



Modelo numérico de flujo bidimensional de la Bahía Paracas

Víctor A. Yzocupe^{a*}

^aLaboratorio de Fluidodinámica, Departamento de Ingeniería Mecánica de Fluidos, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Apartado Postal 14-0149, Lima, Perú

Resumen

El presente estudio intenta reproducir el patrón hidrodinámico de la Bahía Paracas. El modelamiento hidrodinámico nos permite comprender cómo la circulación responde a la batimetría, a las mareas y al sistema de vientos de la región. Para conseguir esto, se tuvo que construir un modelo numérico basado en la aproximación numérica de las ecuaciones bi-dimensionales de flujo de aguas superficiales. Estas ecuaciones son las ecuaciones diferenciales de movimiento en las direcciones X e Y y la ecuación diferencial de continuidad. Las variables dependientes son las velocidades promedio verticales U y V en las direcciones X e Y respectivamente y el nivel del agua η , medido respecto al nivel medio del mar. El modelo ha sido probado con diversas pruebas teóricas y los resultados estuvieron muy cerca de las soluciones analíticas. Después de estas pruebas, el modelo fue aplicado a la Bahía Paracas. Primero, fue modelado el flujo de mareas utilizando datos de marea como variación del nivel de agua en la frontera abierta. Luego, fue modelado el flujo forzado por el viento utilizando una distribución de viento no uniforme. © 2002 CSI. Todos los derechos reservados

Palabras Clave: Modelamiento numérico, hidrodinámica, circulación, hidráulica, flujo bidimensional

Abstract

The present study is an attempt to reproduce the hydrodynamic pattern of Paracas Bay. The hydrodynamic modeling allows us to understand how the circulation responds to the bathymetry, tides and wind system of the region. To achieve this, a numerical model had to be constructed. This model is based on a numerical approximation of the two-dimensional shallow water flow equations. These equations are the differential equations of motion in the X and Y direction and the differential equation of continuity. The dependent variables are the vertically averaged velocities U and V in the X and Y directions respectively, and the water level η with respect to the mean sea level. The model has been tested with several theoretical tests and the results were very close to the analytical solutions. After these tests, the model has been applied to Paracas Bay. First, the tidal flow was modeled using historical tidal stage as the water level condition at the open boundary. Then, the wind-driven flow was modeled using a non uniform wind distribution. © 2002 CSI. All rights reserved

Keywords: Numerical modeling, hydrodynamics, circulation, hydraulics, two dimensional flow

1. Introducción

La Bahía Paracas es un hermoso lugar situado en la costa sur del Perú. El área de estudio central está ubicado entre

los $13^{\circ}40'$ y $13^{\circ}52'$ de latitud sur, y entre los $76^{\circ}12'$ y $76^{\circ}20'$ de longitud oeste. Esta bahía es conocida por su gran riqueza hidrobiológica e interés turístico. Pero, desafortunadamente también existe un fuerte desarrollo industrial pesquero que vierte sus aguas de desecho a la entrada de la bahía.

* Corresponding author. Telefax.: 0051-1-4518360; e-mail: vyzocupec@unmsm.edu.pe.

La ocurrencia de mareas rojas y varazón de peces muertos podría originarse por la presencia de contaminantes orgánicos en la zona central de la bahía y a la poca dispersión y dilución de los contaminantes descargados por el sistema de desagüe doméstico y de los emisores industriales submarinos [1].

El área de estudio tiene una particular configuración geográfica, formada por la Península de Paracas y las islas de San Gallán, Chincha y Ballestas. Dicha geografía podría ser la causa de la circulación lenta y del pobre intercambio entre las aguas de la bahía y las aguas del océano.

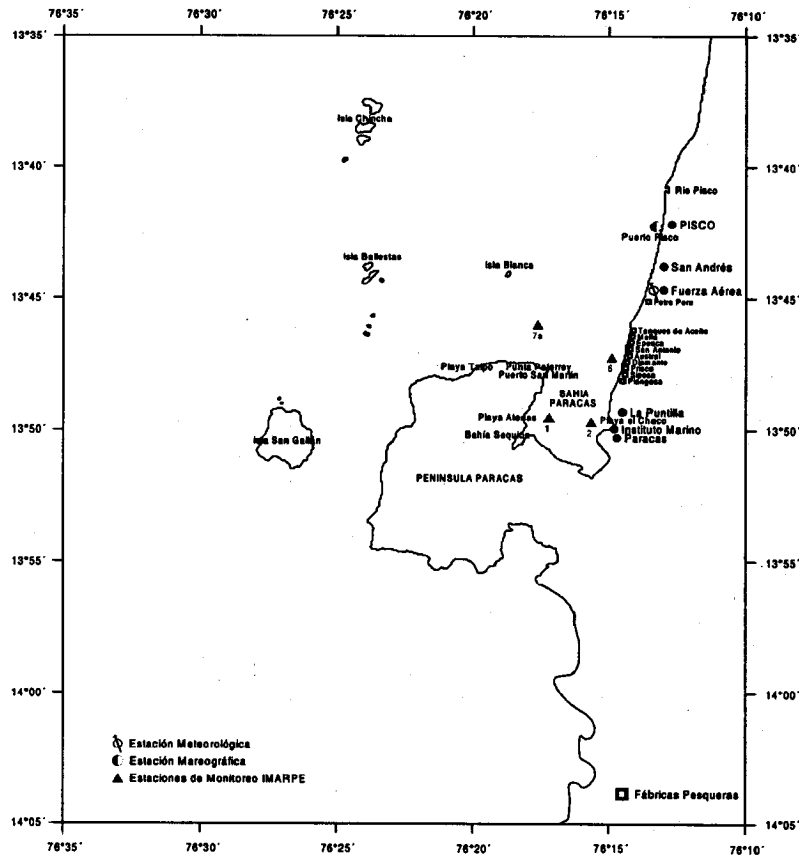


Fig.1 Área de estudio y estaciones de monitoreo

Según el análisis de los registros de marea de la estación mareométrica de Pisco ($13^{\circ}42'25''$ S, $76^{\circ}12'54''$ W), la marea en este lugar se clasifica como mixta, con predominancia del tipo semi-diurno y con un rango de variación del nivel del mar entre 0.6 y 1.1 metros.

Los vientos se registran en una sola estación meteorológica, ubicada en la Base de la Fuerza Aérea de San Andrés ($13^{\circ}44'30''$ S, $76^{\circ}13'$ W). El análisis de dichos registros muestran que el viento predominante viene del oeste y del sur-oeste con velocidades entre 3 y 4 m/s.

El Instituto del Mar del Perú (IMARPE) periódicamente monitorea los parámetros físicos, químicos y biológicos necesarios para la evaluación y caracterización del medio marino de la Bahía Paracas. Entre estos parámetros se tienen a la temperatura del agua, salinidad, magnitud y

dirección de la velocidad, oxígeno disuelto, nitritos, nitratos, silicatos, fosfatos, plankton, sulfuros, aceites y grasas entre otros.

El problema es extremadamente complejo, no sólo en su aspecto físico, sino también en su parte biológica. Por lo que, como primera aproximación, este trabajo intenta reproducir el comportamiento hidrodinámico y su respuesta a las ondas de marea y a la fuerza de arrastre del viento.

2. Modelo numérico

Los modelos numéricos que describen la dinámica de las bahías y del océano están basadas en un sistema de leyes hidrodinámicas, que comprenden las ecuaciones diferenciales en derivadas parciales de la conservación del

momento lineal y de la conservación de masa. Estas ecuaciones normalmente están formuladas en un sistema de coordenadas rectangulares, cuyo origen está localizado en el nivel no perturbado de la superficie libre o nivel medio del mar [2]. En nuestro caso el eje X apunta hacia el este, el eje Y apunta hacia el norte y, el eje Z hacia el cenit.

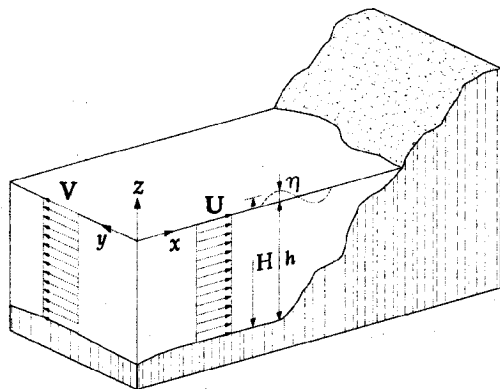


Fig.2 Sistema de coordenadas

Ecuaciones para Aguas Rasas

La aproximación de aguas rasas asume que las velocidades horizontales son constantes en toda la columna líquida, tal como se muestra en la figura 2. Además, el movimiento es considerado barotrópico; es decir, no se toma en cuenta la estratificación producida por la variación vertical de la densidad [2].

La ecuación que gobierna el movimiento de las aguas rasas a lo largo de la dirección E-O es: [2]

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x^s}{\rho_0 H} - \frac{\tau_x^b}{\rho_0 H} + N_b \Delta U$$

y a lo largo de la dirección N-S es:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y^s}{\rho_0 H} - \frac{\tau_y^b}{\rho_0 H} + N_b \Delta V$$

donde,

ρ_0 es la densidad del agua en estado hidrostático,

f es el parámetro de Coriolis, $f = 2 \Omega \sin \phi$

$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$, $-\phi$ es la latitud sur,

p_a es la presión atmosférica,

τ^s es el esfuerzo cortante en la superficie,

τ^b es el esfuerzo cortante en el fondo,

N_b es la viscosidad turbulenta horizontal,

g es la aceleración gravitacional.

U y V son las velocidades promedio verticales del flujo en las coordenadas X e Y , definidas como:

$$U = \frac{1}{H} \int_{-b}^{\eta} u dz \quad y \quad V = \frac{1}{H} \int_{-b}^{\eta} v dz$$

u y v son las velocidades puntuales del flujo en la dirección

positiva de las coordenadas X e Y , respectivamente,

$H = h + \eta$ denota la profundidad total,

b es la profundidad del nivel medio del mar,

η es la variación del nivel de agua,

Nótese que el intercambio de momento en la dirección vertical está descrito por medio de los esfuerzos en la superficie y en el fondo.

La ecuación de continuidad para un flujo integrado verticalmente es: [2]

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UH) + \frac{\partial}{\partial y}(VH) = 0$$

Esfuerzos de Superficie y de Fondo

τ_x^s y τ_y^s son los esfuerzos superficiales a lo largo de las coordenadas X e Y respectivamente. Estos esfuerzos se deben principalmente a la fuerza de arrastre del viento. Las ecuaciones experimentales de las componentes de los esfuerzos del viento [3] son:

$$\tau_x^s = C_d \rho_a W_{10}^2 \text{sen} \phi \quad y$$

$$\tau_y^s = C_d \rho_a W_{10}^2 \text{cos} \phi$$

donde C_d es el coeficiente de arrastre del viento, ρ_a es la densidad del aire (1.24 kg/m^3), W_{10} es la magnitud de la velocidad del viento medido a una altitud de 10 m sobre el nivel del mar (en m/s), ϕ es el ángulo, positivo en el sentido horario, que se forma entre el norte y la dirección hacia donde se dirige el viento.

C_d depende linealmente de la velocidad del viento acorde con la relación de

$$C_d = (0.75 + 0.067 W_{10}) \times 10^{-3}$$

$$\text{si } 4 < W_{10} < 21 \text{ m/s}$$

$$C_d = 1.0 \times 10^{-3}$$

$$\text{si } W_{10} \leq 4 \text{ m/s}$$

El esfuerzo de fondo se reemplaza por la ecuación del esfuerzo cortante de fondo para flujo uniforme:

$$\tau_x^b = \rho k_b U (U^2 + V^2)^{1/2} \quad y$$

$$\tau_y^b = \rho k_b V (U^2 + V^2)^{1/2}$$

donde k_b es un coeficiente adimensional de esfuerzo cortante local igual a $f/8$, donde f es el factor de fricción de Darcy-Weisbach para conductos de sección transversal no circular. Sin embargo, frecuentemente k_b se calcula con la ayuda de la conocida fórmula de Manning [4]:

$$k_b = \frac{g\varepsilon^2}{H^{1/3}}$$

donde ε es el coeficiente de rugosidad de Manning y g es la aceleración gravitacional. Para condiciones de flujo turbulento completamente rugoso, ε es constante para cada tipo de superficie.

Debido a que este coeficiente ha sido desarrollado bajo la suposición de flujo unidimensional e implícitamente toma en cuenta los efectos de la turbulencia y las desviaciones de una velocidad uniforme en toda la sección transversal [4], eliminamos el término que considera independientemente los efectos de la turbulencia en la ecuación de movimiento. Además, la presión atmosférica será considerada constante sobre todo el dominio.

Finalmente, presentamos las ecuaciones gobernantes utilizadas por el modelo [5]. La ecuación de movimiento en la dirección X es:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV =$$

$$-g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g\varepsilon^2 U (U^2 + V^2)^{1/2}}{H^{4/3}} + \frac{\tau_x^s}{\rho_0 H}$$

y en la dirección Y es:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU =$$

$$-g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g\varepsilon^2 V (U^2 + V^2)^{1/2}}{H^{4/3}} + \frac{\tau_y^s}{\rho_0 H}$$

y la ecuación de continuidad es:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UH) + \frac{\partial}{\partial y}(VH) = 0$$

Esquema de Diferencias Finitas

En este trabajo utilizamos el esquema explícito de Fischer. La figura 3 muestra el modo de operación de este esquema explícito. Se tiene una grilla regular espacial bidimensional (X, Y), donde las variables dependientes (U, V, η) se

calculan en todos los puntos [2]. Además, se tiene otra dimensión (t) para el tiempo. El índice i es para la coordenada X , el índice j es para la coordenada Y , n denota el nivel del tiempo.

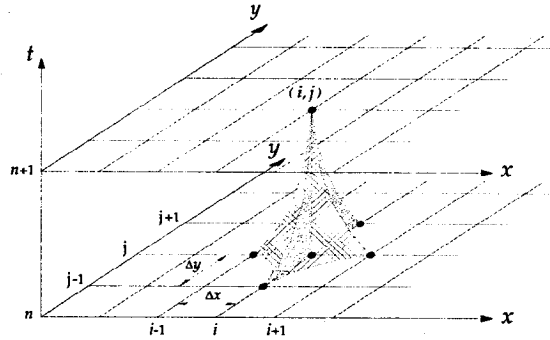


Fig.3 Esquema de diferencias finitas explícito 2-D

Para calcular el valor desconocido de la variable dependiente en el nodo (i, j) en el nivel de tiempo $n+1$, el esquema utiliza los valores de la variable localizada en los nodos $(i-1, j)$, (i, j) , $(i+1, j)$ y (i, j) en el nivel de tiempo n . [6]

$$\frac{\partial f}{\partial t} \Big|_{i,j}^n \approx \frac{f_{i,j}^{n+1} - f_{i,j}^n}{\Delta t}, \quad \frac{\partial f}{\partial x} \Big|_{i,j}^n \approx \frac{f_{i+1,j}^n - f_{i-1,j}^n}{2\Delta x}$$

$$\frac{\partial f}{\partial y} \Big|_{i,j}^n \approx \frac{f_{i,j+1}^n - f_{i,j-1}^n}{2\Delta y}$$

El esquema explícito de Fischer utiliza una diferencia adelantada para la derivada temporal y una diferencia centrada para la derivada espacial; pero, en la ecuación de continuidad las velocidades se consideran en el nivel de tiempo $(n+1)$. Esta aproximación produce un esquema semi-implícito en el tiempo y estabiliza el cómputo [2]. Aplicando este esquema a las ecuaciones gobernantes término a término, se obtienen los siguientes algoritmos numéricos que serán utilizados en el cálculo real:

$$U_{i,j}^{n+1} = U_{i,j}^n - \frac{g\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i,j}^n - \eta_{i-1,j}^n)$$

$$- g\varepsilon^2 \Delta t \frac{U_{i,j}^n (U_{i,j}^{n2} + V_{i,j}^{n2})^{1/2}}{H_{i,j}^{n4/3}}$$

$$- \frac{\Delta t}{2\Delta x} U_{i,j}^n (U_{i+1,j}^n - U_{i-1,j}^n)$$

$$- \frac{\Delta t}{2\Delta y} V_{i,j}^n (U_{i,j+1}^n - U_{i,j-1}^n)$$

$$+ \Delta t f V_{i,j}^n + \frac{\Delta t \tau_x^s}{\rho_0 H_{i,j}^n}$$

$$\begin{aligned}
V_{i,j}^{n+1} &= V_{i,j}^n - \frac{g\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i,j}^n - \eta_{i,j-1}^n) \\
&\quad - g\epsilon^2 \Delta t \frac{V_{i,j}^n (U_{i,j}^{n2} + V_{i,j}^{n2})^{1/2}}{H_{i,j}^{n4/3}} \\
&\quad - \frac{\Delta t}{2\Delta x} U_{i,j}^n (V_{i+1,j}^n - V_{i-1,j}^n) \\
&\quad - \frac{\Delta t}{2\Delta y} V_{i,j}^n (V_{i,j+1}^n - V_{i,j-1}^n) \\
&\quad + \Delta t f U_{i,j}^n + \frac{\Delta t \tau_y}{\rho_0 H_{i,j}^n}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\eta_{i,j}^{n+1} &= \eta_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} (U_{i+1,j}^{n+1} H_{i+1,j}^n - U_{i,j}^{n+1} H_{i,j}^n) \\
&\quad - \frac{\Delta t}{\Delta x} (V_{i,j+1}^{n+1} H_{i,j+1}^n - V_{i,j}^{n+1} H_{i,j}^n)
\end{aligned}$$

Condiciones Iniciales

Una vez que el algoritmo ha sido implementado y antes de iniciar los cálculos, se necesita suministrar información adicional al modelo. Esta información consiste de las condiciones iniciales y las condiciones de frontera. Las condiciones iniciales definen el estado del fluido en el tiempo cero y suministran los valores de las variables dependientes antes de empezar el cálculo [7].

Debido a que la influencia de las condiciones iniciales decae con el tiempo [2], y la evolución temporal del proceso se define solamente por las fuerzas externas, se acostumbra iniciar el proceso con el fluido en reposo; es decir, todas las variables dependientes se igualan a cero:

$$U_{i,j}^{n=1}(x, y, t=0) = V_{i,j}^{n=1}(x, y, t=0) = \eta_{i,j}^{n=1}(x, y, t=0) = 0$$

Condiciones de Frontera: Variación de η

Esta condición de frontera establece que la variación del nivel de agua, η , es igual a una onda sinusoidal. Dicha onda puede ser simple o continua. Para una onda simple, η es igual a cero cuando $t > T_p/2$.

$$\eta = \eta_0 \sin\left(\frac{2\pi}{T_p} t\right), \quad t = t_s - t_r$$

donde t_s es el tiempo de cómputo y t_r es el retraso de tiempo que ocurre cuando el frente de onda tiene una incidencia oblicua.

Condiciones de Frontera cerrada

Cuando se necesita especificar que la frontera está cerrada; es decir, que no existe flujo a través de dicha frontera, la

componente de la velocidad U o V normal a dicha frontera, deberá ser igual a cero durante todo el tiempo de simulación:

$$U_{i=a,j}(x_a, y, t) = 0, \quad \text{o} \quad V_{i,j=b}(x, y_b, t) = 0$$

Condiciones de Frontera Abierta: Radiación 1-D

Esta condición se utiliza para calcular la componente de la velocidad U o V normal a la frontera. El signo se toma de tal forma que las velocidades se dirigen hacia fuera del dominio cuando el valor de η sea positivo [8],

$$U_{i,j} = \pm \eta_{i,j} \left(\frac{g}{h_{i,j}}\right)^{1/2} \quad \text{o} \quad V_{i,j} = \pm \eta_{i,j} \left(\frac{g}{h_{i,j}}\right)^{1/2}$$

Condiciones de Frontera Abierta: Gradiente cero

$$\frac{\partial U}{\partial y} = 0, \quad \text{o} \quad \frac{\partial V}{\partial x} = 0$$

Esta condición de frontera establece que la variación de la componente de la velocidad normal a dicha frontera es cero. Con la ayuda de una diferencia finita atrasada para la derivada espacial, se obtiene:

$$U_{i=a,j} = U_{i=a-1,j}, \quad \text{o} \quad V_{i,j=b} = V_{i,j=b-1}$$

3. Aplicaciones

El modelo ha sido aplicado a la Bahía Paracas. La batimetría se obtuvo de las cartas de navegación y fue procesada en una grilla regular, donde el incremento de espacio es constante en los ejes X e Y ($\Delta x = \Delta y$).

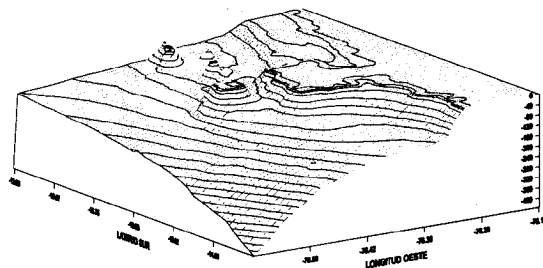


Fig.4 Batimetría 3-D del área de estudio

El área de la bahía Paracas tiene cerca de 156 km² y una profundidad de columna de agua menor a 20 m., como lo muestra la figura 4.

El dominio computacional consiste de 51 puntos en el eje X y 61 en el eje Y . El incremento de espacio ($\Delta x, \Delta y$) es de 926 m y la máxima profundidad es de 435 m. Debido a que

utilizamos el parámetro de Courant igual a 0.5, el paso de tiempo resultó ser 7.09 segundos, $(\Delta t = C_r \Delta x / \sqrt{gh_{\max}})$.

Las condiciones iniciales se tomaron para flujo en reposo. El coeficiente de rugosidad de Manning (ϵ) tiene una distribución espacial, en la línea costera tiene un valor de 0.03, cerca de las islas tiene un valor alto de 0.05 para limitar la formación de turbulencia y en aguas profundas tiene un valor de 0.02.

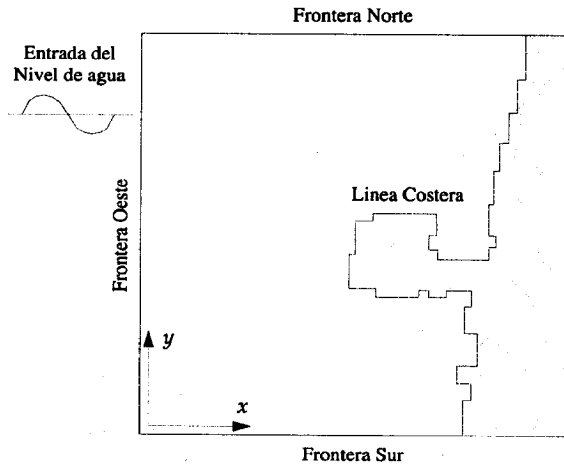


Fig.5 Esquema de la Bahía Paracas

El esquema general del dominio se muestra en la figura 5, donde se aprecia que para la simulación de propagación de mareas, la condición de variación de η se proporciona en la frontera oeste.

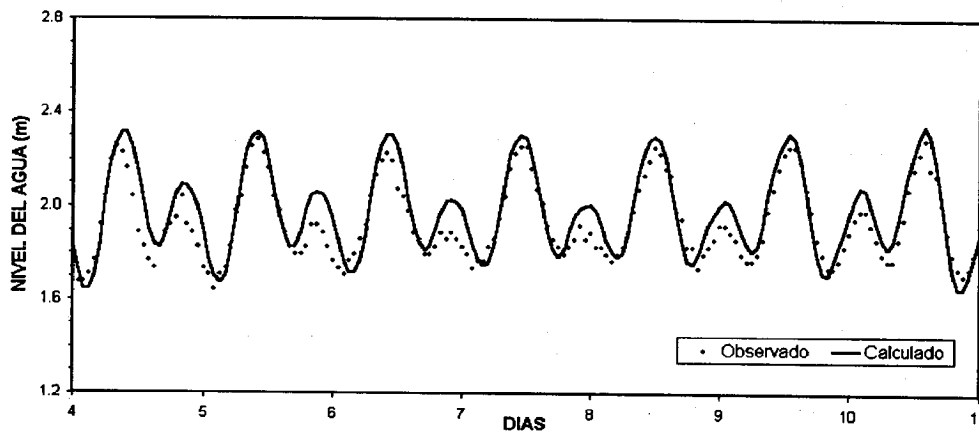


Fig.6 Niveles de agua observados y calculados

La figura 7 muestra las zonas de alta velocidad, que se produce en el canal formado entre la península y la isla San Gallán, esta corriente rodea la cabeza de la península e

Simulación de flujo de mareas (4-10 Mayo 1999)

La condición de frontera que reproduce una onda de marea que proviene de alta mar es una función de variación de η , obtenida mediante al análisis armónico de los registros históricos de la marea:

$$\eta(t) = \sum_1^k h_r \cos(w_r t - \alpha_r)$$

donde, h_r, α_r son las constantes armónicas para la estación sin corrección astronómica o temporal, w_r es la frecuencia de los constituyentes de la marea y k es el número de constituyentes a ser utilizados [9].

La información ha sido extraída de los registros de marea de la semana del 4 al 10 de mayo de 1999. Las fronteras norte y sur tienen una condición de radiación 2-D y el frente de la onda de marea se tomó con un ángulo de aproximación a la costa de 76° , medido con respecto a la frontera norte. [10]

La figura 6 muestra los resultados de la simulación de la propagación de una onda de marea para la estación de Pisco. Con fines de comparación se han graficado los valores de las mareas registradas para ese período de tiempo. Podemos notar que en los picos, los valores calculados son más altos que los valores medidos. En la primera marea semidiurna el error se encuentra entre los 2 y 10 cm, y en la segunda marea semidiurna el error está entre los 10 y 15 cm. Esta diferencia podría deberse al efecto meteorológico que será modelado en la próxima sección.

ingresa a la bahía, cerca de la estación 7a y frente a Punta Pejerrey. Las velocidades calculadas están dentro del rango de corrientes registrado por IMARPE.

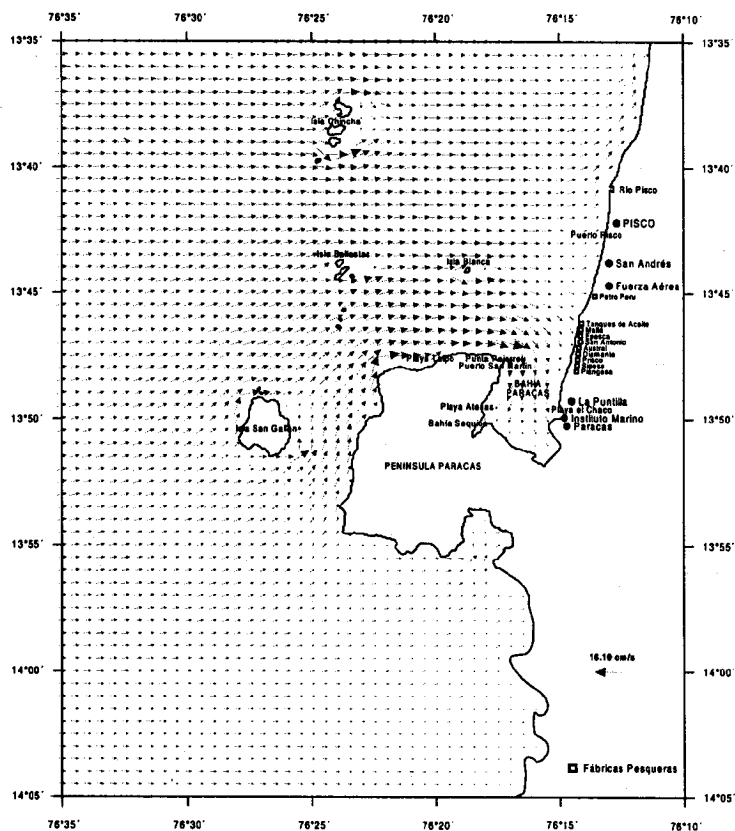


Fig.7 Campo de velocidades después de 6 hr, $V_{max}=16.1 \text{ cm/s}$

Simulación del viento (4 Mayo 1999)

En esta sección procedemos a la simulación del flujo forzado por el viento. Se ha realizado pruebas con campos de viento uniforme y con campos de viento no uniforme. En los experimentos de viento uniforme la magnitud y

dirección del viento es constante en todo el dominio, y se realizaron pruebas para vientos provenientes del norte, oeste y sur. Los resultados muestran que un viento sur es el más favorable para la circulación de la bahía, pues se producen flujos hacia el norte, favoreciendo así el recambio de las aguas dentro de la bahía.

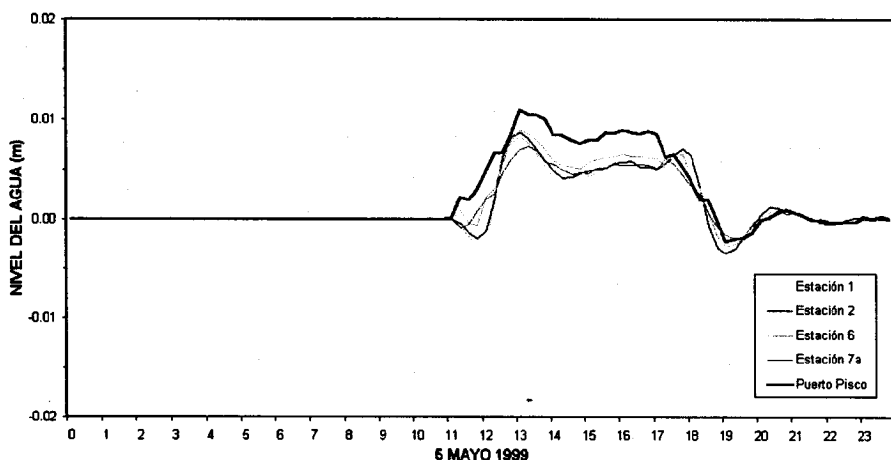


Fig.8 Niveles de agua calculados

Para los experimentos con viento no uniforme se tuvo en cuenta la variación en el espacio de la magnitud y dirección del viento. La distribución espacial ha sido procesada de registros del campo de vientos del 21 de abril de 1976 [11].

Los resultados que se presentan corresponden a una simulación para un campo de viento no uniforme en dirección y magnitud, y además la magnitud del viento tiene una variación temporal obtenida de los registros de la

estación meteorológica ubicada en San Andrés, para el día 4 de mayo de 1999.

En este día en particular, se tuvieron solamente 6 horas de viento y el resto del tiempo estuvo en calma. La figura 8 muestra que el sistema responde claramente al viento aislado produciendo una pequeña elevación de los niveles del agua dentro de la bahía.

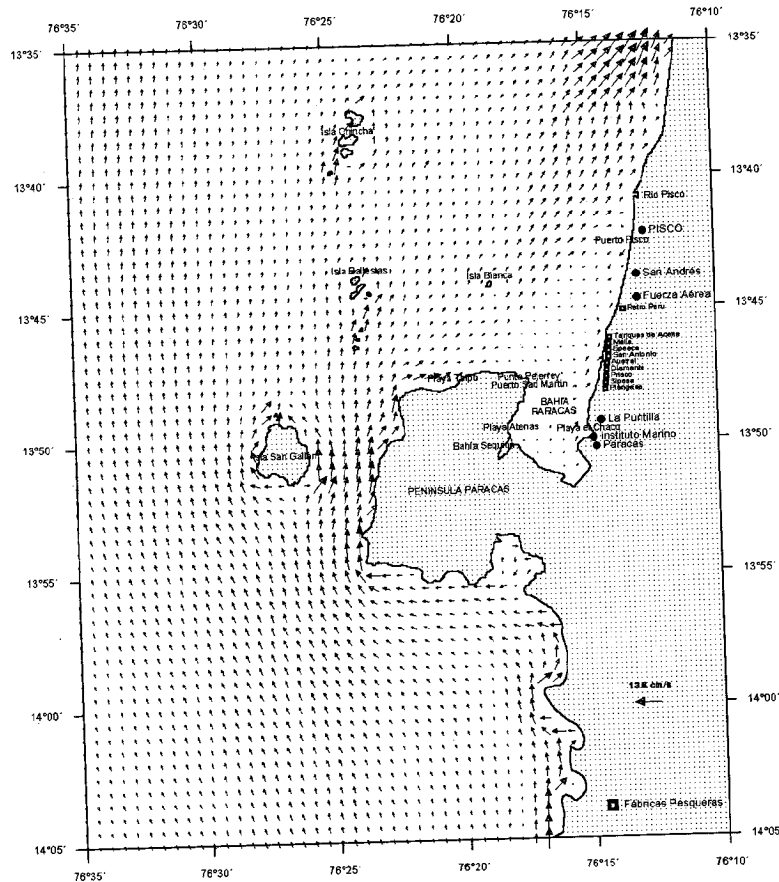


Fig.9 Campo de velocidades después de 18 hr, $V_{max}=13.6$ cm/s

La figura 9 muestra el patrón de flujo en respuesta al forzante del viento. Se nota claramente las zonas de mayor velocidad, en el canal formado por la península de Paracas y la isla San Gallán y en el flujo principal que se dirige hacia el nor-este. Además, podemos apreciar las zonas de flujo lento dentro de la bahía y de flujo giratorio antihorario frente a la zona de fábricas pesqueras ($13^{\circ}47'$ S) y de flujo giratorio horario frente a San Andrés ($13^{\circ}43'$ S).

4. Conclusiones

Una buena calibración del modelo no fue posible por la escasez de mediciones de corrientes. Además, los pocos datos existentes fueron tomados en forma discontinua; sin embargo, tal información nos sirve para comprobar que los resultados del modelo se encuentran dentro de los límites reales.

Desde el punto de vista numérico, un esquema explícito

tiene dos restricciones; el primero es la determinación del paso de tiempo de acuerdo a la condición de Courant, y el otro es la incapacidad de manejar una condición de frontera implícita.

Existen varias condiciones de frontera disponibles en el modelo. Cada una de ellas es aconsejable para una situación física en particular, y se tiene que escogerla cuidadosamente. Especial cuidado debe darse a las condiciones de frontera abiertas, pues ellas deben reflejar lo que ocurre fuera del dominio.

Con respecto a las condiciones de frontera abiertas, concluimos que en la práctica solamente podemos adoptar condiciones de frontera abiertas débilmente reflectantes de orden cero y uno, debido a la naturaleza complicada de las ecuaciones de aguas rasas. Las condiciones de orden cero basadas en la invariante de Riemann, radiación 1-D y 2-D, dieron resultados muy satisfactorios.

En su presente estado, el modelo produce buenos resultados para la propagación de ondas de período corto y ondas de marea, los cuales han sido contrastados con registros históricos. Para el flujo forzado por el viento, los resultados también son buenos, aunque con las limitaciones propias de una descripción bidimensional del campo de velocidades. Las ecuaciones de aguas rasas no toman en cuenta la variación vertical de la velocidad ni la estratificación por cambio de densidad. De hecho, donde existe una frontera sólida, la acción del viento en la superficie siempre tiende a inducir corrientes contrarias en el lecho. Sin embargo, el proceso de mezcla es menos pronunciado en la dirección vertical y se producen los gradientes de densidad [12].

La aplicación del modelo a Paracas muestra algunos resultados muy interesantes. Esta bahía tiene restricciones de movimiento debido a la peculiar configuración geográfica de la península, que determina la forma semi-cerrada de la bahía. Además, la isla San Gallán forma un canal con la cabeza de la península, produciendo una zona de flujos rápidos con dirección principal hacia el norte.

La fluctuación de las ondas de marea producen flujos entrantes y salientes de la bahía Paracas; pero, además existe un gradiente de velocidad en dirección transversal; es decir, las velocidades son mayores en el lado oeste de la bahía y menores en el lado este y a lo largo de la costa hasta Pisco. Esto origina que parte de las aguas salientes,

que tienen baja velocidad, regresen a la bahía en el siguiente ciclo de flujo entrante, lo cual dificulta el intercambio total de las aguas de la bahía con las aguas del área externa.

La distribución no uniforme del viento produce un patrón de flujo caracterizado por una corriente principal de mayor velocidad que proviene del canal y rodea la península dirigiéndose hacia el nor-este, produciendo, además, flujos secundarios lentos dentro de la bahía y flujos giratorios lentos frente a la zona de las fábricas pesqueras y frente a San Andrés. Esta respuesta del sistema es completamente desfavorable para el recambio de las aguas de la bahía.

5. Referencias

- [1] C. A. Carbonel, 2000. Dinámica de la Región Marina Pisco-Paracas. IMARPE, Lima, 150 pp.
- [2] Z. Kowalik y T.S. Murty. 1993. Numerical Modeling of Ocean Dynamics. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 481 pp
- [3] J. R. Garrat, 1977. Review of drag coefficients over oceans and continents, Monthly Weather Review, v. 105, n° 7, p. 915-929.
- [4] J. K. Lee y D. C. Froehlich, 1986. Review of literature on the finite-element solution of the equations of two-dimensional surface-water flow in the horizontal plane. U.S. Geological Survey, Circular 1009. 61 pp.
- [5] C. R. Goodwin, 1987. Tidal-flow, circulation, and flushing changes caused by dredge and fill in Tampa Bay, Florida. U.S. Geological Survey Water-Supply, Paper 2282, 88 pp.
- [6] M. B. Abbott y D. R. Basco, 1989. Computational fluid dynamics. An introduction for engineers. Longman Scientific & Technical, 425 pp.
- [7] C. B. Vreugdenhil, 1989. Computational hydraulics. Springer Verlag, Berlin, 182 pp.
- [8] G. K. Verboom, 1982. Weakly-reflective boundary conditions for the shallow water equations. Delft Hydraulics Laboratory, Publication N° 266, 15 pp.
- [9] J. J. Dronkers, 1964. Tidal computations. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, 501 pp.
- [10] V. Yzocupe, 2001. 2-D Hydrodynamic Modeling in Paracas Bay, Peru. MSc. Thesis H.H. 402, IHE-Delft, 74 pp.
- [11] D. W. Stuart y A. I. Watson, 1981. Atlas of the Joint II 1976 aircraft winds for the 500 foot level, coastal upwelling ecosystems analysis. Technical Report 40, Florida State University, Department of Meteorology, Florida, 60 pp.
- [12] M. B. Abbott y J. A. Cunge, 1982. Engineering applications of computational hydraulics Vol. I homage to Alexandre Preissmann. Pitman Publishing Inc., Massachusetts, 261 pp.