



UNIVERSIDAD NACIONAL DE MISIONES

FACULTAD DE INGENIERÍA

CÁTEDRA: OBRAS HIDRÁULICAS

GUÍA DE TRABAJOS PRÁCTICOS

“Conceptos Básicos de Geomorfología e Hidráulica Fluvial”

**Docente:
Dr. Ing. Darío Tomás RODRIGUEZ**

2022

INDICE

1. INTRODUCCION

2. MORFOLOGIA FLUVIAL

2.1. Clasificación Básica de Ríos

2.2. Estabilidad Morfológica

3. HIDRAULICA FLUVIAL

3.1. El Sistema Fluvial

3.2. Transporte de Sedimentos

3.3. Equilibrio del Cauce

3.4. Equilibrio de Fondo

3.5. Flujo Turbulento en Canales Abiertos

3.6. Diagrama de *Shields*

3.7. Formas de Fondo

3.8. Criterio de Clasificación de Formas de Fondo

4. CAUDAL SOLIDO

5. EJEMPLOS

5.1. Estabilidad de Lecho Granular

5.2. Clasificación de Formas de Fondo

5.3. Caudal Sólido

6. BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUCCION

El actual relieve de nuestro planeta ha sido modelado por la acción de los procesos de erosión, transporte, deposición y consolidación de sedimentos. Tales procesos han actuado sobre la superficie terrestre a través de tiempos geológicos. Los principales agentes que actúan en los procesos mencionados son el agua, el viento, la gravedad y el hielo.

En el presente ensayo pretende introducir a los estudiantes en el estudio de los cambios geomorfológicos asociados a la acción del agua en las cuencas hidrográficas y los cauces que componen su red de drenaje.

En particular, se analizan los procesos morfológicos originados por la acción hidrodinámica del flujo encauzado, que actúa sobre un cauce constituido por sedimento granular susceptible de ser erosionado y transportado.

Los ríos que fluyen en cauces constituidos por los sedimentos que ellos mismos han erosionado y transportado se conocen con el nombre de **ríos aluviales**.

La rama de la Ingeniería Hidráulica que aborda el estudio de los procesos morfológicos dinámicos en dichos ríos se denomina **Hidráulica Fluvial**.

“La morfología de los ríos aluviales es el resultado de la interacción entre el flujo hídrico y el cauce de material granular sedimentario que lo contiene. Tal interacción origina complejos procesos de transporte de sedimentos y procesos de erosión / sedimentación a lo largo de los cursos de agua. El estudio de dichos procesos es importante para poder evaluar el efecto producido por eventos hidro-sedimentológicos naturales y/o por la interferencia humana en el sistema fluvial.” (Basile 2004)

2. MORFOLOGIA FLUVIAL

2.1. Clasificación Básica de Ríos

La diversidad de los ríos es virtualmente infinita, ya que no existen dos entornos iguales en clima, relieve, geología, hidrología, hidrografía, etc.

Sin embargo, algunas características morfológicas importantes se repiten en variados escenarios, y es allí donde el ingeniero debe puntualizar su atención.

Sobre todo a la hora de generar una interpretación cualitativa del comportamiento del cauce.

Los ríos tienen asociados a ellos un régimen hidrológico, determinado por las características de la cuenca y las precipitaciones (lluvia y nieve).

Las crecidas generadas luego de una precipitación sobre la cuenca puede no ser el régimen hidrológico de mayor significancia en el sistema.

Por ejemplo:

En zonas de montaña: la fusión de la nieve explica el régimen del río desplazado del régimen de precipitaciones.

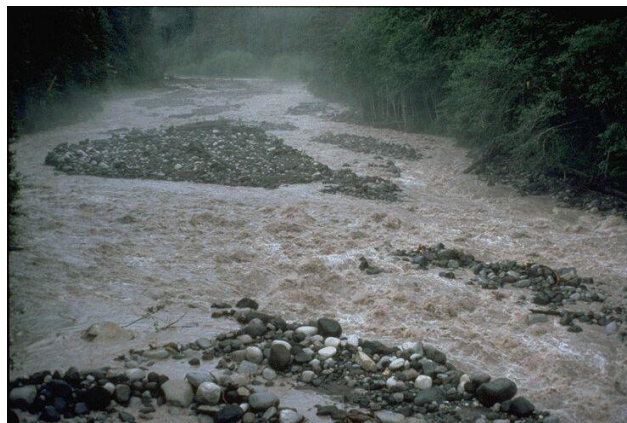


Figura N° 1: Torrente por deshielo.

En zonas de clima tropicales: lejos de la zona de gestación de los grandes ríos de zonas tropicales el régimen tiene una fuerte y regular estacionalidad.



Figura N° 2: Río Orinoco.



Figura N° 3: Río Paraná.



Figura N° 4: Delta con protección para mareas.

En cercanías a los deltas: el régimen hidrológico es fuertemente influenciado por las mareas y el régimen de crecidas del mar.

Los cauces de los ríos pueden clasificarse como:

- Rectos
- Trenzados
- Meandrosos

Entre estas tipologías se encuentran muchas formas transicionales.

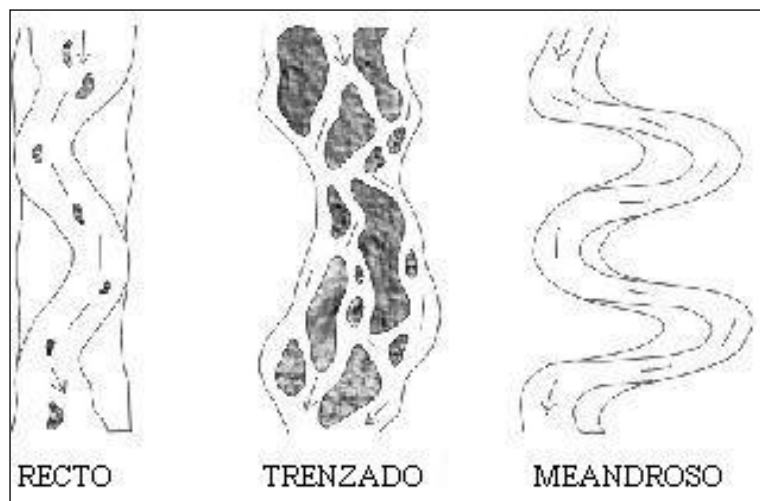


Figura N° 5: Clasificación de cauces.

Un cauce **meandroso** presenta una configuración planimétrica sinuosa formada por una serie de tramos curvos unidos mediante tramos rectos relativamente cortos.

En los tramos curvos la fuerza centrífuga origina una pendiente transversal de la superficie del agua y un flujo helicoidal.

Este flujo helicoidal, cuya magnitud es aprox. de un 10% a 15% de la velocidad media longitudinal, en la parte superior fluye hacia la margen cóncava (zona externa de la curva) y en la parte inferior (lecho) fluye hacia la margen convexa (zona interna de la curva).

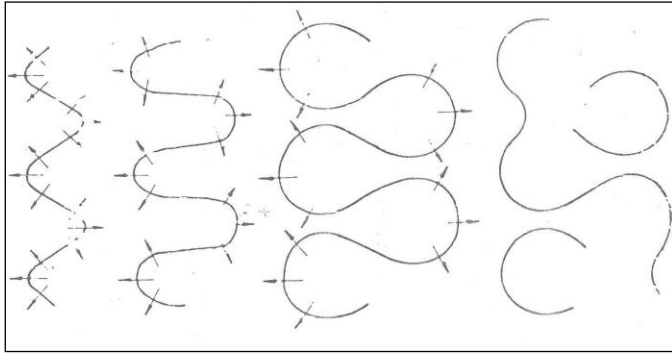


Figura N° 6: Evolución de meandros.

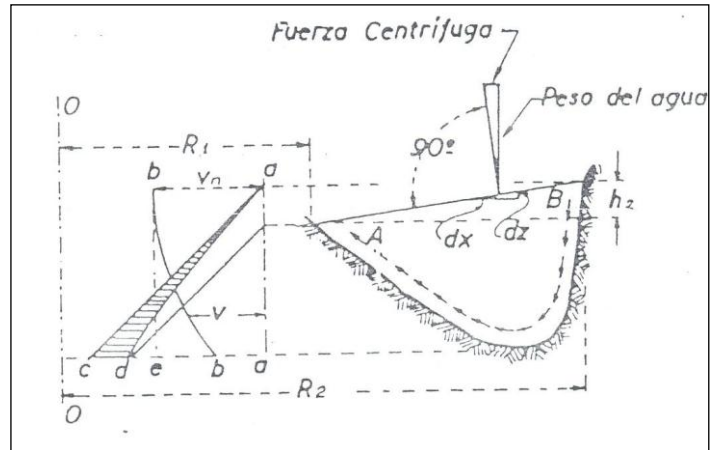


Figura N° 7: Flujo helicoidal en curvas.

Como consecuencia de esto, adyacente a la margen cóncava se desarrollan hoyas profundas y en la zona de la margen convexa se originan barras puntuales.

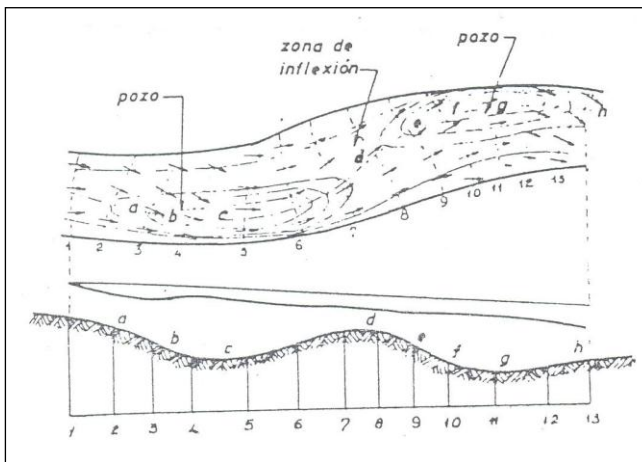


Figura N° 8: Generación de hoyas y barras.



Figura N° 9: Río Amazonas, ejemplo de meandro.

Los cauces **trenzados** son anchos, las márgenes no se encuentran bien definidas y son inestables.

En períodos de caudales bajos se observan dos o más canales que se entrecruzan, dándole al río un aspecto trenzado. En crecida, con márgenes llenas, el agua puede llegar a sumergir las barras y el cauce adquiere un aspecto de canal.

En comparación con los cauces *meandrosos*, los cauces *trenzados* presentan generalmente sedimentos más gruesos, pendientes más elevadas y una mayor inestabilidad.

Las barras pueden propagarse hacia aguas abajo, cerrar canales y desviar el flujo hídrico, el cual, al cambiar de dirección puede erosionar otras barras o las márgenes.



Figura N° 10: Río trezado.

Los cauces **rectos** pueden tener barras cubriendo transversalmente la totalidad del ancho, creando consecuentemente hoyas y rápidos en la dirección longitudinal, o pueden tener barras alternadas.

En este último caso el *thalweg* (trayectoria a lo largo del cauce que une los puntos de mayor profundidad) sigue un patrón meandroso confinado en un cauce recto. Este caso se considera más inestable que el anterior, debido a la migración aguas abajo que experimentan las barras alternadas.

Por otra parte, la migración longitudinal y transversal puede ocurrir en el caso de cauces meandrosos y trezados.

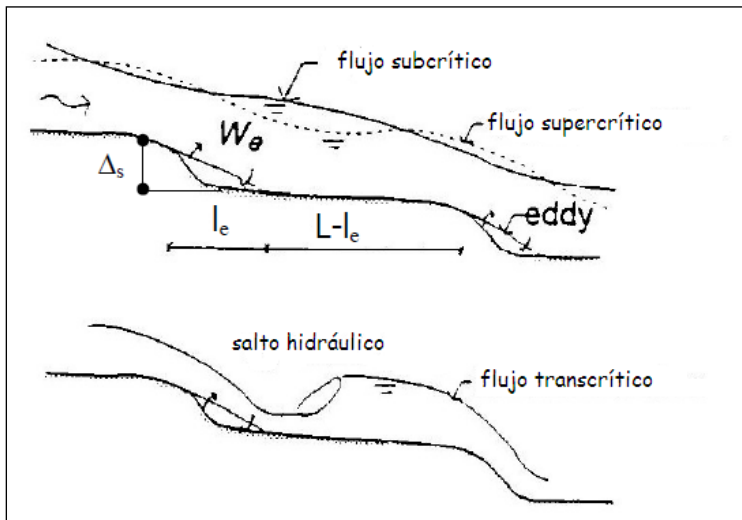


Figura N° 11: Generación de rápidos y hoyas.

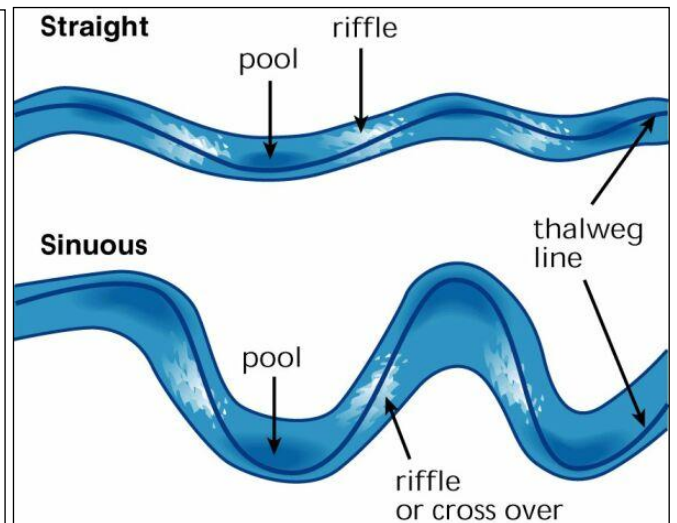
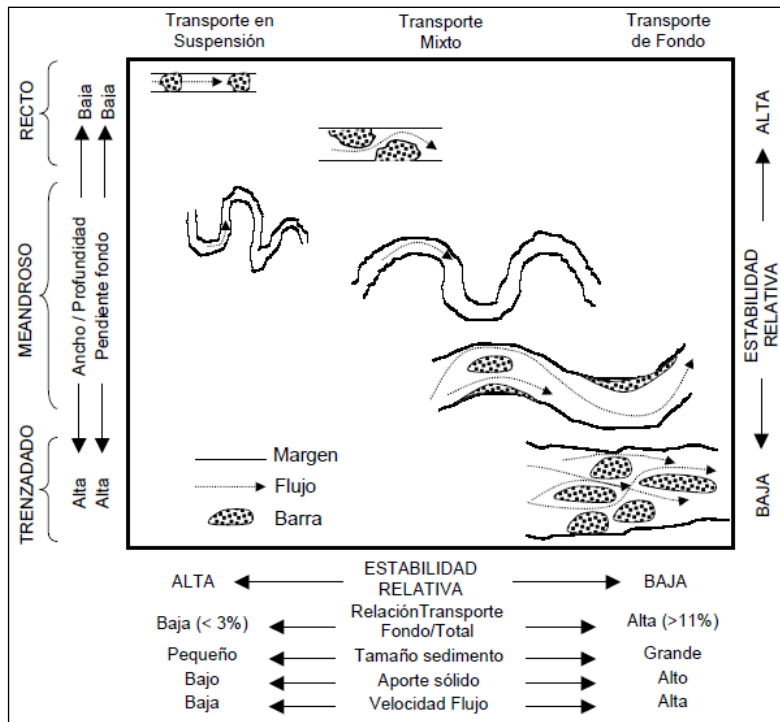


Figura N° 12: Canales en ríos rectos y sinuosos.

2.2. Estabilidad Morfológica

La estabilidad de una determinada tipología de cauce puede evaluarse cualitativamente mediante la relación gráfica propuesta por Schumm (1981). Tal relación cualitativa entre los tipos de cauces y las diferentes variables que influyen su comportamiento se presenta en la Figura N° 13.

Valores elevados de la relación ancho/profundidad y de la pendiente se asocian a cauces trezados, mientras que, valores bajos de dichas variables se asocian a cauces rectos, como extremos.



Los ríos que se ubican entre estos dos extremos se clasifican como meandrosos.

Figura N° 13: Estabilidad y clasificación de cauces de Schumm (1981).

Tabla N° 1: Procesos hidromorfológicos tridimensionales Basile (2004).

La morfología de ríos aluviales es el resultado de la interacción entre el flujo hídrico y la frontera móvil que lo contiene.

Los procesos hidromorfológicos son dinámicos y son tridimensionales, como se describe en la tabla conjunta.

	VERTICAL	LONGITUDINAL	TRANSVERSAL
FLUJO HÍDRICO	intercambio de masa y momentum	intercambio de masa y momentum	intercambio de masa y momentum
* Caudal	entradas/salidas de caudal a través de un lecho permeable	variaciones de caudal (condiciones aguas arriba e internas)	entradas/salidas laterales de caudal (afluente, derivación, desborde a planicie aluvial)
* Velocidad	variación de componentes del vector velocidad	variación de componentes del vector velocidad, variación régimen de flujo	variación de componentes del vector velocidad
* Profundidad		variaciones de profundidad (var. pendientes, rugosidad, controles, etc.)	variaciones de profundidad (confluencias, derivaciones, desborde a planicie aluvial)
* Rugosidad		variación de rugosidad (formas de fondo, etc.)	variación de rugosidad (secciones irregulares)
TRANSPORTE SEDIMENTOS	alzamiento y deposición de partículas de sedimento	variación entrada de sedimentos (condiciones aguas arriba e internas), variación capacidad de transporte	entrada/salida lateral de sedimentos (afluentes, erosión de márgenes, derivación, transferencia finos a planicie aluvial)
* Dirección del transporte	variación dirección transporte (efecto flujo helicoidal)	variación dirección transporte (efecto flujo helicoidal, pendiente del fondo)	variación dirección transporte (efecto flujo helicoidal, pendiente del fondo)
* Magnitud del transporte	variación concentración de sedimentos en suspensión	variación concentración de sedimentos en suspensión y variación capacidad transporte	variación concentración de sedimentos en suspensión y variación capacidad transporte
* Sedimento del lecho	estratificación del material del lecho	variación composición granulométrica del lecho y del transporte	variación composición granulométrica del lecho y del transporte
MORFOLOGÍA	variación nivel fondo (erosión/sedimentación del lecho)	variación nivel fondo, variación ancho (erosión/sedimentación del lecho)	variación nivel fondo, ancho, ensanchamiento cauce (erosión márgenes)
* Formas de fondo		variación características de formas de fondo, variación rugosidad	variación características de formas de fondo, variación rugosidad
* Sección transversal		variación niveles de flujo y niveles de fondo	variación niveles de flujo y niveles de fondo
* Configuración planimétrica		variación ancho sección, variación curvatura	erosión márgenes
* Erosión de márgenes	variación susceptibilidad erosión de márgenes (estratificación sedimentos márgenes)	variación susceptibilidad erosión de márgenes	variación susceptibilidad erosión de márgenes (var. carac. márgenes izquierda y derecha)

3. HIDRAULICA FLUVIAL

3.1. El Sistema Fluvial

Schumm en 1977 propuso un Sistema Fluvial Ideal, en el cual pueden distinguirse tres zonas.

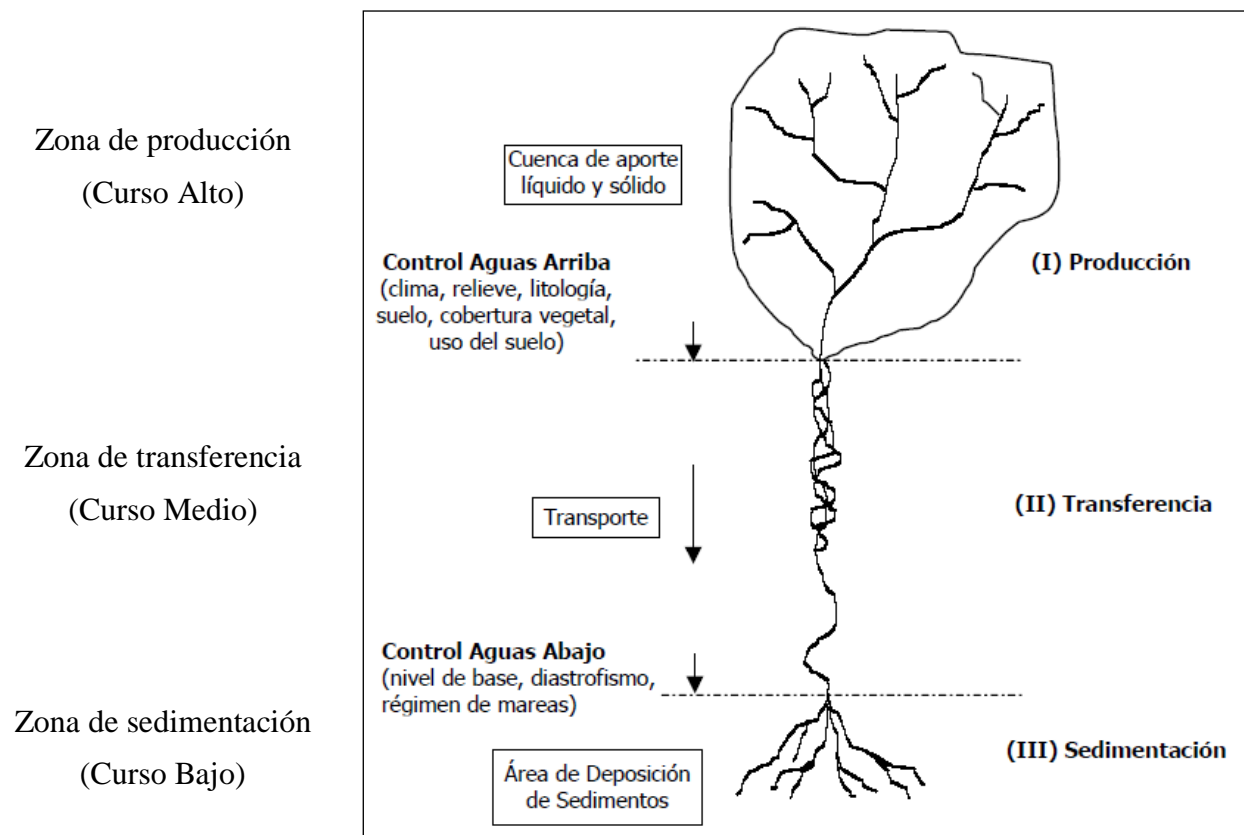


Figura N° 14: Sistema fluvial ideal de Schumm (Basile 2004).

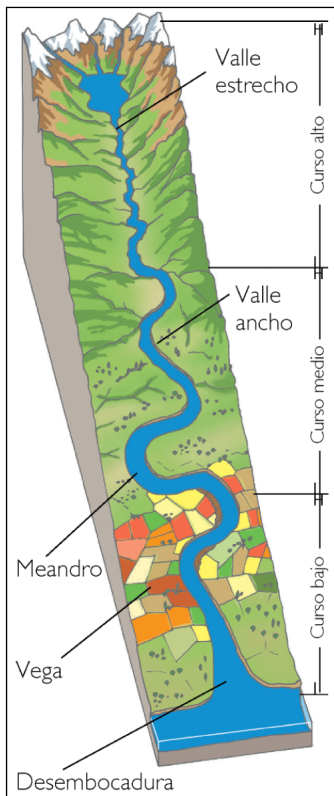


Figura N° 15: Sistema fluvial típico.

Zona de producción: conocida como la cuenca de aporte líquido y sólido. En esta zona preponderan los procesos de erosión y se generan las entradas que alimentan a la parte del sistema fluvial indicada como zona de transferencia

Zona de transferencia: se observan cauces de tipo entrelazado o trenzado en la parte superior (donde los gradientes topográficos son más pronunciados) y cauces meandriiformes en la parte inferior. La principal función de esta zona del sistema fluvial es transportar el sedimento desde la zona 1 a la 3.

Zona de sedimentación: en esta última el sedimento se deposita generándose macro-estructuras morfológicas, tales como deltas.

3.2. Transporte de Sedimentos

Si bien el transporte de sedimentos en un río puede ser clasificado con varios criterios, los más utilizados son:

- **Según el modo de transporte:**

Transporte en suspensión: Está constituido por las partículas más finas mantenidas en suspensión por la turbulencia dentro de la corriente.

Arrastre de fondo: Representado por las partículas de mayor tamaño, en las cuales su peso vence a la turbulencia y avanzan arrastrándose y rodando por el lecho.

Transporte por saltación: Existe un nivel de transporte intermedio en el cual las partículas avanzan dando saltos, en ocasiones tocando el lecho y en otras avanzando por suspensión hasta volver a caer.

- **Según el origen del material transportado:**

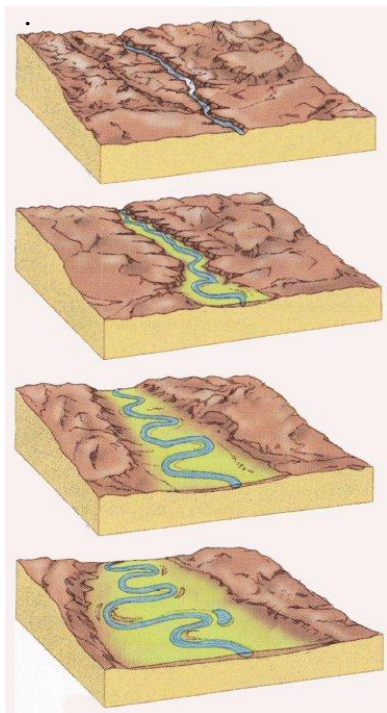
Con origen en el propio cauce: Este puede estar en suspensión si procede de un suelo de grano fino depositado por el viento.

O de arrastre si es una corriente de montaña limpia y rápida, la cual presenta gravas y piedras en el lecho y escaso material en suspensión.

Con origen en la cuenca: Este recibe el nombre de material de lavado de la cuenca. Material muy fino que solo es transportado por suspensión.

3.3. Equilibrio del Cauce

Ante la presencia de transporte de sedimentos, el lecho del río está en equilibrio cuando la tasa de partículas sedimentadas iguala a la de partículas erosionadas. Es así que el cauce no experimenta cambios en su cota de fondo.



El equilibrio está asociado a una escala temporal, por lo que puede ser:

A escala temporal estacional: Cuando sus características morfológicas no varían a lo largo de un año hidrológico.

A escala temporal histórica: Cuando sus características morfológicas no exhiben ninguna variación (en promedio) en el arco de varias décadas o centurias.

Esto por supuesto no implica que el mismo río esté en equilibrio a escala temporal geológica, ya que obviamente ha evolucionado siguiendo los distintos cambios climáticos.

Este equilibrio es móvil, ya que el fondo se encuentra en constante movimiento, por lo que pueden considerarse ciclos con balances de sedimentación

Figura N° 16: Evolución temporal de un río.

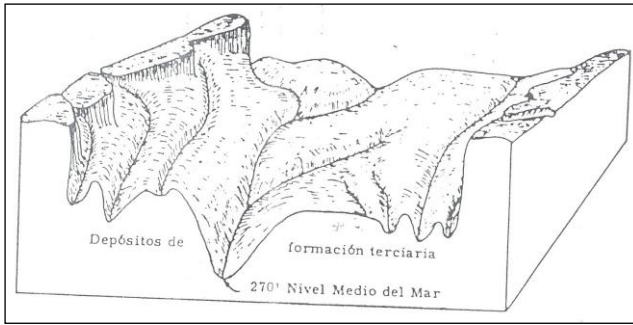


Figura N° 17a

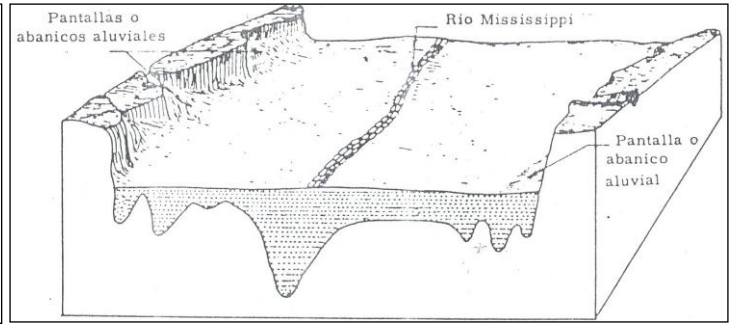


Figura N° 17b

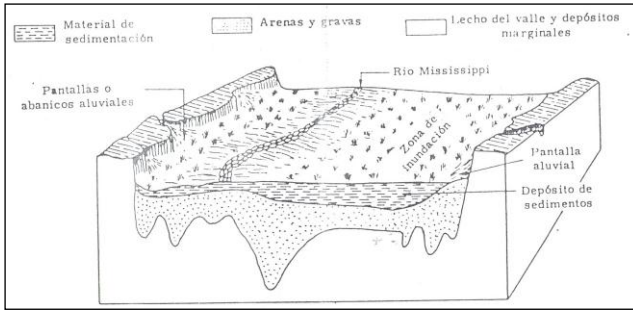


Figura N° 17c

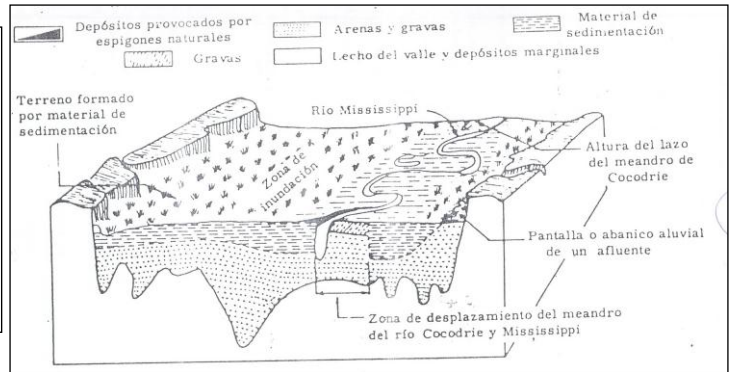


Figura N° 17d

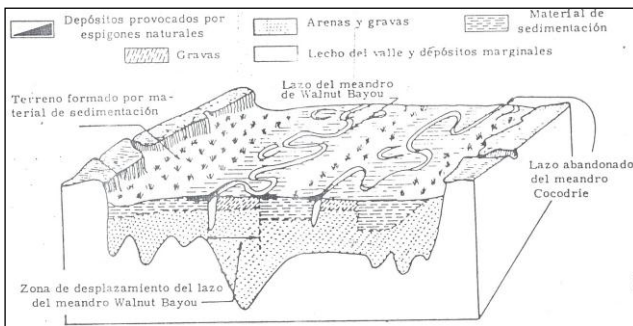


Figura N° 17e

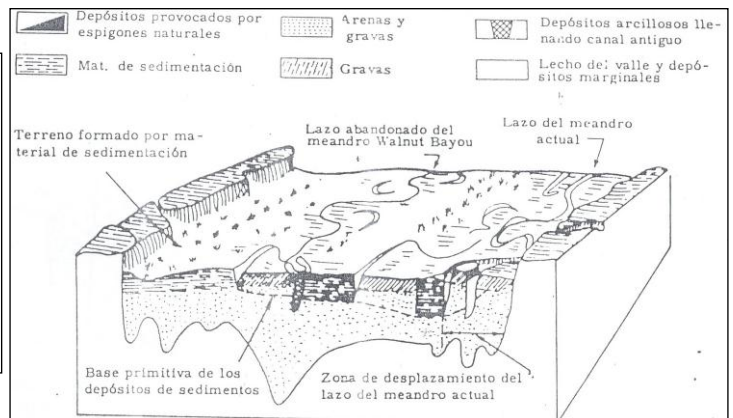


Figura N° 17f

Figuras N° 17 a-b-c-d-e-f: Evolución temporal del Río Mississippi (Linsley et.al 1982).

3.4. Equilibrio de Fondo

El equilibrio de una partícula, en el fondo de un río aluvial, es perturbado si la resultante de las fuerzas desestabilizadoras (fuerzas de arrastre y alzamiento hidrodinámico) es mayor que las fuerzas estabilizadoras que resisten el movimiento, tales como gravedad y cohesión.

La cohesión es importante para sedimentos en el rango de limos y arcillas o arenas finas con diversos contenidos de limos y arcilla.

Cuando el sedimento que compone el lecho es granular incoherente las partículas resisten el movimiento principalmente debido al peso sumergido. Las partículas granulares se mueven como entidades simples.

Para comprender cualitativamente este fenómeno podemos visualizar *La balanza de Lane*. El mismo propone una relación entre cuatro variables:

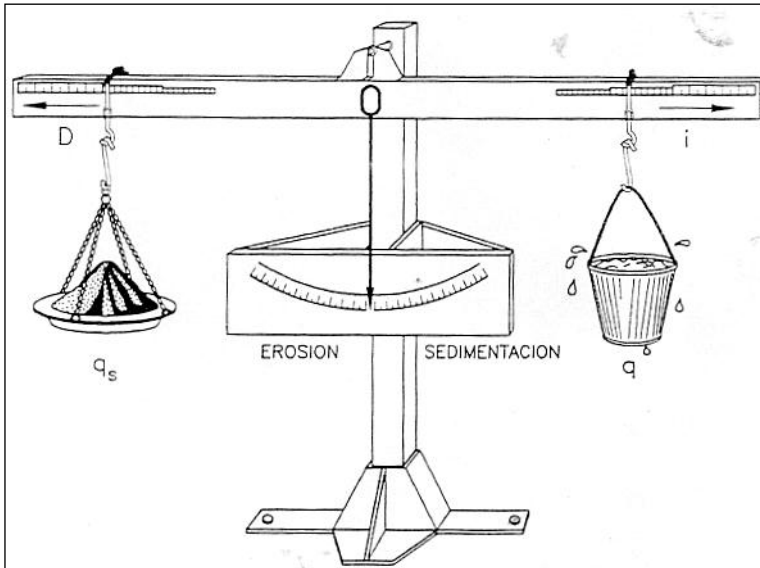


Figura N° 18: Balanza de Lane (1955).

- Caudal líquido unitario: q
- Caudal sólido unitario: q_s
- Pendiente de fondo: i
- Tamaño del sedimento: D

La condición de flujo, en el instante que el sedimento del lecho comienza a moverse, es decir cuando se produce el “movimiento incipiente”, recibe el nombre de *condición hidrodinámica crítica*.

Tal condición se puede representar a través de un valor crítico de la tensión de corte sobre el fondo.

3.5. Flujo Turbulento en Canales Abiertos

En canales naturales abiertos la transición entre flujo laminar y turbulento se observa para valores de Re comprendidos entre:

$$500 \leq \frac{U \cdot h}{\nu} \leq 12500$$

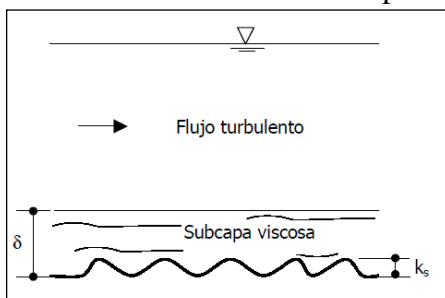
Si consideramos: $U = 1 \text{ m/s}; h = 1 \text{ m}; \nu = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s} \rightarrow Re = 10^6$

Por lo que el flujo Laminar es prácticamente inexistente en canales naturales abiertos.

El contorno del flujo puede ser: *Hidráulicamente*

- Liso
- Rugoso
- Transición

Un contorno se define *hidráulicamente liso* cuando existe una subcapa viscosa de espesor δ en proximidad del fondo en la cual predominan los efectos viscosos. Esto se observa para: $k_s < 0,45 \delta$



Donde: k_s es la rugosidad absoluta del lecho del canal.

$$\text{y } \delta = 11 \frac{\nu}{u_*} \text{ aproximadamente}$$

Figura N° 19: Subcapa viscosa en contorno liso (Basile 2004).

Un contorno se define hidráulicamente rugoso cuando los valores de k_s o u_* aumentan de tal manera que se rompe la subcapa viscosa próxima al fondo. Esto se observa para: $k_s > 6\delta$

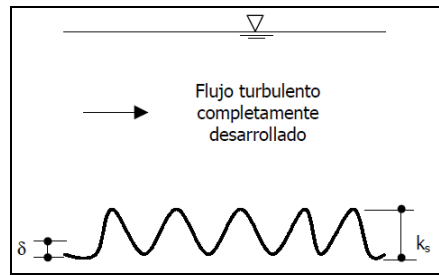


Figura N° 20: Subcapa viscosa en contorno rugoso (Basile 2004).

Los límites de comportamiento pueden expresarse

en función del número de Reynolds del contorno: $Re_* = \frac{u_* \cdot k_s}{\nu}$

$$\text{Hidráulicamente Liso: } Re_* < 5 \rightarrow U = u_* \cdot 5,75 \log \left(\frac{3,3u_* \cdot h}{\nu} \right)$$

$$\text{Transición: } 5 \leq Re_* \leq 70 \rightarrow U = u_* \cdot 5,75 \log \left(\frac{u_* \cdot h}{0,3\nu + 0,09u_* \cdot k_s} \right)$$

$$\text{Hidráulicamente Rugoso: } Re_* > 70 \rightarrow U = u_* \cdot 5,75 \log \left(\frac{11h}{k_s} \right)$$

3.6. Diagrama de Shields

El problema del movimiento incipiente ha sido intensamente investigado en hidráulica, aunque casi todos los conocimientos provienen de ensayos de laboratorio con arenas uniformes. De todos ellos, el que tiene más consenso a su alrededor es el resultado obtenido en el ábaco de *Shields* (1936).

El ábaco de *Shields* trabaja con dos variables adimensionales:

- La tensión de corte adimensional τ_*
- El número de Reynolds granular Re^*

La tensión de corte adimensional, parámetro de *Shields* o de movilidad relaciona la acción del agua sobre el fondo con la resistencia de la partícula a ser movida.

$$\tau_* = \frac{\tau_0 \cdot D^2}{(\gamma_s - \gamma) D^3}$$

Es decir, es el cociente entre la fuerza desestabilizadora y la estabilizadora.

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) D}$$

Donde: τ_0 Tensión de corte sobre el fondo

$\gamma_s - \gamma$ Peso sumergido de la partícula

D Diámetro que caracteriza a la partícula

La tensión de corte sobre el fondo puede aproximarse mediante la siguiente expresión:

$$\tau_0 = \gamma \cdot R_h \cdot S_f \quad \text{Donde: } R_h \text{ es el radio hidráulico y } S_f \text{ es la pendiente motriz}$$

Ahora, para flujo uniforme en grandes cursos de agua tenemos que:

$$\tau_0 = \gamma \cdot h \cdot S_b \quad \text{Donde: } R_h = h \text{ es el nivel del río y } S_f = S_b \text{ es la pendiente de fondo}$$

De la misma manera podemos definir la velocidad de corte:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{g \cdot h \cdot S_b}$$

Esta velocidad constituye también el número de *Reynolds* Granular que refleja el grado de turbulencia o la relación entre las fuerzas de inercia y las viscosas alrededor de un grano.

$$Re_* = \frac{u_* \cdot D}{\nu} \quad \text{Donde: } \nu \text{ viscosidad cinemática del fluido}$$

Para el agua a 20°C es de $1,01 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{seg}$

En la siguiente figura se observa la relación dada por la ecuación obtenida experimentalmente por *Shields* (1936), para una vasta gama de partículas de sedimentos.

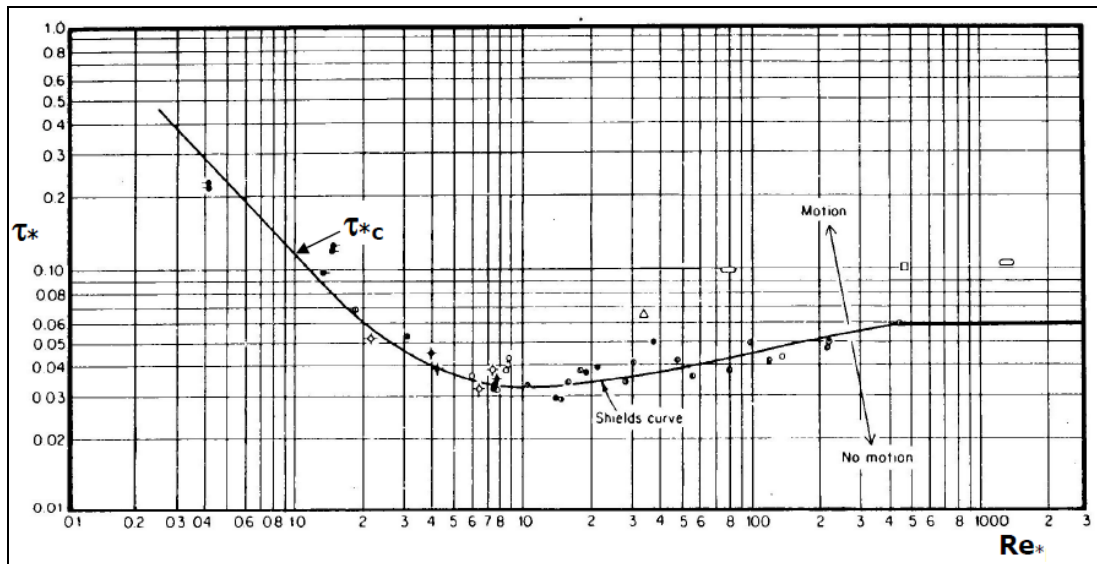
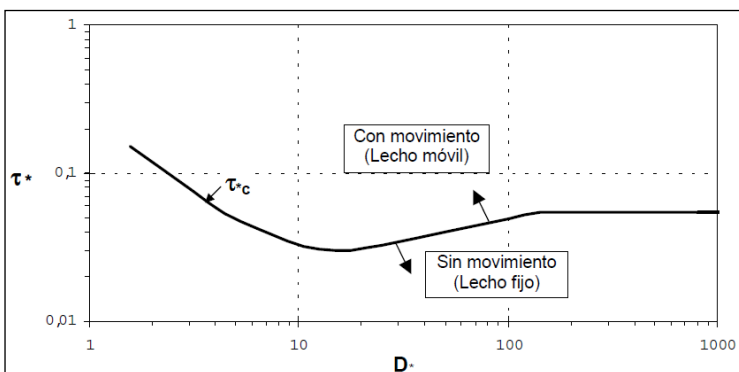


Figura N° 21: Diagrama de Shields en función de Re_* .

Se ingresa al ábaco con τ_* y de Re_* . Si el punto se encuentra sobre la curva las partículas de fondo estarán en el inicio de movimiento, si está por encima estarán en movimiento y si está por debajo en reposo.

La curva de *Shields* en el sistema de ejes coordenados anterior (τ_* , Re_*) no es muy útil porque u_{*c} debe determinarse por tanteos ya que aparece en las dos variables. Una forma más apropiada de representar la curva de *Shields* es en el sistema de ejes (τ_* , D_*).



Donde: D_* es el diámetro dimensional de la partícula definido como:

$$D_* = \left(\frac{Re_*^2}{\tau_*} \right)^{1/3} = d \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3}$$

Figura N° 22: Diagrama de Shields en función de D_* .

Además, podemos visualizar el diagrama de *Shields* con relación al diámetro de la partícula recordando que:

$$u_* = \sqrt{g \cdot h \cdot S_b}$$

$$\tau_* = \frac{\gamma \cdot h \cdot S_b}{(\gamma_s - \gamma) D}$$

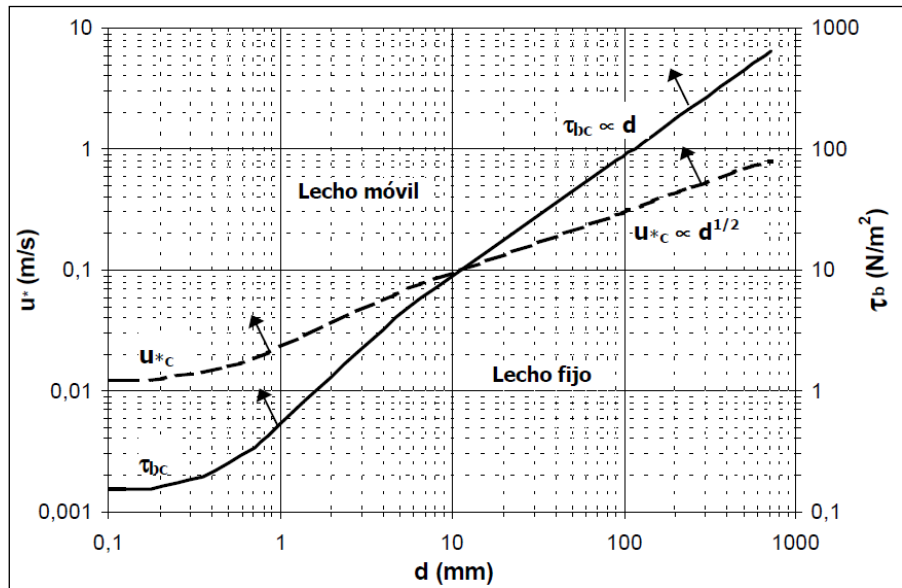


Figura N° 23: Diagrama de Shields en función del diámetro de la partícula del lecho.

Existen expresiones analíticas para representar la curva de *Shields*, como por ejemplo:

$$\text{Brownlie (1981): } \tau_{*c} = 0,22D_*^{-0,9} + 0,06^{(-17,11D_*^{-0,9})} \quad \text{Van Rijn (1984): } \tau_{*c} = \begin{cases} 0,24D_*^{-1} \rightarrow D_* \leq 4 \\ 0,14D_*^{-0,64} \rightarrow 4 < D_* \leq 10 \\ 0,04D_*^{-0,10} \rightarrow 10 < D_* \leq 20 \\ 0,013D_*^{0,29} \rightarrow 20 < D_* \leq 150 \\ 0,055 \rightarrow D_* > 150 \end{cases}$$

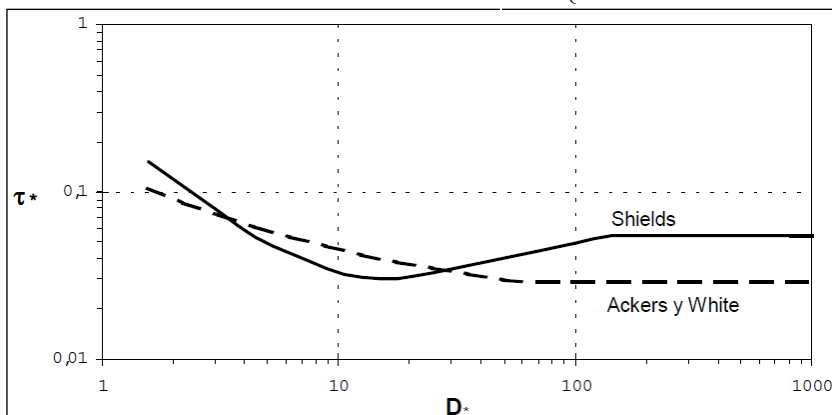
Tales curvas han sido determinadas considerando:

$$\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3; \rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3; g = 9,81 \text{ m/s}^2 \text{ y } \nu = 1,01 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

Otras investigaciones (*Ackers y White, 1973; Ikeda, 1982; Wiberg y Smith, 1987*) también indican que la curva de *Shields* tiende a sobrestimar el valor de τ_{*c} .

En particular, para valores elevados de D_* (material grueso) el valor límite de τ_{*c} es cercano a 0,03 (en vez de 0,06).

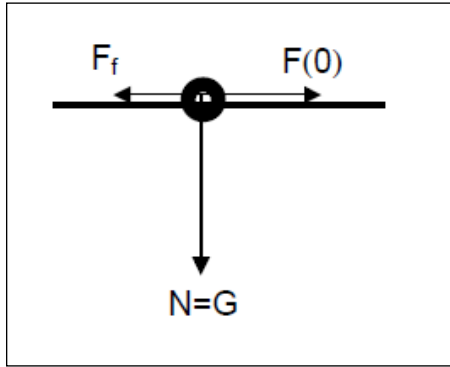
$$\text{Ackers y White (1973)} \quad \tau_{*c} = \begin{cases} \left(\frac{0,23}{\sqrt{D_*}} + 0,14 \right)^2 \rightarrow 1 < D_* < 60 \\ 0,029 \rightarrow D_* \geq 60 \end{cases}$$



En la *Figura N°24* se observa la diferencia entre la curva de *Shields* y la ecuación de *Ackers y White (1973)*.

Figura N° 24: Correlación entre Shields y Ackers y White.

Para una partícula sobre un fondo horizontal es válida la siguiente ecuación:



$$N\mu_s = G \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

Figuras N° 25: Fuerzas en lechos planos.

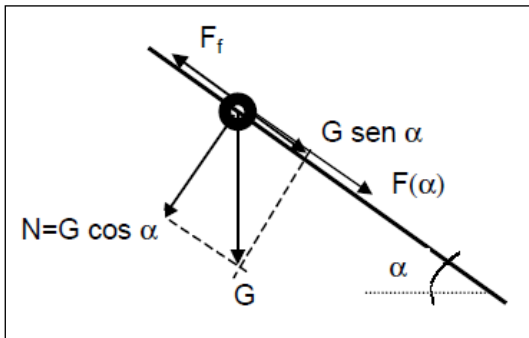
donde μ_s es el coeficiente de fricción estática de Coulomb, φ es el ángulo de reposo del sedimento y G es el peso de la partícula.

Ahora, para una partícula posicionada sobre un superficie en pendiente el valor de τ_{*c} dado por Shields debe ser reducido.

En pendiente longitudinal

$$K_\alpha = \frac{\operatorname{sen}(\varphi - \alpha)}{\operatorname{sen} \varphi}$$

$$F(\alpha) + G \cdot \operatorname{sen} \alpha = N\mu_s = G \cdot \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

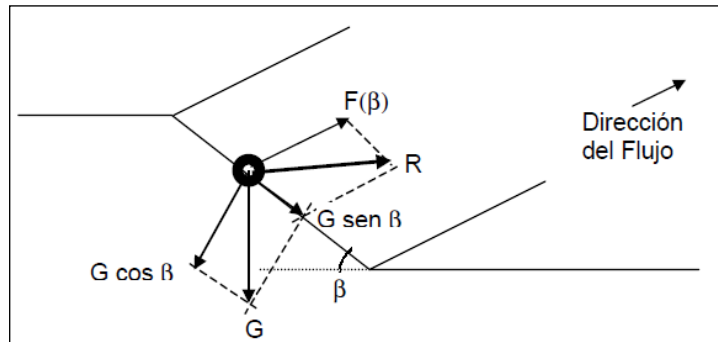


Figuras N° 26: Fuerzas en pendiente longitudinal.

En pendiente transversal

$$K_\beta = \cos \beta \sqrt{1 - \frac{\operatorname{tg}^2 \beta}{\operatorname{tg}^2 \varphi}}$$

$$R = \sqrt{F(\beta)^2 + G^2 \cdot \operatorname{sen}^2 \beta} = G \cdot \cos \beta \cdot \operatorname{tg} \varphi$$



Figuras N° 27: Fuerzas en pendiente transversal.

3.7. Formas de Fondo

En fondo plano con o sin transporte k_s se considera generalmente proporcional al $d_{65} - d_{90}$ del sedimento del lecho:

- $k_s = 3 d_{90}$ (Van Rijn)
- $k_s = 2 d_{65}$ (Engelund)
- $k_s = 3 d_{84}$ (Kamphius)

Si el fondo no es plano y existen ondulaciones la rugosidad absoluta no va a depender solo de las dimensiones del grano sino también de las dimensiones de las ondulaciones: $k_s = f(\text{tamaño del grano y forma de fondo})$.

Existe abundante información en la literatura sobre criterios de clasificación y dimensiones de formas de fondo, se trata principalmente de relaciones empíricas.

Las formas de fondo que se desarrollan en un lecho aluvial son importantes por diversas razones:

- Las formas de fondo determinan la rugosidad del cauce a pequeña escala espacial. Un cambio en las dimensiones de las formas de fondo puede dar lugar a variaciones en el factor de fricción ($C_f = C/g0,5$) de 5 o más (por ejemplo, durante el tránsito de una crecida).
- Las formas de fondo y el transporte de sedimentos tienen una influencia mutua.

Aunque con algunas diferencias, todos los criterios de clasificación de formas de fondo concuerdan en que es el número de *Froude* el principal parámetro a considerar.

$$F^2 = \frac{\text{Fuerzas Inerciales}}{\text{Fuerzas Gravitatorias}} \longrightarrow F^2 = \frac{\rho_w L^3 (u/t)}{\rho_w g L^3} = \frac{\rho_w L^3 u}{L/u} \frac{1}{\rho_w g L^3} = \frac{u^2}{gL} \longrightarrow F = \frac{u}{\sqrt{gL}}$$

$F < 0,6$: Régimen Inferior

$F > 0,6$: Régimen Superior

Una clasificación aceptada es la siguiente:

a- **Régimen inferior** (Número de *Froude*: $F < 0,6 \pm 0,2$; no hay transición brusca)

a.1- **Lecho plano**: Para valores de la tensión de corte justo por encima de la crítica, es posible que se desarrolle el transporte de fondo sin deformación del lecho, las partículas se deslizan, ruedan o dan pequeños saltos.

a.2- **Rizos**: Para un incremento de la tensión de corte aparecen pequeñas ondulaciones regulares con longitudes de onda del orden de los 5 a 10 cm y alturas del orden de 1 cm. Progresivamente se tornan irregulares y tridimensionales. Generalmente ocurren en sedimentos con $d < 0,6$ mm.

a.3- **Dunas**: Incrementando aún más la tensión de corte se observan ondulaciones que presentan mucha mayor longitud de onda y altura que los rizos. La cresta de las ondulaciones son aproximadamente perpendiculares a la dirección del flujo, la forma es más o menos triangular con una pendiente suave a lo largo de la cual las partículas son transportadas y una pendiente fuerte aguas abajo donde las partículas son depositadas.

b- **Régimen superior** (Número de *Froude*: $F > 0,6 \pm 0,2$)

b.1- **Lecho plano**: Incrementando todavía más la tensión de corte las dunas son progresivamente barridas, gradualmente desaparecen y el lecho retorna plano pero con elevadas tasas de transporte.

b.2- **Antidunas**: Un mayor incremento de la tensión de corte, para valores del número de *Froude* cercano a la superficie del agua se torna inestable. La interacción de las ondas superficiales y el lecho (el transporte es máximo en correspondencia del valle de la onda superficial) da lugar a formas de fondo denominadas antidunas. Mientras el transporte obviamente se propaga hacia aguas abajo, las antidunas se propagan como formas hacia aguas arriba. Las antidunas y las ondas superficiales crecen en amplitud y pueden llegar a romper en manera similar a las olas oceánicas.

b.3- **Hoyas y rápidos**: Para tensiones de corte todavía mayores se forman hoyas y rápidos, formas características de ríos con fuerte pendientes (torrentes de montaña).

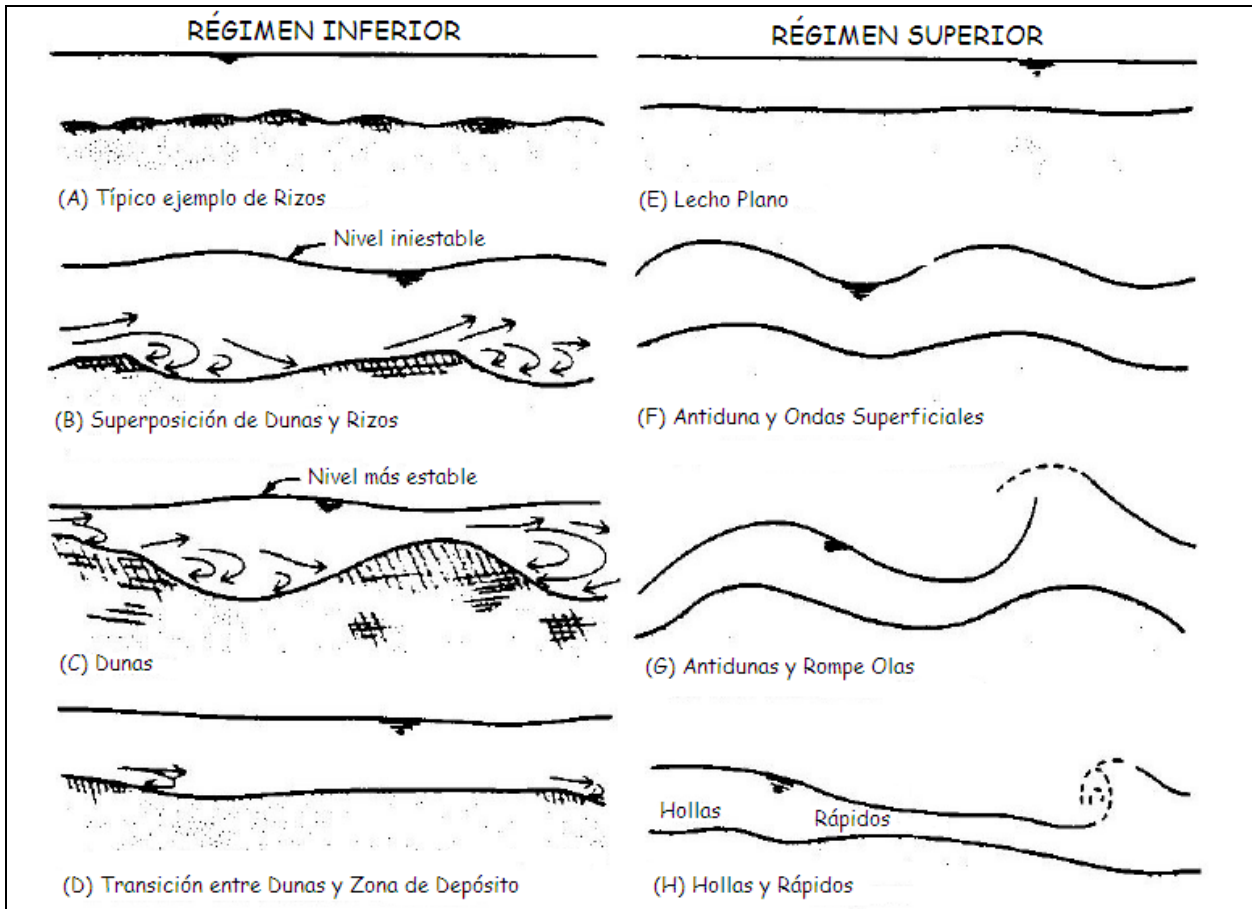


Figura N° 28: Formas de fondo.

3.8. Criterio de Clasificación de Formas de Fondo

Existen diversas teorías sobre la manera de determinar las formas de fondo en el lecho de un cauce determinado. Diferentes autores consideran diferentes parámetros característicos para su evaluación como por ejemplo:

- Liu (1957) extendido luego por Simons et al. (1961) quien propuso una correlación empírica entre la velocidad de corte adimensional, la velocidad de sedimentación de la partícula y en número de Reynolds granular.
- Garde y Albertson (1959) relacionó la tensión de corte adimensional y el número de Froude.
- Van Rijn (1984) relaciono el diámetro adimensional con un parámetro de transporte que relaciona el cociente entre la velocidad de corte asociada a la resistencia superficial o de grano y la crítica.

Entre las teorías mas sintéticas se encuentra la desarrollada por Simons et al. (1963), quienes presentaron un diagrama basado en la potencia de la corriente (producto entre la tensión de corte y la velocidad) y el diámetro d_{50} . En este diagrama se pone en evidencia la existencia de un régimen inferior, una transición y un régimen superior que identifican las distintas formas de fondo.

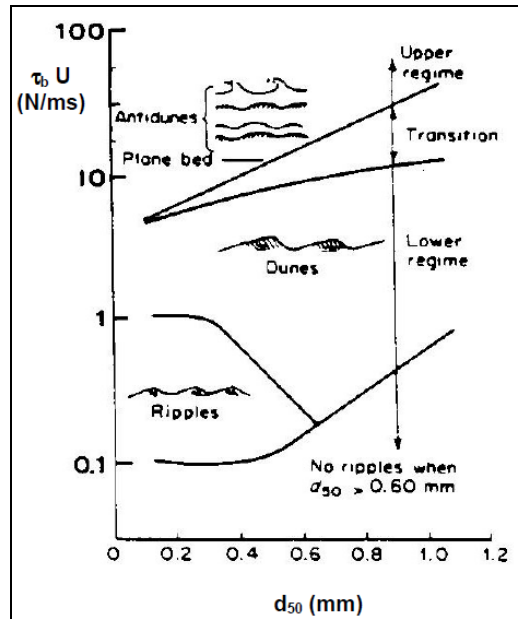


Figura N° 29: Clasificación de Formas de fondo según Simons et al. (1963).

4. CAUDAL SOLIDO

Se denomina *Capacidad de Transporte* de un curso de agua a la facilidad que este tiene para acarrear material erosionado desde un determinado punto de la red hidrográfica a otro de menor energía potencial.

El sedimento es puesto en movimiento cuando la fuerza de arrastre ejercida por el agua vence a la resistencia que ofrecen las partículas.

El *Transporte, Acarreo Total o Caudal Solido* es la descarga total sólida de sedimentos y materiales del lecho expresada en tonelada o metros cúbicos que tiene lugar en una determinada sección transversal del curso en un lapso de tiempo.

Muchos problemas en sistemas de recursos hídricos, en hidráulica fluvial y en obras hidráulicas requieren de un análisis detallado del transporte de sedimentos a lo largo del sistema en estudio, de este puede surgir la viabilidad, o no, de las alternativas de solución. Problemas tales como:

- Procesos de degradación de cuencas hidrográficas.
- Variaciones de las formas de fondo durante los tránsitos de crecidas.
- Cambios morfológicos en estructuras deltaicas.
- Variaciones de fondo aguas abajo de confluencias y bifurcaciones.
- Evoluciones a largo plazo de evolución hidromorfológica de cauces aluviales.
- Alteraciones del transporte de sedimentos debido a la construcción de presas y reservorios.
- Procesos de erosión-sedimentación en espigones, pilares de puentes, muelles, etc.
- Planificación a largo plazo de reglas operativas y de mantenimiento en reservorios para preservar su capacidad de almacenamiento y operación.
- Modificaciones de morfología de ríos debido a su adaptación como vía de transporte fluvial.
- Dragado, etc. (Riccardi 2004).

Existe una gran cantidad de formulaciones de caudal sólido ya sea de fondo en suspensión o total. A continuación se presentan algunas consideradas representativas de varios tipos de sedimentos (*Riccardi 2004*):

Meyer-Peter y Muller: Para el caso de sedimentos medios y gruesos (diámetro medio entre 1 mm y 40 mm) se utiliza la formulación de *Meyer-Peter* y *Muller* para el caudal sólido de fondo y considerando el caudal sólido en suspensión despreciable:

$$Q_{sf} = \frac{B}{\gamma_s} \left[250q_l^{2/3} S_f - 42,5d_{50} \right]^{3/2}$$

Donde: $q_l = Q/B$ es el caudal específico líquido definido como el caudal por unidad de longitud de ancho del curso, S_f es la pendiente de fricción, d_{50} es el diámetro medio del sedimento transportado por el fondo y γ_s es el peso específico de las partículas.

Engelund-Hansen: Para arenas finas ($0,10 \text{ mm} < d_{50} < 1,0 \text{ mm}$) se utiliza la formulación de *Engelund-Hansen (1967)* para transporte total de sedimentos Q_{st} :

$$Q_{sf} = \frac{Q^2}{20B\sqrt{g \cdot h} d_{50} (s-1)^2} S^{3/2}$$

Donde s es la gravedad específica (normalmente considerada para arenas $s = 2,65$) y h es el tirante de agua.

Los **sedientos finos** merecen un apartado especial, debido a que en estos deben tenerse presente y determinarse otros parámetros importantes como: la discretización entre caudal de fondo y en suspensión, capacidad de transporte en suspensión, transporte efectivo en suspensión, longitud de adaptación del flujo, velocidad de precipitación de la partícula, o la tasa de sedimentación/erosión relacionada al transporte de fondo y de suspensión.

5. EJEMPLOS

5.1. Estabilidad de Lecho Granular

Un canal rectangular ancho con lecho plano de sedimentos caracterizados por $d_{65} = 2,5 \text{ mm}$, tiene profundidad $h = 2,5 \text{ m}$ y pendiente $S_b = 0,6 \times 10^{-3}$. ¿El lecho es fijo o móvil?

En primer lugar debemos determinar en presencia de qué tipo de entorno hidráulico estamos, para ello determinamos el número de *Reynolds* del flujo con:

$$Re = \frac{u \cdot k_s}{\nu} = \frac{0,121 \frac{m}{seg} \cdot 2 \cdot 0,0025m}{1,01 \times 10^{-6} \frac{m^2}{seg}} = 600 > 70 \longrightarrow \text{Contorno Hidráulicamente Rugoso}$$

$$\text{Donde: } u_c = \sqrt{g \cdot h \cdot S_b} = \sqrt{9,81 \frac{m}{seg^2} \cdot 2,5m \cdot 6 \times 10^{-4}} = 0,121 \frac{m}{seg} \longrightarrow \text{Velocidad de Corte}$$

Luego determinamos la Velocidad Media del Cauce, que para contornos Hidráulicamente Rugosos es:

$$U = u_* \cdot 5,57 \log \left(\frac{11h}{k_s} \right) = 0,121 \frac{m}{seg} \cdot 5,57 \log \left(\frac{11 \cdot 2,5m}{2 \cdot 2,5 \times 10^{-3} m} \right) = 2,521 \frac{m}{seg}$$

Seguidamente determinamos la Velocidad Crítica Media:

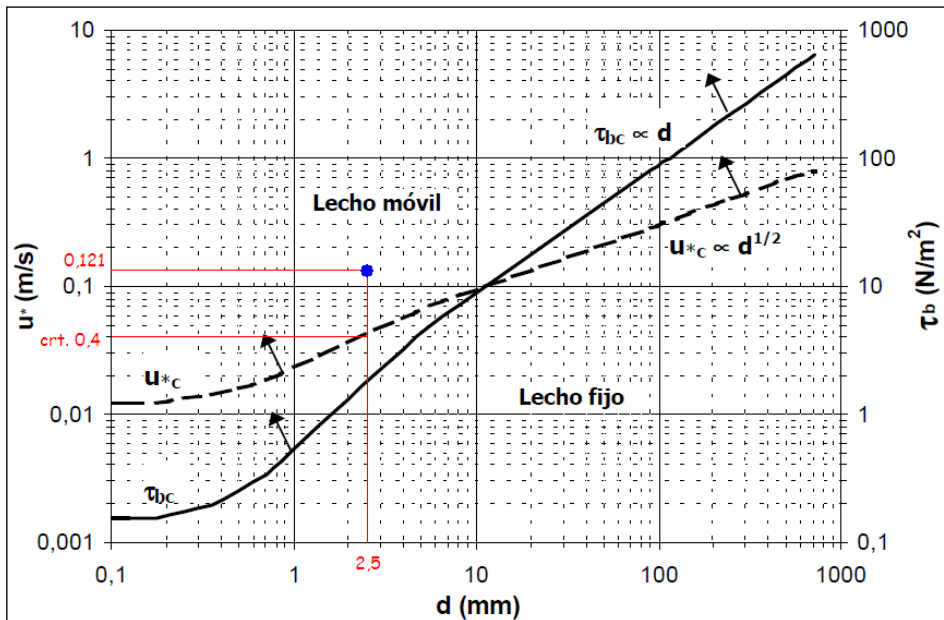
$$U = u_{*c} \cdot 5,57 \log \left(\frac{11h}{k_s} \right) = 0,04 \frac{m}{seg} \cdot 5,57 \log \left(\frac{11 \cdot 2,5m}{2 \cdot 2,5 \times 10^{-3} m} \right) = 0,833 \frac{m}{seg}$$

Donde: $u_{*c} = 0,04 \frac{m}{seg}$ \longrightarrow Velocidad de Corte Crítica obtenida de la **Figura N° 23** para $d = 2,5mm$

Finalmente vemos que la Velocidad Media del Cauce es **mayor** a la Velocidad Crítica Media:

$$U > U_c \rightarrow 2,521 \frac{m}{seg} > 0,833 \frac{m}{seg}$$

Por lo que **el sedimento del lecho es arrastrado** por la corriente de agua.



Para una mejor interpretación podemos ingresar con los datos de u_* y d en la **Figura N° 23** y observar que su intersección cae en la zona de **Lecho Móvil**.

5.2. Clasificación de Formas de Fondo

¿Qué formas de fondo se pueden desarrollar según Simons en un cauce ancho durante con un tirante de 3 m y una velocidad media de 0,7 m/seg, donde el material del lecho está constituido por arenas uniformes de 0,25 mm de diámetro y tiene una pendiente de $4,5 \times 10^{-4}$?

Para ingresar a la figura propuesta por Simons necesitamos determinar:

- $\tau_b \cdot U$: Producto de la Tensión de corte por la Velocidad.
- d_{50} : Para este caso tomamos el diámetro uniforme de dato.

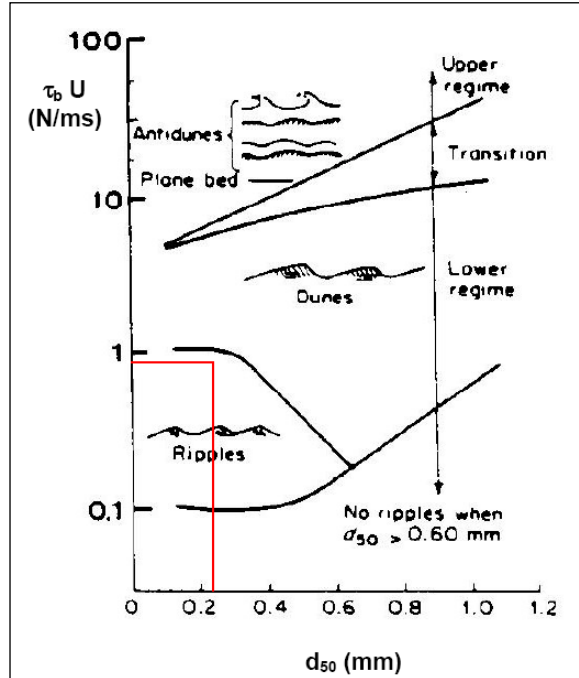
Tensión de corte:

$$\tau_0 = \gamma \cdot R_h \cdot S_f = 1000 \frac{kg}{m^3} \cdot 3m \cdot 4,5 \times 10^{-4} = 1,35 \frac{N}{m^2}$$

Potencia de la corriente:

$$\tau_b \cdot U = 1,35 \frac{N}{m^2} \cdot 0,7 \frac{m}{seg} = 0,945 \frac{N}{m \cdot seg}$$

Ingresando con estos datos en la *Figura N° 28* vemos que el punto de intersección se produce en la zona de **Rizos** de **Régimen Lento**.



5.3. Caudal Sólido

Para la sección de un río aluvial de ancho 100 m, tirante de 5 m, pendiente longitudinal de 3 mm/m cuyo lecho está constituido por arenas con $d_{65} = 2\text{mm}$ y con $\gamma_s = 1,5T/m^3$. Determinar el caudal sólido total.

Como hemos visto anteriormente para sedimentos de 2mm se recomienda utilizar la fórmula propuesta por Meyer-Peter y Muller. Debemos así:

En primera medida determinar en qué condiciones de contorno estamos y cuál es el caudal líquido en la sección.

$$Re = \frac{u \cdot k_s}{\nu} = \frac{0,297 \frac{m}{seg} \cdot 2 \cdot 0,002 m}{1,01 \times 10^{-6} \frac{m^2}{seg}} = 1188 > 70 \longrightarrow \text{Contorno Hidráulicamente Rugoso}$$

$$\text{Donde: } u_c = \sqrt{g \cdot h \cdot S_b} = \sqrt{9,81 \frac{m}{seg^2} \cdot 3 m \cdot 3 \times 10^{-4}} = 0,094 \frac{m}{seg} \longrightarrow \text{Velocidad de Corte}$$

Luego determinamos la Velocidad Media del Cauce, el Caudal Específico Líquido, el Caudal Específico Sólido y Total:

$$U = u_c \cdot 5,57 \log \left(\frac{11h}{k_s} \right) = 0,094 \frac{m}{seg} \cdot 5,57 \log \left(\frac{11 \cdot 3 m}{0,004 m} \right) = 2,051 \frac{m}{seg}$$

$$q_l = U \cdot h = 2,051 \frac{m}{seg} \cdot 3m = 6,154 \frac{m^2}{seg}$$

$$q_{st} = \frac{1}{\gamma_s} \left[250 q_l^{2/3} S_f - 42,5 d_{50} \right] = \frac{1m}{1,5 \frac{T}{m^3}} \left[250 \cdot \left(6,154 \frac{m^3}{seg} \right)^{2/3} 1 \times 10^{-4} - 42,5 \cdot 0,002m \right]^{3/2} = 8,4 \times 10^{-2} \frac{m^2}{seg}$$

$$Q_s = q_s \cdot B = 8,4 \times 10^{-2} \frac{m^2}{seg} \cdot 100m = 8,4 \frac{m^3}{seg}$$

6. BIBLIOGRAFIA

- **BASILE.** (2004). “*Geomorfología e hidráulica fluvial*”. CURIHAM-FCEIA, UNR, Rosario, Argentina.
- **BASILE.** (2005). “*Mecánica de fluidos avanzada*”. CURIHAM-FCEIA, UNR, Rosario, Argentina.
- **LINSLEY, KHOLER Y PAULUS.** (1982). “*Hidrología para ingenieros*”. Ed. McGraw-Hill, 2da ed. México.
- **PRESTEIN.** “Hidráulica fluvial, Tomo I”.
- **RICCARDI.** (2009). “*Modelación matemática de flujos a superficie libre*”. CURIHAM-FCEIA, UNR, Rosario, Argentina.
- **SARUBBI, PITTAU Y MENENDEZ.** (2004). “*Delta del Paraná: Balance de Sedimentos*”. Instituto Nacional del Agua, Argentina.
- **TUCCI.** (1997). “*Hidrologia: ciência e aplicação*”. Ed. Editora da Universidade, 2da ed. Porto Alegre, Brasil.
- **VIDE.** (2003). “*Ingeniería Fluvial*”. Ed. Edicions UPC, 2da ed. Barcelona, España.