

Simulación de la circulación barotrópica inducida por viento en Bahía Sebastián Vizcaíno, B. C.

E. PALACIOS-HERNANDEZ^{1,2}, M. L. ARGOTE ESPINOSA¹,
A. AMADOR-BUENROSTRO¹, M. MANCILLA-PERAZA³

¹*Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., km 107 carretera Tijuana-Ensenada, B. C.*

²*Estación de Investigación Oceanográfica de Ensenada, B. C. de la Secretaría de Marina. Vicente Guerrero 193 altos, Frac. Bahía Ensenada, B. C.*

³*Estación de Investigación Oceanográfica del Pacífico Centro. Sector Naval Militar, Cerro Las Gallinas s/n Topolobampo, 81870, Sinaloa, México*

(Manuscrito recibido 16 de marzo 1995; aceptado en forma final 22 de enero, 1996)

RESUMEN

Se emplea un modelo numérico bidimensional, para simular la circulación barotrópica de la Bahía Sebastián Vizcaíno, B. C., y establecer los mecanismos más importantes que controlan la circulación en esta bahía. El modelo reproduce los patrones de circulación observados. En particular se predice un giro anticiclónico al este de Isla de Cedros, el cual ha sido descrito con base en observaciones hidrográficas y mediciones directas como una característica semipermanente de la circulación de la bahía.

Los resultados del presente trabajo indican que el giro es producido por variaciones espaciales del campo de viento local.

ABSTRACT

A bidimensional numerical model is used to simulate and to establish the most important mechanism that controls Sebastian Vizcaino Bay B. C. barotropic circulation. The observed circulation patterns were reproduced by the model; in particular an anticyclonic gyre located east Cedros Island is predicted. This gyre has been described by hydrographic observations and direct data as a bay semipermanent circulation characteristic.

Our results indicate that the gyre is generated by local wind field spatial variations.

1. Introducción

El estudio de la dinámica del Pacífico Mexicano se inició a partir de la década de los 40, cuando un gran esfuerzo observacional fue desplegado en las costas de California, EUA y Baja California, México, tendiente a establecer el comportamiento estacional del Sistema de la Corriente de California. Durante varias décadas se realizaron campañas oceanográficas mensuales, coordinadas por CALCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) con un fuerte

énfasis en establecer la relación entre la dinámica oceánica (cientos de kilómetros a lo largo y hacia fuera de la costa) y la dinámica pesquera de esta zona, rica en especies de importancia comercial. En las últimas dos décadas el interés primordial ha sido entender fenómenos cuyas escalas de tiempo y de espacio (del orden de días y decenas de km) son más reducidos, por ejemplo: la respuesta transitoria en cuencas costeras a forzamientos atmosféricos, la propagación de señales a lo largo de la costa, eventos de generación y decaimiento de surgencias costeras entre otros.

Una zona, con una extensión geográfica de decenas de kilómetros, en donde existe una conjunción de fenómenos muy interesantes desde el punto de vista físico y biológico es Bahía Sebastián Vizcaino (BSV). Esta bahía constituye un habitat natural para especies de importancia comercial o en vías de extinción como la sardina, la cual desova durante todo el año en esta zona (Groves y Reid, 1958), anchoveta, langosta, camarón, abulón, almejas, ballenas y otros mamíferos marinos.

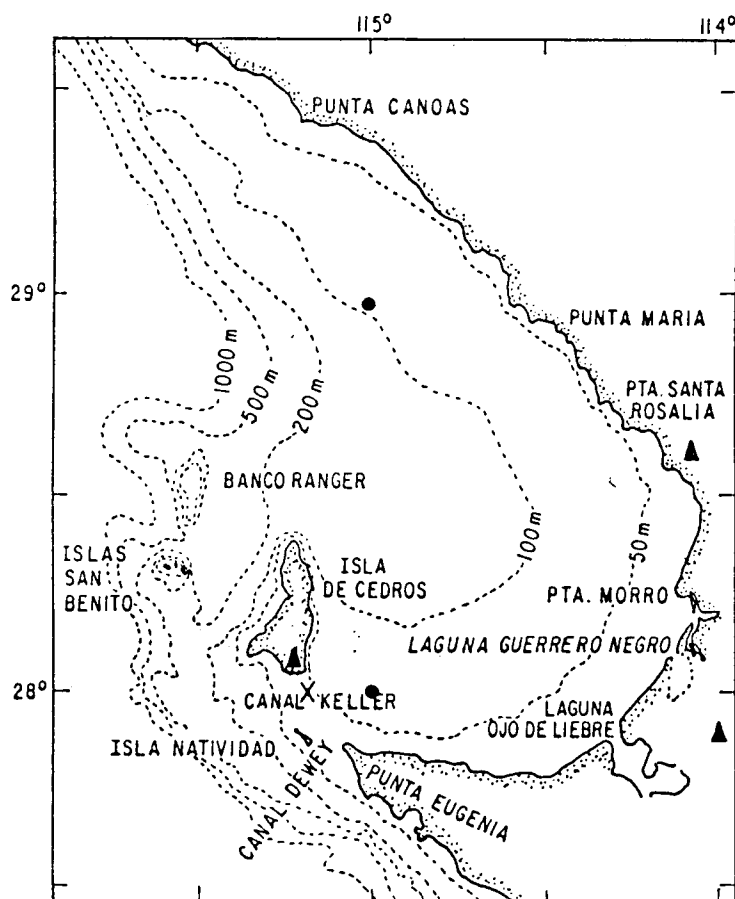


Fig. 1. Plano batimétrico de Bahía Sebastián Vizcaino, B. C. X Posición del anclaje. • Posición de los datos de NOAA. Δ Estaciones meteorológicas de SARH.

La BSV está localizada en la costa del Pacífico de la península de Baja California ($28^{\circ}30' N$ y $115^{\circ}O$). La costa presenta forma de anzuelo, un diámetro aproximado de 100 km y presenta una amplia comunicación con el Océano Pacífico en su porción noroeste (Fig. 1). La batimetría tiene una pendiente suave (1:500), la profundidad media es de aproximadamente 130 m y la máxima de aproximadamente 200 m se ubica al norte de Isla de Cedros. La bahía está limitada

al suroeste por Punta Eugenia, la cual es una elevación montañosa de aproximadamente 600 m de altura y al oeste por Isla de Cedros, la cual alcanza una altitud máxima de 1200 m. Entre esta isla y Punta Eugenia existen dos canales someros de 50 m de profundidad, los cuales comunican la bahía con el océano adyacente.

Durante todo el año la dirección de los vientos dominantes es del noroeste (Osorio-Tafall, 1948). Lo anterior aunado a la orientación de la península contribuyen a que ésta sea una de las zonas de surgencias más intensas en la región de la Corriente de California (Reid *et al.*, 1958; Roden, 1972; Bakun, 1975). En particular en la zona de Punta Canoas, al norte de BSV, se presentan surgencias durante todo el año con eventos más intensos en los meses de abril y mayo como consecuencia de la intensificación de estos vientos (Dawson, 1952; Bakun, 1975).

La circulación de las aguas de BSV está dominada por un giro anticiclónico de aguas relativamente cálidas, localizado al este de Isla de Cedros. Este giro presenta un diámetro aproximado de 60 km, se extiende hasta una profundidad de aproximadamente 60 m y se han registrado por medio de observaciones directas velocidades máximas de 0.60 cm/s en su perímetro (Dawson, 1952; Groves y Reid, 1958; S.I.O., 1962; Mancilla-Peraza, *et al.*, 1993; entre otros).

En un reporte de datos de mediciones de corrientes con flotadores Lagrangeanos (Anónimo, Scripps Institute of Oceanography, 1962) se propusieron varias hipótesis sobre los mecanismos de generación del giro anticiclónico, algunas de las cuales ya habían sido mencionadas en estudios anteriores tales como: el campo de viento local, la forma de la cuenca, la existencia de una zona de calma de viento situada al este de I. de Cedros (en presencia de vientos del NO) y la batimetría de la bahía. Sin embargo además de las gráficas de las trayectorias de los flotadores Lagrangeanos, los cuales muestran claramente la presencia del giro, en dicho reporte de datos no presenta ningún análisis para establecer la importancia de los mecanismos señalados como responsables de la generación del giro.

Por otra parte, es importante señalar que mientras en la literatura existen trabajos tanto analíticos como numéricos en los que se estudia la dinámica de remolinos de aguas profundas (Ripa, 1987; Pavía and Cushman-Roisin, 1988); el caso de remolinos en aguas someras presenta mayor complejidad obtener soluciones analíticas (como el de BSV) ya que en éstos se requiere incluir la fricción con el fondo. Una manera más accesible de estudiar este problema consiste en analizar su dinámica por medio de simulación numérica.

En este trabajo se utiliza un modelo numérico de dos dimensiones para tratar de establecer la importancia relativa del campo de viento y la batimetría de la zona, en la generación del giro observado en BSV. Para establecer la confiabilidad de la modelación numérica, se comparan los resultados del modelo con observaciones directas.

2. El modelo numérico

El modelo numérico utilizado (Hunter, 1980) resuelve las ecuaciones verticalmente integradas de momento en las direcciones x , y y la ecuación de continuidad, en la forma:

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

$$-\frac{C_f U(U^2 + V^2)^{1/2}}{\eta + H} + K_H \nabla_H^2 U + \frac{\tau_x}{\rho_w H} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - fU$$

$$- \frac{C_f V (U^2 + V^2)^{1/2}}{\eta + H} + K_H \nabla_H^2 V + \frac{\tau_y}{\rho_w H} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial [(\eta + H)U]}{\partial x} - \frac{\partial [(\eta + H)V]}{\partial y}. \quad (3)$$

la definición de cada una de las variables se da en el Apéndice A.

Las variables U , V , η , y H se distribuyen en una celda computacional Arakawa tipo C (Arakawa y Mesinger, 1976). Este esquema explícito debe de cumplir el criterio CFL,

$$\Delta t < \frac{1}{(gH_{max}(\Delta x^{-2} + \Delta y^{-2}))^{1/2}}. \quad (4)$$

Se establecen como condiciones iniciales; el nivel del mar en cero y el fluido en reposo. Las condiciones de frontera cerrada son: deslizamiento libre en la componente de la velocidad paralela a la costa y la componente de la velocidad perpendicular a la costa es cero.

Batimetría empleada en la modelación numérica

El modelo requiere como datos de entrada la batimetría. Esta fue digitizada de la Carta Batimétrica S. M. 601 de 1975, en una malla de 35×51 celdas de 5115 m de lado. En esta malla las islas San Benito y Natividad son representadas como barreras al oeste y al sur de Isla de Cedros respectivamente, cumpliendo con las condiciones de frontera cerrada. Una vez establecidos los valores de Δx y Δy , el paso de tiempo (Δt) obtenido de la ecuación 4 fue de 18 seg.

Forzamiento de marea

El modelo fue forzado en las fronteras abiertas con la amplitud (η) y fase de M_2 (la armónica más energética en la bahía). Estos parámetros fueron obtenidos de los datos reportados por Godin *et al.* (1980). La elevación de la marea a lo largo de la frontera abierta varió de 0.504 m a 0.557 m y su fase de 119.5° a 128.4° . El coeficiente de fricción de fondo utilizado fue de $C_f = 0.003$ y el coeficiente de viscosidad horizontal $K_H = 10.0 \text{ m}^2/\text{s}$.

Forzamiento de viento

Para este trabajo se contó con series de tiempo de viento de tres fuentes (en las localidades que se indican en la Figura 1):

i) Tres series anuales de datos diarios de viento de las estaciones meteorológicas ubicadas en I. de Cedros, Ej. J. M. Morelos y Punta Santa Rosalía. Estas estaciones son operadas por la Comisión Nacional del Agua de la SARH,

ii) Datos diarios de vientos geostroficados, estimados por NOAA y

iii) Una serie de diez días (8 al 17 de sept. de 1992) de datos de viento medidos en Bahía Sebastián Vizcaino B. C. a bordo del B/O H05 "Altair" de la Armada de México.

De las tres series de datos de viento de la SARH, las de Isla de Cedros y de Punta Santa Rosalía presentaron diferencias muy marcadas en la dirección con respecto a la otra serie de SARH, las series de NOAA y las observadas a bordo del B/O Altair. El viento en isla de Cedros fue observado en la costa sureste; la cual resulta ser la zona protegida de la isla a los vientos dominantes del NO. Por otra parte en Punta Santa Rosalía la dirección dominante del viento fue del oeste, lo cual aparentemente es también inducido por la orografía adyacente a esta punta. En virtud de lo anterior estas dos series no fueron consideradas en este trabajo.

Al comparar las tres series restantes (Fig. 2) se observó una mejor concordancia entre las series de datos obtenidos durante la campaña oceanográfica y las series de viento geostrófico de NOAA; en relación con los del ejido José Ma. Morelos. Una estimación de lo anterior es indicado en la Tabla 1 en la cual se muestran los índices de correlación de la rapidez y de las componentes u y v .

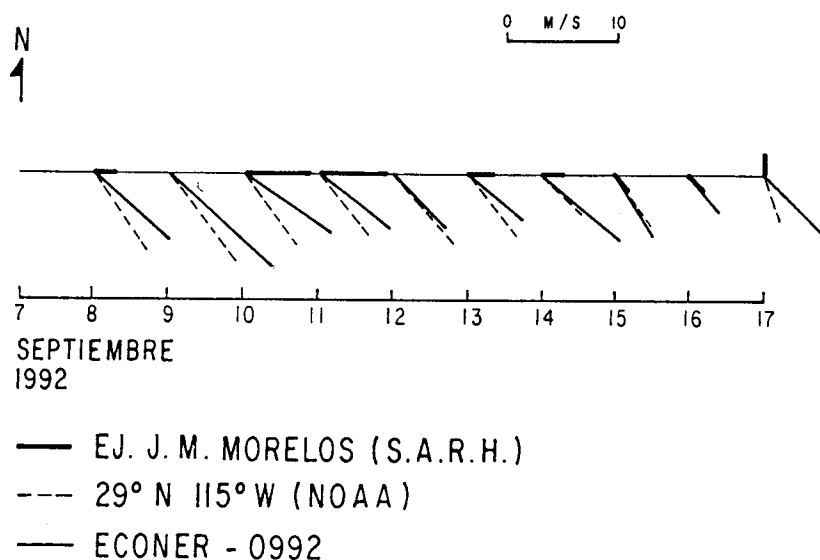


Fig. 2. Comparación entre las fuentes de datos de viento.

Los vientos observados a bordo del B/O Altair y los de NOAA correspondientes al período del crucero (8 al 17 de Sept. de 1992) presentaron magnitudes promedio de 6.6 a 7.8 m/s respectivamente, y la dirección media fue en ambas del NO. En contraste la magnitud promedio de la serie de tiempo de la SARH fue de 2.8 m/s. Esto sugiere que los datos costeros del Ejido José Ma. Morelos (SARH/CNA) al ser muestreados tierra adentro son fuertemente afectados por la topografía y la fricción.

De lo anterior consideramos que los datos de NOAA representan mejor el campo de viento de la bahía en comparación con los de SARH; por lo tanto los datos de NOAA se consideraron como representativos del campo de viento en la zona de BSV, durante un ciclo anual. Esta serie indica que en la bahía los vientos dominantes del NO presentan velocidades máximas de 10 m/s (promedio diario) durante las estaciones de primavera-verano y reducen marcadamente su velocidad (5 m/s) los meses de otoño-invierno. El comportamiento general indicado por esta serie de tiempo

de viento, coincide con los resultados indicados en estudios previos de esta zona (Osorio-Tafall, 1948; Roden, 1972). Es importante indicar que los vientos de NOAA representan las condiciones promedio en un área de un grado de latitud por un grado de longitud (aproximadamente 60 mn x 60 mn). Esta resolución espacial de los datos de NOAA no permite definir variaciones espaciales del campo de viento, tales como la zona de calmas observada durante la campaña oceanográfica ECONER-0992 llevada a cabo en septiembre de 1992 (Palacios-Hernandez, 1994). La distribución del campo de viento observado se muestra en la Figura 3.

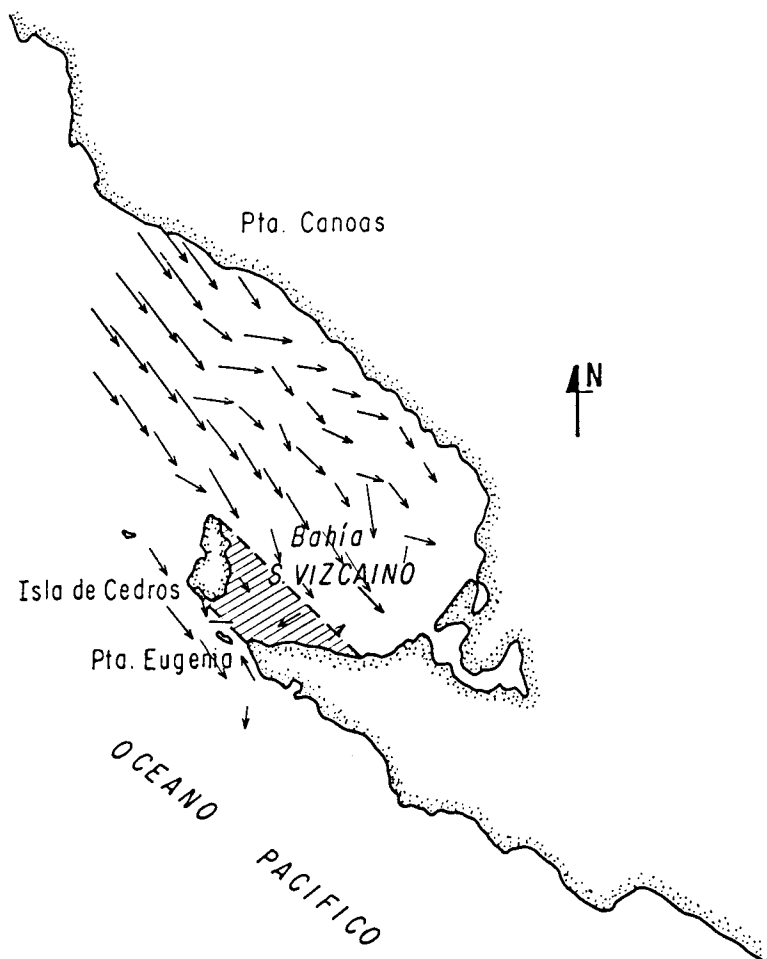


Fig. 3. Campo de viento observado durante el crucero ECONER-0992. Nótese la zona de calmas al sureste de Isla de Cedros.

3. Experimentos numéricos

Al incluir el esfuerzo del viento, el modelo generó inestabilidades en la fronteras abiertas; esto fue resuelto eliminando los términos advectivos. El no incluir estos términos en el modelo, no produce cambios significantes en el pronóstico de la circulación inducida por el viento, si el número de Rossby (\mathcal{R}_0) $\ll 1$ (en donde el número de Rossby que representa la razón entre los términos advectivos y el término de Coriolis; Csanady, 1984), el cual se expresa como:

$$\mathcal{R}_0 = U/fL$$

donde U en esta expresión es la velocidad de la corriente y $L \equiv$ escala de longitud (\simeq el diámetro de la bahía).

Una estimación de la velocidad de la corriente que se generaría con una rapidez de viento dada, independiente de los resultados del modelo, se obtiene a partir de la velocidad de la corriente en la superficie (u_s), con la siguiente relación $u_s = 0.875(C_D)^{1/2}w_{10}$ (Bowden, 1983; el significado de cada una de las variables se indica en el apéndice A); entonces para un viento $w_{10} = 10$ m/s; obtenemos $u_s = 0.34$ m/s. Para el área modelada $f = 7.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $L = 100000$ m; entonces $\mathfrak{R}_o \simeq 0.05$.

Este valor del \mathfrak{R}_o indica que los términos advectivos no afectan de manera significativa la circulación inducida por el viento en la bahía.

Sin incluir los términos advectivos el modelo corrió durante 8 ciclos de la M_2 hasta que se alcanzó el estado estacionario (diferencias menores al 0.4% entre las variables en dos ciclos consecutivos).

Con el fin de analizar en forma separada el efecto del viento y el de la batimetría sobre la circulación de la bahía, se realizaron tres simulaciones numéricas bajo las condiciones siguientes:

a) Un esfuerzo del viento espacialmente variable en la bahía y batimetría real

En este caso se pretendió simular la distribución de viento observado durante la campaña. Se consideró un campo de viento del NO de 10 m/s ($|\vec{\tau}| = 0.19 \text{ N/m}^2$) en toda la zona excepto en el área sureste de I. de Cedros. En esta zona protegida por la isla (indicada en la Figura 3) el esfuerzo del viento se disminuyó hasta cero. Esta distribución de viento da como resultado un rotacional del campo de viento $|\nabla_H \times \vec{\tau}| = -8.22 \times 10^{-4} \text{ N/m}^3$ al sureste de Isla de Cedros.

Con el fin de probar la sensibilidad del modelo a la forma en que se simulaba la zona de calmas, se consideraron dos opciones: en la primera la magnitud del viento fue cero en toda la zona protegida. En la segunda la magnitud del viento fue disminuida linealmente a cero, desde ambos extremos de la zona protegida, hacia el centro. Los resultados obtenidos utilizando estos dos perfiles de viento no presentaron diferencias significativas. Por lo tanto, únicamente se presentan en este trabajo los resultados con el segundo tipo de perfil.

b) Un esfuerzo de viento espacialmente variable y fondo plano

En este caso se consideró una profundidad constante de 130 m y el campo de viento del caso "a" (zona de calmas al sureste de I. de Cedros), con el fin de analizar el efecto de la batimetría sobre la circulación.

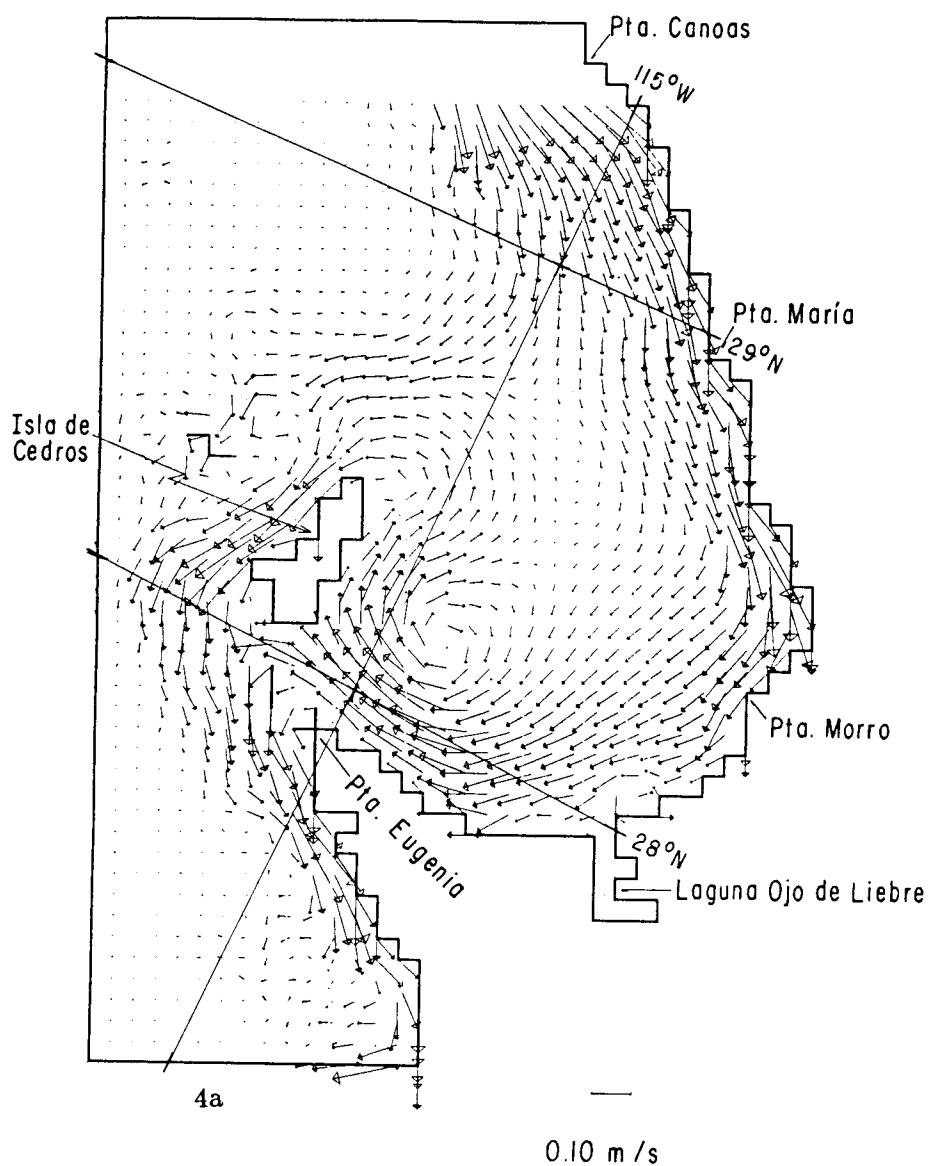
c) Esfuerzo de viento homogéneo y batimetría real

En este caso el campo de viento se consideró espacialmente homogéneo. El objetivo de este experimento fue establecer la importancia de la zona de calmas sobre la generación del giro en el interior de la bahía.

4. Resultados

Circulación residual inducida por el viento

En la Figura 4 se muestran las distribuciones de corrientes obtenidas bajo las tres condiciones a, b y c. Los resultados muestran que al considerarse la zona de calmas en el campo de viento (Figs. 4a y 4b) se predice un giro anticiclónico al este de I. de Cedros. Mientras que cuando se considera un campo de viento espacialmente homogéneo no se genera el giro (Fig. 4c). Por otro lado en los casos que se consideró la topografía real (a y c) el modelo predice una corriente costera intensa de 0.17 m/s al norte de la bahía sobre la plataforma continental. Esta corriente fluye hacia el sur y se bifurca frente a Punta María. Una de sus ramas sigue el contorno de la costa, la otra sigue el contorno del talud continental hasta el extremo suroeste de Punta Eugenia. Esta bifurcación en la corriente no se presentó al considerarse fondo plano (Fig. 4b), lo cual sugiere que la bifurcación es generada por la batimetría local.



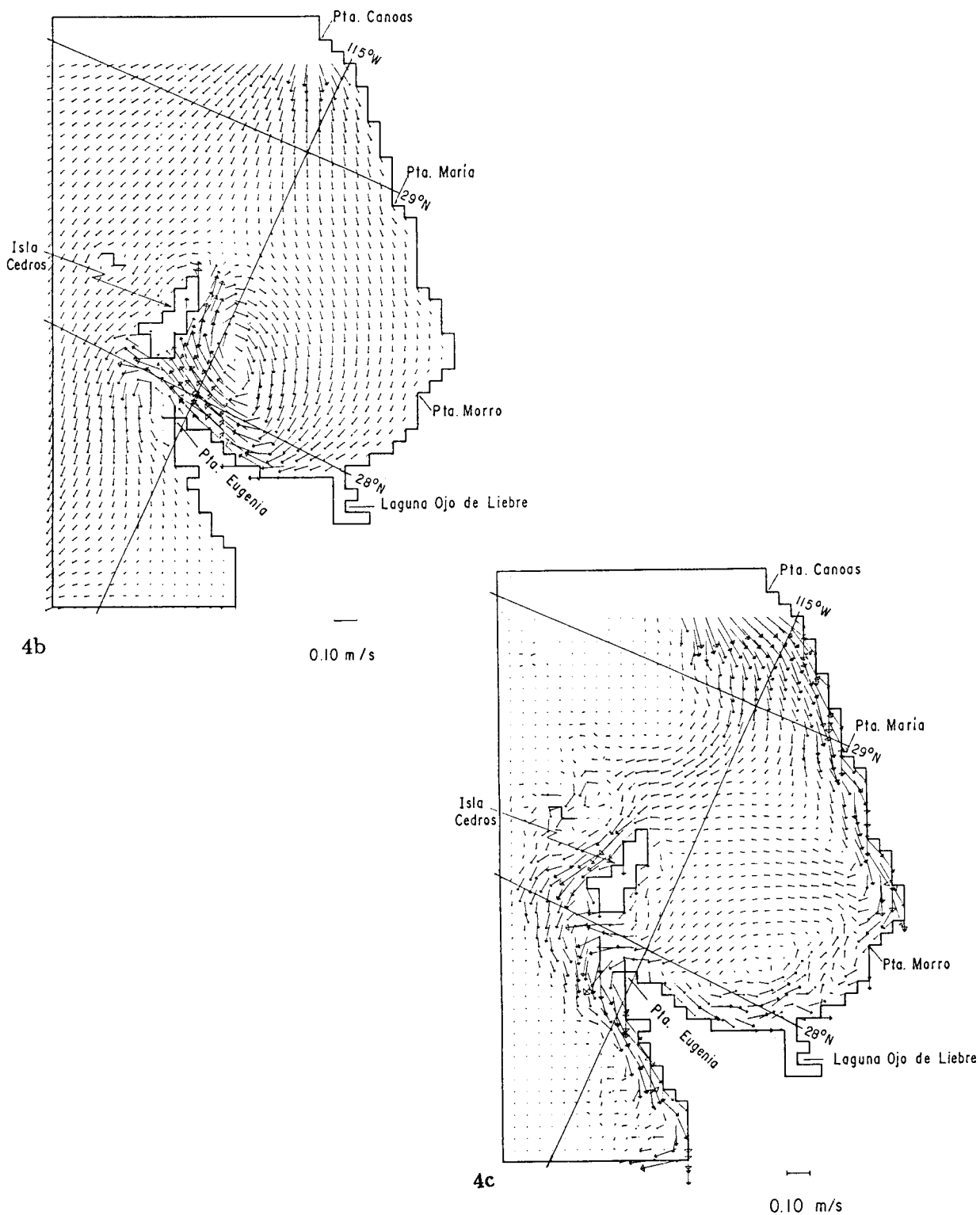
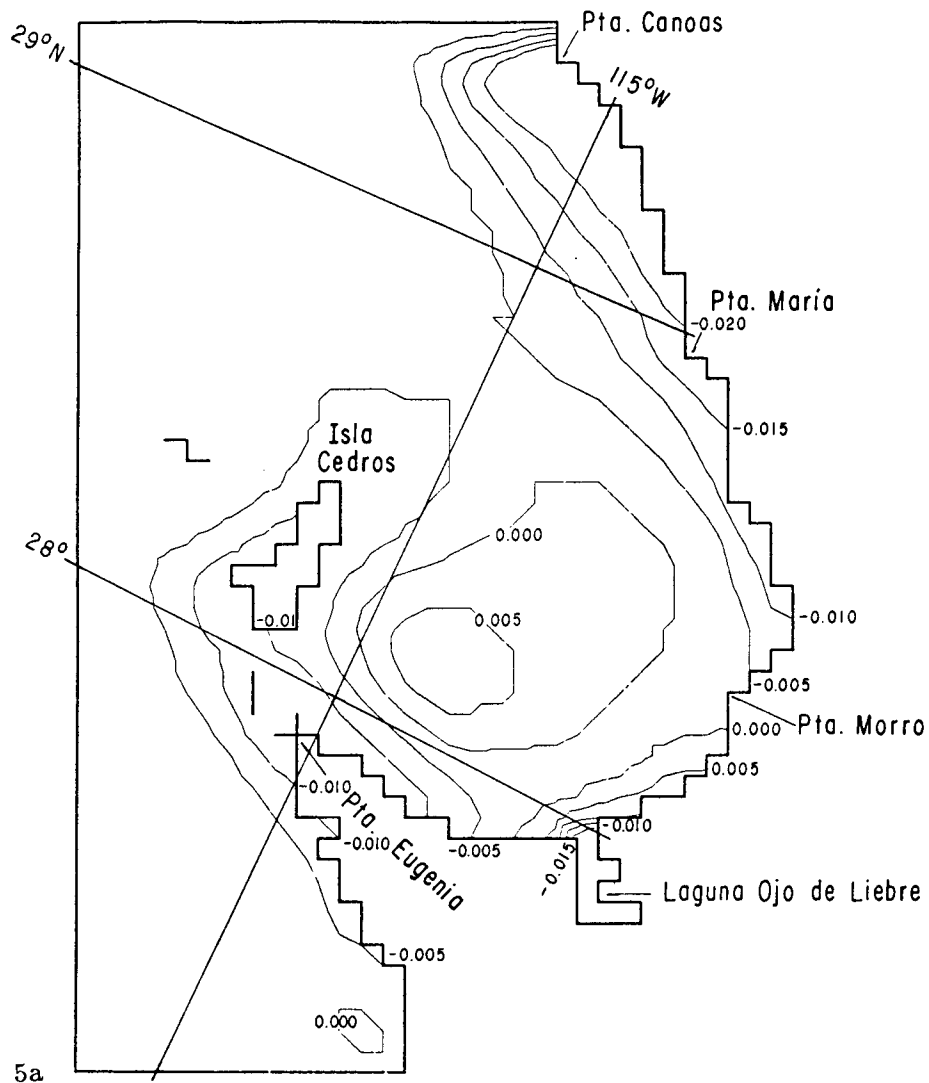


Fig. 4. Corrientes residuales inducidas por viento del NO ($|\bar{\tau}| = 0.19 \text{ N/m}^2$); a) Incluyendo zona de calmas y batimetría real; b) incluyendo zona de calmas y profundidad constante (130 m); c) viento homogéneo y batimetría real.

Elevación residual

En la Figura 5 se presenta la distribución de elevación residual η_r correspondiente a las tres simulaciones numéricas. La distribución de η_r es similar en los casos en que se consideró la batimetría real (Figs. 5a y 5c), en las cuales se observa un gradiente intenso en la costa norte; mientras que con fondo plano (caso "b") este gradiente es débil. Por otra parte, al considerarse la zona de calmas al este de I. de Cedros (Figs. 5a y 5b) se presenta un domo, el cual corresponde al centro del giro (Figs. 4a y 4b), mientras que con un campo de viento homogéneo este domo está ausente.

Estos resultados sugieren que el rotacional del viento producido por la zona de calmas, es el factor principal en la generación del giro anticiclónico de BSV. Esto se discute más ampliamente en la sección 5.



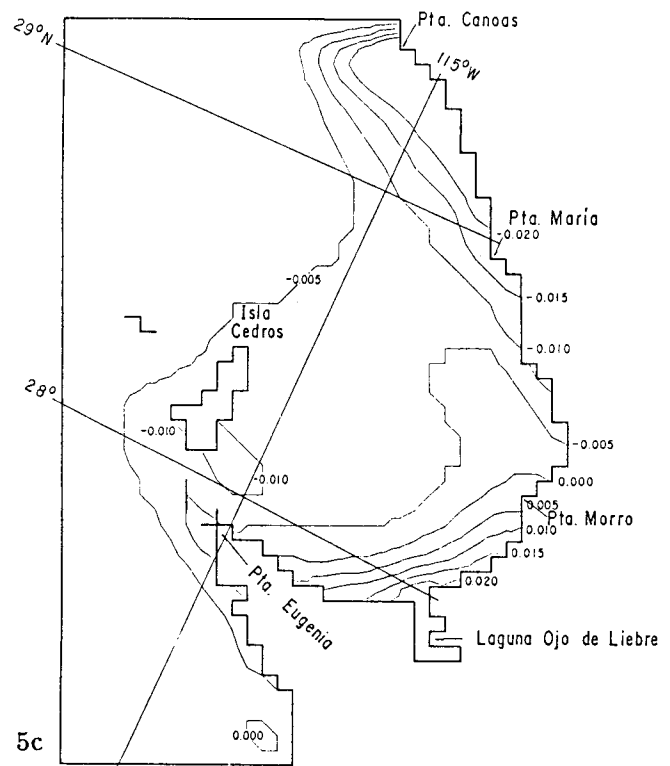
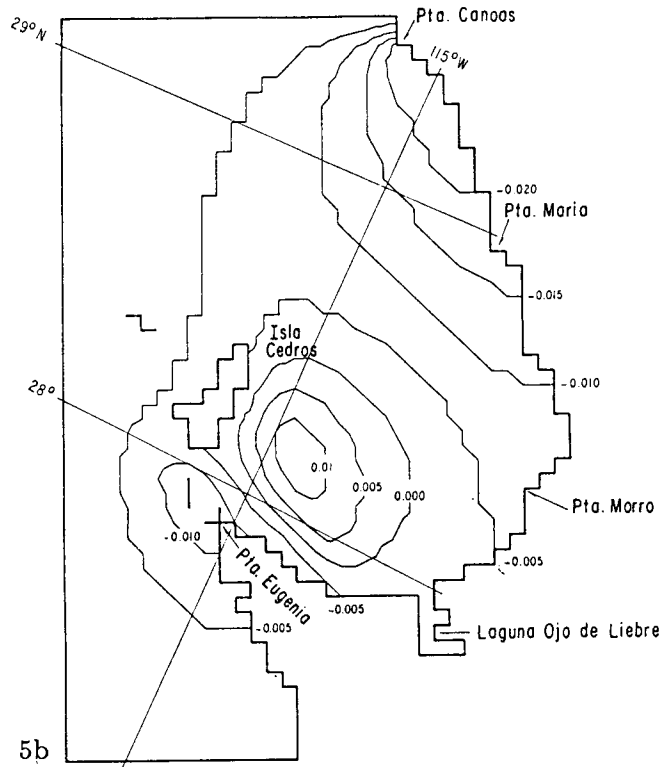


Fig. 5. Elevación residual (m) inducida por viento NO $|\bar{\tau}| = 0.19 \text{ N/m}^2$; a) incluyendo zona de calmas y batimetría real; b) incluyendo zona de calmas y profundidad constante (130 m); c) viento homogéneo y batimetría real.

Comparación entre las corrientes predichas por el modelo y las observadas en el canal de Kellet

Con el fin de probar la confiabilidad del modelo, los resultados obtenidos se compararon con mediciones directas de corrientes obtenidas, de una serie de tiempo de 10 días (del 8 al 18 de septiembre de 1992), de dos corrientímetros (a 10 m y 30 m de profundidad) anclados en el canal de Kellet (con una profundidad de 44 m; véase Fig. 1). Con esta serie de tiempo se obtuvieron las propiedades de la elipse de la marea, para las principales componentes armónicas (semieje mayor para la componente M_2) y las corrientes residuales. La comparación se lleva a cabo en la Tabla 2 (Los eventos de viento de 12.0 m/s y 8.5 m/s del noroeste duraron 24 horas aproximadamente, por lo cual fue sencillo identificarlos en la serie de tiempo de los corrientímetros, Amador-Buenrostro *et al.*, 1995). Las diferencias entre las mediciones directas y los resultados del modelo son debidas a que los corrientímetros miden la velocidad de la corriente en un punto de la columna de agua, mientras que el modelo calcula la velocidad de la corriente promediada en la vertical, también se desconoce el perfil vertical de la corriente en el Canal de Kellet y el modelo no calcula la componente baroclínica de la velocidad de la corriente, la cual puede ser importante (Amador-Buenrostro *et al.*, 1995).

Tabla 1. Índice de correlación entre las componentes u , v , y la rapidez del viento, para las tres fuentes de datos (SARH, NOAA y B/O H-05).

	SARH $u/v/r$	NOAA $u/v/r$	H-05 $u/v/r$
SARH	1	0.15/-0.07/-0.12	0.15/-0.28/-0.10
NOAA		1	0.40/ 0.51/ 0.53
H-05			1

Tabla 2a.

Comparación entre componente armónica de marea M_2 estimada a partir de series de tiempo de corrientímetros anclados en el canal de Kellet a 10 y 30 m de profundidad, y el pronóstico numérico.

ARMONICA M_2	OBSERVADA A 10m	OBSERVADA A 30m	MODELO
AMPLITUD DE SEMIEJE MAYOR	0.26 m/s	0.21 m/s	0.20 m/s
ORIENTACION	este-oeste	este-oeste	este-oeste
FASE	291°	291°	292°

Tabla 2b.

Comparación entre las corrientes residuales (corrientes observadas - marea) estimadas a partir de corrientímetros anclados en el canal de Kellet a 10 y 30 m de profundidad, y las corrientes residuales inducidas por viento pronosticadas por el viento.

RAPIDEZ Y DIRECCION DEL VIENTO	OBSERVADA A 10m	OBSERVADA A 30m	MODELO
8.5 m/s noroeste	0.18 m/s oeste	0.07 m/s oeste	
10.0 m/s noroeste			0.15 m/s oeste
12.0 m/s noroeste	0.60 m/s oeste	0.23 m/s oeste	

Comparación entre la circulación predicha y el campo de temperatura superficial observado

En la Figura 6, se presenta una superposición del campo de corrientes predicho para el caso de un campo de viento variable y la topografía real de Bahía Sebastián Vizcaíno; y la distribución de temperatura superficial observada bajo condiciones similares de viento. La distribución de temperatura corresponde a una imagen infrarroja captada por el satélite NOAA12 el 7 de septiembre de 1992 (Amador-Buenrostro *et al.*, 1995). En esta superposición considerando que la temperatura es un trazador pasivo se observa que el giro predicho por el modelo, concuerda con una lente de aguas cálidas, limitada por aguas frías. Estas aguas frías dentro de la bahía son el

resultado de advección de aguas de surgencia al norte de Punta Canoas (Amador-Buenrostro *et al.*, 1995). La distribución de temperatura de esta imagen es congruente con la circulación y el campo de elevación simulado por el modelo. La corriente costera (Fig. 6) sería la responsable de transportar aguas de la bahía como lo establece Amador-Buenrostro *et al.*, 1995. Estas aguas relativamente frías, de acuerdo con estos autores, enmarcan un giro de agua cálida en la posición indicada por el modelo.

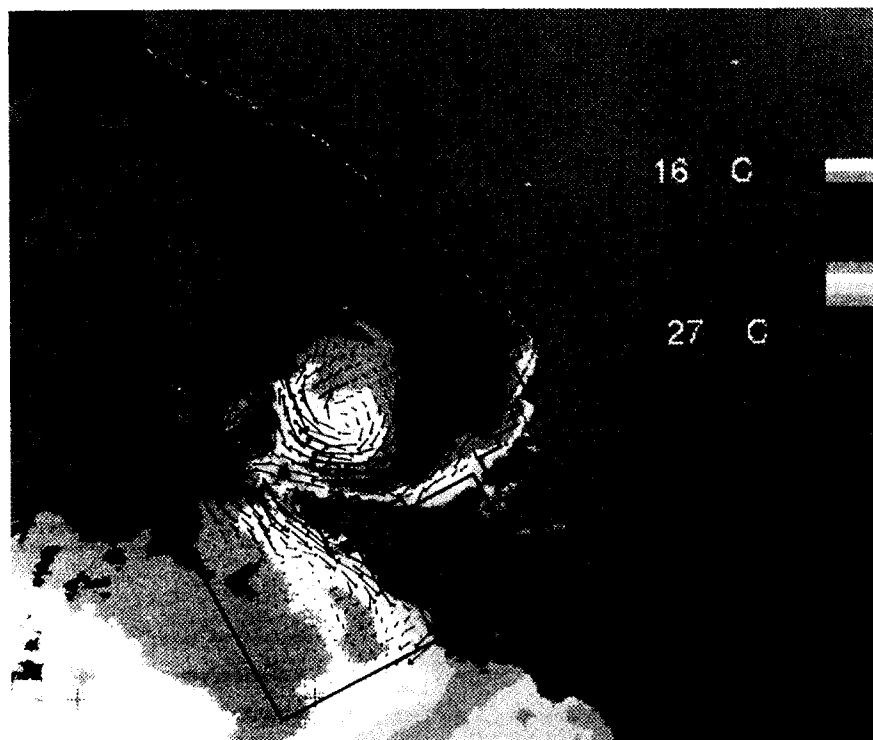


Fig. 6. Superposición de los resultados del modelo viento NW ($|\vec{\tau}| = 0.19 \text{ N/m}^2$) con la imagen infrarroja de satélite correspondiente al 7 de septiembre de 1992.

5. Discusión y conclusiones

A continuación se hace un análisis tendiente a establecer la importancia de cada uno de los términos considerados en las ecuaciones 1 y 2 y el efecto de la variación espacial del campo de viento en la bahía.

Para propósitos del análisis siguiente, se dividió la bahía en tres zonas de acuerdo a los rasgos más sobresalientes de la circulación (Fig. 7). De aquí en adelante denominaremos: *La zona norte* a la región de la plataforma continental localizada entre Punta Canoas y Punta María; *la zona central* al cuadrilátero cuyos vértices son el norte de Punta Eugenia, norte de I. de Cedros, Punta María y Punta Morro y *la zona sur* a la región localizada entre el triángulo cuyos vértices son: norte de Punta Eugenia, Punta Morro y boca de la Laguna Ojo de Liebre.

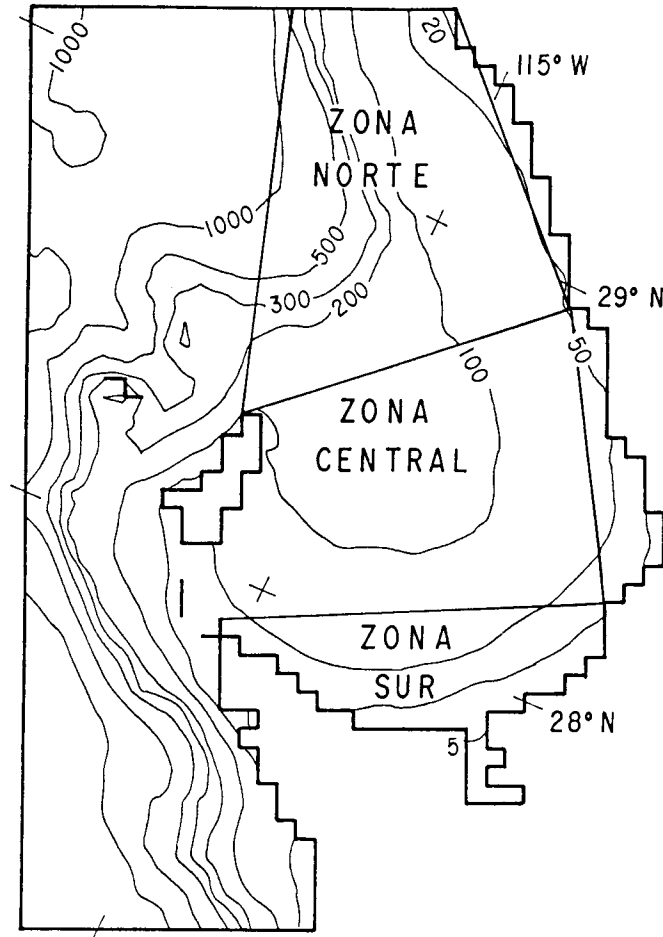


Fig. 7. División por zonas de Bahía Sebastián Vizcaíno, B. C.

A partir de los resultados del modelo se estimó la magnitud de los términos de la ecuación de momento para las tres zonas, bajo condiciones de viento homogéneo y viento variable Tablas 3 y 4 respectivamente. En estas estimaciones se utilizaron los valores máximos de las variables para el caso estacionario $\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0$.

En estas tablas se observa que en general el gradiente de presión (excepto en la zona central), el término de Coriolis y el esfuerzo del viento dominan la circulación en las tres zonas de la bahía. El término de fricción de fondo y de difusión pueden despreciarse por ser de 1 a 5 órdenes de magnitud menores ($O 10^{-7}$ a 10^{-10}).

En el caso de viento homogéneo (Tabla 3) el término de Coriolis es máximo en la zona norte, debido a que en esta región el modelo predice las velocidades máximas (Fig. 4c). Por otro lado en la zona sur el gradiente de presión es máximo como consecuencia del apilamiento de agua sobre la costa, en el interior de la bahía. En estas regiones el esfuerzo del viento en combinación con la fuerza de Coriolis generan los gradientes de presión (Fig. 5c). Al alcanzarse el estado estacionario se establece un balance geostrófico produciéndose un transporte paralelo a las isolíneas de η_r . En la zona norte el transporte es hacia el sur y en la zona sur hacia el este (Fig. 4c) dando lugar a una convergencia de las aguas en Punta Morro (Fig. 5c). En la zona central, en donde

el gradiente de presión es mínimo (Fig. 5c), la corriente se desvía a la derecha de la dirección del viento como resultado del balance entre el esfuerzo del viento y la fuerza de Coriolis (Tabla 3).

Tabla 3. Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento homogéneo (NW 10 m/s).

ZONA	NORTE	SUR	CENTRAL
TÉRMINO			
$g \nabla \eta$	8.4×10^{-6}	1.1×10^{-5}	6.6×10^{-7}
$f (\bar{k} \times \bar{U})$	1.0×10^{-5}	6.9×10^{-6}	2.1×10^{-6}
$\frac{\bar{\tau}}{\rho_w H}$	2.5×10^{-6}	2.5×10^{-6}	1.3×10^{-6}
$\frac{C_f \bar{U} \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H}$	9.0×10^{-7}	4.0×10^{-7}	1.8×10^{-8}
$K_H \nabla_H^2 \bar{U}$	6.3×10^{-9}	9.5×10^{-9}	2.4×10^{-10}

Tabla 4. Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento variable (NW 10 m/s).

ZONA	NORTE	SUR	CENTRAL
TÉRMINO			
$g \nabla \eta$	8.4×10^{-6}	2.1×10^{-6}	1.8×10^{-6}
$f (\bar{k} \times \bar{U})$	1.0×10^{-5}	6.8×10^{-6}	3.4×10^{-6}
$\frac{\bar{\tau}}{\rho_w H}$	2.5×10^{-6}	2.5×10^{-6}	1.3×10^{-6}
$\frac{C_f \bar{U} \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H}$	9.0×10^{-7}	4.0×10^{-7}	4.5×10^{-7}
$K_H \nabla_H^2 \bar{U}$	6.3×10^{-9}	8.5×10^{-10}	5.6×10^{-9}

La bifurcación de la corriente costera que se produce frente a Punta María está asociada al incremento en el ancho de la plataforma continental (Fig. 2). En general, las líneas de corriente tienden a seguir contornos de propiedades conservativas como es la vorticidad potencial (Gavidia, 1988). La vorticidad potencial $\left(\frac{\xi+f}{H+\eta}\right)$ en el área modelada se reduce prácticamente a f/H , debido a que la vorticidad relativa $\left(\xi = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}\right)$ es menor que la planetaria y $\eta \ll H$. En la bifurcación, la vorticidad relativa estimada a partir de los resultados del modelo, es aproximadamente $\xi \simeq 1.5 \times 10^{-6}$ 1/s, mientras que para esta zona $f = 7.0 \times 10^{-5}$ 1/s. En consecuencia al considerarse f constante en la zona modelada, las líneas de corriente siguen los contornos de H .

En el caso de un campo de viento variable (Tabla 4), se observa que en general los términos dominantes son los mismos que en el caso de viento homogéneo (gradiente de presión, Coriolis y esfuerzo del viento). La diferencia más notable con respecto al campo de viento homogéneo (Tabla 3) se aprecia en la zona central en donde el gradiente de presión es importante en el balance de fuerzas y es esencial en la presencia del giro, como se discute a continuación.

La formación del giro anticiclónico puede explicarse en términos del transporte de Ekman (McCreary *et al.*, 1989). Esto es, la forma de la línea de costa y el obstáculo al campo de viento ocasionado por I. de Cedros produce una zona de calmas a sotavento. Esta zona de calmas a su vez genera un rotacional del esfuerzo del viento (con vorticidad negativa), el cual produce una convergencia del transporte de masa de Ekman (también se genera vorticidad positiva, pero la presencia de Punta Eugenia impide la generación de un giro ciclónico, este fenómeno se aprecia mejor en el caso b). Lo anterior da lugar a una elevación en el nivel del mar en el centro de la convergencia (Gill, 1982). En virtud de que las líneas de corriente siguen los contornos de η_r se genera un giro anticiclónico.

Hay que tomar en consideración que con este modelo se analizó únicamente la respuesta barotrópica de la circulación de BSV al forzamiento atmosférico. Sería interesante estudiar la respuesta baroclínica por medio de observaciones o modelos y cuantificar ambas respuestas.

Resumiendo podemos concluir que, la BSV presenta como característica sobresaliente la presencia de I. de Cedros con altura máxima de 1200 m, la cual genera una zona de calmas en el campo de viento. Nuestros resultados indican que esta variabilidad espacial del campo de viento es el factor más importante en la generación del giro anticiclónico. Por otro lado una característica muy sobresaliente en la circulación es la bifurcación del flujo que se produce a la altura de Punta María, la cual es generada por la topografía.

APENDICE A

$\Delta t \equiv$ paso en tiempo (18 seg).

$\Delta x \equiv$ incremento en la dirección x (5115 m).

$\Delta y \equiv$ incremento en la dirección y (5115 m).

$C_D \equiv$ coeficiente de arrastre (si $|\bar{w}| = 10$ m/s $\rightarrow C_D 1.5 \times 10^{-3}$; si $|\bar{w}| = 5$ m/s $\rightarrow C_D \equiv 1.2 \times 10^{-3}$ (Phillips, 1980)).

$C_f \equiv$ coeficiente de fricción de fondo (3.0×10^{-3}).

$\eta \equiv$ elevación del nivel del mar (m).

$\eta_r \equiv$ elevación residual se estimó con la siguiente relación Pingree y Maddock (1977):

$$\eta_r = \frac{1}{T} \int_0^T \eta dt.$$

$f \equiv$ parámetro de Coriolis.

$g \equiv$ aceleración de la gravedad (9.81 m/s²).

$H \equiv$ profundidad (m).

$H_{max} \equiv$ profundidad máxima (4206 m).

$K_H \equiv$ coeficiente de viscosidad lateral turbulenta (10.0 m²/s).

$L \equiv$ escala de longitud.

$n \equiv$ número de datos.

$\mathbf{P} \equiv$ persistencia.

$\mathfrak{R}_o \equiv$ Número de Rossby.

$\rho_a \equiv$ densidad del aire (1.25 kg/m^3).

$\rho_w \equiv$ densidad del agua de mar (1025 kg/m^3).

$t \equiv$ tiempo (seg).

$\tau_x \equiv$ esfuerzo del viento en la dirección x ($\tau_x = C_D \rho_a |\bar{w}| u$) N/m^2 .

$\tau_y \equiv$ esfuerzo del viento en la dirección y ($\tau_y = C_D \rho_a |\bar{w}| v$) N/m^2 .

$\vec{\tau} \equiv$ vector del esfuerzo del viento.

$\vec{u} \equiv$ vector de corriente se define, de acuerdo con Pingree y Maddock (1977) como:

$$\vec{u} = \frac{1}{T} \int_0^T \vec{U} dt$$

donde $T =$ periodo de la M_2 (m/s).

$u \equiv$ componente de la velocidad del viento en dirección x (m/s).

$\vec{U} \equiv$ vector de la velocidad de la corriente, integrado verticalmente.

$U \equiv$ componente de la velocidad de la corriente en dirección x , integrada verticalmente (m/s).

$v \equiv$ componente de la velocidad del viento en dirección y (m/s).

$V \equiv$ componente de la velocidad de la corriente en dirección y , integrada verticalmente (m/s).

$\vec{W} \equiv$ vector velocidad del viento.

$W_{10} \equiv$ viento medido a 10 metros de altura.

$X \equiv$ dirección en el eje x .

$y \equiv$ dirección en el eje y .

$$\nabla_H \equiv \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$$

$$\nabla_H^2 \equiv \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right)$$

BIBLIOGRAFIA

- Amador-Buenrostro, A., M. L. Argote-Espinoza, M. Mancilla-Peraza y M. Figueroa-Rodríguez, 1995. Variaciones de período corto de la circulación anticiclónica en Bahía Sebastián Vizcaíno, B. C. *Ciencias Marinas*, **21**(2), 201-223.
- Arakawa, A. and F. Mesinger, 1976. Numerical methods used in Atmospheric Models. Global Atmospheric Research Programme (G.A.R.P.) Publications Series, No. 17: 65.
- Bakun, A., 1975. Daily and Weekly Upwelling Indices, West Coast of North America, 1967-73. NOAA Technical Report NMFS SSRF-693. 108.
- Bowden, K. F., 1983. Physical Oceanography of Coastal Waters. Camelot press Ltd., Southampton. Great Britain, 302.

- Csanady, G. T., 1984. Circulation in the coastal ocean. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht, 279.
- Courant, R., K. Friedereichs and H. Lewy, 1928. Über die Partiellen Differenzgleichungen der Mathematischen Physik, *Math. Ann.*, Vol. 100, 32-74.
- Dawson, E. Y., 1952. Circulation Within Bahía Vizcaíno, Baja California and its effects on marine vegetation. *American Journal Of Botany*, 39(7), 425-432.
- Gavidia Medina, J. F., 1988. Simulación numérica de la circulación barotrópica en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada B. C., México, 95 pp.
- Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press. San Diego, Ca: 661 pp.
- Godin, G., R. de la Paz-Vela, N. Rodríguez y M. Ortiz, 1980. Revisión de los datos de marea para la costa occidental de México disponibles en el CICESE e interpretación de resultados. Inf. Tec. OC-80-02: 63 pp.
- Groves, G. W. y L. J. Jr. Reid, 1958. Estudio presentado por escrito. Contributions from the Scripps Institution of Oceanography, New Series, No. 1057: 997-1029.
- Hunter, J. R., 1980. User's manual for two-dimensional numerical hydro-dynamic model. Unit for the Coastal and Estuarine Studies. Marine Science Laboratories, Menai Bridge, Anglesey. Report U80-5: 23 pp.
- Mancilla-Peraza, M., E. Palacios-Hernández y G. López-Castillo, 1993. Variabilidad hidrográfica de Bahía Sebastián Vizcaíno, Baja California, México. *Ciencias Marinas*, 19(3), 265-284.
- McCreary, J. P. Jr., S. L. Hyong and D. B. Enfield, 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. M. R.*, Vol. 47, 81-109.
- Osorio-Tafall, B. F., 1948. La Isla de Cedros, Baja California. *Bol. Soc. Geogr. Mex.*, 66 319-402.
- Palacios-Hernández, E., 1994. Circulación barotrópica de Bahía Sebastián Vizcaíno B. C. simulada por un modelo numérico. Tesis de Maestría en Ciencias. CICESE, Ensenada B. C., 63 pp.
- Pavía, E. G. and B. Cushman-Roisin, 1988. Modeling of Oceanic Fronts Using a Particle Method. *J. G. R.*, Vol. 93 No. C4, 3554-3562.
- Pingree, R. D. and L. Maddock., 1977. Tidal residuals in the English Channel, *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, Vol. 57, 339-354.
- Phillips, O. M., 1980. The Dynamics of the Upper Ocean. Cambridge University Press. Cambridge, 336 pp.
- Reid, J. L., G. I. Roden and J. G. Wyllie, 1958. Progress Report, 1 July 1956 to 1 January 1958. CalCoFi., 28-57.
- Ripa, P., 1987. On the stability of elliptical vortex solutions of the shallow-water equations. *J. F. M.*, vol. 183, 343-363.
- Roden, G. I., 1972. Large-scale upwelling off northwestern Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 2(2), 184-189 pp.
- S. I. O. (Scripps Institution of Oceanography), 1962. Results of current measurements with drogues 1958-1961. SIO Reference 62-27: 31 pp.
- S. M. (Secretaría de Marina), 1975. De Punta San Quintín a Punta Eugenia. Secretaría de Marina México, S. M. 601.