CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

LA INFLUENCIA DEL GRADIENTE DE PRESION A LO LARGO DE LA COSTA EN UN MODELO DE CIECULACION SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

TESIS MAESTRIA EN CIENCIAS

LUIS FERNANDO ZAMUDIO LOPEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. JUNIO DE 1993.



RESUMEN de la tesis de Luis Fernando Zamudio López presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California, México. Diciembre 1992.

LA INFLUENCIA DEL GRADIENTE DE PRESION A LO LARGO DE LA COSTA EN UN MODELO DE CIRCULACION SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

Resumen aprobado por:

Dr. Manuel López Mariscal Director de Tesis

Con el propósito de estudiar la dinámica de mesoescala en la plataforma continental se ha extendido el modelo numérico bidimensional (no incluye variaciones a lo largo de la costa) de Chen y Wang (1990). La extensión consiste en incluir el gradiente de presión a lo largo de la costa como un "forzamiento" externo, el cual es calculado con un modelo independiente, de ondas atrapadas a la costa.

El modelo extendido ha sido utilizado para simular los campos de temperatura y velocidad en la región del experimento CODE 2 (Norte de California) durante la primavera y el verano de 1982. Los resultados del modelo han sido comparados con observaciones, con los resultados del modelo puramente bidimensional y con los resultados del modelo de ondas atrapadas a la costa. El campo medio de velocidad simulado con el modelo modificado muestra mejorías significativas con respecto al modelo bidimensional, mientras que en las fluctuaciones únicamente hay cierta mejoría en la velocidad paralela a la costa cerca del fondo.

Estos cambios se interpretan en términos de la oposición que existe entre el esfuerzo del viento y el gradiente de presión, paralelos a la costa, lo cual reduce la magnitud de la velocidad en esa dirección. Como consecuencia, también hay una reducción del esfuerzo en el fondo paralelo a la costa y del transporte perpendicular a la costa en la capa límite bentónica.

TESIS DEFENDIDA POR: LUIS FERNANDO ZAMUDIO LOPEZ

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:

DR. JUAN MANUEL LOPEZ MARISCAL.- Director del Comité

M.C. JOSE GPE. ACOSTA CHANG.- Miembro de Comité

DR. ALEJANDRO PARES SIERRA .- Miembro del Comité

DR. PEDRO MIGUEL RIPA.- Miembro del Comité

ani

DR. MIGUEL FERNANDO LAVIN PEREGRINA.-Miembro del Comité

GNSTOWD OWNAKA

M.C. LUIS ØUSTAVO ALVAREZ SANCHEZ.- Jefe Depto. Oceanografía Física

DR. LUIS EDUARDO CALDERON AGUILERA.- Director de Estudios de Posgrado

15 DE DICIEMBRE DE 1992

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION DE OCEANOLOGIA DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA

LA INFLUENCIA DEL GRADIENTE DE PRESION A LO LARGO DE LA COSTA EN UN MODELO DE CIRCULACION SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

LUIS FERNANDO ZAMUDIO LOPEZ

Ensenada, Baja California, Diciembre de 1992.

AGRADECIMIENTOS:

Mis más sinceros agradecimientos al Dr. Manuel López (Malope) por haber dirigido este trabajo y sobre todo por sus valiosísimas enseñanzas.

A los miembros del comite de tesis, M. C. José Acosta Chang, Dr. Pedro Ripa, Dr. Alejandro Parés y Dr. Miguel Lavín por las correcciones realizadas a este trabajo y aun más por todos sus comentarios.

Al Dr. Dake Chen y al Dr. Dong-Ping Wang por facilitarnos de la mejor manera posible el modelo numérico.

Al Dr. Steve Lentz de la Institución Oceanográfica de Woods Hole por Haber Proporcionado los datos de CODE 2.

Al CONACYT, ya que la mayor parte de mi estancia en CICESE ha sido financiada por dicha institución mediante una beca crédito y por su fortalecimiento al programa de apoyo al Posgrado Nacional.

A la Dirección General de Servicios de Cómputo Académico de la U.N.A.M. por habernos proporcionado tiempo en la Supercomputadora CRAY/YMP de la U.N.A.M.

A la Jefatura del Departamento de Oceanografía Física del CICESE por sus gestiones para que se me otorgace apoyo económico.

A Cristobal Reyes y Ernesto Torres por su importante contribución en la presentación de los resultados gráficos.

A Lina y Julieta por toda la ayuda brindada durante la realización de este trabajo.

A Toño Martinez, Roberto Padilla, Sergio Reyes, Nacho Gonzalez y Marco Julio por su amistad.

A mi familia por todo su AMOR e incondicional apoyo.

Por último, un agradecimiento muy especial a Gabriela por permitirme formar parte de su vida, por todo su Amor y comprensión.

CONTENI DO

	Editor/Delineas/nobiality
I. INTRODUCCION.	1
II. MODELOS DE CIRCULACION Y DE CAPA DE MEZCLA.	7
II.1 Modelo de circulación.	7
II.2 Condiciones de frontera.	10
II.3 Modelo de capa de mezcla.	14
II.4 Acoplamiento entre el modelo de circulación y el de capa de mezcla.	17
III. MODELO DE ONDAS ATRAPADAS A LA COSTA.	19
III.1 Descripción del modelo.	19
III.2 Modificación del modelo numérico.	21
IV. RESULTADOS.	24
IV.1 Características de las corridas.	24
IV.2 Resultados.	26
IV.2.1 Campos medios.	26
IV.2.2 Descripción de algunos días típicos.	31
IV.2.3 Fluctuaciones.	35
IV.2.4 Comparación con los resultados de Chen y Wang (1990).	52
V. DISCUSION.	53
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	63
LITERATURA CITADA.	66
APENDICE.	69

Página

LISTA DE FIGURAS

Figura

- Localización y batimetría de la región CODE. Los círculos negros representan la ubicación de los anclajes con correntímetros y boyas meteorológicas. Nótese la posición de los anclajes de la línea central de CODE 2, los cuales se identifican como C2, C3, C4 y C5. La profundidad de las isóbatas está dada en metros. Reproducido de Chen y Wang (1990).
- Esquema de la plataforma continental y ejes coordenados utilizados en los modelos costeros.
- 3. Condición inicial de temperatura y batimetría utilizadas en los modelos. Los escalones representan la batimetría que se utiliza en los modelos como una aproximación a la batimetría real (línea continua). El intervalo de los contornos es 0.5°C.
- Esquema del acoplamiento entre el modelo de circulación y el modelo de capa de mezcla.
- 5. Gradiente de presión a lo largo de la costa promediado durante los 101 días de modelación. Este campo se obtuvo con el modelo de OAC. Las unidades son 10⁻⁶Nm⁻³ y el intervalo de los contornos es 20.
- 6. Series de tiempo del esfuerzo del viento (a) y flujo de calor neto sobre la superficie del océano (b), en la boya superficial del anclaje C3 de la línea central de CODE 2. La dirección hacia arriba corresponde a 317° medidos a partir del Norte. Esta dirección corresponde a la orientación local de la costa.

9

2

. .

11

18

23

Figura

- 7. Perfiles verticales promedio de temperatura en los cuatro anclajes de la línea central de CODE 2. En cada gráfica la línea continua corresponde a las observaciones, la línea punteada a lo obtenido con el MBM y la discontinua es el resultado del MB.
- 8. Igual que la figura 7, pero para la velocidad perpendicular a la costa.
- 9. Igual que la figura 7, pero para la velocidad paralela a la costa. En esta figura se incluyen también los perfiles del modelo de OAC mediante la línea discontinua con punto.
- 10. Estructura perpendicular a la costa de los campos de temperatura (cuadros a, b y c) y velocidad paralela a la costa (cuadros d, e y f), observada (OBS) y modelada con el MB y el MBM durante el día 109. El intervalo de los contornos es 0.5°C para la temperatura y 10 cm/s para la velocidad. La línea discontinua indica velocidades negativas. C2, C3, C4 y C5 indican la posición de los anclajes y las cruces la posición de los correntímetros y los termistores.
- Igual que en la figura 10, pero para el día 130.
- 12. Igual que en la figura 10, pero para el día
 178.
 3

29

28

30

32

34

Figura

- 13. Series de tiempo de temperatura (a) y velocidades perpendicular (b) y paralela a la costa (c) a una profundidad de 10 metros en la plataforma media (en 90 metros de agua). En cada gráfica la línea gruesa corresponde a las observaciones, la línea discontinua a lo obtenido con el MB y la delgada es el resultado del MBM. Para gráficas generar estas se utilizaron promedios diarios y en el caso de la velocidad se quitó la media.
- Contornos de desviación estándar 14. de temperatura para las observaciones (OBS) y para las modelaciones de MB y MBM durante los 101 días de simulación. C2. C3. C4 y C5 indican la posición de los anclajes y las la indican posición de 105 cruces correntímetros. El intervalo los de contornos es 0.1 °C.
- 15. Contornos de coeficientes de correlación de temperatura entre las observaciones y las modelaciones del MB y el MBM. C2, C3, C4 y C5 indican la posición de los anclajes y las cruces la posición de los correntímetros. El intervalo de los contornos es 0.1.
- 16. Igual que la figura 14, sólo que para la velocidad perpendicular a la costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie la desviación estándar representan a en dichas posiciones. El intervalo de los contornos es de 0.5 cm/s.

Página

37

40

41

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura

- 17. Igual que la figura 15, sólo que para la velocidad perpendicular a la costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie representan los coeficientes de a correlación en dichas posiciones. FI intervalo de los contornos es 0.1.
- 18. Igual que la figura 14, sólo que para la velocidad paralela a la costa; además aquí se agrega el modelo de OAC. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie representan la desviación estándar en dichos anclajes. El intervalo de los contornos es 1.0 cm/s.
- 19. Igual la figura 15, sólo que para que velocidad paralela a la costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie representan a los coeficientes de correlación en dichas posiciones. Las líneas discontinuas son valores negativos. El intervalo de los contornos es 0.1.
- 20. Series de tiempo de velocidad paralela a la costa en tres diferentes puntos de la plataforma continental: C2 a 20 metros (a), C3 a 55 m (b) y C5 a 20 m (c). En cada gráfica la línea gruesa corresponde a las observaciones, la línea discontinua a lo obtenido con el modelo de OAC y la delgada es el resultado del MBM. Para generar estas gráficas se utilizaron promedios diarios y se resto la media. Las unidades son cm/s.

Página

46

47

49

Figura

21. Series de tiempo de la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (línea quebrada) en la boya superficial del anclaje C3 y de la integral (sobre toda la columna de agua) de la fuerza por unidad de volumen debida al gradiente de presión a lo largo de la costa en C3 (línea continua).

54

Página

LISTA DE TABLAS

Tabla

- I. Estadística de la temperatura observada y modelada con MB y MBM, en los anclajes de la línea central de CODE 2. CC y CR denotan a los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.
- II. Estadística de la velocidad perpendicular a la costa (cm/s) observada y modelada con MB y MBM en la línea central de CODE 2. DE, CC y CR representan a la desviación estándar y los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.
- III. Estadística de la velocidad paralela a la costa (cm/s) observada y modelada con MB, MBM y OAC en la línea central de CODE 2. DE, CC y CR representan a la desviación estándar y los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.

45

48

Página

LA INFLUENCIA DEL GRADIENTE DE PRESION A LO LARGO DE LA COSTA EN UN MODELO DE CIRCULACION SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

I. - INTRODUCCION.

viento es uno de los principales mecanismos de E) generación de corrientes sobre la plataforma continental. Uno de los estudios más completos sobre corrientes de baja frecuencia (períodos de unos 2 ó 3 días hasta unos 20 días) fueron los programas llamados CODE 1 y CODE 2 (de sus siglas en inglés). Estos programas se desarrollaron durante la primavera y el verano de 1981 y 1982 en una región sobre la plataforma continental en el norte de California aproximádamente 150 km al norte de la Cd. de San Francisco (ver figura 1), para investigar la respuesta de las aguas costeras a la acción de vientos fuertes (Beardsley y Lentz. 1987). Estos dos programas de observación han proporcionado una de las colecciones de datos más completas de las aguas sobre la plataforma continental. Las observaciones, que incluyen mediciones de viento, temperatura y corrientes, pueden ser de gran utilidad en la prueba y verificación de modelos numéricos de circulación costera.

Por otro lado, la teoría lineal de ondas atrapadas a la costa (OAC) es uno de los modelos que más ha contribuido a entender e interpretar corréctamente las oscilaciones de



Figura 1. Localización y batimetría de la región CODE. Los círculos negros representan la ubicación de los anclajes con correntímetros y boyas meteorológicas. Nótese la posición de los anclajes de la línea central de CODE 2, los cuales se identifican como C2, C3, C4 y C5. La profundidad de las isóbatas está dada en metros. Reproducido de Chen y Wang (1990).

nivel del mar y corrientes, de baja frecuencia sobre la plataforma continental. La teoría de OAC se ha extendido para estudiar movimientos forzados por el viento en un océano estratificado y con disipación mediante fricción en el fondo (Clarke y Van Gorder, 1986).

Chapman (1987), utilizando la teoría de OAC, modeló los de densidad y velocidad en la zona de los campos experimentos CODE. La comparación de los campos modelados con las observaciones, muestra buenos resultados al simular la velocidad paralela a la costa; sin embargo, la velocidad perpendicular a la costa y la temperatura no se comparan favoráblemente con las observaciones. En base a esto, es de esperarse que la velocidad perpendicular a la costa y el campo de temperatura sean afectados por procesos físicos que no han sido incluidos en el modelo de OAC [v. gr. frentes de surgencia, la capa de mezcla (Chapman, 1987) y la advección del campo de densidad (Send et al., 1987; Rudnick y Davis, 1988)].

Por otro lado, autores como Chen y Wang (1990), Mellor (1986) y Werner y Hickey (1983), han desarrollado modelos numéricos no lineales con los que se pueden estudiar los movimientos producidos por el viento sobre los márgenes continentales. Chen y Wang (en lo sucesivo CW) utilizaron un modelo no lineal en dos dimensiones (profundidad y distancia perpendicular a la costa) para simular las corrientes y la temperatura durante CODE 2, al comparar sus resultados con los datos, encuentran que su modelación de la velocidad

perpendicular a la costa y del campo de temperatura es mejor que en el caso de OAC; sin embargo, la simulación de la velocidad paralela a la costa no SA compara tan favorablemente con las observaciones. Los autores atribuyen este resultado negativo al carácter bidimensional del modelo y, en particular, a la ausencia del gradiente de presión a lo largo de la costa. Asimismo, Mellor (1986) utiliza un modelo no lineal en dos dimensiones para simular y analizar la circulación promedio en la costa de California. El autor forza su modelo con valores medios del esfuerzo del viento y del gradiente de presión a lo largo de la costa, los cuales son calculados a partir de datos climatológicos. Sus principales resultados indican la presencia de: (1) Un flujo ancho hacia el ecuador dentro del cual existe un chorro. (2) Una contracorriente (hacia el polo) subsuperficial. El trabajo de Werner y Hickey (1983) es muy similar al de Mellor (1986), sólo que en este último se considera que el gradiente de presión a lo largo de la costa tiene una componente barotrópica y una baroclínica mientras que Werner y Hickey consideran únicamente la componente barotrópica.

Las observaciones, los estudios lineales que utilizan la teoría de OAC y la simulación numérica de CW, parecen indicar que, tanto la dinámica de la capa de mezcla y los frentes de surgencia, como el gradiente de presión a lo largo de la costa, son dinámicamente importantes en la determinación de las corrientes y la temperatura en la zona de los experimentos CODE. El modelo de CW incluye los efectos de la capa de mezcla y de los frentes de surgencia, pero no incluye variaciones a lo largo de la costa. En este trabajo se calcula el gradiente de presión a lo largo de la costa utilizando el modelo de OAC y se incluye como un "forzamiento externo" en un modelo similar al de CW. Este modelo modificado se utiliza para simular las observaciones de la región CODE.

La idea básica consiste en calcular el gradiente de presión a lo largo de la costa utilizando la teoría de OAC y despúes incluirlo como un "forzamiento" adicional en el modelo bidimensional de CW. Una ventaja de incluirlo como un forzamiento calculado a partir de otro modelo, es que no es extender el modelo bidimensional necesario a tres dimensiones, lo cual representaría un esfuerzo considerable, tanto para extender el algoritmo como para lograr correrlo de las computadoras disponibles. Además, en alguna obteniendo el gradiente de presión a lo largo de la costa del modelo de OAC se evita tener que manejar las fronteras abiertas perpendiculares a la costa que tendrían que ser incluidas en un modelo de tres dimensiones.

El resto de este trabajo está organizado de la siguiente manera. En el segundo capítulo se presentan las ecuaciones que se resuelven en el modelo numérico, así como las condiciones de frontera a las que se sujetan estas capítulo ecuaciones. En el tercer se da una breve descripción del modelo de OAC y se explica la modificación realizada en el modelo numérico de CW. En el cuarto capítulo se comparan los resultados de los diferentes modelos y las

observaciones. En el quinto capítulo se discuten e interpretan los resultados. En el último capítulo se dan las conclusiones y se señalan las limitaciones de este trabajo. Algunos detalles del modelo numérico se presentan en el Apéndice.

II. - MODELOS DE CIRCULACION Y DE CAPA DE MEZCLA.

II.1.- Modelo de Circulación.

El modelo de Chen y Wang (1990) es uno de circulación de ecuaciones primitivas en dos dimensiones, acoplado con un modelo unidimensional (vertical) de la capa de mezcla. En este trabajo se utiliza un modelo muy similar al de CW y las ecuaciones que se resuelven en el modelo de circulación son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^{2}}{\partial x} + \frac{\partial (uw)}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_{o}} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_{H} \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_{V} \frac{\partial u}{\partial z} \right] , \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial (uv)}{\partial x} + \frac{\partial (vw)}{\partial z} + fu = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_{\rm H} \frac{\partial v}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_{\rm V} \frac{\partial v}{\partial z} \right] - \frac{1}{\rho_{\rm o}} \frac{\partial P_{\rm o}}{\partial y} , (2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho g = 0 , \qquad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 , \qquad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\mathsf{K}_{\mathsf{H}} \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\mathsf{K}_{\mathsf{V}} \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial I}{\partial z} , \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{\rm H} \frac{\partial S}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{\rm V} \frac{\partial S}{\partial z} \right] . \tag{6}$$

En estas ecuaciones x, y y z representan las coordenadas perpendicular y paralela a la costa y la coordenada vertical, respectivamente (ver figura 2), u, v y w son las

velocidades en las direcciones x, y y z, T es temperatura, S salinidad, ρ presión, ρ densidad, ρ_{ρ} es la densidad promedio (constante), f es el parámetro de Coriolis, t es tiempo, g es la aceleración debida a la gravedad, A y A, son los coeficientes de viscocidad turbulenta horizontal y vertical respectivamente, K y K son los coeficientes de difusión turbulenta horizontal y vertical, respectivamente; I es la radiación solar incidente dividida entre el calor específico, Cp, y ρ y $\partial P_0 / \partial y$ es el gradiente de presión a largo de la costa el cual se calcula en 10 forma independiente utilizando el modelo de OAC. En este trabajo $A_{\rm H}$ y K_H son constantes (5 x 10⁵ cm²/s), mientras que A_V y K, se obtienen de un submodelo de capa de mezcla (ver sección II.3). Los detalles de la parametrización de I pueden ser consultados en CW y Rosenfeld (1988).

Para resolver el sistema de ecuaciones anterior (1-6), se aproximan las derivadas espaciales mediante diferencias finitas centradas, las derivadas temporales con un salto de rana y la difusión se toma retrasada en el tiempo. Se utiliza una malla alternada y los modos externo e interno son tratados en forma separada. Los detalles de la separación en modos son tratados en el Apéndice. Para calcular la densidad (ρ) se utiliza la temperatura (T) y la salinidad (S) utilizando la formula de Fofonoff (1962).



Figura 2. Esquema de la plataforma continental y ejes coordenados utilizados en los modelos costeros.

II. 2. - Condiciones de Frontera.

El dominio del modelo es un plano vertical que se extiende desde la superficie hasta el fondo y desde la costa hasta 40 km. mar adentro, tal y como se muestra en la figura 3. Las condiciones de frontera son:

i) En la superficie (z = 0)

$$A_{v}\left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) = \left(\tau^{x}, \tau^{y}\right), \qquad (7)$$

$$\left(\begin{array}{c} \kappa_{v} \frac{\partial T}{\partial z} + I \\ \end{array}, \begin{array}{c} \kappa_{v} \frac{\partial S}{\partial z} \end{array} \right) = \left(\begin{array}{c} Q, \\ \end{array} \right) \quad (8)$$

Aquí, τ^{x} y τ^{y} son las componentes x y y del esfuerzo del viento dividido entre ρ_{o} , respectivamente, y Q es el flujo de calor neto sobre la superficie del océano dividido entre ρ_{o} Cp. Con las condiciones de frontera (7) y (8), se incorpora el forzamiento al modelo, esto es, tanto τ^{x} como τ^{y} y Q representan la entrada de energía en el modelo.



Figura 3. Condición inicial de temperatura y batimetría utilizadas en los modelos. Los escalones representan la batimetría que se utiliza en los modelos como una aproximación a la batimetría real (línea continua). El intervalo de los contornos es 0.5 °C.

11) En el fondo [z = -h(x)]

$$A_{V}\left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) = C_{D}\left(u_{B}^{2} + v_{B}^{2}\right)^{1/2}\left(u_{B}, v_{B}\right), \quad (9)$$

$$\left(\begin{array}{c} \mathsf{K}_{\mathbf{v}} \quad \frac{\partial T}{\partial z} + I \quad , \quad \mathsf{K}_{\mathbf{v}} \quad \frac{\partial \mathsf{S}}{\partial z} \end{array} \right) = \left(\begin{array}{c} \mathsf{O} \\ \mathsf{O} \end{array} \right) \quad . \tag{10}$$

Donde C es el coeficiente de arrastre que en este trabajo toma el valor de 3 x 10^{-9} y $u_{\rm B}$ y $v_{\rm B}$ son las velocidades evaluadas en el fondo. Con la condición de frontera (9) se incorpora la resistencia (fricción) impuesta por el fondo al flujo. La condición de frontera (10) asegura que no existirán flujos de calor ni sal a través del fondo.

iii) En la costa (x = 0)

$$\left(\begin{array}{c} u \\ H \end{array}\right) = \left(\begin{array}{c} 0 \\ 0 \end{array}\right) , \qquad (11)$$

$$K_{\rm H}\left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial S}{\partial x}\right) = \left(0, 0\right). \tag{12}$$

La ecuación (11) establece que no hay flujo de momento, mientras que la ecuación (12) garantiza que no hay flujos de calor ni sal a través de la costa. iv) En la frontera abierta (x = - 40 km)

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 , \qquad (13)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0 , \qquad (14)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(T - T_{l}, S - S_{l} \right) + \delta u \frac{\partial}{\partial x} \left(T, S \right) = \left(0, 0 \right) . \quad (15)$$

donde
$$\delta = \begin{cases} 0 & \text{si } u > 0 \quad (\text{hacia adentro}) \\ 1 & \text{si } u \le 0 \quad (\text{hacia afuera}) \end{cases}$$

 $T_l y S_l$ representan a la parte local de T y S, se calculan en la frontera utilizando una versión unidimensional del modelo de circulación. Por ejemplo T_l cumple con la siguiente ecuación unidimensional

$$\frac{\partial T_{l}}{\partial t} + w \frac{\partial T_{l}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{v} \frac{\partial T_{l}}{\partial z} \right) + \frac{\partial I}{\partial z} . \qquad (16)$$

La ecuación (15) establece que las variaciones de temperatura y salinidad en la frontera abierta son debidas a los cambios locales (T_l , S_l) y a la advección en la dirección x cuando el flujo es hacia afuera del dominio. Cuando el flujo es hacia la costa, únicamente se consideran cambios locales de temperatura y salinidad ya que los términos de advección ($u \ \partial T / \partial x \ y \ u \ \partial S / \partial x$) se discretizan con un esquema corriente arriba modificado (Smolarkiewicz, 1983). Este equema, como su nombre lo indica, utiliza puntos de la malla corriente arriba y para la frontera abierta esta requeriría valores fuera del dominio cuando u > 0.

Finalmente, en la frontera abierta los términos no lineales de las ecuaciones de momento se fijan a cero.

II.3. - Modelo de Capa de Mezcla.

En el submodelo de capa de mezcla (que se acopla al modelo de circulación) se resuelven las ecuaciones horizontales de momento en la vertical:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = \frac{\partial}{\partial z} \left(- \overline{w' u'} + v \frac{\partial u}{\partial z} \right) - D u , \qquad (17)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = \frac{\partial}{\partial z} \left(- \overline{w' v'} + v \frac{\partial v}{\partial z} \right) - D v . \qquad (18)$$

En estas ecuaciones ν es un valor mínimo de la viscocidad [ver abajo ec. (21) e inciso (b)], D es un factor de amortiguamiento, necesario para amortiguar corrientes inerciales (en la obtención de los resultados presentados en el capítulo IV se utilizó $\nu = 0.2 \text{ cm}^2/\text{s y D} = 0.1\text{f}$). Los términos $-\overline{w} u'$, $-\overline{w'} v'$ son los esfuerzos turbulentos de Reynolds, los cuales fueron parametrizados utilizando las siguientes expresiones (Mellor y Yamada, 1974):

$$\left(\overline{w' u'}, \overline{w' v'}\right) = -\ell q S_{M} \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right)$$
(19)

donde ℓ es la escala de longitud de la capa de mezcla, q es la raíz cuadrada de dos veces la energía cinética turbulenta y S es una funcion del número de Richardson (*R*i) en su forma de gradiente:

$$Ri = \frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{-1}$$
(20)

Para poder cerrar el problema, S_{M} , q y ℓ se calculan utilizando el modelo de cerradura de turbulencia de Nivel II de Mellor y Yamada (1974) [ver también Mellor y Durbin (1975) y Chen et al. (1988)]. Por lo tanto,

$$\left(A_{V}, K_{V} \right) = \left(l q S_{M} + \nu, l q S_{H} + \nu \right)$$
 (21)

donde S es función de Ri, la cual se calcula con el modelo H de cerradura de turbulencia mencionado anteriormente. El propósito de este submodelo es proveer al modelo de circulación los coeficientes verticales turbulentos de viscocidad (A_v) y difusión (K_v), que reflejan la estructura vertical de la capa de mezcla, la cual se ve modificada por los procesos advectivos (de suma importancia en una región de surgencias) a través de los cambios que estos últimos producen sobre la densidad. Las características principales de este submodelo son:

a) Las velocidades horizontales, $u \neq v$, son independientes de las velocidades del modelo de circulación. En la capa de mezcla superficial los cortes verticales que favorecen la turbulencia principalmente se deben a corrientes de Ekman e inerciales y no a la circulación de frecuencia más baja (CW).

b) La estratificación inhibe la turbulencia (S = S = 0 si Ri \ge 0.23) y en este caso A = K = ν [ver ec. (21)].

c) La raíz cuadrada de dos veces la energía cinética turbulenta, q, es calculada utilizando una versión simplificada de la ecuación de energía cinética turbulenta (Mellor y Yamada, 1974 y Mellor y Durbin, 1975).

d) La escala de longitud, l, es determinada de acuerdo a la distribución vertical de q.

II.4. - Acoplamiento entre el modelo de Circulación y el modelo de Capa de Mezcla.

El acoplamiento entre el modelo de circulación y el modelo de capa de mezcla se lleva acabo de la siguiente manera: El modelo de circulación proporciona la densidad (ρ) al modelo de capa de mezcla para el cálculo de Ri, el modelo de capa de mezcla proporciona A y K al modelo de circulación. En la figura 4 se presenta un esquema del acoplamiento entre los dos modelos.

El acoplamiento de los 2 modelos se basa en que el campo de densidad es significativamente afectado por advección vertical y horizontal (presentes en el modelo de circulación), más sin embargo, las corrientes que contribuyen significativamente a la turbulencia son de Ekman e inerciales [ver inciso (a) de la sección anterior] para las cuales la advección no es muy importante.

Una de las ventajas de este acoplamiento es que para el modelo de capa de mezcla se puede utilizar una resolución vertical más fina que la utilizada en el modelo de circulación ($\Delta z = 5$ m cerca de la superficie y $\Delta z = 180$ m en las capas profundas).

ACOPLAMIENTO ENTRE EL MODELO DE CIRCULACIÓN Y EL MODELO DE CAPA DE MEZCLA



Figura 4. Esquema del acoplamiento entre el modelo de circulación y el modelo de capa de mezcla.

III. - MODELO DE ONDAS ATRAPADAS A LA COSTA.

III.1. - Descripción del Modelo.

El término del gradiente de presión a lo largo de la costa $\partial P_0/\partial y$ se calculó utilizando el modelo de OAC. Una descripción detallada de este modelo se puede encontrar en Clarke y Van Gorder (1986) y Chapman (1987), aquí únicamente resumiremos las características más importantes. En el modelo de OAC se hace la suposición de escalas largas a lo largo de la costa $(\partial/\partial y \langle \langle \partial/\partial x \rangle)$, y se considera una línea de costa recta, pero se permiten variaciones de la batimetría a lo largo de la costa y/o orientación de la línea de costa, siempre y cuando estas variaciones sean mucho más lentas que las variaciones en la dirección perpendicular (Gill y Schumann, 1974). Bajo las consideraciones anteriores las ecuaciones de movimiento linealizadas para un océano continuamente estratificado se resuelven expandiendo la perturbación de la presión de la siguiente manera:

$$P_{o}(x,y,z,t) = \sum_{n=0}^{N} F_{n}(x,z) \phi_{n}(y,t).$$
(22)

Aquí $F_{n}(x,z)$ representa la estructura modal de ondas libres, la cual solo varía en las direcciones perpendicular a la costa (x) y vertical (z) y es solución de un problema bidimensional de eigenvalores. Las variaciones de la batimetría a lo largo de la costa se introducen al calcular las funciones $F_n(x,z)$ para un número reducido, pero representativo, de secciones batimétricas. Las funciones $\phi_n(y,t)$ representan la amplitud modal, la cual tiene variaciones en la dirección paralela a la costa (y) y en el tiempo (t) y satisface el siguiente conjunto acoplado de ecuaciones de onda forzadas por el esfuerzo del viento

$$\frac{\partial \phi_n}{\partial y} - \frac{1}{c_n} \frac{\partial \phi_n}{\partial t} + a_n \phi_n + \sum_{\substack{n=0\\m \neq n}}^{N} a_{nm} \phi_m = b_n^{\gamma} \tau(y,t). \quad (23)$$

$$n = 1, 2, ..., N$$

Para cada uno de los n modos, b_n representa el coeficiente de acoplamiento del viento, a_{nn} es el coeficiente de fricción (para el modo n), a_{nm} es el coeficiente de acoplamiento friccional entre el modo n y m y c_es la velocidad de fase de las ondas largas.

Para obtener a $\phi_n(y,t)$ se integró (23) desde un punto cerca de Punta Concepción (ver recuadro superior en la Fig. 1) ubicado a unos 500 km al sur de la línea central de CODE 2. La integración se realizó utilizando la condición de frontera $\phi = 0$ (P = 0) en y = 0. Esta condición es equivalente a decir que las señales generadas al sur de y = 0, no alcanzan la región CODE, lo cual se hace por necesidad, aunque se puede atribuir al cambio abrupto que sufre la línea de costa justamente al sur de Punta Concepción y/o a que las señales generadas al sur de y = 0son disipadas por fricción antes de llegar a la región CODE. Chapman (1987) obtuvo esencialmente los mismos resultados tomando y = 0 en San Diego y en Pta. Concepción.

III.2. - Modificación del modelo numérico.

El $\partial P_0 / \partial y$ se calculó utilizando 4 términos (N = 3) en la ecuación (22) ya que los modos de orden más bajo son los que más contribuyen a la solución (Gill y Schumann, 1974) y son los menos afectados por fricción (Clarke y Van Gorder, 1986). Las funciones $F_n(x,z)$ se calcularon en cinco secciones representativas a lo largo de la costa con la primera localizada en y = 0 (Pta. Concepción) y la última en la región CODE. La estratificación utilizada en el cálculo de las $F_n(x,z)$ fue la de la región CODE para las cinco secciones consideradas.

Las amplitudes modales, $\phi_n(y,t)$, se obtuvieron integrando (23) con el algoritmo descrito por Clarke y Van Gorder (1986) y se utilizaron 8 estaciones de viento entre y = 0 y la región CODE. La solución para Po se obtuvo utilizando (22) y $\partial Po/\partial y$ se obtuvo utilizando (23) para evitar tener que calcular diferencias finitas a lo largo de la costa (Chapman, 1987). Finalmente, el $\partial Po/\partial y$ se interpoló linealmente de la malla de OAC a la malla del modelo numérico para incluirlo como un forzamiento externo.

Para incluir el $\partial P_0 / \partial y$ en la parte barotrópica de la ecuación (2) se integró verticalmente, tal y como se

describe en el Apéndice (ver ec. A4). Para introducirlo en la parte baroclínica, se incluyó en cada punto de la malla del modelo, tal y como se presenta en la ecuación (2). En el apéndice se dan algunos detalles acerca de las ecuaciones barotrópicas y baroclínicas del modelo.

En la figura 5 se presenta el gradiente de presión a lo largo de la costa promediado durante los 101 días de modelación. Nótese que el $\partial Po/\partial y$ es máximo en la costa y disminuye hacia regiones más profundas de acuerdo con el modelo de OAC. En la figura 5 también se puede notar que la señal es barotrópica en la costa y se va haciendo más baroclínica conforme se aleja de la costa y hacia el fondo.



Figura 5. Gradiente de presión a lo largo de la costa promediado durante los 101 días de modelación. Este campo se obtuvo con el modelo de OAC. Las unidades son 10⁶ Nm³ y el intervalo de los contornos es 20.
IV. - RESULTADOS.

IV.1.- Características de las corridas.

En la primera parte de este capítulo se describen brévemente las características de las simulaciones numéricas. En la segunda parte se muestran los resultados de los modelos y la comparación con observaciones.

El modelo modificado (que incluye el $\partial Po/\partial y$) y el puramente bidimensional fueron utilizados para simular los campos de temperatura y velocidad en la región de los experimentos CODE. Las modelaciones cubren un período de 101 días del 13 de Abril (día juliano 103) al 22 de Julio de 1982 (día juliano 203). En la figura 3 se muestra la condición inicial de temperatura y la batimetría utilizadas en los modelos, junto con la batimetría real de la región CODE. Los modelos fueron inicializados desde el reposo. Los valores de temperatura del agua utilizados en la condición fueron obtenidos interpolando linealmente inicial las observaciones de los anclajes de la línea central de CODE 2 (figura 1) a la malla de los modelos durante el día 13 de Abril de 1982 a las 00:00 horas del tiempo local. En la figura 6 se presenta una serie de tiempo del esfuerzo del viento y otra más del flujo de calor neto sobre la superficie del océano en la boya superficial del anclaje C3. Estas series, junto con series de esfuerzo del viento en C2, C4 y C5 fueron utilizadas para forzar el modelo. El viento en la región CODE es sumamente coherente (Winant et al.,



Tiempo (día juliano)

Figura 6. Series de tiempo del esfuerzo del viento (a) y flujo de calor neto sobre la superficie del océano (b), en la boya superficial del anclaje **C3** de la línea La dirección central de CODE 2. hacia arriba corresponde a 317º medidos a partir del Norte. Esta dirección corresponde a la orientación local de la costa. 1987), por lo que las series del esfuerzo del viento en C2, C4 y C5 son muy similares a la de C3.

IV.2. - Resultados.

En los resultados presentados en esta sección se han utilizado promedios diarios, tanto de los campos modelados como de las observaciones. La presentación de los resultados se centra en comparar los campos obtenidos con el modelo puramente bidimensional y con el modelo modificado que incluye el $\partial Po/\partial y$, asi como la comparación de los modelos con observaciones.

IV.2.1. - Campos medios.

En las figuras 7, 8 y 9 se presentan perfiles verticales promedio de los campos de temperatura y velocidad perpendicular y paralela a la costa en las posiciones de los anclajes donde se realizaron observaciones. En estas figuras se muestran perfiles verticales con línea continua para las observaciones, con línea discontinua para el modelo bidimensional (en lo sucesivo MB) y con línea punteada para el modelo bidimensional modificado (en lo sucesivo MBM). Para el caso de la velocidad paralela a la costa (Fig. 9), también se presentan los resultados del modelo de OAC (línea quebrada con trazo grande y punto). Los resultados de OAC no se presentan ni para la temperatura ni para la velocidad

perpendicular a la costa, ya que la modelación de OAC para estos campos es sumamente pobre (Chapman, 1987).

En la figura 7 se aprecia que los resultados del MB y el MBM para la temperatura son prácticamente idénticos y ambos modelos subestiman las observaciones, sobre todo cerca de la superficie. Por otro lado, de la figura 8 se aprecia que la magnitud del campo promedio de velocidad perpendicular a la costa disminuye ligeramente en el MBM en C2, C3 y C4 y dicha disminución es más significativa cerca del fondo en los anclajes C3 y C4. La disminución de la magnitud de u hace que el MBM esté más de acuerdo con los perfiles promedio observados, sobre todo en C3. Chen y Wang (1990) señalan que las magnitudes relativamente altas de las velocidades perpendiculares a la costa cerca del fondo, se deben al carácter bidimensional del modelo y, en particular, a la carencia del gradiente de presión a lo largo de la costa.

En la figura 9 vemos que el MBM presenta perfiles promedio de velocidad paralela la a costa. significativamente menores que el MB y que están más cercanos a los perfiles observados. Nótese que a pesar de esto, el efecto del $\partial P_{o}/\partial y$ no ha sido suficiente para reproducir los perfiles promedio observados y en particular no se reproducen las velocidades positivas (hacia el polo) observaciones presentes en las de C2 Y aguas subsuperficiales en C5. Por lo que respecta al perfil promedio de velocidad paralela a la costa modelada con OAC



Figura 7. Perfiles verticales promedio de temperatura en los cuatro anclajes de la línea central de CODE 2. En cada gráfica la línea continua corresponde a las observaciones, la línea punteada a lo obtenido con el MBM y la discontínua es el resultado del MB.



Figura 8. Igual que la figura 7, pero para la velocidad perpendicular a la costa.



Figura 9. Igual que en la figura 7, pero para la velocidad paralela a la costa. En esta figura se incluyen también los perfiles del modelo de OAC mediante la línea discontinua con punto.

éste es prácticamente constante y no refleja la estructura vertical de la velocidad promedio observada.

IV. 2.2. - Descripción de algunos días típicos.

En la figura 6 se observa que el esfuerzo del viento presenta una magnitud fuerte y una dirección predominante hacía el sureste (aproximadamente paralelo a la costa), lo cual favorece las surgencias. Sin embargo, estos períodos de viento fuerte son interrumpidos ocasionalmente por períodos de relajación durante los cuales el viento es débil y, en ocasiones, alcanza a cambiar de dirección. Debido a estas características del viento es conveniente analizar las modelaciones durante días particulares. Para ello hemos escogido los días julianos 109, 130 y 178, siendo los dos primeros de viento fuerte y el tercero hacia el final de un de relajación. Los modelados período campos y las observaciones de la velocidad paralela a la costa y la temperatura durante los días 109, 130 y 178, se presentan en las figuras 10, 11 y 12, respectivamente.

De la figura 10a se aprecia que a la mitad del primer evento de viento fuerte de la temporada (durante el día 109) el océano está bién estratificado cerca de la costa y la estratificación disminuye hacia la plataforma media, además las isotermas presentan una inclinación típica de surgencias. Algo también notable es la presencia de un frente superficial alrededor de la plataforma media



Figura 10. Estructura perpendicular a la costa de los campos de temperatura (cuadros a, b y c) y velocidad paralela a la costa (cuadros d, e y f), observada (OBS) y modelada con el MB y el MBM durante el día 109. El intervalo de los contornos es de 0.5°C para la temperatura y de 10 cm/s para la velocidad. La línea discontinua indica velocidades negativas. C2, C3, C4 y C5 indican la posición de los anclajes y las cruces la posición de los correntímetros y los termistores.

(aproximadamente a 10 km de la costa) y el consecuente chorro hacia el ecuador, el cual se ubica mar adentro respecto del frente (ver Fig. 10d). Comparando la modelación del MB y MBM durante este día notamos que no existe una marcada diferencia en la estructura de v y T (ver figuras 10b, 10c, 10e y 10f) excepto que en el MBM se presenta una disminución en la magnitud de la velocidad (ver figuras 10e y 10f) y una tendencia a generar el flujo hacia el polo cerca de la costa (nótese el contorno cero en la costa y cerca del fondo). Por lo que respecta a la temperatura, los 2 modelos reproducen cualitativamente la estructura del campo observado.

Analizando la respuesta del océano a la acción de los vientos durante el día 130 (figura 11) se aprecia que el frente se ha extendido por la columna de agua hasta una profundidad de aproximadamente 60 metros en el MBM y en las observaciones y hasta unos 80 metros en el MB y que se ha movido hacia la plataforma media y el talud, dejando atrás una zona homogénea (ver figuras 11a-11c). Nótese que el desplazamiento del frente y la extensión de la zona homogénea es mayor en el MB que en el MBM. Relacionado con el frente aparece un chorro hacia el ecuador centrado aproximadamente a los 8 km en las observaciones, en los 10 km en el MBM y no tiene una posición definida en el MB (ver 11d-11f). Algo también notable es figuras que las modelaciones no han podido reproducir el flujo subsuperficial hacia el polo presente en el anclaje C5 de las observaciones (Fig. 11d).





El día 178 se encuentra cerca de la culminación de un período largo de relajación caracterizado por vientos débiles hacia el noreste (ver Fig. 6) que no son favorables a las surgencias. Durante ese día, sobresale el aumento general de temperatura y la marcada estratificación (ver Fig. 12a), producto de la ausencia de surgencia y el flujo de calor que superficial permanece aproximadamente constante. Por otro lado se aprecia que, tanto en las observaciones como en las modelaciones, v es débil y bastante barotrópica (ver figuras 12d-12f). En general. podemos afirmar que durante el día 178 las modelaciones reproducen cualitativamente bien las observaciones. exceptuando la región cerca de la frontera abierta donde los modelos sobrestiman las corrientes observadas. Algo también notable durante este evento es que el flujo costero hacia el polo modelado con MB es de mayor magnitud que el del MBM (ver figuras 12e y 12f).

IV.2.3. - Fluctuaciones.

Para tener una idea de las fluctuaciones modeladas, en la figura 13 se presentan series de tiempo típicas de los campos de temperatura y velocidad (modeladas y observadas). Estas series corresponden a un punto ubicado a una profundidad de 10 metros en la plataforma media (en 90 metros de agua). Durante algunos períodos de la simulación, la temperatura modelada con el MBM es ligéramente mayor que la temperatura modelada con el MB y durante aproximadamente







Figura 13. Series de tiempo de temperatura (a) y velocidades perpendicular (b) y paralela a (en 90 MBM. Para generar estas gráficas se utilizaron promedios diarios y en el caso de metros de agua). En cada gráfica la línea gruesa corresponde a las observaciones, la línea discontinua a lo obtenido con el MB y la delgada es el resultado del media la costa (c) a una profundidad de 10 metros en la plataforma a velocidad se quitó la media. los últimos 50 días, las dos modelaciones subestiman las observaciones. Es durante este período cuando las relajaciones más prolongadas del viento (ver Fig. 6) permiten que la temperatura aumente apreciablemente (Send et al., 1987). Nótese también que las modelaciones subestiman el enfriamiento inicial que sufre el agua alrededor del día 108.

En la figura 13 se aprecia que prácticamente no existe diferencia entre la velocidad perpendicular a la costa modelada con el MBM y el MB y que las dos modelaciones se alejan significativamente de las observaciones durante los eventos más fuertes como los que ocurren alrededor de los días 133 y 182. Para el caso de la velocidad paralela a la costa (v), las series de tiempo del MB y el MBM también son bastantes similares, (ver Fig. 13c). Sin embargo, existen ciertos períodos, como los de alrededor de los días 112 y 179, cuando el MBM presenta velocidades de menor magnitud que tienden a estar más de acuerdo con las observaciones.

Para hacer una comparación cuantitativa de los campos modelados y observados se hicieron cálculos de desviación estándar (DE) y coeficientes de regresión (CR) y correlación (CC), tanto para las observaciones como para las modelaciones con el MB, el MBM y, para el caso de la velocidad paralela a la costa, también se hicieron cálculos con el modelo de OAC. Para estos cálculos estadísticos se utilizaron todos los puntos de los cuatro diferentes anclajes de la línea central de CODE 2. Los valores resultantes se presentan en las figuras 14-19 y en las tablas I-III.

La Desviación Estándar se utiliza como una medida de las fluctuaciones de los diferentes campos. Los Coeficientes de Correlación como un indicador de la similitud entre los distintos campos; dichos coeficientes son significativos con un 95% de confianza sin son mayores que 0.43, para el caso de la temperatura, 0.22 para el caso de u y 0.33 para v. Los Coeficientes de Regresión para estimar si los modelos subestiman (CR > 1) ó sobreestiman (CR < 1) a las observaciones.

En la figura 14 se presentan contornos de DE de temperatura observada y modelada con el MB y el MBM. De dicha figura se aprecia que los dos modelos son muy similares y que ambos tienen una estructura cualitativamente similar a la observada a excepción de la zona cerca de la superficie y la costa donde los modelos subestiman la amplitud de las fluctuaciones. Por otro lado, de la figura 15 y de la tabla I se puede ver que los CC del MB y el MBM son muy parecidos, siendo estos últimos ligeramente menores, sobre todo cerca del fondo. También se ve que los CC son, en general, altos en las capas superficiales y que disminuyen hacia el fondo. Además, de la tabla I se advierte que los CR son más próximos a uno cerca de la superficie, que disminuyen hacia el fondo y que la tendencia general es a sobreestimar las fluctuaciones observadas.













Tabla I. Estadística de la temperatura observada y modelada con MB yMBM, en los anclajes de la línea central de CODE 2. CC y CR denotana los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.

Anclaje	Prof	C	C	CR						
		MB	MBM	MB	MBM					
C2	0	0.82	0.81	1.0	1.0					
C2	10	0.74	0.72	0.8	0.8					
C2	20	0.62	0.60	0.6	0.6					
C2	35	0.59	0.56	0.6	0.5					
C2	53	0.47	0.43	0.5	0.4					
C3	0	0.81	0.79	1.0	1.0					
C3	10	0.72	0.69	0.7	0.7					
C3	20	0.59	0.55	0.5	0.5					
C3	35	0.55	0.48	0.4	0.4					
C3	53	0.49	0.41	0.5	0.4					
C3	70	0.35	0.26	0.4	0.3					
C3	83	0.23	0.14	0.3	0.2					
C4	0	0.66	0.63	0.7	0.7					
C4	10	0.51	0.47	0.6	0.5					
C4	20	0.48	0.43	0.4	0.4					
C4	35	0.52	0.46	0.4	0.3					
C4	55	0.49	0.43	0.4	0.3					
C4	70	0.43	0.37	0.3	0.3					
C4	90	0.32	0.25	0.3	0.2					
C4	110	0.23	0.16	0.3	0.2					
C4	121	0.17	0.14	0.2	0.2					
C5	0	0.54	0.53	0.5	0.5					
C5	20	0.27	0.26	0.3	0.3					
C5	35	0.62	0.60	0.4	0.4					
C5	55	0.77	0.75	0.5	0.5					
C5	70	0.68	0.67	0.4	0.4					
C5	90	0.30	0.30	0.2	0.2					
C5	110	-0.05	-0.04	0.0	0.0					
C5	150	-0.04	-0.03	-0.1	0.0					
C5	250	-0.18	-0.28	-1.2	-1.7					
C5	350	0.42	0.37	10.97	7.2					

De la figura 16 y la tabla II se puede notar que las DE de la velocidad perpendicular a la costa del MBM son menores que las del MB. siendo las diferencias pequeñas cerca de la superficie y más significativas cerca del fondo. Comparando con las observaciones se advierte que las DE modeladas con el MB y el MBM son menores cerca de la superficie y a la mitad de la columna, pero mayores cerca del fondo y la tendencia del MBM cerca del fondo es a coincidir mejor con las observaciones comparado con el MB. Además, las DE de los modelos son pequeñas a la mitad de la columna de agua, indicando una posible circulación concentrada cerca de la superficie y en el fondo, que no parece ser el caso para las observaciones. Por otro lado, de la figura 17 y de la tabla II se aprecia que los CC son similares entre los dos modelos, pero los del MBM son un poco menores en la mayoría de los casos, excepto, cerca del fondo en C3. También es claro que los CC son más significativos cerca de la superficie pero decrecen hacia el fondo. Por otra parte los CR muestran que los dos modelos tienden a sobreestimar las fluctuaciones observadas.

De la figura 18 y la tabla III se puede notar que la DE de la velocidad paralela a la costa del MBM y, en general las modeladas, son significativamente menores que las observadas. Por otro lado, de la figura 19 y de la tabla III se aprecia que los CC del MB y el MBM son parecidos cerca de la superficie y que hay una mejoría notable del MBM cerca del fondo. Por lo que respecta a los CR, estos son cercanos a uno para los dos modelos, pero el MBM, tiende a subestimar



costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie representan a la desviación estándar en dichas posiciones. velocidad perpendicular a la El intervalo de los contornos es de 0.5 cm/s. Figura 16. Igual que la figura 14, sólo que para la

Tabla II. Estadística de la velocidad perpendicular a la costa observada y modelada con el MB y el MBM en la línea central de CODE 2. DE, CC y CR representan a la desviación estándar y los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.

CR	MBM	0.4	0.8	0.0	1.2	1.0	1.1	-0.3	0.3	0.2	1.2	1.4	1.1	0.0	1.7	1.8	0.4	0.1	0.9	-0.2	-2.1	0.1	0.3	-0.9	0.3	-3.7	1.7
	MB	0.4 0.8	1.2	0.0	1.0	0.9	1.3	0.2	0.2	0.1	1.1	1.2	1.3	1.6	1.5	1.4	0.2	0.0	0.9	0.3	-1.6	-2.0	-1.0	-1.3	0.2	-2.0	1.5
S	MBM	0.50 0.31	0.20	0.07	0.67	0.43	0.37	-0.07	0.25	0.38	0.51	0.46	0.20	0.00	0.25	0.24	0.14	0.09	0.27	-0.02	-0.15	0.01	0.03	-0.07	0.02	-0.31	0.18
	MB	0.49 0.39	0.28	0.05	0.65	0.47	0.49	0.06	0.22	0.27	0.52	0.47	0.26	0.26	0:30	0.25	0.09	-0.03	0.27	0.05	-0.16	-0.17	-0.09	-0.10	0.02	-0.19	0.20
	5																										
	MBI	3.5 2.1	0.8	1.6	4.3	2.9	1.3	0.7	1.7	3.9	4.3	2.4	1.1	0.6	0.6	0.5	1.1	2.6	3.2	1.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2
DE	MB	3.7 2.3	0.7	1.7	5.0	3.5	1.6	0.8	2.0	5.3	4.7	2.7	1.2	0.8	0.9	0.7	1.6	4.1	3.4	1.6	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
	OBS	2.8 4.7	3.2	1.0	7.8	6.3	4.2	3.0	1.8	1.8	10.1	7.1	6.1	4.8	4.4	4.0	3.3	3.2	11.0	9.5	6.8	5.7	4.6	5.2	4.5	3.4	2.1
Prof		10 20	35	ß	10	20	35	53	70	SS	10	20	35	55	70	06	110	121	20	35	55	70	06	110	150	250	350
Anclaje		88	8	8	ខ	ខ	ខ	ខ	8 8	ខ	2	8	2	2	2	8	2	2	C5	C5	C2	C5	C5	S	C5	C5	C5





a la costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros Figura 17. Igual que para la figura 15, sólo que para la velocidad perpendicular cercanos a la superficle representan a los coeficientes de correlación en dichas posiciones. El intervalo de los contornos es 0.1.



Figura 18. Igual que la figura 14, sólo que para la velocidad paralela a la costa; además aquí se agrega el modelo de OAC. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie representan la desviación estándar en dichas posiciones. El intervalo de los contornos es 1.0 cm/s.

Tabla III. Estadística de la velocidad paralela a la costa observada y modelada con MB, MBM y OAC en la línea central de CODE 2. DE, CC y CR representan a la desviación estándar y los coeficientes de correlación y regresión, respectivamente.

	OAC	1.6	1.4	0.7	0.4	2.2	2.3	1.6	1.4	1.3	1.1	1.9	1.8	1.5	1.4	1.0	1.3	1.0	1.2	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8	0.7
CR	MBM	1.3	1.5	1.4	1.1	1.2	1. 51	1.4	1.4	1.6	1.9	1.4	1.5	1.3	1.4	1.3	1.3	1.0	1.7	1.0	0.0	0.5	0.3	0.0	-0.1	-0.6	-13	-0.8
	MB	1.1	1.1	0.7	0.5	1.0	1.1	0.9	0.9	0.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.9	0.9	0.7	0.5	0.2	0.0	-0.1	-0.3	-0.6	-0.5
CC	OAC	0.79	0.67	0.50	0.40	0.80	0.81	0.77	0.75	0.75	0.77	0.64	0.68	0.72	0.76	0.78	0.83	0.76	0.83	0.20	0.21	0.23	0.27	0.27	0.31	0.25	0.19	0.28
	MBM	0.64	0.51	0.50	0.57	0.69	0.68	0.72	0.73	0.76	0.76	0.74	0.74	0.76	0.76	0.75	0.75	0.60	0.64	0.66	0.60	0.42	0.23	0.02	-0.09	-0.28	-0.51	-0.39
	MB	0.65	0.49	0.38	0.36	0.66	0.65	0.65	0.64	0.63	0.61	0.76	0.76	0.74	0.72	0.71	0.69	0.48	0.56	0.66	0.60	0.42	0.24	0.04	-0.05	-0.21	-0.36	-0.34
	OAC	9.1	9.1	9.1	9.1	8.5	8.5	8.5	8.6	8.6	8.7	7.2	7.2	7.3	7.3	7.4	7.4	7.5	7.4	3.9	3.0	3.8	3.6	3.4	3.2	2.8	2.2	2.3
	MBM	9.5	6.2	4.8	4.4	13.3	10.7	9.3	8.3	6.8	4.0	11.4	9.7	8.6	7.6	7.2	6.7	5.4	4.0	12.3	11.0	10.0	0.0	7.5	6.5	4.9	3.5	3.0
Δ	MB	11.3	8.2	7.0	6.5	16.4	14.0	12.7	11.7	9.7	6.9	16.1	14.3	13.3	12.4	11.9	10.8	8.5	6.5	14.2	12.8	11.9	11.1	0.0	8.9	7.0	5.2	4.1
	OBS	18.6	18.4	13.3	8.2	23.7	23.9	18.0	15.9	14.2	11.8	21.5	19.0	15.2	13.6	12.5	11.3	9.3	10.6	18.9	15.9	12.8	11.1	9.2	9.2	9.8	9.2	6.0
Prof		10	20	35	53	10	20	35	53	02	83	10	20	35	55	20	06	110	121	20	35	55	70	06	110	150	250	350
Anclaje		3	3	8	3	IJ	ខ	8	U	8	ឌ	2	2	8	2	2	8	8	5	S	S	S	S	S	S	CS CS	S	S

Distancia de la Costa (Km)



representan a los coeficientes de correlación en dichas posiciones. Las líneas discontinuas son valores negativos. El intervalo de los contornos Figura 19. Igual que la figura 15, sólo que para velocidad paralela a la costa. Los números sobre las posiciones de los correntímetros cercanos a la superficie es 0.1.

un poco más las fluctuaciones observadas. Comparando el MB y el MBM con OAC, se puede ver que las DE de OAC tienen una estructura marcádamente distinta a la de los modelos y a la de las observaciones (ver figura 18). La estructura de las fluctuaciones en el modelo de OAC es completamente barotrópica y decreciendo monotónicamente de la costa. En contraste, las fluctuaciones predichas por el MB y el MBM son mayores cerca de la superficie. Por lo que respecta a los CC de OAC, estos son mayores en C2 y C3 cerca de la superficie y en C4 a media agua y cerca del fondo, mientras que los del MB y el MBM son mayores en el resto de las posiciones, incluyendo las posiciones de C5 donde los CC son significativos. En general los CR de OAC son mayores y tienden a subestimar más las fluctuaciones que el MB y el MBM.

En la figura 20 se presentan series de tiempo de la velocidad paralela a la costa observadas y modeladas con el MBM y OAC en tres diferentes puntos de la plataforma continental (C2 a 20 metros, C3 a 55 m y C5 a 20 m). De las figuras 20a y 20b se puede apreciar que los dos modelos reproducen cualitativamente bien el comportamiento de las observadas, excepto durante series algunos eventos particulares de viento fuerte (v. gr. alrededor de los días 137 Y 157) cuando ambos modelos subestiman las observaciones. Es interesante notar que en C5 a 20 metros el MBM reproduce cualitativamente bien la tendencia presente en las observaciones mientras que los resultados de OAC son





sumamente pobres.

IV.2.4. - Comparación con los resultados de Chen y Wang (1990).

Como se mencionó en los capítulos I y II, los modelos utilizados en el presente trabajo (MB y MBM) están basados en el modelo bidimensional de CW, sin embargo el MB y el modelo de CW no son enteramente iguales. Las diferencias se deben, aparentemente, a las condiciones de frontera utilizadas en la frontera abierta (x = -40 km), no siendo muy claro cuales fueron las condiciones utilizadas por CW.

Los resultados reportados por CW son mejores que los reportados en este trabajo. Las medias y las desviaciones estándar de la modelación de las 3 variables son más parecidas a las observadas y, en general, las correlaciones y regresiones son mejores que las obtenidas en este trabajo. Sin embargo, el objetivo fundamental de este trabajo es analizar el papel que juega el $\partial Po/\partial y$ como un forzamiento externo obtenido del modelo de OAC e incorporado a un modelo numérico bidimensional de circulación. Dentro del contexto de este objetivo se presenta la discusión del siguiente capítulo.

Los resultados del capítulo anterior indican que la inclusión del $\partial P_0/\partial y$ provoca una disminución en la magnitud del campo medio y de las fluctuaciones de u y v. En el caso de u la disminución significativa se da únicamente cerca del fondo en los anclajes C3 y C4. Para entender esto es importante señalar que la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (τ^y) y la fuerza debida al gradiente de presión ($-\partial P_0/\partial y$) tienden a estar en oposición durante el período de la modelación (ver Fig. 21), tanto en la media como en las fluctuaciones. Nótese que el viento está muy polarizado en la dirección paralela a la costa (ver Fig. 6) y por tanto τ^y es la componente principal del esfuerzo del viento.

El efecto de la fuerza del gradiente de presión es contrarrestar el efecto de τ^{y} y esto provoca aceleraciones menores en la ecuación de momento a lo largo de la costa [Ec. (2)]. El balance entre τ^{y} y $-\partial Po/\partial y$ es particularmente fácil de visualizar en la ecuación de transporte a lo largo de la costa [Ec. (A4)]. En un modelo bidimensional el transporte perpendicular a la costa (U) es aproximadamente cero y la razón de fU a $\partial V/\partial t$ es del orden de $L^2/R_d^2 << 1$, donde L es el ancho de la plataforma continental y Rd = (gh)^{1/2}/f es el radio de deformación barotrópico. Omitiendo (por sencillez) los términos no lineales y la difusión horizontal, el balance en la ecuación (A4) está dado aproximadamente por



de la costa (línea quebrada) en la boya superficial del anclaje C3 y de Figura 21. Serles de tiempo de la componente del esfuerzo del viento a lo largo la Integral (sobre toda la columna de agua) del gradiente de presión a lo largo de la costa en C3 (línea continua).

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_{o}} \frac{\partial \rho_{o}}{\partial \gamma} + \frac{\tau^{y}}{\rho_{o}} - C_{D} \left| \frac{u}{2} \right| v_{B}, \qquad (24)$$

de donde se puede ver que el término proporcional a $\partial Po/\partial y$ tiende a reducir la magnitud de la aceleración y, por tanto, la magnitud del transporte ya que los modelos fueron inicializados a partir del reposo. Al reducirse la magnitud de las velocidades, el último término en (24) puede tender a contrarrestar la disminución de las aceleraciones provocada por el gradiente de presión, sin embargo no es de esperarse que el término de fricción tenga una magnitud comparable al del esfuerzo del viento en un régimen costero dominado por velocidades fluctuantes (Csanady, 1984).

En cuanto a la disminución de u cerca del fondo, ésta es consistente con la disminución del transporte perpendicular a la costa en la capa límite bentónica, como resultado directo de la disminución del esfuerzo paralelo a la costa en el fondo. Bajo condiciones estacionarias y para una capa límite pequeña comparada con la profundidad, el transporte (U_p) está dado por (Gill, 1982)

$$U_{\mathbf{B}} = -\frac{1}{f} C_{\mathbf{D}} \left| u_{\mathbf{B}} \right| \mathbf{v}_{\mathbf{B}} , \qquad (25)$$

donde el esfuerzo en el fondo ha sido parametrizado utilizando (9). Aunque (25) se obtiene bajo algunas simplificaciones, es interesante notar como explica la reducción del transporte y por tanto de la velocidad perpendicular a la costa cerca del fondo, como resultado de la disminución de v_{1} .

La inclusión del dPo/dy produjo un ligero aumento del orden de 0.1 a 0.2°C en la temperatura promedio. Sin embargo dicho aumento no fue suficiente para reproducir cuantitatívamente el campo promedio de temperatura observado (ver Fig. 7). Por lo que respecta a las fluctuaciones de temperatura, las series modeladas subestiman el calentamiento del océano durante los períodos de relajación de los vientos (ver Figs. 6 y 13a). Estas discrepancias entre los modelos y las observaciones podrían deberse a la ausencia de advección de calor a lo largo de la costa en los modelos. Send et al. (1987) atribuyen el calentamiento de las aguas superficiales (z < 30 m) durante los períodos de relajación a dos mecanismos: la radiación solar y la advección de agua caliente proveniente de una lengüeta costera de agua localizada a unos 100 km al sur de la región CODE. La presencia de agua caliente proveniente del sureste se presenta primero cerca de la costa y después se extiende hacia afuera. La advección de calor a lo largo de la costa es un mecanismo ausente en los modelos (no hay término v $\partial T/\partial y$ en la Ec. (5)] y esto podría ser la causa de subestimar la temperatura promedio y los calentamientos durante los períodos de relajación.

Para discutir los días presentados en la sección IV.2.2 es necesario describir algunos aspectos del régimen de surgencias en la costa nororiental del Océano Pacífico. En esta región la transición entre las condiciones de invierno y el régimen de surgencias característico de la primavera y el verano se da durante un período relativamente corto (~ 2 semanas) que algunos autores han denominado la transición de primavera (Huyer et al., 1979; Strub et al., 1987; Lentz, 1987). Durante 1982, la transición de primavera se inició alrededor del 15 de Abril (día juliano 105), con el evento de vientos fuertes favorables a las surgencias (ver Fig. 6), y se dió en 2 etapas separadas por un evento de relajación. En el campo de temperatura las 2 etapas de transición se manifestaron por una reducción general de la temperatura de unos 3°C en toda la columna de agua, seguido por una segunda etapa, después del evento de relajación, en la que se reduce el gradiente vertical de temperatura (Lentz, 1987).

Los campos de temperatura y velocidad paralela a la costa (v) de los 3 días presentados en el capítulo anterior (Figs. 10 a 12), corresponden a la primera etapa de la transición de primavera (día 109), a un evento de surgencias (día 130) y a un evento de relajación (día 178). Durante el día 109, los campos de temperatura simulados por el MB y por el MBM bastantes similares son Y ambos reproducen cualitativamente la estructura térmica de la primera etapa de la transición de primavera; existe una reducción general de la temperatura sobre la plataforma la pero estratificación sigue siendo relativamente fuerte como al inicio de la modelación (ver Fig. 3). En cuanto a v, el efecto del gradiente de presión $(\partial P \circ / \partial y)$ claramente a causado una reducción significativa de esta variable (20 cm/s en el chorro superficial y unos 10 cm/s en la costa).

Durante el día 130 dentro de un evento de surgencia fuerte, los 2 campos de temperatura modelados tienen una estructura similar pero existen diferencias cuantitativas significativas (ver figuras 11b y 11c). El frente de surgencias (isotermas de 8.5 y 9°C) es un poco más intenso en el MBM y está unos 10 km más cerca a la costa. Esta estructura del campo de temperatura del MBM está más de acuerdo con las observaciones y es consistente con la reducción de u cerca del fondo lo cual provoca un aporte menor de agua fría proveniente del fondo de la plataforma y el talud. La reducción de u cerca del fondo está acompañada de una disminución de la magnitud de u en el resto de la columna de agua, de tal forma que $U \approx 0$. Esta reducción es también consistente con el menor desplazamiento del frente de surgencias en el MBM.

Por lo que respecta a v, el MBM tiene una estructura más de acuerdo con las observaciones ya que presenta un chorro, aunque no muy bien definido, cerca del lugar donde se encuentra el chorro observado. A pesar de esta tendencia del MBM, las diferencias con respecto al campo de v observado son significativas. En particular no se desarrolla una corriente hacia el polo en la plataforma exterior y las velocidades cerca de la frontera abierta tienen magnitudes altas, lo cual sugiere que existen problemas con la condición de frontera abierta, y muy posiblemente eso esté impidiendo obtener campos simulados más realistas.

Durante el evento de relajación (día 178) los campos de temperatura modelados son muy similares entre si Y cualitativamente reproducen a las observaciones (ver figuras 12a-12c). Sin embargo, existen diferencias cuantitativas significativas pues la estratificación es más intensa en los campos modelados y está concentrada cerca de la superficie. Las causas de estas discrepancias pueden deberse a la ausencia de advección de calor a lo largo de la costa en el modelo, que es importante durante los eventos de relajación (Send et al., 1987). Sin la advección de calor, los únicos mecanismos de calentamiento presentes en el modelo son la radiación solar y la advección de calor en la dirección perpendicular a la costa. La radiación solar es importante en el balance de calor presente en las observaciones (Send et al., 1987) y en el modelo (CW); pero aparentemente la advección de calor en la dirección perpendicular a la costa no es muy importante en el balance de calor observado (Send et al., 1987). Los altos gradientes de temperatura cerca de la superficie en los campos modelados, también pueden deberse a que el modelo de capa de mezcla esté subestimando la mezcla vertical durante los eventos de relajación.

Para el campo de v, los 2 modelos reproducen la estructura barotrópica de las observaciones, pero por lo demás las discrepancias son significativas (ver figuras 12d-12f). El MB tiende a reproducir un poco mejor la estructura observada ya que presenta una corriente más intensa hacia el polo cerca de la costa. Es interesante notar la estructura barotrópica de las velocidades modeladas
que se extiende hasta profundidades considerables y que pudiera ser otro indicativo de problemas con las condiciones de frontera abierta.

Las series de tiempo de los 2 modelos (ver figura 13) reproducen bastante bien el comportamiento cualitativo de series observadas, a excepción de algunos eventos las particulares que están ausentes en las series modeladas (v. gr. el pico relativamente grande de u alrededor del día las series modeladas subestiman 133). Sin embargo la de las observaciones. particularmente amplitud en temperatura durante los períodos de calentamiento (relajación de los vientos) y en algunos eventos de surgencia y relajación fuertes para el caso de las velocidades.

A pesar de la tendencia del $\partial Po/\partial y$ a mejorar los campos que todavía modelados, es claro existen diferencias significativas que no se pueden atribuir únicamente a limitaciones del modelo físico (v. gr. la ausencia de advección de calor a lo largo de la costa). En el caso de la velocidad paralela a la costa, por ejemplo, la tendencia ha sido a reducir los valores medios y producir una incipiente corriente hacia el polo cerca de la costa. Sin embargo, la reducción de la velocidad no fue suficiente para producir la corriente subsuperficial hacia el polo en el fondo de la plataforma y el talud. Esta corriente subsuperficial es un fenómeno más o menos permanente en el sistema de la corriente de California (Huyer et al., 1989) y fué observada

durante el programa CODE 2 de 1982 (Winant et al., 1987).

Mellor (1986) modeló el campo medio (utilizando vientos constantes) en una sección perpendicular a la costa utilizando un modelo dinámicamente muy similar al MBM de este trabajo, es decir un modelo bidimensional con un gradiente de presión paralelo a la costa como forzamiento externo. Los resultados de Mellor si indican la presencia de una contra corriente subsuperficial hacia el polo, que junto con los valores medios menores obtenidos por CW en C5, nos hacen pensar que parte de las diferencias entre los modelos del presente trabajo (MB y MBM) y las observaciones se deben a problemas con las condiciones de frontera en la frontera abierta.

A pesar de que con el modelo de OAC se obtienen correlaciones mayores que con el MBM para las velocidades paralelas a la costa (v) en algunas localidades, este último tiene algunas ventajas sobre el modelo de OAC en cuanto a la comparación con observaciones. Entre las ventajas más importantes están la de la estructura de v, tanto para el campo medio como para las fluctuaciones. El modelo de OAC genera una estructura totalmente barotrópica tanto para los campos medios (ver Fig. 9) como para las fluctuaciones (ver Fig. 18). Mientras que el MBM genera una estructura menos barotrópica que está más de acuerdo con las observaciones. Además, el modelo de OAC subestima significativamente la amplitud de las fluctuaciones observadas (ver los CR en la tabla III y Chapman, 1987). Por otro lado, el modelo de OAC

61

es incapaz de generar campos de temperatura y velocidad perpendicular a la costa y características asociados a ellos (v. gr. frentes de surgencia, capa de mezcla, chorros paralelos a la costa) que tengan similitud con las correspondientes observaciones. Por supuesto, una desventaja del MB y el MBM son los recursos computacionales adicionales que se requieren cuando se les compara con el modelo de OAC.

VI. - CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES.

Con el objeto de estudiar el efecto del gradiente de presión a lo largo de la costa en un modelo bidimensional, se calculó dicho gradiente utilizando el modelo de ondas atrapadas a la costa (OAC) y se incluyó como un forzamiento externo en un modelo similar al de Chen y Wang (1990). Este modelo modificado (MBM) fue utilizado para simular los campos de temperatura y velocidad observados durante el experimento CODE 2. Los resultados se compararon con el MB, el modelo de OAC y con las observaciones. Las comparaciones indican que el MBM mejoró significativamente la modelación del campo medio de velocidad paralela a la costa (ν), que mejoró modestamente en la modelación del campo promedio de u cerca del fondo de los anclajes C3 y C4, y que aumentó las correlaciones de ν con observaciones, sobre todo cerca del fondo.

Las diferencias entre los dos modelos se pueden explicar en términos de la reducción de la velocidad paralela a la costa en el MBM que es resultado de la oposición entre el esfuerzo del viento paralelo a la costa y el gradiente de presión. La reducción de v provoca una disminución del esfuerzo de fricción en el fondo, que está asociada a la reducción del transporte perpendicular a la costa en la capa límite del fondo.

Los resultados indican que el MB y el MBM simulan cualitativamente bien los días típicos (figuras 10-12), pero

el MBM genera campos de velocidad paralela a la costa más realistas durante los días 109 y 130 (con una tendencia a generar la corriente costera hacia el polo), a la vez que el campo de temperatura modelado durante el día 130, posee un frente más intenso, el cual está ubicado en una posición más parecida a la del observado.

Los modelos utilizados en este trabajo (MB y MBM) están basados en el modelo bidimensional de CW, sin embargo el MB de CW no son enteramente iguales. Las el modelo Y diferencias se deben, aparentemente, a las condiciones de frontera utilizadas en la frontera abierta, no siendo muy claro cuales fueron las condiciones utilizadas por CW. Por su parte el MB y el MBM tienen problemas en la condición de Evidencias de ello son frontera abierta. las altas magnitudes de v cerca de la frontera abierta durante el día 130 y las grandes profundidades que alcanza la estructura barotrópica de v durante el día 178. Es muy probable que este problema esté evitando que las modelaciones incorporen la corriente subsuperficial hacia el polo, presente en las observaciones.

Las correlaciones obtenidas en el campo de v no presentan mejoría con respecto a las obtenidas con el modelo de OAC, pero la estructura del campo medio y fluctuante de vmodelado con el MBM es más realista que el obtenido con el modelo de OAC. Similarmente, los resultados de Chapman (1987), de CW y los de este trabajo, indican que el modelo numérico es muy superior al modelo de OAC en la simulación

64

del campo de temperatura y de velocidad perpendicular a la costa. Asimismo, el modelo de OAC es incapaz de simular la capa de mezcla, frentes de surgencia y chorros asociados, la capa límite del fondo y otros procesos cuya física está ausente en dicho modelo.

Las experiencias de este trabajo indican que las modelaciones del campo de temperatura del MBM podrían mejorar incluyendo el término de advección de calor a lo largo de la costa ($v \ \partial T/\partial y$). Este término se podría incluir calculando $\partial T/\partial y$ de observaciones disponibles para no tener que extender el modelo numérico a tres dimensiones. Por otro lado, es necesario mejorar la condición de frontera abierta en el modelo numérico para reducir las magnitudes de la velocidad cerca de la frontera y poder obtener la contra corriente subsuperficial presente en las observaciones.

- Beardsley, R. C. y S. J. Lentz, 1987: The Coastal Ocean Dynamics Experiment Collection: An Introduction. J. Geophys. Res., 92, 1455-1463.
- Chapman, D. C., 1987: Application of Wind-Forced, Long Coastal-Trapped Wave Theory Along the California Coast. J. Geophys. Res., 92, 1798-1816.
- Chen, D., S. G. Horrigan y D. P. Wang, 1988: The Late Summer Vertical Nutrient Mixing in Long Island Sound. J. Mar. Res., 46, 753-770.
- —— y D.P. Wang, 1990: Simulating the Time-Variable Coastal Upwelling During CODE 2. J. Mar. Res., 48, 335-358.
- Clarke, A. J. y S. Van Gorder, 1986: A Method for Estimating Wind-Driven Frictional Time-Dependent, Stratified Shelf and Slope Water Flow. J. Phys. Oceanogr., 16, 1013-1028.
- Csanady, G. T., 1984: Circulation in the Coastal Ocean. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland. 279 pp.
- Fofonoff, N. P., 1962: Physical Properties of Sea-Water, en "*The Sea*", Vol. 1, Editado por M. N. Hill, Wiley-Interscience, 3-30.
- Gill, y E. H. Schumann, 1974: The Generation of Long Shelf Waves by the Wind. J. Phys. Oceanogr., 4, 83-90.
- ——, 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, Inc, San Diego Cal. 662 pp.
- Huyer, A., E. J. C. Sobey y R. L. Smith, 1979: The Spring Transition in Currents over the Continental Shelf. J. Geophys. Res. 84, 6995-7011.

- P. M. Kosro, S. J. Lentz y R. C. Beardsley, 1989: Poleward Flow in the California Current System. En : Poleward Flow Along Eastern Boundaries. S. J. Neshyba, Ch. N. K. Mooers, R. L. Smith y R. T. Barber (Eds.). Coastal and Estuarine Studies No. 34 Springer-Verlag. 142-159.
- Lentz, S. J., 1987: A Description of the 1981 and 1982 Spring Transitions over the Northern California Shelf. J. Geophys. Res. 92, 1545-1567.
- Mellor, G. L. y T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. J. Atm. Sci., **31**, 1791–1806.
- —— y P. A. Durbin, 1975: The Structure and Dynamics of the Ocean Surfaced Mixed Layer. J. Phys. Oceanogr., 5, 718-728.
- ——, 1986: Numerical Simulation and Analysis of the mean Coastal Circulation off California. Cont. Shelf. Res., 6, 689-713.
- Rosenfeld, L. K., 1988: Diurnal Period Wind Stress and Current Fluctuaciones over the Continental Shelf off Northern California. J. Geophys. Res., **93**, 2257-2276.
- Rudnick, D. L. y R. E. Davis, 1988: Mass and Heat Buggets on the Northern California Continental Shelf. J. Geophys. Res., 93, 14013-14024.
- Send, U., R. C. Beardsley y C. D. Winant, 1987: Relaxation from Upwelling in the Coastal Ocean Dynamics Experiment. J. Geophys. Res., 92, 1683-1698.
- Smolarkiewicz, P. K., 1983: A Simple Positive Definite Advection Scheme with Small Implicit Diffusion. *Mon. Wea. Rev.*, **11**, 479-486.
- Strub, P. T., J. S. Allen, A. Huyer y R. L. Smith, 1987: Large-Scale Structure of the Spring Transition in the Coastal Ocean off Western North America. J. Geophys. Res., 92, 1527-1544.

67

- Werner, F. E. y B. M. Hickey, 1983: The Role of the Longshore pressure gradient in Pacific Northwest Coastal Dynamics. J. Phys. Oceanogr., 13, 395-410.
- Winant, C. D., R. C. Beardsley y R. E. Davis, 1987: Moored Wind, Temperature, and Current Observations Made During Coastal Ocean Dynamics Experiments 1 and 2 over the Northern California Continental Shelf and Upper Slope. J. Geophys. Res., 92, 1569-1604.

APENDICE

A continuación se presentan las ecuaciones que se resuelven para la parte barotrópica y para la parte baroclínica dentro del modelo numérico.

La ventaja principal de la separación en modos es el ahorro de tiempo computacional en la integración numérica de las ecuaciones de movimiento. Con la separación en modos, la parte barotrópica es la que genera ondas de gravedad externas y se integra con paso temporal, Δt , corto (15 s en este trabajo); mientras que la parte interna se puede integrar con un paso temporal, Δt ', más largo tal que

$$\Delta t' = n \Delta t, \qquad (A1)$$

donde n es un número entero al que se le dió un valor de 10 en el presente trabajo.

De la ecuación hidrostática (3) se obtiene

$$P = g \rho_0 \eta - g \int_0^z \rho \, dz , \qquad (A2)$$

donde η es la elevación de la superficie libre. Si introducimos (A2) en la ecuación (1), luego integramos las ecuaciones (1) y (2) de z=-h a z= η y aplicamos las condiciones de frontera (7) y (9), obtenemos:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g + \frac{\partial \eta}{\partial x} = - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial (u^2)}{\partial x} + \frac{\partial (uw)}{\partial z} \right) dz + f v$$

$$+ \frac{g}{\rho_{o}} \int_{-h}^{\eta} \left[\int_{o}^{z} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz' \right] dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial}{\partial x} \left[A_{H} \frac{\partial u}{\partial x} \right] dz + \frac{\tau^{x}}{\rho_{o}} - C_{D} \left[\left| \frac{u}{2} \right| u \right]_{z=-h}, \quad (A3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial (uv)}{\partial x} + \frac{\partial (vw)}{\partial z} \right] dz - f U + \int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left[A_{H} \frac{\partial v}{\partial x} \right] dz + \frac{\tau^{y}}{\rho_{o}} \right] dz$$

$$- C_{\rm D} \left[\left| \frac{u}{2} \right| v \right]_{\rm z=-h} - \frac{1}{\rho_{\rm o}} \frac{\partial \rho_{\rm o}}{\partial \gamma} .$$
 (A4)

En las ecuaciones (A3) y (A4), U y V son los transportes de volumen en las direcciones perpendicular y paralela a la costa, respectivamente y

$$-\frac{1}{\rho_o}\frac{\partial\rho_o}{\partial\gamma}$$
,

es la integral desde z = -h a z = O del gradiente de presión a lo largo de la costa obtenido del modelo de OAC. Integrando la ecuación de continuidad (4) de z=-h a z= η ,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad . \tag{A5}$$

Las ecuaciones (A3), (A4) y (A5) forman el sistema de ecuaciones barotrópico que se resuelve en el modelo. Los términos del lado derecho de (A3) y (A4) son calculados cada paso baroclínico y los del lado izquierdo, cada paso barotrópico y la ecuación (A5) se calcula cada paso barotrópico. En la práctica las integrales en (A3) y (A4) se calculan hasta z = 0 en vez de z = η .

Para obtener la parte baroclínica de las ecuaciones se utiliza la ecuación (1) sin el gradiente del nivel del mar (ya que únicamente contribuye al transporte de volumen), asi podemos reescribir la ecuación (1) como

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial (u^2)}{\partial x} - \frac{\partial (uw)}{\partial z} + f v + \frac{g}{\rho_o} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz'$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_V \frac{\partial u}{\partial z} \right] . \qquad (A6)$$

y la ecuación (2) no sufre ningun cambio. Todos los términos de (A6) y (2) son calculados en cada uno de los puntos de la malla y a cada paso baroclínico (Δt').

En general, las velocidades (u, v) que se calculan en (A6) y (2) no tienen transporte nulo. Para calcular la

$$u_{\rm b} = u - \overline{u} , \qquad (A7)$$

$$v_{b} = v - \overline{v} . \tag{A8}$$

donde (u_b, v_b) es la velocidad baroclínica que no contribuye al transporte y \overline{u} y \overline{v} son los promedios verticales de u y v.

La velocidad total se obtiene de la siguiente manera:

$$u_{\rm T} = \frac{U}{h} + u_{\rm b} \tag{A9}$$

$$v_{\rm T} = \frac{V}{h} + v_{\rm b} \tag{A10}$$

donde (u_{T}, v_{T}) es la velocidad final y h es la profundidad de la columna de agua.

Resumiendo, los transportes de volumen, $U \neq V$, se obtienen cada Δt resolviendo (A3), (A4) y (A5) por diferencias finitas; y la parte baroclínica se obtiene cada Δt ' primero resolviendo (A6) y (2) por diferencias finitas ydespués se ajustan para que no contribuyan al transporte mediante (A7) y (A8). Las velocidades finales, u_{T} , v_{T} , se obtienen cada Δt ' mediante (A9) y (A10). La velocidad vertical, w, se obtiene mediante (4) cada paso temporal baroclínico.