

ESTUDIO DEL MOVIMIENTO VERTICAL DE LAS AGUAS EN LA REGION ESTE DE LA CUENCA DEL PACIFICO COLOMBIANO

1. Nancy L. Villegas B.

RESUMEN

El presente trabajo es un experimento numérico enfocado al análisis de la estructura del movimiento vertical en la región Este del Pacífico Colombiano en diferentes fases del ciclo ENOS. Los datos iniciales suministrados por la Armada Nacional corresponden a campos de temperatura del mar, salinidad y presión atmosférica de los años El Niño 1986, La Niña 1988 y 1990 como inicio de una fase cálida.

INTRODUCCION

El objetivo principal del presente experimento numérico es realizar en las aguas del Océano Pacífico Colombiano un estudio sobre la estructura de los movimientos verticales y de la influencia que ejerce en ellos las diferentes fases del ciclo ENOS.

De acuerdo con monitoreos de parámetros de interacción océano - atmósfera realizados en la zona ecuatorial del océano Pacífico durante los años de 1989 - 1990 (Sidorenkova N.S. 1992), la Oscilación del Sur pasó del período de fase cálida El Niño de baja intensidad (desde agosto de 1986 hasta febrero de 1988), al período de fase fría LA NIÑA de gran intensidad (desde marzo de 1988 hasta octubre de 1989). Después de una rápida disminución del Índice de Oscilación del Sur en 1989 éste alcanzó al comienzo de 1990 un valor característico de fase cálida de baja intensidad pero el desarrollo de la fase cálida se detuvo y El Niño no se presentó.

Teniendo lo anterior como base el presente estudio se desarrolló con datos de temperatura del mar, salinidad y presión atmosférica correspondientes a la zona Este de la cuenca del Pacífico Colombiano, obtenidos en cruceros a bordo de buques de investigación de la ARMADA NACIONAL en los períodos de: 1986, año en el cual se registró la presencia de El Niño; en 1988 cuando se observó La Niña y 1990 cuando se esperaba el inicio de un fenómeno cálido.

En el presente trabajo se obtuvo como resultado valores de densidad, nivel del mar y del movimiento vertical de las aguas en 1986, 1988 y 1990. El movimiento vertical se analizó buscando zonas de surgencia (ascenso de aguas) en el área de estudio comprendida desde la latitud $06^{\circ}00'00''$ Norte hasta la latitud $02^{\circ}30'00''$ Norte y desde la longitud $78^{\circ}00'00''$ Oeste hasta la longitud $80^{\circ}00'00''$ Oeste (Fig. No.1).

Debido a que las zonas de surgencia indican la presencia de aguas frías ricas en nutrientes provenientes de capas profundas del océano (Bowden, 1988), se ilustraron las observaciones reales de temperatura a 10 m y 150 m de profundidad con el fin de verificar si las zonas de elevación de aguas obtenidas en el presente experimento numérico coincidían con los sectores de baja temperatura del mar. La estrecha relación entre la temperatura del mar y los resultados de los cálculos mostraron que el método utilizado para el estudio de la velocidad vertical es acertado.

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra localizada en la región oriental del Océano Pacífico Ecuatorial a lo largo del litoral colombiano, desde los $06^{\circ}00'00''$ Latitud Norte hasta los $02^{\circ}30'00''$ Latitud Norte y desde los $78^{\circ}00'00''$ Longitud Oeste hasta los $80^{\circ}00'00''$ Longitud Oeste (Fig. No. 1)

METODOLOGIA

Debido a que la velocidad vertical puede tomar valores muy pequeños, el estudio de su estructura es posible sólo con base en la modelación hidrodinámica. La utilización de la ecuación hidrostática como tercera ecuación de movimiento, hace posible la definición de la velocidad vertical V_z por medio de la ecuación de continuidad. A partir de dicha ecuación, se obtiene una fórmula que muestra la estructura de V_z definida por: componente eólico - V_{z1} (heterogeneidad del campo de presión atmosférica), componente de gradientes - V_{z2} (gradientes zonales y heterogeneidad del nivel del mar) y componente baroclínico - V_{z3} (gradientes zonales de integrales baroclínicos). Dichos componentes son calculados en el presente experimento numérico con el fin de valorar la influencia de cada uno de estos factores en la formación del movimiento vertical de la circulación en el

mar, lo cual brinda un conocimiento detallado de la estructura de Vz y permite determinar el componente que prevalece en los diferentes períodos del ciclo ENOS.

El cálculo de la componente vertical Vz a partir de la ecuación de continuidad de un líquido incomprensible directamente a través de las velocidades horizontales, da resultados muy imprecisos. En primer lugar, se obtiene el valor de Vz como resultado de la suma de grandes magnitudes y en segundo lugar, ese valor incluye los errores del cálculo de las velocidades horizontales (Galerkin, 1982).

La causa principal de errores consiste en que los campos de datos iniciales no se pueden hacer uniformes por toda la cuenca sin violar las condiciones naturales de la región. Ahora que, trabajando dentro del problema de diagnóstico y excluyendo el concepto de la fricción de la capa límite con el fondo marino, se puede obtener una expresión para la componente Vz de la velocidad vertical de corrientes, que enlace directamente a Vz con un complejo de factores influyentes. Tratando la ecuación de continuidad en el sistema de coordenadas esféricas, se tiene:

$$\frac{\partial Vz}{\partial z} = -\frac{1}{R \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} (V_{\theta} \sin \theta) + \frac{\partial V_{\lambda}}{\partial \lambda} \right] \quad (1) \quad \text{Donde:}$$

R - radio del planeta Tierra;

λ, θ - ejes de dirección al occidente y al sur;

Z - distancia vertical;

V_{λ} y V_{θ} - componentes verticales en los ejes de dirección λ y θ respectivamente;

Vz - componente vertical en Z.

Si se integra la expresión (1) por la profundidad Z, se obtiene una ecuación en la cual entran a participar las condiciones de frontera cinemática y de la "tapa dura" para la superficie libre (Daronin, 1980). Fuera de los límites de la capa fronteriza al fondo marino,

se toman expresiones más completas para el cálculo de las componentes horizontales de la velocidad vertical V_q y V_l y luego de algunas operaciones matemáticas se obtiene la expresión final para el cálculo de Vz:

$$\frac{Vz}{dz} = \underbrace{-\frac{\Delta Pa}{2f\rho\alpha'R^2}}_{Vz1} + \underbrace{\frac{\sin \theta}{2f\rho\alpha'R^2 \cos \theta}}_{Vz2} - \frac{\partial Pa}{\partial \theta} + \underbrace{\frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial Pa}{\partial \lambda}}_{Vz3} + \frac{gz}{R^2 \cos \theta} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} - \frac{g}{f\rho R^2 \omega \cos \theta} \int_0^z (z-\xi) \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} \quad (2)$$

Donde:

Pa - anomalía de la presión atmosférica;

g - aceleración de caída libre;

ξ - anomalía del nivel del mar;

ρ - densidad del agua;

f - parámetro de Coriolis;

ρ_0 - magnitud media de la densidad del agua;

α' - parámetro de Ekman para la atmósfera;

- velocidad angular de rotación de la Tierra.

La expresión (2) muestra que la estructura de Vz es definida por los componentes eólicos Vz1, gradientales Vz2 y baroclínicos Vz3. Las cualidades aditivas de la expresión (2) permiten determinar los factores influyentes en la formación de la circulación vertical resultante (Semionov, 1981). En la superficie del océano, la componente vertical se iguala a cero y en los demás horizontes se calcula por la fórmula (2), en la cual se desconoce la

magnitud de la superficie del nivel del mar. Con base en diferentes análisis (Volkov, 1980; Bubnov, 1990; Burkov, 1992; Sarkician, 1986; Doronin, 1980; Semionov, 1981 etc.), se ha demostrado que en la investigación de corrientes a gran escala el problema de la búsqueda de la función χ (en este caso el nivel del mar) prácticamente se disminuye a la solución de una ecuación elíptica con fronteras homogéneas representada así:

$$\Delta \xi + \frac{1}{H} \left(\frac{\partial H}{\partial \theta} \frac{\partial \xi}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} \right) = F1 + F2 \quad (3)$$

donde:

$$F1 = -\frac{1}{2\alpha\rho_0} \int_0^H \Delta\rho dz - \frac{1}{\rho_0 \sin \theta} \int_0^H I(H, \rho) dz - \frac{1}{\rho_0 |\cos \theta|} \int_0^H H \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz \quad (4)$$

$$F2 = \frac{1}{2\alpha \rho_0 g} \Delta Pa + \frac{1}{\rho_0 |\cos \theta|} \int_0^H z \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz \quad (5)$$

La condición fronteriza se deduce del método cuasidinámico:

$$\xi_L = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho dz \quad (6)$$

La ecuación (3) se soluciona con el método de Gauss - Zeidel. Para la aproximación diferencial de la parte izquierda se utiliza el método de diferencias direccionales y para la parte derecha los esquemas diferenciales centrales. Las integrales se solucionan por medio del método del trapecio (Rubinov, 1994).

Los datos iniciales fueron tratados por medio de interpolación lineal para detectar posibles registros erróneos y para calcular los datos ausentes tanto en los campos de Presión Atmosférica como en los de Temperatura y Salinidad. Luego, por medio de las fórmulas anteriormente descritas, se elaboró un pro-

grama en lenguaje PASCAL, basado en la suposición de que la cuenca del Pacífico Colombiano es una piscina de 1000 m de profundidad con fronteras líquidas y sólidas (límite oceánico y límite costero). Se procedió a calcular la densidad del mar, la función auxiliar (Nivel Medio del Mar) y los componentes de la Velocidad Vertical obteniendo la Velocidad Vertical Vz como resultado de la suma de dichos componentes.

RESULTADOS Y DISCUSION

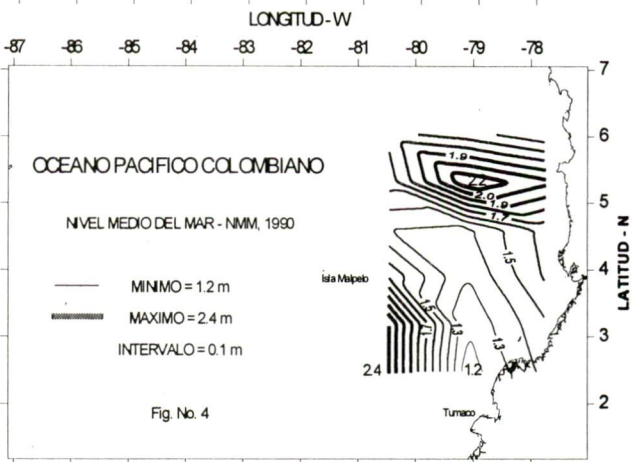
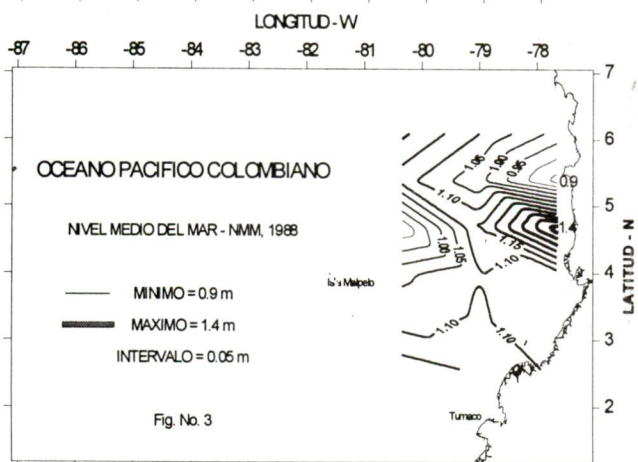
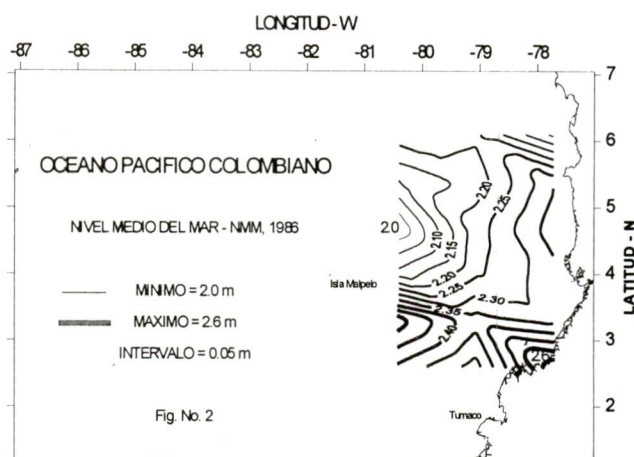
Nivel del Mar

En las fig. No.2, No. 3 y No. 4 se observan las isolíneas del nivel del mar calculadas para los años de 1986, 1988 y 1990 respectivamente. Como se esperaba de acuerdo con la teoría de que en la época de El Niño los valores del nivel medio del mar aumentan (Volkov, 1980), los más altos valores del nivel del mar se obtuvieron en este período, es decir en El Niño de 1986 (Fig. No. 2). Ellos oscilaron de 2.0 a 2.6 m, alcanzando los valores máximos en las zonas sur orientales de la región. En la parte central del área estudiada, se observa un aumento de oeste a este de 2.0 a 2.3 m. Al norte, el nivel del mar disminuye.

En el año de 1988 (Fig. No. 3), se observan los valores del nivel del mar más bajos entre los años estudiados en el presente trabajo. Los niveles oscilan de 0.9 a 1.4 m. En la

zona sur de la región la magnitud del nivel es casi constante y con un valor de 1.0 - 1.1 m. En la región central el nivel aumenta hacia el este de 0.9 a 1.4 m. En la zona norte se registra una disminución del nivel de oeste a este de 1.2 a 0.9 m, lo cual también se observó en 1986 pero con diferentes valores.

En la figura No. 4 se aprecian las isolíneas del nivel del mar obtenido para 1990, el cual alcanza valores medios en comparación con los años 1986 y 1988. Los niveles varían de 1.2 a 2.4 m. Los más altos valores se presentan en el Suroeste y los más bajos en el Sureste. Observando el desplazamiento de las isolíneas, se tiene que éstas se agrupan en el sector Suroeste con los valores mas altos (2.4 m) y disminuyendo paulatinamente se dirigen a la parte central (1.2 m). Luego, sus valores aumentan hasta 2.0 m en el Noreste y desde allí continúan disminuyendo hasta llegar al Norte con 1.6 m.

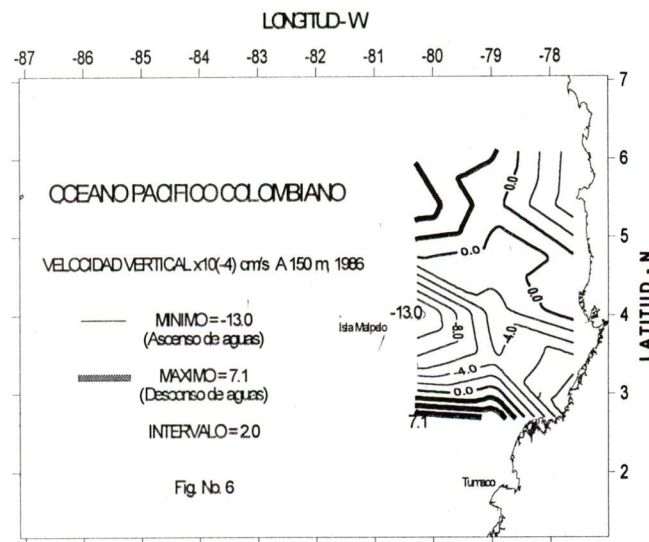
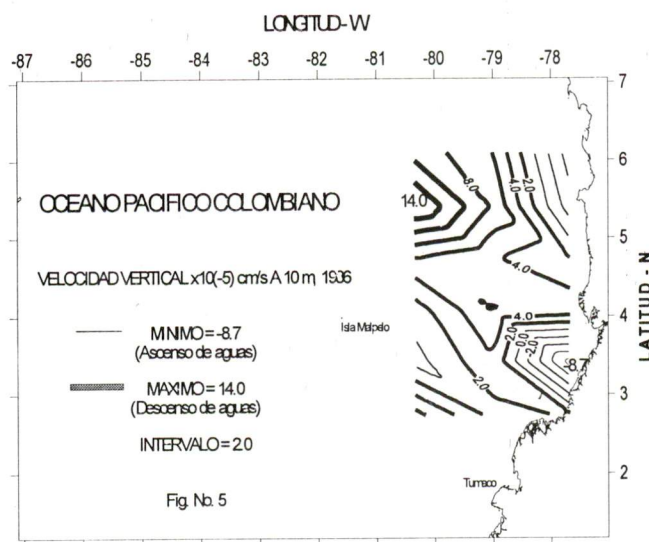


Los resultados del cálculo del nivel del mar se pueden explicar de la siguiente manera: El Niño NO siempre provoca un aumento del nivel en la parte oriental del Océano Pacífico y precisamente en el año de 1986, el nivel del mar de acuerdo con los cálculos del presente trabajo fueron los más altos en comparación con 1988 y 1990. En el período de La Niña (1988) se obtuvo el valor más bajo del nivel del mar y de acuerdo a los relatos de diferentes teorías acerca de este tema analizadas por Volkov, 1980, uno o dos años antes de que se presente el fenómeno El Niño el nivel del mar baja y, es eso lo que se observa en los resultados del nivel medio del mar de 1988, año precedente a un calentamiento que inició en 1990 pero que se presentó más tarde en 1991 - 1993. En 1990, se tienen valores medios del nivel del mar en comparación con 1986 y 1988. En la región Norcentral de la zona de estudio se observan isolíneas circulares las cuales podrían ser el resultado de ciertas anomalías que se presentan en esta zona en los campos de temperatura y salinidad.

La similitud del comportamiento teórico del nivel del mar influenciado por las fases del ciclo ENOS con los resultados del nivel del mar obtenidos mediante este experimento numérico, permiten afirmar que el método utilizado para el cálculo de la función auxiliar x (nivel del mar) es fiable.

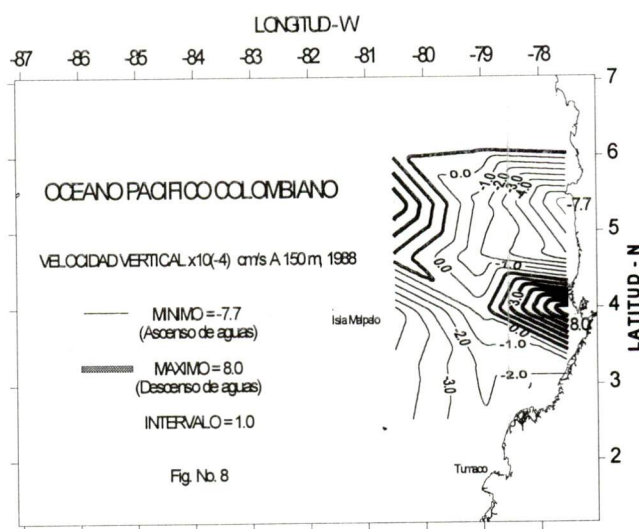
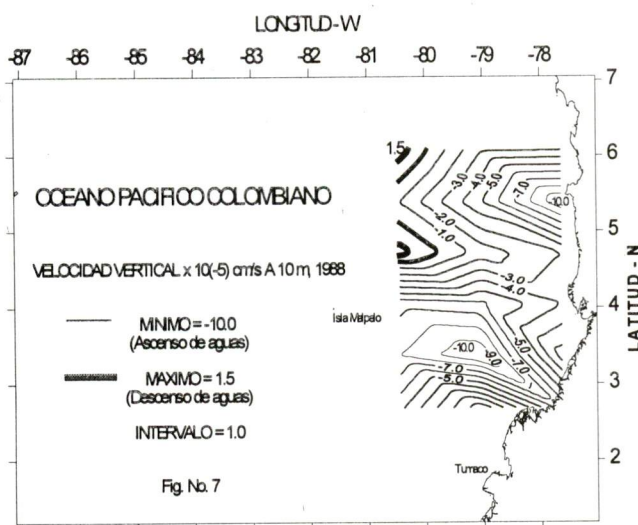
Velocidad Vertical -Vz

Los resultados de este trabajo coinciden con la teoría ya conocida acerca de que el fenómeno El Niño obstruye la surgencia en una región (Kagán, 1992). Esto se observa en las isolíneas de la velocidad vertical V_z calculada para 1986 (Figs. No. 5 y No. 6). Según los cálculos realizados en el presente trabajo en diferentes profundidades se obtuvo que la estructura de V_z en la capa superficial se forma principalmente del componente eólico a excepción de la zona Oriental y Sur occidental en las cuales el mayor aporte en la estructura de V_z lo realiza la componente de gradiente. Se obtuvo además que el componente baroclínico es menor que el componente eólico y gradiente. La velocidad vertical V_z tiene un valor de $1x$ cm/s en las capas superficiales, luego de los 50 m hasta los 1000 m de profundidad el valor de V_z es de $-1x$ cm/s y en la última capa es igual a $1x$ cm/s. Las isolíneas en la profundidad de 10 m (Fig. No. 5) muestran ascenso de aguas sólo en algunas zonas del Sur y del Noreste. En la profundidad de 150 m (Fig. No. 6) los valores negativos que muestran zonas de surgencia se observan desde el Sur - oeste a partir de los 3° N hasta el Noreste ($4^\circ 30'$ N) y desde la zona central oeste hacia el Sureste.



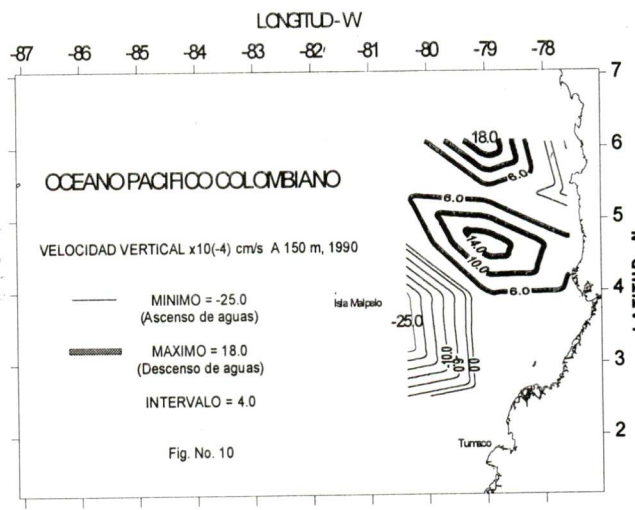
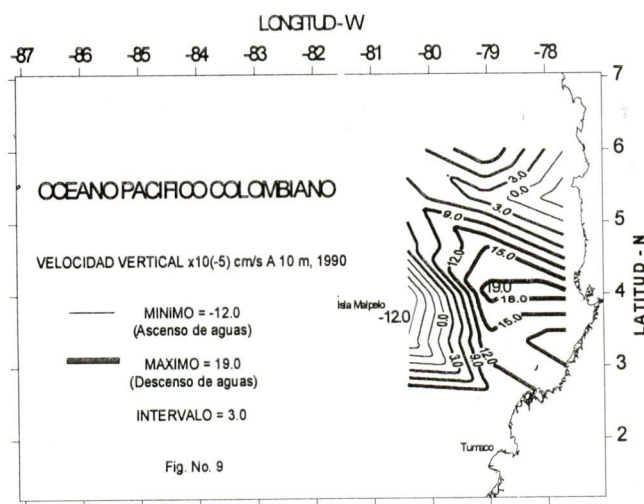
En el periodo de La Niña de 1988 (Fig. No. 7) se observó que a 10 m de profundidad se presentó una elevación de aguas muy marcada en todo el área de estudio excluyendo algunas zonas del Noroeste influenciadas posiblemente por la acumulación de aguas cálidas cerca al Golfo de Panamá gracias a la Contracorriente Interalia Ecuatorial, la cual se acerca a las orillas de Centro América continuando a lo largo del litoral hacia el Noreste para después unirse a la corriente alia del Norte (Bubnov, 1990). Según los cálculos, la estructura de Vz en las capas superiores se conformó en mayor parte por

el componente eólico, en las capas medias e inferiores por el componente baroclínico y en aguas más profundas el mayor aporte lo hizo el componente gradiental. El orden de la velocidad vertical fue igual a 1 x cm/s en las capas superiores, luego aumentó hasta 1 x cm/s en capas cercanas al fondo. En la Fig. No. 8 se aprecia el comportamiento de Vz a 150 m de profundidad el cual es casi similar al observado a los 10 m pero con la presencia de un descenso de aguas en las regiones Norte, Noroeste y en la costa alrededor de los 4° N .



La velocidad vertical en 1990 presentó una gran variedad en las magnitudes de Vz y el mayor aporte en su formación lo realizó el componente baroclínico. La magnitud de Vz fue igual a 1 x cm/s en las capas superiores hasta los 20 m, luego predominó una veloci-

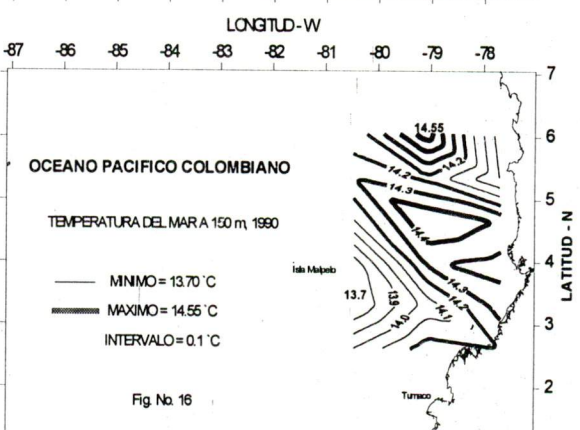
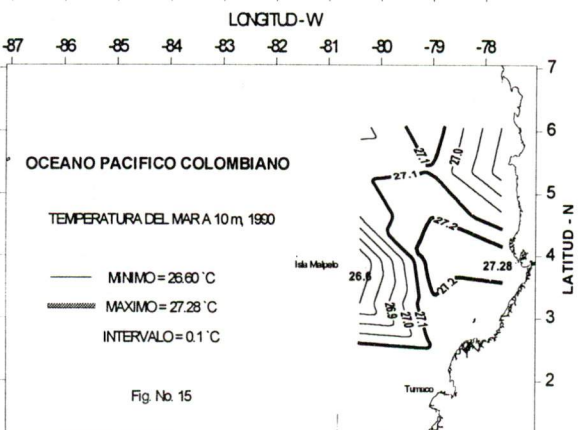
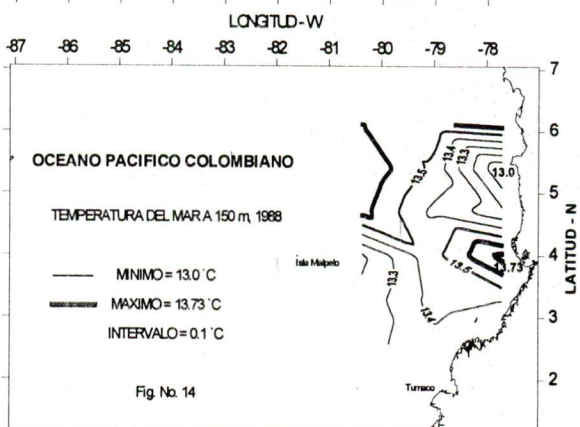
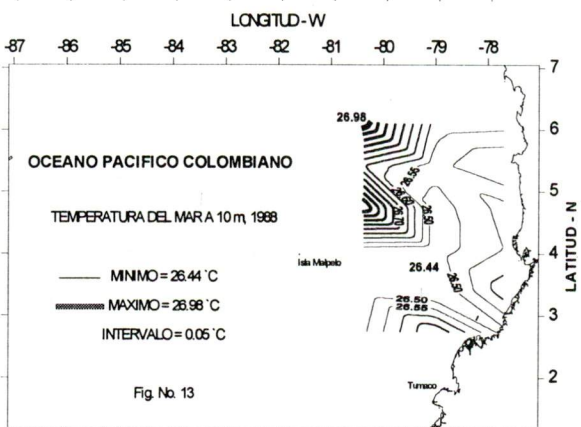
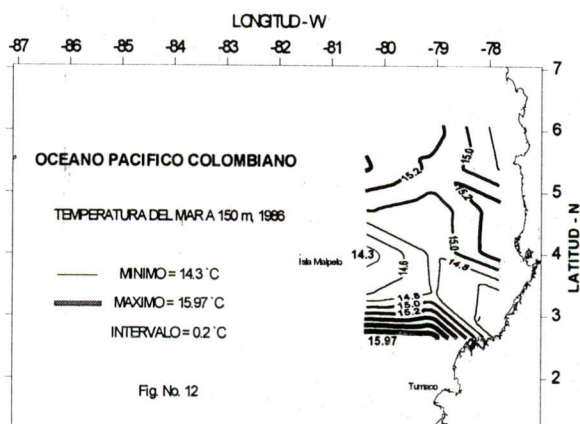
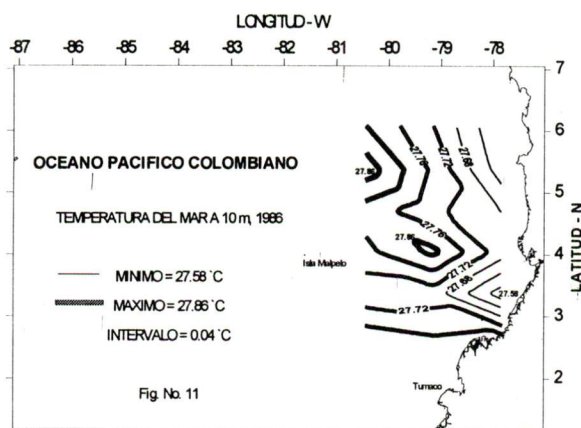
dad vertical hasta de 1 x cm/s . En la Fig. No. 9 como era de esperarse, al inicio del desarrollo de El Niño el ascenso de aguas se obstruye. Se aprecia a 10 m una elevación de aguas en las regiones Noreste y Suroeste al igual que a los 150 m (Fig. No. 10).



De acuerdo con las figuras No. 5 a No. 10 se observa que la región con mayor cantidad de isolíneas indicadoras de elevación de aguas (surgencia) es la de los alrededores de la Isla Gorgona. Dichas isolíneas se hacen más visibles en los años 1988 y 1990.

Para verificar los cálculos de la velocidad vertical V_z se realizaron isolíneas de la temperatura del mar de cada uno de los tres años estudiados (Figs. No.11 y No. 12 para el año de 1986, No.13 y No.14 para 1988 y No.15 y No.16 para 1990).

Se observó que en las zonas donde se registraron valores bajos de temperatura (regiones costeras y cercanas a la Isla de Gorgona) se presentó ascenso de aguas (de acuerdo con los cálculos de este experimento). Las zonas donde la temperatura del mar registró valores altos coincidieron con aquellas cuya velocidad vertical no indicó ascenso de aguas. Esto permite afirmar que la comparación entre regiones teniendo en cuenta el cálculo del movimiento vertical y los valores de la temperatura del mar es un método que se puede utilizar para los estudios de zonas de surgencia.



CONCLUSIONES

Los valores de la velocidad vertical obtenidos en el presente trabajo se encuentran dentro de los márgenes de las magnitudes a escalas oceánicas registradas por otros autores (Daronin, 1980; Galerkin, 1982). Se percibió la influencia del ENOS en la dinámica y estructura del movimiento vertical de la región de estudio.

Los resultados del nivel del mar en El Niño 1986 muestran valores altos comparados con los de La Niña 1988 en el cual dichos valores fueron los más bajos y con el año del inicio de El Niño 1990 donde éstos fueron medios. Lo anterior indica la validez del método utilizado para el cálculo del nivel del mar ya que su comportamiento se asemeja a las teorías acerca de los cambios del nivel del mar en las diferentes fases del ciclo ENOS (Volkov, 1980; Kagán, 1992).

En El Niño - 1986 el componente eólico resultó predominante ya que la estructura de la velocidad V_z se formó en mayor parte de dicho componente. Esto quiere decir, que en un período El Niño es significativa la influencia del campo heterogéneo de presión atmosférica. En este año no se percibió el ascenso de aguas.

La estructura de V_z en el período La Niña - 1988 se formó por aportes de tres componentes: eólico, baroclínico y gradienta influyendo respectivamente en la capa superficial, media - inferior y profunda. En este período se observó levantamiento de aguas en casi toda el área de estudio lo cual no sucedió durante El Niño - 1986 e inicio de El Niño - 1990.

En 1990 el mayor aporte en la estructura de V_z lo realizaron los gradientes zonales de integrales baroclínicos debido al intercambio de temperatura y salinidad producido por corrientes que inician su penetración a la región.

El sector alrededor de la Isla Gorgona presentó mayor elevación de aguas en los tres años de estudio. La comparación entre la velocidad vertical y los valores de temperatura del mar permiten reconocer zonas de surgencia en el área investigada y verificar el resultado de los cálculos del movimiento vertical.

RECOMENDACIONES

Para el desarrollo de cálculos relacionados con el movimiento de las aguas se debe contar con un amplio conjunto de datos iniciales. Es importante que entidades tanto nacionales como internacionales encargadas de la obtención de datos del Océano Mundial y de la Atmósfera divulguen y otorguen la información necesaria a quienes lo requieran para la realización de trabajos con fines científicos.

Tanto las componentes de velocidad vertical como las de la horizontal dependen de factores físicos de mucha variabilidad (temperatura, salinidad, presión atmosférica, nivel del mar, etc.). Estos factores físicos deben ser captados mediante equipos muy sensibles que brinden registros fiables para el cálculo de la velocidad y de la estructura de los movimientos del océano con mayor exactitud.

Se debe continuar con la realización de experimentos numéricos del cálculo de los movi-

mientos del Océano Pacífico Colombiano ya que esta es una zona cuya estructura dinámica es aún desconocida. La búsqueda de la calidad de datos iniciales y de un método acertado de cálculo de la velocidad vertical debe ser constante, debido a que los resultados que se obtienen siempre llevan consigo los errores relacionados con la toma de datos y con el cálculo de funciones auxiliares (el nivel del mar en este caso).

En el cálculo de la Velocidad Vertical V_z para esta región se recomienda utilizar al viento como uno de los datos iniciales ya que según los resultados del presente trabajo se observó que la estructura de la Velocidad Vertical V_z en las capas superficiales del océano se formó principalmente por el componente eólico.

BIBLIOGRAFIA

- BOWDEN, K.F. Physical Oceanography of Coastal Waters. Moscú: Mir, 1988, pp. 172 - 197.
- BUBNOV, V.A. Circulación de Aguas de la Zona Ecuatorial del Océano. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1990, pp. 200 - 278.
- BURKOV, B.A.. Acerca de los Cambios en las Corrientes Trópico - ecuatoriales del Océano Pacífico. Oceanología. Tomo 32. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1992, pp. 830 - 846.
- DARONIN, Y.P. Dinámica del Océano. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1980, pp. 280 - 304.
- GALERKIN et al. Océano Pacífico. Moscú: Mir, 1982, pp. 300 - 318.
- KAGAN, B.A. Interacción Océano - Atmósfera. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1992, pp. 125 - 140.
- RUBINOV, A.M. Elementos del Análisis Matemático. Moscú: Mir, 1994, pp. 250 - 279.
- SARKICIAN, A.S., Y.L. DEMINA. Métodos y Resultados de los Cálculos de Circulación de las Aguas del Océano Mundial. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1986, pp. 100 - 152.
- SEMIONOV, B.V. Cálculos de los Movimientos Verticales con Modelos Numéricos de Circulación de las Aguas Oceánicas. Oceanología Tomo XXI. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1981, pp. 433 - 440.
- SIDORENKOVA, N.S. Valorización General del Régimen de Circulación Planetaria Período 1986 - 1990. Monitoreo de la Circulación General de la Atmósfera. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1992, pp. 76 - 93.
- VOLKOV, Y.P. Modelación del Fenómeno EL NIÑO y Procesos Auto - oscilatorios en el Sistema Océano Atmósfera. Revista ANURSS Tomo 16. San Petersburgo: Gidrometeoizdat, 1980, pp. 1179 - 1188.