

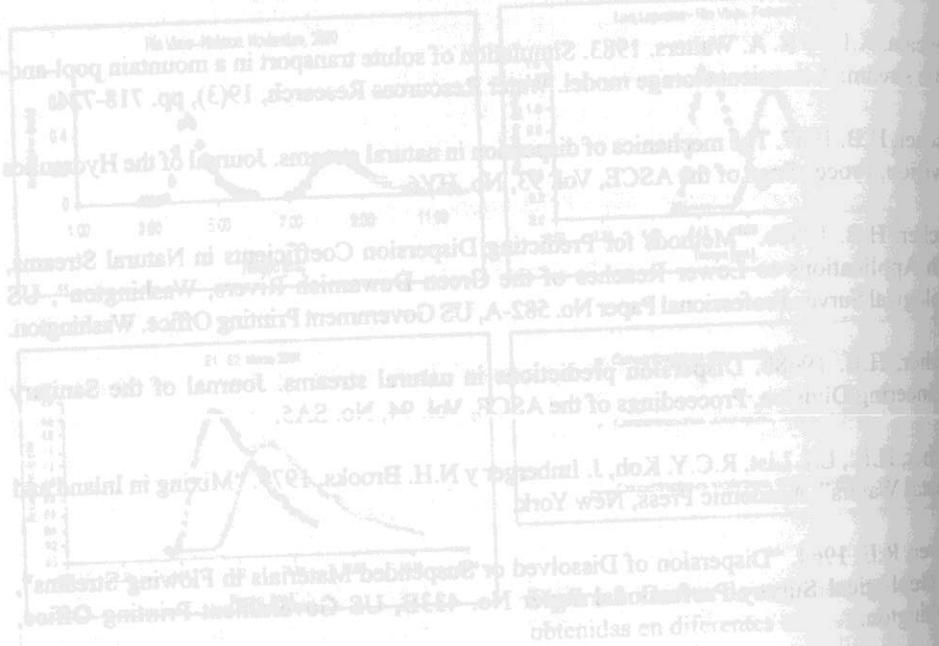
Parker, F.L. 1961. Eddy diffusion in reservoirs and pipe lines. Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE, Vol. 87, No. HY3.

Runkel, R. L. 1998. "One-Dimensional Transport with Inflow and Storage (OTIS): A Solute Transport Model of Streams and Rivers". USGS Water Resources Investigations Report 98-4018, US Government Printing Office, Washington. LINK: [http://webserver.cr.usgs.gov/otis/]

Seo, I.W. y T.S. Cheong. 1998. Predicting longitudinal dispersion coefficient in natural streams. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 124, No. 1.

Thackston, E.L. y P.A. Krenkel. 1967. Longitudinal Mixing in Natural Streams. Journal of the Sanitary Engineering Division, Proceedings of the ASCE, Vol. 93, No. SA5.

Vargas, J. y L. Ayala. 2001. Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos anchos, de profundidad y pendiente escasa. Aplicación al río Bío Bío, Chile. Ingeniería Hidráulica en México, Vol. XVI, No. 1.



## INTRUSIÓN SALINA EN UN ESTUARIO: MODELACIÓN Y ESTUDIO EXPERIMENTAL

JUAN FRANCISCO MIRANDA S.<sup>1</sup>  
YARKO NIÑO C.<sup>2</sup>

### RESUMEN

Se presentan resultados de un estudio analítico-numérico y experimental de la estratificación salina en un estuario, motivado por los resultados de un estudio de campo realizado en el estuario del río Valdivia en Chile, que reveló la presencia de depresiones y elevaciones en la batimetría, cuya magnitud es comparable a la profundidad de escurrimiento. El modelo propuesto se obtiene de integrar verticalmente las ecuaciones de Saint-Venant en régimen impermanente, separadamente por capas, en la zona de la cuña de sal y en la capa de agua fresca sobre ella, considerando una batimetría definida por las mediciones realizadas en el Valdivia. Los parámetros del modelo son el número de Froude densimétrico y el coeficiente de fricción interfacial. Además, se realizaron experiencias de laboratorio acerca de la cuña de sal, que mostraron que el coeficiente de fricción interfacial depende del número de Keulegan (que se define a partir del Froude densimétrico y del número de Reynolds). Al incorporar el coeficiente de fricción así obtenido en el modelo numérico propuesto, se obtiene resultados que presentan un buen ajuste con la información de terreno disponible.

<sup>1</sup> Ayudante de Investigación.

<sup>2</sup> Profesor Asociado. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

## 1. INTRODUCCIÓN

Un estuario es un cuerpo de agua costero, semi-cerrado, correspondiente al último tramo en el extremo de aguas abajo de un curso superficial, donde existe interacción entre agua dulce del río y agua salada del mar. Tal interacción conduce a la existencia de gradientes de densidad en el sistema estuarino, los cuales generan lo que se conoce como intrusión salina. La intrusión salina corresponde a un fenómeno en el cual el agua del estuario tiene una salinidad alta, y por lo tanto una mayor densidad que la del agua afluyente del río, a lo largo de longitudes que pueden ser de varios kilómetros hacia aguas arriba de la desembocadura. Dependiendo de las características de mezcla en el estuario, esta intrusión salina puede darse en la forma de una cuña de agua salada que se extiende hacia aguas arriba desde el océano, con una alta estratificación del flujo en la vertical, o bien en la forma de una dispersión longitudinal de salinidad, con bajos gradientes verticales de densidad.

En el caso de estuarios altamente estratificados, la intrusión salina se manifiesta como una cuña de sal, lo cual significa que el flujo puede modelarse como formado por dos capas: una superficial, de agua fresca, que se desplaza hacia el océano y una profunda, de agua con una salinidad igual a la del mar, y cuyo flujo neto es nulo. En este tipo de flujos es posible despreciar la mezcla que ocurre entre ambas capas, ya que ella es inhibida principalmente por los altos gradientes que ocurren en la interfaz.

Obviamente, un mismo estuario puede presentar características de estratificación alta o baja dependiendo de las condiciones de flujo, las cuales se ven afectadas por condiciones tanto estacionales como de mareas. Un ejemplo de un estuario altamente estratificado se puede encontrar en ciertas ocasiones en la zona de la desembocadura del río Valdivia. Un estudio de terreno realizado recientemente ha mostrado la presencia de una cuña de sal, la cual se extiende hacia aguas arriba desde el océano, hasta alcanzar, eventualmente, la ciudad de Valdivia (Imberger y Thomson, 1994; Sinergos Consultores, 1996). Una peculiaridad exhibida por el río Valdivia en la zona de su desembocadura corresponde a una batimetría irregular, caracterizada por una serie de depresiones y elevaciones del fondo, las cuales tienen una magnitud comparable con la altura del flujo y presentan una cuasi-periodicidad espacial caracterizada por una longitud de onda que varía entre 2 a 5 km. Una ilustración de lo anterior se presenta en la Fig. 1, donde se muestra el perfil longitudinal del estuario Valdivia, incluyendo, además, líneas de isosalinidad medidas por Imberger y Thomson (1994) para ciertas condiciones de flujo.

En este trabajo se presentan y discuten algunos resultados de un estudio analítico-numérico y experimental de la estratificación salina en un estuario de batimetría irregular.

## 2. MODELACIÓN MATEMÁTICA

Considérese el esquema de la Fig.2 que representa un estuario altamente estratificado. El flujo se supone permanente y bidimensional. Se define, a partir de un nivel de referencia, el espesor de la capa superior de agua dulce ( $h_1$ ), el espesor de la capa inferior de agua salada ( $h_2$ ), y la ubicación del fondo con respecto al nivel de referencia ( $\eta$ ). La relación entre las densidades de agua dulce ( $\rho_0$ ) y agua salada ( $\rho_s$ ) está dada mediante la expresión  $\rho_s = \rho_0(1 + \phi)$ , donde  $\phi$  representa el

aumento relativo de densidad por efecto de la salinidad. Este parámetro se relaciona con la salinidad mediante la expresión  $\phi = \beta S$ , con  $\beta = 0.0008$  y  $S$  en pss (Practical Salinity Scale).

Las ecuaciones que gobiernan el flujo en el sistema estuarino son las de cantidad de movimiento en  $x$  e  $y$ , la ecuación de conservación de la masa de sal y la ecuación de continuidad suponiendo fluido incompresible. Desarrollando algebraicamente tales ecuaciones se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial(1+\phi)u}{\partial x} + \frac{\partial(1+\phi)u^2}{\partial x} + \frac{\partial(1+\phi)uv}{\partial y} + u \frac{\partial F_\phi}{\partial y} + u \frac{\partial \phi}{\partial x} = -(1+\phi)g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau}{\partial y} - g \left( \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \int_{\eta}^{\eta+h_2} \phi dy \right) \right) \quad (1)$$

donde  $F_\phi$  es el flujo medio vertical hacia arriba del aumento de densidad relativo por efecto de la sal, y  $\tau$  es el esfuerzo de corte, el que está dado por la suma de los esfuerzos turbulentos de Reynolds y los esfuerzos viscosos:

$$\tau = -\rho_0(1+\phi)\overline{u'v'} + \mu \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2)$$

La Ec. (1) se integra según cada capa, pero previamente es necesario considerar los siguientes supuestos:

- En una cuña de agua salada típica, el efecto de un gradiente de densidad de gran magnitud en la interface limita los procesos de mezcla en ella, por lo que puede suponerse  $F_{\text{interfacial}} = 0$ . Además, el flujo vertical de sal es nulo en el fondo  $F_{\phi 0}$ .
- Para los perfiles verticales de la velocidad longitudinal ( $u$ ) y del aumento relativo de densidad ( $\phi$ ) se utiliza la aproximación sombrero de copa, es decir:

$$u(x, y) = \begin{cases} U(x), & y \geq \eta + h_2 \\ 0, & y < \eta + h_2 \end{cases} \quad \phi(x, y) = \begin{cases} 0, & y \geq \eta + h_2 \\ \Phi, & y < \eta + h_2 \end{cases} \quad (3)$$

- El esfuerzo de corte que ejerce el fondo se considera despreciable ( $\tau_0 \approx 0$ ), y en la interfaz se reemplaza por:

$$\tau_i = \rho_0 c_f \frac{q_f^2}{h_1^2}$$

donde  $c_f$  denota el coeficiente de fricción interfacial.

- Se considera la aproximación  $\left(\frac{1}{1+\Phi}\right) \approx (1-\Phi)$ , y se desprecia el término  $\phi h_1 = 0$

Con estos supuestos, luego de integrar y de una manipulación algebraica, se obtienen las Ecs. (3) y (4), Miranda (2001):

$$\frac{1}{gh_1} \frac{dq_f}{dt} - \frac{q_f}{gh_1^2} \frac{\partial h_1}{\partial t} - \frac{q_f^2}{gh_1^3} \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} + c_f \frac{q_f^2}{gh_1^3} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} = (1 - \phi) \left( cfi \frac{q_f^2}{gh_2 h_1^2} - \frac{\partial h_1}{\partial x} \right) \quad (4)$$

donde  $q_f$  = caudal de agua dulce por unidad de ancho.

Considerando que  $h_1 + h_2 + \eta = H = \text{constante}$ , y la ecuación de continuidad para un volumen infinitesimal en la longitudinal, se obtiene la Ec.(5), que permite determinar la variación temporal del nivel de la superficie libre si hay variaciones del caudal a lo largo del estuario.

$$\frac{\partial q_f}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (5)$$

Reemplazando (4) en la (3) con el fin de obtener una ecuación sólo en términos del espesor de la capa superior  $h_1$ , se llega a:

$$\frac{1}{\phi g h_1} \frac{dq_f}{dt} - \frac{1}{\phi g h_1^2} \frac{\partial h_1}{\partial t} + \left( 1 - \frac{q_f^2}{\phi g h_1^3} \right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + cfi \frac{q_f^2}{\phi g h_1^3} \left( \frac{1}{1 - \frac{h_1}{H - \eta(x)}} \right) = 0 \quad (6)$$

Definimos el número de Froude densimétrico del flujo del canal como  $Fr_d$ , el que está dado por:

$$Fr_d^2 = \frac{q_f^2}{g \phi h_a^3}$$

Reescribiendo este número se tiene que:

$$Fr_d^2 = \frac{q_f^2}{g \phi h_1^3} = \frac{q_f^2}{g \phi H^3} \frac{H^3}{h_1^3} = Fr_0^2 \frac{1}{r^3}$$

donde  $r = h_1 / H$

Luego la Ec. (6) puede ser reescrita como:

$$\frac{1}{\phi g r H} \frac{dq_f}{dt} - \frac{1}{\phi g r^2 H^2} \frac{\partial h_1}{\partial t} + \left( 1 - \frac{Fr_0^2}{r^3} \right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + cfi \frac{Fr_0^2}{r^3} \frac{1}{\left( 1 - \frac{rH}{H - \eta(x)} \right)} = 0 \quad (7)$$

Las variables que intervienen en el problema son el tiempo y la posición, las que aparecen en  $q_f(t)$ ,  $H(t)$ , y por lo tanto  $Fr_0^2(t)$ . La variación del nivel  $H$  en el tiempo representa las condiciones de mareas, las que podemos suponer que se sienten en gran parte del estuario, es decir, cualquier punto del estuario siente al mismo tiempo el efecto de la marea.

En la Ec. (7) podemos dejar todo en función de la variable adimensional  $r$ . Luego, se tiene que si  $h_1 = rH$ , entonces:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = \frac{\partial H}{\partial t} r + \frac{\partial r}{\partial t} H \quad \text{y} \quad \frac{\partial h_1}{\partial x} = \frac{\partial r}{\partial x} H$$

con lo que se obtiene:

$$\frac{\partial r}{\partial x} - \frac{1}{\phi g r^2 H^2(t) \left( 1 - \frac{Fr_0^2(t)}{r^3} \right)} \frac{\partial r}{\partial t} = \frac{1}{\left( 1 - \frac{Fr_0^2(t)}{r^3} \right) H(t)} \left( \frac{1}{\phi g r H(t)} \frac{\partial H(t)}{\partial t} - \frac{1}{\phi g r H(t)} \frac{dq_f}{dt} - cfi \frac{Fr_0^2(t)}{r^3} \frac{1}{\left( 1 - \frac{rH(t)}{H(t) - \eta(x)} \right)} \right) \quad (8)$$

La Ec.(8) junto con (5) representan el sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales, que considera el caso más general del fenómeno de la intrusión del mar en un estuario, ya que se tiene régimen impermanente, es decir, el caudal de agua dulce  $q_f$  y el nivel  $H_0$  dependen del tiempo. Esto nos permite analizar los efectos de una crecida o de variaciones estacionales del caudal de agua dulce, y de las mareas, considerando cualquier batimetría.

Si se considera régimen permanente del caudal de agua dulce,  $q_f = \text{cte}$ , lecho plano  $\eta(x) = 0$ , y se desprecian los efectos de marea,  $H(t) = \text{cte}$ ., es posible encontrar una solución analítica de la Ec. (8), que resulta ser la ecuación estudiada por Schijf y Schonfeld (1953), quienes la integraron imponiendo crisis en  $x = 0$ , lo que les permitió obtener una expresión para el largo ( $L$ ) de la cuña en función del Froude densimétrico ( $Fr_{d0}$ ), la altura de la superficie libre ( $H$ ), y el coeficiente de fricción interfacial  $cfi$ :

$$\frac{L}{H} = \frac{1}{cfi} \left( \frac{1}{20 Fr_{d0}^2} - \frac{1}{2} + \frac{3}{4} Fr_{d0}^{2/3} - \frac{3}{10} Fr_{d0}^{4/3} \right) \quad (9)$$

Si se considera régimen permanente del caudal de agua dulce, una batimetría cualquiera, y se desprecian los efectos de mareas,  $H(t) = \text{cte}$ ., (5) se transforma en (10), obtenida por Olivares (2000):

$$\left( 1 - \frac{q_f^2}{\phi g h_1^3} \right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + cfi \frac{q_f^2}{\phi g h_1^3} \left( \frac{1}{1 - \frac{h_1}{H - \eta(x)}} \right) = 0 \quad (10)$$

Esta ecuación diferencial es resuelta en forma numérica utilizando el método de Runge-Kutta en su versión de cuarto orden.

### 3. ESTUDIO EXPERIMENTAL

#### Descripción de la instalación experimental

Los experimentos fueron realizados en un canal rectangular con paredes de acrílico, de 0.4 m de ancho y 9.3 m de largo, que cuenta con un fondo falso plano, dispuesto 17 cm por sobre el fondo original. En el extremo de aguas arriba del canal se tiene una cámara de entrada con una capacidad de 0.5 m<sup>3</sup>, que recibe el caudal entregado por una bomba. En el extremo aguas abajo, por otra parte, se ubica una cámara de desagüe que posee una compuerta de clapeta para el control del nivel de escurrimiento. Además, en una zona intermedia entre el fin del canal y la cámara de desagüe, se tiene un recipiente con una entrada de fondo para la alimentación de agua salada proveniente de dos estanques que contienen una mezcla salina controlada. Justo antes de la cámara de desagüe se tiene un recipiente de 52 cm de largo y 17 cm de alto, a través de cuyo fondo se realiza la alimentación de agua salada proveniente de dos estanques de 3 m<sup>3</sup>. Además, se

dispuso una barrera en forma de L, de 47 cm de altura y 25 cm de largo, con el fin de evitar que el flujo de agua dulce arrastre cantidades importantes de agua salada hacia la cámara de desagüe, impidiendo tener buenas condiciones de experimentación. Con el fin de controlar los caudales de experimentación, se cuenta con dos sistemas de medición, una placa orificio para el caudal de agua dulce y un tubo Venturi para el flujo de agua salada, conectados a un tablero piezométrico. En la Fig. 3 se muestra un esquema del canal experimental, donde todas las distancias se encuentran en mm. Una descripción más detallada puede encontrarse en Abello (2000).

### Procedimiento experimental

En primer término, se procedió a llenar el canal con agua dulce hasta la altura de escurrimiento deseada. Luego, se suspendió el flujo de agua dulce y se inició la alimentación de agua salada en forma lenta, para evitar la mezcla. Posteriormente, cuando la cuña así formada se acercaba al extremo de aguas arriba del canal, se reanudó la alimentación de agua dulce con el caudal de experimentación escogido. El caudal de agua dulce y el sistema de alimentación de agua salada no varían en el desarrollo de cada experiencia.

### Procesamiento de datos

Para la obtención de datos de velocidad se utiliza un sensor ADV (Acoustic Doppler Velocity) y para su procesamiento se utiliza el software winADV. Para el procesamiento de datos del aumento relativo de densidad, se determinó la salinidad, la que está relacionada con la conductividad, que es medida por un sensor de conductividad. Una descripción más detallada del procesamiento de datos se encuentra en Miranda (2001).

### Presentación y análisis de resultados experimentales

Se realizaron cinco experiencias para una batimetría con elevaciones y depresiones periódicas como la que se muestra en la Fig. 4. En la Tabla 1 se resumen las condiciones experimentales, incluyéndose además el alcance observado de la cuña y el coeficiente de fricción respectivo.

Tabla 1. Condiciones experimentales.

Experimento	H	q <sub>f</sub>	F	Frdo	Re	Ke	L	Cfi
Cuña I	22	46.8	0.00084	0.50	4679	1169	284	0.0026
Cuña II	22	37.3	0.00070	0.44	3727	709	298	0.0037
Cuña III	21	26.2	0.00039	0.44	2622	509	495	0.0035
Cuña IV	21	28.6	0.00045	0.45	2860	573	478	0.0024
Cuña V	23	46.8	0.00043	0.65	4679	1990	77	0.0020

Para cada experiencia, se realizaron mediciones en distintos puntos a lo largo del eje del canal, y en cada uno de ellos se tomaron mediciones de las componentes de la velocidad (u, v, w) y sus valores RMS (uRMS, vRMS, wRMS). De igual forma, se obtuvieron medidas de la salinidad (S) y de su valor RMS, con las que se pudo calcular  $\phi$  y  $\phi$ RMS. En este trabajo no se presenta estos resultados. Con todos estos datos, se obtuvieron los perfiles verticales para u, w, uRMS, wRMS,  $\phi$ ,  $\phi$ RMS,  $u'w'$  y el esfuerzo de corte  $\tau$ .

La altura de la interfaz se obtuvo del perfil vertical de  $\phi$ , como el punto de densidad promedio, con lo que se tienen los espesores de las capa de agua dulce ( $h_1$ ) y de agua salada ( $h_2$ ).

El coeficiente de fricción interfacial, para cada punto del eje longitudinal en el que se midió, se obtuvo mediante la expresión:

$$c_{fi} = \frac{\tau_i}{\rho_0 \frac{q_f^2}{h_1^2}} \quad (11)$$

donde  $\tau_i$  es el esfuerzo de corte en la interfaz obtenido del perfil vertical de  $\tau$ . En la Tabla 1 aparece el promedio de los coeficientes de fricción interfacial obtenidos a lo largo del eje longitudinal para cada cuña. En la Fig. 4 se muestran los perfiles longitudinales para cada cuña salina.

## 4. SOLUCIÓN NUMÉRICA

Bajo las condiciones de caudal de agua dulce y sistema de alimentación de agua salada, dada la batimetría, la Ec.(6) se transforma en la de Olivares (2000), por lo que puede ser resuelta numéricamente. Esta ecuación permite predecir el espesor adimensional del estrato de agua dulce en función de la distancia adimensional, teniendo como parámetros el número de Froude densimétrico  $Fr_{d0}$  y el coeficiente de fricción interfacial. Partiendo de la información del alcance de la cuña salina, obtenida experimentalmente, se obtiene el valor del coeficiente de fricción interfacial del modelo numérico, como el valor para el cual se tiene un mejor ajuste de los perfiles longitudinales de la cuña salina obtenida en forma experimental y numérica.

En relación con las condiciones de borde, en el extremo aguas arriba toda la profundidad de escurrimiento corresponde a agua dulce. Para la desembocadura se considera una condición de crisis análoga a la correspondiente a una caída libre para curvas de remanso en flujos no estratificados (García, 1996; Turner, 1973). Según lo anterior, las condiciones de borde utilizadas son:

- a) Aguas arriba:  $\frac{h_1(X = -L/H)}{H} = 1 - \frac{\eta(X = -L/H)}{H}$
- b) Aguas abajo:  $\frac{h_1(X = 0)}{H} = Fr_{d0}^{2/3}$

La Fig. 6 muestra el ajuste para una de las cuñas. Los valores del coeficiente de fricción ajustados se muestran en la Tabla 2.

Tabla 2. Coeficiente de fricción interfacial del modelo numérico.

Experimento	c <sub>fi</sub>
Cuña I	0.0028
Cuña II	0.0053
Cuña III	0.0029
Cuña IV	0.0031
Cuña V	0.0018

## Análisis del coeficiente de fricción interfacial

Estudios de otros investigadores (Sargent y Jirka, 1987) señalan la influencia tanto del Froude densimétrico como del Reynolds en el coeficiente de fricción interfacial. Para englobar ambos parámetros se define el número de Keulegan (1966) dado por:

$$Ke = Re Frd_0^2 \quad (12)$$

donde  $Re = qf / \nu$  = Número de Reynolds del flujo de agua dulce, siendo  $\nu$  la viscosidad cinemática del agua.

En las Figs. 6, 7 y 8 se presenta el coeficiente de fricción interfacial obtenido en forma experimental, y del ajuste al modelo numérico, como función del número de Froude densimétrico, del número de Reynolds y del número de Keulegan.

En la Fig. 9 se presenta nuevamente los coeficientes  $c_{fi}$  obtenidos experimentalmente y del ajuste con el modelo numérico, en conjunto con resultados experimentales y mediciones de terreno obtenidas por otros investigadores. Allí se aprecia un buen ajuste con los resultados experimentales de otros autores, que corresponden a valores del Keulegan entre  $10^1$  y  $10^3$ . La curva de mejor ajuste está dada por la Ec. (13):

$$c_{fi} = 0.70 Ke^{-0.81} \quad (13)$$

Por otra parte, los datos de terrenos disponibles muestran que para valores del Keulegan superiores a  $10^4$ , el coeficiente de fricción puede considerarse aproximadamente constante, con un valor entre  $2 \times 10^{-4}$  y  $5 \times 10^{-4}$ .

## 5. CONCLUSIONES

El presente estudio ha permitido determinar el sistema de ecuaciones diferenciales que considera los efectos de una batimetría cualquiera, régimen impermanente del caudal de agua dulce y variaciones del nivel del mar dadas por los períodos de las mareas. A partir de esta ecuación y haciendo simplificaciones, despreciando el efecto de las mareas y considerando régimen permanente del caudal de agua dulce, se llega a las expresiones obtenidas por Schijf y Schonfeld (1953) para lecho plano, y por Olivares (2000), quienes consideran una batimetría cualquiera. Las experiencias para una batimetría con elevaciones y depresiones permitieron obtener el valor del coeficiente de fricción interfacial global. La simulación de estas experiencias en forma numérica, utilizando la expresión de Olivares (2000), permitió encontrar un valor del coeficiente de fricción interfacial al ajustar el perfil longitudinal de la cuña salina obtenido en forma experimental a dicha simulación. Se determinó que el modelo numérico entrega una buena aproximación para la determinación de este coeficiente. Estudios de otros investigadores señalan la dependencia de este coeficiente con el número de Keulegan, parámetro que se define a partir del número de Froude densimétrico y del número de Reynolds, y que tiene una mayor incidencia sobre el fenómeno en estudio. Tal dependencia fue expresada mediante una línea de tendencia, que presentó buen ajuste con datos experimentales obtenidos en el presente estudio y por otros autores.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el financiamiento otorgado por FONDECYT a través del Proyecto 1010483 y por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.

## REFERENCIAS

Abello, C. 2000. "Habilitación de una instalación experimental para el estudio de flujos estratificados". Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

García, M. 1996. "Hidrodinámica Ambiental". Colección Ciencia y Técnica, Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, Argentina.

Imberger, J y C. Thomsom. 1994. "Report on the Valdivia Estuary", Centre for Water Research, The University of Western Australia.

Keulegan, G.H. 1966. "The mechanism of an arrested saline wedge", Estuary and Coastal Hydrodynamics, A.T. Ippen, ed., McGraw-Hill, New York, pp. 546-574.

Olivares, M. 2000. "Estudio analítico-numérico y experimental de la intrusión salina en estuarios estratificados". Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Miranda, J.F. 2001. "Estudio experimental de los efectos de la batimetría sobre la intrusión salina en estuarios estratificados". Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Sargent, F. y G. Jirka. 1987. "Experiments on saline wedge", Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 113(10), pp.1307-1324.

Schijf, J.B. y J.C. Schonfeld. 1953. "Theoretical considerations on the motion of salt and fresh water". Proceedings Minnesota International Hydraulics Convention, Minneapolis, Minnesota, pp. 321-333.

SINERGOS Consultores. 1996. "Cuenca del río Valdivia: Algunos aportes para su conocimiento", Informe Técnico.

Turner, J. S. 1973. "Buoyancy Effects in Fluids". Cambridge Monographs on Mechanics and Applied Mathematics, Cambridge University Press.

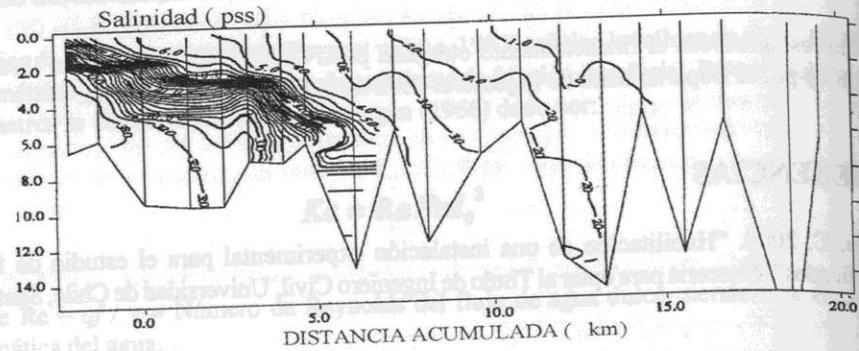


Figura 1. Perfil batimétrico y líneas de isosalinidad Estuario Valdivia (Imberger y Thomson, 1994).

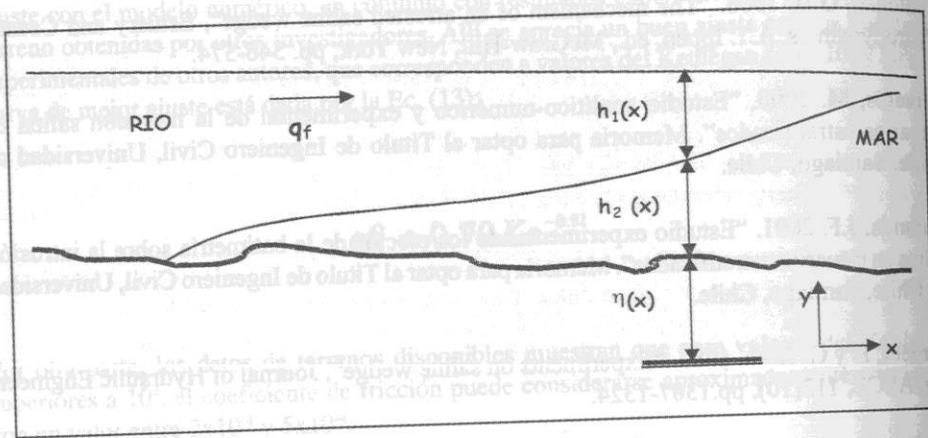


Figura 2. Definición de variables.

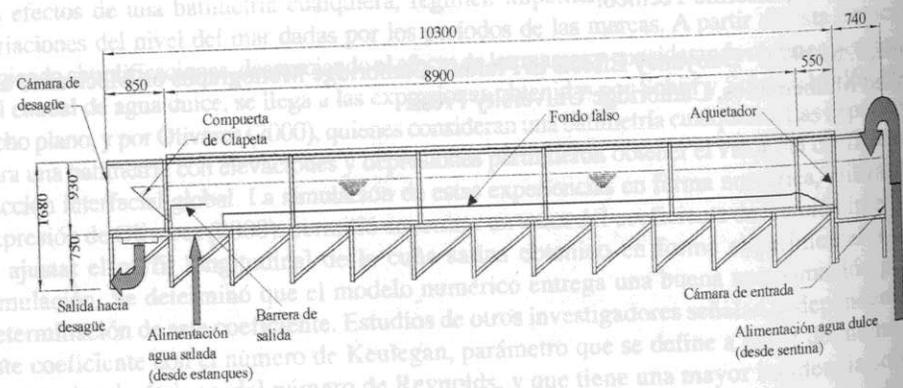


Figura 3. Esquema de la instalación Experimental.

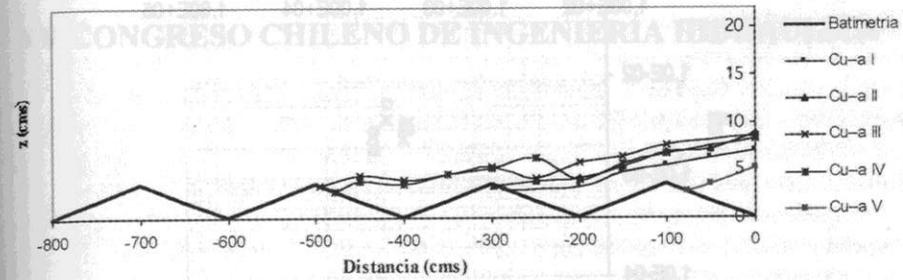


Figura 4. Ejemplos de ajuste del perfil longitudinal de la interfaz de densidad.

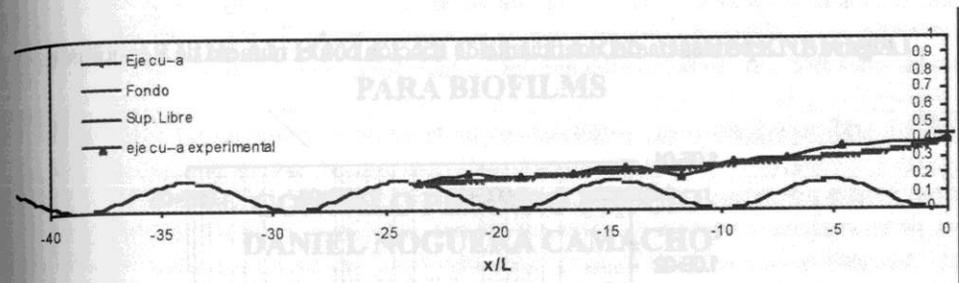


Figura 5. Ajuste del modelo numérico a los resultados experimentales para la cuña Salina III.

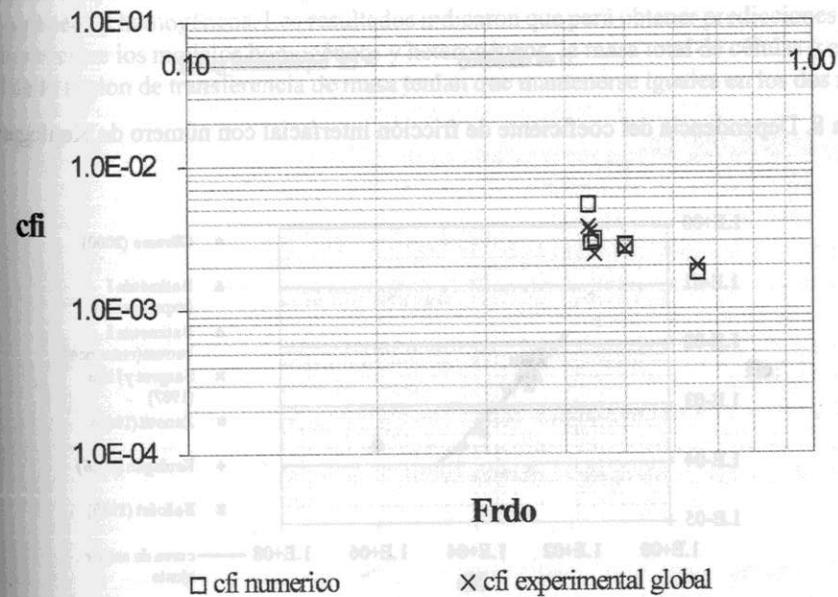


Figura 6. Dependencia del coeficiente de fricción interfacial con el Froude Densimétrico.

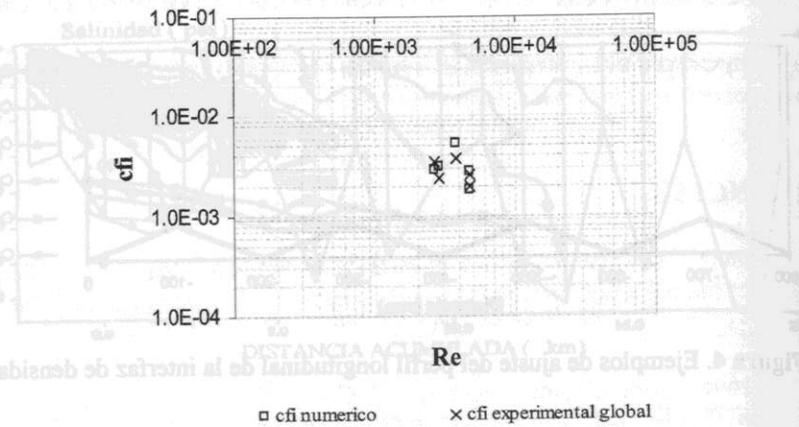


Figura 7. Dependencia del coeficiente de fricción con el número de Reynolds.

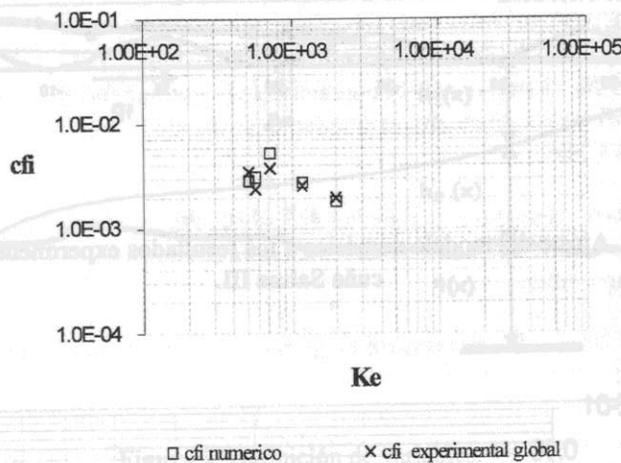


Figura 8. Dependencia del coeficiente de fricción interfacial con número de Keulegan.

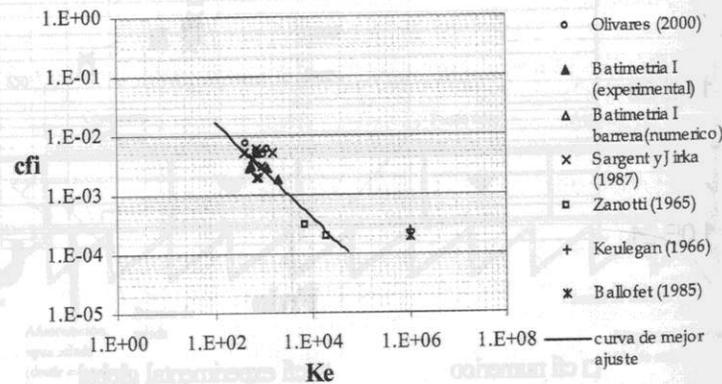


Figura 9. Dependencia del coeficiente de fricción interfacial con el número de Keulegan. Comparación con otros investigadores.

MODELO DE AUTÓMATAS CELULARES BIDIMENSIONAL PARA BIOFILMS

GONZALO PIZARRO PUCCIO<sup>1</sup>  
DANIEL NOGUERA CAMACHO<sup>2</sup>

RESUMEN

Se desarrolló un modelo para biofilms basado en Autómatas Celulares (AC). El modelo aprovecha la naturaleza paralela de los AC y la arquitectura de los procesadores de computadores personales. Las simulaciones en dos dimensiones (2D) del modelo de AC se usaron para comparar las predicciones del flujo de sustrato en estado estacionario de modelos de biofilms heterogéneos y homogéneos. Los resultados indicaron que para obtener predicciones de flujos similares entre los modelos homogéneos y heterogéneos, la masa total de células y el espesor total de la región de transferencia de masa tenían que mantenerse iguales en los dos modelos.

características de los biofilms heterogéneos que no son representadas por los modelos homogéneos de 1D son el espesor variable del biofilm, la variación de la biomasa y el espesor de la capa de difusión. Si bien el espesor del biofilm normalmente no es un factor crítico, sino más bien un resultado de él al suponer estado estacionario (Rittmann 1990), el espesor de la capa de difusión y la densidad de la biomasa sí lo son, ya que son factores críticos e influyen en la predicción del flujo de sustrato. Para un modelo homogéneo, el valor medio de masa de células por unidad de área ( $M_c$ ), un parámetro que se puede medir experimentalmente con una buena precisión y no requiere suponer una biomasa constante, puede ser un buen parámetro para las simulaciones del modelo. Para considerar la variabilidad del espesor de la capa de difusión y del biofilm, se propone utilizar la suma de ambos  $M_c$  y el espesor de la zona de transporte de masa) como un parámetro de biofilm.

<sup>1</sup> Profesor, Depto. de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, P. Universidad Católica de Chile.

<sup>2</sup> Profesor, Depto. de Ingeniería Civil y Ambiental, University of Wisconsin-Madison