

12. Regiones bajo la influencia de descarga de agua dulce

En latitudes medias la contribución de la precipitación y evaporación a la estabilidad de la columna es generalmente pequeña comparada con la influencia de los flujos de calor en superficie. No obstante, en regiones de la plataforma cercanas a estuarios la descarga de los ríos es la contribución principal al empuje en superficie y mantienen fuertes gradientes horizontales de salinidad: “Regions of Freshwater Influence (ROFI)”.

En términos de procesos físicos estas regiones tienen mucho en común con los estuarios, pero difieren en que estos últimos están confinados por barreras continentales y tienen en general dimensiones horizontales menores. En muchos casos la circulación en un estuario es predominantemente a lo largo de su eje y los efectos de la rotación pueden despreciarse. En este capítulo desarrollaremos primero una teoría para la circulación por densidad de tal sistema y luego veremos cómo la rotación modifica esta circulación en una ROFI. Luego examinaremos el rol de la circulación por densidad en la estratificación de la columna y su competición con los fenómenos de mezcla por mareas. Por último discutiremos el efecto de los vientos en el caso del Río de la Plata.

12.1 Estuarios

Un estuario es un área a lo largo de la costa donde un río se junta con el mar. Son regiones del océano costero donde las variaciones espaciales de salinidad son tan grandes que determinan la circulación media. Los estuarios se pueden agrupar en clases, de acuerdo a sus propiedades de circulación y la distribución asociada de estado continuo de la salinidad. Los tipos de estuarios más importantes son (Figura 12.1):

- Estuario de cuña salina:
- Estuario altamente estratificado
- Estuario ligeramente estratificado
- Estuario mezclado verticalmente
- Estuario inverso
- Estuario intermitente

El tipo de estuario está determinado por el cociente entre la entrada de agua dulce y el agua de mar mezclados por las mareas. Una forma de cuantificar esto es comparando el volumen R del agua dulce que entra desde el río durante un período de marea, con el volumen V de agua transportada dentro del estuario por la marea y eliminada después de cada ciclo de marea. A R se le llama a veces el volumen del río, mientras que V es conocido como volumen de marea. Es importante notar que es únicamente la razón $R: V$ la que determina el tipo de estuario, no los valores absolutos de R o V .

Estuario de cuña salina: El volumen de río R es mucho mayor que el volumen de marea V , o allí no están presentes las mareas. El Río de la Plata se comporta en forma similar a un estuario de cuña salina, pero su ancho lo hace muy sensible a los vientos y a la fuerza de Coriolis.

Estuario altamente estratificado: El volumen del río R es comparable pero aún mayor que el

volumen de marea V .

Estuario ligeramente estratificado: El volumen del río R es pequeño comparado con el volumen de marea V .

Estuario mezclado verticalmente: El volumen de río R es insignificante comparado con el volumen de marea V .

Estuario inverso: Estos estuarios no tienen aporte de agua dulce proveniente de ríos y se encuentran en una región de alta evaporación.

Estuario intermitente: Cambian su tipo de clasificación debido a la alta variabilidad de la precipitación sobre el área de desagüe de su suministro fluvial.

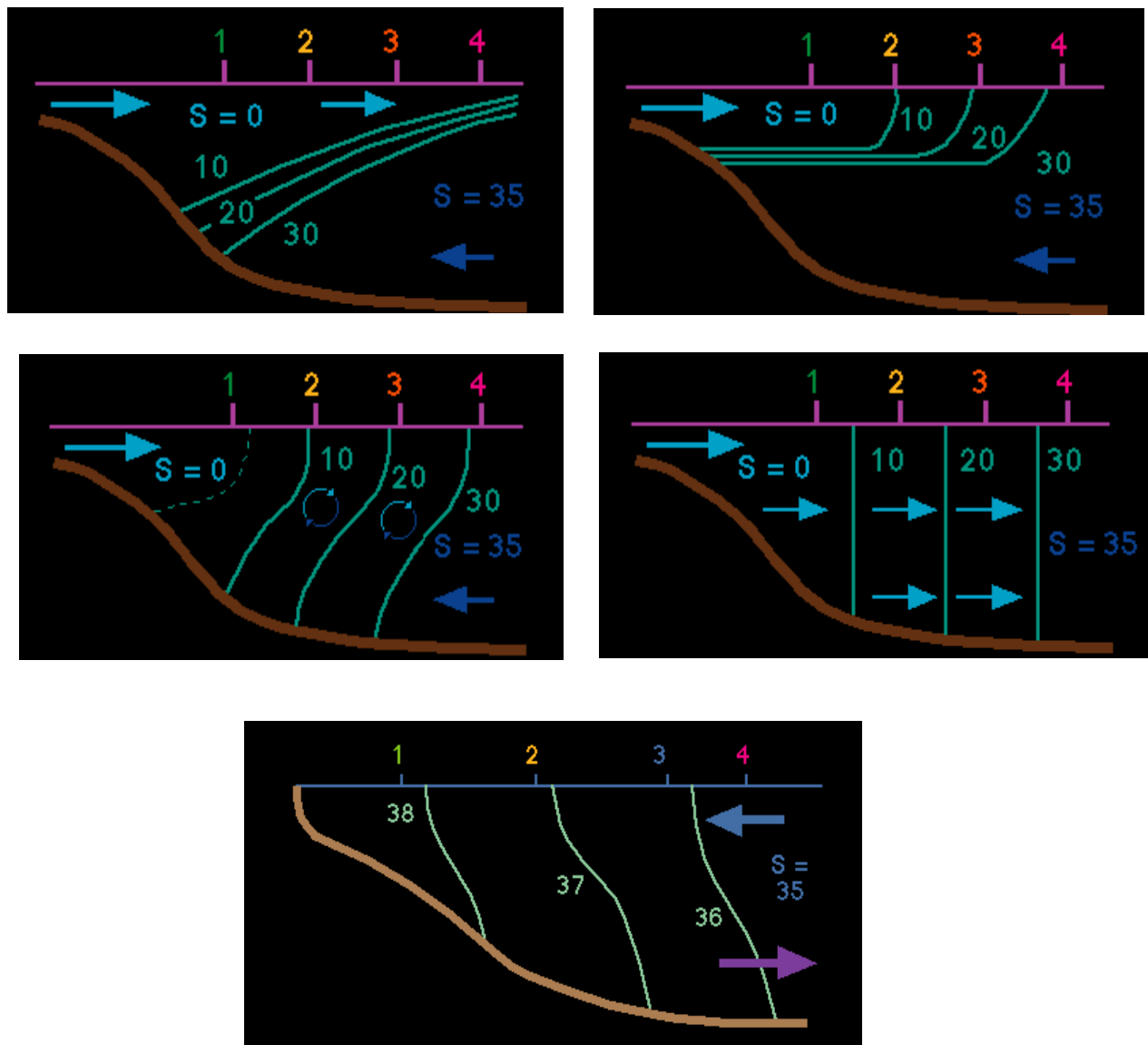


Figura 12.1 – Clasificación de estuarios. De arriba a la izquierda a abajo centro: de cuña salina, altamente estratificado, ligeramente estratificado, mezclado verticalmente, inverso.

12.2 Circulación en estuarios

La competencia entre empuje y mezcla en estuarios y ROFIs es análoga a aquella entre calentamiento y mezcla desarrollada en el capítulo 11. Pero, tiene una diferencia importante: mientras que el empuje debido a los flujos de calor es espacialmente uniforme, la descarga de los ríos entra por un costado y se distribuye por flujo de densidad. Esta re-distribución de empuje complica el problema pues requiere examinar el proceso de expansión de la pluma y además se genera un gradiente horizontal de salinidad y densidad.

El gradiente de densidad generado por la pluma implica un gradiente de presión que induce una circulación. En un estuario angosto, donde la rotación no es importante, es posible determinar la forma de la circulación. Asumiremos que el gradiente de densidad es independiente de la profundidad y dirigido en la dirección x , paralela al eje del estuario (Figura 12.2). Esta hipótesis vale tanto para estuarios mezclados, como para estuarios con estratificación mientras ésta sea uniforme en el estuario.

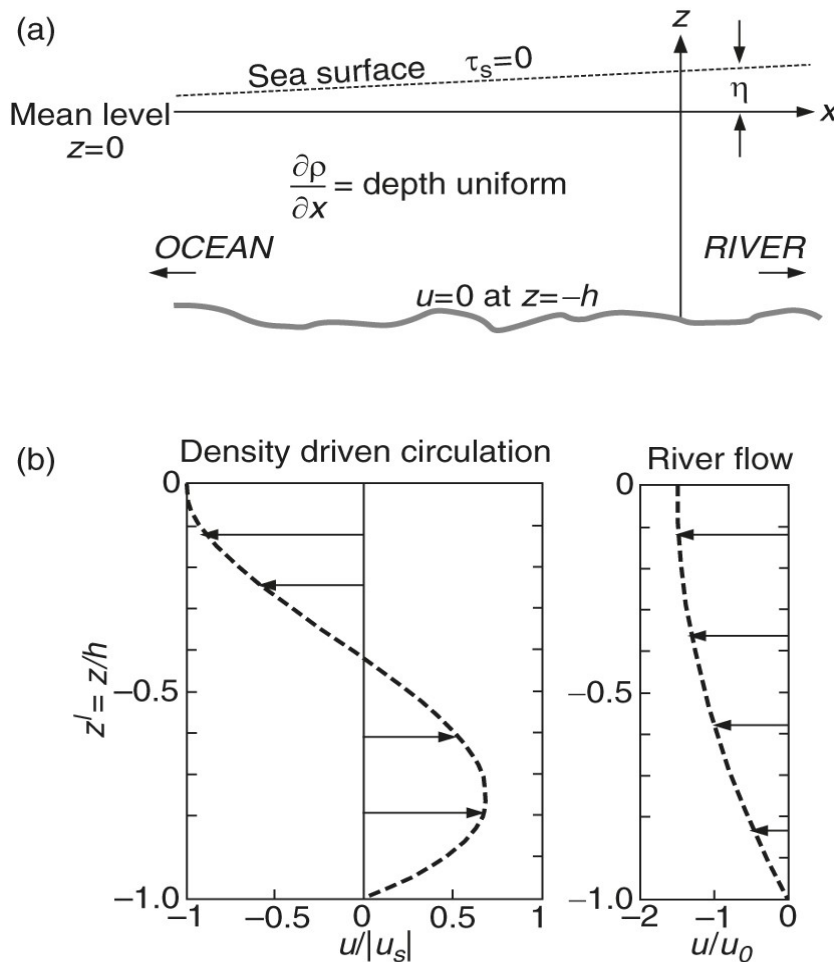


Figura 12.2 – (a) Esquema para estudio de corriente de densidad en estuarios y (b) solución de modelo simplificado de estuario.

Asumimos además que el efecto de la rotación es despreciable y que el flujo está en estado estacionario. Por lo tanto, la ecuación de momento queda de la forma:

$$0 = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu_E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (12.1)$$

Dado que la presión en estado estacionario será hidrostática, el gradiente de presión se puede escribir

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_z^n \rho g dz \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_z^0 \rho g dz \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_0^n \rho g dz \right) = \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} g dz + \rho_s g \frac{\partial \eta}{\partial x} = -gz \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho_0 g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (12.2)$$

donde consideramos $\frac{\partial \rho}{\partial x} = \text{constante}$. y $\rho_s \approx \rho_0$ o sea que la densidad en superficie se asume igual a la densidad de referencia. Por lo tanto

$$-gz \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho_0 g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \rho_0 \nu_E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (12.3)$$

ó

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{-gz}{\nu_E} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{g}{\nu_E} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (12.4)$$

lo cual se puede escribir como

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{-gz \xi}{\nu_E} + \frac{g}{\nu_E} X \quad (12.5)$$

donde $X = \frac{\partial \eta}{\partial x}$ y $\xi = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}$. Integrando dos veces con respecto a z se obtiene:

$$u(z) = \frac{gX}{2\nu_e} z^2 - \frac{g\xi}{6\nu_E} z^3 + Az + B \quad (12.6)$$

donde A y B son constantes de integración que se determinaran con las condiciones de borde:

(I) en $z=0$, $\tau_s=0$, (II) en $z=-h$, $u=0$. Esto resulta en

$$A=0, \quad B = \frac{-gX}{2\nu_e} h^2 - \frac{g\xi}{6\nu_E} h^3$$

de tal forma que la solución para u es

$$u(z) = \frac{gX}{2\nu_e}(z^2 - h^2) - \frac{g\xi}{6\nu_e}(z^3 + h^3) \quad (12.7)$$

Por continuidad, en el estado estacionario el transporte neto debe ser igual a la descarga R_w por unidad de ancho del río

$$R_w = \int_{-h}^0 u dz = \frac{-gXh^3}{3\nu_e} - \frac{g\xi h^4}{8\nu_e} \quad (12.8)$$

lo cual implica que la pendiente de altura del nivel del mar X debe estar relacionada con ξ de acuerdo a

$$X = \frac{-3\xi h}{8} - \frac{3\nu_e R_w}{gh^3} \quad (12.9)$$

y la corriente u , escrita en función de $z'=z/h$, es:

$$u = \frac{g\xi h^3}{48\nu_e}(1 - 9z'^2 - 8z'^3) - \frac{3R_w}{2h}(z'^2 - 1) \quad (12.10)$$

$$u = u_s(1 - 9z'^2 - 8z'^3) - \frac{3}{2}u_0(z'^2 - 1)$$

u = circulación por densidad + descarga de río

La circulación resultante se muestra en la Figura 12.2b y consiste en una componente inducida por el gradiente de densidad ξ con velocidad en superficie hacia mar adentro de

valor $u_s = \frac{g\xi h^3}{48\nu_e}$ y un flujo promedio $u_0 = R_w/h$ hacia mar adentro debido a la descarga

del río. La componente de la circulación debido al gradiente de densidad es hacia adentro del estuario por debajo de $z = -0.42h$ con una velocidad máxima de $0.69u_s$ en $z = -0.75h$. Este flujo interactuará con el gradiente de densidad para mover las aguas diluídas en superficie hacia mar adentro y aguas más densas y salinas en profundidad hacia adentro del estuario, induciendo así una estratificación. El perfil de velocidad dado por 12.10 fue usado por Hansen y Rattray (1965) para clasificar tipos de estuarios en función de la hidrodinámica.

12.3 Circulación en ROFIs

Cuando se incrementa la escala horizontal perpendicular al eje del estuario, como en una ROFI, ya no es posible despreciar el efecto de la rotación. En este caso, a medida que la pluma de agua de río sale del estuario hacia la plataforma la fuerza de Coriolis tiende a desviarla de tal forma que genera un flujo paralelo a la costa. Estas corrientes costeras de plumas de ríos se mueven con la costa a la izquierda en el H.S. Este flujo transporta el empuje lejos del estuario hacia la ROFI donde es mezclada en la columna de agua a una razón dada por los procesos de mezcla inducidos por mareas y vientos.

El modelo mas sencillo que permite incluir el efecto de la rotación, además del de la fricción, es el modelo de Heaps (1972). Este modelo asume que el flujo es forzado por un gradiente horizontal de densidad constante en profundidad en la dirección x, normal a la costa. Las condiciones no varían a lo largo de la costa por lo que $\frac{\partial}{\partial y}=0$. Por lo tanto, las ecuaciones de momento son

$$\begin{aligned}fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + gz \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \nu_E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= 0 \\ -f u + \nu_E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= 0\end{aligned}\tag{12.11}$$

Al igual que en la sección anterior, continuidad requiere que el transporte neto normal a la costa debe estar balanceado por el flujo neto de la descarga del río R_w por unidad de costa. Imponiendo condiciones de borde similares al caso anterior se puede resolver las ecuaciones 12.11.

La solución se muestra en la Figura 12.3 para el caso de la ROFI asociada al río Rin y consiste en (I) una componente de circulación en la dirección del gradiente de densidad, análoga a la circulación encontrada para el estuario, y (II) una componente de flujo perpendicular al gradiente (paralela a la costa) que aumenta a medida que nos acercamos a la superficie.

El balance entre las componentes along-shore y cross-shore de la circulación está dado por el cociente entre las fuerzas de fricción y la fuerza de Coriolis, llamado número de Ekman (ver capítulo 3.8): $Ek = \frac{\nu_E}{f h^2}$. Para fricción grande (Ek alto) el flujo tiende a la solución dada por la circulación estuarina (sección 12.2).

Por el contrario, si Ek es pequeño el flujo está controlado por el balance geostrófico y la corriente resultante es una corriente costera paralela a las isopicnas. En este caso la pendiente de la superficie crece hacia la costa de acuerdo a

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{-h}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}\tag{12.12}$$

de tal forma que la velocidad along-shore en superficie es

$$v_s = \frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{-hg}{f \rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}\tag{12.13}$$

La presencia de flujo persistente e intenso paralelo a la costa como consecuencia de un gradiente de densidad perpendicular es característico de muchas ROFIs pero no todos la presentan. La influencia del viento puede alterar la velocidad y estructura de la pluma de baja salinidad que sale del río. Ese es el caso del Río de la Plata.

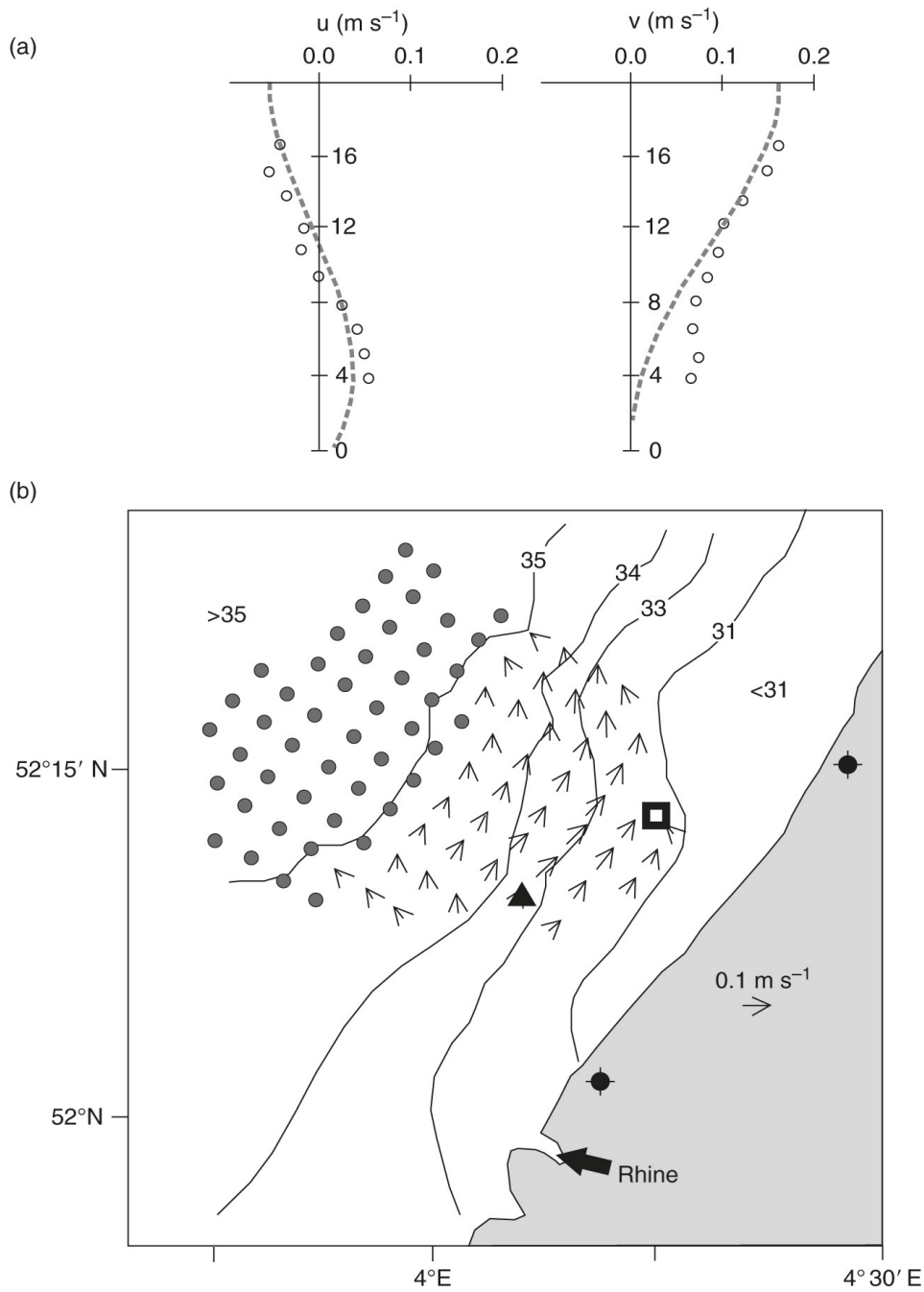


Figura 12.3 – Solución del modelo de Heaps aplicado al Rín. Los círculos abiertos representan perfiles de corrientes promedio medidos por un ADCP en el cuadrado de la figura b). Las líneas son la solución de Heaps. El panel b) muestra el flujo en la ROFI del Rín promediado en 16 días. Las líneas son líneas de igual salinidad.

12.4 Control de la estratificación: circulación versus mezcla en estuarios y ROFIs

La tendencia de la circulación estuarina es promover la estratificación moviendo aguas más livianas sobre aguas más densas. A esto se opondrá la mezcla generada por mareas y esfuerzo de vientos. En muchos estuarios y ROFIs predomina la mezcla por mareas por lo que enfocaremos en este caso. Analizaremos la situación de esta competencia en un estuario donde el flujo inducido por el gradiente de densidad es bidimensional y puede asumirse que vale la solución hallada en 12.2 sin rotación. Luego analizaremos el caso de ROFIs.

Usaremos un procedimiento análogo al usado en el capítulo 11 para estudiar la competencia entre flujos de calor y mezcla en la estratificación de la columna. Por lo tanto, usaremos la anomalía de energía potencial Φ como medida de estratificación

$$\Phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\hat{\rho} - \rho) g z dz \quad (12.14)$$

entonces

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{g}{h} \int_{-h}^0 \left(\frac{\partial \hat{\rho}}{\partial t} - \frac{\partial \rho}{\partial t} \right) z dz \quad (12.15)$$

Si el flujo es únicamente en la dirección x y asumimos que los cambios en la densidad son principalmente debido a la advección (movimiento de la pluma hacia mar adentro), la ecuación para la densidad queda

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (12.16)$$

Tomando el promedio vertical y asumiendo nuevamente que $\frac{\partial \rho}{\partial x} = \text{constante}$ se obtiene

$$\frac{\partial \hat{\rho}}{\partial t} = -\hat{u} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (12.17)$$

Sustituyendo 12.16 y 12.17 en 12.15

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{g}{h} \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-h}^0 (\hat{u} - u) z dz = gh \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-1}^0 (\hat{u} - u) z' dz' \quad (12.18)$$

Esta ecuación nos permite evaluar el cambio en la estratificación debido a la advección por cualquier perfil de velocidad $u(z)$.

Consideremos primero el perfil de velocidad en un estuario dado por la solución 12.10. Sustituyendo en 12.18 e integrando se obtiene

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{v_E \rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 \quad (12.19)$$

Si este efecto de estratificación es opuesto únicamente por la mezcla generada por mareas entonces se tiene una solución análoga a la encontrada en el capítulo anterior para la competencia entre calentamiento y mezcla. En este caso la estratificación se mantiene o aumenta si

$$\frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{v_E \rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 \geq \frac{4 e k_b \rho_0 \hat{u}_{M2}^3}{3 \pi h} \quad (12.20)$$

Si usamos la fórmula empírica $v_E = 3 \times 10^{-3} \hat{u}_{M2}^3 h$ el criterio de estratificación queda de la forma

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \geq 2.1 \times 10^{-4} \left(\frac{\hat{u}_{M2}}{h} \right)^2 \quad (12.21)$$

donde usamos $e=0.0004$, $k_b=0.0025$. El problema de este criterio es que para determinar las regiones estratificadas es necesario conocer el gradiente horizontal de densidad, que es a la vez parte de la solución y no un forzante externo. Esto lo diferencia del criterio 11.16 donde el calentamiento Q_i se puede considerar como forzante.

En una ROFI la componente perpendicular a la costa de la circulación actúa en la misma forma que en la circulación en estuarios para promover la estratificación compitiendo con la mezcla generadas por mareas y vientos. El balance entre estratificación y mezcla cambia en muchas escalas de tiempo, desde días, meses, estaciones y años. Variaciones estacionales y anuales pueden depender de la variabilidad en la descarga del río. En regiones tropicales dominadas por monsoones la descarga es muy grande durante el verano pero disminuye sustancialmente el resto del año. Por ello, la gran estabilidad de verano va disminuyendo con el correr del año por los procesos de mezcla.

En latitudes medias el ciclo estacional de descarga es menor y los cambios en estratificación está dictados por variaciones en los vientos y mareas. A escala estacional los vientos dominan, particularmente en regiones donde las mareas son pequeñas, como en el Río de la Plata (mareas entre 0.3 y 1 m). En nuestra región se observa una gran estacionalidad de la dirección de la pluma de descarga sobre la plataforma debido al cambio en la dirección de los vientos que son predominantemente del suroeste en invierno y del noreste en verano. De acuerdo a esto la penetración de la pluma hacia el noreste es máxima en invierno, cuando puede llegar a alcanzar los 27°S, unos 1000 km al noreste del Río de la Plata. En verano la pluma está confinada a latitudes al sur de 32°S y las aguas diluídas son exportadas en forma frecuente hacia mar abierto a través de la confluencia Brasil/Malvinas (Figura 12.4, Piola y Romero 2004).

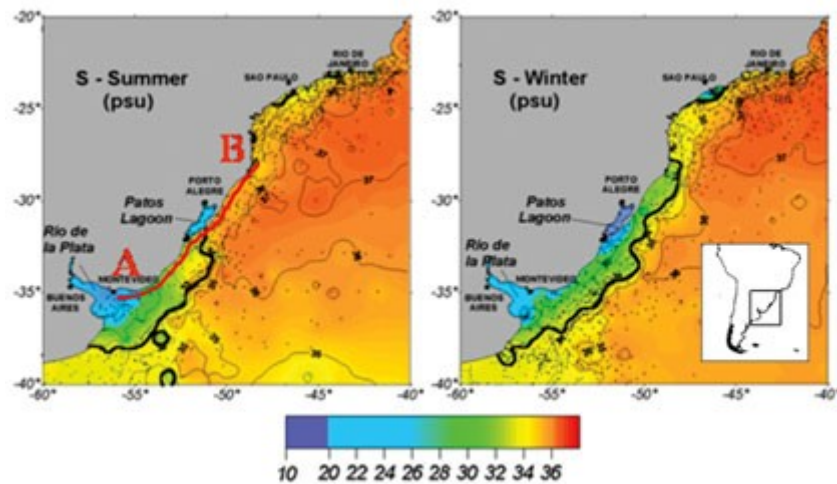


Figura 12.4 – Variabilidad estacional de la salinidad en superficie. La isolínea de 33.5 identifica las aguas diluídas del Río de la Plata.

A escala sinóptica el forzante fundamental en el Río de la Plata también son los vientos debido a la relación extensión horizontal-volumen. Por lo tanto la distribución de salinidad en la superficie está controlada por la intensidad y dirección de los vientos. La distribución de salinidad en el fondo, en cambio, está controlada por la batimetría. La figura 12.5 muestra secciones en el Río de la Plata en diferentes momentos. Como se observa, la estratificación es muy variable dependiendo de los vientos. Se muestra la salinidad y el parámetro de estabilidad Φ (Acha et al 2008).

En el primer panel se muestra el caso cuando los vientos durante la semana previa fueron relativamente débiles (2-6 m/s). Se observa una region estable, estratificada, con valores de Φ por encima de los 200 Jm^{-2} y que se extiende mas de 100 km hacia mar abierto. Esta región está limitada a ambos lados por regiones mezcladas.

Una condición parcialmente estratificada puede darse por vientos persistentes moderados en escala sinóptica o por una descarga baja a escala estacional. El segundo panel muestra el caso resultante debido a la acción de fuertes vientos durante 24 horas, mientras que el tercer panel representa un evento de baja descarga del río junto con una componente de viento dominante en dirección sur.

El último panel muestra una condición de mezcla completa en el estuario. Durante los 2-3 días previos al muestreo los vientos fueron fuertes (14-16m/s) y se mantuvieron moderados durante el muestreo (8-11 m/s). La cuña salina puede restablecerse en 48-72 hs.

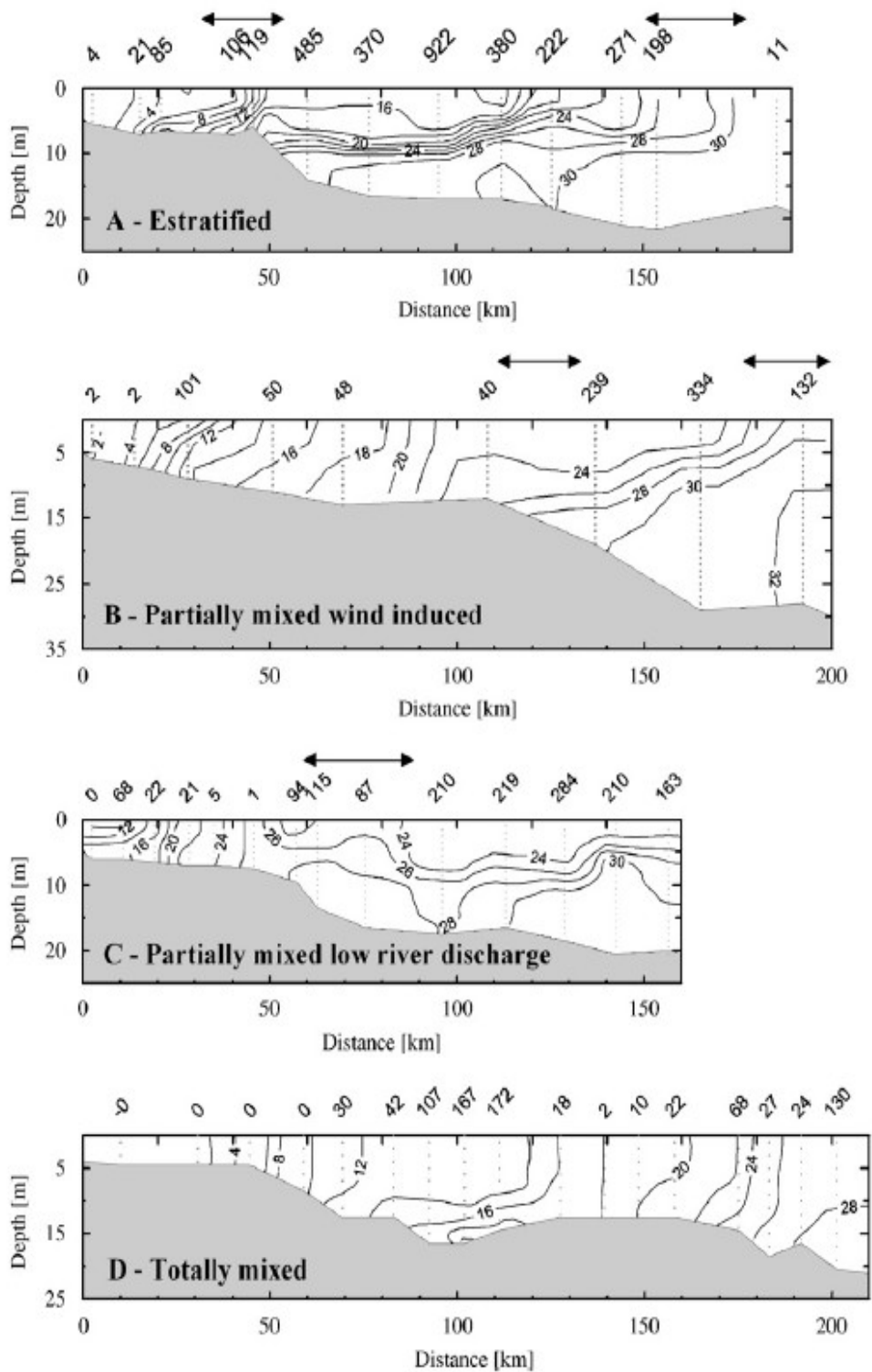


Figura 12.5 – Secciones de salinidad en el río de la Plata para varios casos. Los valores arriba de las gráficas indican el valor de Φ . Acha et al (2008).

Bibliografía principal

- Introduction to Physical and Biological Oceanography of the Shelf Seas. J. Simpson and J. Sharples.
- Acha M., H. Mianzan, R. Guerrero, J. Carreto, D. Giberto, N. Montoya, M. Carignan, 2008: An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata estuary. *Continental Shelf Research* 28:1579-1588.
- Piola A., S. Romero, 2004: Analysis of space-time variability of the Plata River plume. *Gayana* 68(2): 482-486, 2004