

arrastre en un estuario fuertemente estratificado¹

LUIS MURILLO B*

RESUMEN

Se usa la ecuación de conservación de masa unidimensional en un estuario de profundidad y ancho uniformes, de dos capas de diferente salinidad, para cuantificar el efecto del arrastre de la capa inferior marina a la capa superior de agua dulce.

Se muestra la enorme variación inducida por el arrastre en el campo de las velocidades horizontales verticalmente homogéneas en cada capa, que a su vez debe influir en el valor de los coeficientes de dispersión longitudinales aumentándolos grandemente. También se muestra cuantitativamente la alteración de la salinidad en la capa superior de agua dulce. Las ecuaciones resultantes se resuelven para el estado de equilibrio usando métodos basados en diferencias finitas explícitas y se establece un criterio empírico para solucionar el problema de la estabilidad y la convergencia de las aproximaciones a las ecuaciones diferenciales usadas.

INTRODUCCION

Se conoce como arrastre aquel proceso unidireccional mediante el cual agua salada es transportada verticalmente de una capa de agua salada inferior con poca turbulencia, a otra capa superior de agua dulce fuertemente turbulenta mediante la liberación de energía procedente de ondas internas que revientan en la interfase. Este proceso causa la alteración del campo promedio de velocidades del agua y consecuentemente varía significativamente los coeficientes de dispersión. Esto es

muy importante en el cálculo de la distribución de contaminantes descargados en los estuarios puesto que a su vez estas son las zonas de mayor sensibilidad ecológica y tienen enorme importancia para la reproducción y crecimiento de los peces de valor comercial en las regiones litorales. El entendimiento preciso del arrastre lleva a la cuantificación de los procesos físicos que intervienen, para su posterior utilización en la mejor administración de los recursos costeros, construcción de obras civiles y navegación (Harleman, 1966).

Cuando en un estero el volumen de agua dulce descargada por los ríos es comparable con el volumen de agua salada que entra y sale con la marea (prisma de marea), se forma una cuña de agua salada que se introduce por debajo del agua dulce saliente. Esta cuña a su vez acarrea sal y sedimentos al interior del estuario, produciendo muchas veces bajos peligrosos para la navegación. La corriente promedio durante el período de marea es generalmente hacia el interior en la cuña de agua salada y hacia el mar en la capa superior de agua dulce. La extensión de la cuña es de enorme importancia en la predicción de la formación de bajos o zonas de poca profundidad. La extensión de la cuña debe conocerse a la hora de localizar tuberías de descarga municipal, para asegurarse de que las corrientes lleven los desechos mar afuera.

En Costa Rica, el Estero de Puntarenas presenta un desarrollo embrional del arrastre en su parte interior, en donde el volumen de agua dulce descargada en los meses de invierno alcanza a veces el 66% del volumen del prisma de marea (Murillo, 1983). Aún no se han hecho estudios en el Golfo Dulce en la parte sur del país, pero es de esperar que debido a la fuerte estratificación existente en su parte interior, el arrastre juegue un papel importante en la dispersión de sustancias o desechos que se descarguen en él. En la Zona Atlántica, los prismas de marea de los estuarios son generalmente

¹ Esta investigación se realizó gracias a la colaboración de la Universidad de Costa Rica durante la permanencia del autor en la Escuela de Oceanografía y el Departamento de Ingeniería Oceánica de la Universidad Estatal de Oregon, E.U. durante el año 1980.

* M.Sc. Centro de Investigaciones Marinas (CIMAR) Universidad de Costa Rica.

pequeños y en consecuencia, el arrastre puede tener enorme importancia en la distribución de propiedades físico-químicas debido a la estratificación típica de tales condiciones. En regiones fuertemente estratificadas, en donde la descarga de agua dulce es un poco mayor que el prisma, es de esperar la formación de cuñas de agua salada que controlen la distribución de sustancias contaminantes descargadas por el hombre. No sería sorprendente encontrarse con que la estabilidad de la cuña de agua salada cercana al arrecife de Cahuita sea un factor determinante en la destrucción del coral.

EL PROBLEMA Y SU SOLUCION

Según Keulegan (1949) una vez que la velocidad en la capa superior de agua saliente rebasa una velocidad crítica U_c se inicia el proceso de arrastre con una velocidad vertical W tal que:

$$W = K * (U - U_c) \tag{Ecuación No. 1}$$

en donde la constante K varía de $2,2 \times 10^{-4}$ a $3,5 \times 10^{-4}$ dependiendo de la intensidad de la turbulencia y de la estratificación existente (o más precisamente del número de Richardson) y $U \gg U_c$. La velocidad de arrastre vertical W es uniforme a lo largo de la interfase entre la cuña de agua salada y la capa de agua dulce (Figura No. 1).

La masa de agua salada sacrificada al arrastre vertical deberá ser repuesta y esto causa un flujo de afuera hacia el interior del estuario en el interior de la cuña.

La ecuación de conservación de masa en un régimen turbulento (unidimensional) tomando en cuenta la dispersión causada por las mareas es:

$$\frac{\partial}{\partial t} (B * C) + \frac{\partial}{\partial x} (B * U * C) = \frac{\partial}{\partial x} (B * E * \frac{\partial}{\partial x} C) \tag{Ecuación No. 2}$$

donde:

- B: ancho promedio del estuario,
- C: concentración de la sustancia contaminante de que se trate,
- E: coeficiente de dispersión longitudinal originado en la oscilación de la marea,
- x: coordenada longitudinal a lo largo de estuario.

La velocidad U depende dinámicamente de la velocidad W según:

$$\frac{\partial}{\partial x} (U * D) = W \tag{Ecuación No. 3}$$

en donde D es la profundidad variable de la capa de agua dulce. Definiendo los parámetros:

$$x' = x/L_0 \quad y$$

$$a = D_1/H$$

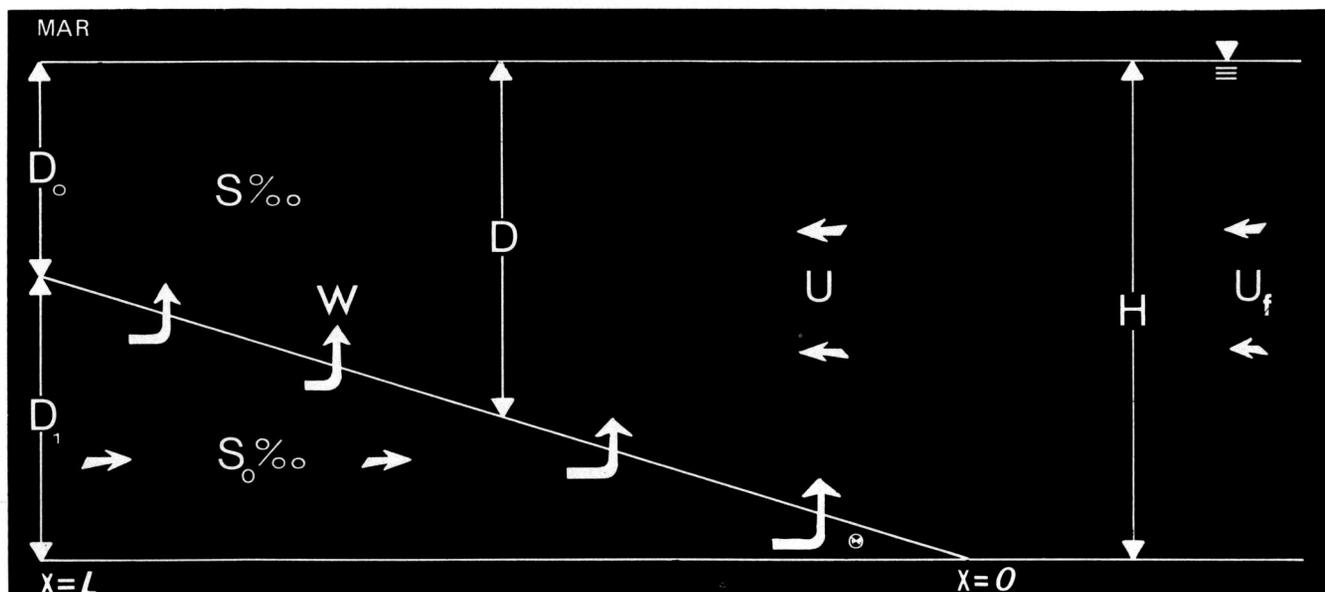


FIGURA No. 1. Interfase entre la cuña de agua salada y la capa de agua dulce.

podemos escribir la forma afín de la cuña de agua salada inferior como

$$D = H * (1 - 1 * x') \quad \text{Ecuación No. 4}$$

Si se integra la ecuación No. 3 con la ayuda de las ecuaciones 1 y 4, bajo la hipótesis (corroborada por la experiencia de campo) de que $U \gg U_c$ (Keulegan, 1949), se obtiene, luego de un poco de álgebra, que:

$$U = U_f * (H/D)^b. \quad \text{Ecuación No. 5}$$

En la fórmula anterior U_f es la velocidad promedio del agua dulce y

$$b = 1 + K * L/H * a = 1 + K * \cot \Theta$$

donde b se conoce con el nombre de parámetro de arrastre.

La ecuación No. 5 expresa algebraicamente el efecto del arrastre (b , K) sobre el campo de velocidades promedio U . Integrando la ecuación No. 2 con respecto a x desde $x = 0$ hasta $x = L$ ($x' = 0$ a $x' = 1$) y usando la regla de Leibnitz para la integración con $C = S$, $B = B_0$ para el estado de equilibrio se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial x} (U * S * D) + U * S * \tan \Theta = K * U * S_0 \quad \text{Ecuación No. 6}$$

en donde S es la salinidad del agua dulce debida mayormente al arrastre y S_0 es la salinidad del agua en la cuña inferior de agua marina.

En esta investigación se resuelve la ecuación No. 6 numéricamente para cuantificar el efecto del parámetro de arrastre sobre el campo de velocidades y la salinidad de la capa superior de agua dulce. Escribiendo la ecuación No. 6 en términos de las diferencias finitas tenemos:

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\Delta U}{\Delta x} = \frac{U_{j+1} - U_j}{x_{j+1} - x_j}$$

con $j: 1,2,3,4 \dots n$.

y

$$\frac{\partial D}{\partial x} = \frac{\Delta D}{\Delta x} = \frac{D_{j+1} - D_j}{x_{j+1} - x_j}$$

con $S' = S/S_0$.

Luego de poca álgebra se obtiene el siguiente resultado:

$$\Delta S' = (K - S'/\cot \Theta) * \Delta x/D + \frac{S' * a * \Delta x}{1 - a * x'} - S' * \Delta U/U.$$

Luego, usando la ecuación No. 5 para substituir $\Delta x/D$, se obtiene para las salinidades:

$$\Delta S' = K * \cot \Theta * \left(\frac{a * \Delta x'}{1 - a * x'} \right) - S' * \left(\frac{\Delta U}{U} \right). \quad \text{Ecuación No. 7}$$

La ecuación No. 7 se resuelve explícitamente con las siguientes convenciones:

$$S' * \frac{\Delta U}{U} = S'_j * \frac{\Delta U}{\bar{U}} \quad \text{y}$$

$$\bar{U} = \frac{U_{j+1} - U_j}{2};$$

es decir que para calcular S' se usa el último valor calculado de S' (S'_j). La estabilidad y convergencia de la anterior aproximación dependerán de si se escoge apropiadamente el intervalo espacial Δx .

El algoritmo de solución se escribe en el idioma de computación BASIC y se resuelve usando una computadora personal Hewlett—Packard. En los cálculos se usan los valores $\cot \Theta = 3285$ y $a = 0,5$ apropiados para la cuña salina del río Mississippi en los Estados Unidos de Norteamérica (Smith, A.B., 1960). Los resultados numéricos se muestran en los cuadros No. 1, 2 y 3.

DISCUSION FINAL

La aplicación de las ecuaciones 1, 2 y 3 al río Mississippi muestra claramente la influencia del arrastre sobre el campo de velocidades típico de un estuario fuertemente estratificado. Comparando los resultados obtenidos para cuando no hay arrastre (Cuadro No. 1) con los resultados

obtenidos para cuando lo hay (Cuadros No. 2 y 3), se ve claramente que los valores de la velocidad normalizada U/U_f muestran gran sensibilidad al parámetro b , con un cambio neto entre $x' = 0$ y $x' = 1$ de más de 500 veces. Debido a que las velocidades promedio aumentan tanto, los flujos promedio también muestran gran sensibilidad al parámetro b . Para $K = 2,74 \times 10^{-3}$, $a = 0,5$, $\cot \Theta = 3285$ y $b = 10$ el flujo normalizado q/q_f aumenta 500 veces con respecto al flujo normalizado para cuando $K = 0$, $a = 0,5$, $\cot \Theta = 3245$ y $b = 1$. El flujo mar afuera adicional debido al aumento de b en la capa superior de agua dulce deberá ser repuesto por un flujo hacia el interior del estuario en la capa inferior de agua marina (conservación de masa en un campo de velocidades no divergente). Como el aumento en las velocidades del agua dulce es tan grande, el fluido transportado hacia el interior será también considerable y puede, cuando su velocidad es lo suficientemente alta, arrastrar grandes cantidades de sedimento y formar bajos peligrosos para la navegación donde su velocidad disminuya (en la punta de la cuña por ejemplo, donde la velocidad tiene que ser cero).

En los cuadros No. 1, 2 y 3 también se nota un gran aumento en la intensidad de los gradientes del campo de las velocidades. Como los coeficientes de dispersión son función de estos gradientes, los valores serán incrementados también significativamente por el arrastre de agua salada de la cuña inferior. Además, debido a la estructura del campo de velocidades no hay flujo uniforme y las sustancias descargadas en el estuario se desplazarán hacia el interior o hacia el exterior dependiendo de la profundidad a que se encuentren.

La salinidad normalizada (S/S_0) del agua dulce muestra desde luego una gran sensibilidad al arrastre también. Su valor varía de un 40‰ ($x' = 0$) a un 89‰ ($x' = 1$) cuando $K = 1,22 \times 10^{-3}$ y $b = 0,5$. Cuando $K = 2,74 \times 10^{-3}$ y $b = 1$, su valor varía de un 63‰ ($x' = 0$) a un 92‰ ($x' = 1$).

En los cálculos se usó un intervalo espacial (Δx) variable. Experimentalmente se encontró que había estabilidad cuando $\Delta x' = 0,25$, cuando $K = 0$ ó $1,22 \times 10^{-3}$, $a = 0,5$ y $b = 1$. Cuando $K = 2,74 \times 10^{-3}$ (los demás parámetros constantes) se encontró estabilidad para $\Delta x = 0,05$.

CUADRO No. 1. Resultados obtenidos sin arrastre

$b = 1, K = 0, \cot \Theta = 3285, a = 0,5, \Delta x = 0,05$ y $0,25$.

x'_j	$\frac{U_{j+1}}{U_f}$	$\frac{q_j}{q_f}$	$\sum_i^j S_i/S_0$	$\Delta S/S_0$	S_j
0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0
0,05	1,03	1,0	0,0	0,0	0,0
0,1	1,05	1,0	0,0	0,0	0,0
0,25	1,14	1,0	0,0	0,0	0,0
0,5	1,33	1,0	0,0	0,0	0,0
0,75	1,6	1,0	0,0	0,0	0,0
1,0	2,0	1,0	0,0	0,0	0,0

CUADRO No. 2. Resultados obtenidos para $K=1,22 \times 10^{-3}$

$b=5, K=1,22 \times 10^{-3}, \cot \Theta=3285, a=0,5, \Delta x=0,05$ y $0,25$

0,0	1,0	1,0	0,0	0,1	0,1
0,05	1,13	1,11	0,10	0,09	0,19
0,1	1,29	1,23	0,19	0,25	0,44
0,25	1,95	1,71	0,44	0,29	0,73
0,5	4,21	3,16	0,73	0,1	0,84
0,75	10,49	6,55	0,84	0,04	0,88
1,0	32,0	16,0	0,88	---	0,92

CUADRO No. 3. Resultados obtenidos para $K=2,74 \times 10^{-3}$
 $b = 10, K = 2,74 \times 10^{-3}, a = 0,5, \Delta x = 0,05, \cot \Theta = 3285$

0,0	1,0	1,0	0,0	0,23	0,23
0,05	1,29	1,26	0,23	0,17	0,4
0,1	1,67	1,59	0,4	0,13	0,54
0,15	2,18	2,02	0,54	0,10	0,64
0,20	2,87	2,58	0,64	0,08	0,71
0,25	3,8	3,33	0,71	0,06	0,77
0,3	5,08	4,32	0,77	0,04	0,81
0,35	6,85	5,65	0,81	0,03	0,84
0,4	9,31	7,45	0,84	0,02	0,86
0,45	12,79	9,91	0,86	0,02	0,88
0,5	17,76	13,32	0,88	0,01	0,89
0,55	24,92	18,07	0,89	0,01	0,89
0,6	35,4	24,78	0,89	0,01	0,9
0,65	50,93	34,38	0,9	0,003	0,9
0,7	74,25	48,28	0,9	0,0029	0,91
0,75	109,95	68,72	0,91	0,0022	0,91
0,8	165,38	99,23	0,91	0,0018	0,91
0,85	253,12	145,54	0,91	0,0016	0,91
0,9	394,8	217,14	0,91	0,0016	0,91
0,95	628,65	330,04	0,91	0,0017	0,92
1,0	1024	512	0,92	---	0,92

LITERATURA CITADA

- Harleman, D.R.F. *Pollution in Estuaries*. Chapter 14, **Estuary and Coastline Hydrodynamics**, A.T. Ippen (editor). New York: Mc. Graw-Hill, 1966.
- Keulegan, G.H. *Interfacial Instability and Mixing in Stratified Flows*. **Journal of Research of the National Bureau of Standards**, 43 (1949).
- Mc Dowell, D.M. y O' Connor, B.A. **Hydraulic Behaviour of Estuaries**. Halsted Press, 1977.
- Murillo B., L.M., *Un modelo para el régimen de Intercambio Dispersivo en el Estero de Puntarenas*. **Tecnología en Marcha**. V.6 (2): 15-22. Jul.-Set. 1983.
- Smith, A.B. *Southwest Pass, Mississippi River, 40 ft Ship Channel*. **Permanent International Association of Navigation Congresses, Bulletin No. 51**, Brussels (1960).