

# INFLUENCIA DEL INTERCAMBIO TERMICO A TRAVES DEL FONDO MARINO EN EL REGIMEN DE TEMPERATURA DE ZONAS COSTERAS

SERGUEI LONIN, Ph.D.\*

LUIS GIRALDO, Ing. Oceanólogo\*

\* Sección de Estudios de la Zona Oceánica. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas. A.A. 982. Cartagena de Indias D.T. y C., Colombia

## ABSTRACT

*The solution of the hydrodynamic problems with the MECCA (Model For Estuarine and Coastal Circulation Assessment) model requires the determination of thermal boundary conditions at the bottom.*

*The authors have carried out an estimation of the possibilities of utilization of several boundary conditions at the bottom. In particular, formulation of coupled model for thermal interaction between the sediment and water column is discussed.*

*Results of this work show a practical equivalence between the first type boundary condition and the coupled problem for the shallow water dynamics.*

## RESUMEN

*La solución de problemas hidrodinámicos mediante la utilización del modelo MECCA (Model For Estuarine and Coastal Circulation Assessment) requiere de la especificación de condiciones de contorno en el fondo marino que contemplen el intercambio de calor a través del mismo.*

*Los autores han efectuado una estimación de las factibilidades de utilización de diferentes condiciones de contorno en el fondo. En particular, se analiza la formulación de un modelo acoplado de intercambio térmico entre el piso marino y la columna de agua.*

*Los resultados del trabajo reflejan una equivalencia práctica existente entre las condiciones de contorno de primer orden y las del modelo acoplado para el estudio de la dinámica en aguas someras.*

## INTRODUCCION

La modelación de procesos hidrofísicos en la zona costera del Caribe colombiano incluye la descripción de la variabilidad de la estructura térmica de la columna de agua. Los modelos tridimensionales de circulación (Blumberg y Mellor, 1987; Hess, 1989), propuestos para la solución de tales problemas, tienen en cuenta todos los procesos que son importantes desde el punto de vista práctico y que, además, definen la influencia de la estructura térmica en el régimen dinámico de la región estudiada. Estos modelos efectúan el cálculo de corrientes termohalinas y tienen en cuenta el papel que juega la estratificación térmica en la formación de la turbulencia y las corrientes. Al mismo tiempo, el campo de temperatura varía en dependencia de las condiciones dinámicas de la región.

En los cálculos del campo de temperatura con ayuda del modelo MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment, Hess, 1989), en calidad de condiciones de contorno en el fondo ( $z=H$ ) es necesario especificar los flujos de calor, definidos con base en condiciones de relajación:

$$(\alpha_T K_z + \chi) \hat{c}T / \hat{c}z = \beta(T - \theta_0), \quad (1)$$

donde  $K_z$  - coeficiente de viscosidad turbulenta vertical;  $\chi$  - coeficiente de transmisión calórica molecular del agua;  $T$ ,  $\theta_0$  - temperatura del agua y el piso marino, respectivamente;  $z$  - coordenada vertical;  $\beta$  - parámetro de relajación, definido a partir de determinadas condiciones dinámicas;  $\alpha_T$  - número inverso de Prandtl para la turbulencia ( $\alpha_T = Pr^{-1}$ ).

Como se observa, la condición (1) exige el conocimiento de la temperatura  $\theta_0$  de la superficie del fondo marino, la cual no se encuentra definida. En la mayoría de los modelos hidrodinámicos se da una condición de aislamiento térmico para el fondo, es decir, se sugiere:

$$\partial T / \partial z = 0, \text{ para } z = H. \quad (2)$$

Esta condición se encuentra cimentada en el concepto de que, entre las partículas inmóviles del sedimento, es posible sólo una difusión molecular del calor, mientras que la intensidad de transmisión del calor en el agua debido a la turbulencia es significativamente mayor.

Es posible considerar suficiente el limitarse a la utilización de la condición (2). Sin embargo, en las zonas someras del litoral gran parte de la radiación solar y el flujo turbulento de calor puede alcanzar el fondo. En este caso, para cumplir con la ley de conservación del calor utilizando la condición (2) es necesario, de un lado, garantizar la absorción adiabática de la radiación solar por la franja superficial del fondo marino y suponer, de otro, que el sedimento posee una capacidad calórica igual a cero, es decir  $C_p' = 0$ .

De otro lado, el fijar la temperatura del fondo (tomarla como constante) corresponde a un caso de capacidad calórica infinita del sedimento ( $C_p' \rightarrow \infty$ ), si

bajo tales condiciones, como en el caso anterior, hablamos de cumplir con la ley de conservación del calor.

En la realidad, el valor de la capacidad calórica  $C_p'$  del sedimento del fondo no es igual a cero y es una magnitud finita. Por lo tanto, esto corresponde a determinadas condiciones intermedias, definidas por la expresión (1), en la cual, como ya se ha mencionado,  $\theta_0$  no está determinada. En este marco de ideas, el presente documento pretende dar respuesta a las siguientes interrogantes:

- Qué condición de contorno en el fondo debe utilizarse para modelar la circulación en el litoral y
- Desde este punto de vista, qué tan necesario es satisfacer la ley de conservación del calor.

El problema es formulado con base en un modelo de interfase unidimensional en la vertical, descrito en Marchuk y Kagán (1991) y realizado mediante la utilización de un programa matemático de Sukhorukov y otros (1986). Esta formulación del problema ha sido complementada por los autores para la descripción de la interacción térmica acoplada entre el fondo marino y la columna de agua.

### **FORMULACION DEL PROBLEMA**

Para la descripción de los procesos en la interfase de interacción (entre la superficie y el fondo marino), se utilizó un modelo unidimensional descrito en Marchuk y Kagán (1991) y adaptado mediante la utilización del trabajo de Sukhorukov y otros (1986).

Las ecuaciones de movimiento, conservación del calor y las ecuaciones del bloque de turbulencia presentan la forma

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = \frac{\partial}{\partial z} [(K_z + \nu) \frac{\partial u}{\partial z}] , \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = \frac{\partial}{\partial z} [(K_z + \nu) \frac{\partial v}{\partial z}] , \quad (4)$$

$$C_{pw} \rho_w \frac{\partial T}{\partial t} = C_{pw} \rho_w \frac{\partial}{\partial z} [(\alpha_T K_z + \chi) \frac{\partial T}{\partial z}] - \frac{\partial Q_R}{\partial z} , \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} = & K_z [(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2] + \frac{\partial}{\partial z} (\alpha_b K_z \frac{\partial b}{\partial z}) + \\ & + g \alpha_T \alpha K_z \frac{\partial T}{\partial z} - \varepsilon , \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = & C_{1\varepsilon} \varepsilon / b K_z [(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2] + \frac{\partial}{\partial z} (K_z / \sigma_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}) + \\ & + C_{3\varepsilon} \varepsilon / b g \alpha_T \alpha K_z \frac{\partial T}{\partial z} - C_{2\varepsilon} \varepsilon^2 / b , \end{aligned} \quad (7)$$

$$K_z = C_\mu b^2 / \varepsilon , \quad (8)$$

donde (u,v) - componentes horizontales de la velocidad de las corrientes; f - parámetro de Coriolis; t - tiempo;  $\nu$  - coeficiente de viscosidad molecular del agua;  $\rho_w$ ,  $C_{pw}$  - densidad y capacidad calórica del agua bajo presión constante, respectivamente; g - gravedad;  $Q_R$  - flujo de radiación solar incidente en el agua; b - energía cinética de las pulsaciones de la turbulencia;  $\varepsilon$  - tasa de disipación de la energía turbulenta;  $\alpha$  - coeficiente de expansión del agua;  $C_{1\varepsilon}$ ,  $C_{2\varepsilon}$ ,  $C_{3\varepsilon}$ ,  $\sigma_\varepsilon$ ,  $C_\mu$ ,  $\alpha_b$ ,  $\alpha_\varepsilon$  - constantes, iguales a 1.38, 1.40, 1.40, 1.0, 0.08, 1.0, 1.0, respectivamente. Las demás variables ya han sido definidas anteriormente.

En calidad de condiciones de contorno para el sistema (3) - (8) en la superficie del mar ( $z = 0$ ) se ha establecido

$$\begin{aligned} (K_z + \nu) \frac{\partial u}{\partial z} = - \tau_x / \rho_w ; \quad (K_z + \nu) \frac{\partial v}{\partial z} = - \tau_y / \rho_w ; \\ (\alpha_T K_z + \chi) \frac{\partial T}{\partial z} = - Q_T ; \quad \alpha_b K_z \frac{\partial b}{\partial z} = 0 ; \quad \alpha_\varepsilon K_z \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0 , \end{aligned} \quad (9)$$

mientras que en el fondo ( $z = H$ ):

$$u = v = 0 ; \quad \partial b / \partial z = 0 ; \quad \varepsilon = C_{\mu}^{3/4} b^{3/2} / (\kappa z_0) \quad (10)$$

y se observan las siguientes tres variantes de formulación de la condición de contorno para la expresión (5):

$$T = \text{Const} , \quad (11a)$$

$$\partial T / \partial z = 0 , \quad (11b)$$

$$T = \theta_0 ; \quad -\chi' C_p' \rho' \partial \theta / \partial z' = [Q_{RH} - C_{pw} \rho_w (\alpha_T K_z + \chi) \partial T / \partial z] . \quad (11c)$$

En las condiciones (9)  $\tau_x, \tau_y$  - tensiones tangenciales del viento sobre la superficie del mar;  $Q_T$  - flujo de calor resultante; estas condiciones para los parámetros  $b$  y  $\varepsilon$  hablan de la ausencia de flujos de energía turbulenta y su disipación debido al rompimiento de las olas superficiales.

Las primeras dos condiciones (10) - son denominadas “condiciones de adhesión” para la velocidad; en el caso del parámetro  $b$ , estas condiciones significan la ausencia de flujo de energía turbulenta a través del fondo marino; la última de las tres condiciones (10) refleja una igualdad aproximada entre la generación y la disipación de la energía turbulenta en cercanías del fondo marino. En esta expresión  $\kappa$  - constante de von Karman;  $z_0$  - parámetro de rugosidad del fondo.

Las condiciones (11a) y (11b) no necesitan de explicaciones. Las expresiones (11c) caracterizan la continuidad del perfil de temperatura del agua  $T(z)$  y del sedimento  $\theta(z')$ , así como de los correspondientes flujos de calor. En esta expresión  $z'$  - eje vertical tomado desde la superficie del sedimento ( $z' = 0$ ) en dirección hacia abajo ( $z' \rightarrow \infty$ );  $\theta_0 = \theta(z' = 0)$ ;  $Q_{RH} = Q_R(z = H)$ ;  $\chi', C_p', \rho'$  - conductividad térmica molecular, capacidad térmica y densidad del sedimento, respectivamente. Estos parámetros son determinados con base en la porosidad del sedimento “ $n$ ”, es decir

$$\mu = \mu_w n + \mu_{Si} (1 - n),$$

donde  $\mu = (\chi', C_p', \rho')$ ; el índice w está referido a los parámetros del agua; el índice Si, por su parte, se refiere a los relacionados con el sedimento.

El uso de las condiciones de contorno (11c) hace necesario el cálculo del perfil  $\theta(z')$  con base en la ecuación de transmisión molecular de calor

$$\partial\theta/\partial t = \chi' \partial^2 \theta / \partial z'^2 \quad (12)$$

Obviamente, para la ecuación (12) es necesario definir la correspondiente condición de contorno inferior. Esta es

$$\partial\theta / \partial z' = 0, \quad z' \rightarrow \infty \quad (13)$$

De esta forma, la formulación del problema con base en el sistema (3) - (11a, b) por un lado o (3) - (10) con las condiciones (11c) - (13), por otro, se considera cerrada si son dadas en forma debida las condiciones iniciales, los flujos de calor, la función  $Q_R(z)$  y los demás parámetros relacionados con el problema.

Supongamos que hacia la capa subsuperficial de la columna de agua penetra un 40% de la radiación solar incidente  $F_i$ , es decir

$$Q_R = 0.4 F_i \exp(-\beta_Q z), \quad (14)$$

donde  $\beta_Q$  - coeficiente de absorción, el cual caracteriza la transparencia del agua y está relacionado con la profundidad de desaparición del disco Secci  $z_d$  por medio de la relación  $\beta_Q = a/z_d$ ;  $a \approx 2$ .

El flujo resultante de calor  $Q_T$  será determinado por

$$Q_T = 0.6 F_i + F_{eff} + H_T + LE_T, \quad (15)$$

donde  $F_{\text{eff}}$  - radiación efectiva de onda larga de la superficie del mar;  $H_T$ ,  $LE_T$  - flujos turbulentos de calor explícito e implícito, calculados con base en el método aerodinámico (Sukhorukov y otros, 1986).

El modelo en general, ha sido realizado con base en la utilización de diferencias finitas.

### **DATOS UTILIZADOS Y PARAMETROS DEL MODELO**

El objetivo del trabajo, definido en la introducción del presente documento, está dirigido hacia la obtención de algunas estimaciones de determinadas "condiciones medias" en el mar, de cuyo análisis es posible establecer conclusiones correctas, que serán las respuestas a los interrogantes planteados en la misma introducción. Por esta razón, las condiciones del problema deberán ser seleccionadas lo más simples posible, a fin de evitar dudas en la interpretación de los resultados.

En el trabajo, se ha supuesto que los parámetros atmosféricos no sufren variación en el tiempo durante algunos días. Los cálculos han sido efectuados durante un tiempo del modelo equivalente a seis días, con la fijación de los siguientes parámetros: Temperatura del aire  $T_a = 26^\circ\text{C}$ , presión del vapor de agua  $e_a = 28$  milibares; presión atmosférica  $P_a = 991.8$  milibares; nubosidad  $N = 0$ ; la distribución inicial de la temperatura del agua se tomó como uniforme ( $T(z) = 28^\circ\text{C}$ ). La profundidad del lugar  $H = 20$  metros, transparencia del agua por disco Secci  $z_d = 8$  metros, lo que corresponde a un coeficiente de absorción  $\beta_Q = 0.25 \text{ m}^{-1}$ . Los cálculos fueron realizados para dos casos específicos: Cuando la velocidad del viento  $W_a = 5 \text{ m/s}$  y para condición de calma.

La capacidad calórica específica del agua  $C_{pw}$  y su viscosidad molecular fueron tomadas como constantes e iguales a  $4200 \text{ J/Kg}^\circ\text{K}$  y  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ , respectivamente; la densidad del agua  $\rho_w = 1025 \text{ Kg/m}^3$ .

El sedimento del fondo marino se dio como constituido por fracciones arenosas, con una porosidad  $n = 0.5$ , su albedo en la superficie es nulo, densidad  $\rho_{si} = 2500 \text{ Kg/m}^3$ , capacidad calórica  $C_{psi} = 705.6 \text{ J/Kg}^\circ\text{K}$  y un coeficiente de transmisión molecular del calor  $\chi_{si} = 0.845 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ . La distribución inicial de la temperatura  $\theta(z')$  en el sedimento ha sido tomada uniforme e igual a la temperatura del agua.

Los cálculos en la vertical se dividieron en diferencias finitas  $\Delta z = 1$  metro en el agua y  $\Delta z' = 5$  milímetros en el sedimento, siendo el espesor de la capa de sedimento estudiada de 50 centímetros. Esto último fue definido con base en la estimación del espesor de la capa de penetración del calor  $(\chi' t_1)^{1/2}$  durante el intervalo de tiempo  $t_1$ , correspondiente al período de calentamiento (enfriamiento) diario. El paso de tiempo para el agua fue tomado como  $\Delta t = 1$  hora, teniendo en cuenta la turbulencia cada 60 segundos; el paso  $\Delta t'$  para el sedimento se tomó igual a 100 segundos. Los dos últimos parámetros se definieron de acuerdo con estimaciones del "tiempo de vida" de los vórtices de turbulencia  $(b/\varepsilon)$  y con la condición  $\Delta t' \leq \Delta z'^2/(2\chi')$ , la cual fue tomada en cuenta a pesar de la aproximación en el tiempo de la ecuación (12).

El cálculo del ciclo diario de la radiación  $F_i$  se realizó para la latitud  $10^\circ$  norte durante el período del 15 al 20 de julio. El inicio de los cálculos se estableció a las 00:00 horas del tiempo solar local.

## ANALISIS DE LOS RESULTADOS

Fueron realizadas dos series de experimentos numéricos, correspondientes a estados del tiempo con condiciones de calma y viento de 5 m/s, para las tres variantes de condiciones de contorno en el fondo, definidas por las expresiones (11). La integración de las ecuaciones fue efectuada para un intervalo de seis días de tiempo de maquina, durante los cuales el flujo de calor  $Q_T$  en la superficie del mar fue igual, aproximadamente, a  $100 \text{ W/m}^2$ . El máximo de radiación solar  $F_i$  observado durante el día fue de  $960.8 \text{ W/m}^2$ .

En la Figura 1 se presenta la evolución temporal del flujo de calor resultante a través del fondo marino, determinado con base en la segunda expresión en (11c). En esta Figura se observa que el flujo resultante sufre oscilaciones periódicas, correspondientes al ciclo diario de la radiación solar  $F_i$ , pero con un retraso temporal de 6 - 8 horas. La diferencia de fase está condicionada por el tiempo necesario para la penetración del calor desde la superficie del mar hasta el suelo marino.

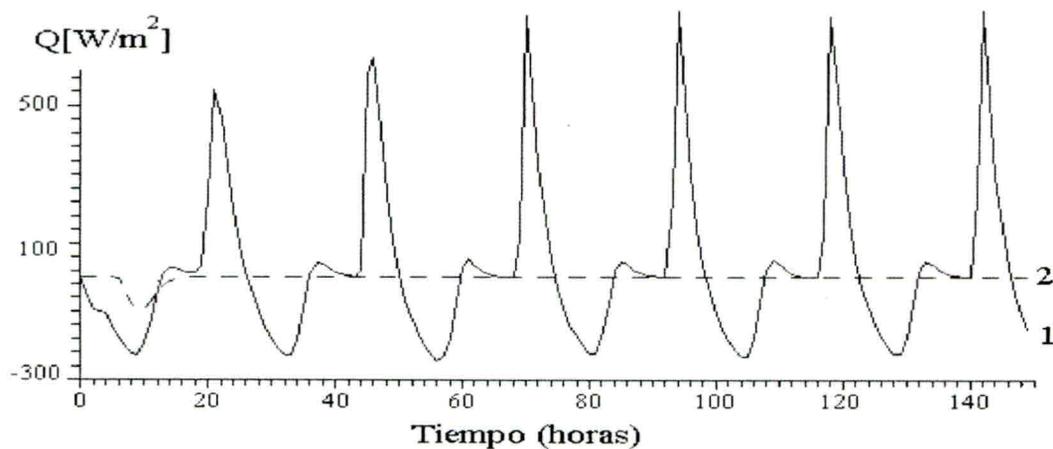


FIGURA 1: Comportamiento temporal del flujo de calor resultante a través del fondo marino bajo velocidades del viento 5 m/s (1) y calma (2). Los flujos positivos están dirigidos hacia el fondo.

Este resultado habla también, de un aporte predominante de la difusión turbulenta (último término en la parte derecha de la ecuación (11c)), en comparación con el flujo radiactivo  $Q_{RH}$ , en la formación del flujo resultante. Llama la atención que el flujo de calor, dirigido desde el sedimento hacia el agua (valores negativos), no supera los  $-200 \div -250 \text{ W/m}^2$ , mientras que el flujo hacia el sedimento (valores positivos) alcanza los  $700 \text{ W/m}^2$ . La última cifra es comparable con el flujo de radiación solar  $F_i$  sobre la superficie del mar y habla de un intercambio significativo entre el agua y el sedimento del fondo marino. Bajo condiciones de calma, este efecto es mucho más débil debido a que el impulso y las fluctuaciones de la temperatura penetran sólo como consecuencia de la difusión molecular.

En la Figura 2 se presenta el comportamiento temporal de la temperatura de la superficie del fondo marino para diferentes experimentos numéricos. Para la condición de segundo orden (11b) la temperatura de la superficie del fondo sufre oscilaciones diarias de  $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ , mientras que las amplitudes de las variaciones de la temperatura del agua son de  $0.3 - 0.4 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 3). Estas oscilaciones ocurren bajo una tendencia hacia el aumento de la temperatura del agua. Con la utilización de un modelo acoplado agua - fondo marino, con condiciones de frontera (11c), prácticamente no se observan variaciones de la temperatura del fondo, debido a la conductividad significativa del sedimento. En el caso de condiciones de calma se registra un calentamiento débil de la superficie del fondo con oscilaciones diarias no significativas.

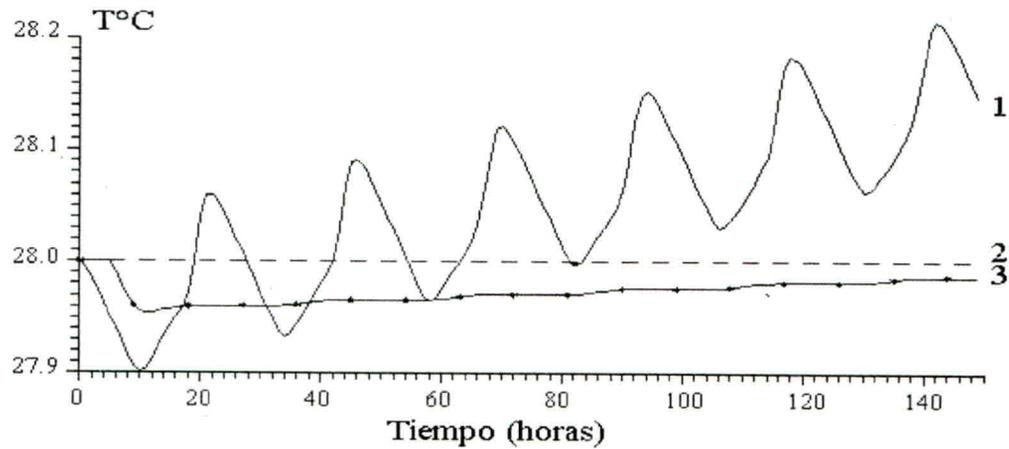


FIGURA 2: Comportamiento temporal de la temperatura de la superficie del fondo marino (curvas 1 y 3) para la condición (11b) y para las condiciones (11c) (curva 2). Las curvas 1 y 2 corresponden a viento de 5 m/s y la 3 a calma.

La Figura 3 demuestra que la selección de una u otra condición de frontera en el fondo influye en el comportamiento de la temperatura de la capa superficial del agua. Los resultados obtenidos para una velocidad del viento 5 m/s reflejan que las condiciones (11c) son equivalentes a dar una condición de temperatura constante del fondo (es decir, (11a)), mientras que la condición (11b) da cierto aumento de la temperatura de la superficie del superficie del mar.

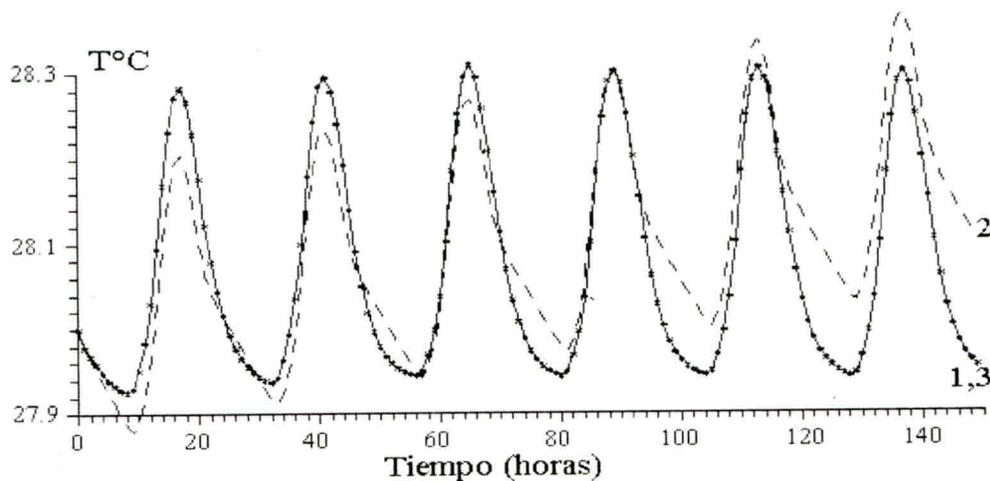


FIGURA 3: Comportamiento de la temperatura de la superficie del mar para las condiciones de frontera (11a) - 1, (11b) - 2, (11c) - 3. Viento 5 m/s.

Por último, la Figura 4 presenta el comportamiento temporal de la temperatura del agua a un metro del fondo marino para las condiciones de contorno (11), bajo un viento de 5 m/s. Al estudiar la interacción calórica entre el agua y el fondo, se observan oscilaciones de la temperatura del agua con aumentos bruscos y disminuciones mucho más suaves, lo que está relacionado con el efecto amortiguador del sedimento. La Figura 4 en conjunto con las anteriores, demuestran la equivalencia de las condiciones (11a) y (11c), por lo menos para la zona tropical, donde no existen oscilaciones fuertes de los parámetros meteorológicos.

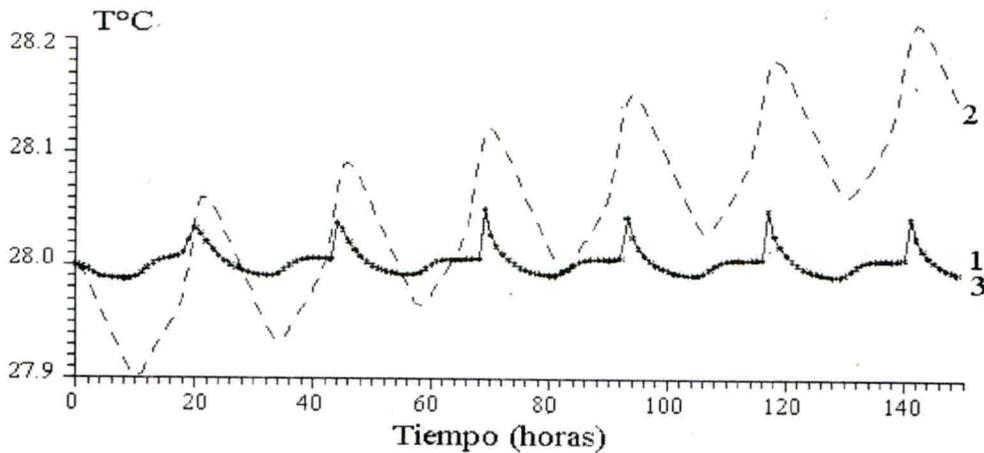


FIGURA 4: Comportamiento de la temperatura del agua a un metro del fondo marino para las condiciones de frontera (11a) - 1, (11b) - 2, (11c) - 3. Viento 5 m/s.

### CONCLUSIONES

La conclusión principal del presente trabajo es la demostración de un intercambio calórico bastante fuerte entre el agua y el sedimento del fondo en el sector somero del mar. De un lado, esto impide la utilización en los cálculos de la condición (11b) y de otro, exige la solución del problema relacionado con el intercambio calórico entre el sedimento superficial y la columna de agua. Sin embargo, las estimaciones anteriores permiten establecer, que unos coeficientes de capacidad térmica y transmisión calórica del sedimento suficientemente grandes, favorecen la dispersión del calor en el sedimento y suavizan en forma sustancial las oscilaciones diarias de la temperatura de su superficie. En tal caso, la condición (11c) para un modelo acoplado agua - fondo marino, resulta equivalente (desde el punto de vista práctico) a la condición (11a) sobre la constancia de la temperatura del fondo. Por

consiguiente, esta simple condición es suficientemente confiable para la ejecución de los cálculos y solución de los problemas.

Existen otras causas para considerar la condición (11b) no válida. En primer lugar, aparece un problema netamente matemático, cuando el aislamiento calórico (como en el caso de la condición (11b)) o los flujos de calor, (condición de segunda clase), son dados en las fronteras de las regiones estudiadas. Por regla, los problemas hidrodinámicos son formulados sin condiciones iniciales, es decir, tales condiciones son elegidas, en gran parte, arbitrariamente, siendo "olvidadas" rápidamente por el sistema durante el proceso de cálculo, debido a que la solución deja de depender del estado inicial del fenómeno estudiado. En este caso, las condiciones de segundo orden originan una solución con exactitud de hasta una magnitud aditiva, lo que hace el problema indeterminado. Obviamente, esta situación desaparece, si, por lo menos en un punto de la región estudiada (por ejemplo en el delta de un río), se da una condición de contorno de primer orden, es decir, se da la temperatura del agua.

De otro lado, se sabe que una integración larga de las ecuaciones de transporte de calor con la condición (11b) conduce a una paulatina homogeneización vertical del perfil de temperatura y, en última instancia, a una desviación significativa de los resultados con respecto de las condiciones reales.

Los cálculos realizados para el presente trabajo fueron realizados para el caso de profundidades promedio en zonas someras, tales como el golfo de Morrosquillo, la bahía de Cartagena y la zona costera próxima a Santa Marta. Sin embargo, existen bases para suponer que, la estructura térmica reproducida en forma cualitativa en el presente documento, será mucho más significativa en profundidades menores.

Finalmente, resta señalar, que en una de las versiones del modelo MECCA, según lo relacionado por Hess (1989), existe un bloque de cálculo del intercambio de calor entre el agua y el sedimento.

## BIBLIOGRAFIA

- Blumberg, A. F., and G. L. Mellor. (1987): A Description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Three-Dimensional Coastal Ocean Models, American Geophysical Union, Washington, D.C., P. 1- 16.
- Hess, K. W. (1989): MECCA Programs Documentation. NOAA Technical Report NESDIS 46, Washington, D.C.
- Marchuk, G.I., and B. A. Kagán. (1991): Dynamics of Ocean Tides. Leningrad, Gidrometeoizdat, 472 p. (in Russian).
- Sukhorukov, V. A., N. V. Dmitriev, and S. M. Likhachov. (1986): Simulation of the Ocean Mixed Layer. Preprint 675, Computer Centre of the Academy of Sciences of the USSR, Novosibirsk, Russia, 24 p. (in Russian).