable a todos los flujos que tiene una superficie libre sobre la que puede jugar un cierto papel la gravedad. Se define por la relación entre la fuerza de inercia y la fuerza de la gravedad, y tras varias simplificaciones se tiene $F=u/\sqrt{lg}$, donde u es la velocidad media del flujo, l una longitud característica que, para nuestros propósitos es la profundidad del flujo y g es la aceleración de la gravedad. Una forma simple de visualizar el significado de este número sin dimensiones es la siguiente: la expresión \sqrt{lg} indica la velocidad (celeridad) de una pequeña ola de gravedad en aguas someras, en cuyo caso también se puede considerar el número de Froude como la relación entre la velocidad del flujo y la de una olita que se forme en él. Cuando $F < 1$, la velocidad de la ola será mayor que la del flujo y, por ejemplo, las olitas de una piedra que se arroja a la corriente pueden desplazarse aguas arriba. En ese caso, se habla de flujo tranquilo o de régimen de flujo bajo. Para números de Froude mayores que la unidad se habla de flujo rápido y de régimen de flujo alto (LEEDER, 1982).

El número de Reynolds permite diferenciar dos tipos de flujo: el laminar, cuando Re es bajo, y el turbulento, cuando Re es más elevado. El número de Froude permite separar dos regímenes de flujo, alto y bajo, con una zona de transición entre ellos cuando los valores de F oscilan alrededor de la unidad. Con estos datos pueden elaborarse diagramas esquemáticos de los campos de estabilidad de los diferentes *bedforms*, de acuerdo con el régimen de flujo y las estructuras sedimentarias resultantes en cada caso (fig. 2-4).

Como se ha visto, la morfología del fondo varía al aumentar la velocidad del flujo. También hay una relación con la profundidad, pero es más complicada. En general, una disminución de la profundidad lleva aparejada un aumento de la velocidad del flujo en esa zona a fin de mantener constante el caudal, de ma-

↑ AUMENTA LA VELOCIDAD DE LA CORRIENTE	NUMERO DE REYNOLDS Re	REGIMEN DE FLUJO	MORFOLOGIAS DE FONDO (BEDFORMS)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
	$Re > 1$	NÚMERO de FROUDE F ALTO $F > 1$	REGIMEN TURBULENTO	ANTIDUNAS ROMPIENTES ESTATICAS
FONDO PLANO SUPERIOR				laminación paralela
TRANSICION $F \approx 1$		APLANAMIENTO (DESTRUCCION)	paso de estrat. cruzada a laminación paralela	
BAJO $F < 1$		REGIMEN LAMINAR	MEGARIPPLES	estratificación cruzada en surco (artesa)
	RIPPLES		tabular (planar)	
	FONDO PLANO INFERIOR INMOVIL		laminación cruzada en surco (artesa) tabular (planar)	
$Re < 1$	REGIMEN LAMINAR	FONDO PLANO INFERIOR INMOVIL	laminación paralela	

Figura 2-4.—Tipos y regímenes de flujo, morfologías del fondo y estructuras sedimentarias resultantes al aumentar la energía de la corriente.

nera que aparecen *bedforms* que sugieren una energía de la corriente más elevada. Las variaciones de profundidad dejan de influir sobre los *bedforms* de régimen de flujo bajo una vez se supera un cierto valor de profundidad absoluta; por el contrario, las variaciones de profundidad tienen una notable influencia sobre los *bedforms* de régimen de flujo alto (figura 2-5).

Flujo sobre un «ripple» y desarrollo de la laminación cruzada

La corriente mueve el sedimento en dos niveles. Una parte viaja sobre el fondo por tracción o saltando y constituye la carga de fondo o *bedload*, mientras que otra viaja en suspensión mantenida por los remolinos del flujo y, aunque puede llegar a caer al fondo, no permanece en él un tiempo demasiado largo. La concentración de sedimento es, en consecuencia, máxima cerca del fondo y decrece rápidamente hacia arriba. La velocidad de la corriente muestra un perfil inverso a grandes

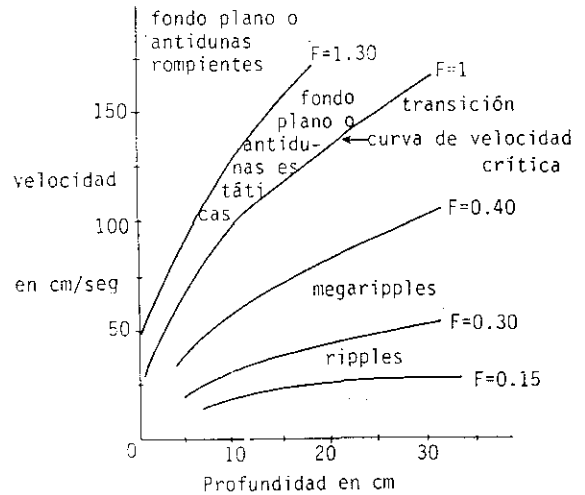


Figura 2-5.—Relaciones entre la velocidad de la corriente y la profundidad del agua y campos de estabilidad de varios *bedforms* limitados por los valores correspondientes del número de Froude, F (modificado de SIMONS y RICHARDSON, 1962).

rasgos, pues parte de su energía se disipa por rozamiento sobre el fondo y otra se utiliza en mover los granos de la carga de fondo (fig. 2-6).

Al pasar sobre la cresta de un *ripple*, la carga de fondo se dispersa en tres niveles (figura 2-7). El superior no resulta afectado y se denomina zona sin difusión, donde queda el sedimento en suspensión. El intermedio se denomina zona de mezcla y se caracteriza por

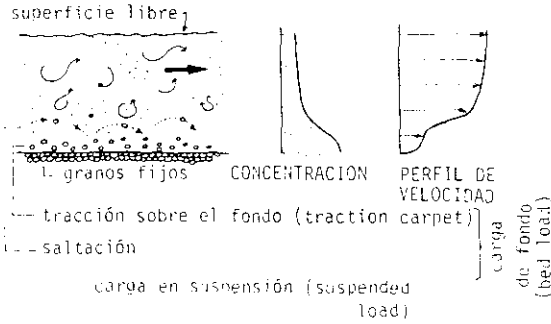


Figura 2-6.—Tipos de transporte de granos sedimentarios y perfiles de concentración y de velocidad del flujo en una vertical.

el desarrollo de remolinos. El inferior se denomina zona de reversión de flujo (*backflow*) y se caracteriza por una componente del flujo dirigida aguas arriba, es decir, en contra de la corriente principal, y, en ocasiones, es capaz de remodelar el sedimento fino que cae desde la suspensión acumulándolo en forma de pequeños *ripples* que migran aguas arriba

y que reciben, por ello, el nombre de *ripples* regresivos. Estos *ripples* aparecen al pie del *ripple* y pasan lateralmente y hacia arriba a las láminas del *foreset* del *ripple* principal. Aguas abajo el flujo recupera por completo su componente normal sobre el dorso del *ripple* siguiente (*topset*), donde pueden formarse *ripples* pequeños que migran aguas abajo (*co-flow ripples*), que no suelen conservarse, pues la erosión es muy intensa en la zona donde la línea de separación de flujo ($u=0$) llega al fondo verticalmente.

Cuando la corriente pasa sobre la cresta del *ripple*, debe aumentar su velocidad a causa de la disminución de sección impuesta por el obstáculo que supone el *ripple*. Más allá, sufre una expansión repentina que se traduce en una reducción de la velocidad y de la competencia de la corriente, de modo que se va acumulando el sedimento que viaja como carga de fondo hasta que se desequilibra y cae por la cara abrupta del *ripple* (*foreset*) en forma de avalancha. La lámina de sedimento que resulta de la avalancha contiene la fracción más gruesa que transporta la corriente (carga de fondo) y, durante su caída, experimenta una granoselección por el efecto de la gravedad y del tamizado mecánico que da lugar a una acumulación de los tamaños mayores en la parte baja y hacia el exterior de la lámina (fig. 2-7).

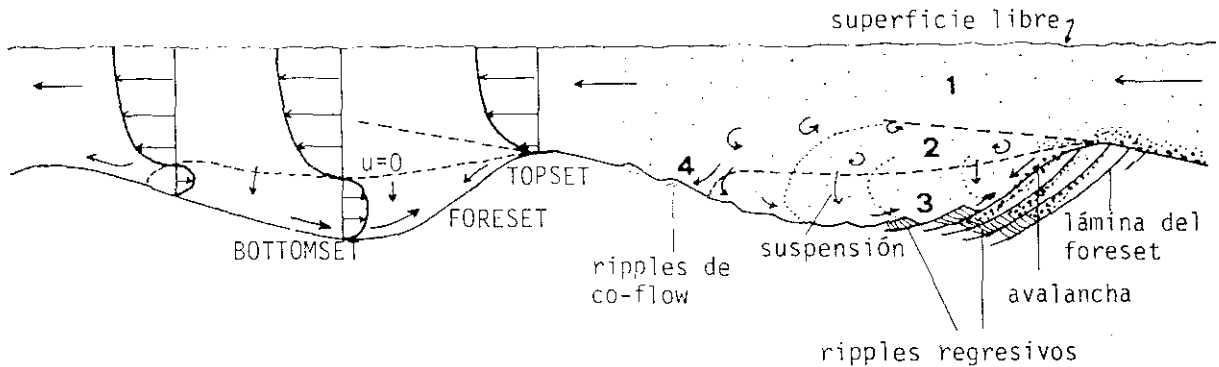


Figura 2-7.—Modelo de flujo y procesos sedimentarios en la cara de sotavento de *ripples* de corriente. A la izquierda se indican la distribución de velocidades y separación de flujo. A la derecha se incluyen los procesos sedimentarios y las zonas que se diferencian en el flujo, con la siguiente clave: (1), zona sin difusión; (2), zona de mezcla con grandes remolinos; (3), zona de reversión del flujo, y (4), zona de flujo normal (*co-flow*), donde ha desaparecido la componente aguas arriba (modificado de JOPLING, 1963, 1967, y de REINECK y SINGH, 1980).

En el tiempo que media entre dos avalanchas sucesivas cae sedimento fino de la suspensión sobre la lámina recién formada y queda atrapado en la cara de sotavento del *ripple*, que se comporta como una trampa de sedimento. De este modo se va formando una lámina más delgada constituida por sedimento de grano fino, que es finalmente enterrada por la siguiente avalancha. Estas láminas intercaladas son importantes, pues nos suministran información muy valiosa sobre la fracción más fina que transporta el flujo como carga en suspensión. El transporte por la componente de la corriente en sentido contrario a la principal coopera también a la construcción de la laminación cruzada, pues aporta sedimento (modelado o no en forma de *ripples* regresivos) y presiona sobre la lámina ayudando a mantener su estabilidad.

La morfología y la inclinación de las láminas del *foreset* dependen de varios factores que se esquematizan en la figura 2-8. Un aumento de la velocidad tiene como consecuencia una mayor energía de los remolinos del flujo y una mayor capacidad de transporte de sedimento en suspensión, que se suma apreciablemente a las partes bajas de las láminas del *foreset*, como se vio anteriormente. Efectos similares tienen el aumento de τ_0 o la disminución de la profundidad, a causa de sus relaciones mutuas ya indicadas

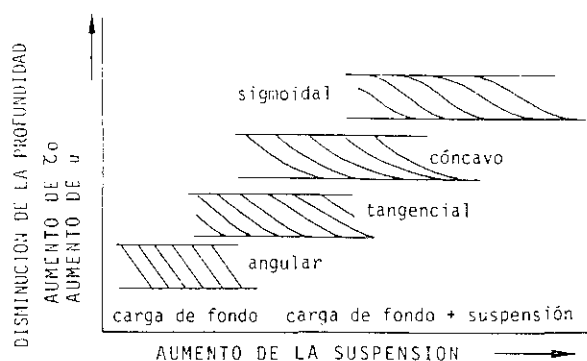


Figura 2-8.—Factores que controlan la forma de las láminas del *foreset* (modificado de JOPLING, 1965, y de REINECK y SINGH, 1980).

anteriormente. Efecto similar tiene un aumento del sedimento en suspensión. Otros criterios que permiten invocar una velocidad alta de la corriente —dentro, por supuesto, de los límites del campo de estabilidad del *bedform* considerado— son la aparición de *ripples* regresivos, la poca nitidez de las láminas del *foreset*, puesto que una avalancha casi continua impide la diferenciación de láminas de avalancha y de asentamiento desde la suspensión y la existencia de muchas láminas por unidad de longitud media paralelamente a la dirección de la corriente que indica una avalancha continua y mal diferenciada.

En cualquier caso, debe tenerse presente que es muy raro que llegue a conservarse la forma original completa del *ripple*: la mayoría de las estructuras que se encuentran son restos incompletos, a partir de los cuales debe reconstruirse la forma y el modelo de flujos originales.

Estratificación producida por migración de «bedforms»

«Ripples»

Suelen conservarse bien y es fácil relacionar su forma con la estructura interna. Los *ripples* presentan diversas morfologías de acuerdo con la velocidad creciente de la corriente en los márgenes de su campo de estabilidad. Los formados a menor velocidad tienen las crestas rectas y, sucesivamente, cambian a crestas sinuosas y a *ripples* linguoides (fig. 2-4). En general, la longitud de onda de los *ripples* es menor de 30 cm., su altura es de 2-3 cm. y no aparecen en arenas de tamaño de grano mayor de 0,6 mm. Cuando migran los *ripples* producen laminación cruzada tabular o planar en el caso de los *ripples* de crestas rectas y en artesa o surco (festón) en los sinuosos y linguoides (fig. 2-9). Este último tipo es el más frecuente en la naturaleza por la baja velocidad de corriente que requieren los de cresta recta.

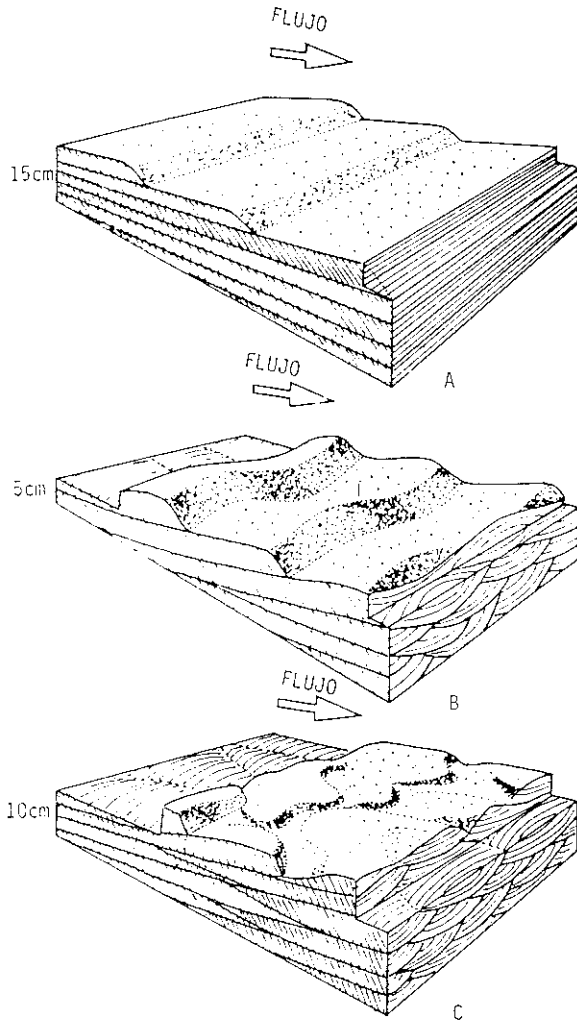


Figura 2-9.—Bloques diagrama que ilustran la formación de la laminación cruzada por tres tipos de *ripples* de corriente. (A) *Ripples* de cresta recta que generan laminación cruzada plana o tabular. (B) *Ripples* de cresta sinuosa que originan laminación cruzada en artesa o surco, con mejor desarrollo de los surcos hacia la parte baja del bloque. (C) *Ripples* linguoides que dan lugar a laminación cruzada en artesa bien desarrollada. Nótese la diferencia entre las secciones longitudinal y transversal en los tres bloques (modificado de REINECK y SINGH, 1980).

«*Ripples*» trepadores («*climbing ripples*»)

Cuando la caída de sedimento desde la suspensión es elevada, en comparación con la velocidad de migración de los *ripples*, no llega a producirse erosión en el flanco de

barlovento y los *ripples* se limitan a trepar sobre el dorso de los situados aguas abajo. La estructura resultante conserva prácticamente todo el sedimento depositado en el *ripple* y se conoce con el nombre de *ripples* trepadores (en inglés, *climbing ripples*). De acuerdo con la relación entre la carga en suspensión y de tracción, se distinguen *ripples* trepadores en deriva cuyas sets de láminas están desfasados y, al aumentar la carga en suspensión y el depósito, *ripples* en fase que conservan las láminas completas (fig. 2-10).

Los *ripples* trepadores indican una elevada velocidad de sedimentación de arena fina o limo en condiciones de baja energía de la corriente.

Laminación (estratificación) lenticular y fláser

Cuando existe una alternancia arena/lutita, indicativa de unas variaciones periódicas de la energía ambiental, la arena puede ser acumulada por las corrientes o las olas en forma de *ripples* que alternan con las lutitas. La abundancia relativa de los dos componentes puede variar y, en consecuencia, se distinguen tipos diferentes de estructuras. La laminación lenticular consiste en lentejoncillos de arena o *ripples* aislados en el seno de la lutita, es decir, hay defecto de arena. La laminación ondulada está integrada por capas de arena y lutita en proporción parecida. La laminación fláser está constituida por lentes de lutita en el seno de arena y corresponde a un depósito con defecto de lutita. Los tres tipos pueden aparecer asociados y existen todas las formas de transición entre ellos (fig. 2-11).

«*Megaripples*»

Los *megaripples* son grandes morfologías de fondo. Su altura supera los 10 cm., como mínimo, y su longitud de onda es mayor de 60 cm., alcanzando, incluso, los 30 m. La morfología de las crestas varía al aumentar la velocidad dentro de su campo de estabilidad y sucesivamente aparecen *megaripples*

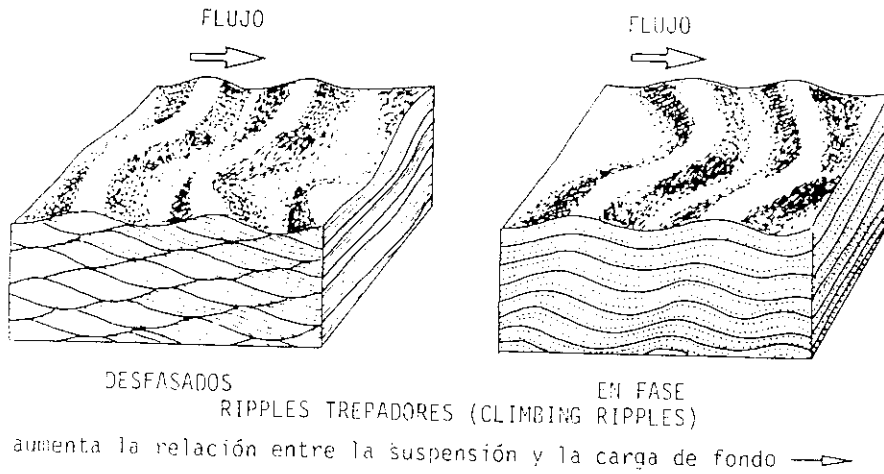


Figura 2-10.—Tipos de *ripples* trepadores en relación con el tipo de sedimento movido por el flujo (modificado de HARMS, 1975).

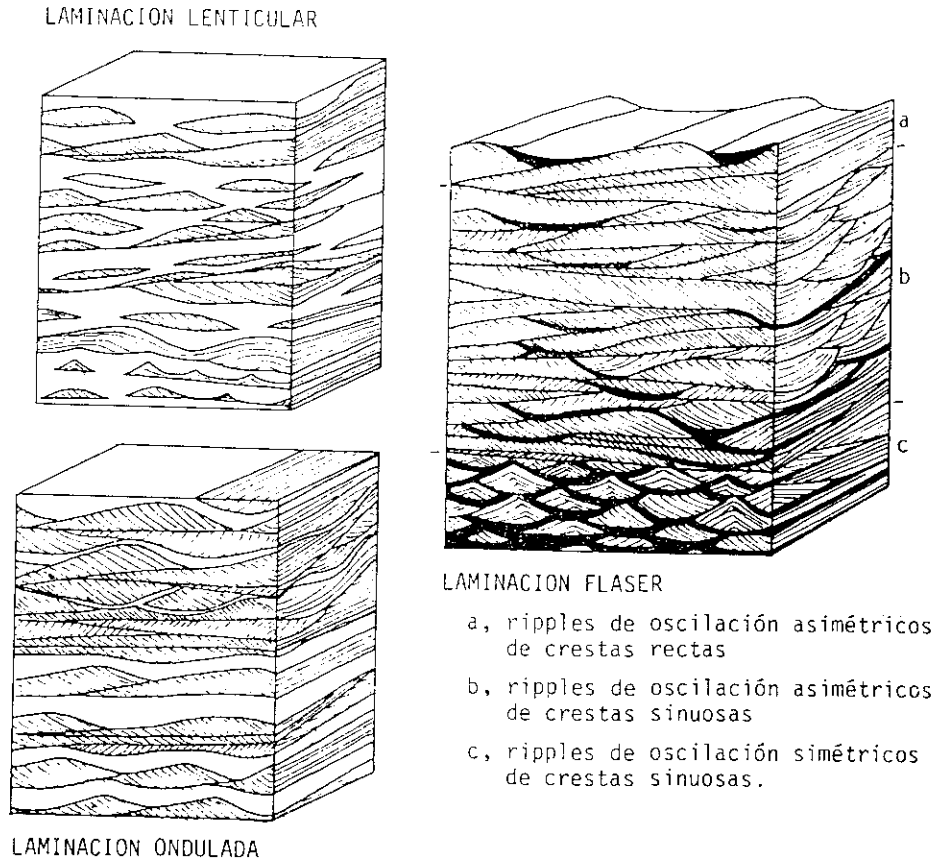


Figura 2-11.—Bloque diagrama de la estructura interna de las laminaciones lenticular (en la parte superior los *ripples* son de corriente y en la inferior de oscilación, tanto simétricos como asimétricos), ondulada (*wavy*) y flaser. En los dos primeros la fracción arcillosa se ha dejado en blanco, mientras que en el tercero se ha dibujado en negro (modificado de REINECK y WUNDERLICH, 1968 b).

de crestas rectas, de crestas sinuosas, irregulares y linguoides, en forma de media luna y romboidales (fig. 2-4). Al migrar, producen estratificación cruzada tabular o planar, en el caso de los *megaripples* de crestas rectas (figura 2-12), y en artesa o surco en las restantes (fig. 2-13), debido a la mayor irregularidad del remolino frontal en estos últimos, que excava un surco que, al rellenarse de arena, imprime su morfología. La estructura producida por los *ripples* romboidales no es bien conocida.

Algunos autores denominan *sand waves* a los *megaripples* de crestas rectas, pero es conveniente distinguir entre dos escalas de observación. Los más pequeños, tales como los que se forman en las cubetas de experimentación y en los ambientes intermareales, son los *megaripples* típicos, mientras que los denominados *sand waves* alcanzan unas dimensiones mucho mayores y migran muy lentamente. Otros denominan «dunas» a los *megaripples* de crestas sinuosas y en forma de media luna, es decir, a los *megaripples* tridi-

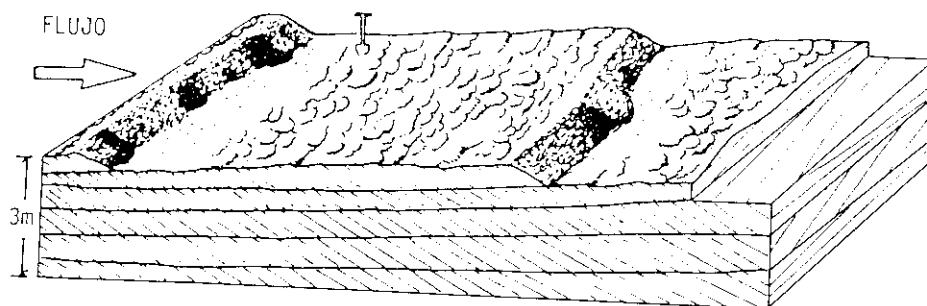


Figura 2-12.—Estratificación cruzada tabular o planar producida por la migración de *megaripples* de crestas esencialmente rectas (incluyendo los *sand waves*). Compárese la escala con la de la figura 2-9 (modificado de HARMS, 1975).

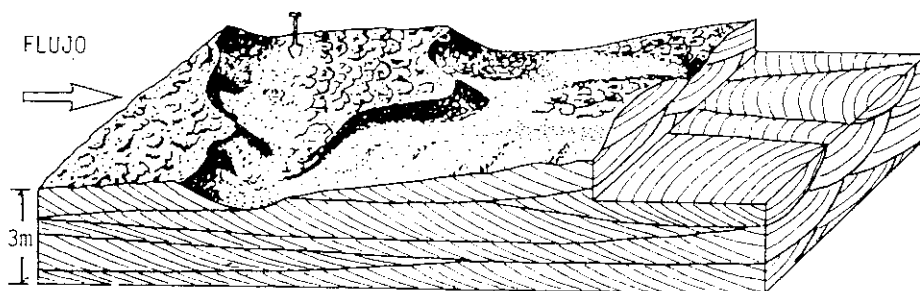


Figura 2-13.—Estratificación cruzada en artesa o surco generada por la migración de *megaripples* de crestas sinuosas y en forma de media luna (dunas, modificado de HARMS, 1975).

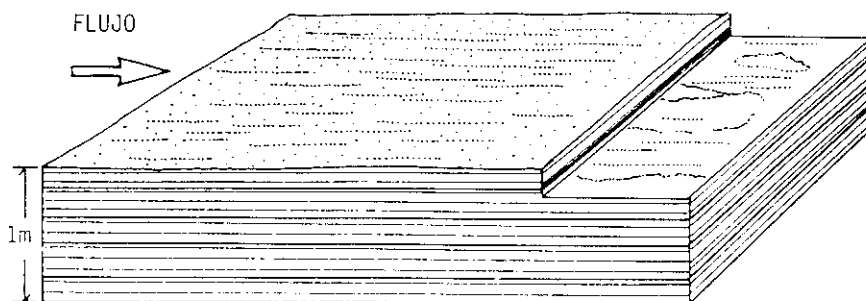


Figura 2-14.—Estratificación horizontal y laminación paralela formadas por transporte masivo de granos en fondo plano superior con régimen de flujo alto. Nótese las alineaciones de granos (*parting lineations*) en las superficies internas de las capas (modificado de HARMS, 1975).

mensionales, pero el nombre no es muy afortunado, pues, aunque morfológicamente son semejantes a las dunas verdaderas eólicas, su génesis es muy distinta y conviene reservar el nombre para aquéllas. Como norma general, es mejor utilizar un término amplio y luego estudiar los procesos generadores en lugar de usar directamente términos con implicaciones genéticas que pueden resultar erróneos si se confunde al agente productor.

Fondo plano y laminación paralela

La laminación paralela se forma por sedimentación en un fondo plano, que suele ser horizontal o casi horizontal. De acuerdo con el régimen de flujo existente durante su depósito, se pueden diferenciar dos tipos:

a) *Laminación paralela de régimen de flujo bajo.*—Se forma por sedimentación desde la suspensión en la parte baja del régimen de flujo bajo cuando no hay movimiento del fluido y con bajas velocidades de corriente para arenas de tamaño de grano superior a 0,6 mm. En general, sugiere un depósito rápido y es frecuente que se asocie a *ripples*, trepadores o normales, indicadores de baja energía de la corriente.

b) *Laminación paralela de régimen de flujo alto.*—Se forma por transporte masivo de sedimento sobre el fondo y puede mostrar alineaciones de granos (*parting lineation*) y estar asociada a estratificación cruzada en artesa o estratificación cruzada *hummocky* (fig. 5-6), todas ellas indicativas de unas velocidades de corriente más elevadas que en el caso anterior.

Antidunas

Las antidunas producen varios tipos de estructuras internas (fig. 2-15), pero sus posibilidades de preservación son muy restringidas, pues al decaer el régimen de flujo suelen ser removidas y destruidas por la propia corriente. Son muy escasas en los sedimentos fósiles.

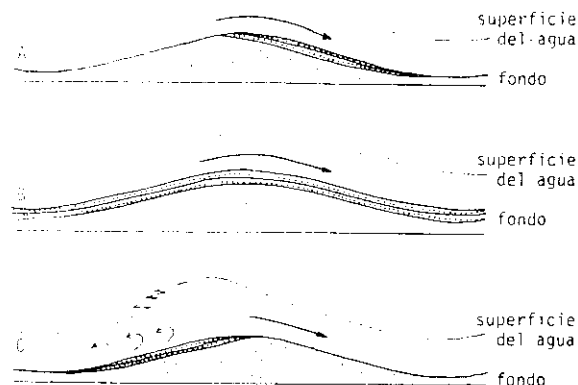


Figura 2-15.—Tres tipos de depósito en antidunas. (A) Láminas de bajo ángulo mal definidas en la cara de sotavento. (B) Láminas cubriendo toda la antiduna. (C) Láminas inclinadas suavemente (ángulo bajo) aguas arriba. Este tipo es el más frecuente y se produce cuando las antidunas se mueven corriente arriba y producen rompientes (modificado de KENNEDY, 1961. en REINECK y SINGH, 1980).

Otras estructuras

Pueden citarse las estratificaciones cruzadas compuestas que se producen por superposición de *bedforms* de diferente escala que migran o no en la misma dirección y las denominadas superficies de reactivación que se originan cuando un *ripple* migra a partir de la topografía de otro preexistente, separado de él por una superficie erosiva.

ESTRUCTURAS DE OLEAJE (FLUJO OSCILATORIO)

Movimiento de sedimento por las olas

La propagación de las olas imprime un movimiento circular a las partículas de agua que se amortigua progresivamente con la profundidad hasta desaparecer cuando ésta es igual a la mitad de la longitud de onda. Cuando las olas se acercan a la costa y la profundidad se hace menor que la semilongitud de onda, el movimiento del agua tropieza con el fondo y, debido a la incompresibilidad del agua, las órbitas de las partículas se defor-

man haciéndose primero elípticas y posteriormente planas, con lo que el movimiento se transforma en bidireccional sobre el fondo (figura 2-16).

Durante este movimiento bidireccional las partículas sedimentarias alcanzan una velocidad máxima que se representa por u_m y que es función directa de la altura de la ola e inversa del período, el cual se relaciona, a su vez, con la longitud de onda. Si u_m es lo bastante elevada como para mover el sedimento del fondo, se forman *ripples* de oscilación simétricos cuyas crestas son perpendiculares a la dirección de propagación de las olas. Por varias razones puede ocurrir que los valores de u_m sean mayores en una dirección que en la opuesta y aparece una asimetría de la velocidad Δu_m , con lo que el movimiento deja de ser puramente oscilatorio y adquiere una cierta componente traslacional. En este caso, tras el paso de la ola, las partículas no vuelven a su posición primitiva, sino que experimentan un desplazamiento neto en un sentido determinado y el sedimento se acumula en forma de *ripples* de oscilación asimétricos. Las láminas a ambos lados de la cresta del *ripple* integran una estructura en sardinita o galón (*chevron*) que se reconoce también en los senos (fig. 2-17).

La velocidad máxima u_m , durante el paso de la cresta de la ola, viene dada por la expresión

$$u_m = \frac{\pi H}{T \operatorname{sen} kh},$$

y también por

$$u_m = \frac{\pi d_0}{T},$$

donde

$$k = 2\pi/L.$$

T es el período de la ola, H su altura, L la longitud de onda, d_0 el diámetro del movimiento orbital y h la profundidad.

La asimetría de velocidad Δu_m puede calcularse mediante la expresión

$$\Delta u_m = \frac{14,8 H^2}{LT \operatorname{sen}^4 kh},$$

siempre que

$$h/L \geq 0,1,$$

y mediante

$$\Delta u_m = 2 \left(\frac{5}{4} \frac{u_m^2 T}{L} \right)$$

cuando h/L es menor de 0,1 y el fondo liso.

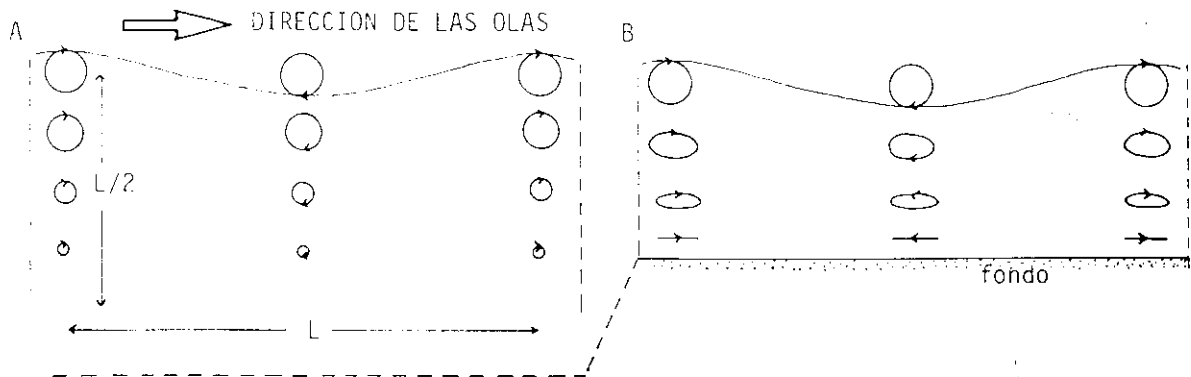


Figura 2-16.—Movimiento de partículas causado por el paso de olas en aguas profundas (A) y en aguas someras (B). En el segundo caso la profundidad es menor que la mitad de la longitud de onda (L) y se produce una deformación de las órbitas circulares de las partículas (modificado de HARVEY, 1976).

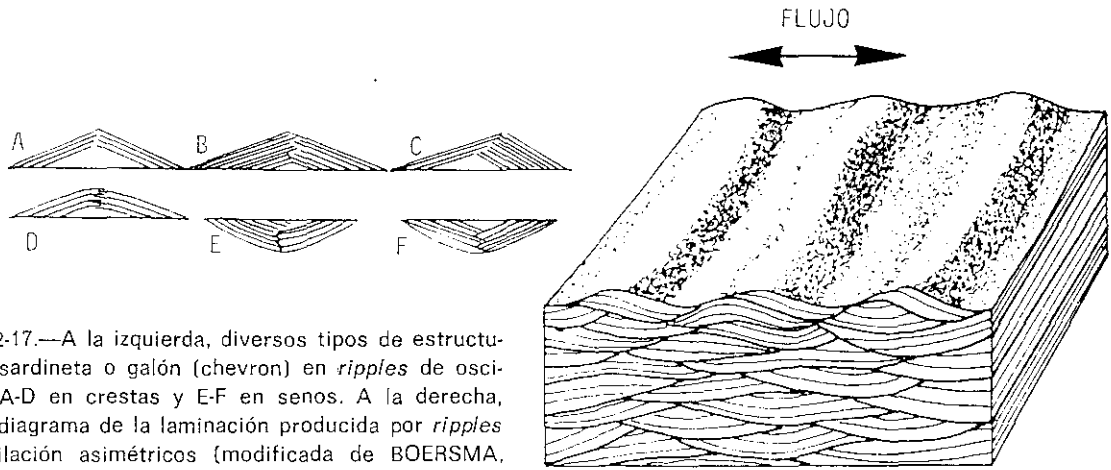


Figura 2-17.—A la izquierda, diversos tipos de estructuras en sardinetas o galón (chevron) en ripples de oscilación. A-D en crestas y E-F en senos. A la derecha, bloque diagrama de la laminación producida por ripples de oscilación asimétricos (modificada de BOERSMA, 1970).

Flujo oscilatorio y morfologías de fondo

La configuración del fondo es función de la altura de las olas, del período, de la profundidad y del tamaño de grano, es decir, de u_m , Δu_m , T y tamaño de grano (CLIFTON, 1976). Según aumenta la energía transmitida por el oleaje a las partículas sedimentarias del fondo y la asimetría del movimiento, lo cual

suele corresponderse con una disminución de la profundidad, se produce una sucesión de morfologías de fondo caracterizadas por unas estructuras sedimentarias particulares (figura 2-18). La secuencia comprende los siguientes términos: fondo plano sin movimiento → ripples de oscilación simétricos → ripples de oscilación asimétricos de crestas rec-

	TIPO DE FLUJO	REGIMEN DE FLUJO	MORFOLOGIAS DEL FONDO (BEDFORMS)	MORFOLOGIA DE CRESTAS	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
↑ "ENERGIA" CRECIENTE	OSCILATORIO ASIMETRICO	ALTO	FONDO PLANO SUPERIOR		laminación paralela
		TRANSICION	APLANAMIENTO		estratificación cruzada pasaje a laminación paralela
		BAJO	MEGARIPPLES MEDIA LUNA		estratificación cruzada en artesa (surco)
	R.O.A. CRESTAS IRREGULARES R.O.A. CRESTAS SINUOSAS RIPPLES DE OSCILACION ASIMETRICOS DE CRESTAS RECTAS			laminación cruzada de oscilación asimétrica (wave ripple cross lam.)	
	OSCILATORIO SIMETRICO		RIPPLES DE OSCILACION SIMETRICOS DE CRESTAS RECTAS		laminación cruzada de oscilación simétrica
	NO HAY MOVIMIENTO		FONDO PLANO INFERIOR		laminación paralela (decantación)

Figura 2-18.—Tipos de flujo oscilatorio, régimen de flujo, configuraciones del fondo, bedforms y estructuras sedimentarias resultantes. La escala de energía creciente viene dada por el incremento de la velocidad orbital de las partículas en el fondo (u_m) y de la asimetría de velocidad en el fondo (Δu_m).

tas → *ripples* de oscilación asimétricos de crestas sinuosas → *ripples* de oscilación asimétricos de crestas irregulares → *megaripples* en forma de media luna → fondo plano superior. Por su parte, DAVIDSON-ARNOTT y GREENWOOD (1976) proponen una secuencia ligeramente diferente que incluye un episodio de fondo plano entre los *ripples* de oscilación asimétricos y los *megaripples*, siendo igual el resto.

Como puede verse, el movimiento oscilatorio del oleaje puede generar varios tipos de estructuras sedimentarias, tales como laminación cruzada, estratificación cruzada y laminación paralela de modo semejante al flujo unidireccional y se puede aplicar el concepto de régimen de flujo (CLIFTON et al., 1971; DABRIO y POLO, 1981) de manera que se hace necesario estudiar los criterios de diferenciación de *ripples* de oleaje y de corriente.

Criterios de reconocimiento de estructuras formadas por el oleaje

El más utilizado, cuando se ven las crestas de los *ripples* en planta, es el de la diferencia entre los modelos de crestas: en los *ripples* de oscilación asimétricos las crestas son más regulares y presentan bifurcaciones y uniones, mientras que en los *ripples* de corriente no ocurre así (fig. 2-19, A). Por otra parte, los

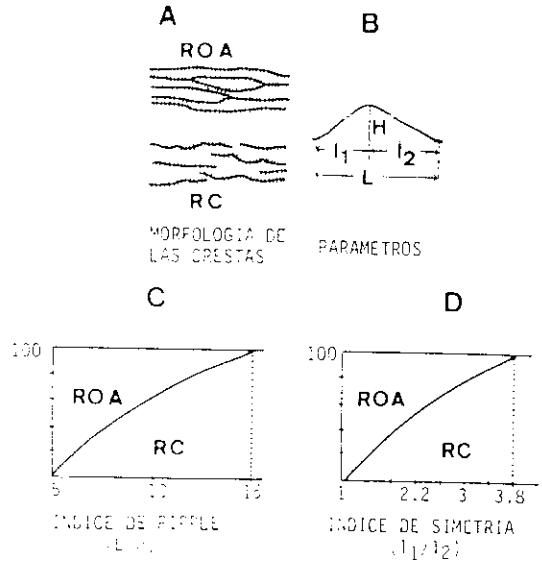


Figura 2-19.—Criterios más usuales para la distinción de *ripples* de oscilación asimétricos (R.O.A.) y *ripples* de corriente (R.C.). De izquierda a derecha: (A) Morfología de las crestas vistas en planta. (B) Parámetros del *ripple*, donde H: altura del *ripple*; L: longitud de onda, l₁ y l₂: proyecciones horizontales de los flancos del *ripple*. (C) Índice de *ripple* (I.R.=L/H). Cuando I.R. es menor de 5 sólo existen *ripples* de oscilación. Para valores de I.R. comprendidos entre 5 y 15, los *ripples* de corriente van sustituyendo progresivamente a los de oscilación asimétricos, como se aprecia en la curva que expresa los porcentajes relativos de ambos para cada valor de I.R. Para valores de I.R. superiores a 15 sólo existen *ripples* de corriente. (D) Índice de simetría (I.S.=l₁/l₂); para valores de I.S. superiores a 3,8, sólo existen *ripples* de corriente (modificado de REINECK y WUNDERLICH, 1968 a, y REINECK y SINGH, 1980).

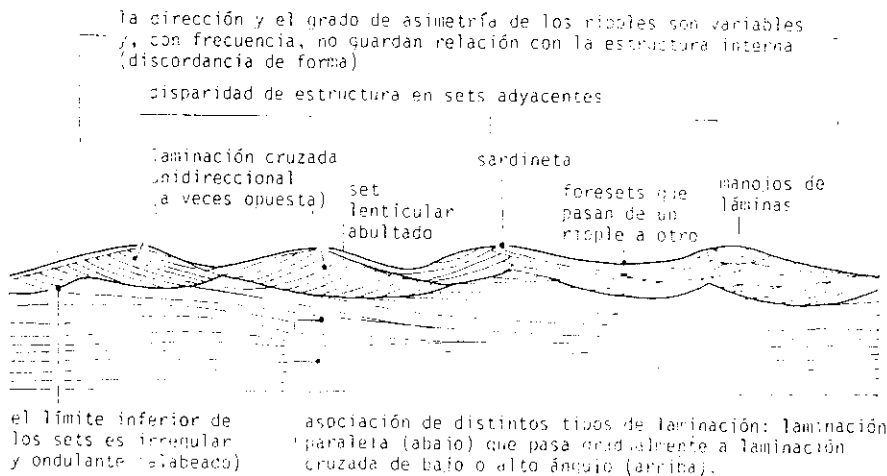


Figura 2-20.—Rasgos diagnósticos generales de la laminación producida por *ripples* de oscilación (modificado de DE RAAF et al., 1977, y BOERSMA, 1970).

valores del índice de *ripple* ($IR=L/H$) y del índice de simetría del *ripple* son más elevados en los *ripples* de corriente que en los de oscilación, aunque haya un solapamiento de valores aplicables a ambos tipos (fig. 2-19).

De todos modos, lo más frecuente es que los *ripples* se observen en sección y no se pueda utilizar el criterio anterior. En ese caso, se necesitan dos secciones de afloramiento que formen entre sí un ángulo recto, a fin de tener una idea exacta de la estructura interna del *ripple* o *megaripple* en estudio y la distinción ha de realizarse a partir del análisis de la laminación cruzada, lo cual no siempre es fácil. BOERSMA (1970) y DE RAAF et al. (1977) sumarizan los criterios más seguros para llevar a cabo la diferenciación (fig. 2-20).

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1970) (*).—*Physical Processes of Sedimentation. An Introduction*. G. Allen & Unwin, Londres, 248 pp.
- BOERSMA, J. R. (1970).—«Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology». *Tesis Doctoral, Univ. Utrecht*, 65 pp.
- CLIFTON, H. E. (1976).—«Wave-formed sedimentary structures. A conceptual model», en R. A. Davis, Jr., y R. L. Ethington (eds.), «Beach and Nearshore Sedimentation». *SEPM Spec. Pub.*, núm. 24, pp. 126-146.
- CLIFTON, H. E.; HUNTER, R. E., y PHILLIPS, R. L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore». *J. Sedim. Petrol.*, 41, pp. 651-670.
- COLLINSON, J. D., y THOMPSON, D. B. (1982) (*).—*Sedimentary structures*. G. Allen & Unwin, Londres, 194 pp.
- DABRIO, C. J., y POLO, M. D. (1981).—«Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system S.E. Spain». *Sediment. Geol.*, 32, pp. 141-151.
- DALRIMPLE, R. W.; KNIGHT, R. J., y LAMBIASE, J. J. (1978) (*).—«Bedforms and their stability relationship in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada». *Nature*, 275, pp. 100-104.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D., y GREENWOOD, B. (1976).—«Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada», en R. A. Davis, Jr. y R. L. Ethington (eds.), «Beach and Nearshore Sedimentation, *SEPM Spec. Pub.*, número 24, pp. 149-168.
- DE RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R., y GELDER, A. VAN (1977).—«Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland». *Sedimentology*, 24, pp. 451-483.
- FRIEDMAN, G. M., y SANDERS, J. E. (1978).—*Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, Nueva York, 792 pp.
- HARMS, J. C. (1975).—«Stratification produced by migrating bed forms». *SEPM Short Course*, núm. 2, pp. 45-61.
- HARVEY, J. G. (1976).—«Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments». Artemis Press, Sussex, 143 pp.
- JOPLING, A. V. (1963).—«Hidraulic studies on the origin of bedding». *Sedimentology*, 2, pp. 115-121.
- «Hydraulic factors and the shape of laminae». *J. Sediment. Petrol.*, 35, pp. 777-791.
- (1967).—«Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a strembed: A laboratory study». *J. Geol.*, 75, pp. 287-305.
- KENNEDY, J. F. (1961).—«Stationary waves and antidunes in alluvial channels». *W. M. Keck Lab. Hydraulics Water Resources, Rep. KH-R-2, Cal. Inst. Techn. Pasadena*, 146 pp.
- KLEIN, G. de V. (ed.) (1977) (*).—«Sedimentary Processes: Processes of detrital sedimentation». *SEPM Reprint Series*, núm. 4, 236 pp.
- LEEDER, M. R. (1982).—*Sedimentology: Process and Product*. George Allen & Unwin, Londres, 344 pp.
- MIDDLETON, G. V. (ed.) (1977) (*).—«Sedimentary Processes: Hydraulic interpretation of Primary Sedimentary Structures». *SEPM Reprint Series*, núm. 3, 285 pp.
- MIDDLETON, G. V., y SOUTHARD, J. B. (1978).—«Mechanics of Sediment Movement». *SEPM Short Course*, núm. 3, 250 pp.
- REINECK, H. E., y SINGH, I. B. (1980).—(2 ed.). *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlín, 549 pp.
- REINECK, H. E., y WUNDERLICH, F. (1968a).—«Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln». *Senckenbergiana Lethaea*, 49, pp. 321-345.
- (1968).—«Classification and origin of flaser and lenticular bedding». *Sedimentology*, 11, pp. 99-104.
- RICCI-LUCCHI, F. (1980) (*).—*Sedimentologia*. C.L.U.B.E. Bologna, vol. 2, 222 pp.
- SIMONS, D. B., y RICHARDSON, E. V. (1962).—«Resistance to flow in alluvial channels». *Am. Ass. Civ. Engrs. Trans.*, 127, pp. 927-953.
- SOUTHARD, J. B. (1975).—«Bed configurations». *SEPM Short Course*, núm. 2, pp. 5-43.

Recibido: Diciembre de 1982