

Capítulo II.

Transporte de sedimentos

II. Transporte de Sedimentos

II.1 Introducción

Se da el nombre de sedimentos a las partículas procedentes de rocas o suelos no consolidados, las cuales son transportadas por el agua o por el viento, y que, después de cierto acarreo, son depositados a lo largo de los cauces de los ríos, en lagos, lagunas, en el mar y en las partes bajas de las cuencas.

Las arenas son aquellos sedimentos que pueden caracterizarse con un diámetro en el rango de 0.062 a 2 mm, de acuerdo a la escala de tamaños de grano de Wentworth. Los finos se clasifican en arcillas y limos, los cuales tienen diámetros menores a las arenas y sus propiedades son fuertemente influenciadas por el fenómeno de cohesión. Existen también las gravas, con diámetros mayores a 2 mm, para las cuales su permeabilidad es uno de los factores determinantes de su comportamiento. En la naturaleza se pueden encontrar zonas donde existan estos tipos de sedimentos o combinación de ellos, de forma que en esas condiciones sus propiedades se ven alteradas, por ejemplo, una mezcla de finos y arenas es más resistente a la erosión que fuera de la mezcla, o combinada grava con arena se reduce su permeabilidad.



Figura II-1 De izquierda a derecha: Grava, arenas y arcilla

II.1.1 Tipos de transporte de sedimentos

En el mar, las arenas pueden ser movidas por corrientes, por oleaje, o, como sucede comúnmente, por corrientes y oleaje en conjunto. El movimiento puede describirse en tres procesos: inicio de arrastre, transporte y sedimentación, los cuales ocurren simultáneamente y pueden interactuar entre ellos.

- × Inicio de Arrastre: cuando las fuerzas de arrastre que actúan sobre los granos tienen una magnitud tal que cualquier incremento produciría el movimiento, se dice que el sedimento se encuentra bajo condiciones críticas, y una vez superadas inicia el transporte. Las fuerzas que tienden a mover o arrastrar los sedimentos son la presión hidrodinámica y las fuerzas de viscosidad del flujo, mientras que las fuerzas que ofrecen resistencia al movimiento están relacionadas con el tamaño del grano y la distribución de los granos que existen en el fondo. Las fuerzas que resisten el movimiento para los sedimentos de mayor tamaño, tales como gravas y arenas, es el peso de la partícula, mientras que para los finos son las fuerzas cohesivas.

- × Transporte: una vez que se ha iniciado el movimiento, el transporte se clasifica en dos tipos, de acuerdo a la forma en que se realiza, y sumados conforman el transporte total del sedimento.
 - El instante en que los granos se encuentran rodando, en saltación o deslizándose sobre la cama de arena, se conoce como **transporte por fondo** y es la forma dominante de transporte para flujos de baja velocidad o granos de gran tamaño. El rodamiento ocurre cuando las partículas están en continuo contacto con fondo, en caso de que dicho fondo no sea uniforme, las partículas generalmente no se mantienen en contacto continuo sino que saltan.
 - Si la velocidad del flujo es mayor y los granos de menor tamaño, la arena sufre el **transporte por suspensión**, lo que implica, como su nombre lo indica, que los granos se suspenden una considerable altura sobre el fondo y siguen su movimiento gracias a las corrientes. En general, se puede considerar que granos de 2 mm en adelante, sufren transporte de fondo, y granos menores a 0.2 mm, por suspensión.

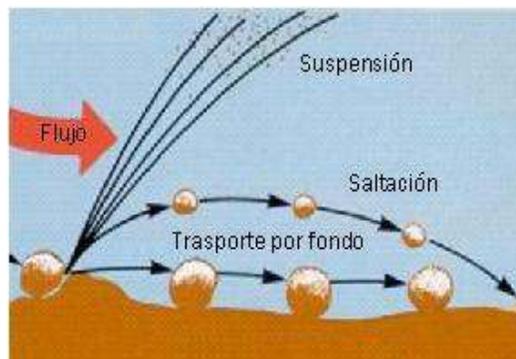


Figura II-2 Tipos de transporte de sedimentos

- × Sedimentación: es el proceso en el que los granos se depositan sobre el fondo después de haber sido transportados.

II.1.2 Formas en el fondo marino

Como resultado del transporte, el fondo puede tomar diferentes configuraciones, las cuales son de gran importancia por su impacto en la resistencia al flujo, debido a la rugosidad que generan, y por su contribución al transporte. Las diferentes configuraciones que puede tomar el fondo del mar son: cama plana, rizados, dunas y antidunas.

- × **Cama plana sin movimiento:** se presenta un fondo plano si las condiciones hidrodinámicas no han superado las condiciones críticas, es decir, no se ha iniciado el movimiento.
- × **Rizos:** son ondulaciones triangulares que cuando son formados por corrientes, presentan una pendiente suave aguas arriba y una pendiente más brusca aguas abajo, su formación está condicionada por la velocidad del flujo y su tamaño por el tamaño de los granos. Bajo la acción del oleaje, tienden a orientarse paralelamente a las crestas de las olas y son simétricos respecto a su cresta, forman un patrón regular de líneas paralelas que puede ocasionalmente romperse por bifurcaciones en la configuración, y pueden presentarse en combinación con dunas. Reineck et al. (1971) establecen como longitud máxima de la ondulación para considerarse rizo los 60 cm.

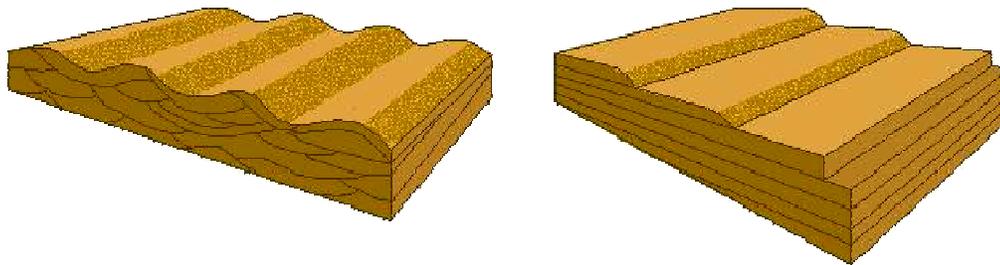


Figura II-3 Configuración de rizados formados por oleaje (izquierda) y por corriente (derecha)

- × **Dunas:** son ondulaciones de mayor longitud que los rizados, llegando a medir varios metros, con las mismas características de pendientes, pero para su formación se requiere de un flujo de mayor velocidad y un mayor transporte de sedimentos, la cual depende del tamaño de los granos, a diferencia de los rizados.
- × **Cama plana con movimiento:** también puede presentarse el fondo plano una vez formadas las ondulaciones. Si el flujo continúa con alta velocidad provoca que dichas ondulaciones sean lavadas, es decir, que desaparezcan, lo cual implica que la rugosidad del fondo disminuirá considerablemente.

- × **Antidunas:** son ondulaciones que se forman sobre el fondo plano, en función de las características del flujo y del sedimento, las cuales crecen en sentido contrario al flujo, presentándose en aguas someras y flujos severos. Poseen una inclinación baja en sentido contrario al flujo, lo cual permite identificarlas, aunque su preservación es de muy corta duración.

II.1.3 Tasa de transporte de sedimentos

Un parámetro muy utilizado en la práctica es la tasa de transporte de sedimento, la cual indica la cantidad de sedimento que atraviesa un plano vertical de ancho unitario, perpendicular a la dirección del flujo, por unidad de tiempo. Dicha tasa se maneja, generalmente, en toneladas por metro por día ($\text{ton m}^{-1} \text{d}^{-1}$ o $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ en S.I.), llamada **tasa de transporte másica**, aunque la cantidad de sedimento puede expresarse no sólo en masa, sino también en volumen ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ en S.I.), y en tal caso es conocida como **tasa volumétrica de transporte**. Por ejemplo, una aplicación de ella es el estudio de la evolución morfológica de las playas, la cual depende de diferentes factores (Figura II-4) y puede analizarse por medio de las tasas de aporte y pérdida del sedimento. Se determina que una zona se encuentra en proceso de erosión si la pérdida es mayor que el aporte, en caso contrario, se encuentra en acreción.



Figura II-4 Balance sedimentario

II.2 Formulaciones para estimar el transporte de sedimentos

El fenómeno físico que define cómo el agua mueve al sedimento no ha podido ser descrito con precisión, pues aún no es comprendido del todo, es por eso que existen numerosas fórmulas propuestas para predecir las tasas del transporte de sedimentos. Dichas tasas suelen estar en función de las propiedades del fluido, de las condiciones del flujo y de las propiedades del sedimento, tales como el tamaño del grano, forma, densidad, velocidad de caída y ángulo de reposo.

II.2.1 Esfuerzo cortante en el fondo

Los efectos de las fuerzas hidrodinámicas del flujo sobre los sedimentos se reflejan, en primer lugar, a través de la fuerza cortante (o de fricción) que ejercen sobre el fondo. Esto se expresa en términos del **esfuerzo cortante en el fondo** (τ_0), que es esta fuerza ejercida por el flujo por unidad de área de la cama de sedimento, el cual suele manejarse en unidades de velocidad, conocida como **velocidad de cortante** (u_*), definida de la siguiente manera:

$$u_* = \left(\frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad \text{Ec. II-1}$$

donde ρ es la densidad del agua.

Es importante destacar que esta velocidad de cortante no corresponde a una velocidad real del flujo, pero se define de esa manera únicamente por conveniencia matemática.

Un manejo matemático muy común en el estudio del transporte de sedimentos es el uso del **parámetro de Shields** (θ), el cual es un valor adimensional del esfuerzo cortante (τ_0), expresado en términos de la aceleración de la gravedad (g), la densidad del agua (ρ), la densidad del sedimento (ρ_s) y el diámetro de los granos (d), quedando definido como:

$$\theta = \frac{\tau_0}{g(\rho_s - \rho)d} \quad \text{Ec. II-2}$$

El valor requerido del diámetro de los granos debe corresponder a un valor que sea representativo de la muestra en conjunto, pues incluso las camas de arena que tienen una forma ordenada en la naturaleza, tienen granos de diferentes tamaños dentro de cierto intervalo. El diámetro mediano de la muestra “ d_{50} ” es el más utilizado, el cual es el valor que, en masa, la mitad de las

partículas tendrán diámetro mayor a él y la otra mitad serán de menor tamaño. En general, el diámetro d_n corresponde al valor para el cual el $n\%$ de la masa de los granos de la muestra tiene diámetros menores.

El esfuerzo cortante total en el fondo (τ_0), está constituido por diferentes contribuciones y pueden manejarse con la siguiente notación (Soulsby, 1997):

Notación	Contribución	Descripción
τ_{0s}	Fricción superficial	La fuerza producida por el flujo sobre la superficie del sedimento
τ_{0f}	Por la forma del fondo	Presión asociada al flujo sobre rizados formados en el fondo
τ_{0r}	Transporte de sedimento	Esfuerzo causado por el impulso transferido para mover los granos

De esta forma, el esfuerzo total queda determinado como la suma de las contribuciones descritas:

$$\tau_0 = \tau_{0s} + \tau_{0f} + \tau_{0r} \quad \text{Ec. II-3}$$

Cuando el fondo tiene configuración de cama plana, la única contribución presente es la de fricción superficial, por lo que el esfuerzo total será igual a τ_{0s} . Esto puede ocurrir cuando se trata de sedimento grueso ($d_{50} > 0.8$ mm), para sedimentos finos pueden presentarse tanto configuración en rizados como cama plana.

El esfuerzo generado no sólo depende de la velocidad del flujo, sino también de la rugosidad de la cama de sedimento, la cual puede ser determinada utilizando la rugosidad de Nikuradse (k_s) o la longitud rugosa (z_0), en el caso de fondo plano, relacionadas entre sí de la siguiente forma:

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad \text{Ec. II-4}$$

Un valor comúnmente utilizado para la rugosidad se determina en función del diámetro del grano, partiendo de la convención de que el esfuerzo provocado por la fricción superficial sólo depende del tamaño de las partículas y de que se trata de un fondo plano, se escribe como:

$$k_s = 2.5d_{50} \quad \text{Ec. II-5}$$

Combinando la Ec. II-4 y la Ec. II-5 se puede escribir el valor de la longitud rugosa en función del diámetro:

$$z_0 = \frac{d_{50}}{12} \quad \text{Ec. II-6}$$

Por otro lado, existen diferentes mecanismos a través de los cuales se genera el esfuerzo cortante en el fondo, por lo cual resulta conveniente diferenciarlos en concepto y notación:

- × Generado por corriente, utiliza la notación general (τ_0, u_*, θ) que indica los valores promedio que puede tomar el esfuerzo cortante, su velocidad de cortante y el parámetro de Shields asociados.
- × Generado por oleaje, utiliza el subíndice “w” $(\tau_w, u_{*w}, \theta_w)$ para denotar las amplitudes de los valores oscilatorios del esfuerzo cortante, su velocidad de cortante y el parámetro de Shields asociados.
- × Generado por corriente y oleaje en conjunto, utiliza el subíndice “m” $(\tau_m, u_{*m}, \theta_m)$ que representa los valores promedio en un ciclo de ola y el subíndice “máx” $(\tau_{máx}, u_{*máx}, \theta_{máx})$ para los valores máximos durante un ciclo de ola.

II.2.2 Transporte por fondo

Como se mencionó, en el transporte por fondo los granos se mueven rodando, deslizándose o saltando a lo largo del fondo, bajo estas condiciones el peso de los granos es soportado por contacto con otros granos y no por los movimientos ascendentes del flujo como en el caso de los sedimentos suspendidos. Este tipo de transporte puede presentarse sobre cama plana y flujos de bajas velocidades, sobre un fondo con ondulaciones y flujos severos o sobre una cama plana y flujos muy severos para los casos en el que las ondulaciones ya han desaparecido.

Para flujos en los que las condiciones hidrodinámicas permiten que los granos se suspendan, el transporte por fondo ocurre simultáneamente aunque su aporte es mucho menor al transporte total, especialmente en el caso de arenas finas.

Bajo corrientes

La tasa de transporte de sedimentos por fondo se ha propuesto en función del parámetro de Shields (Ec. II-2) y su valor crítico (θ_{cr}) , correspondiente el inicio de movimiento, mediante expresiones propuestas por distintos autores. La tasa se puede expresar como el volumen transportado por unidad de tiempo por unidad de ancho (q_b) , lo cual se conoce como tasa volumétrica de transporte

por fondo, o de manera adimensional (Φ), utilizando el valor de la gravedad (g), la densidad relativa ($s=\rho_s/\rho$) y el diámetro de los granos (d). Ambas tasas se relacionan de la siguiente manera:

$$\Phi = \frac{q_b}{[g(s-1)d^3]^{1/2}} \quad \text{Ec. II-7}$$

Con la finalidad de obtener la tasa volumétrica de transporte por fondo, diferentes autores han propuesto diferentes expresiones como las que se muestran a continuación, las cuales aplican en condiciones de corrientes, es decir, flujos uniformes, como en el caso de los ríos.

Meyer-Peter and Müller (1948)

$$\Phi = 8(\theta - \theta_{cr})^{3/2} \quad \text{Ec. II-8}$$

donde $\theta_{cr} = 0.047$

Yalin (1963)

$$\Phi = F_Y \theta^{1/2} (\theta - \theta_{cr}) \quad \text{Ec. II-9}$$

$$\text{donde } F_Y = \frac{0.635}{\theta_{cr}} \left[1 - \frac{1}{aT} \ln(1 + aT) \right]$$

$$a = 2.45 \theta_{cr}^{0.5} s^{-0.4}$$

$$T = \frac{(\theta - \theta_{cr})}{\theta_{cr}}$$

Nielsen

$$\Phi = 120 \theta^{1/2} (\theta - \theta_{cr}) \quad \text{Ec. II-10}$$

Bajo oleaje

Si el oleaje presenta una superficie libre sinusoidal, el transporte neto sería nulo debido a que la velocidad orbital es simétrica. En el caso de un oleaje asimétrico (como por ejemplo con ondas tipo *cnoidal*), como el que se presenta en aguas someras, el transporte neto es diferente de cero, pues, generalmente, la cantidad transportada por el paso de la cresta es mayor que la correspondiente al valle, lo que resulta en un transporte en dirección de la propagación de la ola, por lo que el transporte neto será la diferencia entre ellos.

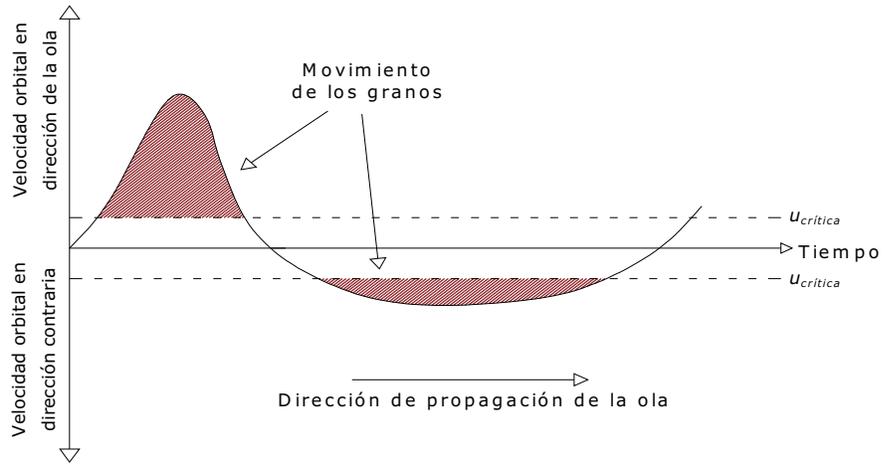


Figura II-5 Movimiento de los granos debido a la variación de la velocidad en un periodo de ola

Para calcular la tasa volumétrica de transporte por fondo para medio ciclo de la ola ($q_{b1/2}$) existen las siguientes propuestas:

Madsen and Grant (1976)

$$q_{b1/2} = F_{MG} w_s d \theta_w^3 \quad \text{Ec. II-11}$$

donde

$$F_{MG} = 12.5 \quad \text{si } \theta_w \gg \theta_{cr}$$

$$F_{MG} \rightarrow 0 \quad \text{si } \theta_w \rightarrow \theta_{cr}$$

Sleath (1978)

$$q_{b1/2} = 47 \omega d^2 (\theta_w - \theta_{cr})^{3/2} \quad \text{Ec. II-12}$$

Soulsby (1997)

$$q_{b1/2} = 5.1 [g(s-1)d^3]^{1/2} (\theta_w - \theta_{cr})^{3/2} \quad \text{Ec. II-13}$$

Bajo oleaje-corriente

Cuando el flujo está constituido por corrientes y oleaje simultáneamente, el sedimento queda sometido a dos mecanismos, por un lado, las olas mantienen a los granos en movimiento debido a la turbulencia, y por otro, la corriente permite un transporte neto diferente de cero. Una expresión que aún se utiliza comúnmente es la propuesta por Bijker (1967), la cual arroja la tasa volumétrica de transporte

neto promedio bajo un oleaje sinusoidal, está en función de la velocidad de cortante debido a una corriente (u_*), el factor de rizadura (μ), la altura de los rizos (Δ_r), la amplitud de la velocidad orbital de la ola (U_w), la velocidad de la corriente a la profundidad promedio (\bar{U}) y la profundidad (h), y se escribe de la siguiente manera:

$$q_b = A_B u_* d \exp \left[\frac{-0.27 g (s-1) d}{\mu (u_*^2 + 0.016 U_w^2)} \right] \quad \text{Ec. II-14}$$

con

$$u_* = \frac{0.40 \bar{U}}{\ln(12h / \Delta_r)}$$

$$\mu = \left[\frac{\ln(12h / \Delta_r)}{\ln(12h / d_{90})} \right]^{1.5}$$

$$A_B = 1 \quad \text{si las olas no rompen}$$

$$A_B = 5 \quad \text{si las olas rompen}$$

II.2.3 Transporte por suspensión

Si las condiciones hidrodinámicas del flujo son considerablemente superiores a las que se requieren para el inicio de arrastre, las partículas se desprenden de la cama y se ponen suspensión, moviéndose a la misma velocidad de la corriente. El transporte por suspensión es una importante contribución al transporte total que sufre el sedimento, pues el transporte por fondo es sólo una pequeña fracción del total cuando ocurren simultáneamente, por lo que su estimación adecuada es de gran importancia.

Inicio de suspensión

Bagnold (1966) estableció que los granos pueden permanecer en suspensión sólo si su velocidad de caída (w_s) es menor a la componente ascendente de la velocidad de los remolinos, la cual puede ser representada por intensidad vertical de la turbulencia, está relacionada con la velocidad asociada al esfuerzo cortante que experimentan los granos en el fondo debido a la fricción entre ellos y el flujo (u_{*s}). De esta manera, se puede determinar un criterio de umbral de suspensión, quedando determinado por la siguiente relación:

$$u_{*s} = w_s \quad \text{Ec. II-15}$$

Si la cama de sedimentos es una mezcla bien graduada, sólo la fracción de finos se suspende, mientras que el material grueso se mueve por fondo. En este caso resulta conveniente dividir la muestra de sedimento en diferentes clases de acuerdo a su diámetro, en las cuales se incluya una banda de valores para poder así realizar los cálculos para cada clase por separado y finalmente sumar proporcionalmente el transporte de cada una de ellas. Puede también seleccionarse un solo diámetro representativo de la muestra, lo cual sería menos preciso pero más sencillo.

La mayoría de las expresiones propuestas para el cálculo de la velocidad de caída utilizan el valor del **diámetro adimensional**, que está en función de la gravedad, la viscosidad cinemática del agua, la densidad de los granos y su diámetro, definiéndose como:

$$D_* = \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d \quad \text{Ec. II-16}$$

Por ejemplo, Van Rijn (1984) propuso una expresión para el cálculo de la velocidad de caída para arenas de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} w_s &= \frac{\nu D_*^3}{18d} & \text{si} & \quad D_*^3 \leq 39 \\ w_s &= \frac{\nu D_*^{2.1}}{6d} & \text{si} & \quad 39 < D_*^3 < 10^4 \\ w_s &= \frac{1.05\nu D_*^{1.5}}{d} & \text{si} & \quad 10^4 \leq D_*^3 < 3 \cdot 10^6 \end{aligned} \quad \text{Ec. II-17}$$

Otro parámetro de utilidad para el estudio del transporte por suspensión es la difusividad vertical del sedimento (ϵ_v), la cual es función de la rugosidad del fondo, el esfuerzo cortante, agitación principalmente debido a las olas) y la velocidad de sedimentación.

Concentración de sedimento en suspensión

Van Rijn (1989) propone la concentración media temporal del sedimento en suspensión bajo condiciones de oleaje-corriente, por medio de la solución de la ecuación para la concentración sobre la profundidad, la cual está en función de la concentración promediada temporalmente a una altura z ,

$c(z)$, de la declinación de la velocidad de caída debido a altas concentraciones, $(1-c)^5$, y del coeficiente de mezcla en el caso de oleaje-corriente (ε_{swc}), definida como:

$$\frac{\partial c(z)}{\partial z} = -\frac{\omega_s c (1-c)^5}{\varepsilon_{swc}} \quad \text{Ec. II-18}$$

Van Rijn presenta también la tasa volumétrica de transporte por suspensión por medio de la integración de la ecuación de flujo de sedimentos sobre la profundidad:

$$q_s = \int_{z_a}^h \vec{u}(z) c(z) dz \quad \text{Ec. II-19}$$

donde

$$z_a = \max(k_{stc}, k_{stw})$$

h es la profundidad del agua

k_{stc} es la rugosidad total debida a la corriente

k_{stw} es la rugosidad total debida al oleaje

$\vec{u}(z)$ es la velocidad promediada temporalmente a una altura z

Camenen y Larson (2008) proponen una expresión para el cálculo de la tasa volumétrica de transporte por suspensión, en función de la concentración de referencia (c_R), la velocidad promediada en la vertical ($U_c = \vec{u}$) y la cantidad de sedimento disponible ($F(c_R, \varepsilon)$):

$$q_s = U_c c_R \frac{\varepsilon}{\omega_s} \left[1 - \exp\left(-\frac{\omega_s h}{\varepsilon}\right) \right] = U_c F(c_R, \varepsilon) \quad \text{Ec. II-20}$$

donde

$$c_R = A_{cR} \theta_T \exp\left(-4.5 \frac{\theta_M}{\theta_{cr}}\right) \quad \text{Ec. II-21}$$

θ_T parámetro de Shields dependiente del transporte

θ_M parámetro máximo de Shields

θ_{cr} parámetro crítico de Shields

Los valores de la expresión anterior (Ec. II-20) dependen de las condiciones de flujo bajo las cuales se lleva a cabo el transporte como se define a continuación.

Bajo corriente:

$$\theta_T = \theta_M = \theta_{cr} \quad \text{Ec. II-22}$$

$$A_{cR} = 1.5 \times 10^{-3} \exp(-0.2d_*) \quad \text{Ec. II-23}$$

Bajo oleaje:

$$A_{cR} = 5 \times 10^{-4} \quad \text{Ec. II-24}$$

Bajo oleaje-corriente:

$$\theta_T = \theta_{wcm} = \sqrt{\theta_c^2 + \theta_{wm}^2 + 2\theta_{wm}\theta_c \cos \varphi} \quad \text{Ec. II-25}$$

$$\theta_M = \theta_{wc} = \sqrt{\theta_c^2 + \theta_w^2 + 2\theta_w\theta_c \cos \varphi} \quad \text{Ec. II-26}$$

En las expresiones anteriores θ_m y θ_M se refieren al valor medio y máximo del parámetro de Shields, respectivamente, y φ al ángulo formado entre la dirección del oleaje y la corriente.

Para tomar en cuenta un posible transporte de sedimentos en la dirección del oleaje, la Ec. II-20 se escribe para el transporte de dirección del oleaje (q_{sw}) y para la dirección perpendicular (q_{sn}) de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} q_{sw} &= (U_{wcp} - U_{wco}) F(c_R, \varepsilon) \\ q_{sn} &= U_c \text{sen } \varphi F(c_R, \varepsilon) \end{aligned} \quad \text{Ec. II-27}$$

donde

U_{wej} es la media cuadrática de la velocidad $u(t) = u_w(t) + U_c \cos \varphi$ en el semiperiodo T_{wj} . El subíndice j debe ser remplazado por p (hacia la playa para $u(t) \geq 0$) u o (hacia mar adentro $u(t) < 0$)

φ es el ángulo formado entre la corriente y el oleaje

II.3 Inicio de arrastre bajo oleaje

Para flujos con bajas velocidades, la cama de arena permanece inmóvil, pero si la velocidad aumenta, se llegará a una velocidad a la que algunos granos comienzan a moverse, a este instante se le conoce como **inicio de arrastre o de movimiento** y a dicha velocidad se le llama **velocidad crítica**.

En el presente trabajo se analiza experimentalmente el inicio de arrastre en arenas bajo condiciones de oleaje, por lo que, a continuación, se presentan expresiones existentes para el cálculo de los parámetros que se involucran en dicho fenómeno bajo oleaje.

Bajo oleaje, el inicio de arrastre depende de la amplitud de la velocidad orbital del fondo (U_w), del periodo de la ola y del diámetro y densidad del grano. La **velocidad orbital crítica** (U_{wcr}), que pone en movimiento los granos, puede determinarse con las expresiones de Komar y Miller (1974):

$$\begin{aligned}
 U_{wcr} &= [0.118g(s-1)]^{2/3} d^{1/3} T^{1/3} && \text{para } d < 0.5 \text{ mm} \\
 U_{wcr} &= [1.09g(s-1)]^{4/7} d^{3/7} T^{1/7} && \text{para } d > 0.5 \text{ mm}
 \end{aligned}
 \tag{Ec. II-28}$$

Estas expresiones son comúnmente utilizadas, pero tienen como limitante la discontinuidad que presentan cuando el diámetro es igual a 0.5 mm.

La velocidad orbital crítica puede deducirse también del valor del esfuerzo cortante crítico en el fondo, el cual depende de la forma del fondo y se obtiene como se describe en la siguiente sección (Soulsby 1997).

II.3.1 Esfuerzo cortante crítico

El esfuerzo cortante en el fondo tiene una amplitud oscilatoria (τ_w) que puede escribirse en función de la velocidad orbital en el fondo (U_w) y del factor de fricción bajo oleaje (f_w) de la siguiente manera:

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_w^2
 \tag{Ec. II-29}$$

Si la velocidad orbital es la correspondiente velocidad crítica (U_{wcr}), entonces puede obtenerse el esfuerzo cortante crítico en el fondo debido al oleaje (τ_{wcr}) con la Ec. II-29.

El factor de fricción bajo oleaje, requerido para calcular el esfuerzo cortante puede ser determinado por algunas propuestas, por medio de las cuales se obtienen dos valores diferentes, uno para fondo rugoso (f_{wr}) y otro para fondo no rugoso (f_{ws}), de ellos se utiliza el que tenga el valor mayor para introducirlo en la expresión del esfuerzo, esto debido a que el mayor indicará sobre qué tipo de fondo corre el flujo (rugoso o no rugoso). Se muestran a continuación expresiones para calcular los factores de fricción, las cuales son válidos para fondo plano y flujo turbulento.

Swart (1974)

$$\begin{aligned} f_{wr} &= 0.3 && \text{para } r \leq 1.57 \\ f_{wr} &= 0.00253 \exp(5.21r^{-0.19}) && \text{para } r > 1.57 \end{aligned} \quad \text{Ec. II-30}$$

Nielsen (1992)

$$f_{wr} = \exp(5.5r^{-0.2} - 6.3) \quad \text{Ec. II-31}$$

Soulsby (1997)

$$f_{wr} = 1.39 \left(\frac{A}{z_0} \right)^{-0.52} = 0.237r^{-0.52} \quad \text{Ec. II-32}$$

$$f_{ws} = BR_w^{-N} \quad \text{Ec. II-33}$$

donde

$$r \text{ es la rugosidad relativa} \quad r = \frac{A}{k_s} \quad \text{Ec. II-34}$$

k_s como se define en la Ec. II-5

$$A \text{ es la amplitud de la onda en el fondo} \quad A = \frac{U_w T}{2\pi} \quad \text{Ec. II-35}$$

z_0 como se define en la Ec. II-4

$$R_w \text{ es el número de Reynolds del oleaje} \quad R_w = \frac{U_w A}{\nu} \quad \text{Ec. II-36}$$

para flujo laminar ($R_w \leq 5 \cdot 10^5$) $B=2, N=0.5$

flujo suavemente turbulento ($R_w > 5 \cdot 10^5$) $B=0.0521, N=0.187$

Como se explica en la sección II.2.1, cuando el fondo es plano, el esfuerzo total es igual al esfuerzo producido por la fricción superficial ($\tau_0 = \tau_{0s}$), por lo que resulta de la Ec. II-29 con el factor de

fricción como se mencionó, pero en el caso de tener un fondo con ondulaciones, el esfuerzo total incluye además la contribución de la presión debida a las formas del fondo, si se trata de una cama con bajo transporte de sedimentos ($\tau_0 = \tau_{0s} + \tau_{0f}$), como se considera generalmente, pero si existe un importante transporte, incluye las tres contribuciones ya definidas ($\tau_0 = \tau_{0s} + \tau_{0f} + \tau_{0t}$). En tales casos resulta complicado el cálculo de las diferentes contribuciones, por lo que se ha simplificado a obtener el valor del esfuerzo por fricción superficial, pero utilizando un valor de rugosidad en el fondo que considere la presencia de las ondulaciones.

Es posible determinar un valor de la longitud rugosa que considere las diferentes contribuciones que constituyen el esfuerzo cortante total, para después relacionarlo con el valor de la rugosidad (Ec. II-4) y obtener así el factor de fricción. Para cada contribución se determina el valor de la longitud rugosa que, para el caso de las ondulaciones debidas al oleaje, puede realizarse de la siguiente manera:

- × Para el caso del esfuerzo τ_{0s} , se calcula z_{0s} con la Ec. II-6.
- × Para el caso del esfuerzo τ_{0f} , se calcula z_{0f}

$$z_{0f} = a_r \frac{H_r^2}{L_r} \quad \text{Ec. II-37}$$

donde a_r varía entre 0.3 y 3, con un valor típico de 1.

Las características geométricas de dichas ondulaciones, longitud de la ondulación (L_r) y altura (H_r), se pueden aproximar en función de la amplitud del desplazamiento de la partícula (A) y el parámetro de Shields efectivo debido a la fricción (θ_{ms}), considerando a $k_s = 2.5d_{50}$, de la siguiente manera:

$$L_r = 2A \quad \text{Ec. II-38}$$

$$\frac{H_r}{L_r} = 0.182 - 0.24(\theta_{ms})^{1.5} \quad \text{Ec. II-39}$$

- × Para el caso del esfuerzo τ_{0t} , se calcula z_{0t}

De acuerdo con Nilesen (1992), puede obtenerse este valor como:

$$z_{0t} = 5.67(\theta_{ws} - 0.05)^{0.5} d_{50} \quad \text{Ec. II-40}$$

Finalmente, el valor de z_0 final se obtiene como la suma de los tres valores anteriores:

$$z_0 = z_{0s} + z_{0f} + z_{0t} \quad \text{Ec. II-41}$$

II.3.2 Parámetro de Shields crítico

Si se maneja el parámetro de Shields (Ec. II-2) en condiciones críticas (θ_{cr}), su valor indica la relación que existe entre la fuerza ejercida por el esfuerzo actuante que mueve los granos de la cama y el peso sumergido de los granos contrarrestando esta acción.

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho)d} \tag{Ec. II-42}$$

Shields (1936) desarrolló una forma de cuantificar el inicio de arrastre bajo corrientes en función del esfuerzo cortante en el fondo por medio de una curva experimental (Figura II-6) que relaciona dicho esfuerzo con el número de Reynolds del grano, definido como:

$$Re_* = \frac{u_{*cr}d}{\nu} \tag{Ec. II-43}$$

donde $u_{*cr} = (\tau_{cr} / \rho)^{1/2}$

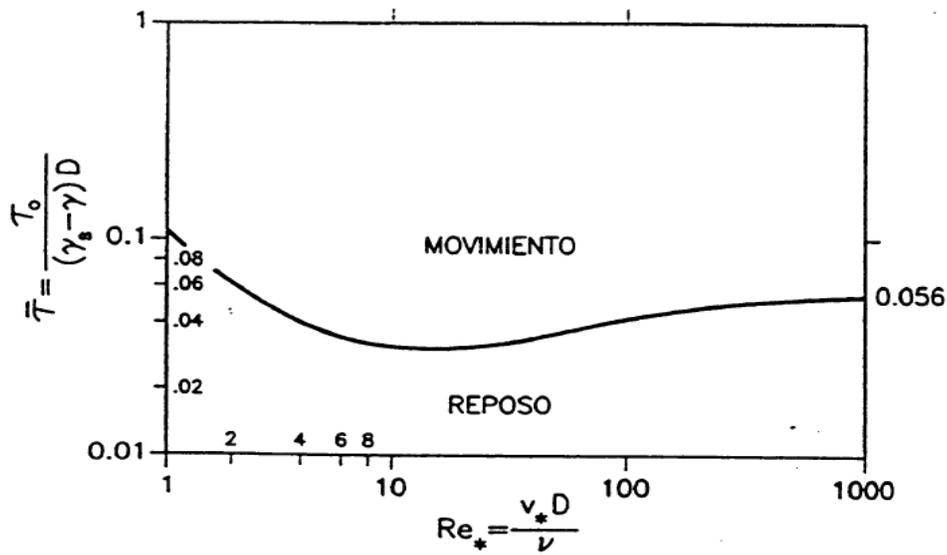


Figura II-6 Diagrama de Shields (Soulby, 1997)

Como se observa, ambos ejes del diagrama involucran el valor de la velocidad de cortante crítica, por lo que obtener dicho valor implica un proceso iterativo. Una transformación matemática directa es representar gráficamente el esfuerzo cortante crítico con el diámetro adimensional (Ec. I-15).

En la Figura II-7 se muestra la curva propuesta por Soulsby y Whitehouse (1997), la cual define de manera muy cercana la curva propuesta por Shields (Ec. II-44), pero expresando el esfuerzo cortante crítico en función del diámetro adimensional. La figura contiene también puntos experimentales bajo corrientes, oleaje y oleaje-corriente, de lo cual se concluye que el trabajo realizado por Shields puede extenderse a estas condiciones y arroja buenos resultados, excepto para diámetros de partículas finas, por lo que Soulsby y Whitehouse, propusieron una corrección a la curva para conseguir mejor aproximación en este rango de valores

Ec. II-45).

$$\theta_{cr} = \frac{0.24}{D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.020 D_*)] \quad \text{Ec. II-44}$$

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2 D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.020 D_*)] \quad \text{Ec. II-45}$$

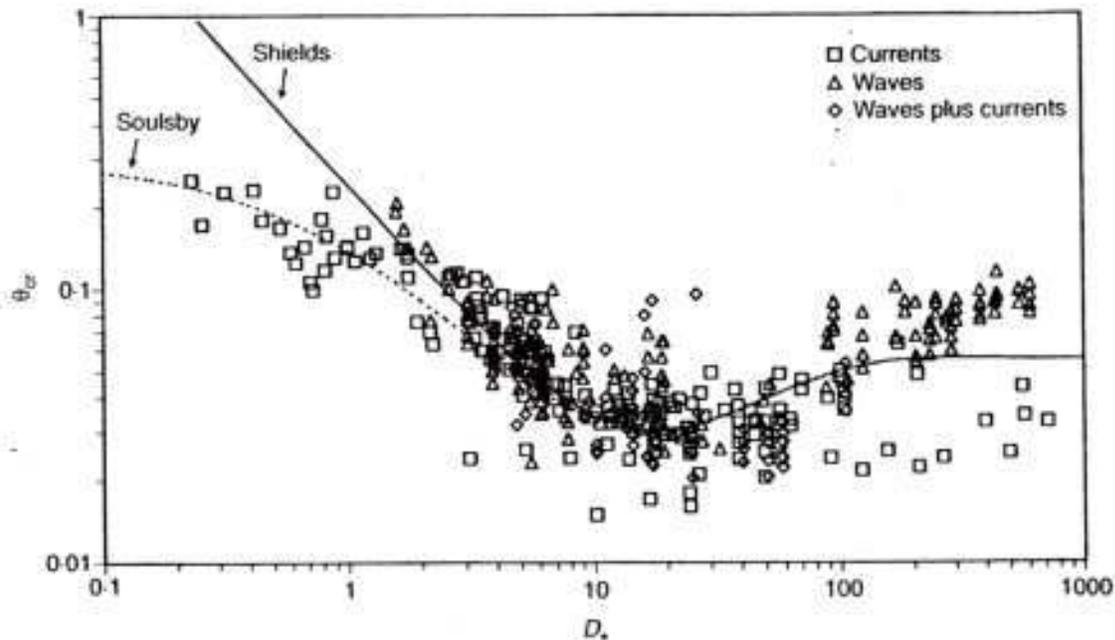


Figura II-7 Inicio de arrastre de sedimentos bajo corrientes, oleaje y oleaje-corriente (Soulsby, 1997)