

Introducción a las teorías lineales de circulación oceánica forzada por el viento

Leandro B. Díaz, Daniela B. Risaro
Segundo cuatrimestre 2021

Teorías de circulación

¿Cómo puede ser forzado el océano?

¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento

¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento
- Flujos superficiales de calor y agua dulce

¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento
- Flujos superficiales de calor y agua dulce
- Acción de la marea

¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento
- Flujos superficiales de calor y agua dulce
- Acción de la marea
- Interacción con los contornos y el fondo

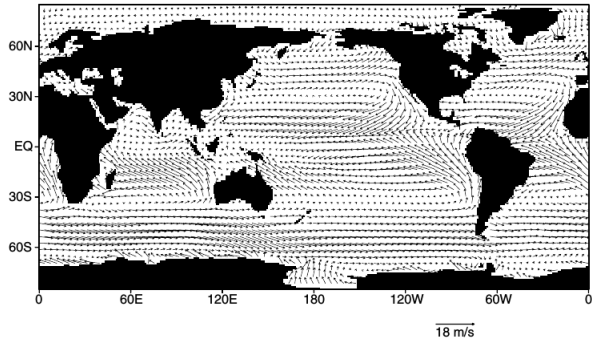
¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento
- Flujos superficiales de calor y agua dulce
- Acción de la marea
- Interacción con los contornos y el fondo
- Planeta que rota bajo el efecto de la gravedad

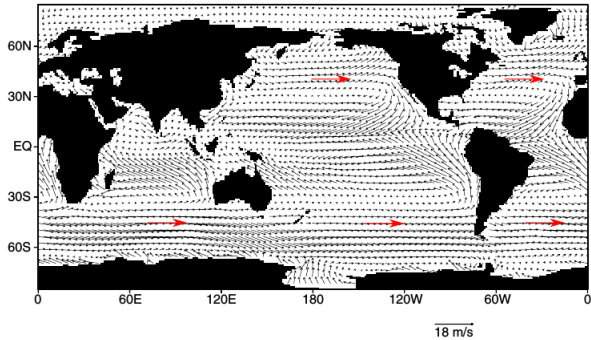
¿Cómo puede ser forzado el océano?

- Esfuerzo superficial del viento
- Flujos superficiales de calor y agua dulce
- Acción de la marea
- Interacción con los contornos y el fondo
- Planeta que rota bajo el efecto de la gravedad

Viento en superficie

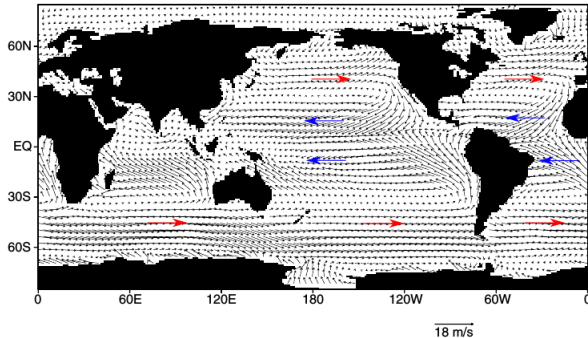


Viento en superficie



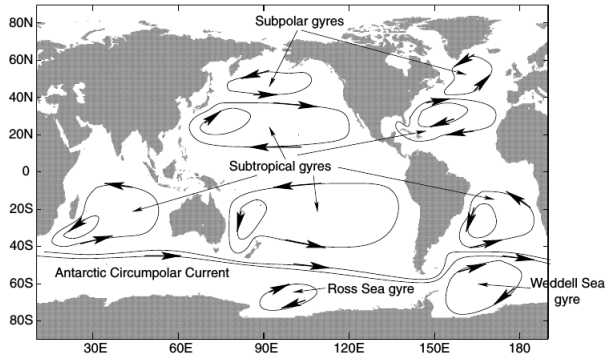
- Vientos oestes en latitudes medias

Viento en superficie

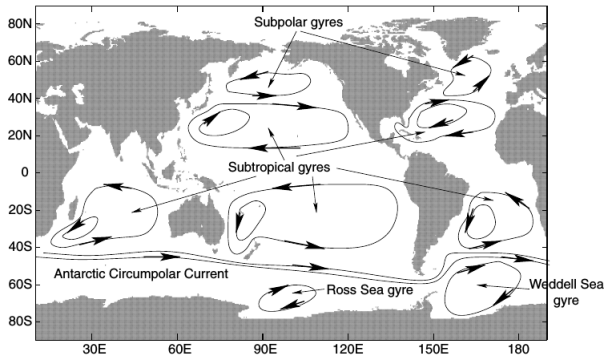


- Vientos oestes en latitudes medias
- Vientos alisios (estes) en latitudes bajas cercanas al Ecuador

Circulación oceánica superficial

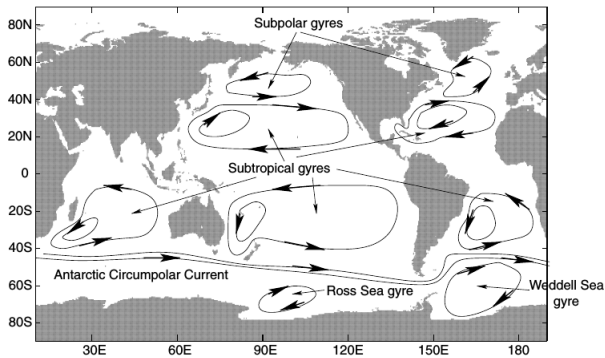


Circulación oceánica superficial



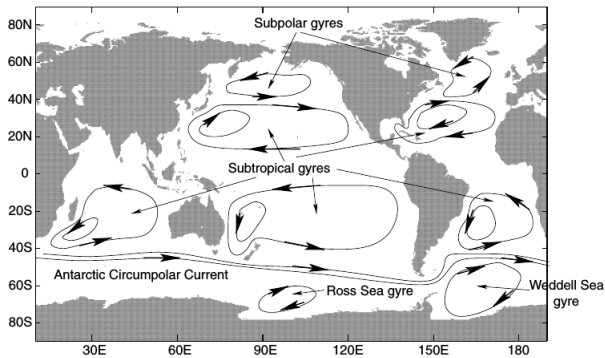
- Giros subpolares \Rightarrow ciclónicos

Circulación oceánica superficial



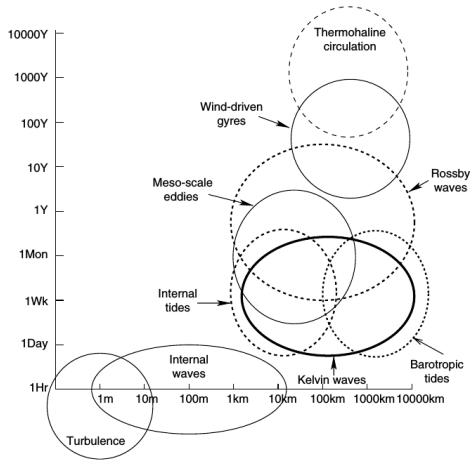
- Giros subpolares \Rightarrow ciclónicos
- Giros subtropicales \Rightarrow anticiclónicos

Circulación oceánica superficial

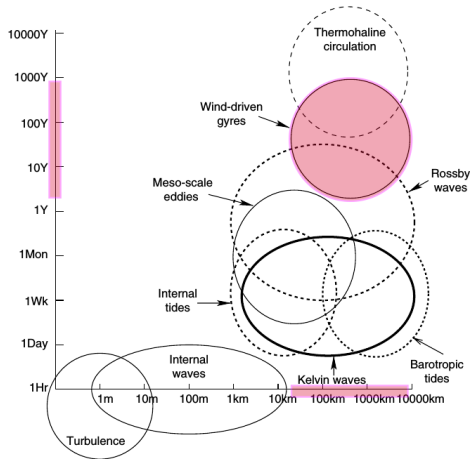


- Giros subpolares \Rightarrow ciclónicos
- Giros subtropicales \Rightarrow anticiclónicos
- Corriente circumpolar antártica \Rightarrow inducida por la banda de oestes en el HS

Circulación oceánica superficial



Circulación oceánica superficial



Teorías lineales de circulación

- Sverdrup (1947)

- Sverdrup (1947)
- Stommel (1948)

- Sverdrup (1947)
- Stommel (1948)
- Munk (1950)

"Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific" Sverdrup, 1947

"Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific" Sverdrup, 1947

- Los gradientes horizontales de presión son balanceados por la fuerza de Coriolis

"Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific" Sverdrup, 1947

- Los gradientes horizontales de presión son balanceados por la fuerza de Coriolis
- Tanto las velocidades horizontales como los gradientes horizontales de presión se anulan a una cierta profundidad debajo de la superficie

"Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific" Sverdrup, 1947

- Los gradientes horizontales de presión son balanceados por la fuerza de Coriolis
- Tanto las velocidades horizontales como los gradientes horizontales de presión se anulan a una cierta profundidad debajo de la superficie
- La fuente de energía del sistema es el rotor de la tensión del viento

Ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Integración en z

$$f M_y = -\frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x$$

$$f M_x = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Integración en z

$$f M_y = -\frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x$$

$$f M_x = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Descomposición del transporte

$$M = M_E + M_G$$

$$M_{Ex} = 0$$

$$-M_{Ey} = \frac{1}{f} \tau_x$$

$$M_{Gx} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$-M_{Gy} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

Ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Integración en z

$$f M_y = -\frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x$$

$$f M_x = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Descomposición del transporte

$$M = M_E + M_G$$

$$M_{Ex} = 0$$

$$-M_{Ey} = \frac{1}{f} \tau_x$$

$$M_{Gx} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$-M_{Gy} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

Continuidad

$$\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} = 0 \Rightarrow$$

Ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Integración en z

$$f M_y = -\frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x$$

$$f M_x = -\frac{\partial P}{\partial y}$$

Descomposición del transporte

$$M = M_E + M_G$$

$$M_{Ex} = 0$$

$$-M_{Ey} = \frac{1}{f} \tau_x$$

$$M_{Gx} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial y}$$

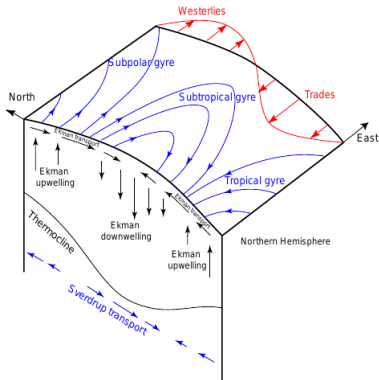
$$-M_{Gy} = -\frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

Continuidad

$$\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} = 0 \Rightarrow \beta M_y = -\frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

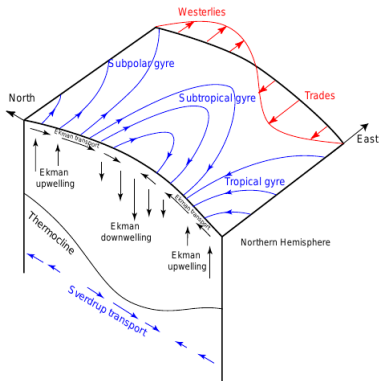
Sverdrup (1947)

- Los vientos del oeste y los alisios fuerzan convergencia en la capa de Ekman \Rightarrow Ekman downwelling en latitudes medias



Circulación del balance de Sverdrup en el HN

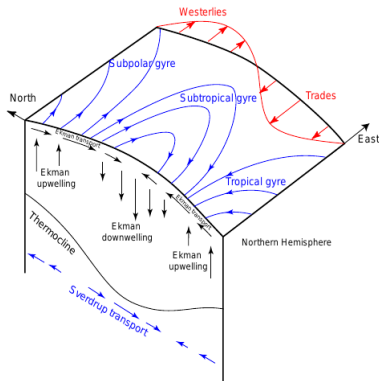
Sverdrup (1947)



- Los vientos del oeste y los alisios fuerzan convergencia en la capa de Ekman \Rightarrow Ekman downwelling en latitudes medias
- Ekman upwelling en latitudes bajas y altas

Circulación del balance de Sverdrup en el HN

Sverdrup (1947)



- Los vientos del oeste y los alisios fuerzan convergencia en la capa de Ekman \Rightarrow Ekman downwelling en latitudes medias
- Ekman upwelling en latitudes bajas y altas
- Transporte de Sverdrup meridional hacia el Ecuador

Circulación del balance de Sverdrup en el HN

"The westward intensification of Wind-driven ocean currents" Stommel, 1948

"The westward intensification of Wind-driven ocean currents" Stommel, 1948

- Cuenca oceánica rectangular bajo la influencia del esfuerzo del viento

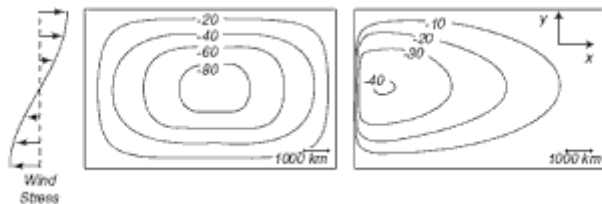
"The westward intensification of Wind-driven ocean currents" Stommel, 1948

- Cuenca oceánica rectangular bajo la influencia del esfuerzo del viento
- Fricción de fondo proporcional a la velocidad del fluido \Rightarrow cambio de vorticidad planetaria balanceado por la fricción de fondo.

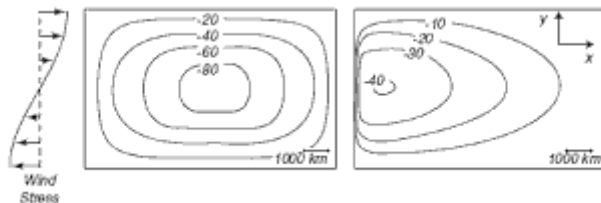
"The westward intensification of Wind-driven ocean currents" Stommel, 1948

- Cuenca oceánica rectangular bajo la influencia del esfuerzo del viento
- Fricción de fondo proporcional a la velocidad del fluido \Rightarrow cambio de vorticidad planetaria balanceado por la fricción de fondo.
- Gradientes horizontales de presión causados por cambios en la superficie libre y la fuerza de Coriolis

Stommel (1948)

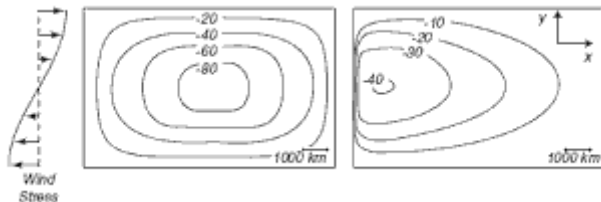


Solución de Stommel para el HN con plano f (Izquierda) y plano β (Derecha)



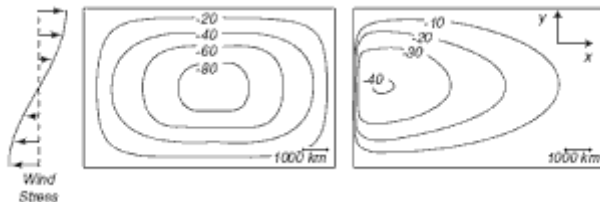
Solución de Stommel para el HN con plano f (Izquierda) y plano β (Derecha)

- El cambio de f con la latitud genera una CBO a partir de la generación vorticidad planetaria



Solución de Stommel para el HN con plano f (Izquierda) y plano β (Derecha)

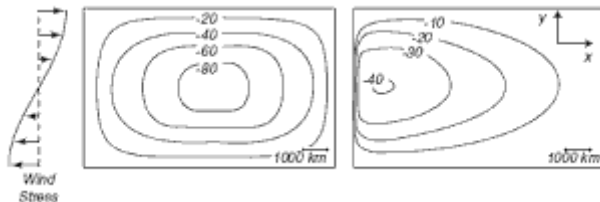
- El cambio de f con la latitud genera una CBO a partir de la generación vorticidad planetaria
- En el BO el input de vorticidad del viento y la vorticidad planetaria es balanceada con fricción



Solución de Stommel para el HN con plano f (Izquierda) y plano β (Derecha)

- El cambio de f con la latitud genera una CBO a partir de la generación vorticidad planetaria
- En el BO el input de vorticidad del viento y la vorticidad planetaria es balanceada con fricción
- En el interior de la cuenca el balance es entre el viento y el término de vorticidad planetaria

Stommel (1948)



Solución de Stommel para el HN con plano f (Izquierda) y plano β (Derecha)

- El cambio de f con la latitud genera una CBO a partir de la generación vorticidad planetaria
- En el BO el input de vorticidad del viento y la vorticidad planetaria es balanceada con fricción
- En el interior de la cuenca el balance es entre el viento y el término de vorticidad planetaria

$$\beta v - (\nabla \times \tau_s) + K\xi = 0$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}; K \text{ coeficiente de fricción}$$

"On the wind-driven ocean circulation" Munk, 1950

"On the wind-driven ocean circulation" Munk, 1950

- Se basa en los modelos de Sverdrup y Stommel

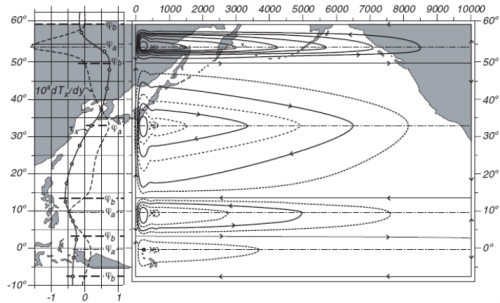
"On the wind-driven ocean circulation" Munk, 1950

- Se basa en los modelos de Sverdrup y Stommel
- Agrega coeficientes constantes de fricción lateral eddy

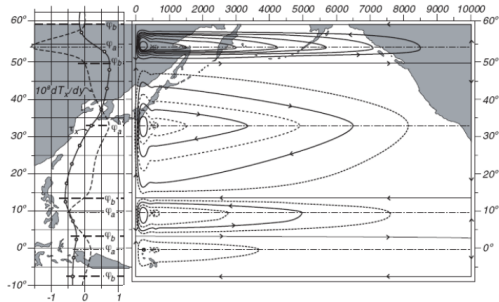
"On the wind-driven ocean circulation" Munk, 1950

- Se basa en los modelos de Sverdrup y Stommel
- Agrega coeficientes constantes de fricción lateral eddy
- Integra las ecuaciones de movimiento hasta una profundidad de no movimiento y reescribe los términos utilizando función corriente

Munk (1950)



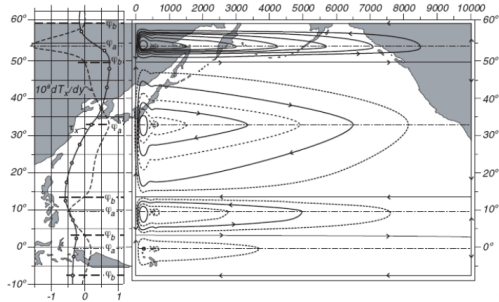
Solución de Munk



Solución de Munk

- En el BO se genera una CCBO, producto del coeficiente de fricción lateral

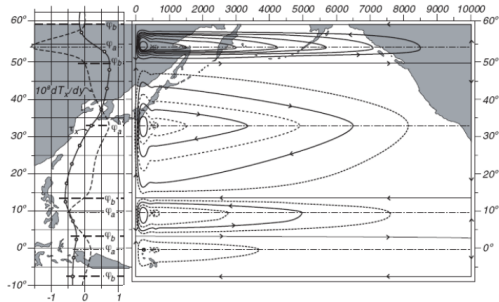
Munk (1950)



Solución de Munk

- En el BO se genera una CCBO, producto del coeficiente de fricción lateral
- En el interior de la cuenca el balance es entre el viento y el término de vorticidad planetaria

Munk (1950)



Solución de Munk

- En el BO se genera una CCBO, producto del coeficiente de fricción lateral
- En el interior de la cuenca el balance es entre el viento y el término de vorticidad planetaria

$$\beta \frac{\partial \psi}{\partial x} - (\nabla \times \tau_s) - A_H \nabla^4 \psi = 0$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}; A_H \text{ coeficiente de fricción lateral}$$

Modelo QG

Modelo homogéneo de circulación

- Este modelo fue desarrollado para resolver la ecuación de vorticidad barotrópica (integrada en la vertical) para el océano en su forma adimensional. Usa diferencias finitas
- Al definir escalas características del problema *, la ecuación en cuestión es

$$\frac{\partial \xi'}{\partial t} + R_0 J'(\psi', \xi') + \frac{\partial \psi'}{\partial x'} = \frac{\nabla' \times \tau'_s}{D} - \epsilon_s \xi' + \epsilon_m \nabla'^2 \xi'$$

$$J'(\psi', \xi') = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

$$R_0 = \frac{U}{\beta_0 L^2} \text{ número de Rossby}$$

$$\epsilon_s = \frac{K}{\beta_0 L} \text{ número de Stommel}$$

$$\epsilon_m = \frac{A}{\beta_0 L^3} \text{ número de Munk}$$

- * $(x, y) = L(x', y')$; $(u, v) = U(u', v')$; $t = Tt'$
- $U = \frac{2\pi\tau_s}{\rho D \beta^2 L^2}$; $T = \frac{1}{\beta L}$

Magnitudes típicas - gran escala

| | |
|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Magnitud del viento τ | $0.1 - 0.5 \text{ N m}^{-2}$ |
| Longitud de la cuenca L | 4000 km |
| Profundidad D | $1000 - 5000 \text{ m}$ |
| Coeficiente de fricción de fondo K | $1.16 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ |
| Coeficiente de fricción lateral A_H | $10 - 500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ |

Números adimensionales en el modelo

| | | |
|--|---|--------------|
| Número de Rossby | $R = \frac{2\pi\tau}{\rho D \beta^2 L^3}$ | R_0 |
| Número de Ekman vertical | $E_f = \frac{K}{\beta L}$ | eps |
| Número de Ekman horizontal armónico | $E_{v1} = \frac{A}{\beta L^3}$ | Ah |
| Número de Ekman horizontal bi-armónico | $E_{v2} = \frac{A_4}{\beta L^5}$ | Bh |

- La caracterización de la CBO viene dada por el parámetro $\delta \Rightarrow$ fracción de la longitud de la cuenca que la CBO abarca
- Parámetro $W \Rightarrow$ ancho de la CBO
- W depende de los efectos a los que está asociado
 1. Efectos inerciales $\Rightarrow \delta_i = R^{(1/2)} \Rightarrow W_i = \delta_i L$
 2. Fricción de fondo $\Rightarrow \delta_f = E_f \Rightarrow W_f = \delta_f L$
 3. Fricción lateral $\Rightarrow \delta_{v1} = E_{v1}^{(1/3)} \Rightarrow W_{v1} = \delta_{v1} L$
 4. Fricción bi-armónica $\Rightarrow \delta_{v2} = E_{v2}^{(1/5)} \Rightarrow W_{v2} = \delta_{v2} L$

Preguntas?