

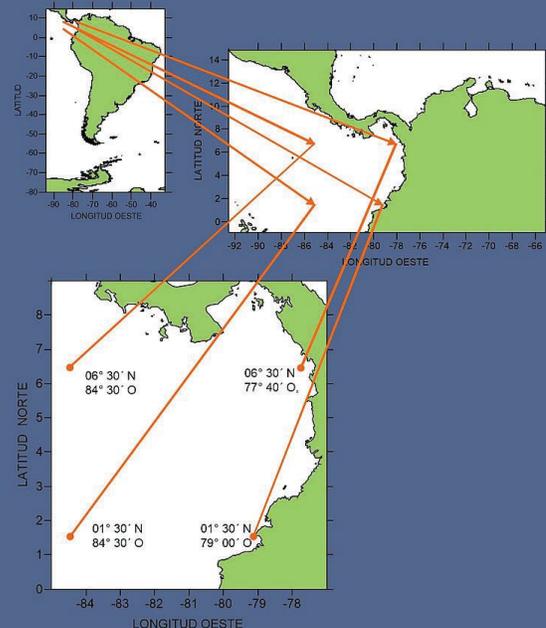
# ATLAS DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO

[ con base en  
simulación matemática ]

colección textos

textos  
textos  
textos  
textos  
textos  
textos

Nancy Villegas  
Igor Málikov



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

SEDE BOGOTÁ  
FACULTAD DE CIENCIAS

Facultad de Ciencias  
Saber más y formar mejor

ATLAS DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS  
DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO:  
CON BASE EN SIMULACIÓN MATEMÁTICA



ATLAS DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS  
DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO:  
CON BASE EN SIMULACIÓN MATEMÁTICA

**NANCY VILLEGAS**  
**IGOR MÁLIKOV**

Atlas de las características termohalinas y dinámicas  
de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano:  
con base en simulación matemática

© Nancy Villegas  
Igor Málikov  
Grupo de Investigación CENIT  
Departamento de Geociencias  
Facultad de Ciencias  
Universidad Nacional de Colombia

© Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias  
Departamento de Geociencias

Primera edición, 2009  
Bogotá, Colombia

ISBN: 978-958-719-247-6

Impresión:  
Editorial UN  
direditorial@unal.edu.co  
Bogotá, Colombia

Diseño de carátula: Andrea Kratzer M.

**Cítese como:**

Villegas, N. e I., Málikov. 2009. Atlas de las características termohalinas y dinámicas de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano: con base en simulación matemática. Editorial UN. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 218 p.

**Palabras clave:** Dinámica de las aguas, características termohalinas, Cuenca del Pacífico Colombiano, simulación matemática.

Derechos reservados conforme a la ley. Los textos pueden ser reproducidos con citación de la fuente.

## AGRADECIMIENTOS

Por los acertados y valiosos aportes a esta obra tanto desde el punto de vista técnico, como de presentación, realizadas por el Capitán de Navío JULIÁN AUGUSTO REYNA MORENO Oceanógrafo Físico M.Sc. Secretario Ejecutivo de la Comisión Colombiana del Océano (CCO), el profesor JAIME ORLANDO MARTÍNEZ MARTÍNEZ Geólogo M.Sc. en Ambientes Costeros y Sedimentología del Departamento de Geociencias de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia – Bogotá, el profesor JUAN MANUEL MORENO MURILLO Geólogo M.Sc. en Geología del Departamento de Geociencias de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia – Bogotá, el profesor HERNÁN ESTRADA BUSTOS Físico Dr. Rer. Nat. del Departamento de Matemáticas de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia – Bogotá, y el profesor ALFREDO IZQUIERDO GONZÁLEZ Ingeniero Oceanólogo Doctor en Ciencias del Mar del Departamento de Física Aplicada de la Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales de la Universidad de Cádiz – España.

Así mismo, agradecemos al Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y Tecnología Francisco José de Caldas (COLCIENCIAS), el cual, a través de la "Convocatoria Nacional para la Financiación de Proyectos de Investigación Año 2007, Modalidad Recuperación Contingente" apoyó al proyecto "Relación de la Distribución de Clorofila-A y de las Zonas de Surgencia de la Cuenca del Pacífico Colombiano con la Migración de la Zona de Convergencia Intertropical" con recursos financieros que hicieron posible la complementación del material presentado en esta obra.

A la Dirección del Departamento de Geociencias y a la Coordinación de Publicaciones de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá, por el apoyo para la publicación del presente texto resultado de la investigación sobre la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC).

*Nancy Villegas  
Igor Málikov*

## ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

CCCP – Centro Control Contaminación del Pacífico  
CCE – Contra Corriente Ecuatorial  
CESS – Contra Corriente Ecuatorial Sub-Superficial  
CCO – Comisión Colombiana del Océano  
CCr – Corriente Cromwell  
CENIT – Centro de Investigaciones de la Tierra: grupo de investigación en oceanología  
COLCIENCIAS – Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y Tecnología  
Francisco José de Caldas  
CPC – Cuenca del Pacífico Colombiano  
DIMAR – Dirección General Marítima  
ENOS – El Niño Oscilación del Sur  
ETOPO5 – Earth Topography 5-Minute Gridded Elevation Data Set  
IDEAM – Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia  
MDCVS – Modelo de Diagnóstico de Corrientes Verticales de Surgencia  
MT3D – Modelo Termodinámico Tridimensional  
NCAR – National Center of Atmospheric Research  
NCEP – National Center for Environmental Prediction  
NESDIS – National Environmental Satellite, Data, and Information Service  
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration  
NODC – National Oceanographic Data Center  
OMJ – Oscilación Madden Julian  
PSU – Practical Salinity Unit  
TSM – Temperatura Superficial del Mar  
UNESCO – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization  
WOA05 – World Ocean Atlas 2005  
ZCIT – Zona de Convergencia Intertropical

## INTRODUCCIÓN

La investigación de las leyes de la formación de la estructura termodinámica de la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) en diferentes escalas de variabilidad es un problema actual para la República de Colombia. Sobre todo en los últimos años, cuando considerablemente se ha intensificado el interés en la explotación de los recursos naturales de la CPC, como factor importante para la economía del país. La CPC posee muchos recursos naturales potenciales, los cuales pueden ser vistos como fuente de desarrollo económico a través del avance en campos como: la construcción de puertos y plataformas marinas, el comercio marítimo, la navegación marítima, la industria pesquera y la acuicultura, la industria turística, la explotación de minerales, de petróleo y de otras fuentes alternativas de energía, entre otros.

Debido a que la CPC se encuentra en una región de influencia de fenómenos océano atmosféricos regionales y globales tales como la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la Oscilación Madden Julian (OMJ), el Jet de Panamá, El Niño Oscilación del Sur (ENOS), entre otros, el conocimiento de las características termohalinas y dinámicas de las aguas de la CPC presenta gran interés para los científicos que trabajan en problemas relacionados con procesos oceanológicos y meteorológicos tanto globales como regionales, y también para aquellos que tienen en sus manos la realización de planes de desarrollo nacional con fines de mejoramiento de la calidad social y económica y la política del litoral pacífico colombiano.

La finalidad del trabajo es la exposición gráfica de la variabilidad espacial y temporal de valores promedios mensuales climáticos a nivel horizontal y vertical de diferentes características físicas (temperatura, salinidad, anomalía de densidad del mar, velocidad del sonido) y dinámicas (masas de agua, movimientos de surgencia y circulación general) de las aguas de la CPC útiles en la comprensión de los procesos naturales propios del área de estudio.

El presente atlas servirá como base de referencia en actividades académicas y científicas, y será una guía para futuros estudios e investigaciones en las áreas de la oceanografía física, dinámica del océano, interacción océano-atmósfera, biología marina, navegación, ingeniería oceanológica, exploración de recursos mineros y energéticos, entre otras.

En el documento se hace una breve descripción de los modelos utilizados, Modelo Termodinámico Tridimensional (MT3D) y Modelo de Diagnóstico de Corrientes Verticales de Surgencia (MDCVS), y se mencionan algunas de las publicaciones relacionadas con la aplicación de los mismos en la región. Se presentan gráficamente los resultados del promedio climático de las variables obtenidas de los dos modelos en la superficie del mar, en diferentes profundidades estándar y a nivel vertical en transectos hidrológicos con un total de 349 figuras distribuidas de la siguiente manera:

Variables físicas de las aguas de la CPC: 70 figuras de temperatura del mar, 61 figuras de salinidad del mar, 61 figuras de anomalía de densidad del mar, 61 figuras de velocidad del sonido del mar y 11 figuras de la estructura de las aguas: masas de agua.

Variables de la dinámica de las aguas de la CPC: 40 figuras de la velocidad vertical de surgencia y 45 figuras de la circulación de las aguas.

## TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
1. DESCRIPCIÓN DE MODELOS UTILIZADOS PARA LA OBTENCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO	9
1.1. MODELO TERMODINÁMICO TRIDIMENSIONAL (MT3D)	10
1.2. MODELO DE DIAGNÓSTICO DE CORRIENTES VERTICALES DE SURGENCIA (MDCVS)	14
2. TEMPERATURA DEL MAR, (°C)	17
3. SALINIDAD DEL MAR, (psu)	53
4. ANOMALÍA DE DENSIDAD DEL MAR, ( $kg/m^3$ )	85
5. VELOCIDAD DEL SONIDO DEL MAR, (m/s)	117
6. ESTRUCTURA DE LAS AGUAS: MASAS DE AGUA	149
7. VELOCIDAD VERTICAL DE SURGENCIA, (cm/s)	157
8. CIRCULACIÓN DEL MAR: VELOCIDAD DE CORRIENTES, (cm/s)	179
9. SOLUCIÓN DE LOS MODELOS UTILIZADOS	203
9.1. SOLUCIÓN DEL MODELO TERMODINÁMICO TRIDIMENSIONAL (MT3D)	203
9.2. MODELO DE DIAGNÓSTICO DE CORRIENTES VERTICALES DE SURGENCIA (MDCVS)	207
BIBLIOGRAFÍA	213

# 1. DESCRIPCIÓN DE MODELOS UTILIZADOS PARA LA OBTENCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO

Las investigación económica y científica de regiones como la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) influenciada por procesos océano-atmosféricos regionales y globales, requiere del conocimiento detallado de las características del medio marino, iniciando con el análisis de datos hidrometeorológicos de la región, y aunque existen observaciones oceanográficas sobre la CPC, éstas se iniciaron recientemente (a partir de 1970) de manera irregular en tiempo y espacio y en cantidad limitada (Devis et. al, 2002). Debido a esto, la formación del régimen hidrológico y las leyes de las variabilidades espacio-temporales de las características de la estructura termohalina y dinámica de la CPC no han sido suficientemente estudiadas, lo cual se ve claramente en la revisión llevada a cabo por Miller, et al. (2006) sobre el océano pacífico Este, donde se muestra el desconocimiento de los procesos oceanográficos que ocurren en la CPC debido a la parcial falta de información, lo que obstaculiza el desarrollo científico del área de estudio y, por ende, su desarrollo económico.

El Departamento de Geociencias ha mostrado su interés en el conocimiento de las regiones marítimas a través del entrenamiento de sus estudiantes tanto a nivel académico dentro de las aulas, como por medio de prácticas científicas e intercambio de experiencias a nivel nacional e internacional (Villegas, 2008). Para lograr objetivos académicos se ha utilizado información disponible en las páginas web de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) a manera de extrapolación de datos océano-atmosféricos y de valores extraídos de imágenes satelitales para el conocimiento de una región tan compleja como la CPC.

Uno de los métodos que llevan al conocimiento de una región marítima, es la utilización de modelos numéricos que permitan la reconstrucción de los campos físicos y dinámicos de las aguas a fin de obtener escenarios aproximados de su estructura termohalina y dinámica. El presente documento es el compendio gráfico de los resultados de investigaciones realizadas en los últimos años por los autores, los cuales se dan a conocer a manera de *Atlas de las Características Termohalinas y Dinámicas de las Aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano* con base en información simulada de los modelos: Modelo Termodinámico Tridimensional (MT3D) diseñado y validado en el 2003 (Villegas, 2003), y Modelo de Diagnóstico de Corrientes Verticales de Surgencia (MDCVS) diseñado y validado en 1995 (Villegas, 1995), contando con un total de 349 figuras base que contribuirán al conocimiento de la región y servirán como texto guía en actividades académicas y científicas de la CPC.

En el presente atlas la visualización de los resultados se realiza para el área comprendida entre los puntos geográficos  $06^{\circ} 30' N - 84^{\circ} 30' W$ ,  $06^{\circ} 30' N - 77^{\circ} 40' W$ ,  $01^{\circ} 30' N - 84^{\circ} 30' W$  y  $01^{\circ} 30' N - 79^{\circ} 00' W$  (Fig. 1.1).

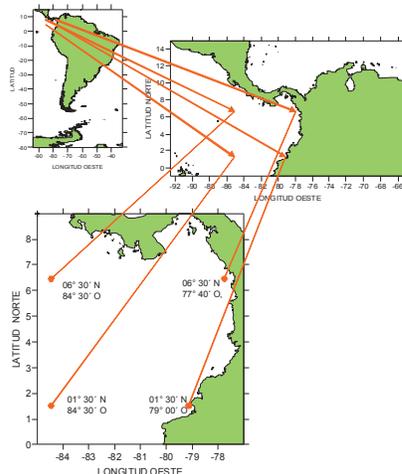


Figura 1.1. Ubicación del área representada en el atlas.

## 1.1. MODELO TERMODINÁMICO TRIDIMENSIONAL (MT3D)

El MT3D simula las variables fundamentales para la visualización de las características dinámicas y termohalinas de la CPC (Neelov y Villegas, 2002; Villegas, 2003; Villegas y Karlin, 2004; Villegas y Málikov, 2006), basado en las ecuaciones completas de movimiento de un líquido viscoso no compresible en coordenadas esféricas, en la aproximación de Boussinesq e hidrostática, en las ecuaciones de transporte de calor y sal, y en la ecuación internacional de estado del agua del mar UNESCO (UNESCO/ICES/SCOR/IAPSO, 1981):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{g}{R \sin \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{g}{\rho_o R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_{-z}^0 \rho dz + lv + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z} + \mu \Delta u \quad (1.1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{g}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - \frac{g}{\rho_o R} \frac{\partial}{\partial \theta} \int_{-z}^0 \rho dz - lu + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z} + \mu \Delta v$$

$$\left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right] \frac{1}{R \sin \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial(T,S)}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \left[ \frac{\partial u(T,S)}{\partial \lambda} + \frac{\partial v(T,S) \sin \theta}{\partial \theta} \right] + \frac{\partial w(T,S)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} v_{t,s} \frac{\partial(T,S)}{\partial z} + \mu_{T,s} \Delta(T,S) \quad (1.1.2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g; \quad \rho = f(T,S,P) \quad (1.1.3)$$

donde  $\lambda$  es la longitud;  $\theta$  es la latitud;  $z$  es la coordenada vertical dirigida hacia arriba con inicio en la superficie del océano;  $t$  es el tiempo;  $\zeta$  es la superficie libre;  $u, v, w$  son las componentes de velocidad proyectadas en los ejes  $\lambda, \theta, z$  respectivamente;  $g$  es la aceleración de la gravedad;  $R$  es el radio del planeta Tierra;  $T, S, \rho, P$  son la temperatura, salinidad, densidad y presión del mar respectivamente;  $l = 2\Omega \cos \theta$  es el parámetro de Coriolis;  $\Omega$  es la velocidad angular de la rotación terrestre;  $\Delta u = \frac{1}{R^2 \sin \theta} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial u}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2 u}{\partial \lambda^2} \right]$  es para  $u$  el operador Laplace;  $v, \mu$  son los coeficientes vertical y horizontal de turbulencia respectivamente.

En la superficie del océano se dan condiciones cinemáticas para solución a la superficie libre, componentes de tensión del viento, flujos de calor turbulento y latente, flujo de vapor (sal) como precipitación menos evaporación, flujo de impulso y radiación de onda corta y onda larga.

$$w_o = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{u_o}{R \sin \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} v_o \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \quad (1.1.4)$$

$$\tau_{x,y} = -\rho_o v \frac{\partial(u,v)}{\partial z} \quad (1.1.5)$$

$$v_{T,s} \frac{\partial(T,S)}{\partial z} = q_{T,s} \quad (1.1.6)$$

donde  $\tau_{x,y}$  son las componentes de tensión del viento en la superficie del océano;  $v_{T,s}$  son los flujos de calor y sal.

Para las ecuaciones de transporte de calor y sales en las fronteras sólidas se dan las condiciones de aislamiento de calor y de sal y la condición de deslizamiento sin fricción:

$$v_{T,s} \frac{\partial(T,S)}{\partial z} = 0 \quad (1.1.7)$$

$$w_H = \frac{u_H}{R \sin \theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} v_H \frac{\partial H}{\partial \theta} \quad (1.1.8)$$

donde  $H$  es la profundidad dada.

En la frontera sólida del fondo se dan los componentes de la tensión de fricción:

$$\begin{aligned} \tau_x^H &= -\rho_o c_H V_H (v_H \sin \alpha + u_H \cos \alpha) \\ \tau_x^H &= -\rho_o c_H V_H (u_H \sin \alpha + v_H \cos \alpha) \end{aligned} \quad (1.1.9)$$

donde  $V_H$  es el módulo de la velocidad;  $c_H = 0,0026$ ;  $\alpha = 20^\circ$ .

En las fronteras sólidas horizontales se dan las condiciones de impermeabilidad con deslizamiento y ausencia de flujos de calor y sal en la normal hacia la línea de costa:

$$v_\eta = 0, \quad \frac{\partial v_\tau}{\partial \eta} = 0 \quad (1.1.10)$$

$$\frac{\partial(T, S)}{\partial \eta} = 0 \quad (1.1.11)$$

donde  $\eta$  es la normal hacia la línea de costa;  $v_\eta, v_\tau$  son los componentes del vector de velocidad normal y tangencial respectivamente.

Se determinó la superficie libre al integrar la ecuación de continuidad por la profundidad desde el fondo hasta la superficie teniendo en cuenta (1.1.4) y (1.1.8):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{1}{R \sin \theta} \left( \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial V \sin \theta}{\partial \theta} \right) \quad U = \int_{-H}^0 u dz; \quad V = \int_{-H}^0 v dz. \quad (1.1.12)$$

En las fronteras líquidas las condiciones dependen de la dirección del flujo. En caso de un flujo entrante, se dan valores climáticos de superficie libre, temperatura y salinidad:

$$\zeta^* = \zeta(t, \Gamma); \quad T^* = T(t, \Gamma); \quad S^* = S(t, \Gamma) \quad (1.1.13)$$

donde  $\Gamma$  es la coordenada de la frontera líquida.

En caso de un flujo saliente, se da la condición de Zommerfeld (Marchesiello et al, 2001), utilizando la ecuación de onda para obtener una componente  $\phi$  en la forma:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = c_x \frac{\partial \phi}{\partial x} + c_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (1.1.14)$$

donde  $x, y$  son las componentes normal y tangencial a la frontera, respectivamente;  $c_x, c_y$  son las velocidades de fase, las cuales se calculan como:

$$c_x = -\frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{\partial \phi / \partial x}{\partial^2 \phi / \partial y^2 + \partial^2 \phi / \partial x^2} \quad \text{y} \quad c_y = -\frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{\partial \phi / \partial y}{\partial^2 \phi / \partial y^2 + \partial^2 \phi / \partial x^2}. \quad (1.1.15)$$

La parametrización del intercambio vertical turbulento se realiza según Galperín et al (1988):

$$\frac{\partial b}{\partial t} = k_m \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 + \frac{g}{\rho_0} \alpha_\rho \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} k_b \frac{\partial b}{\partial z} \quad (1.1.16)$$

donde  $b$  es la energía cinética específica de turbulencia;  $\alpha_b, \alpha_\rho$  son parámetros;  $\varepsilon$  es la disipación de la energía turbulenta, determinada con la hipótesis de Kolmogorov-Obukhov (Galperin et al, 1988):

$$\varepsilon = c_\varepsilon \frac{b^2}{k_b}; \quad k_b = 0.2L\sqrt{b}; \quad k_m = S_{mom}L\sqrt{b}; \quad k_{t,s} = S_{heat}L\sqrt{b} \quad (1.1.17)$$

donde  $c_\varepsilon = 0.09$ ; y  $L$  es la escala de turbulencia.

La escala de turbulencia se determina de la fórmula general de Montgomery (Galperin et al, 1988) teniendo en cuenta la estratificación:

$$L = L_0(1 - \alpha_R R_i) \quad (1.1.18)$$

donde  $L_0 = \frac{\chi}{H} Z_H Z_\zeta Z_0$ ;  $Z_H$  es la distancia entre el fondo y la profundidad de cálculo;  $Z_\zeta$  es la distancia entre la superficie de agua y la profundidad de cálculo;  $\alpha_R \approx 3$ ;  $Z_0 = 1 - \beta_1 H^{-2} Z_H Z_\zeta$ ;

$\beta_1 - 0 \leq \beta_1 \leq 4$  es el parámetro de corte;  $R_i = -g \frac{\partial \rho}{\partial z} / \rho \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$  es el número de Richardson;

$$S_{mom} = \frac{(Sm_1 - Gh \cdot Sm_2)}{(1 - Sm_3 \cdot Gh)(1 - Sm_4 \cdot Gh)}; \quad S_{heat} = \frac{Sh_1}{1 - Sh_2 \cdot Gh}; \quad Sh_1 = 0.493928; \quad Sh_2 = 34.6764;$$

$Sm_1 = 0.42747$ ;  $Sm_2 = 5.805$ ;  $Sm_3 = 34.6764$ ;  $Sm_4 = 6.1272$ ;  $Gh = -L^2 N^2 / b$  es la función del número de Richardson definida en el intervalo  $-0.28 < Gh < 0.0233$ ;  $N^2$  es la frecuencia de Brunt Vaisala.

Para el cálculo de los flujos de calor en el límite océano atmósfera, se utiliza el método propuesto en Parkinson (1979). El flujo de la radiación solar de ondas cortas fue calculado por medio de la expresión de Zilliman (1972).

$$SWQ = \frac{S_0 \cos^2 Z \cdot (1 - 0.7c^3)}{(\cos Z + 2.7)e \cdot 10^{-5} + 1.085 \cos Z + 0.1} \quad (1.1.19)$$

donde  $S_0$  es la constante solar;  $Z$  es el ángulo del cenit;  $e$  es la presión parcial del vapor de agua;  $c$  es la nubosidad.

El ángulo solar del cenit se calcula de:

$$\cos Z = \sin \theta \sin \delta + \cos \theta \cos \delta \cos HA \quad (1.1.20)$$

donde  $\delta = 23.44 \frac{\pi}{180} \cos \left[ (172 - day) \frac{\pi}{180} \right]$  es la inclinación;  $HA = (12 - \text{tiemposolar}) \frac{\pi}{12}$  es el ángulo de hora.

La radiación solar de onda larga se encuentra según Idso y Jackson (1969):

$$LW = \sigma T_a^4 \left\{ 1 - 0.261 \exp \left[ -7.77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2 \right] \right\} x (1 + cn) \quad (1.1.21)$$

donde  $n \approx 0.275$ ;  $T_a$  es la temperatura del aire;  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$  es la constante de Stefan-Boltzmann.

Los flujos de calor turbulento y latente se calculan de las fórmulas:

$$HT = \rho_a c_p \cdot c_h |V_g| (T_a - T_s); \quad \text{y} \quad LE = \rho_a L \cdot c_h |V_g| (q_a - q_s) \quad (1.1.22)$$

donde  $L = 2.5 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$  para la evaporación;  $L = 2.834 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$  para la condensación;  $\rho_a$  es la densidad del aire;  $q_a = 0.622 \cdot e/P_a - 0.378 e$  es la humedad a 10 m de altura;  $q_s = 0.622 \cdot e_s/P_a - 0.378 e_s$  es la humedad en la superficie;  $e$  es la presión del vapor saturado para el aire;  $e_s = 611 \cdot 10^{\frac{a(T_s - 273.15)}{T_s - b}}$  es la presión del vapor saturado en agua;  $P_a$  es la presión atmosférica;  $a = 7.5$ ;  $b = 35.68$ .

En la superficie se da la condición de frontera de flujo de calor igual al flujo resultante de las componentes del balance de calor:

$$Q_a = HT + LE + LW + (1 - \alpha_w)SW - \sigma T_w^4 \quad (1.1.23)$$

donde  $\alpha_w$  es el albedo de la superficie de agua;  $T_w$  es la temperatura de la superficie del océano.

Las ecuaciones del modelo se escriben en diferencias finitas, se hace la integración en los límites de cada capa teniendo en cuenta las condiciones de las fronteras en la superficie y en el fondo. En los cálculos numéricos la zona de integración se divide en capas de grosor constante por la vertical, pero en las capas superior e inferior la variación del grosor se realiza respectivamente por la superficie libre y el fondo.

La generación de las condiciones iniciales y fronteras se realizó por medio de la ejecución del variante estacionario del modelo (problema de diagnóstico) corrido para todo el océano Pacífico con espacio de  $1^\circ$ . Para este efecto, en calidad de campos iniciales de temperatura y salinidad se dieron valores medios estacionales de estas variables tomadas del archivo del World Ocean Atlas (NOAA/NESDIS/NationalOceanographicDataCenter, 1994).

En calidad de información atmosférica se utilizaron los valores de elementos meteorológicos del archivo NCEP/NCAR (Kalnay et al., 2001). Como resultado se obtuvo los campos diagnósticos de la velocidad de corriente y del relieve de la superficie libre para las cuatro estaciones del año sobre el océano Pacífico. Estos campos dinámicos se utilizaron en calidad de condiciones fronterizas e iniciales para el problema del modelo regional de la CPC.

Para el modelo regional, el relieve del fondo marino se sustrajo del archivo ETOPO5 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO5/TOPO/ETOPO5/>), los caudales medios de los ríos que vierten sus aguas en la CPC (San Juan, Patía y Mira) se tomaron de la base de datos de UNESCO (Vorosmarty et al., 1996) y la información meteorológica se tomó de los campos diarios de NCEP/NCAR para el período 1948 – 2000.

En los cálculos numéricos, el paso de tiempo fué de 20 minutos y de espacio de 10 minutos. Los resultados de la modelación de la CPC son los campos  $T$ ,  $S$ ,  $\zeta$  y componentes  $u$  y  $v$  de la velocidad de la corriente desde 1948 hasta el 2000.

El modelo permite describir las oscilaciones estacionales, interanuales y entre anuales de las características termohalinas y dinámicas en la región de estudio. La distribución de la desviación media entre la temperatura del agua calculada y la temperatura del agua observada en la superficie de la CPC mostró que, en general, el modelo describe en forma suficientemente satisfactoria al régimen de la CPC. Algunas leves inconsistencias se observaron en la zona costera. Como resultado de los experimentos numéricos se definieron las leyes de la formación de la estructura termodinámica de la CPC (Neelov y Villegas, 2002; Villegas, 2003; Villegas y Karlin, 2004; Villegas y Málikov, 2006).

Debido a que el modelo realiza cálculos de un período de 50 años, alimentado con datos meteorológicos diarios del archivo NCEP/NCAR, valores de temperatura y salinidad estacionales del archivo del World Ocean Atlas, caudales medios mensuales de los ríos San Juan, Patía y Mira

de la base de datos de UNESCO, los resultados logran captar la variabilidad y anomalías relacionadas con los procesos de interacción océano atmósfera que ocurren a nivel global, regional y local del área de estudio.

Con el fin de mostrar gráficamente las características termohalinas y dinámicas de la CPC resultantes del MT3D, se calculó el promedio de los datos obtenidos del modelo de acuerdo al período base 1971 – 2000 utilizado para estudios de regiones que, como la CPC, se localizan en el área de influencia del ENOS (Xue et al. 2003).

## 1.2. ECUACIONES DEL MODELO DE DIAGNÓSTICO DE CORRIENTES VERTICALES DE SURGENCIA (MDCVS)

Debido a los mínimos valores de la velocidad de movimientos verticales, el estudio de su régimen y estructura hasta el momento es posible solo con base en la modelación hidrodinámica. En este caso en los problemas hidrodinámicos, la utilización en lugar de la tercera ecuación de movimiento la relación de hidrostática, hace posible la determinación de la componente vertical de corriente a través de la ecuación de continuidad.

El MDCVS simula los componentes eólico, gradiental y baroclínico de la corriente vertical de surgencia, partiendo de la definición de la velocidad vertical por medio de la ecuación de continuidad transcrita en coordenadas esféricas que para este efecto se denominará como  $V_z$ :

$$\frac{\partial V_z}{\partial z} = -\frac{1}{R \sin \theta} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} (V_\theta \sin \theta) + \frac{\partial V_\lambda}{\partial \lambda} \right] \quad (1.2.1)$$

donde  $\theta, \lambda$  son los ejes de las coordenadas orientadas hacia abajo y al oriente respectivamente;  $V_\theta, V_\lambda$  son los componentes horizontales de la velocidad de la corriente.

El cálculo de la componente vertical 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 la componente vertical 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 los 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. Al trabajar 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 de la velocidad vertical de corrientes, que la enlace directamente con los factores que influyen en su régimen.

Si se integra la expresión (1.2.1) por la profundidad  $z$ , se obtiene una ecuación en la cual entran a participar las condiciones de frontera cinemática y de "tapa dura" para la superficie libre (Daronin, 1980; Sarkician y Demina, 1986). 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 y, luego de algunas operaciones matemáticas se obtiene la expresión final para el cálculo de la velocidad vertical de corrientes:

$$\frac{dV_z}{dz} = -\frac{\Delta Pa}{2f\rho_o\alpha''R^2} + \frac{\text{sen}\theta}{2f\rho_o\alpha R^2 \cos\theta} \left( -\frac{\partial Pa}{\partial \theta} + \frac{1}{\text{sen}\theta} \frac{\partial Pa}{\partial \lambda} \right) + \frac{gz}{fR^2 \cos\theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{g}{f\rho_o R^2 \omega \cos\theta} \int (z - \xi) \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} \quad (1.2.2)$$

donde  $Pa$  es la anomalía de la presión atmosférica;  $f$  es el parámetro de Coriolis;  $\alpha'', \alpha$  son los parámetros Ekman para la atmósfera y el océano;  $\theta, \lambda$  son la latitud y longitud respectivamente;  $z$  es la profundidad;  $\zeta$  es la superficie libre;  $\xi$  es la profundidad que se integra;  $\omega$  es la velocidad angular de la rotación terrestre.  $\rho_o$  es la densidad media del mar.

Las cualidades aditivas de la expresión (1.2.2) permiten determinar los factores influyentes en la formación de la circulación vertical resultante (Semionov, 1981). A partir de esta ecuación, se obtiene la fórmula que muestra la estructura de  $V_z$  definida por la heterogeneidad del campo de presión atmosférica (componente eólico), los gradientes zonales y heterogeneidad del nivel del mar (componente gradiente) y los gradientes zonales de integrales baroclínicos (componente baroclínico). Los componentes son calculados 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  $V_z$  (Villegas, 1995; 1997a; 1997b).

En la superficie del océano, la componente vertical se iguala a cero y en las demás profundidades se calcula por la fórmula (1.2.2), en la cual se desconoce la magnitud de la superficie libre del mar. El problema de la búsqueda de una función auxiliar (superficie libre del mar) prácticamente se disminuye a la solución de una ecuación elíptica con fronteras homogéneas (Sarkicián y Demina, 1986; Marchuk y Sarkicián, 1988; Sarkicián, 1991):

$$\Delta\zeta + \frac{1}{H} \left( \frac{\partial H}{\partial \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \right) = F_1 + F_2 \quad (1.2.3)$$

$$F_1 = -\frac{1}{2\alpha\rho_o} \int_0^H \Delta\rho dz - \frac{1}{\rho_o \sin \theta} \int_0^H I(H, \rho) dz - \frac{1}{\rho_o |\cos \theta|} \int_0^H H \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz \quad (1.2.4)$$

$$F_2 = \frac{1}{2\alpha \rho_o g} \Delta P_a + \frac{1}{\rho_o |\cos \theta|} \int_0^H z \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz. \quad (1.2.5)$$

La condición fronteriza se deduce del método cuasi dinámico:

$$\zeta_L = -\frac{1}{\rho_o} \int_0^H \rho dz.$$

La ecuación (1.2.3) se solucionó con el método de Gauss - Zeidel hasta un valor  $\varepsilon \leq 10^{-2}$ , donde  $\varepsilon = \zeta^{K+1} - \zeta^K \leq \varepsilon$ . Para la aproximación diferencial de la parte izquierda se utilizó el método de diferencias direccionales y para la parte derecha los esquemas diferenciales centrales. Las integrales se solucionaron por medio del método del trapecio (Rubinov, 1994).

Los datos para el cálculo de corrientes verticales para la CPC por medio de este modelo se obtuvo de los valores simulados de temperatura, salinidad y superficie libre del MT3D y de valores de la presión atmosférica del archivo NCEP/NCAR (Kalnay et al., 2001).

La utilización de este modelo puede realizarse por medio del software que el grupo de investigación CENIT ha diseñado en un ambiente amigable en Delphi para Windows (Villegas y Málikov, 2008).

La solución numérica y validación inicial de los modelos MT3D y MDCVS se puede encontrar en Villegas (1995) y Villegas (2003) respectivamente. Los análisis de los resultados y de los cálculos de variables dinámicas basados en los datos obtenidos a partir de estos modelos, la corroboración de su validación y comparación con datos de cruceros oceanográficos en la región de estudio, han sido publicados y dados a conocer por los autores del presente atlas en: Villegas, 1997a; Villegas, 1997b; Málikov, 2000; Villegas, 2002a; Villegas, 2002b; Neelov y Villegas, 2002; Devis et al, 2002; Karlin y Villegas 2003; Villegas y Karlin, 2004; Villegas y Málikov, 2006; Díaz y Villegas, 2008; Díaz et al, 2008a, Díaz et al, 2008b; Moreno et al, 2008a; Moreno et al, 2008b; entre otros.



## 2. TEMPERATURA DEL MAR, (°C)

En la figura 2.1 se aprecia que la amplitud de la oscilación anual de la Temperatura Superficial del Mar (*TSM*) de la CPC toma valores desde 1.9°C en el centro y noroeste de la región, hasta 3.2°C en el noreste y suroeste. Las regiones de menor amplitud representan mayor mezcla de aguas, permitiendo la disminución de los valores extremos, máximos y mínimos, de *TSM*.

En las figuras 2.2 y 2.3 las estaciones que representan a la oscilación anual de la *TSM* de las aguas cercanas a la costa, registran los mayores valores de *TSM* en agosto-octubre y los menores en febrero-marzo. La época de mínimos de *TSM* en aguas costeras coinciden con lo descrito en Devis et. al (2002), aunque no sucede lo mismo con los valores máximos.

En las aguas del sector central de la CPC (Figs. 2.4-2.6) los máximos de *TSM* predominan en mayo-junio y los mínimos en octubre-diciembre. Este comportamiento de la *TSM* en aguas centrales coincide parcialmente con lo mencionado en Devis et. al (2002), donde uno de los dos máximos se presenta en junio y, uno de los dos mínimos, en septiembre-octubre.

Las estaciones que representan a las aguas de los sectores más alejados de la costa (Figs. 2.7 y 2.8), muestran valores altos de *TSM* en marzo-junio y bajos en octubre-noviembre, lo que coincide con las descripciones de Devis et. al (2002), aunque con desfase de un mes.

En general, se debe tener en cuenta que lo graficado en el presente trabajo es el resultado de una simulación alimentada con información inicial y de frontera de valores medios estacionales de *T* y *S*, y no con información mensual, lo cual, lógicamente, no permite visualizar en forma clara los dos máximos y dos mínimos mencionados en Devis et. al (2002). A su vez, se debe tener en cuenta que lo observado en expediciones oceanográficas para la CPC en Devis et. al (2002) resulta de la graficación de datos de *T* y *S* del período 1970-1996 promediados e interpolados por regresión polinomial de quinto grado (Málikov y Camacho, 1998) para la reconstrucción de datos de los meses y años de ausencia de expediciones oceanográficas.

En la figura 2.9 el promedio climático de la profundidad máxima de mezcla convectiva es mayor en el sur de la CPC, seguido por los sectores oeste y noroeste. Los menores valores se observan en la región central. La profundidad de mezcla convectiva representa el grosor de la capa superficial del océano, que al encontrarse en directa interacción con la atmósfera es influenciada por factores meteo-marinos produciendo mezcla de aguas que a su vez, originan movimientos convectivos en la columna de agua.

En las figuras correspondientes a los promedios mensuales de la distribución horizontal de *T* en las profundidades estándar se observa, que en aguas superiores cercanas a la costa (alrededor de los 4° N) existe una fuerte influencia de aguas frías de los ríos de características montañosas que llegan a la CPC. En las aguas inferiores, los valores de *T* son mayores en la costa y disminuyen a medida que se alejan de ella con una diferencia de tan solo 0.3°C en promedio. Este comportamiento se observa igualmente en las figuras de los transectos hidrológicos latitudinales y longitudinales.

En las aguas superiores se puede apreciar, en algunos meses, la presencia de meandros y núcleos de mínimos y máximos de *T* que varían en intensidad, dimensiones y profundidad, asociados a características locales en la región alrededor de los 79° W y 6° N frente a Chocó, el sector central y nororiental alrededor de los 84° W y 4-5° N percibidos parcialmente por Andrade (1992). A mayores profundidades también se aprecian tomando diversas posiciones, lo cual puede deberse a la presencia del sistema de crestas subterráneas (Villegas y Málikov, 2007).

Las gráficas de éste y de los demás capítulos corresponden al promedio del período base 1971 – 2000, de acuerdo con lo estipulado por Xue et al. (2003). Así mismo, los transectos hidrológicos y las profundidades estándar 20, 50, 75, 100, 150, 200 y 300 m se presentan para los meses de máximos y mínimos de *TSM* en la CPC (marzo, junio, septiembre y diciembre) de acuerdo con Devis et al (2002). Las profundidades 500-1500 metros se presentan como promedio anual del período base debido a que la variabilidad en estas profundidades mes a mes es mínima.

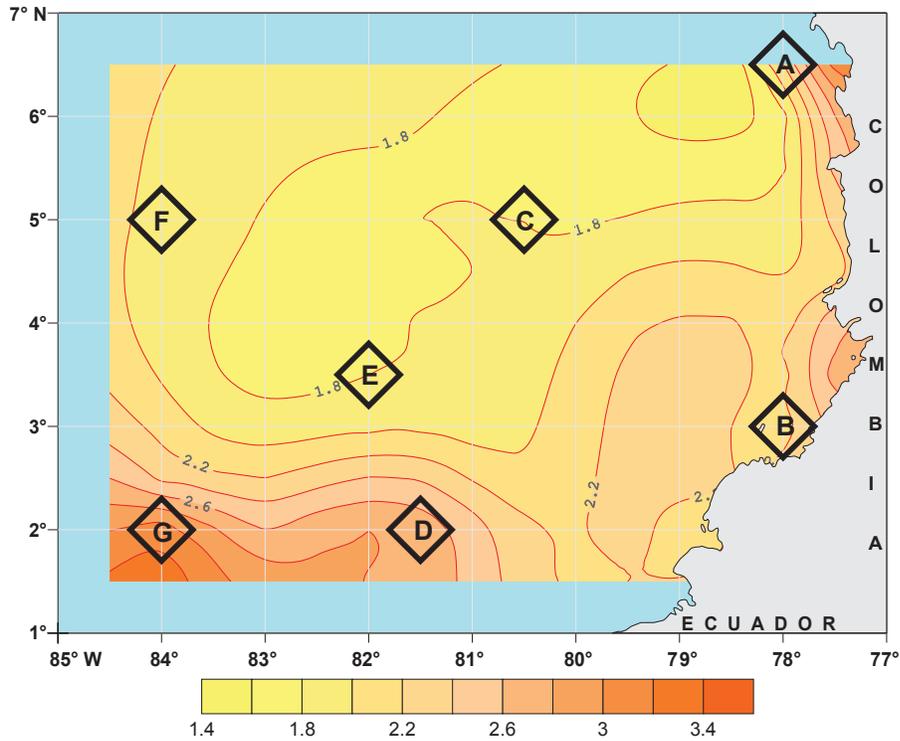


Figura 2.1. Promedio de la amplitud de la oscilación anual de la Temperatura Superficial del mar (*TSM*), °C.

— 2 — Líneas iguales de TSM (isotermas) cada 0.2 °C.  
 ◊ - Estaciones de referencia para las figuras de la oscilación anual de TSM.

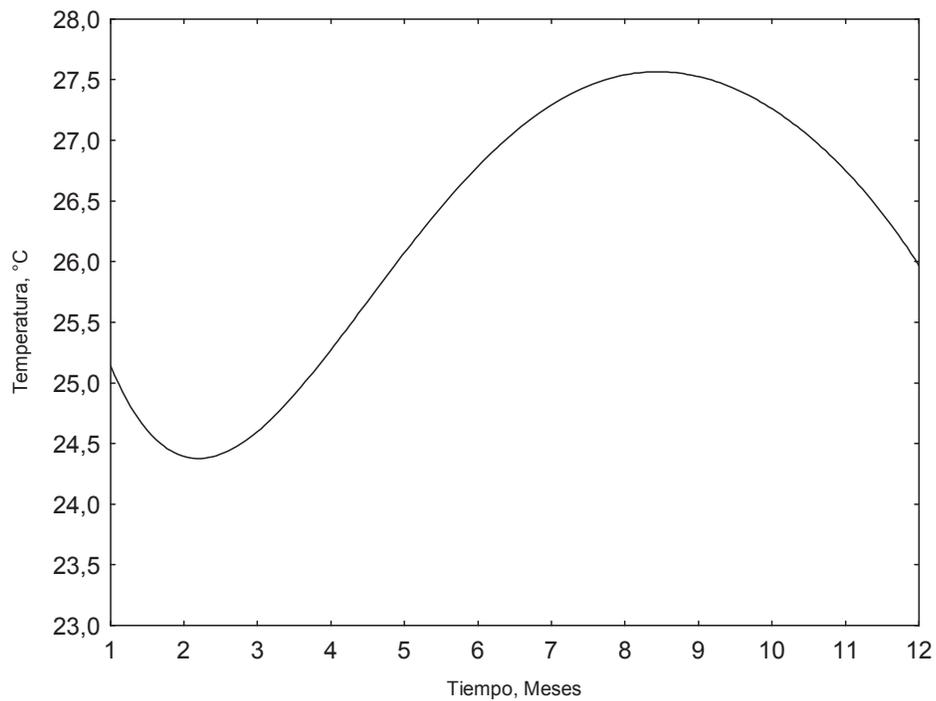


Figura 2.2. Oscilación anual de TSM, °C. Estación A, coordenadas: 78° W y 6° 30' N.

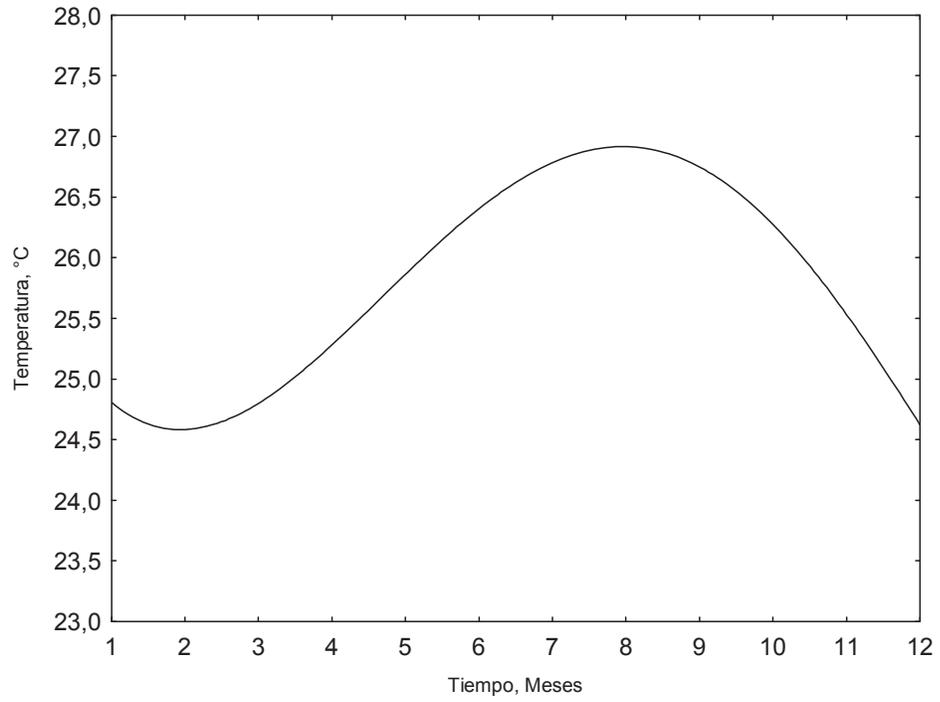


Figura 2.3. Oscilación anual de TSM, °C. Estación B, coordenadas: 78° W y 3° N.

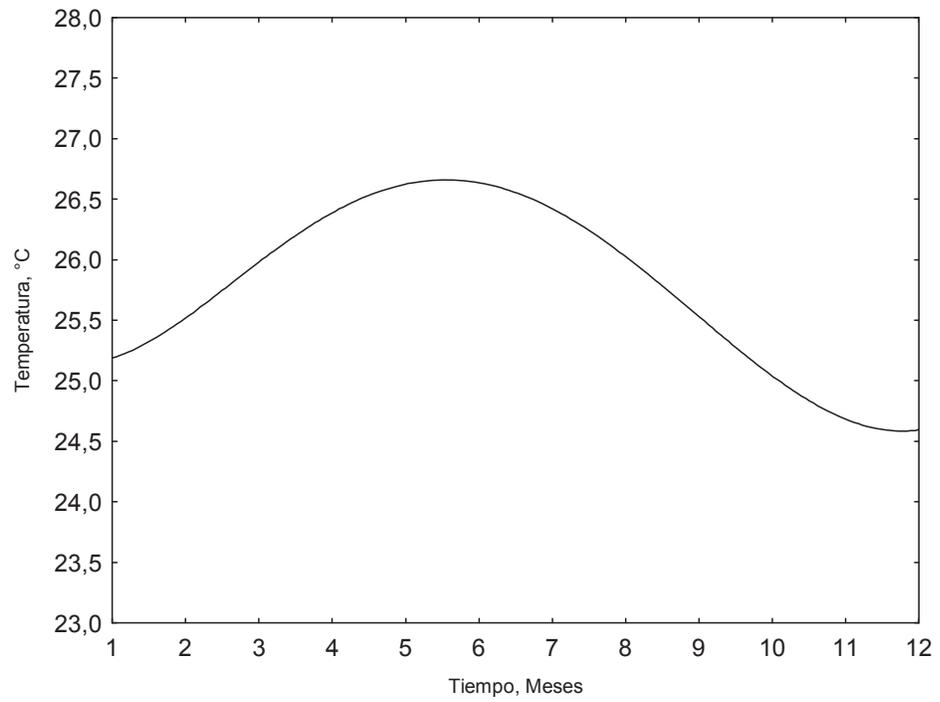


Figura 2.4. Oscilación anual de TSM, °C. Estación C, coordenadas: 80° 30' W y 5° N.

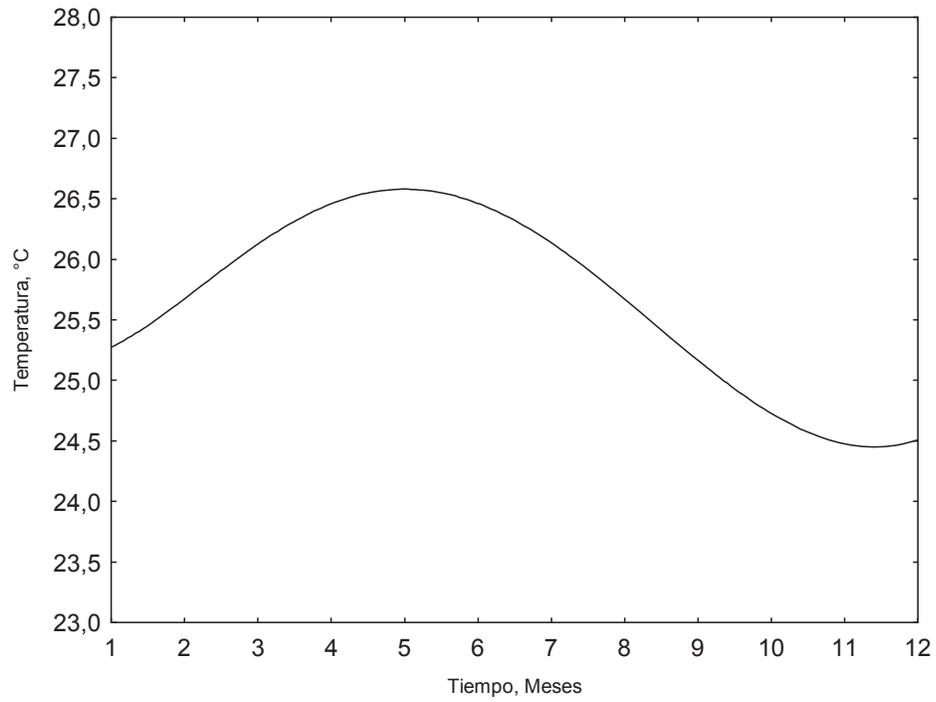


Figura 2.5. Oscilación anual de TSM, °C. Estación D, coordenadas: 81° 30' W y 2° N.

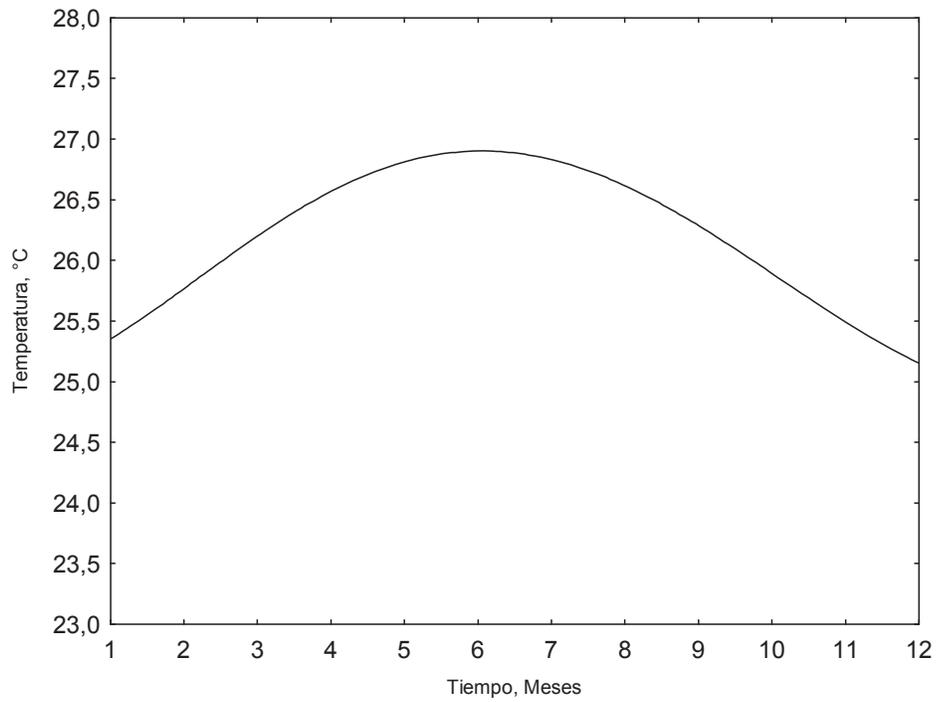


Figura 2.6. Oscilación anual de TSM, °C. Estación E, coordenadas: 82° W y 3° 30' N.

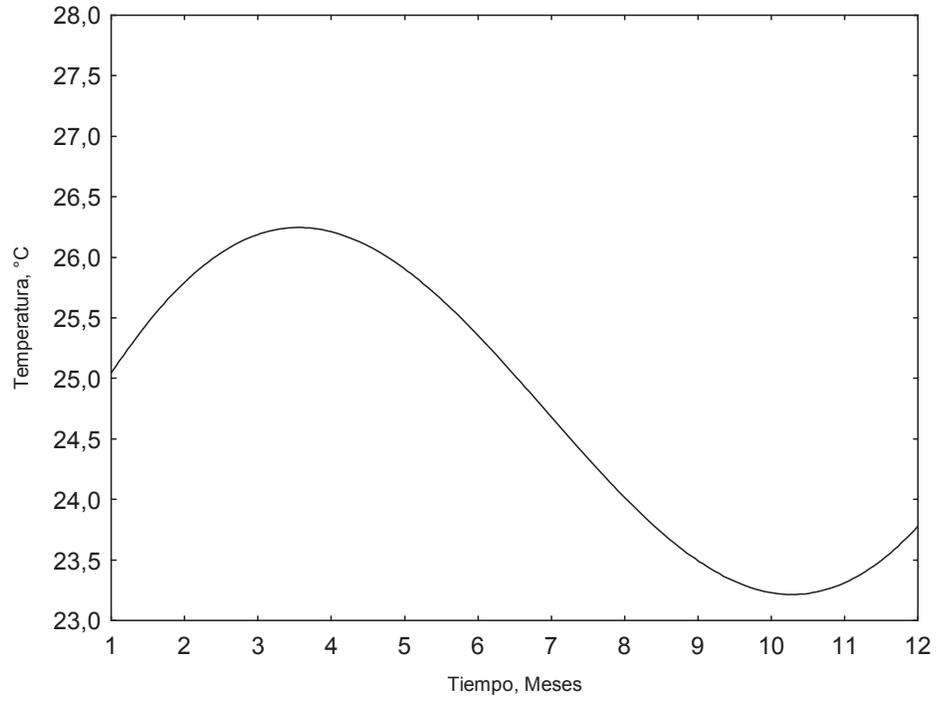


Figura 2.7. Oscilación anual de TSM, °C. Estación F, coordenadas: 84° W y 5° N.

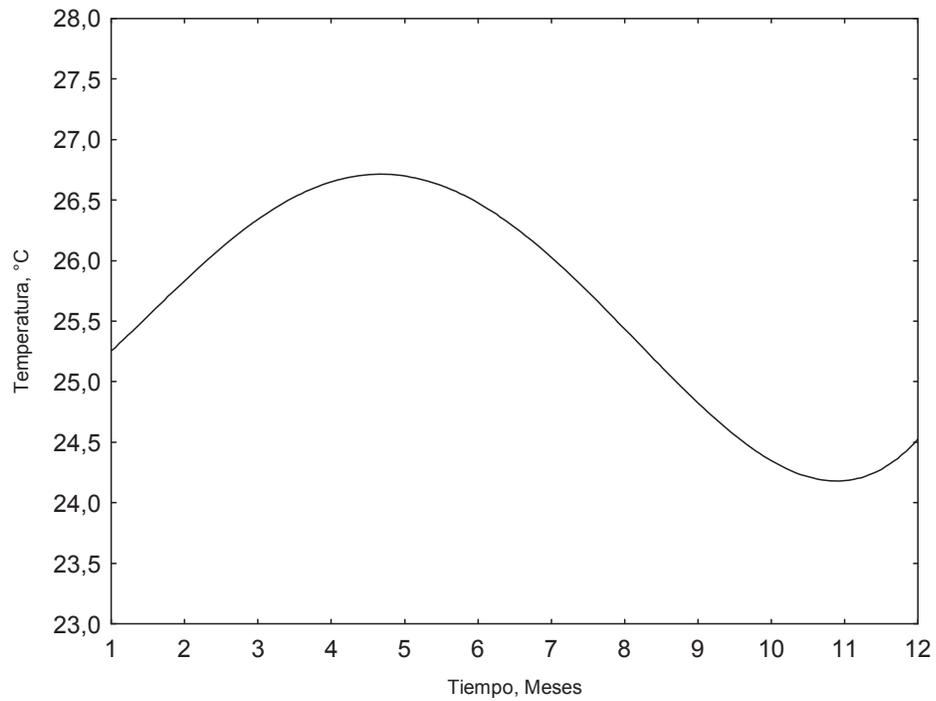
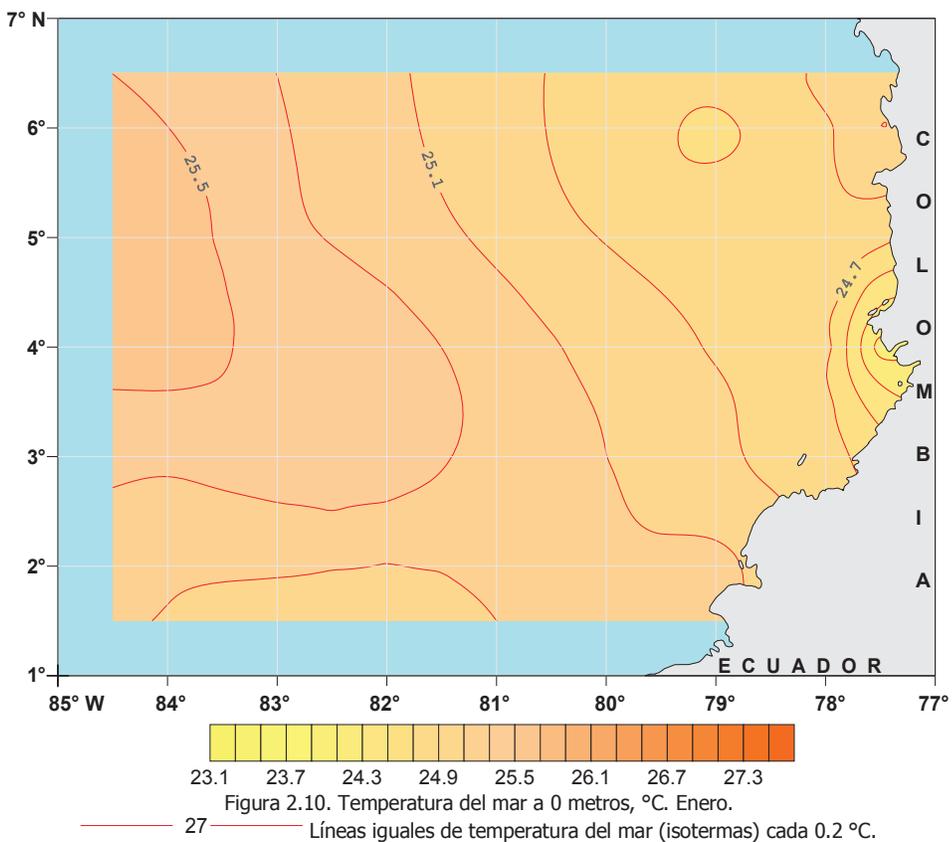
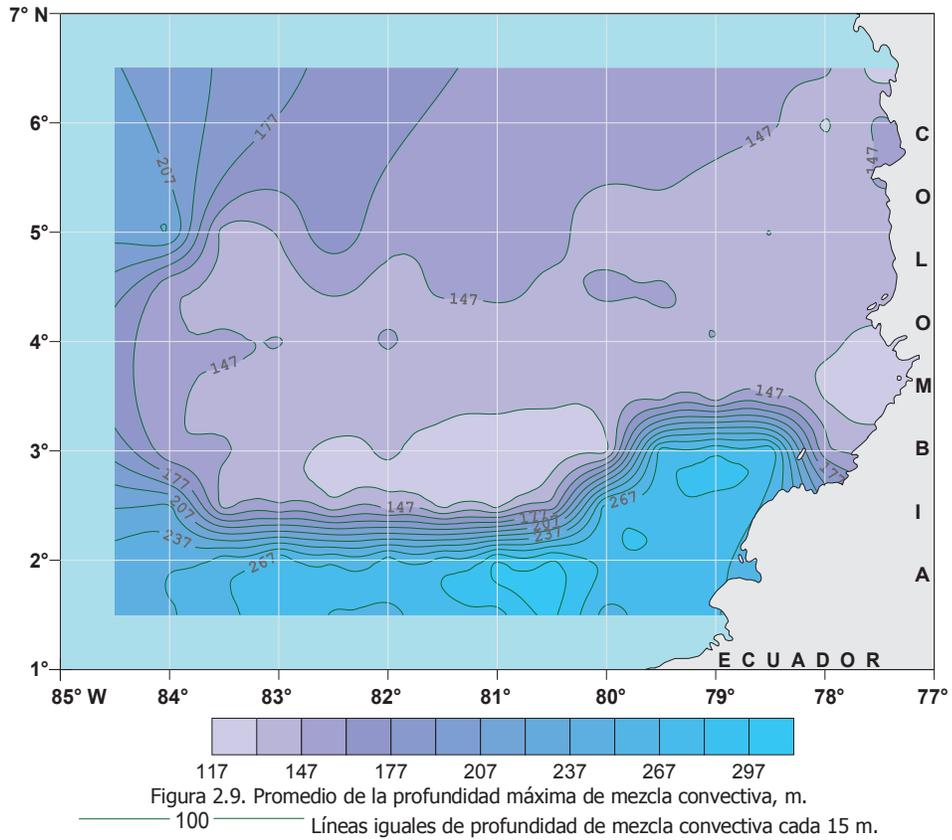
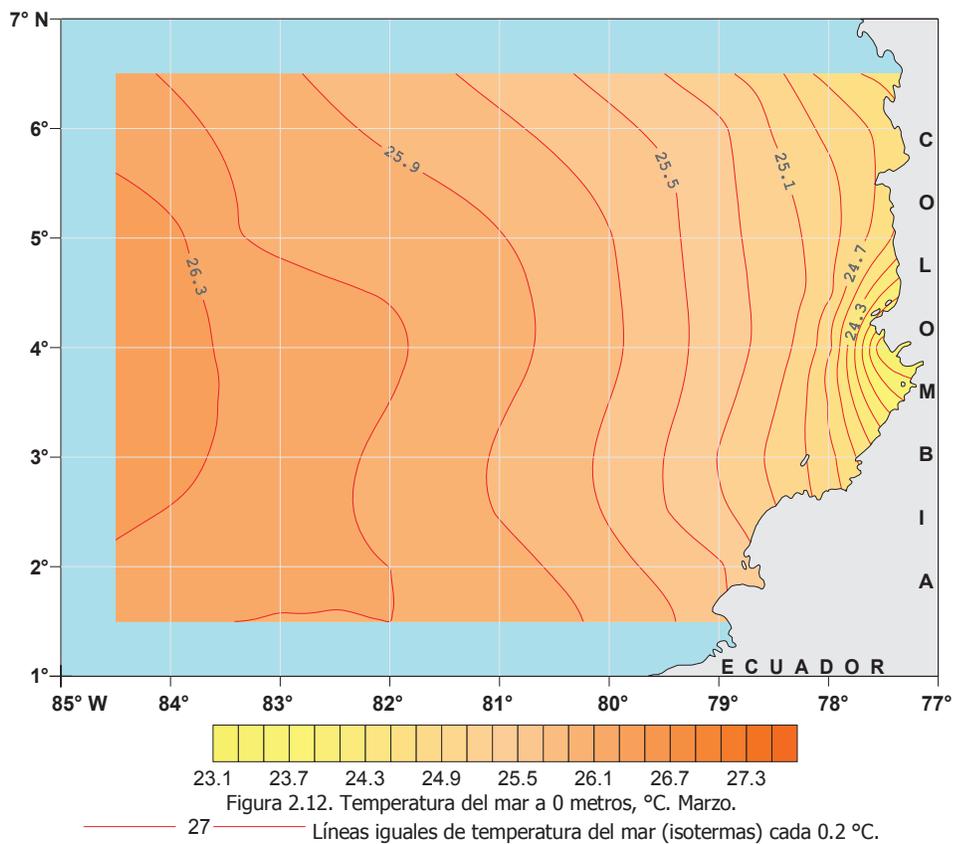
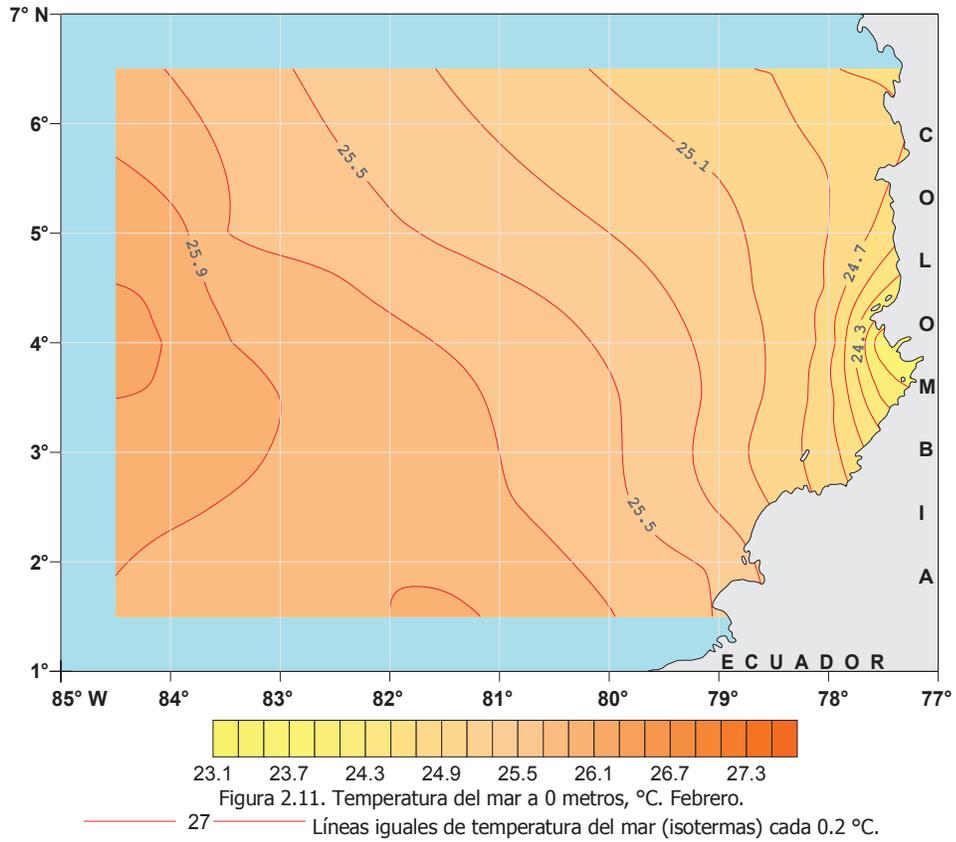
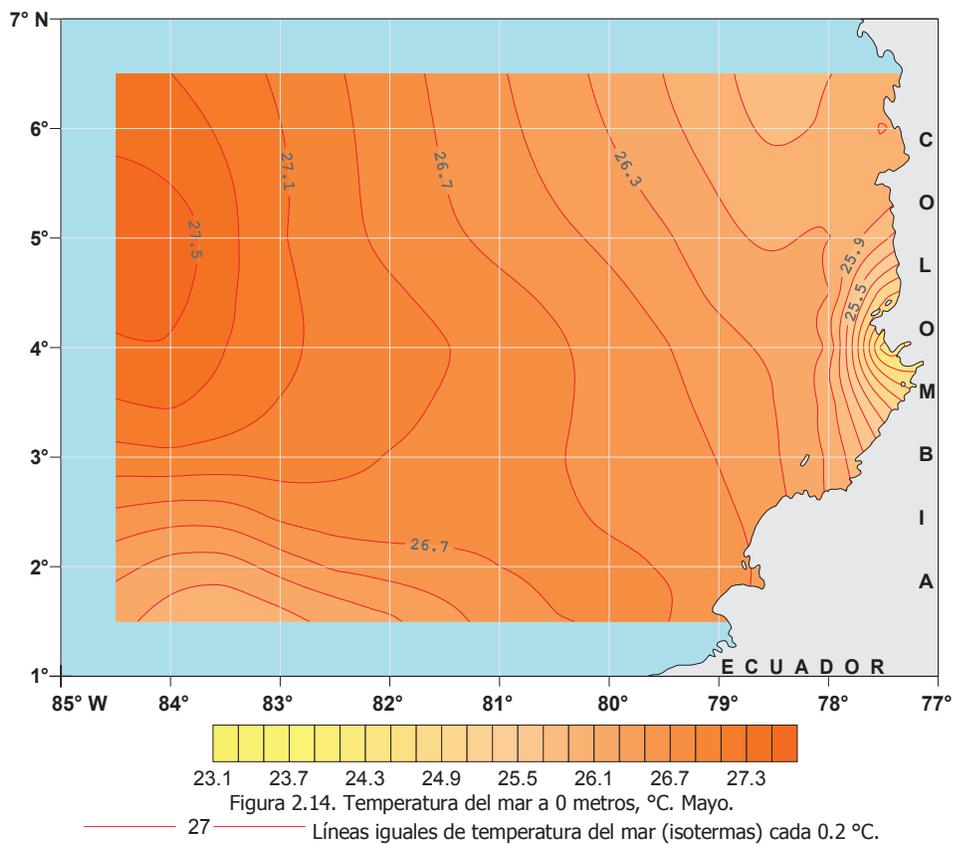
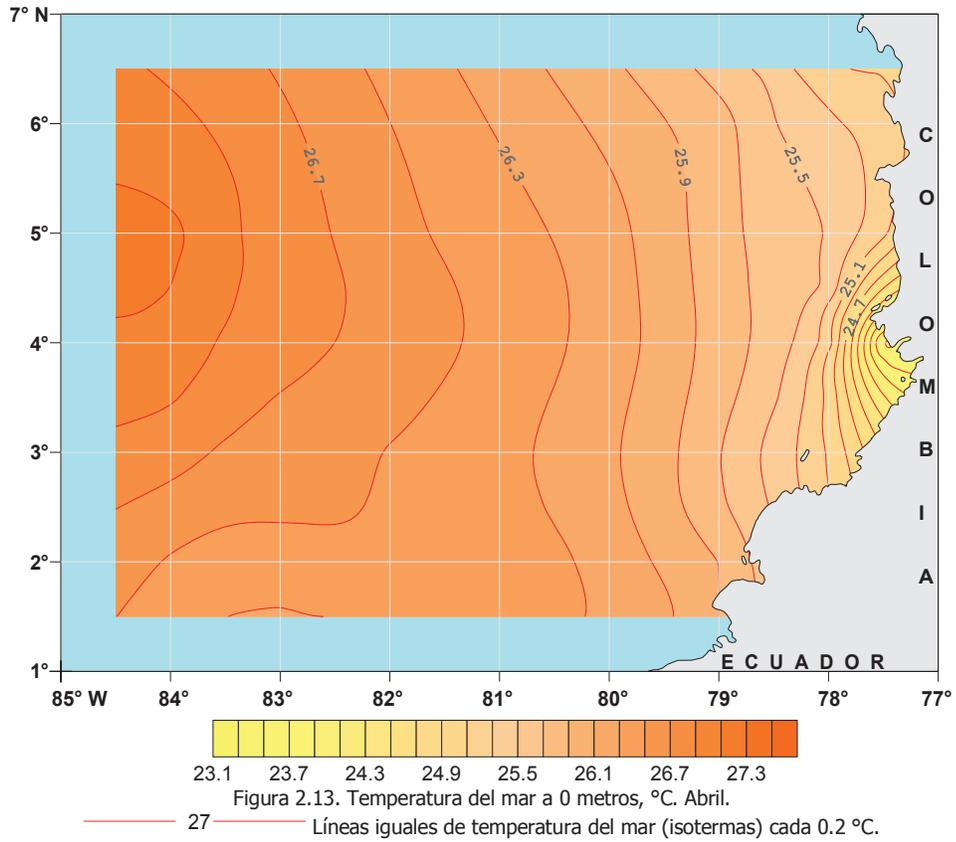
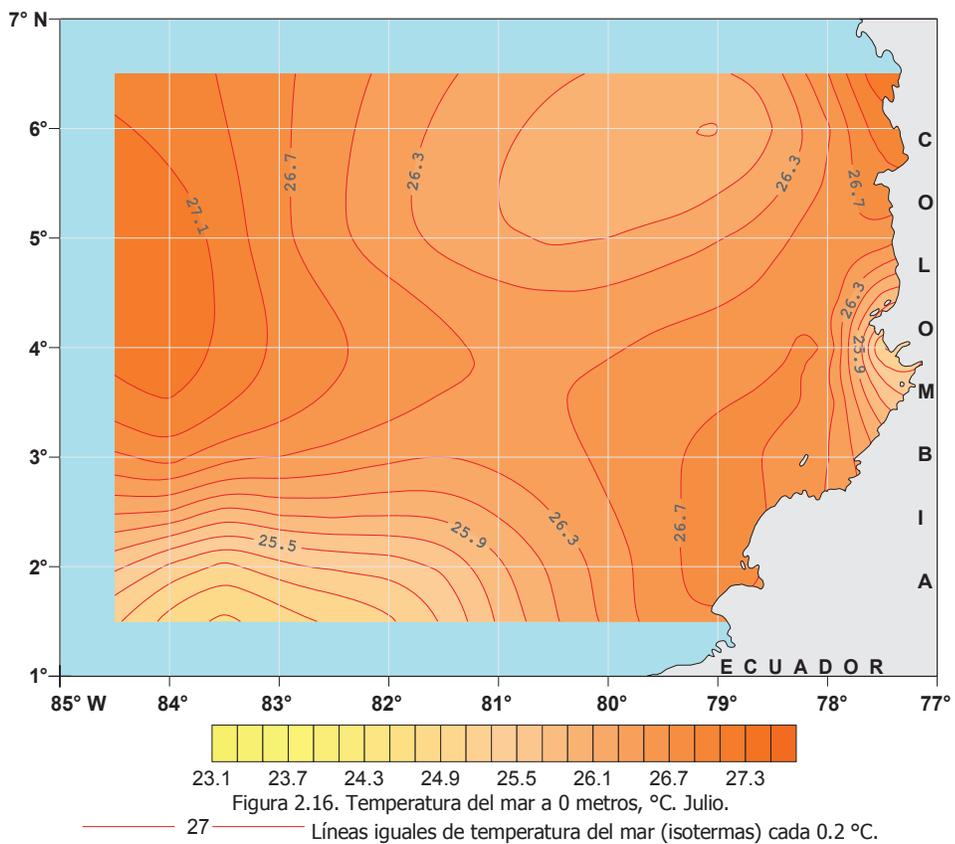
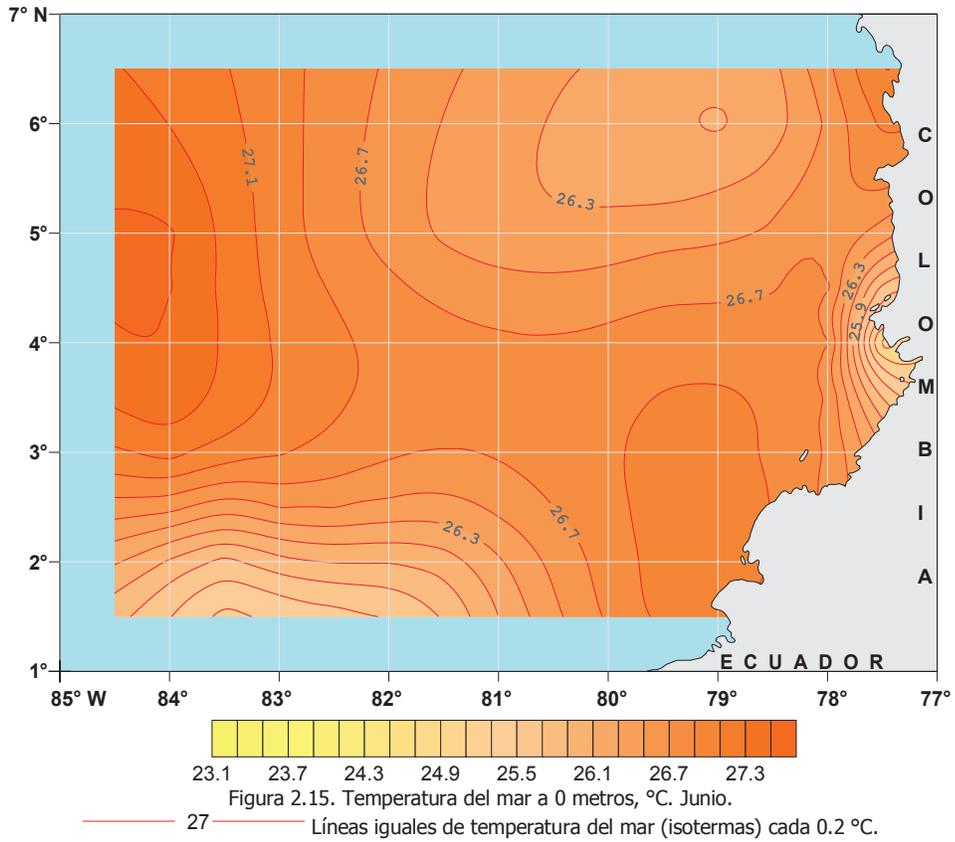


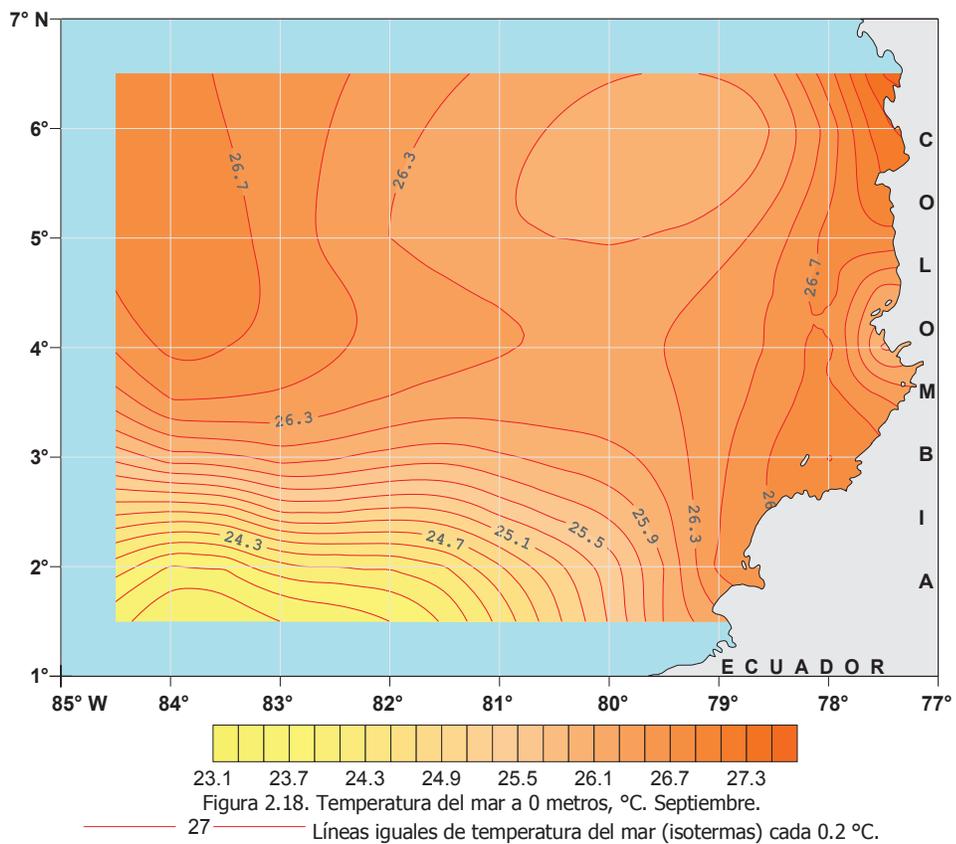
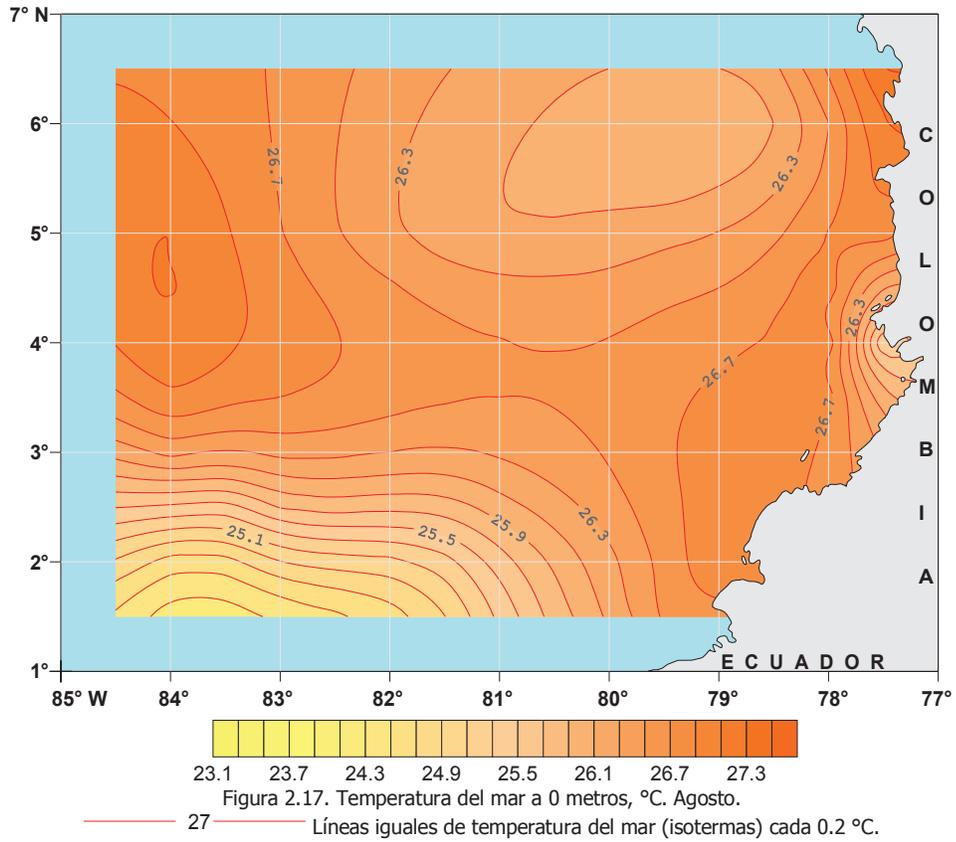
Figura 2.8. Oscilación anual de TSM, °C. Estación G, coordenadas: 84° W y 2° N.

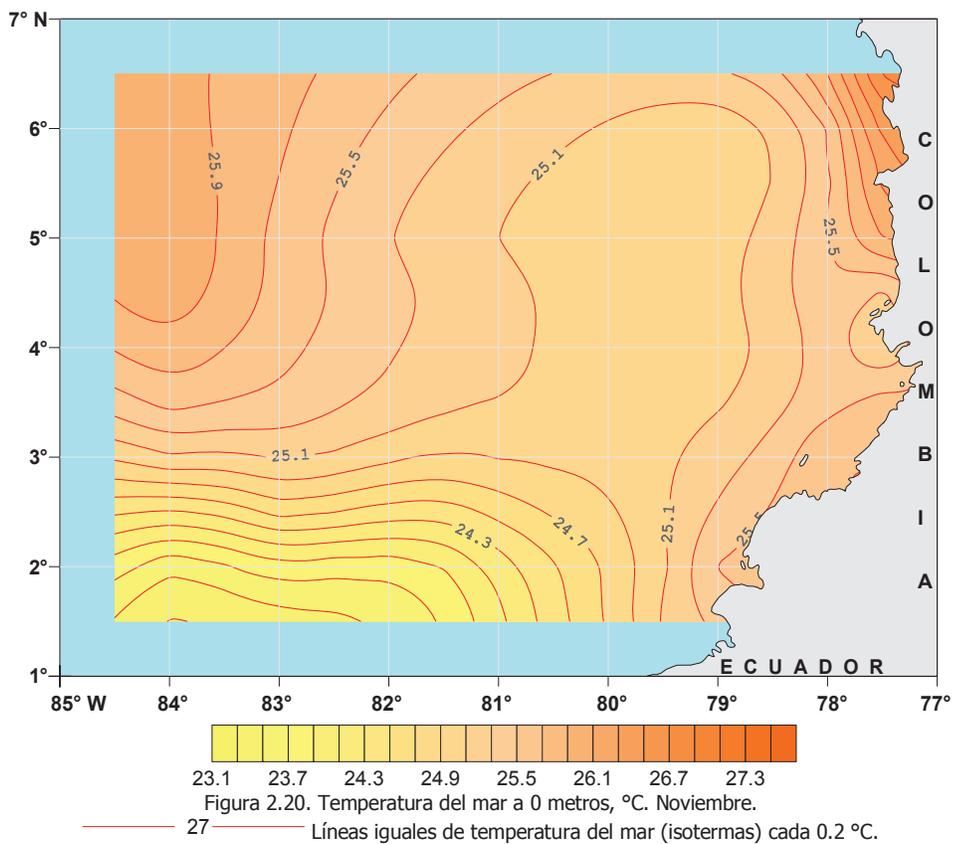
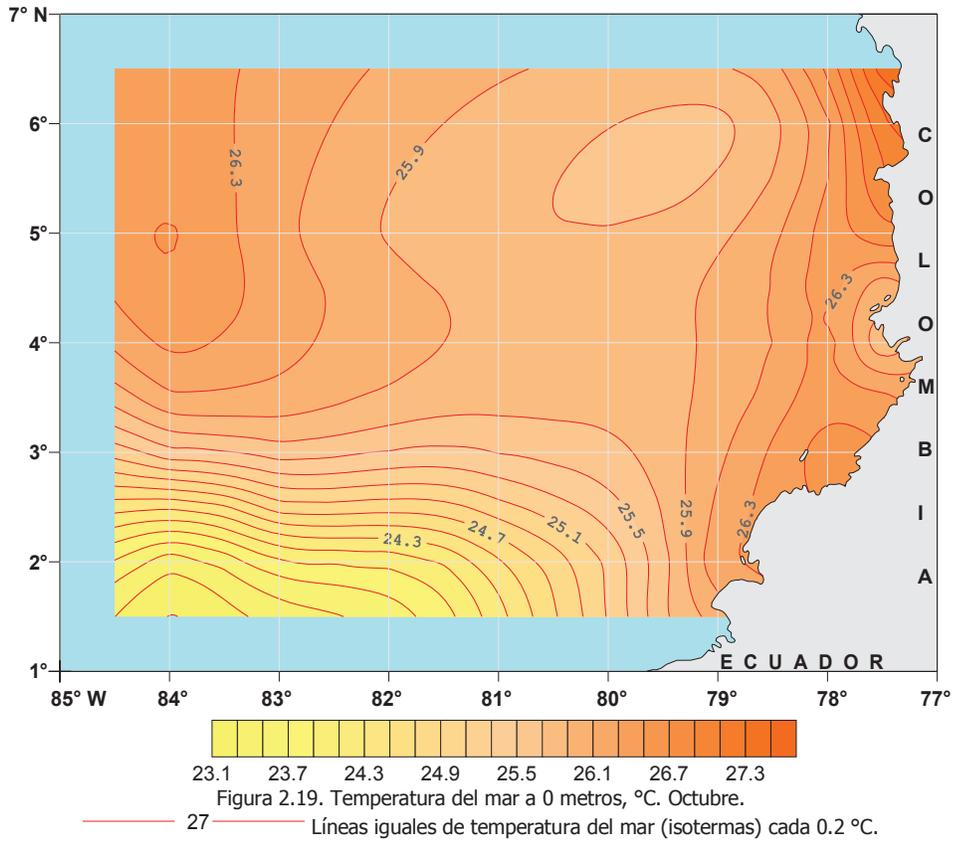


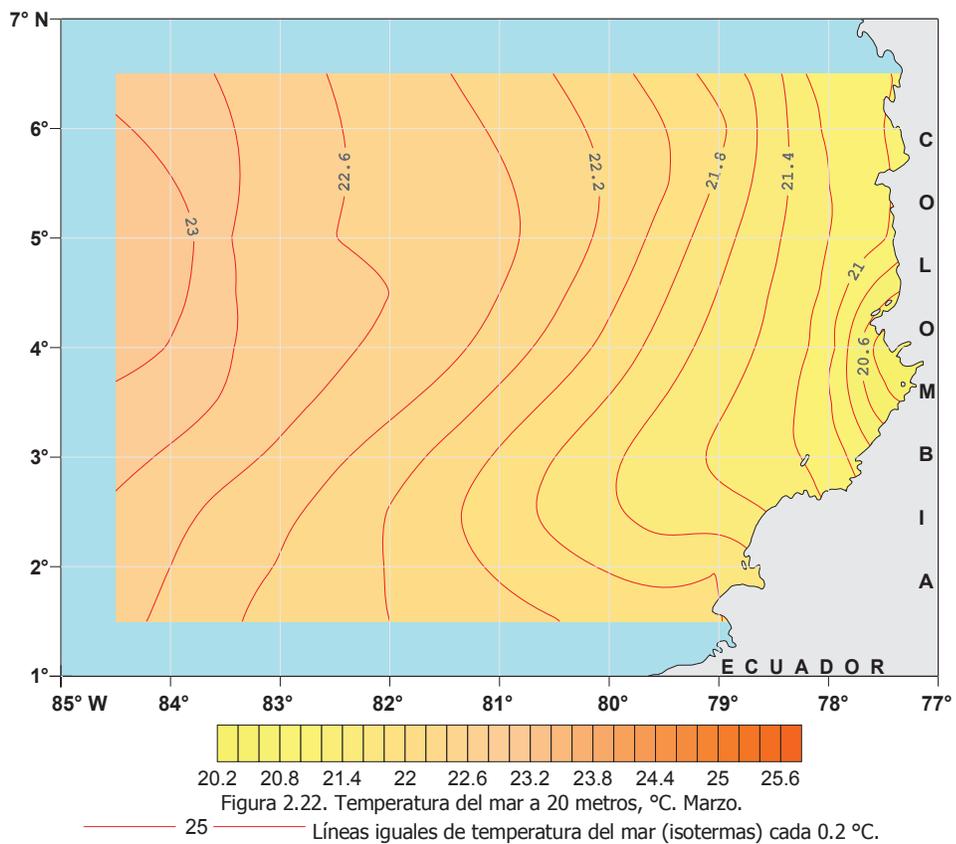
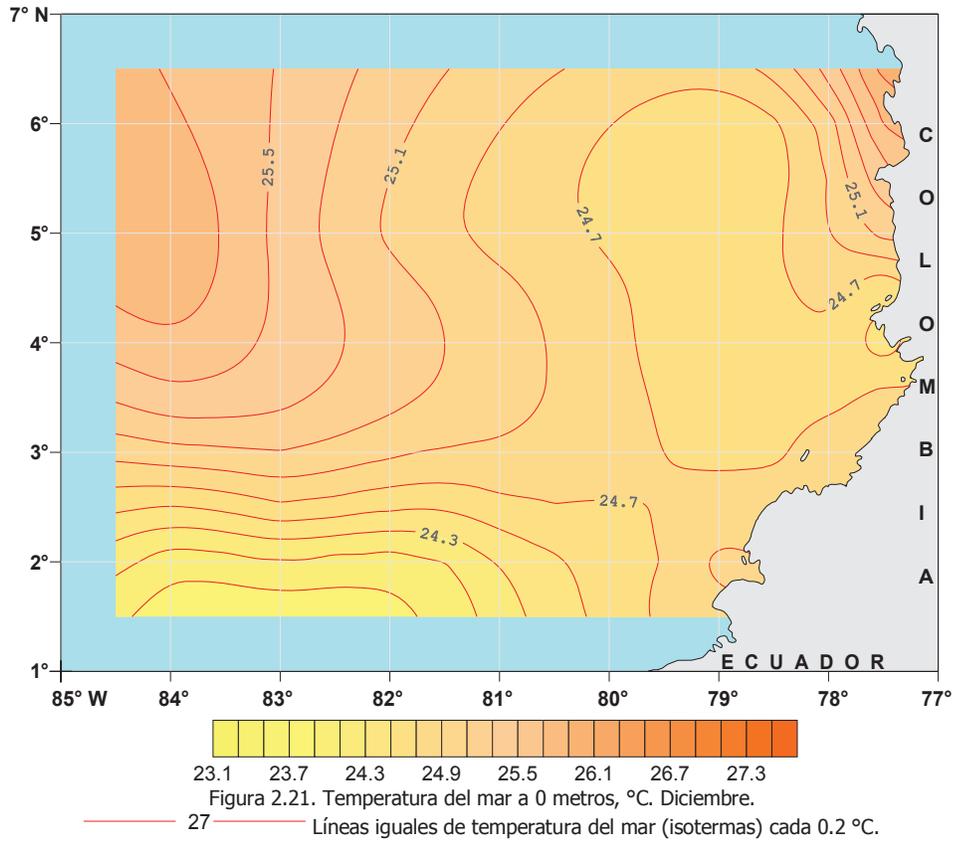


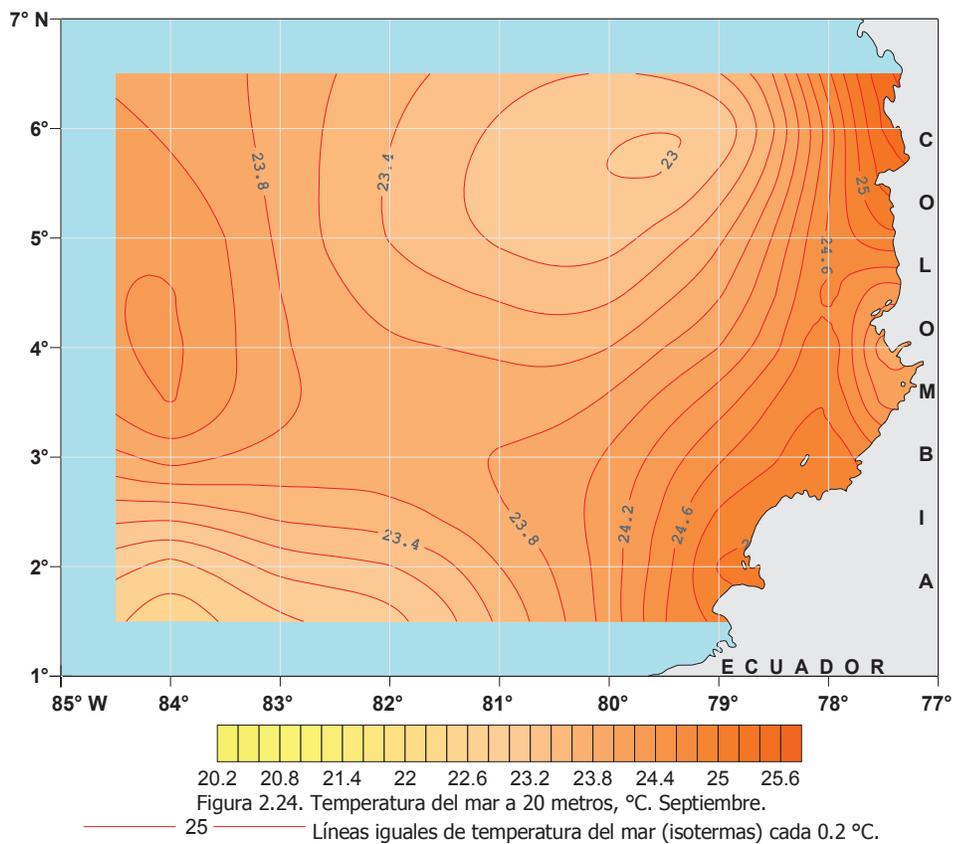
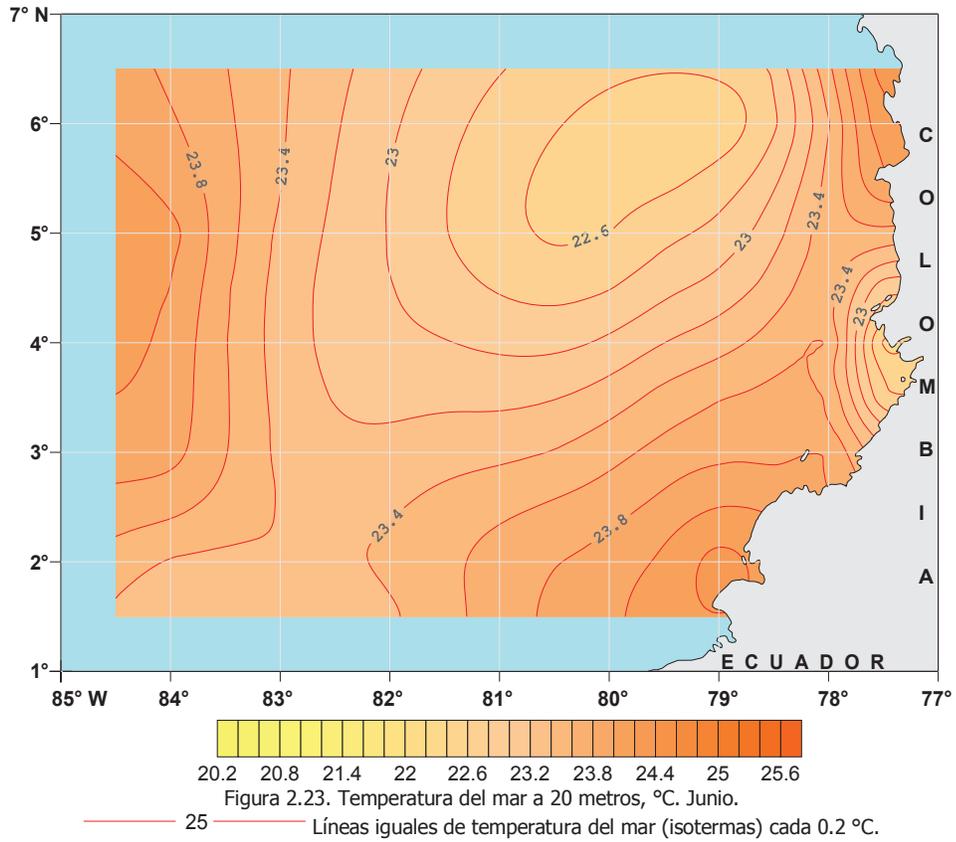


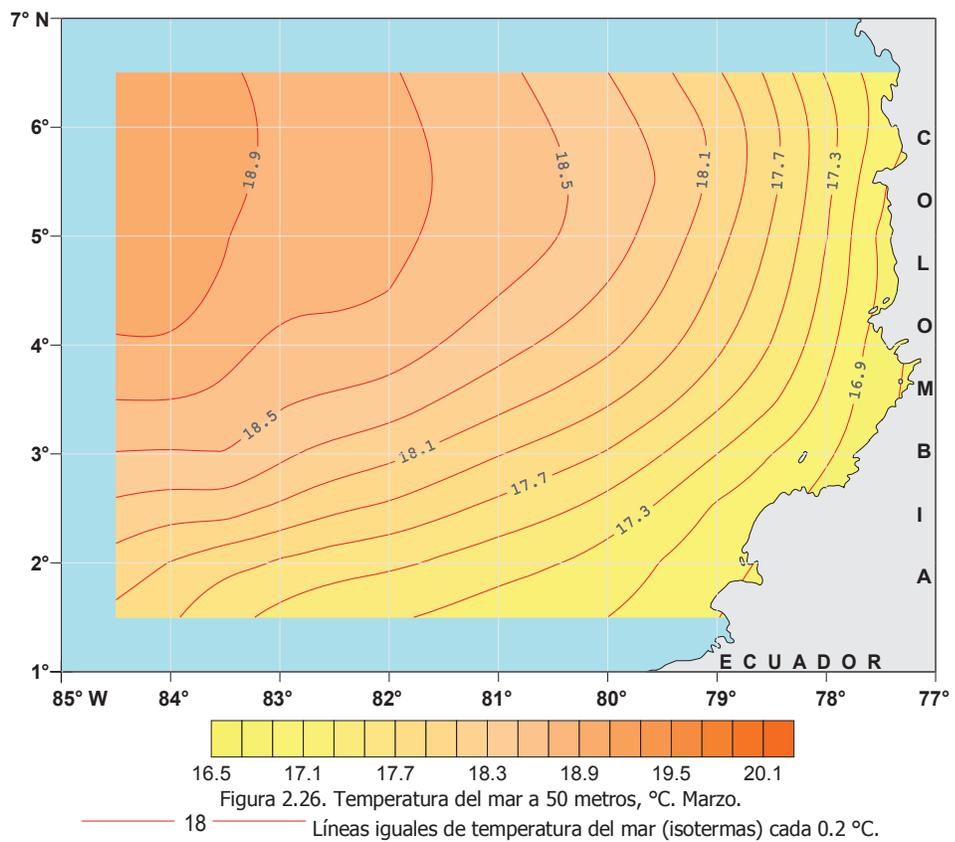
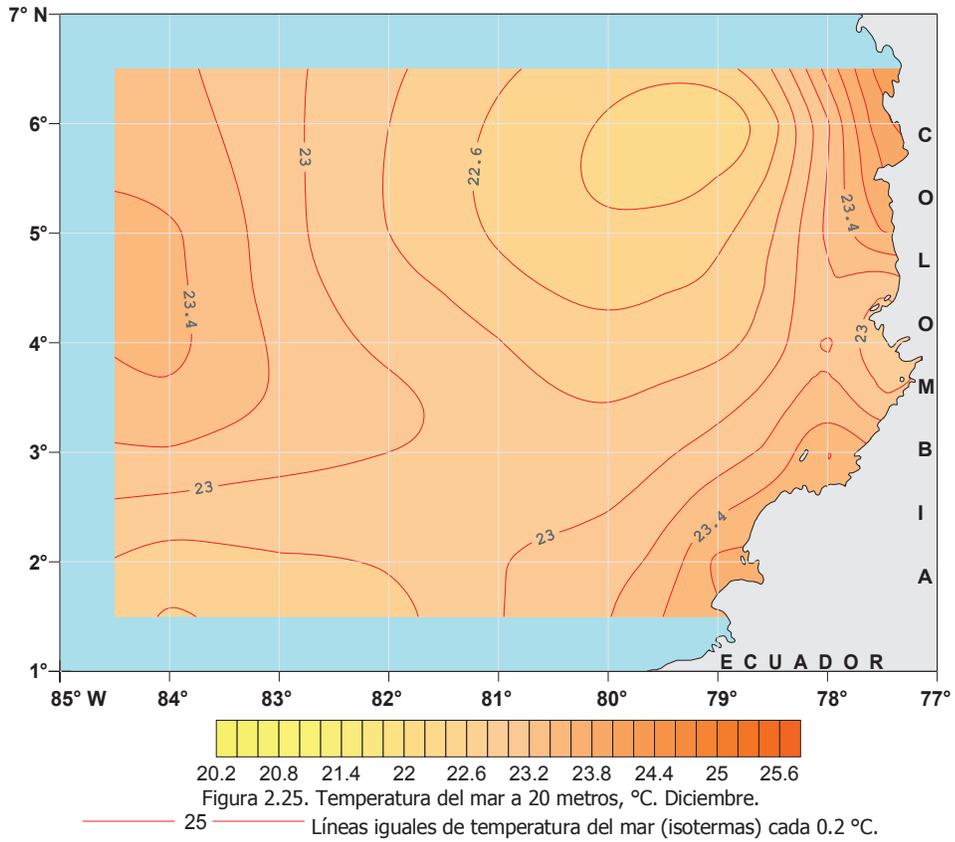


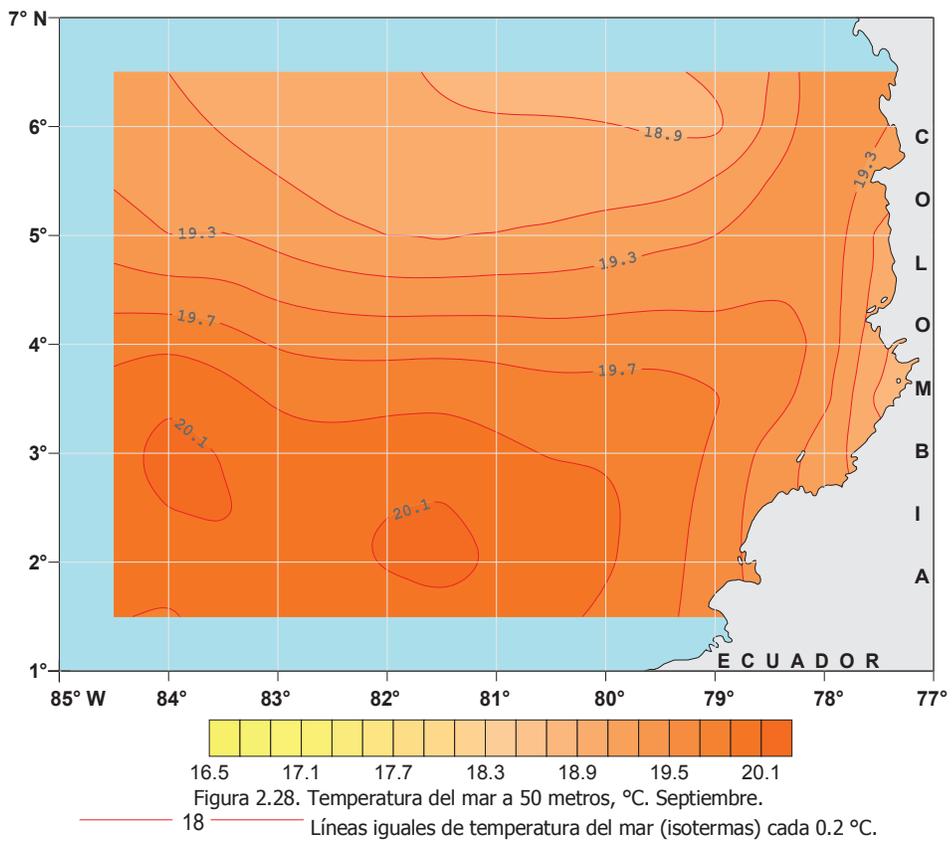
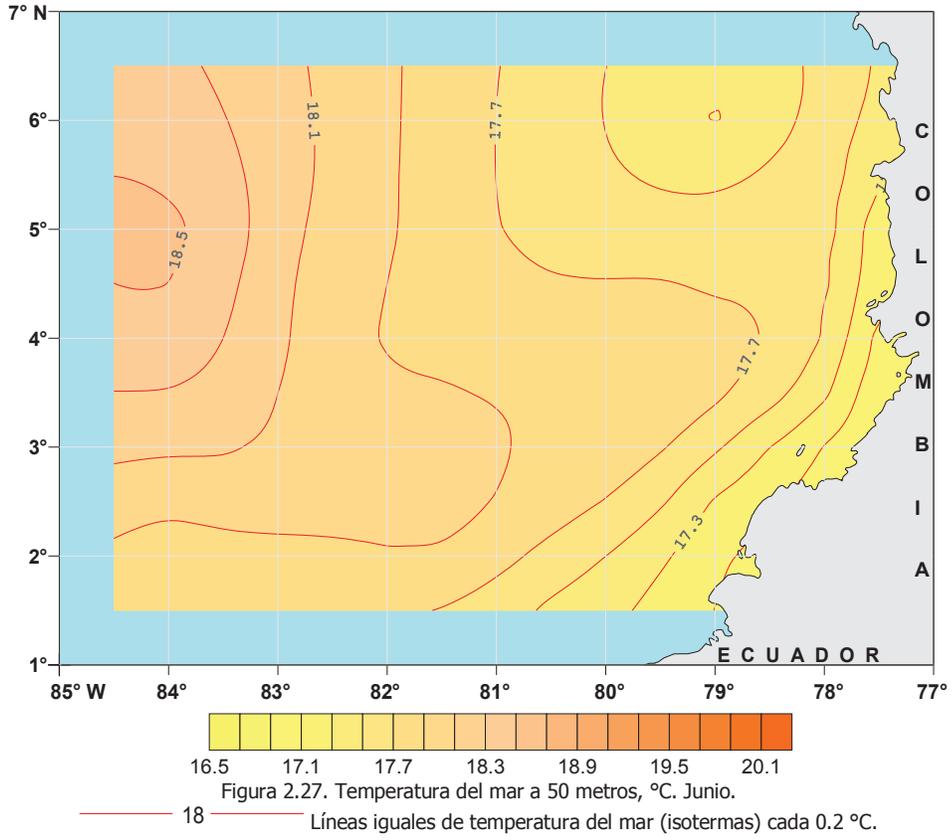


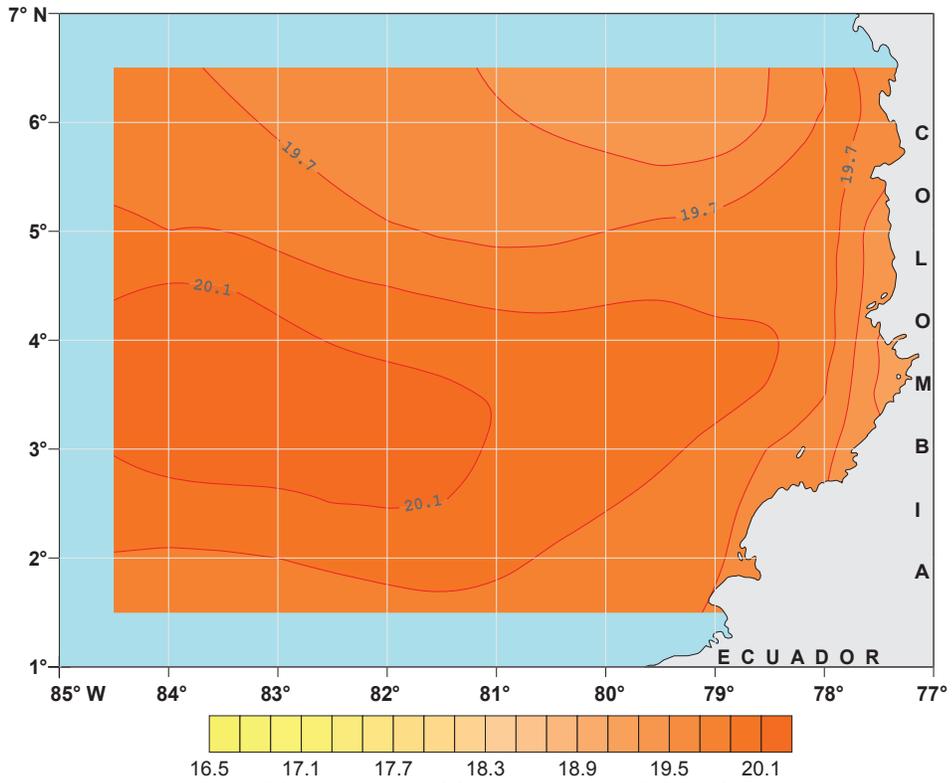








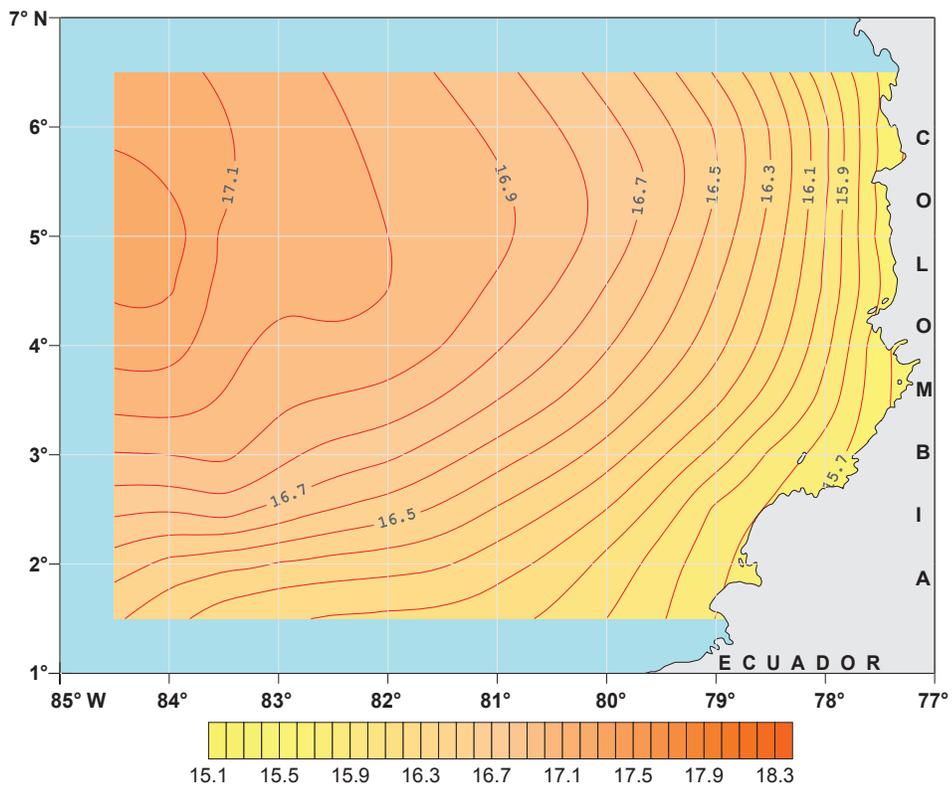




16.5 17.1 17.7 18.3 18.9 19.5 20.1

Figura 2.29. Temperatura del mar a 50 metros, °C. Diciembre.

18 ——— Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.2 °C.



15.1 15.5 15.9 16.3 16.7 17.1 17.5 17.9 18.3

Figura 2.30. Temperatura del mar a 75 metros, °C. Marzo.

16 ——— Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.

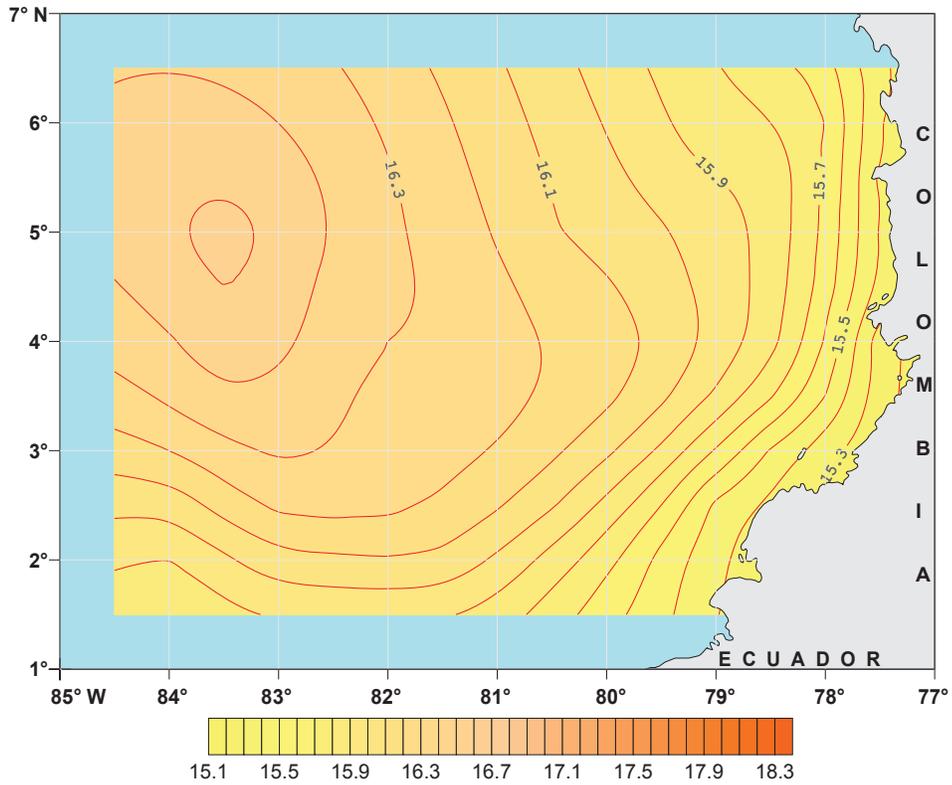


Figura 2.31. Temperatura del mar a 75 metros, °C. Junio.

— 16 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.

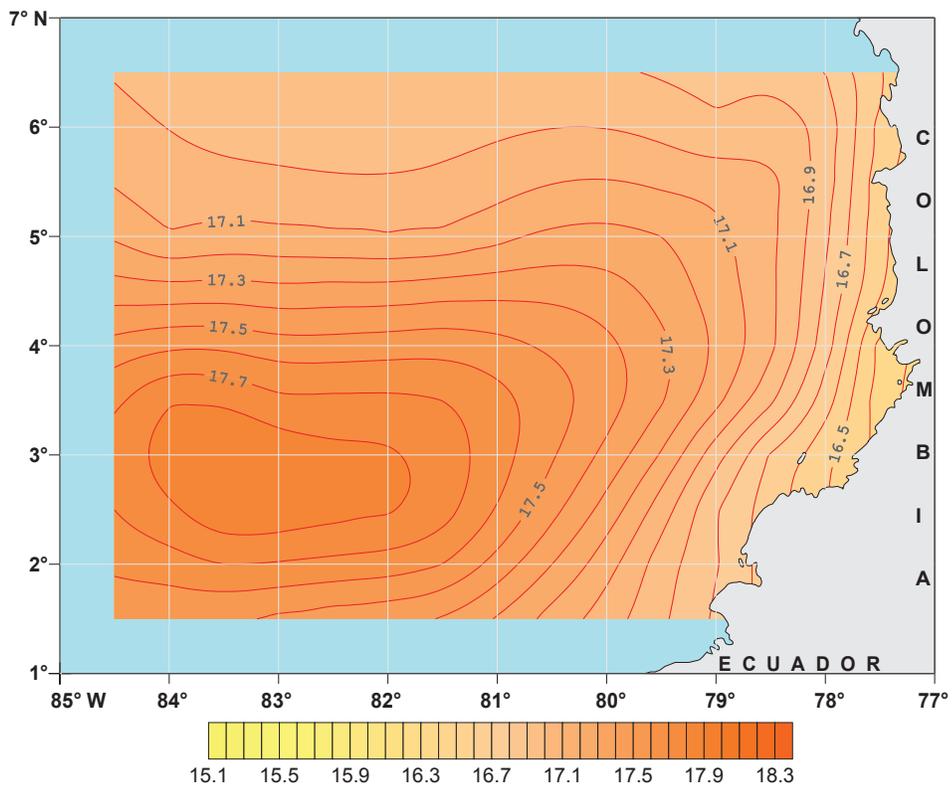
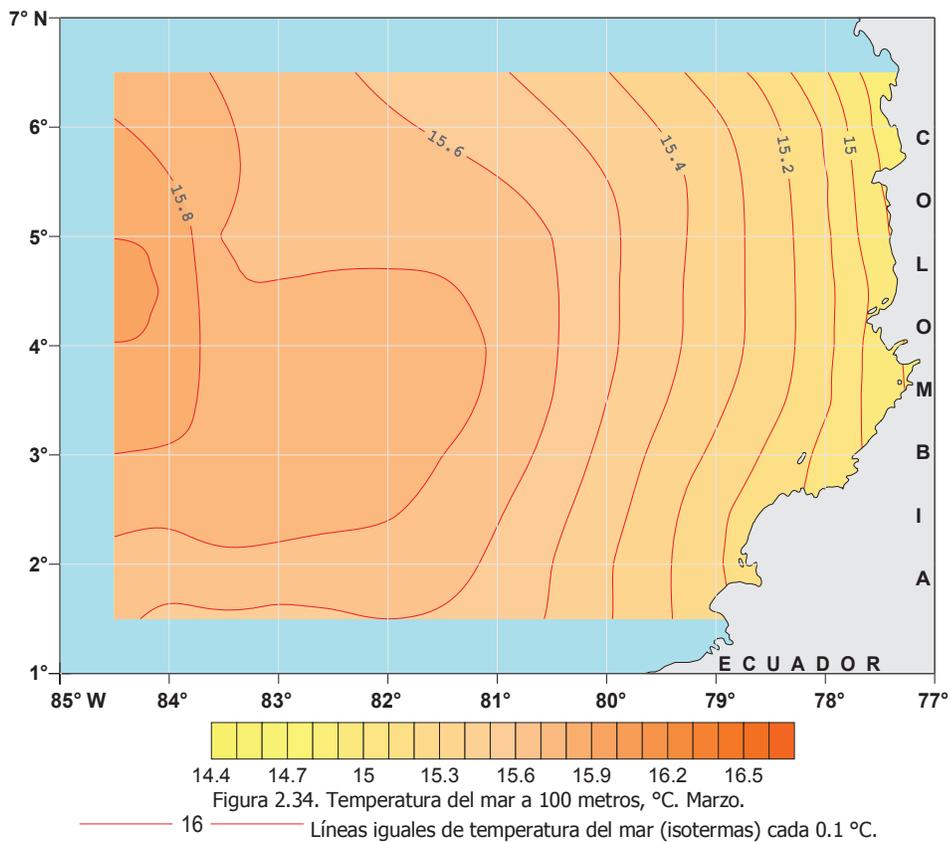
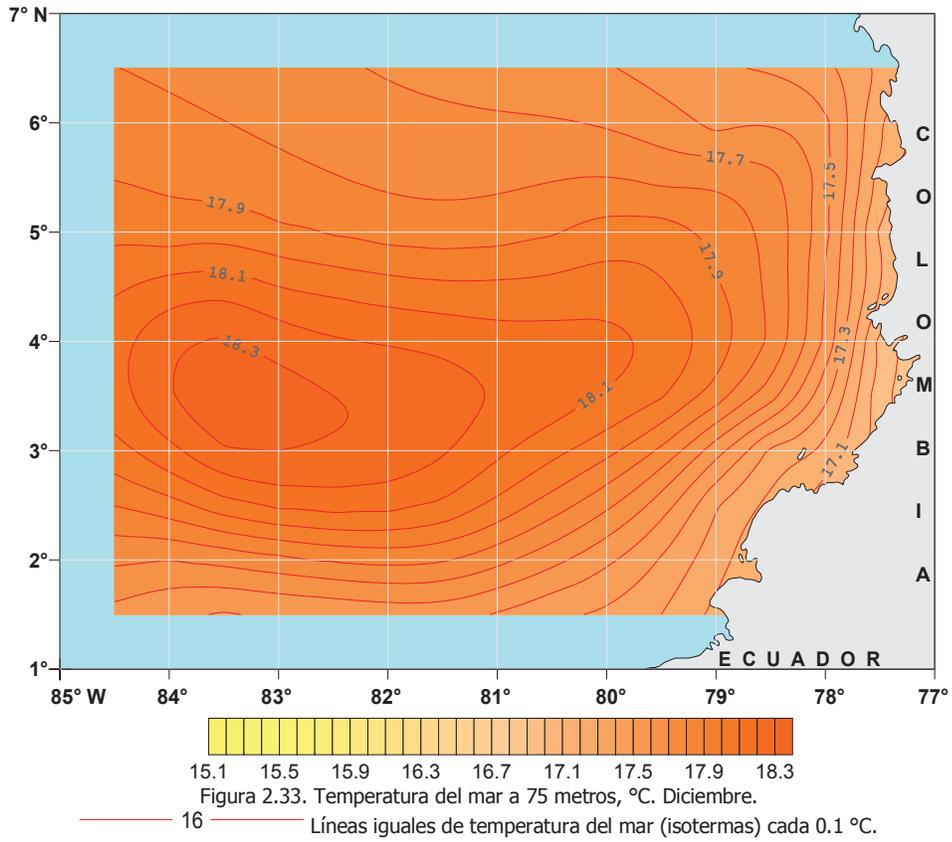


Figura 2.32. Temperatura del mar a 75 metros, °C. Septiembre.

— 16 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.



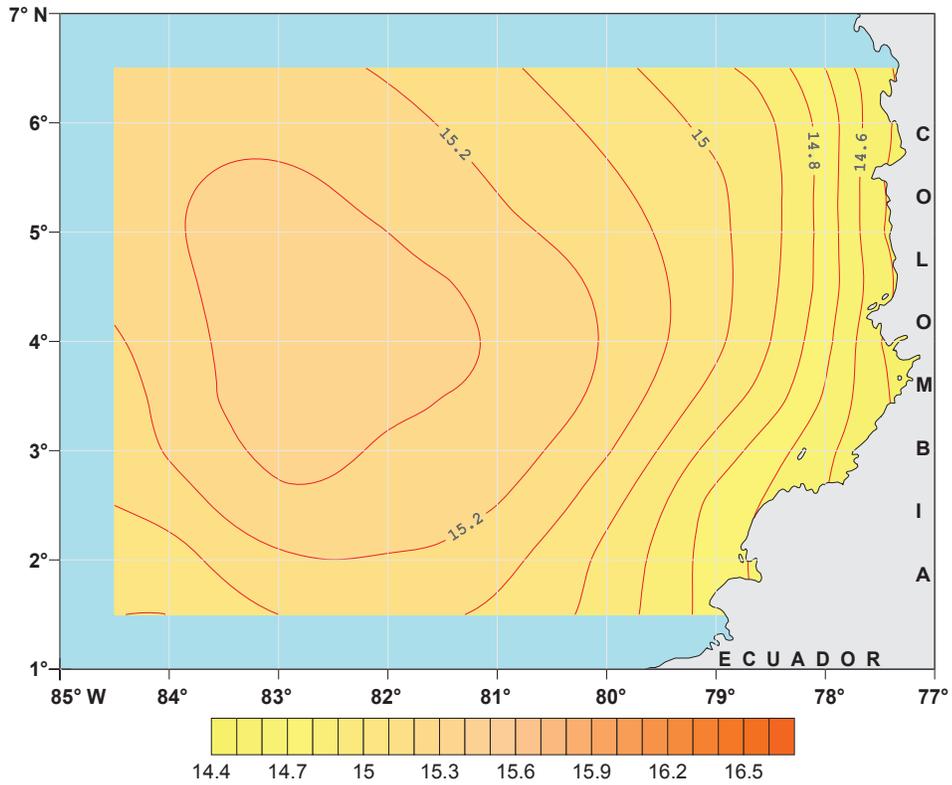


Figura 2.35. Temperatura del mar a 100 metros, °C. Junio.

— 16 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.

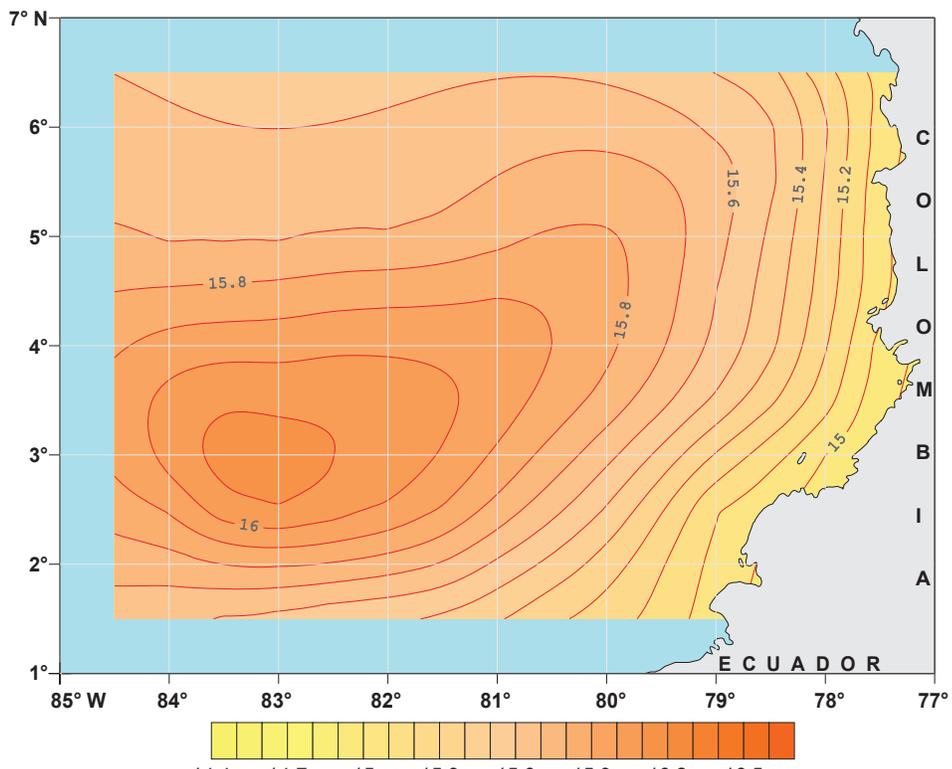
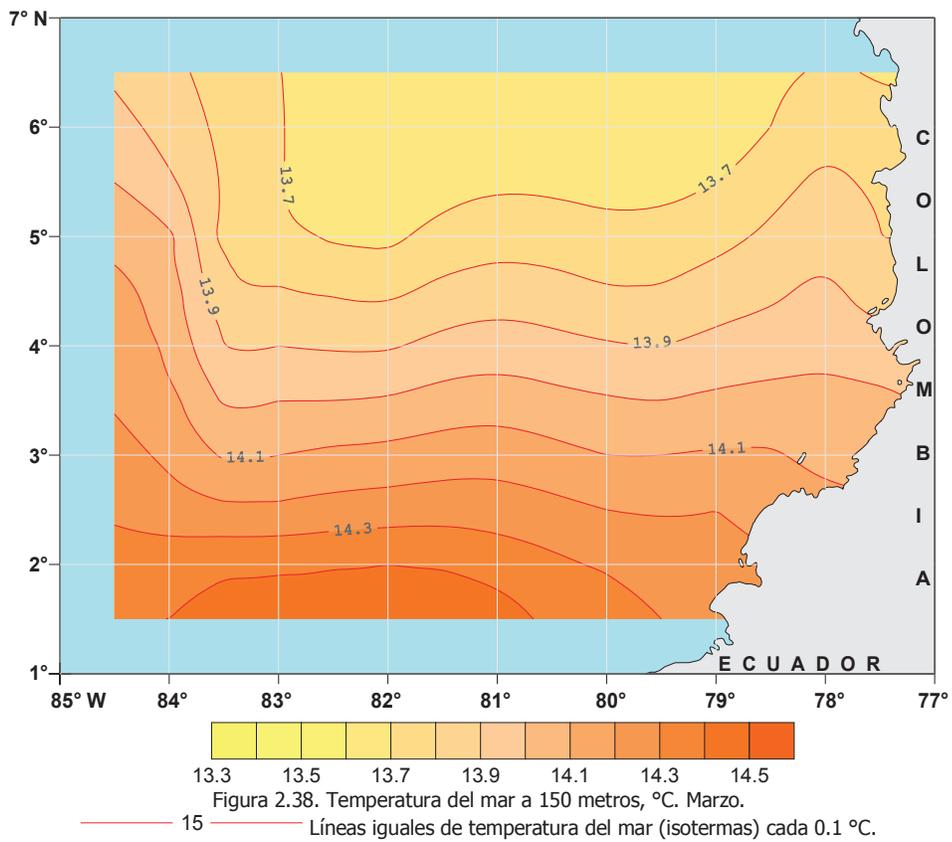
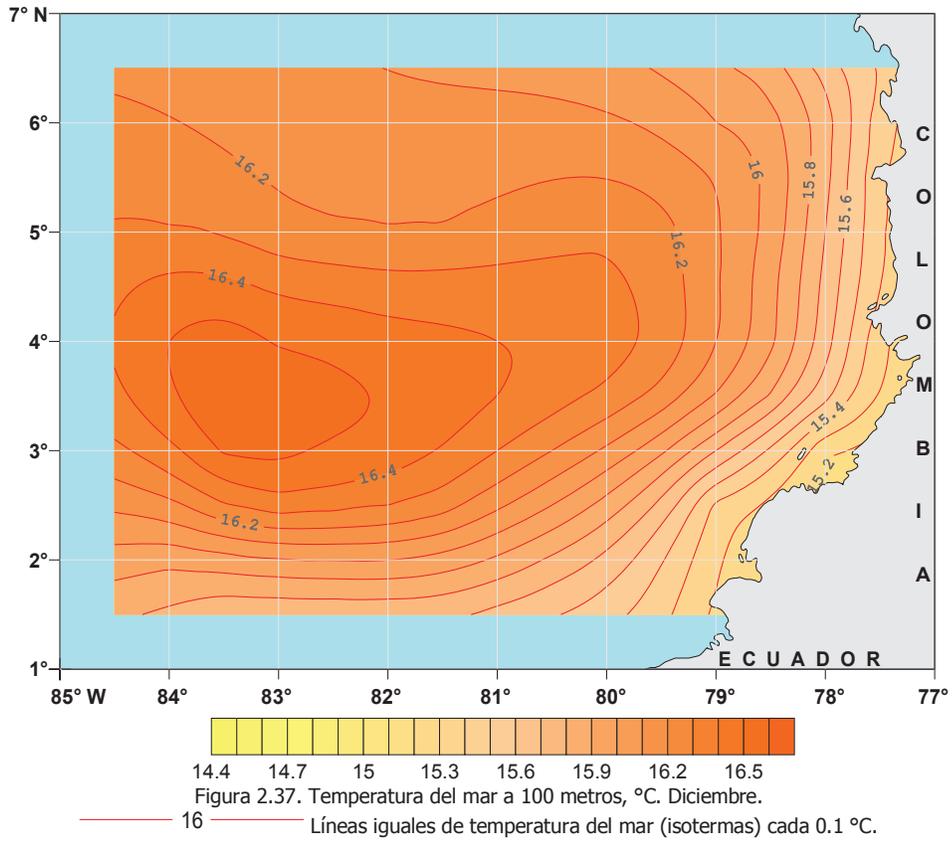


Figura 2.36. Temperatura del mar a 100 metros, °C. Septiembre.

— 16 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.



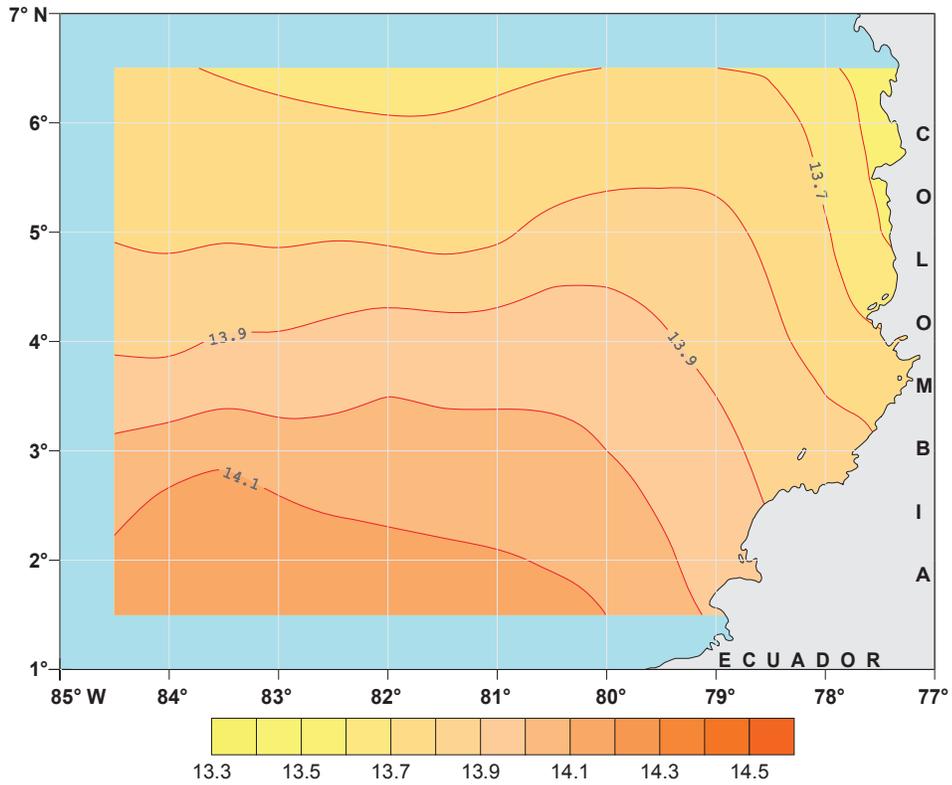


Figura 2.39. Temperatura del mar a 150 metros, °C. Junio.

— 15 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.

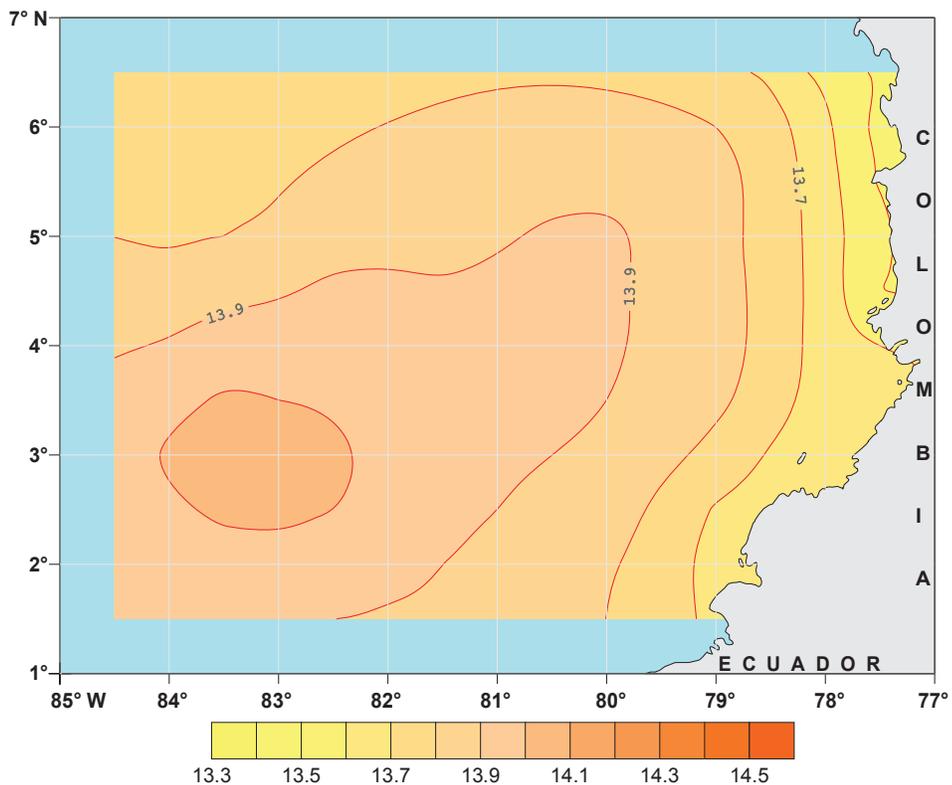
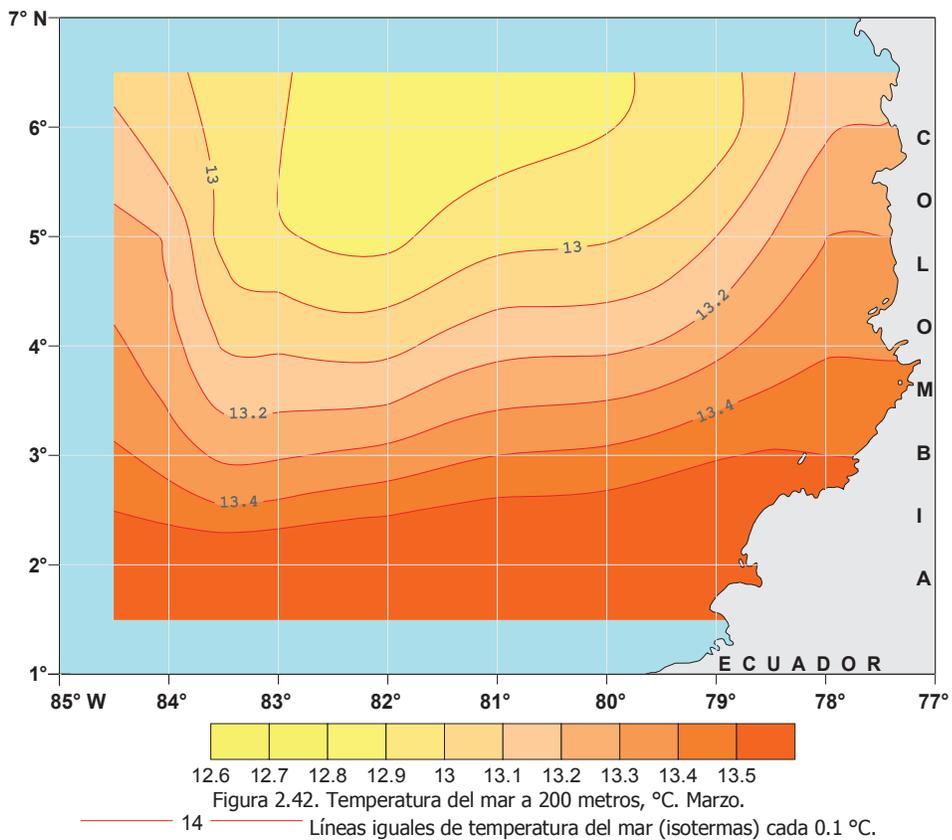
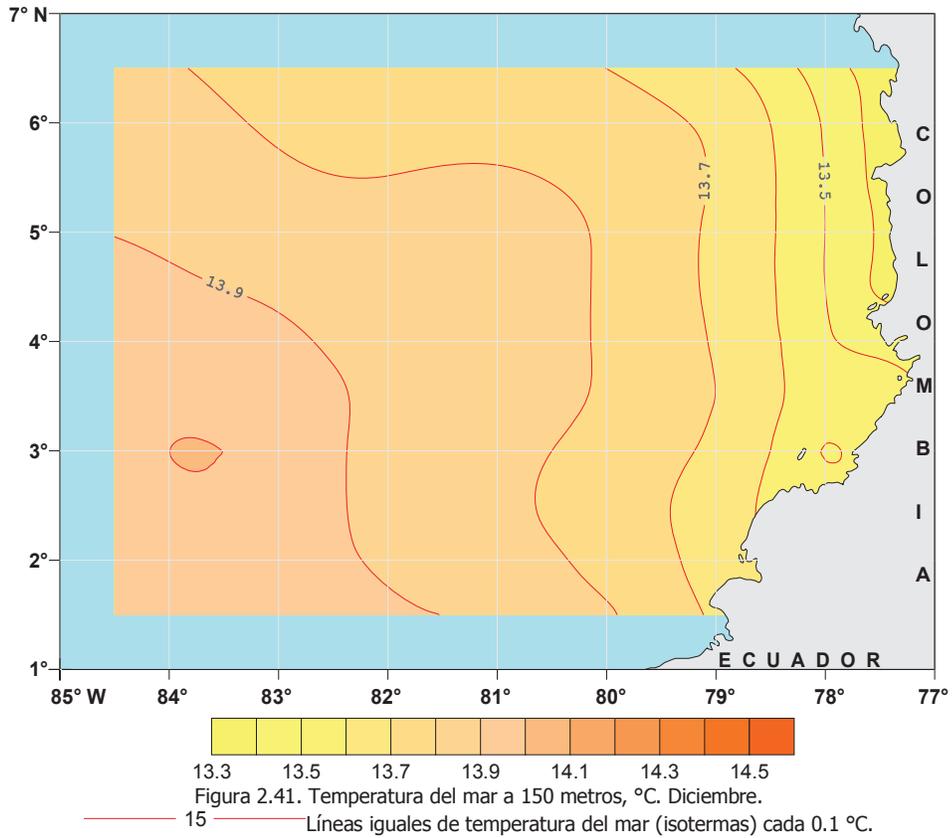
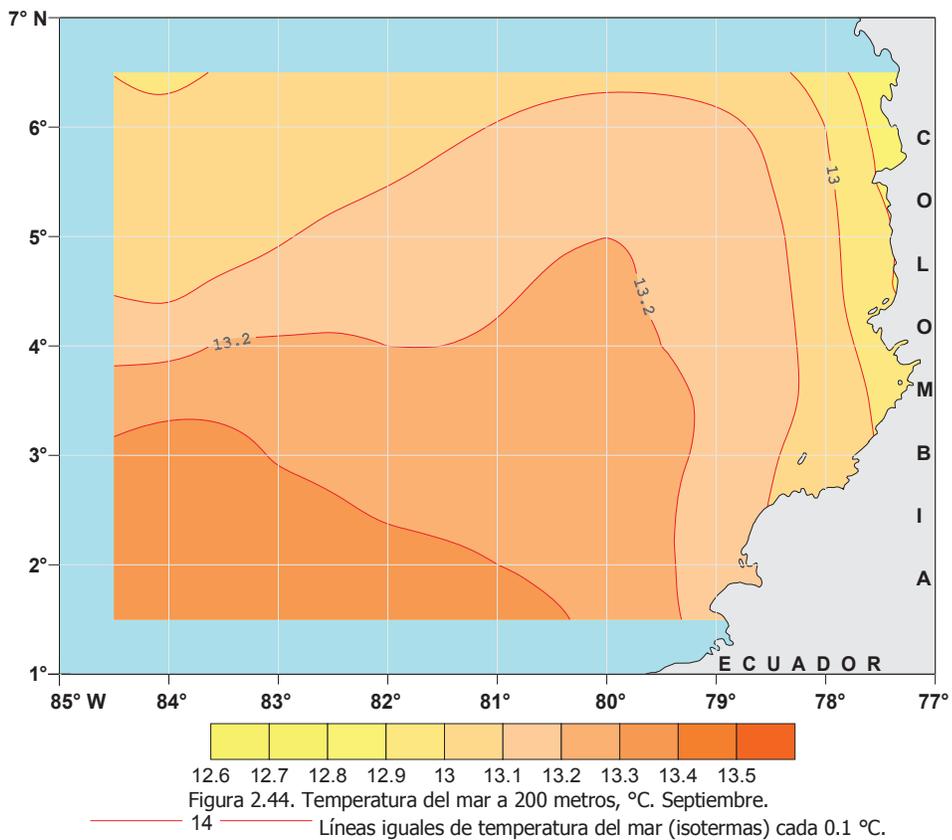
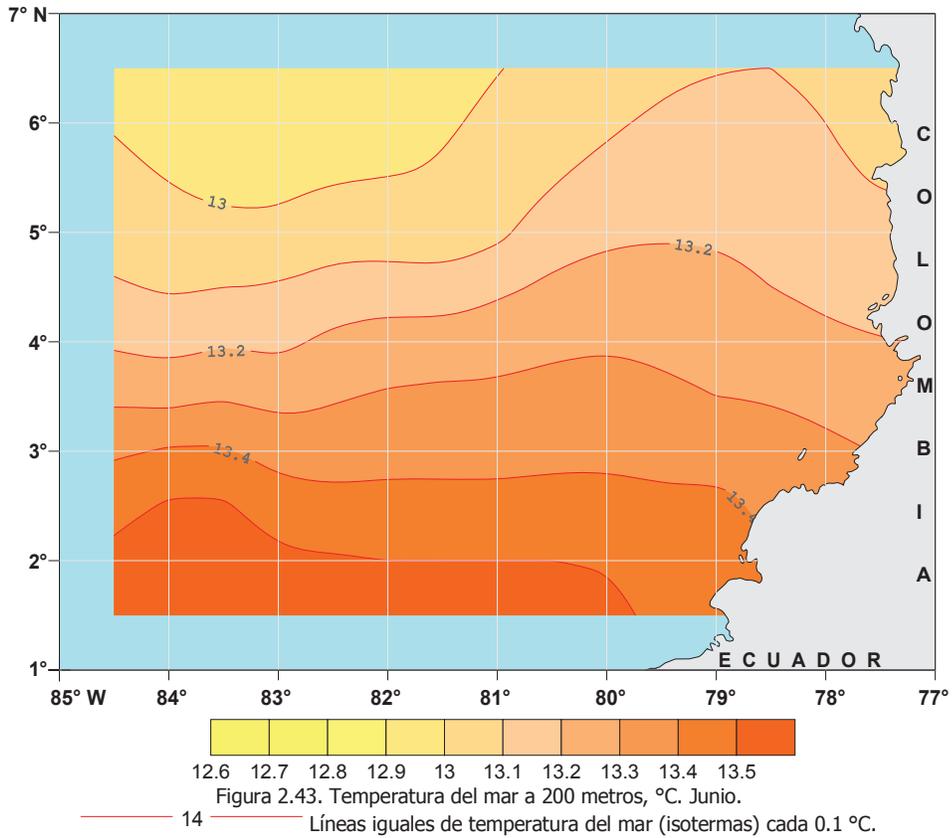
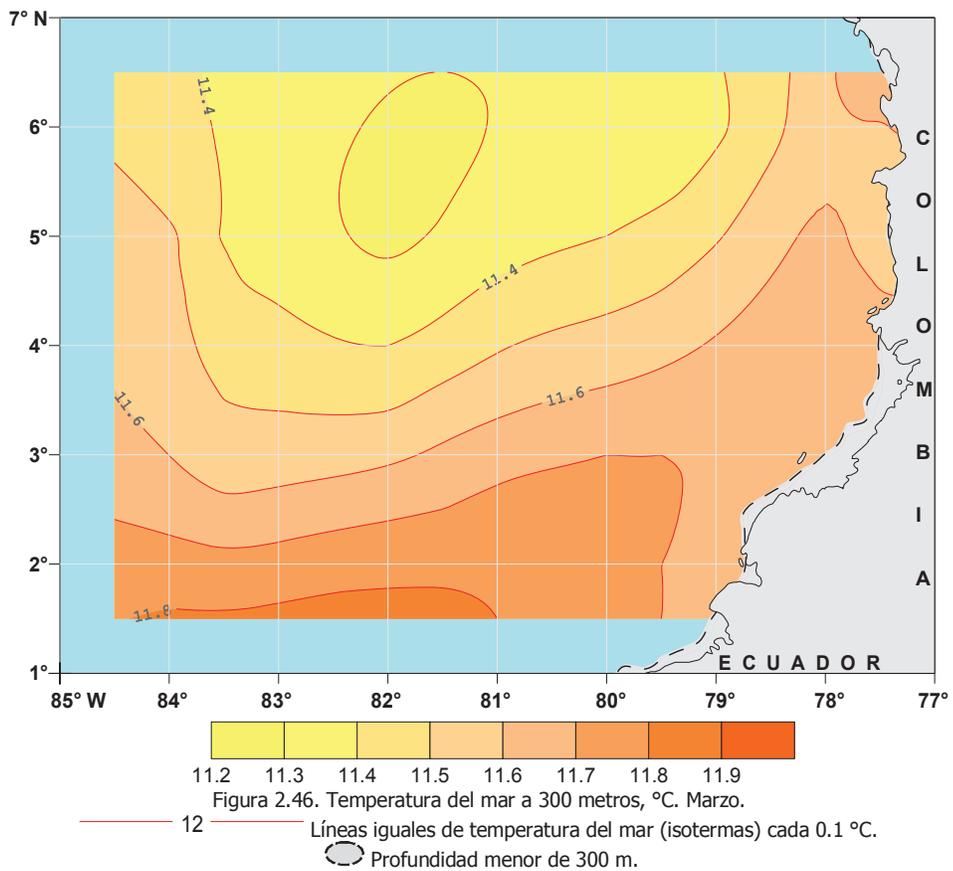
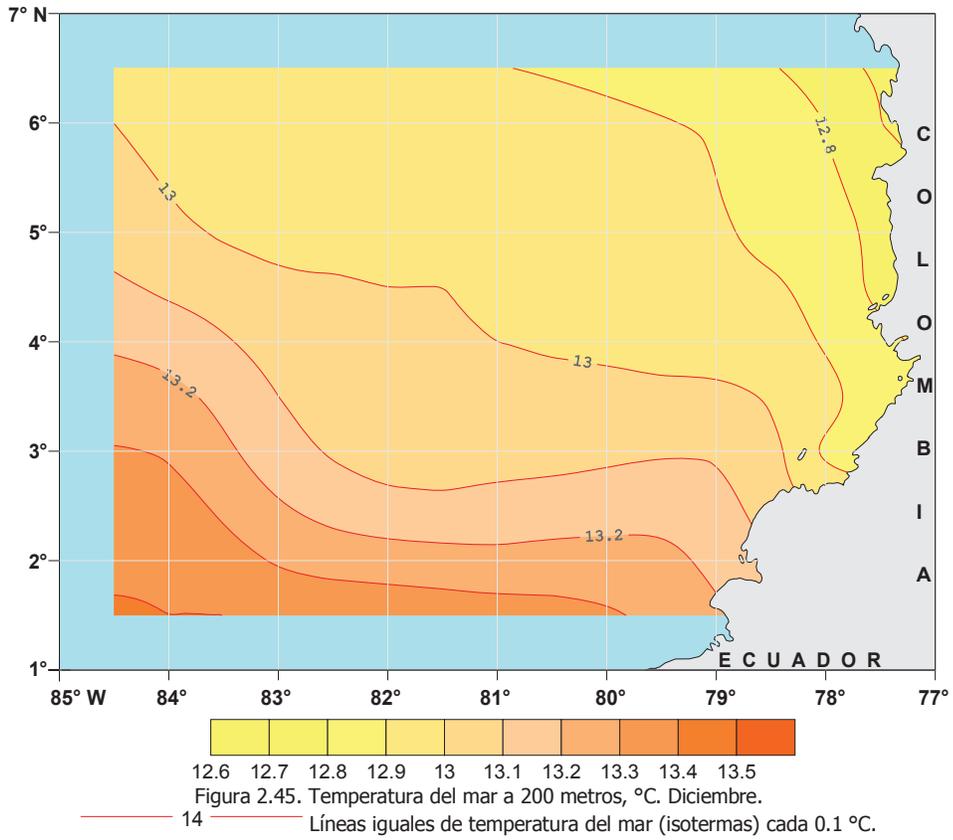


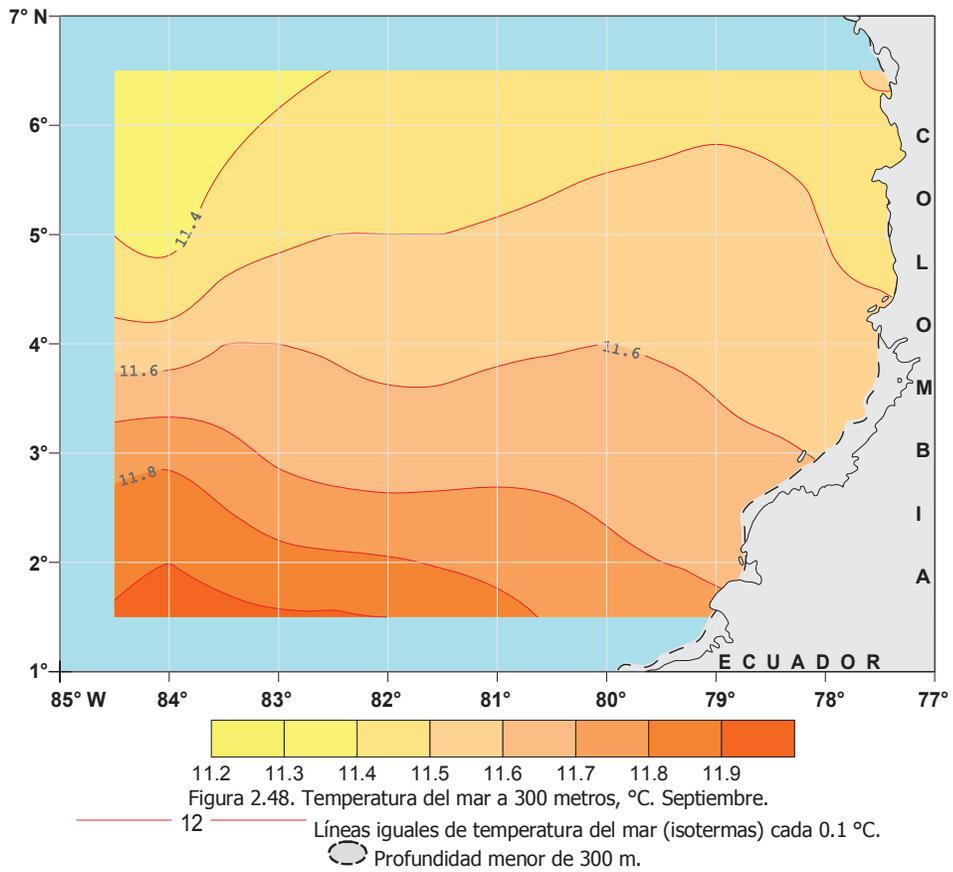
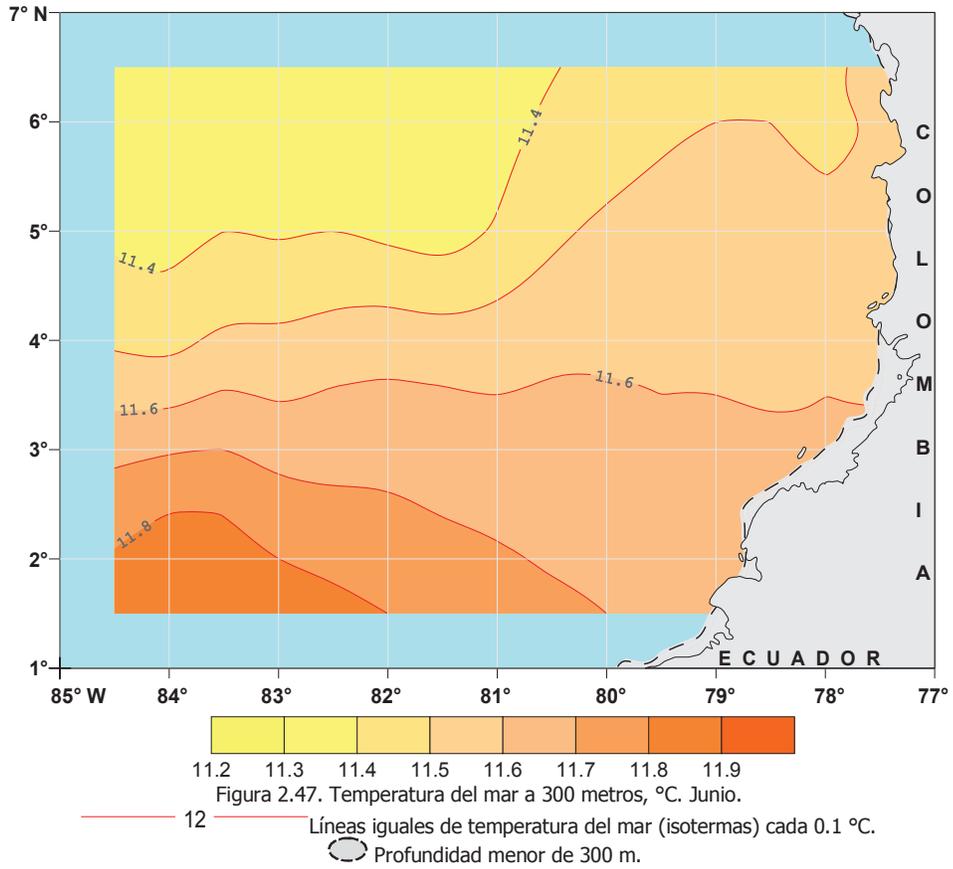
Figura 2.40. Temperatura del mar a 150 metros, °C. Septiembre.

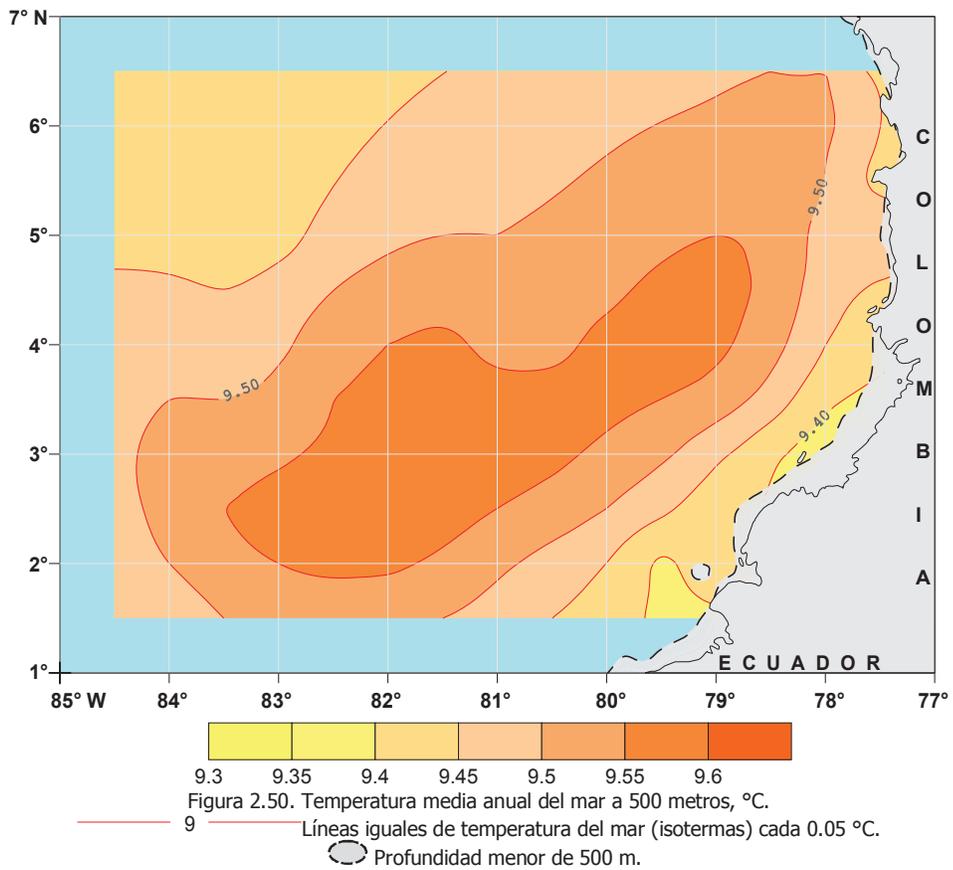
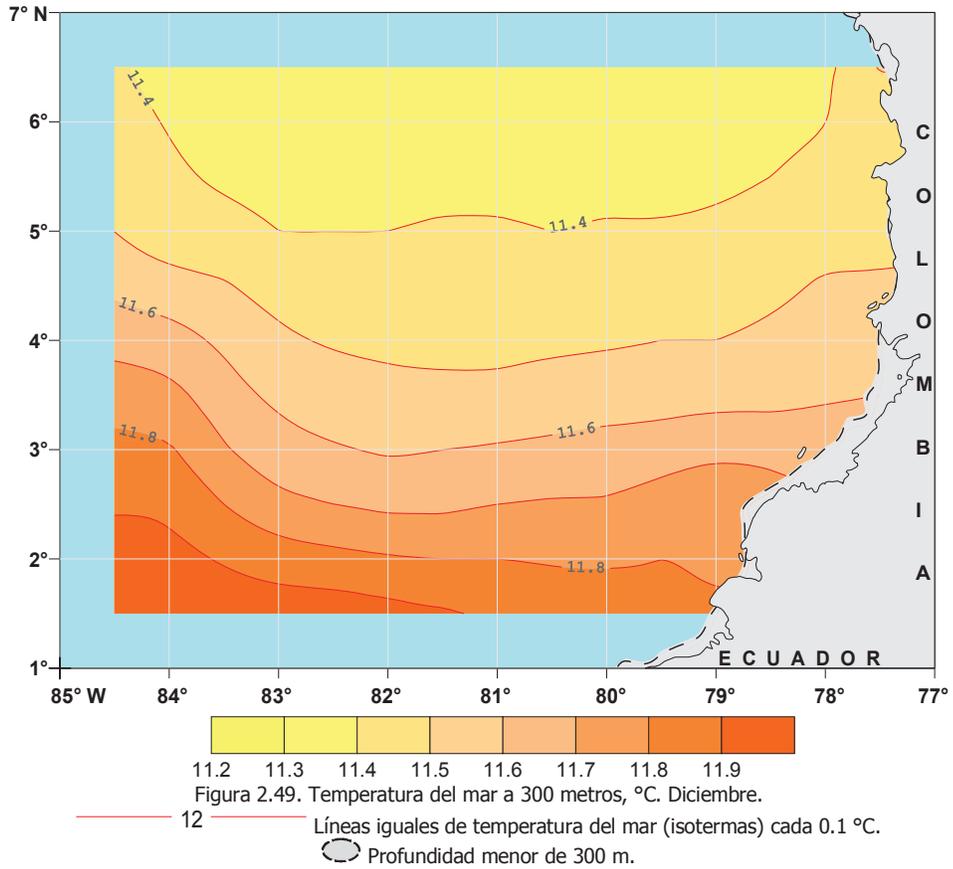
— 15 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 0.1 °C.

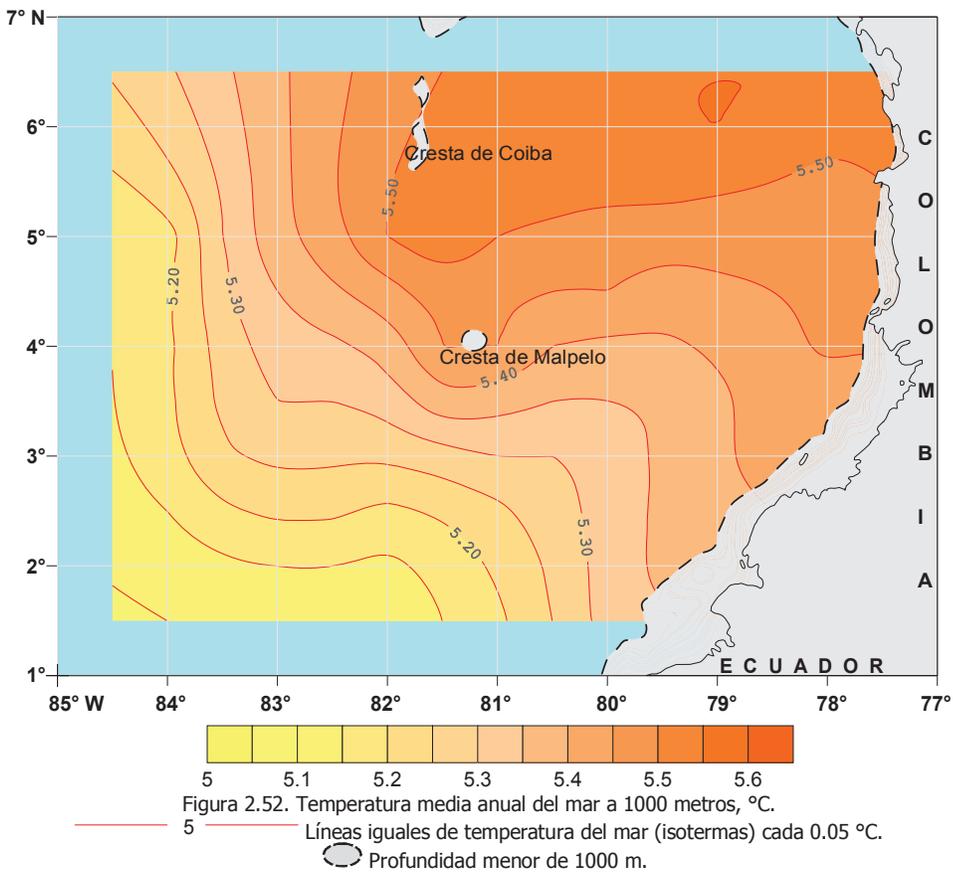
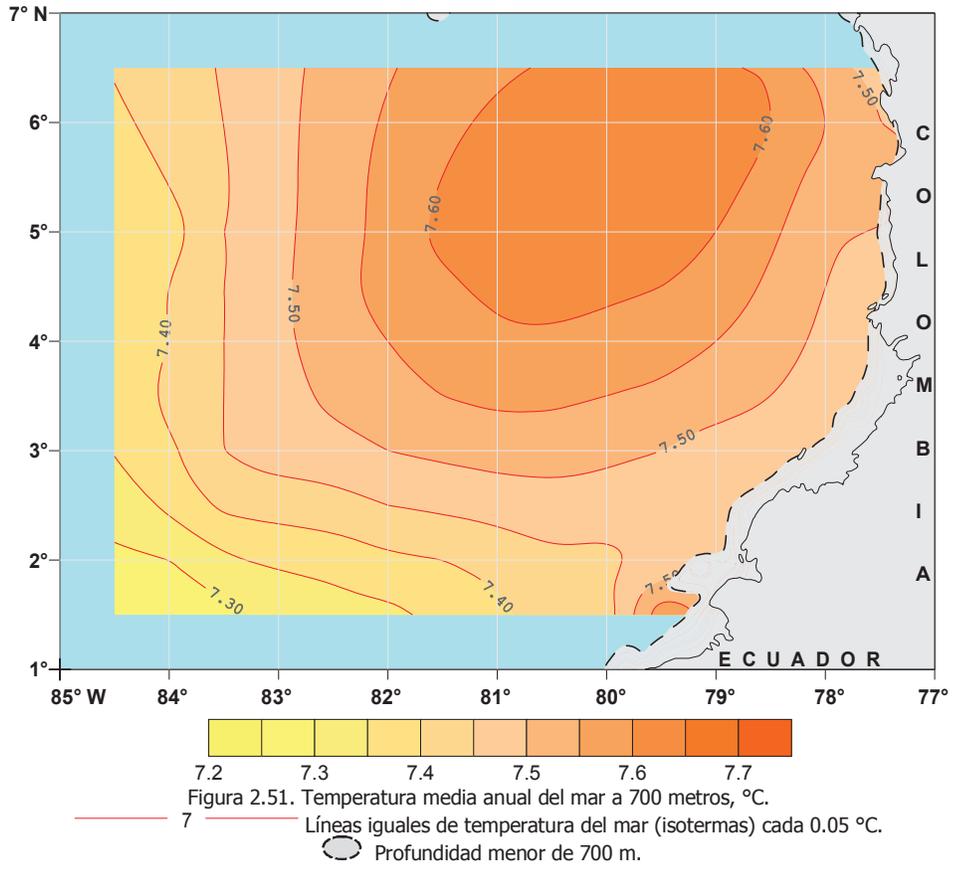


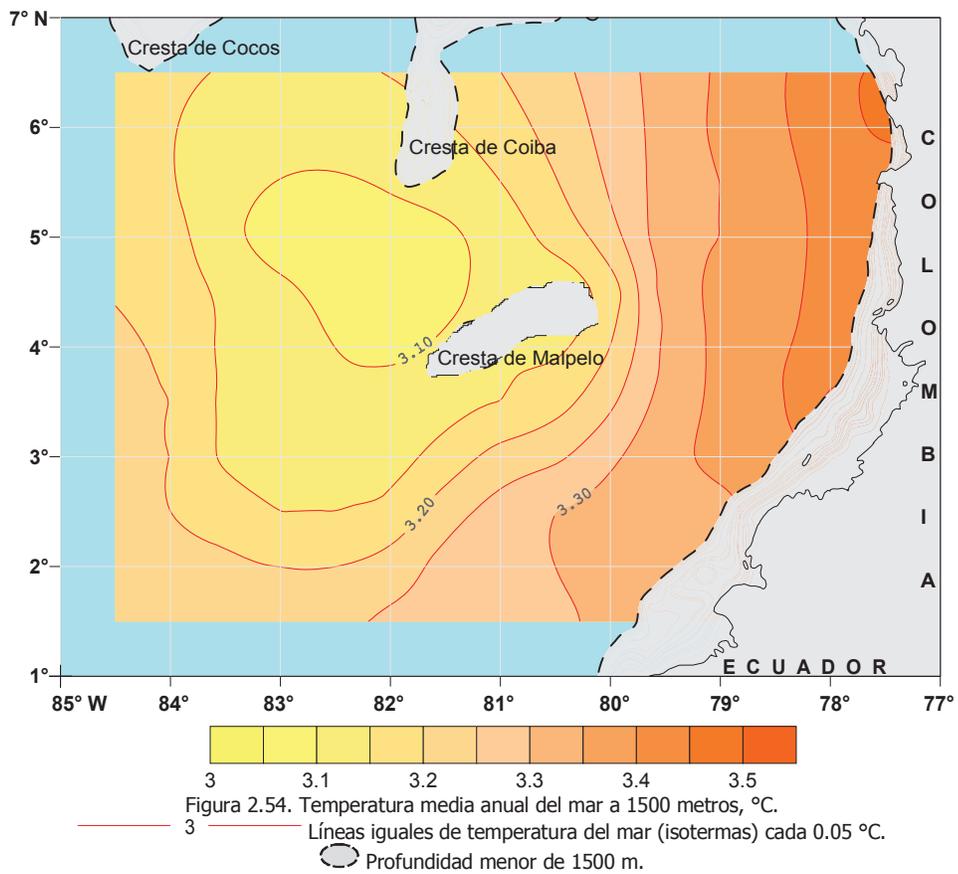
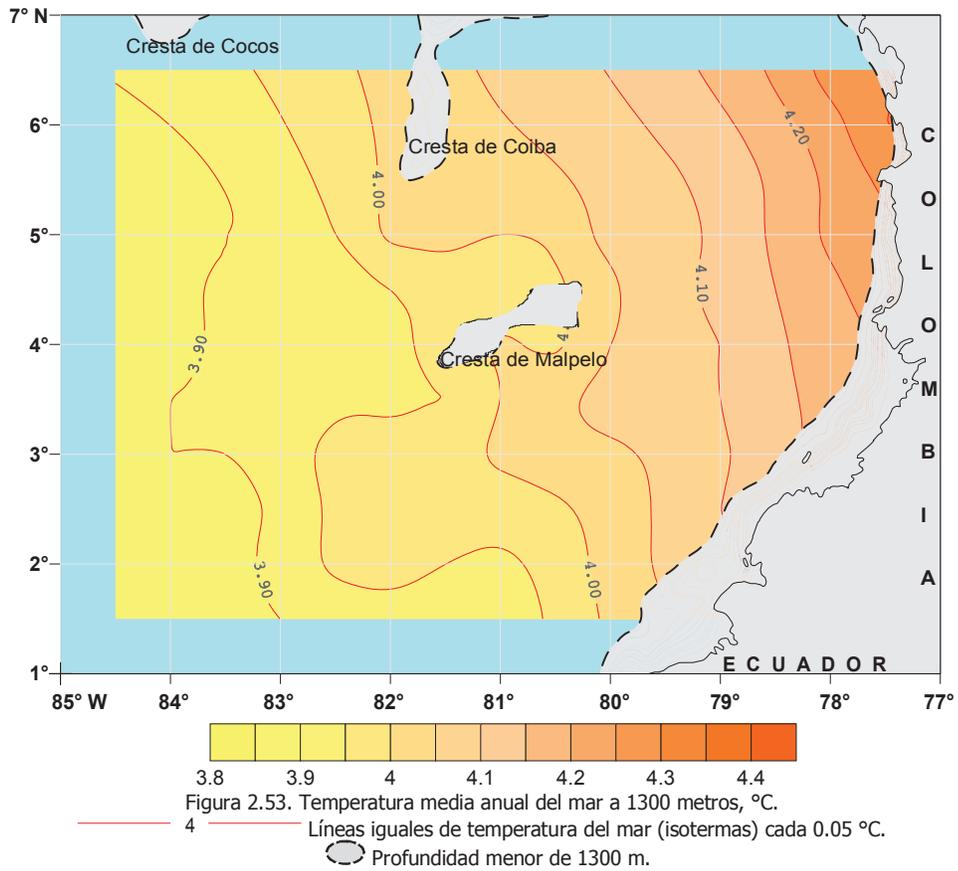












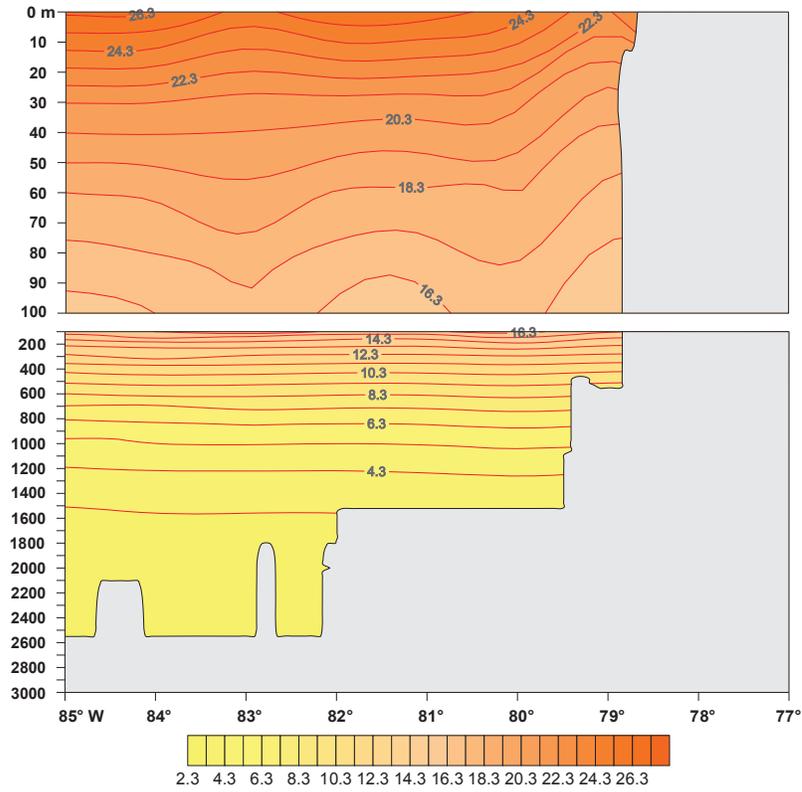


Figura 2.55. Temperatura del mar en el transecto 2° N, °C. Marzo.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

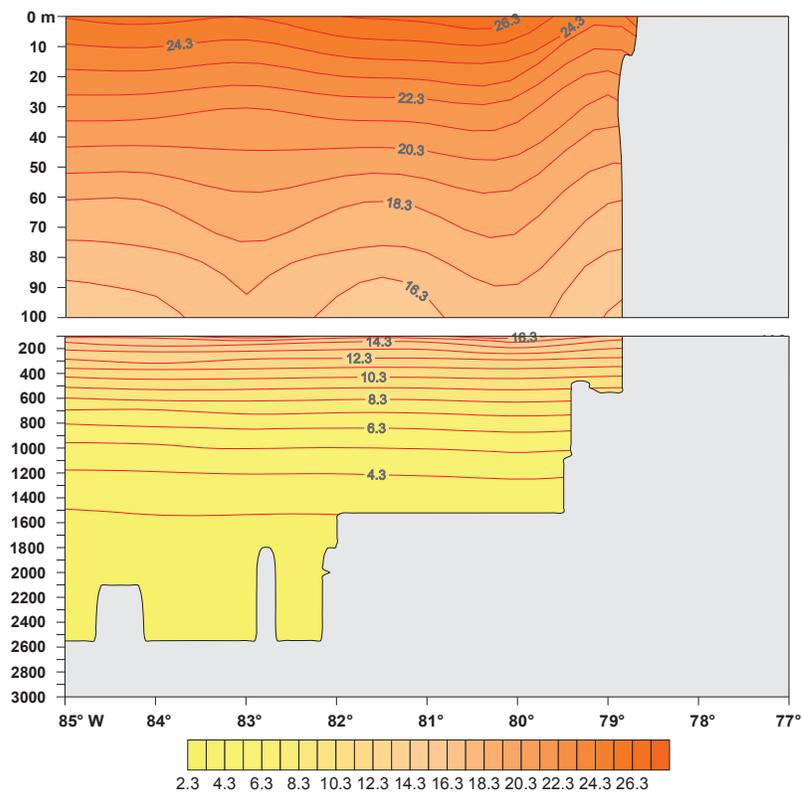


Figura 2.56. Temperatura del mar en el transecto 2° N, °C. Junio.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

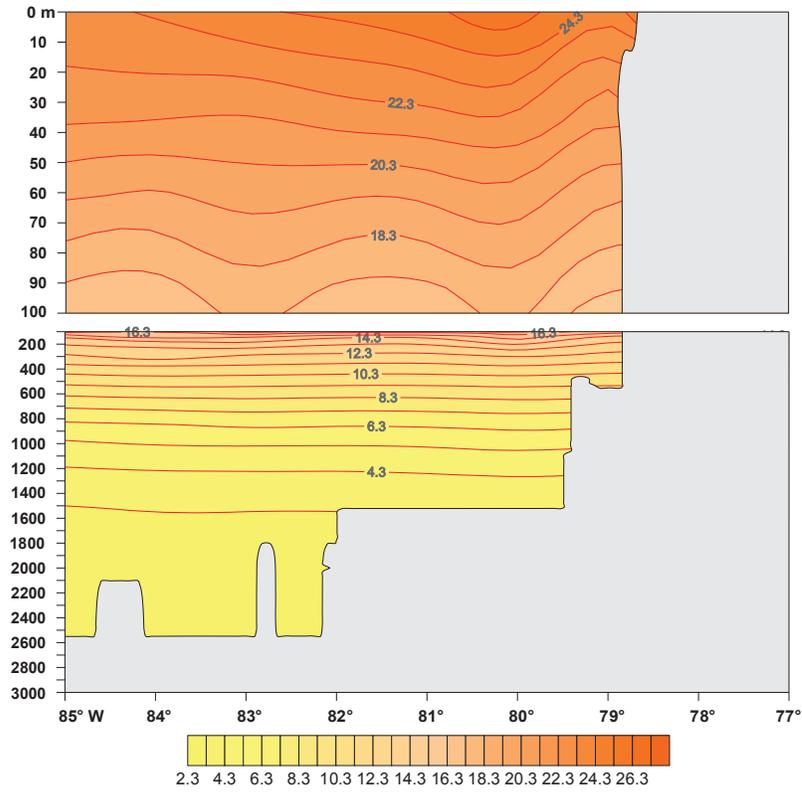


Figura 2.57. Temperatura del mar en el transecto 2° N, °C. Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

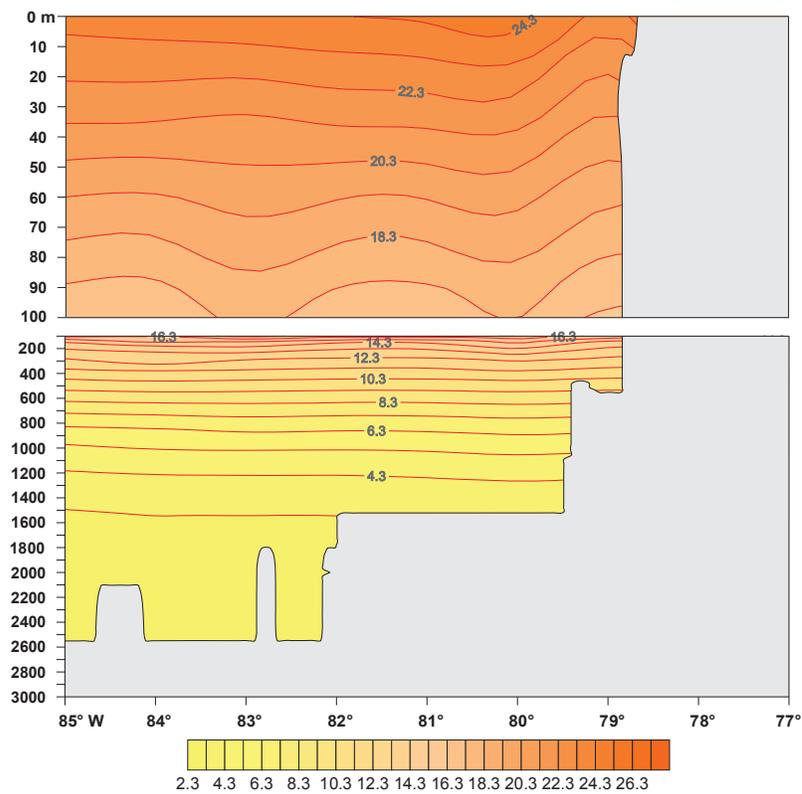


Figura 2.58. Temperatura del mar en el transecto 2° N, °C. Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

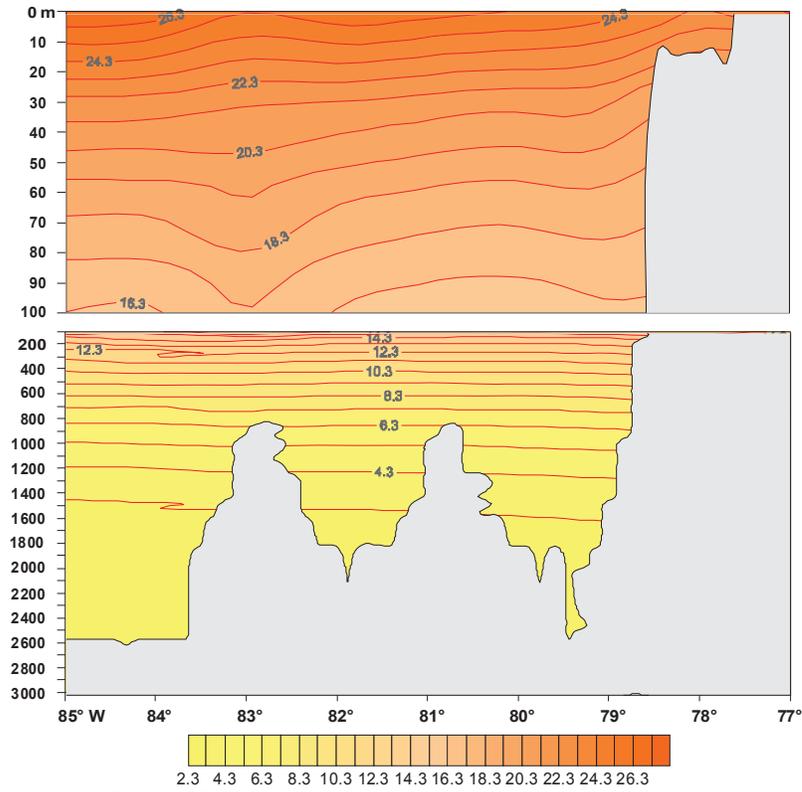


Figura 2.59. Temperatura del mar en el transecto 4° N, °C. Marzo.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

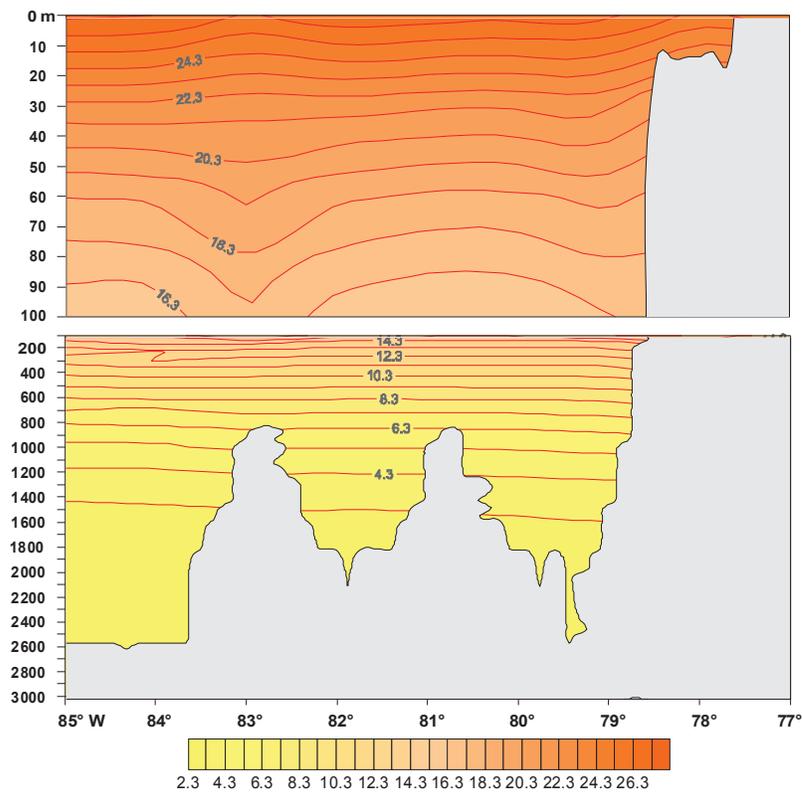


Figura 2.60. Temperatura del mar en el transecto 4° N, °C. Junio.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

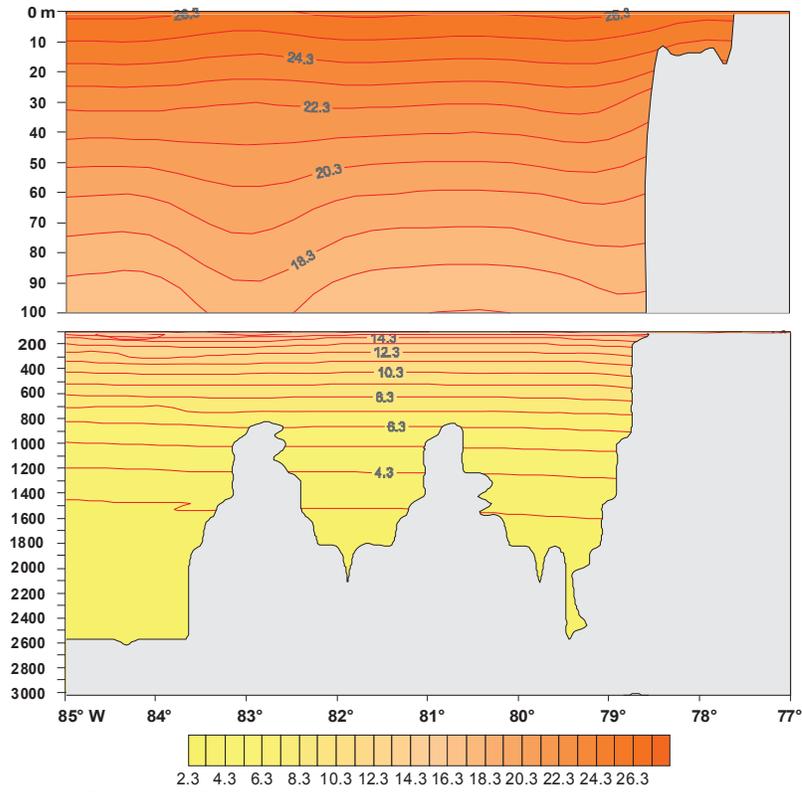


Figura 2.61. Temperatura del mar en el transecto 4° N, °C. Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

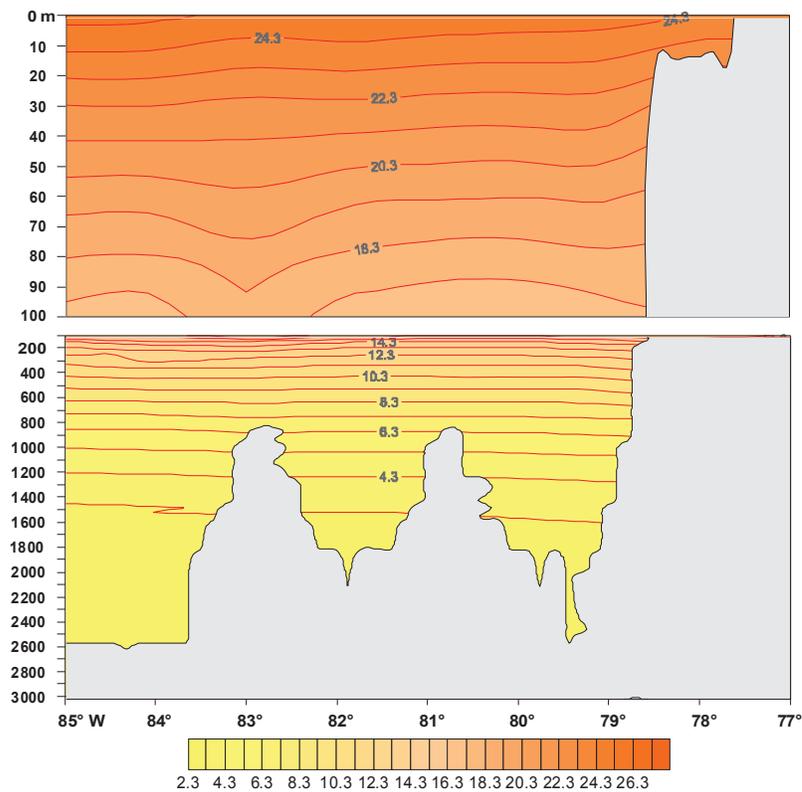


Figura 2.62. Temperatura del mar en el transecto 4° N, °C. Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

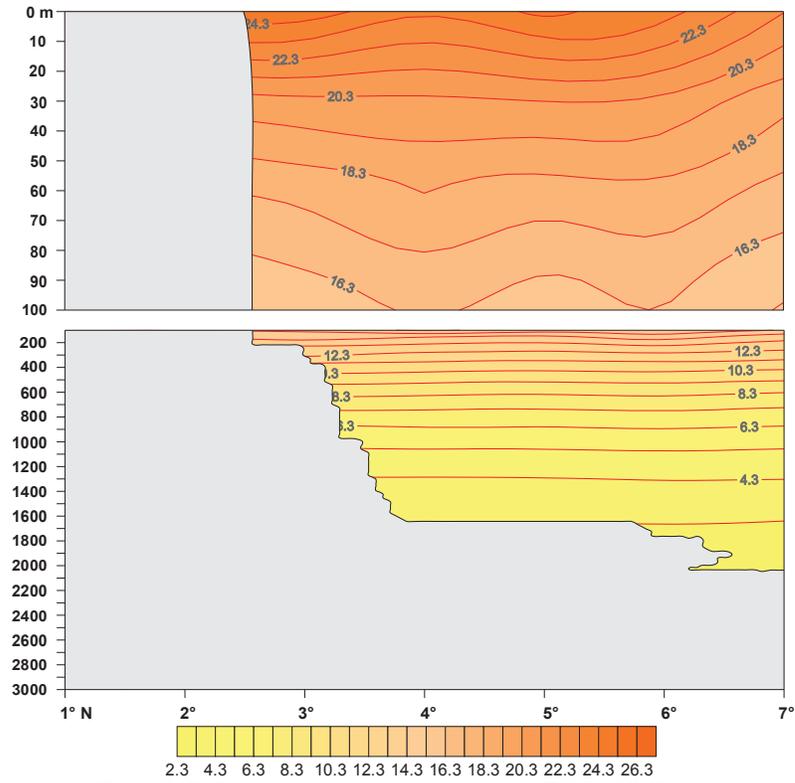


Figura 2.63. Temperatura del mar en el transecto 78° W, °C. Marzo.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

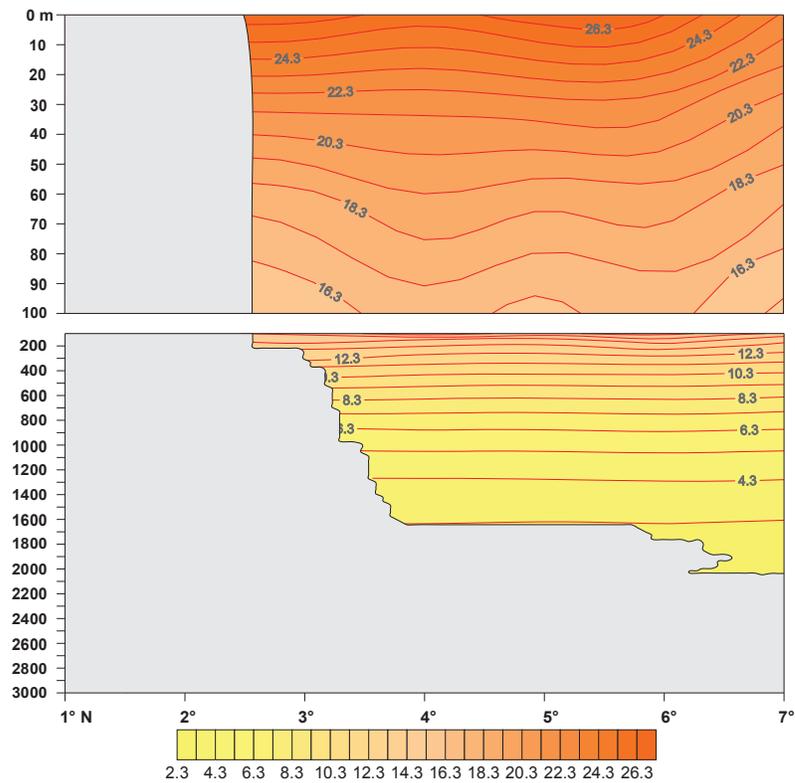


Figura 2.64. Temperatura del mar en el transecto 78° W, °C. Junio.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

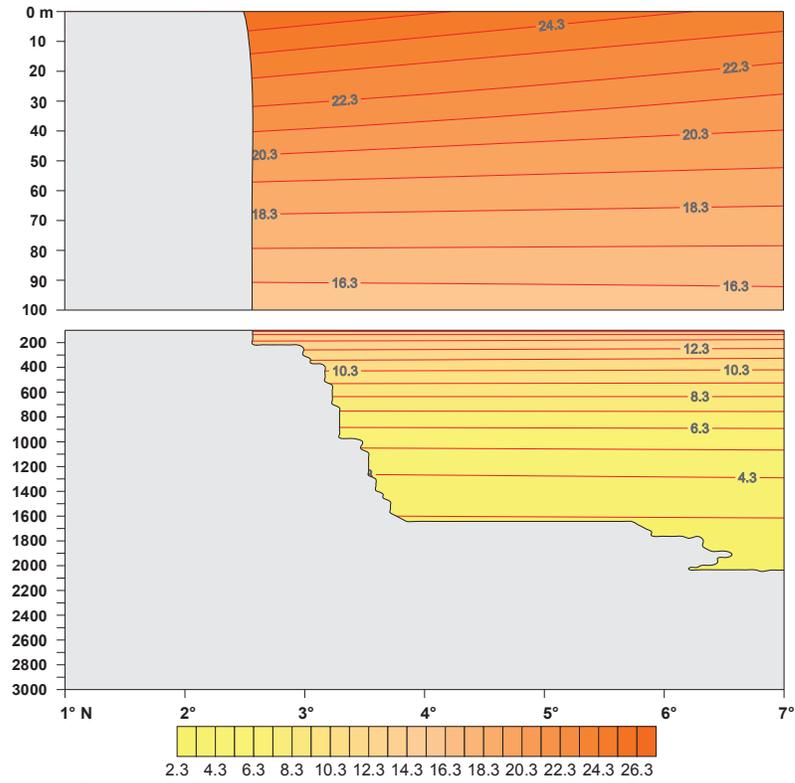


Figura 2.65. Temperatura del mar en el transecto 78° W, °C. Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

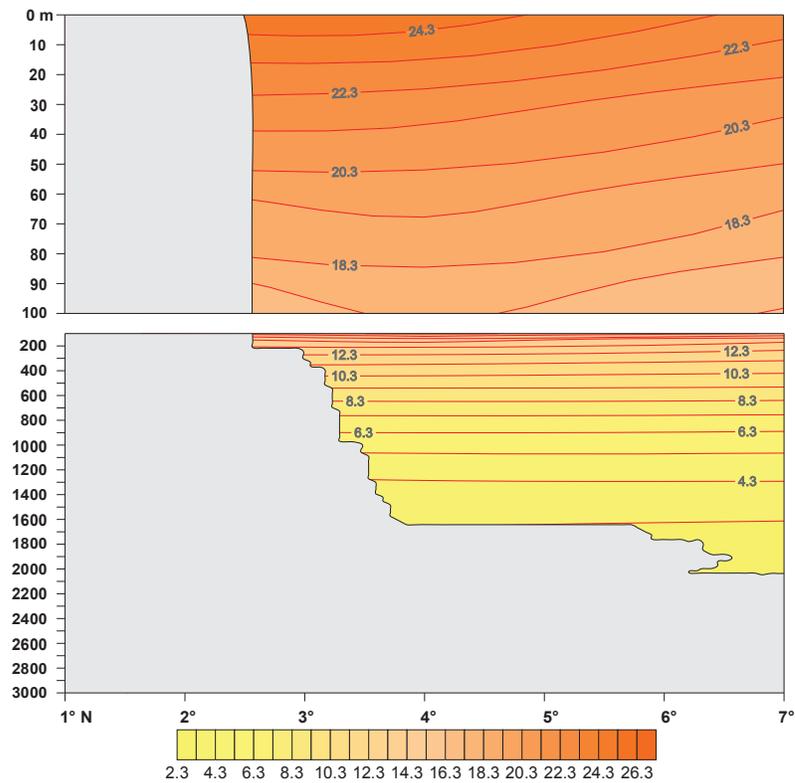


Figura 2.66. Temperatura del mar en el transecto 78° W, °C. Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

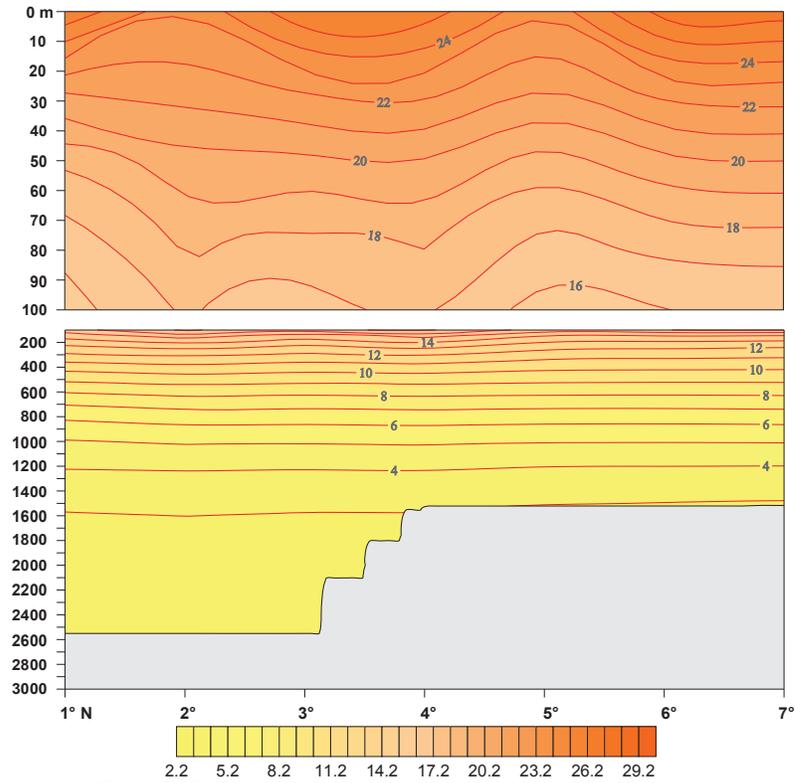


Figura 2.67. Temperatura del mar en el transecto 84° W, °C. Marzo.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

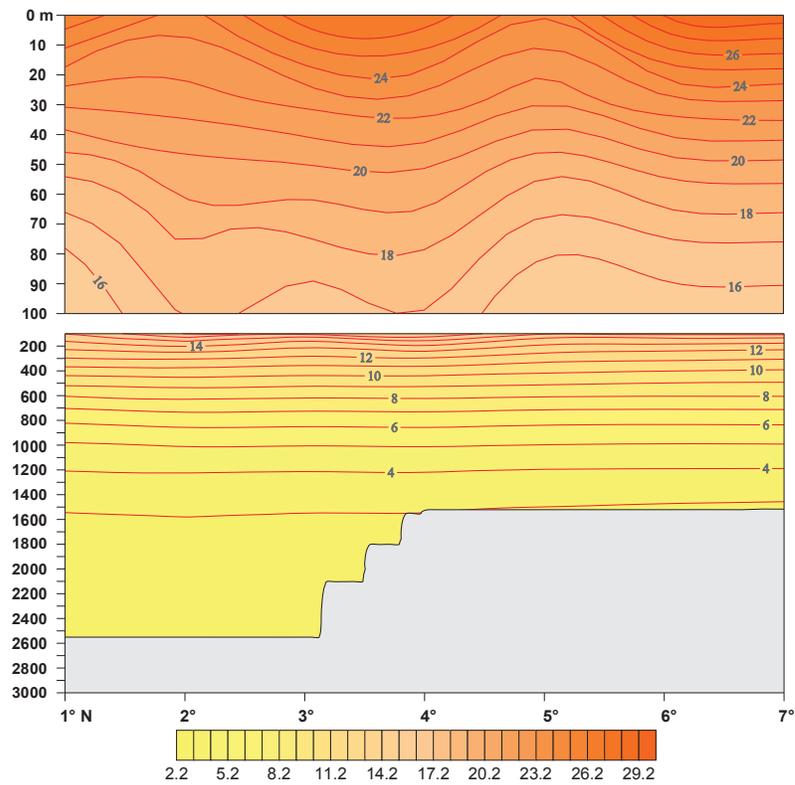


Figura 2.68. Temperatura del mar en el transecto 84° W, °C. Junio.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

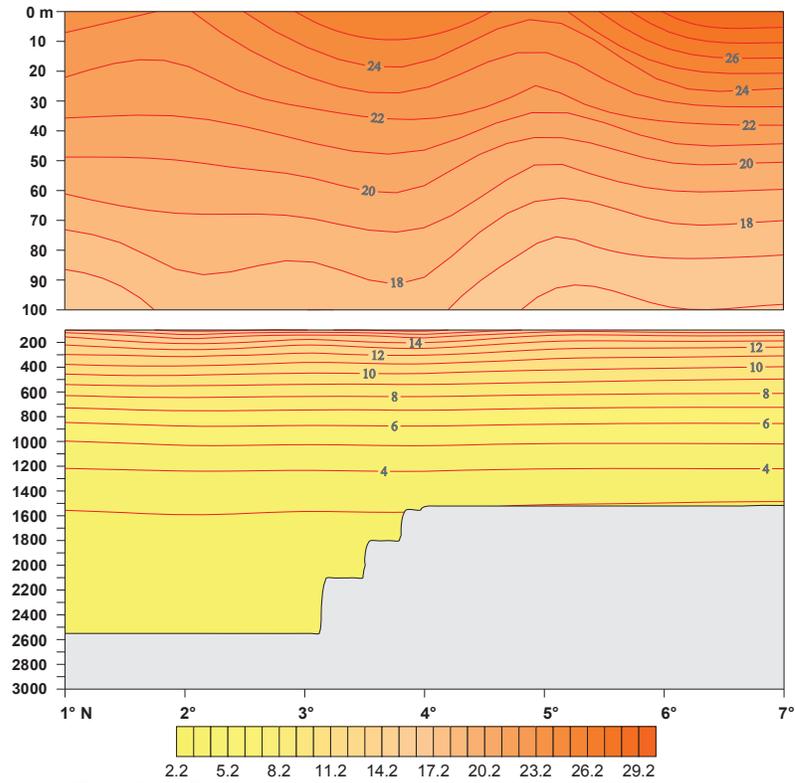


Figura 2.69. Temperatura del mar en el transecto 84° W, °C. Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

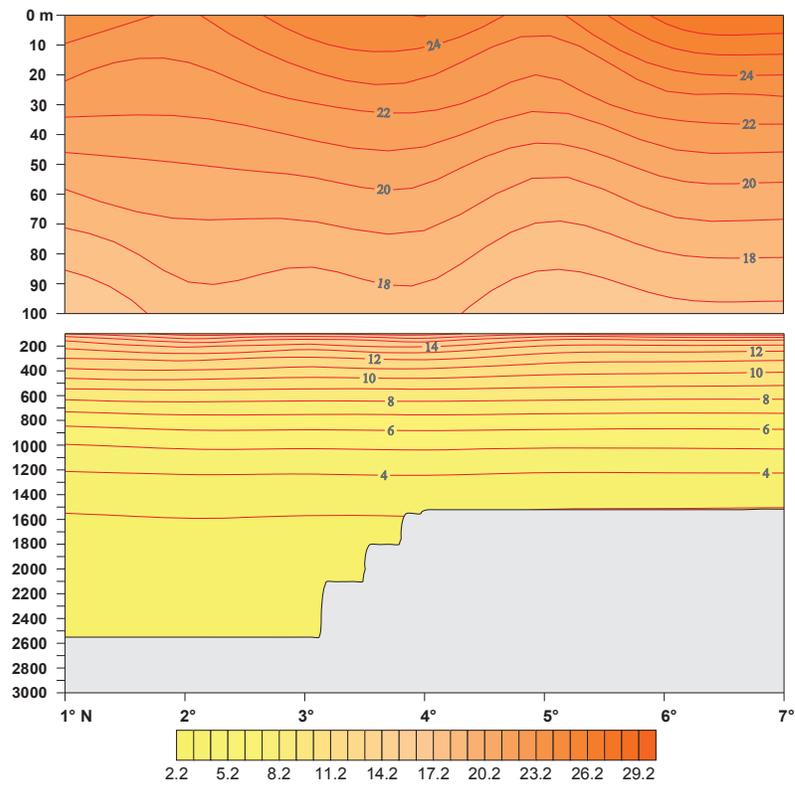


Figura 2.70. Temperatura del mar en el transecto 84° W, °C. Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de temperatura del mar (isotermas) cada 1.0 °C.

### 3. SALINIDAD DEL MAR, (psu)

Las figuras de promedios mensuales de la distribución horizontal de  $S$  en las profundidades estándar muestran que en aguas superiores los valores son bajos a lo largo de la costa alrededor de los 4° N debido a la presencia de aguas de los ríos que llegan a CPC.

En la superficie, los valores más altos de  $S$  se observan durante todo el año en un núcleo que se desplaza desde el centro hacia otros sectores de la CPC con predominancia sur, a diferencia de marzo cuando el núcleo ocupa el centro de la CPC. Esta característica muestra que el modelo utilizado logra representar en la aguas de la CPC la influencia del desplazamiento norte sur de la ZCIT, la cual entre febrero y abril se ubica sobre los 3° N permitiendo la mayor mezcla de aguas costeras con las oceánicas, y aumentando las dimensiones del núcleo salino superficial. Esta observación concuerda con Málíkov (1998), quien al analizar la información in situ obtenida de cruceros oceanográficos realizados por la DIMAR, afirma que este sector de mezcla de la CPC presenta un máximo de  $S$  entre marzo y abril.

El conocimiento de que, cerca de la línea ecuatorial en el océano mundial existen máximos subsuperficiales de  $S$  entre los 50 y 100 metros se corroboró para la CPC con datos in situ en Málíkov (1998) donde afirma que estos máximos subsuperficiales de  $S$  se observan entre los 80 y 150 metros. En el presente capítulo, en los 75 metros y, con intensificación a partir de los 100 metros, una paulatina incursión de aguas salinas se observa desde el suroriente de la CPC hacia el centro de la región. Luego de los 700 metros, con una diferencia horizontal entre aguas costeras y oceánicas de solo 0.05 psu en promedio, las aguas más salinas se observan en sectores cercanos a la plataforma continental en el noreste de la CPC. Este comportamiento se aprecia igualmente en las figuras de los transectos hidrológicos latitudinales y longitudinales, donde claramente la intrusión de aguas salinas se observa iniciando entre los 150 y 200 metros y puede extenderse hasta los 300 y 400 metros aproximadamente.

Lo anterior muestra que el modelo permite simular la influencia que tienen en la CPC las corrientes de gran escala como la Contra Corriente Ecuatorial (CCE) en aguas superiores, mostrando su intensificación y debilitamiento según la posición de la ZCIT. En forma específica, el modelo recrea la influencia de la Contra-Corriente Ecuatorial Sub-Superficial (CCESS) denominada también Corriente Cromwell (CCr) que, a nivel subsuperficial, desplaza aguas del pacífico ecuatorial occidental y central hacia el Este con valores altos de  $S$ . Este proceso en la CPC fue percibido por Pineda (1997), quien encontró valores altos de  $S$  en época fría entre los 75 y 200 metros, y en época cálida entre los 100 y 300 metros, mostrando que la intrusión de la CCESS es prácticamente permanente en la CPC.

En forma general, de las figuras se aprecia que en la CPC los valores altos  $S$  se registran de marzo a julio y, los bajos de octubre a enero. Esta descripción coincide con Málíkov (1998) quien menciona que el máximo significativo se observa entre marzo y julio y el mínimo en diciembre.

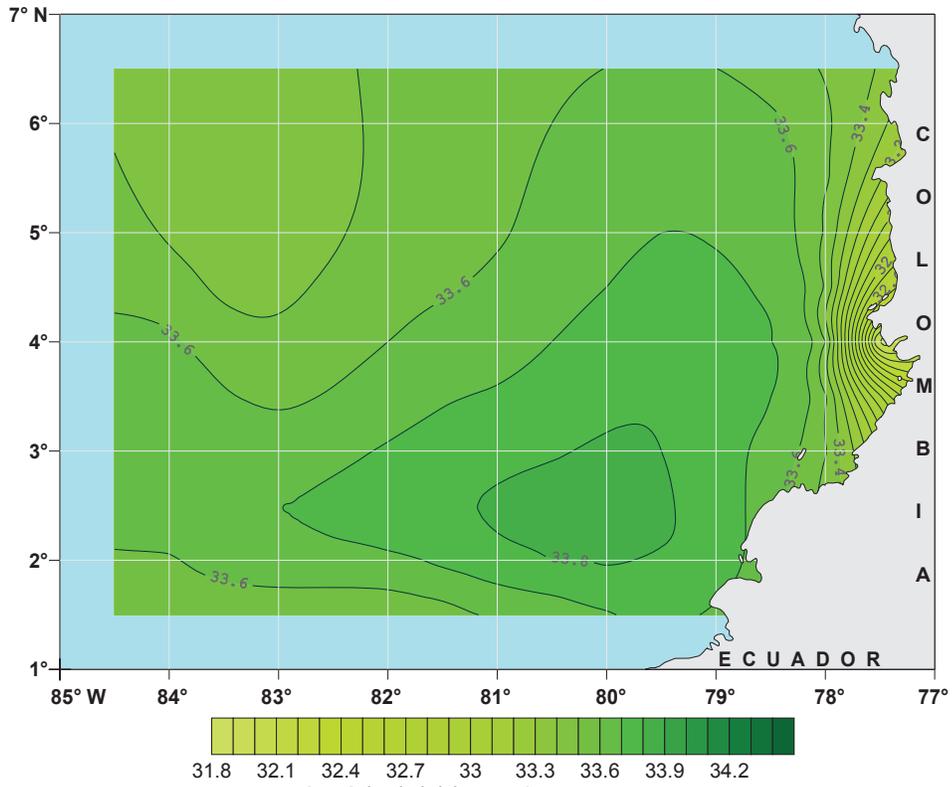


Figura 3.1. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Enero.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

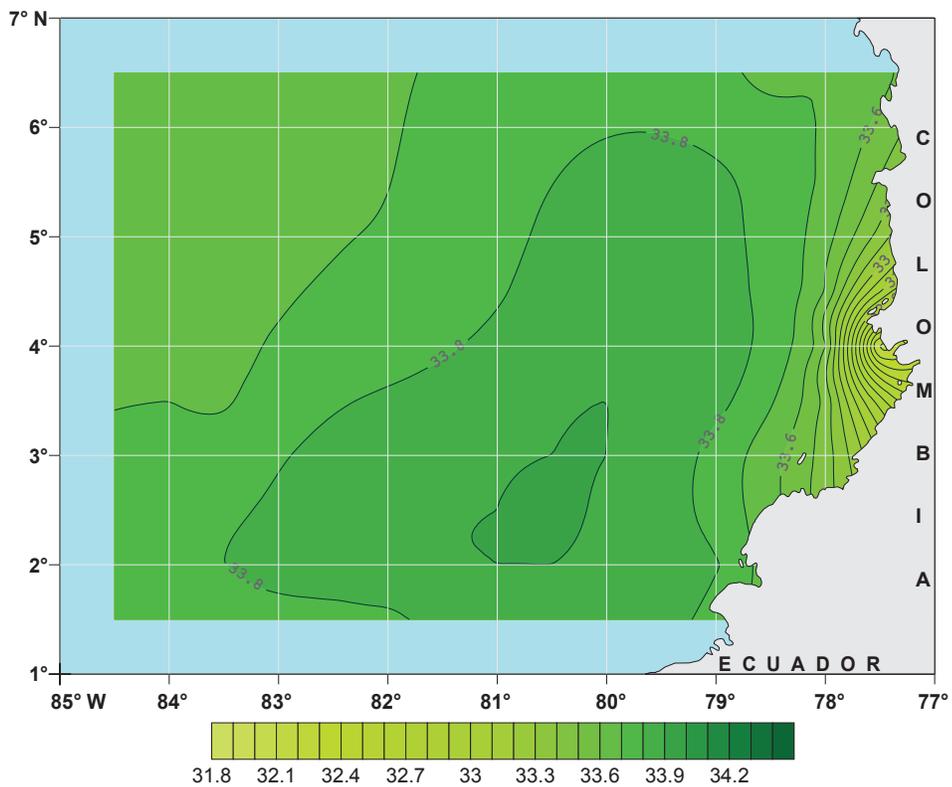


Figura 3.2. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Febrero.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

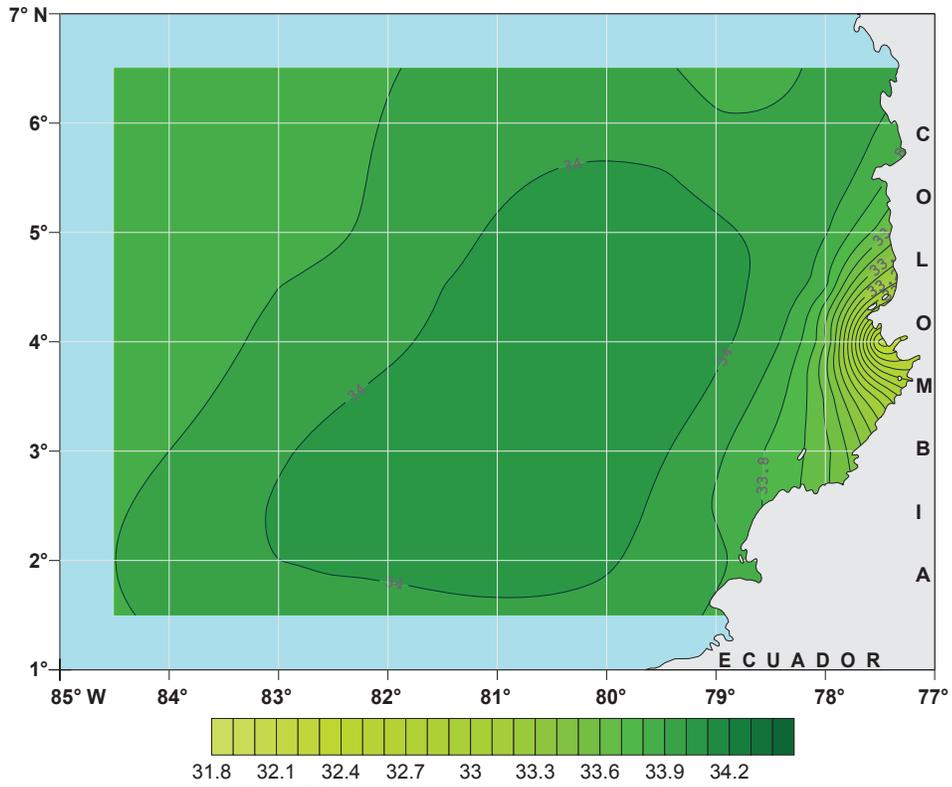


Figura 3.3. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Marzo.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

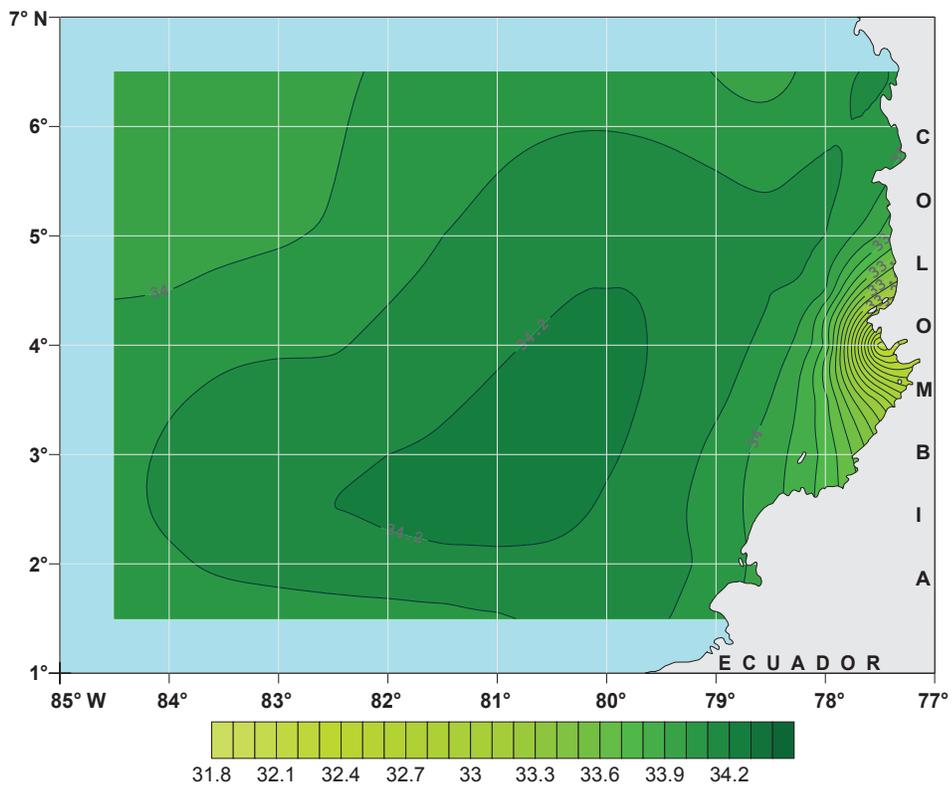
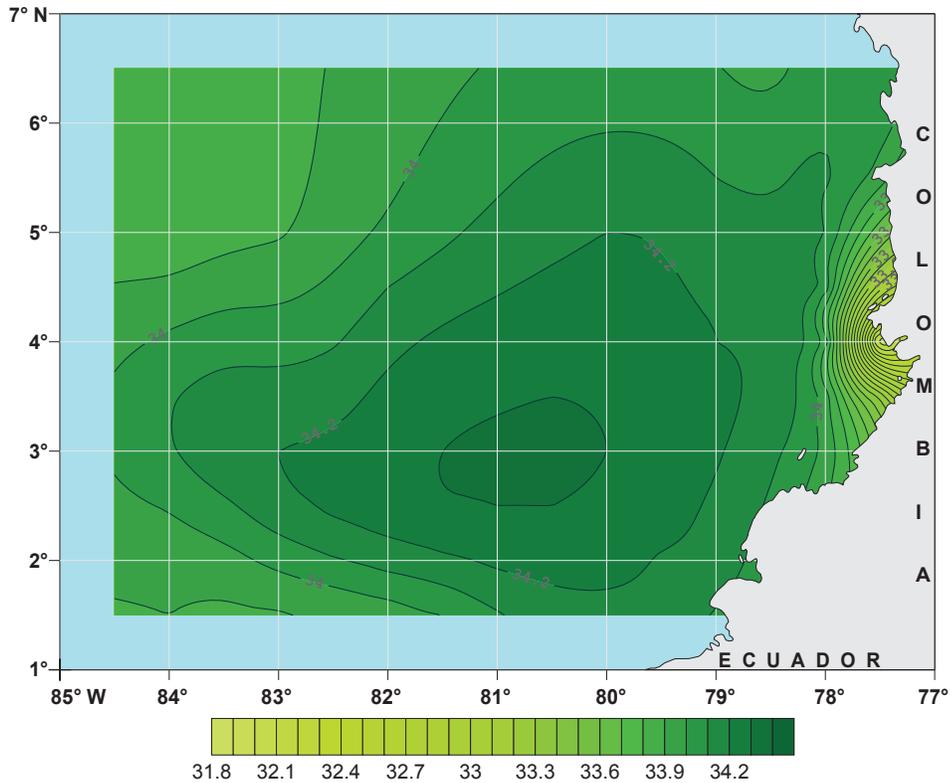


Figura 3.4. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Abril.

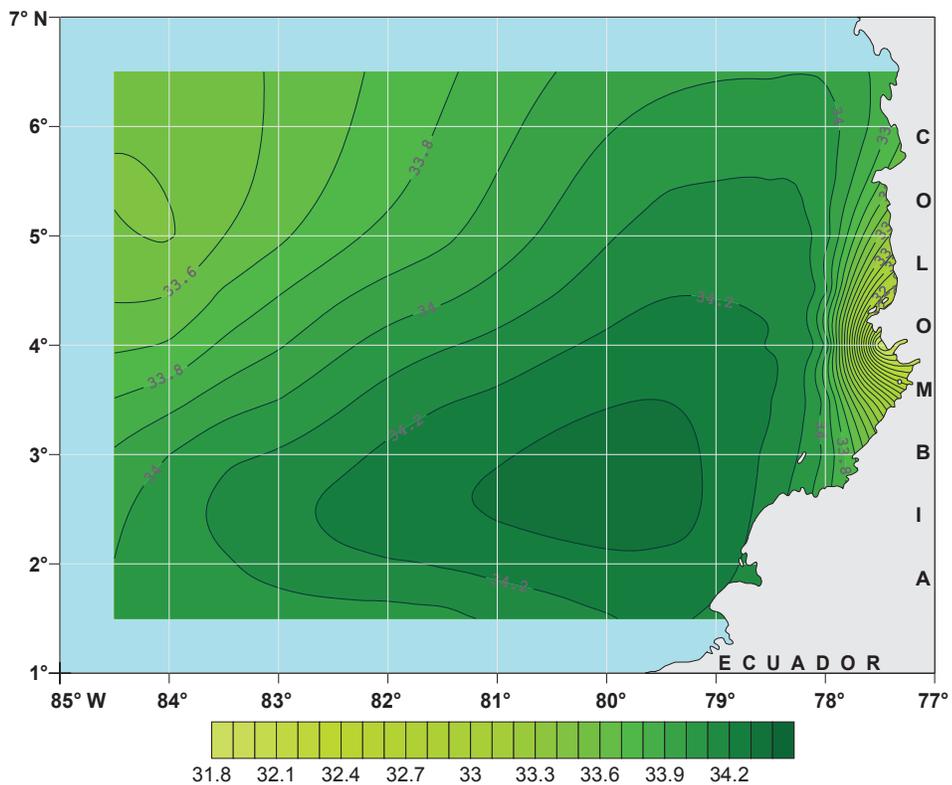
33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.



31.8 32.1 32.4 32.7 33 33.3 33.6 33.9 34.2

Figura 3.5. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Mayo.

— 33 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.



31.8 32.1 32.4 32.7 33 33.3 33.6 33.9 34.2

Figura 3.6. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Junio.

— 33 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

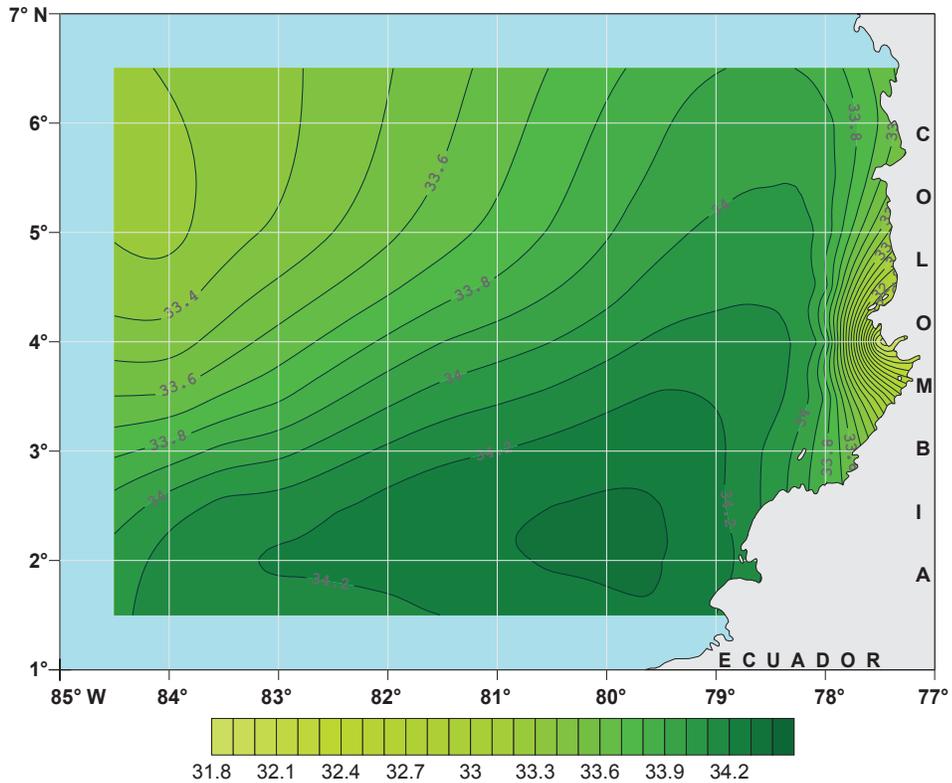


Figura 3.7. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Julio.

— 33 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

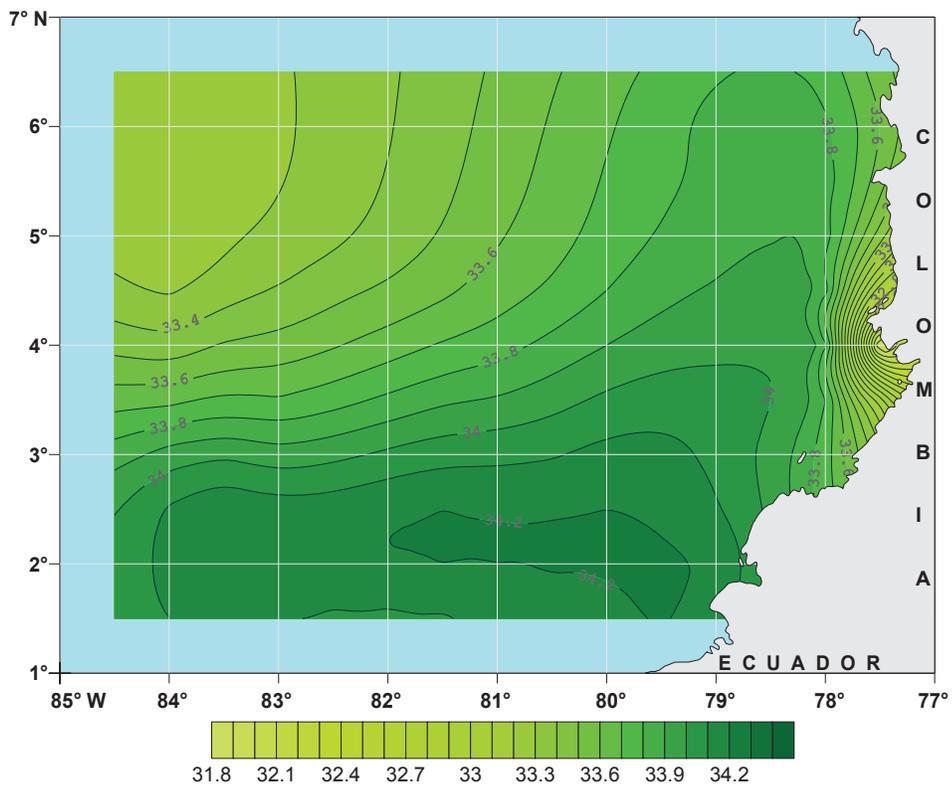
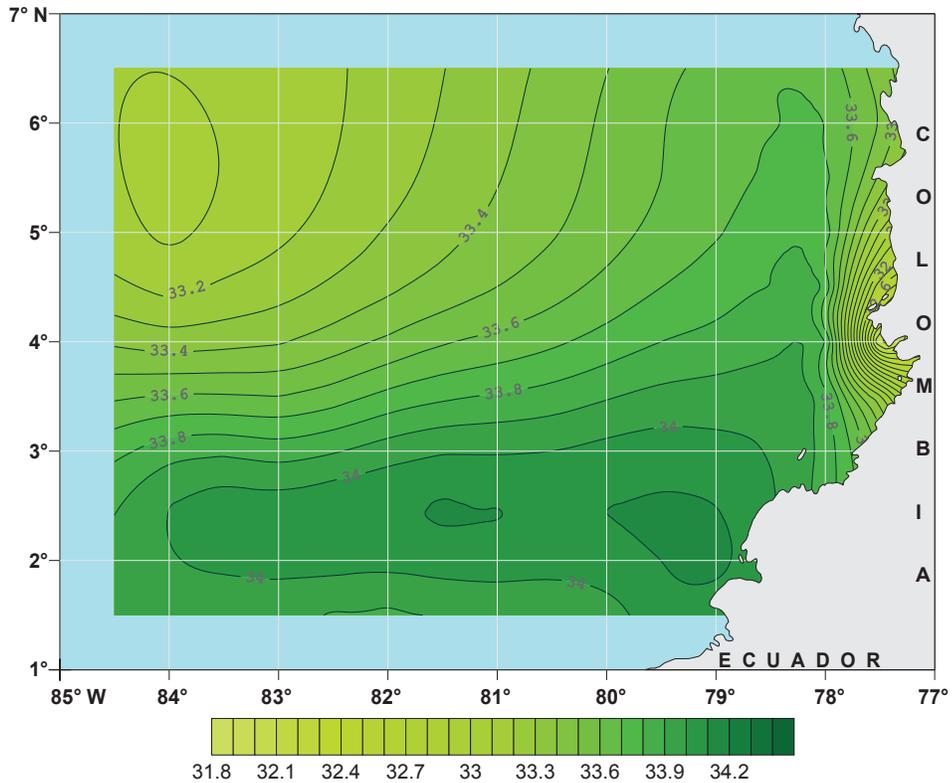


Figura 3.8. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Agosto.

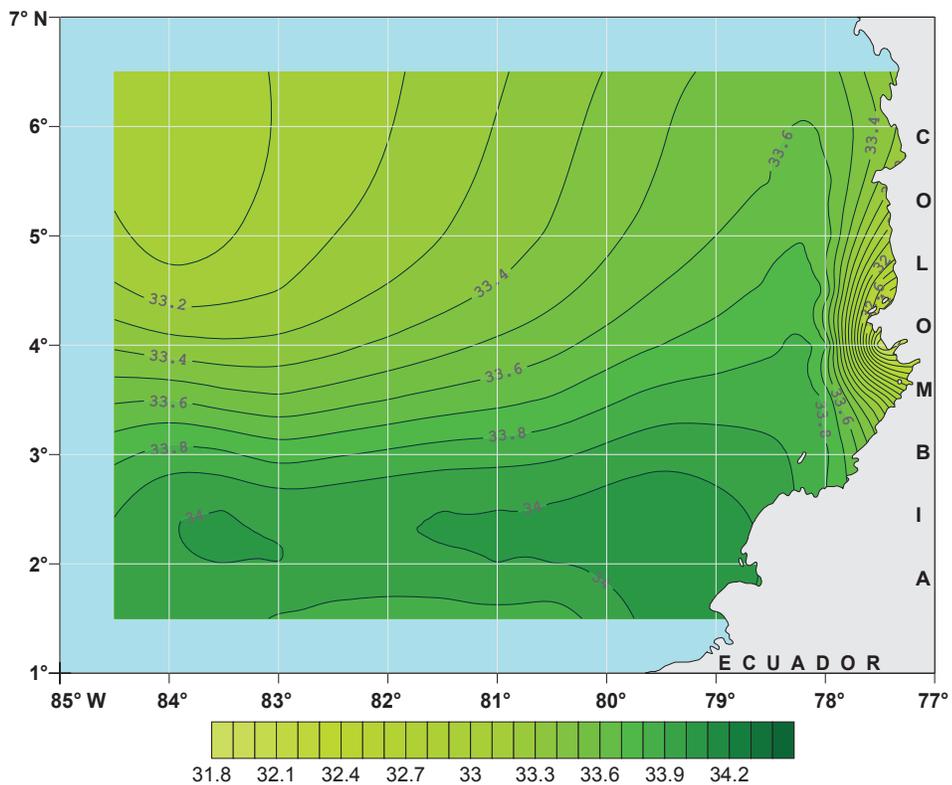
— 33 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.



31.8 32.1 32.4 32.7 33 33.3 33.6 33.9 34.2

Figura 3.9. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Septiembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.



31.8 32.1 32.4 32.7 33 33.3 33.6 33.9 34.2

Figura 3.10. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Octubre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

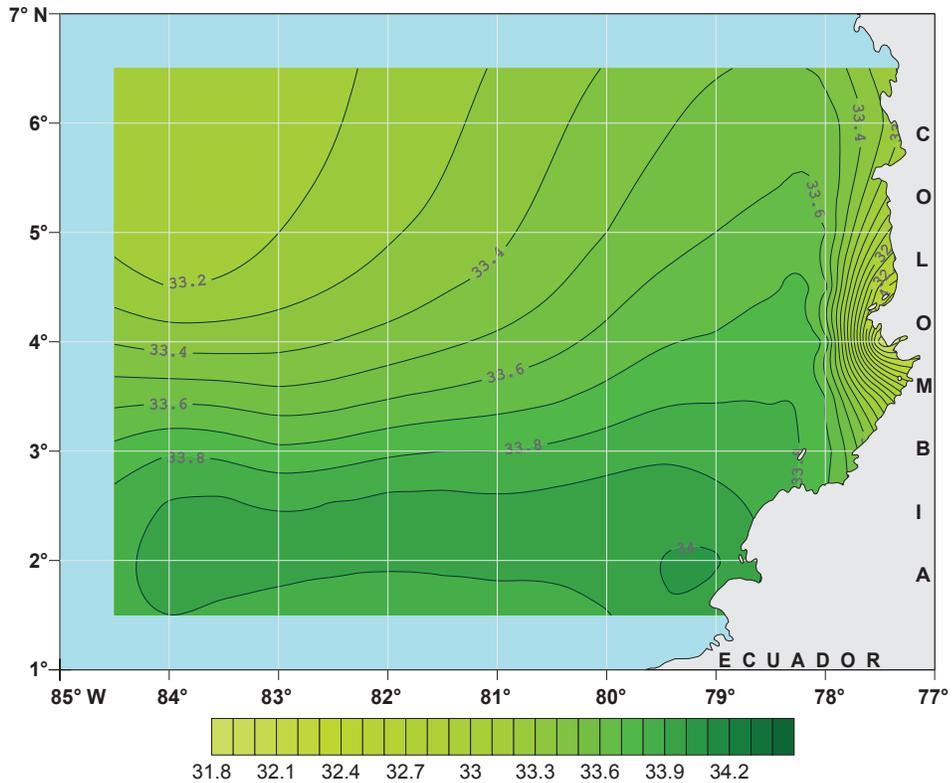


Figura 3.11. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Noviembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

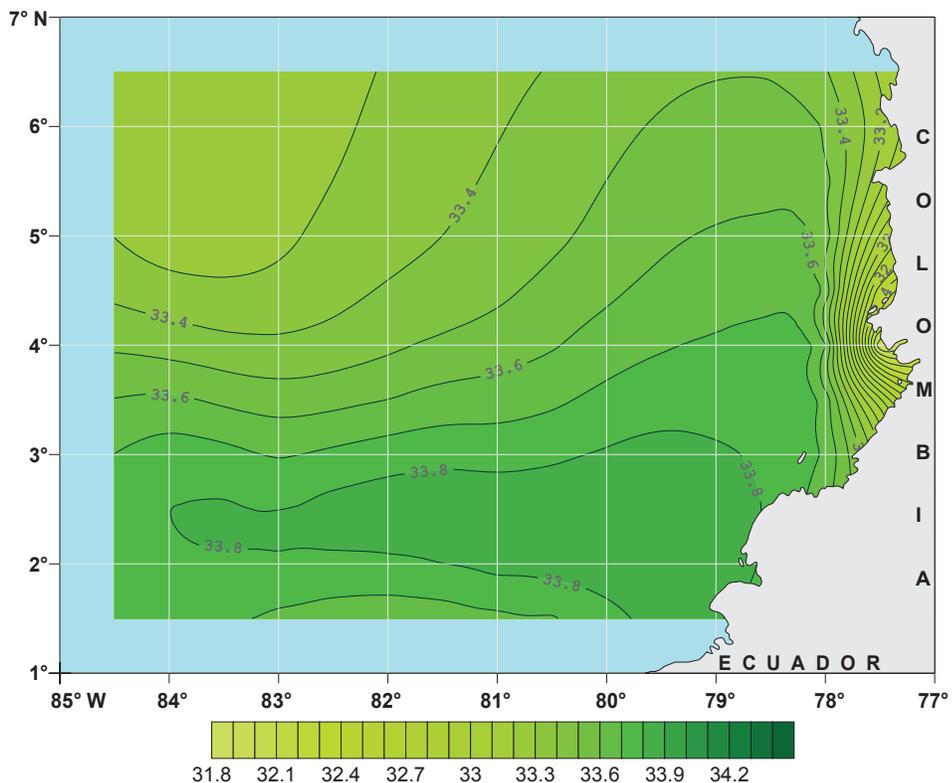


Figura 3.12. Salinidad del mar a 0 metros, psu. Diciembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

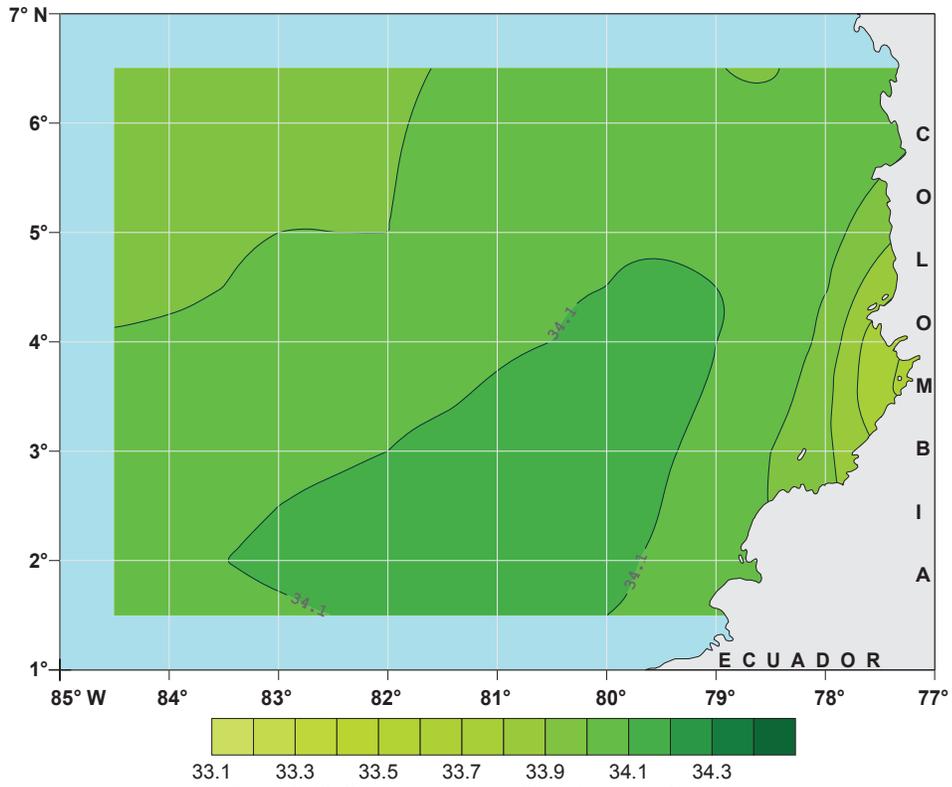


Figura 3.13. Salinidad del mar a 20 metros, psu. Marzo.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

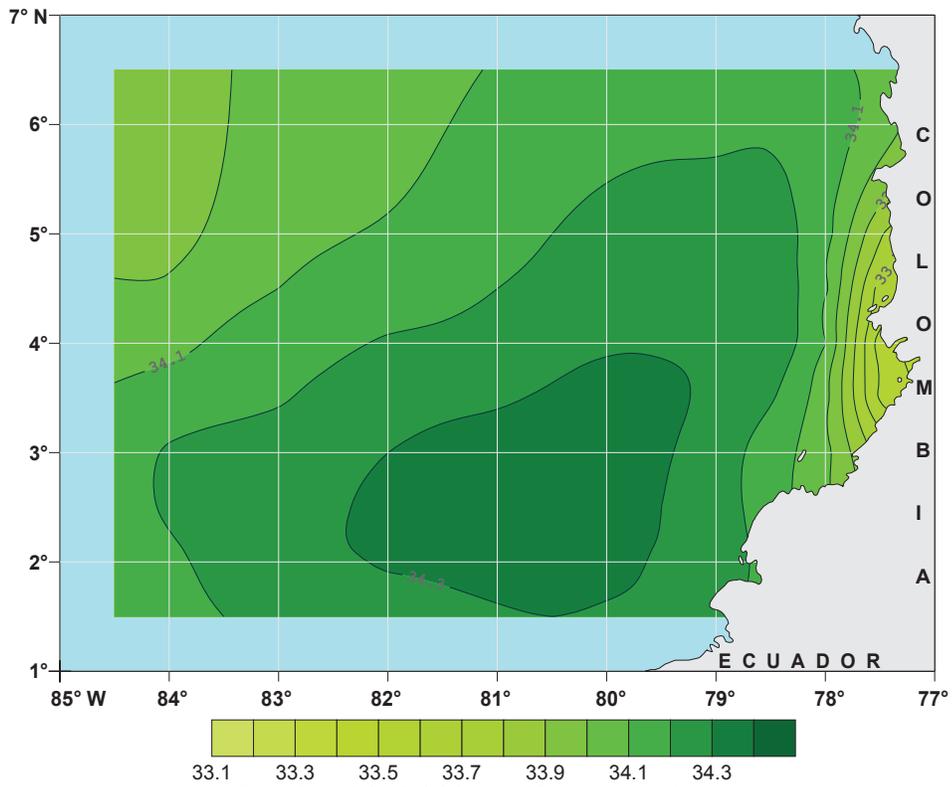
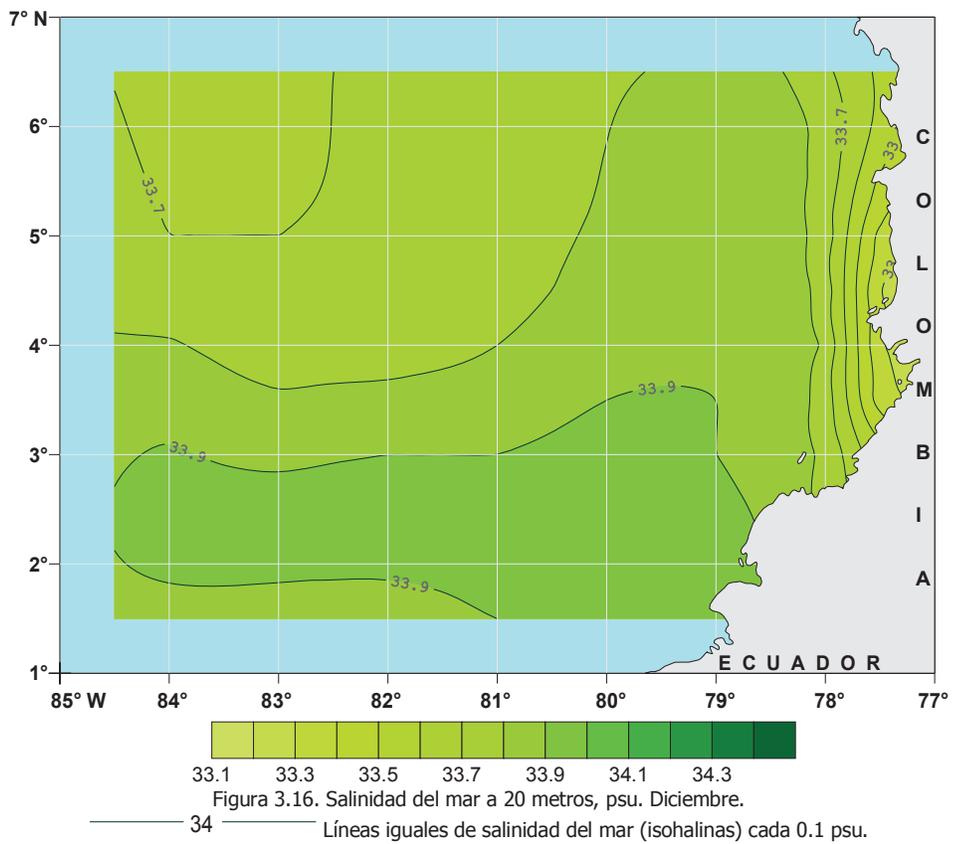
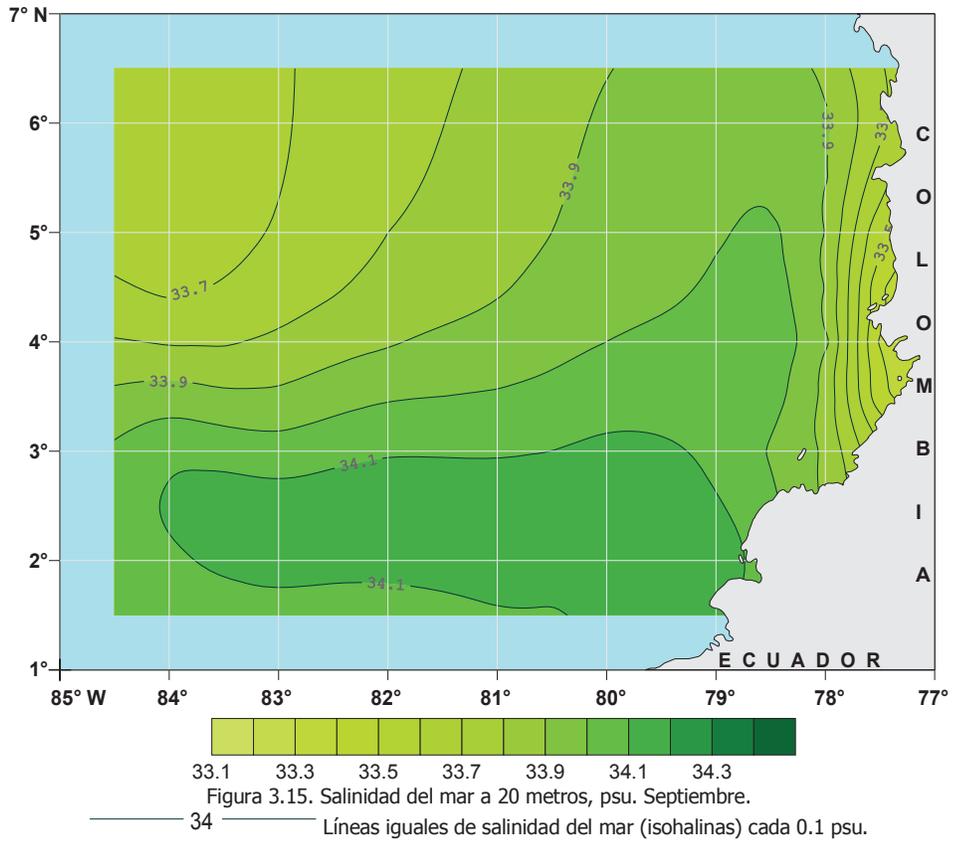


Figura 3.14. Salinidad del mar a 20 metros, psu. Junio.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.



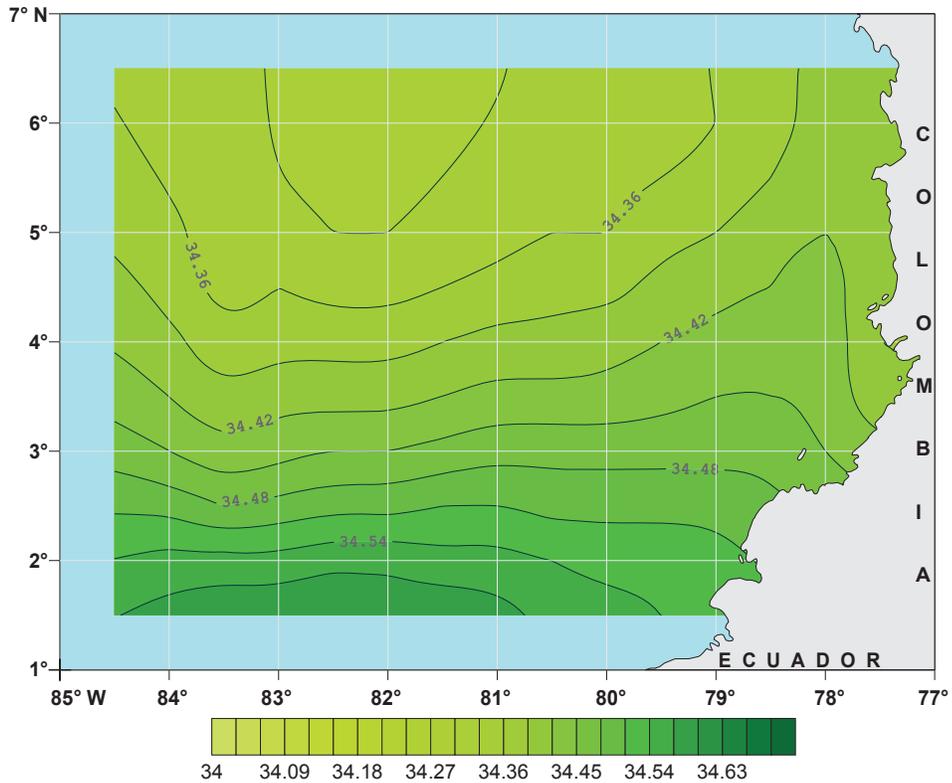


Figura 3.17. Salinidad del mar a 50 metros, psu. Marzo.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.03 psu.

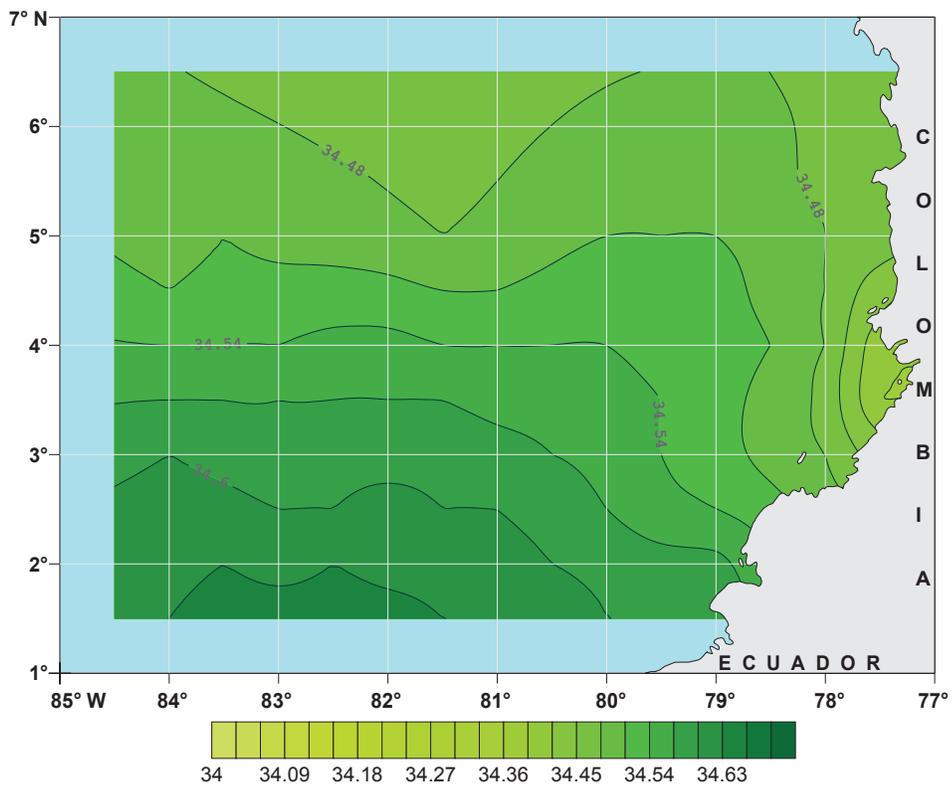
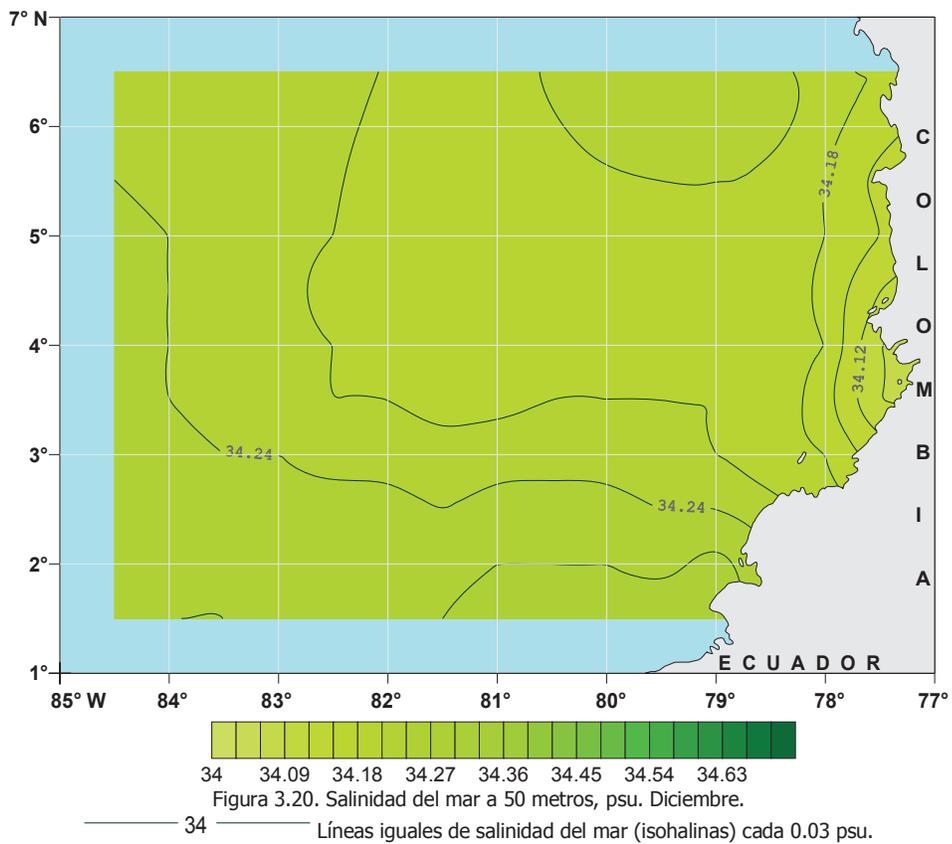
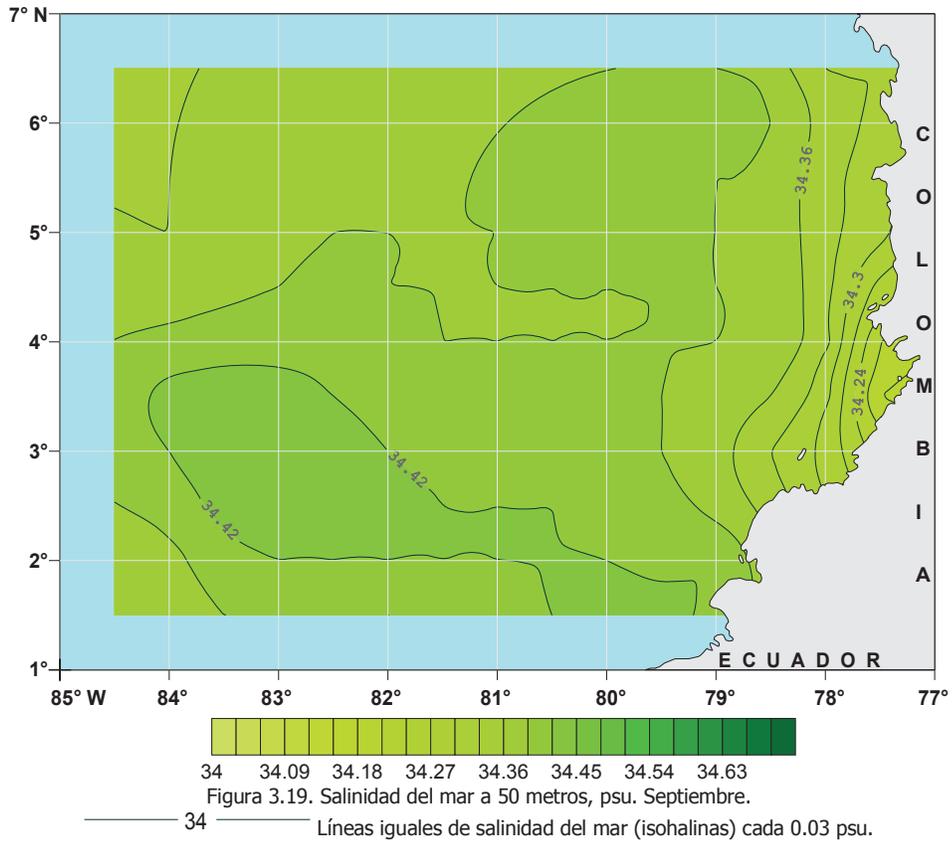


Figura 3.18. Salinidad del mar a 50 metros, psu. Junio.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.03 psu.



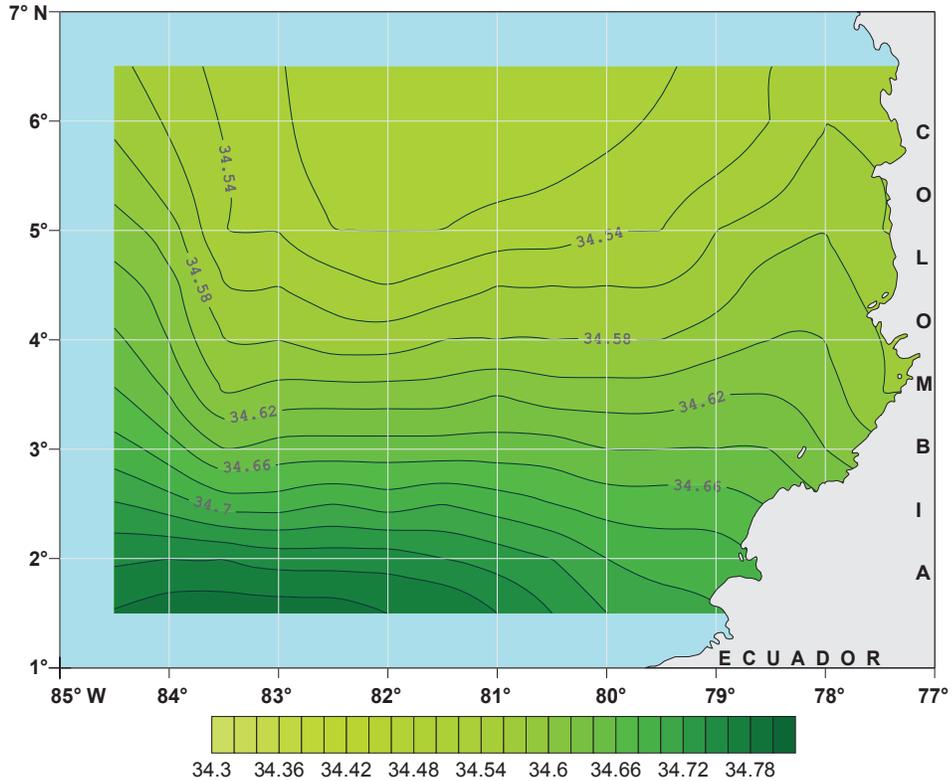


Figura 3.21. Salinidad del mar a 75 metros, psu. Marzo.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

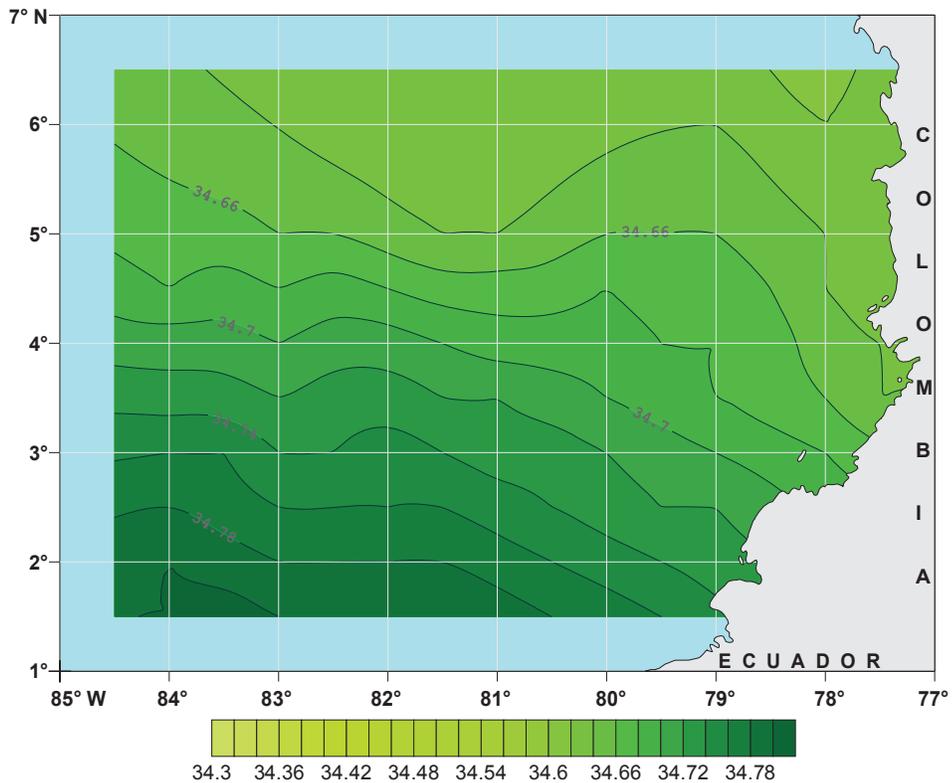
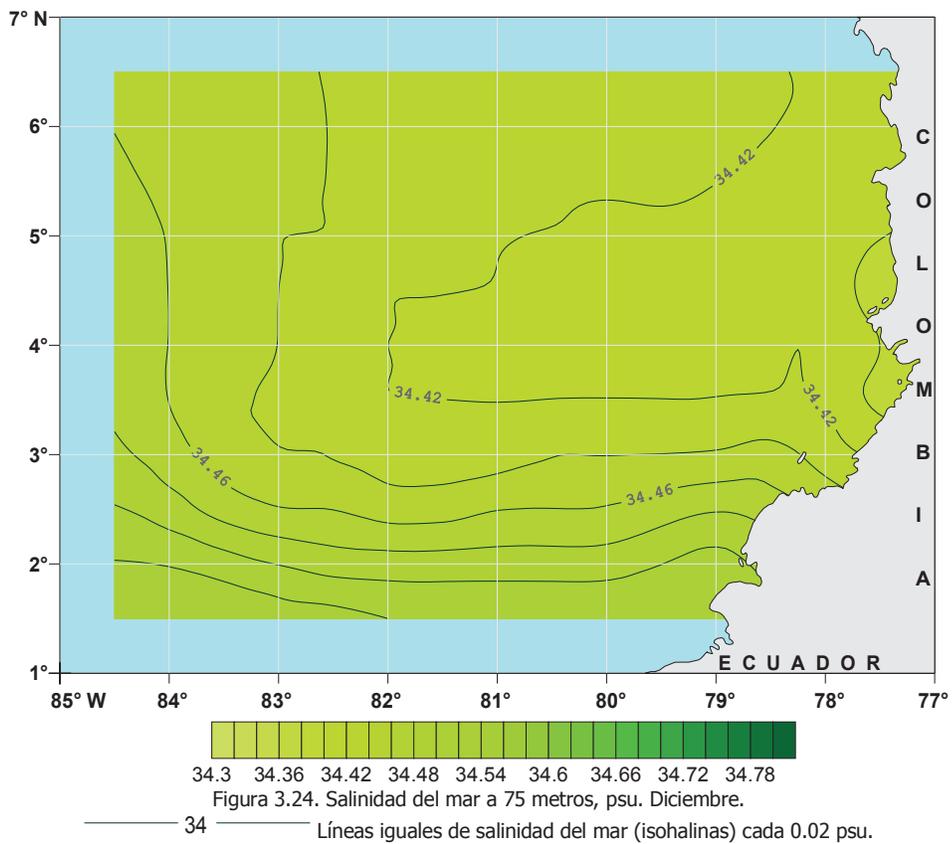
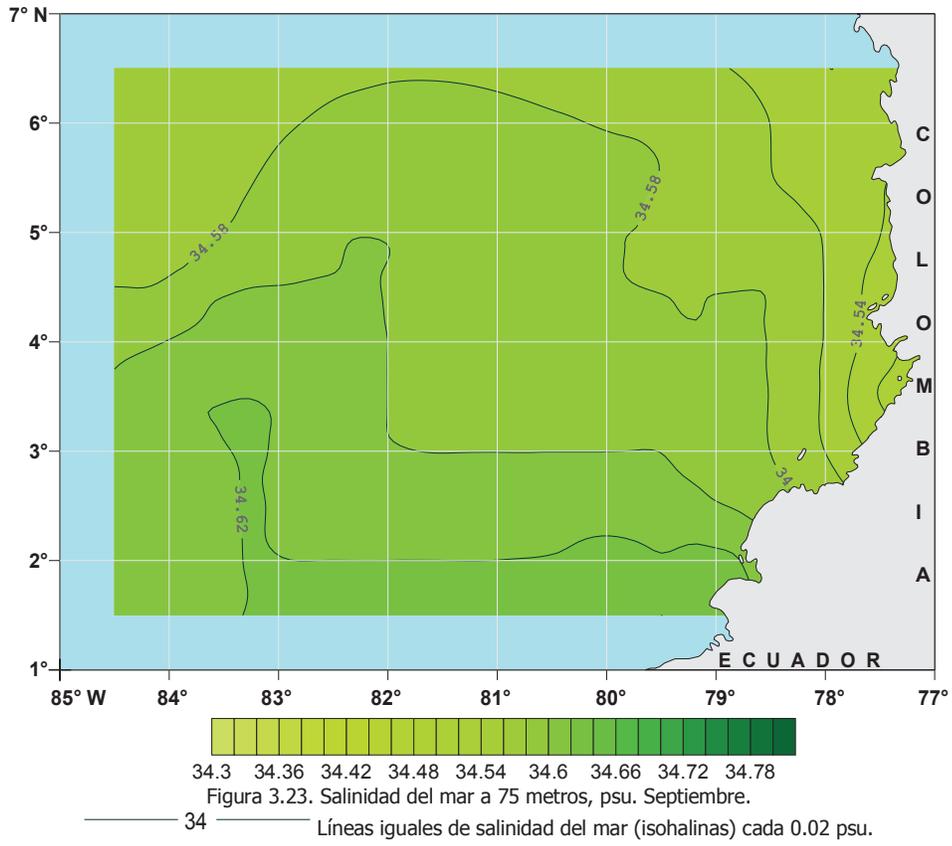
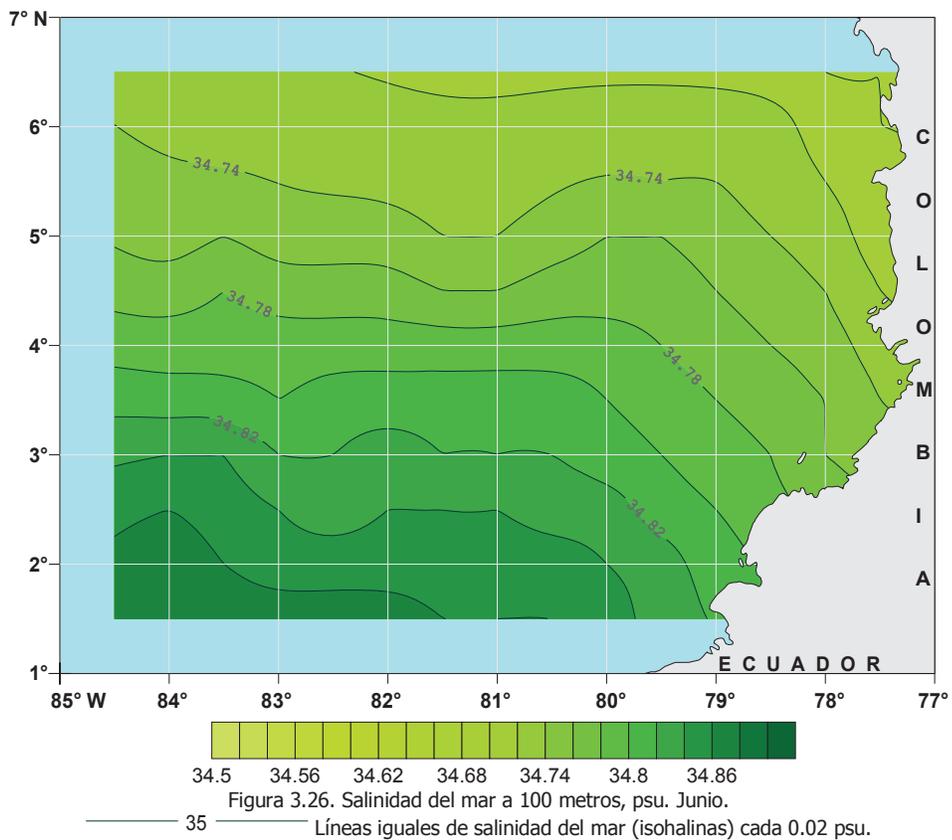
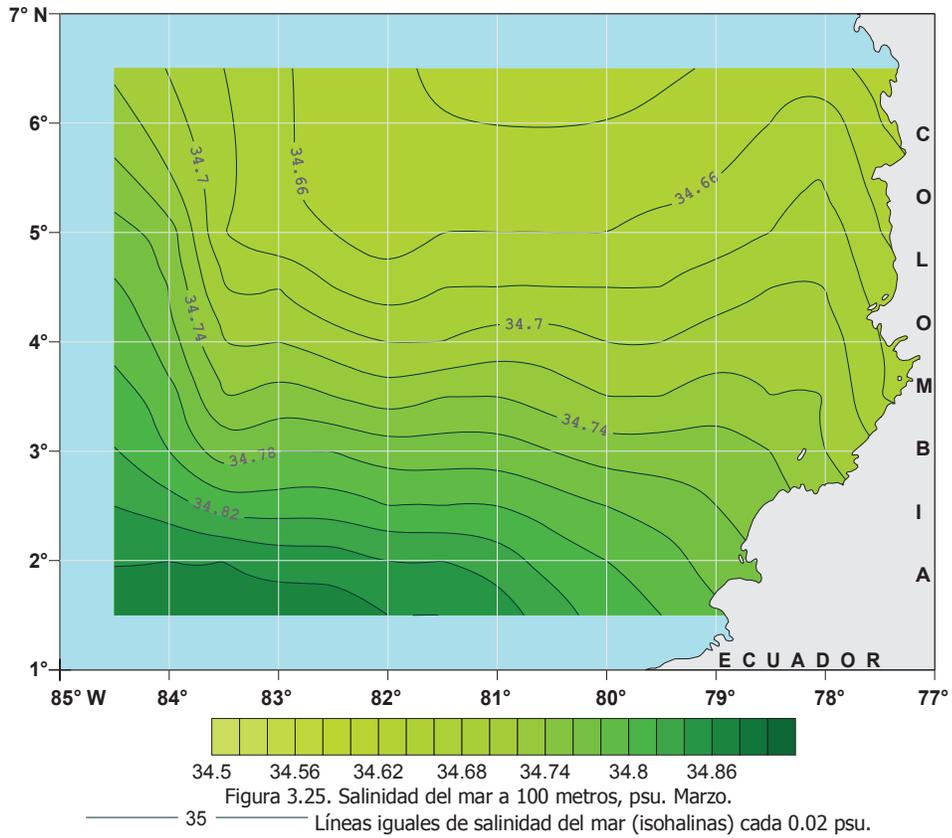
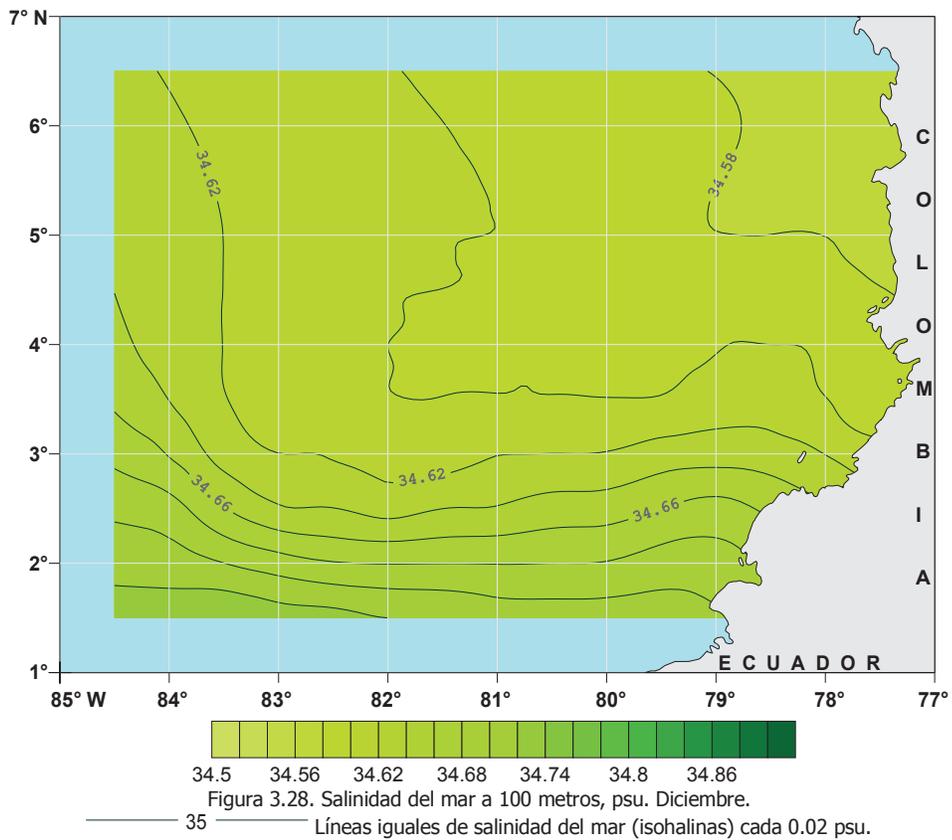
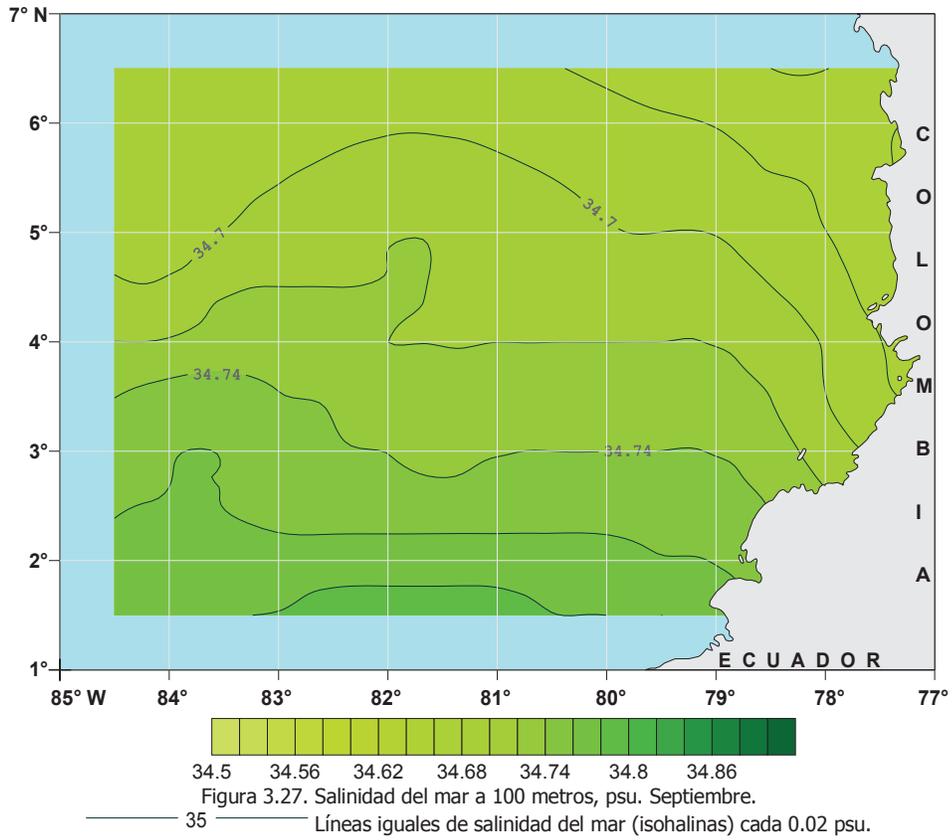


Figura 3.22. Salinidad del mar a 75 metros, psu. Junio.

— 34 — Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.







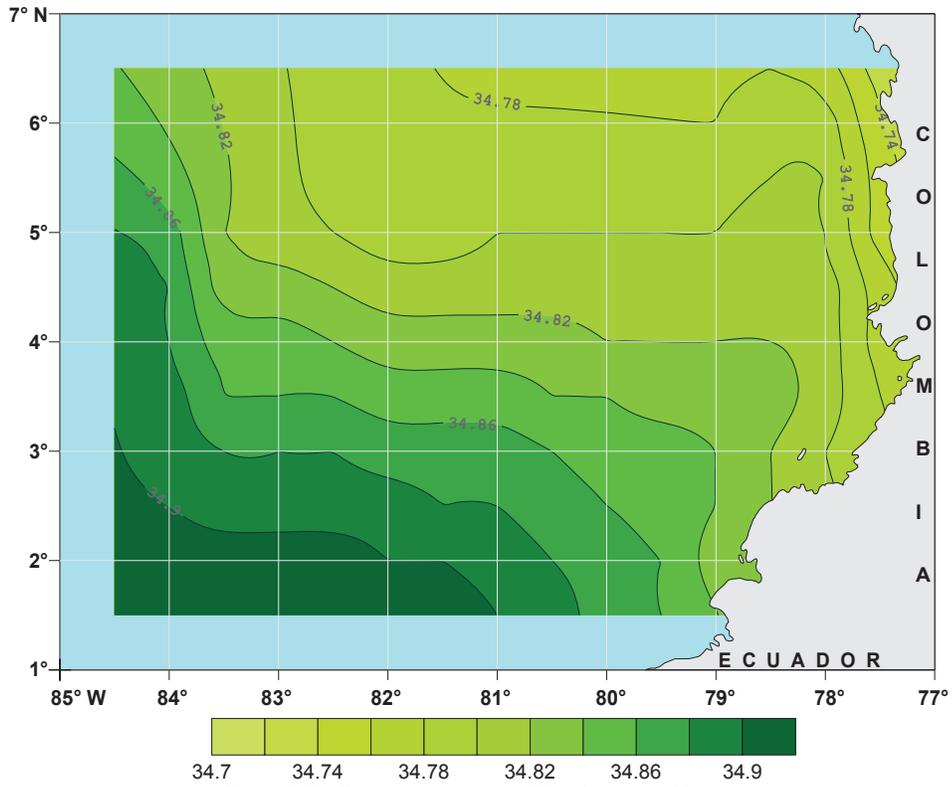


Figura 3.29. Salinidad del mar a 150 metros, psu. Marzo.

——— 35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

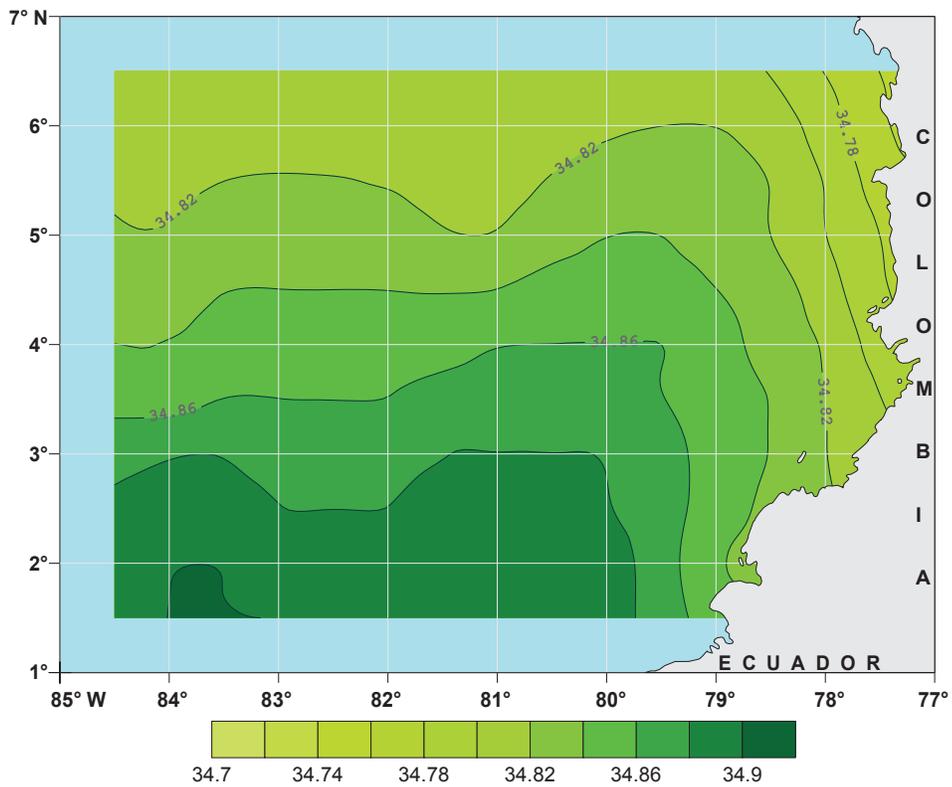


Figura 3.30. Salinidad del mar a 150 metros, psu. Junio.

——— 35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

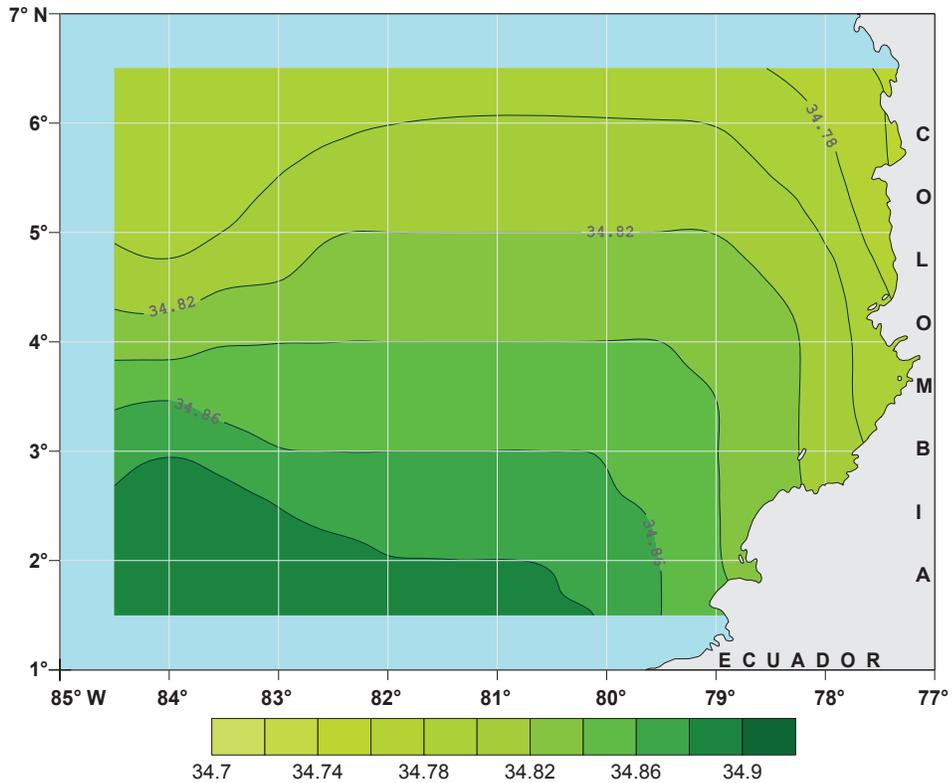


Figura 3.31. Salinidad del mar a 150 metros, psu. Septiembre.

35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

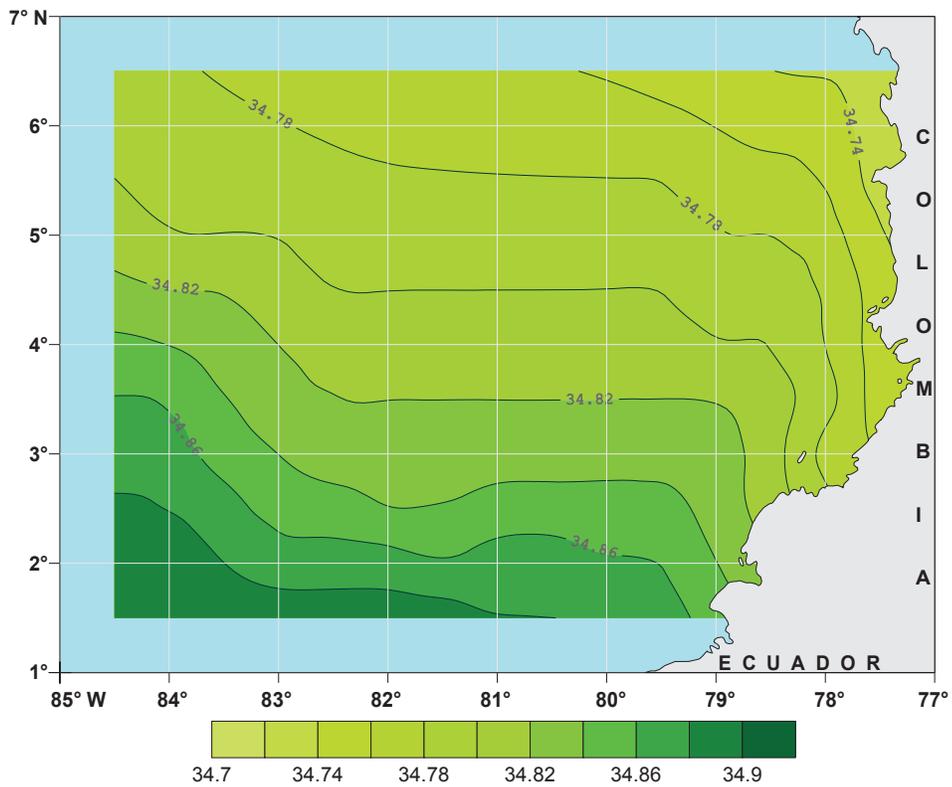


Figura 3.32. Salinidad del mar a 150 metros, psu. Diciembre.

35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

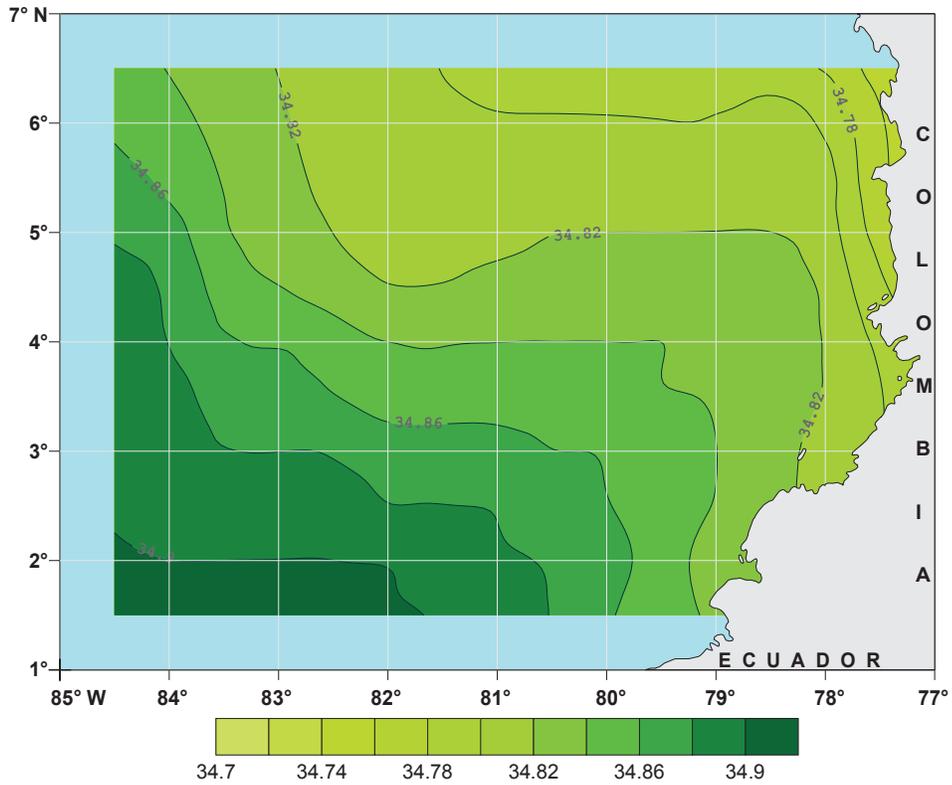


Figura 3.33. Salinidad del mar a 200 metros, psu. Marzo.

35 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

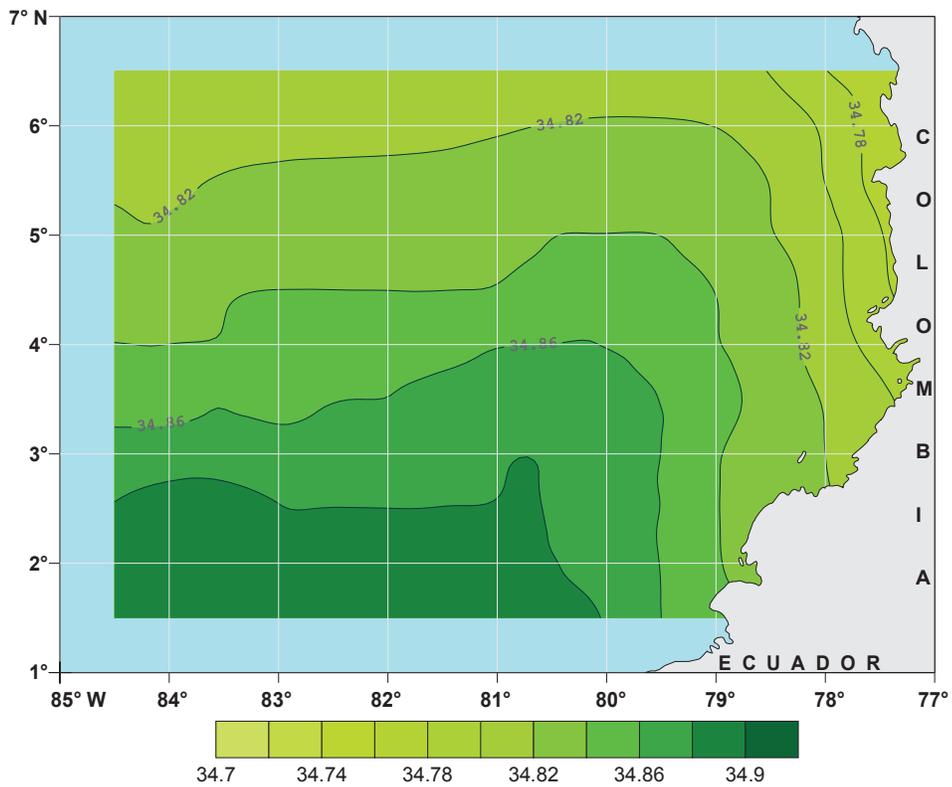


Figura 3.34. Salinidad del mar a 200 metros, psu. Junio.

35 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

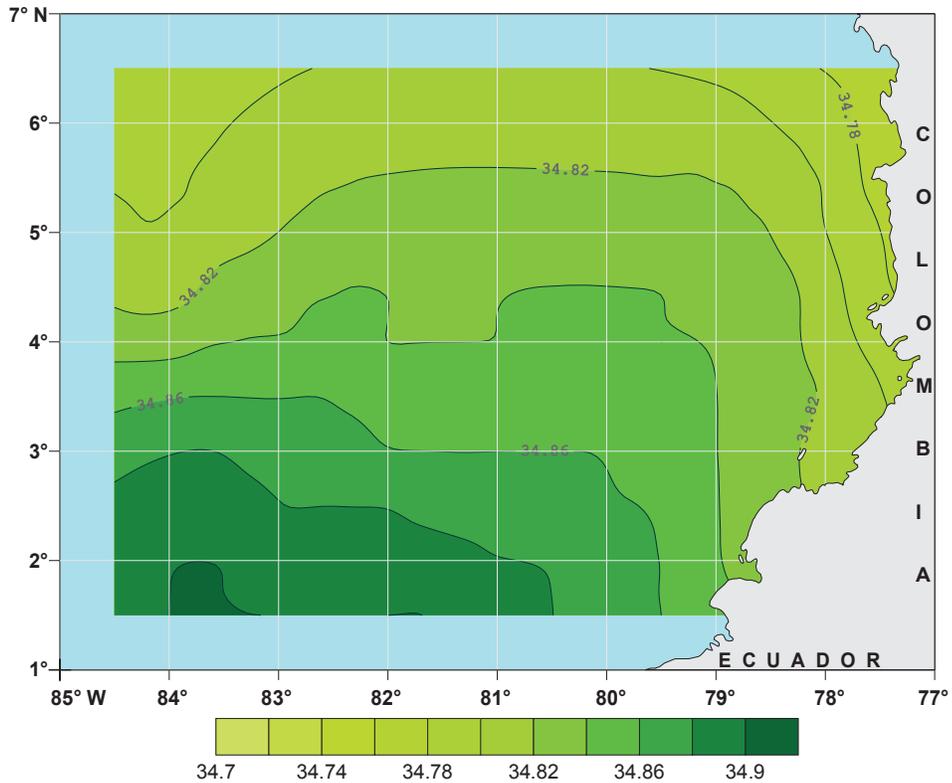


Figura 3.35. Salinidad del mar a 200 metros, psu. Septiembre.

35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.

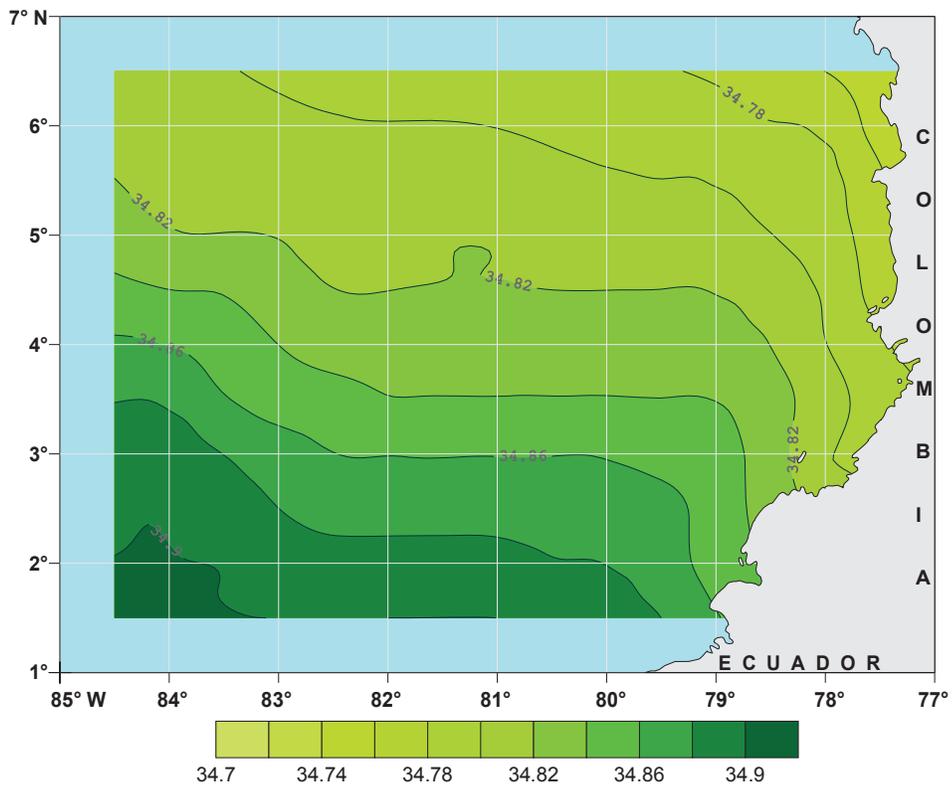
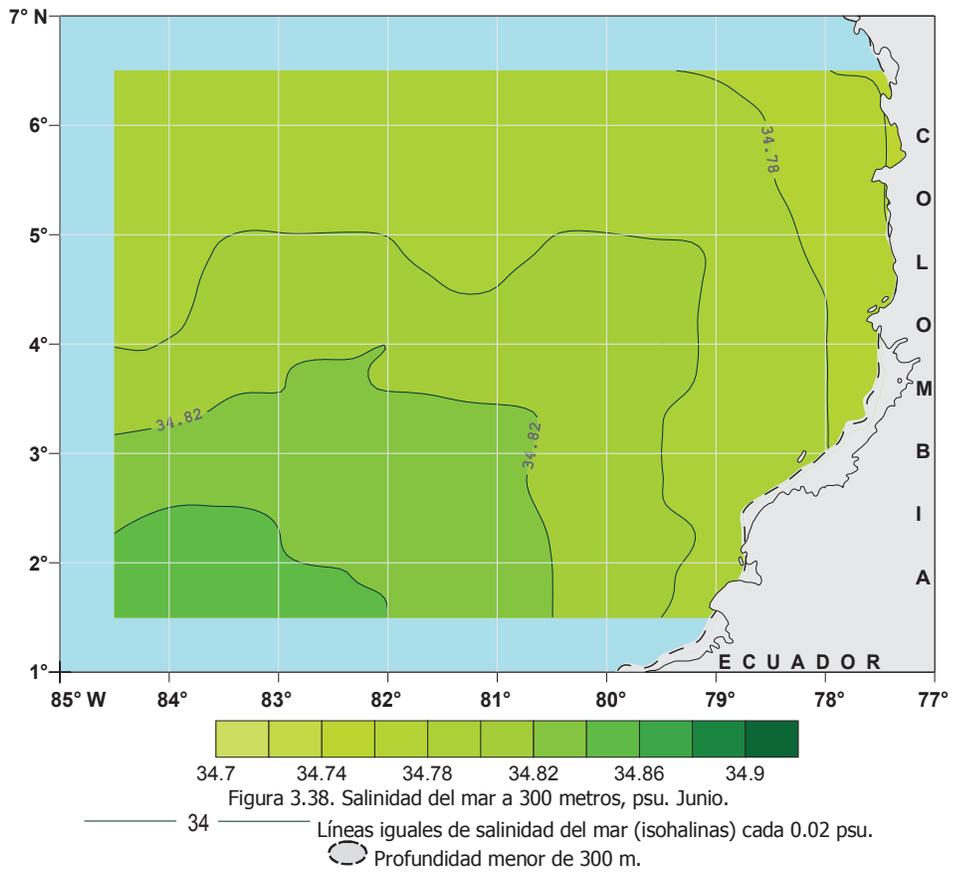
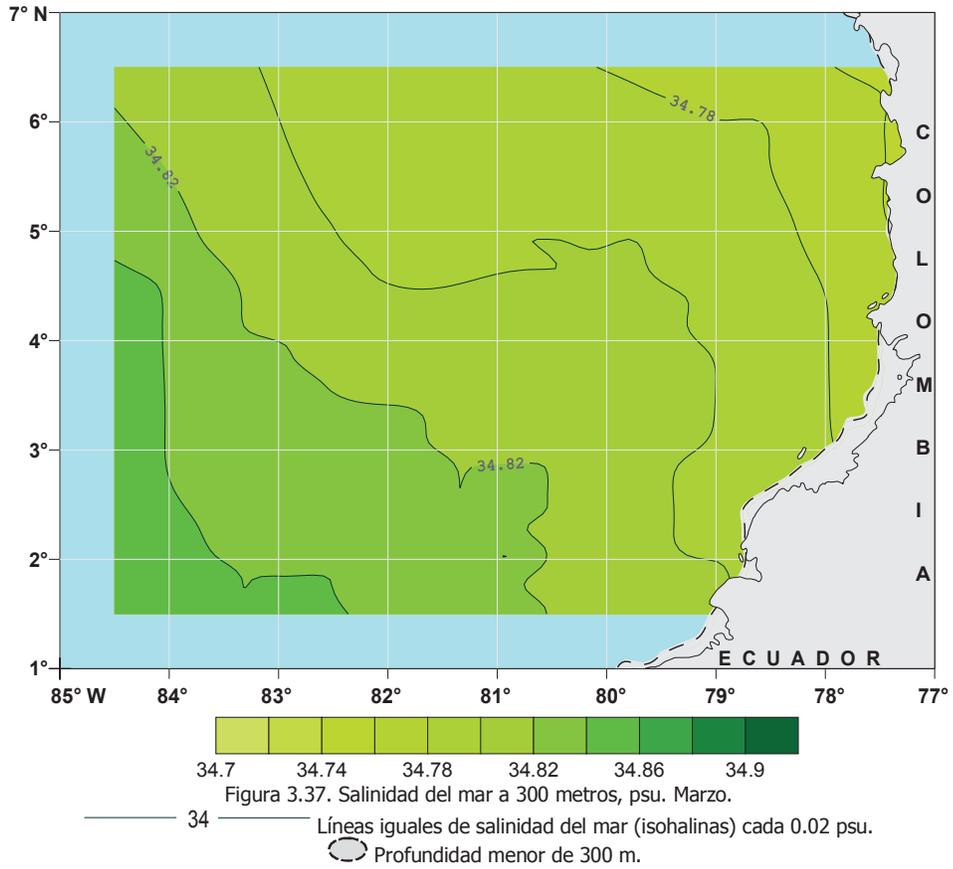
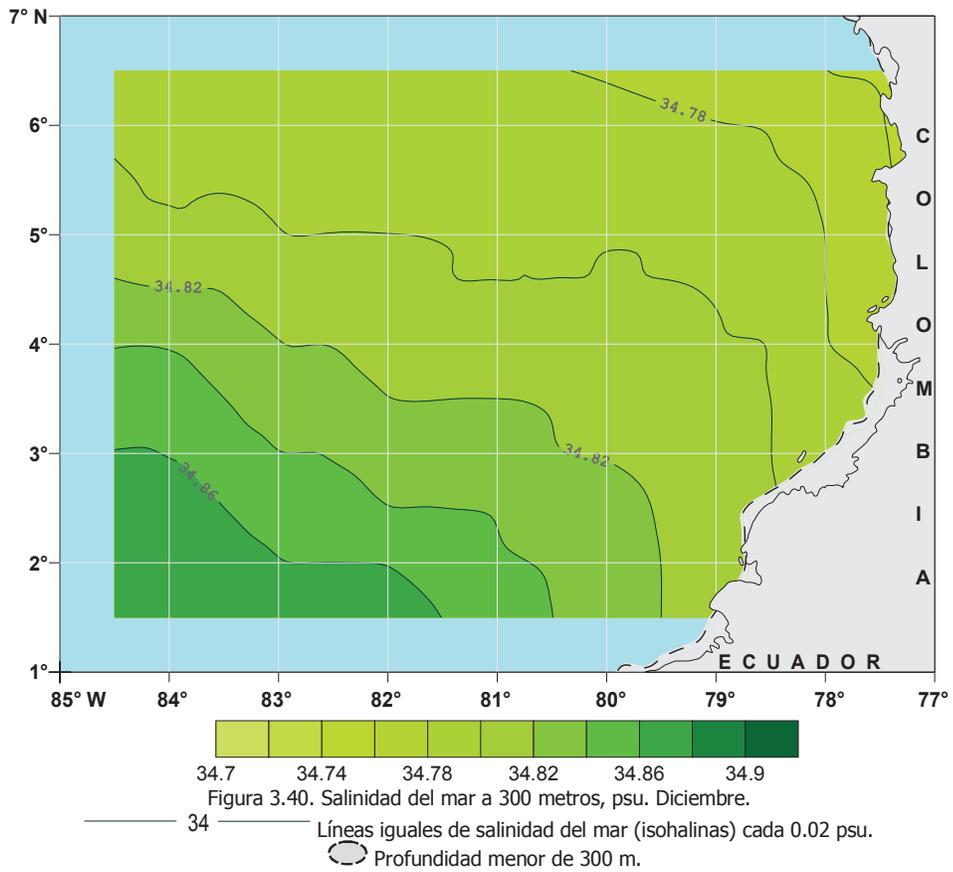
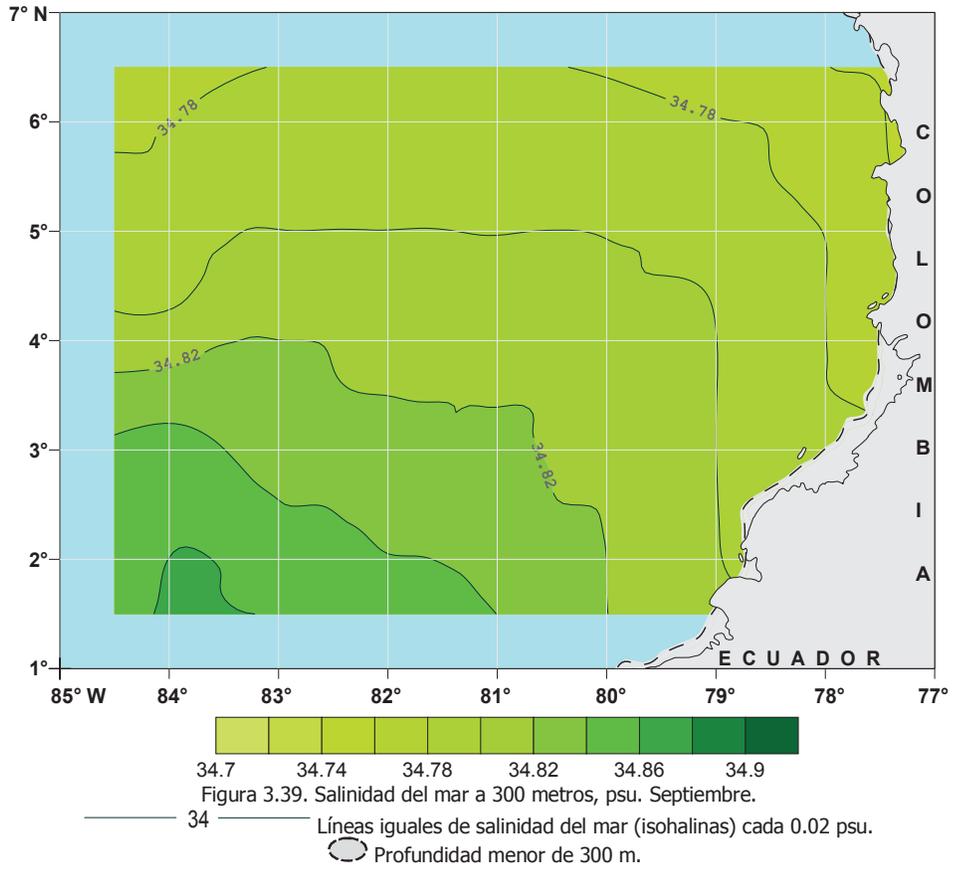
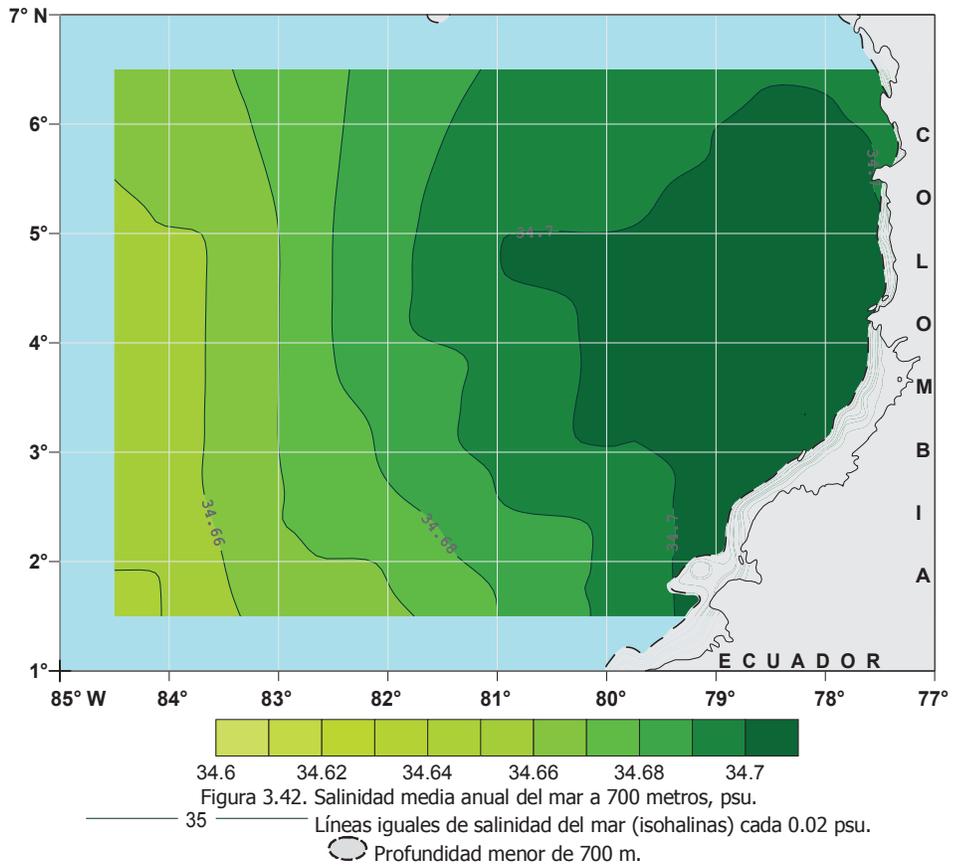
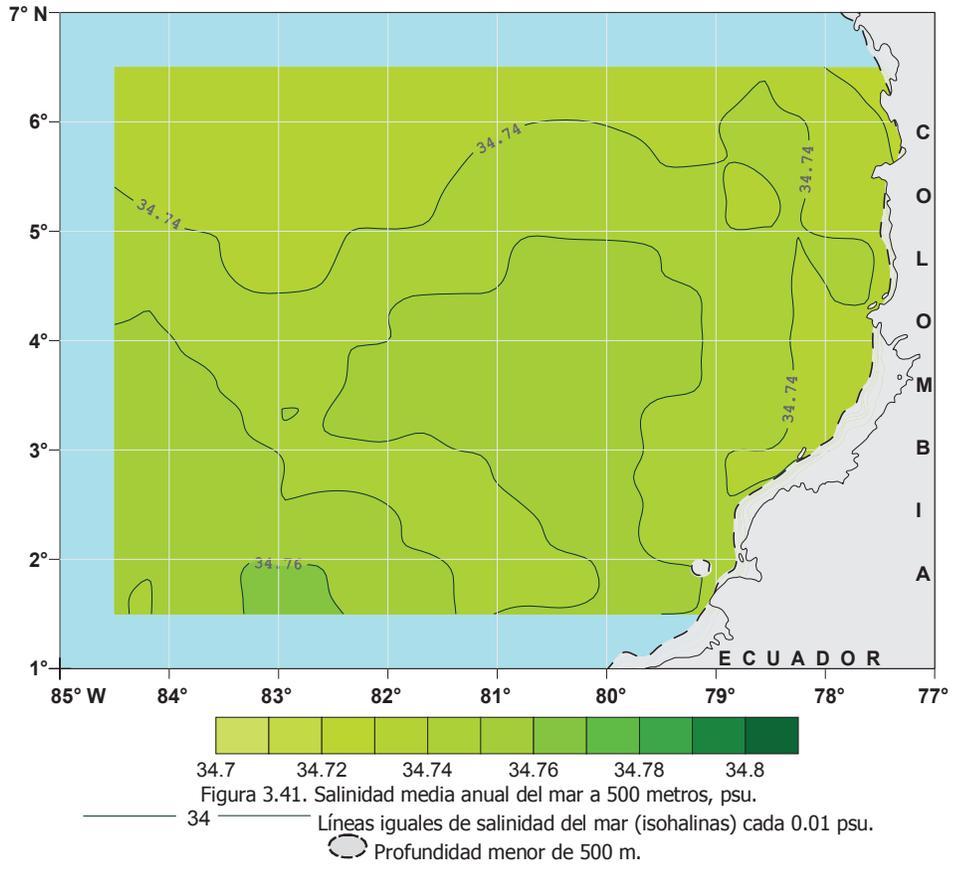


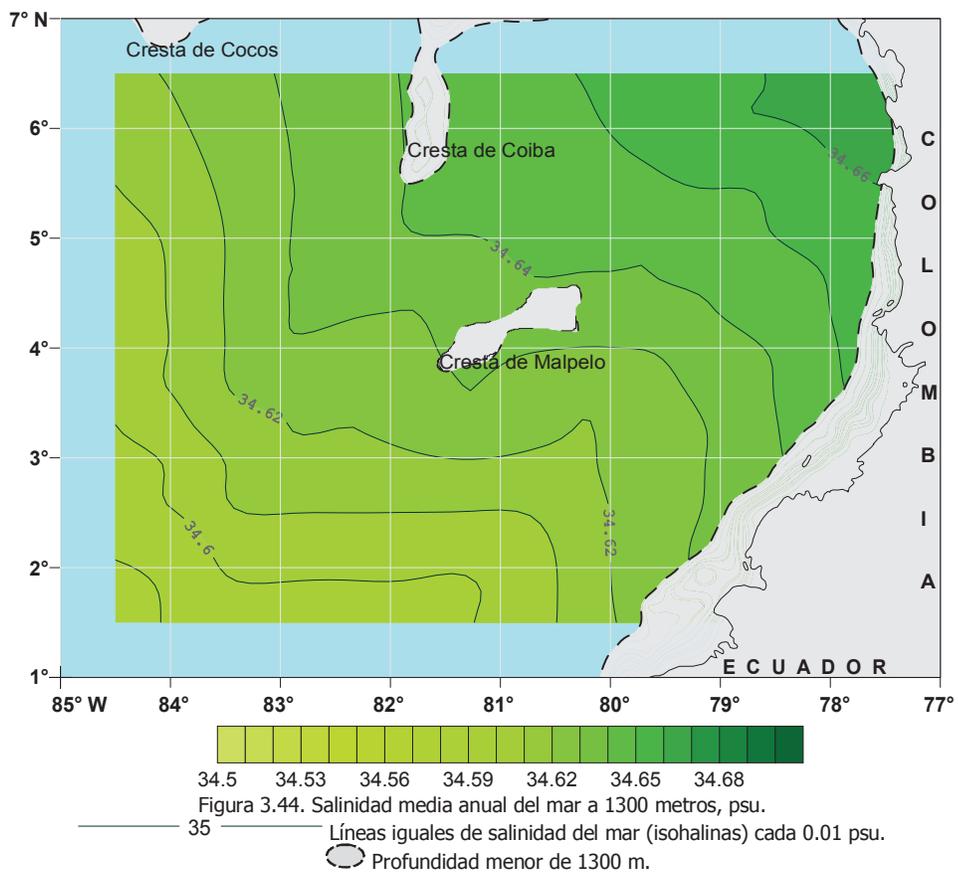
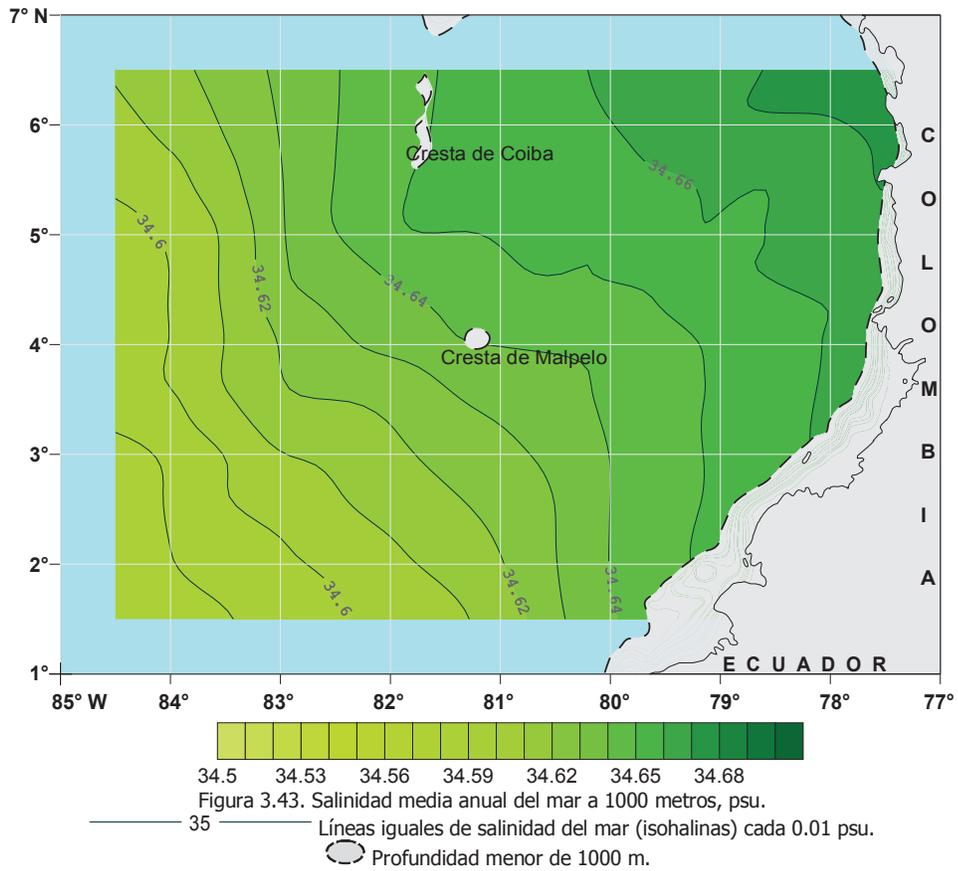
Figura 3.36. Salinidad del mar a 200 metros, psu. Diciembre.

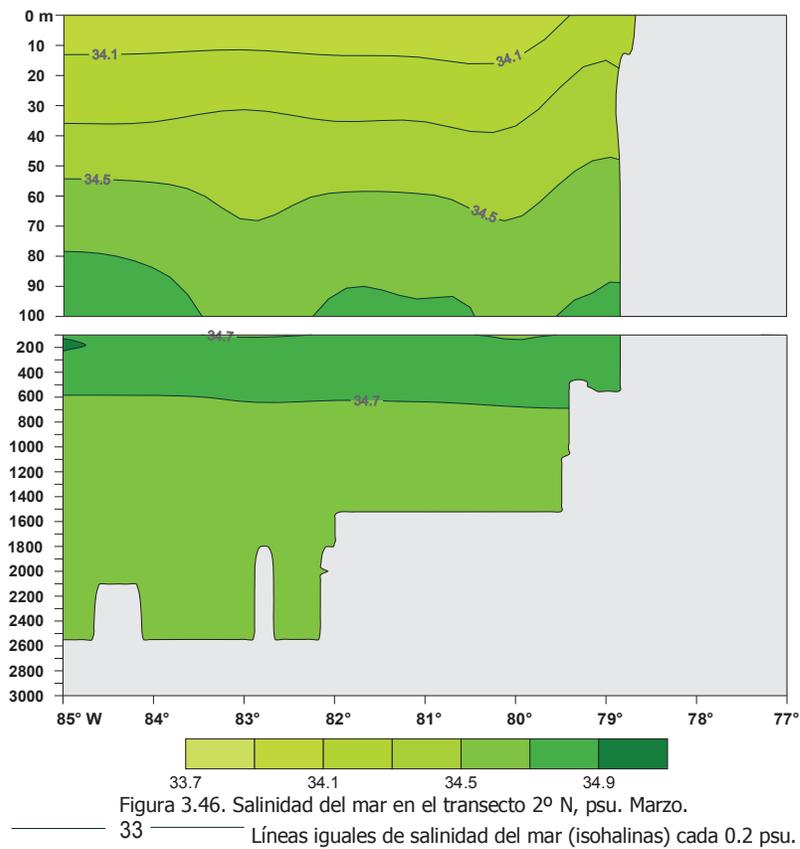
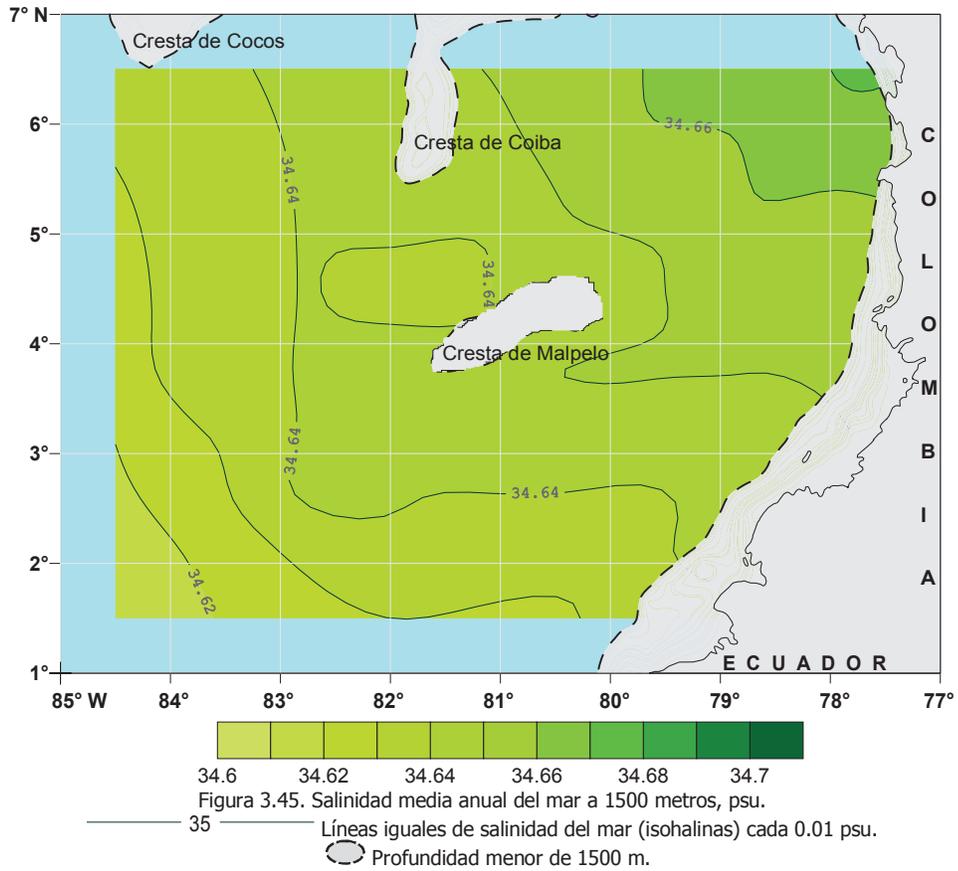
35 ——— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.02 psu.











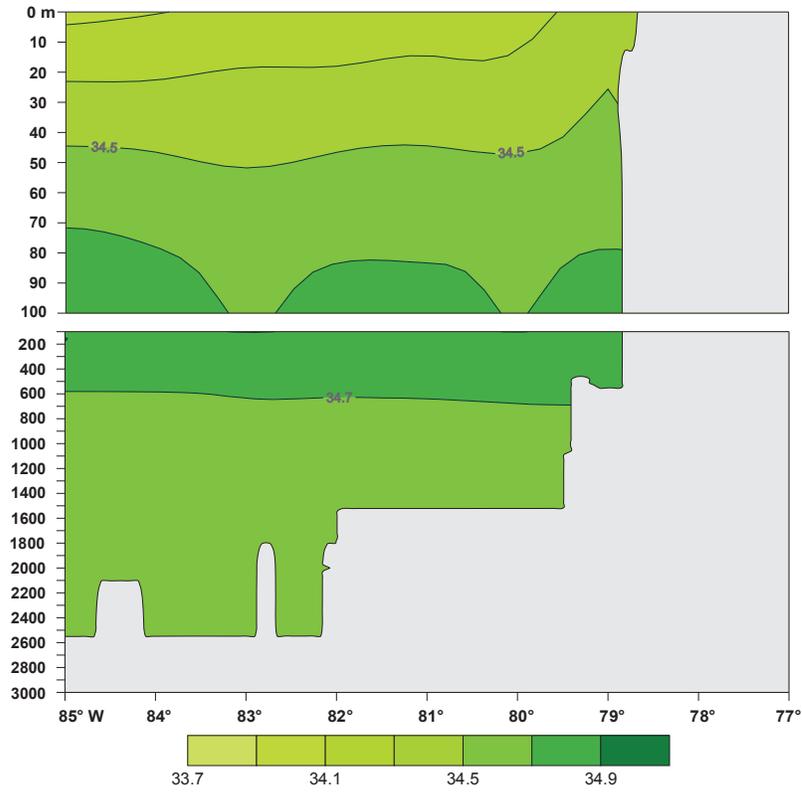


Figura 3.47. Salinidad del mar en el transecto 2° N, psu. Junio.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

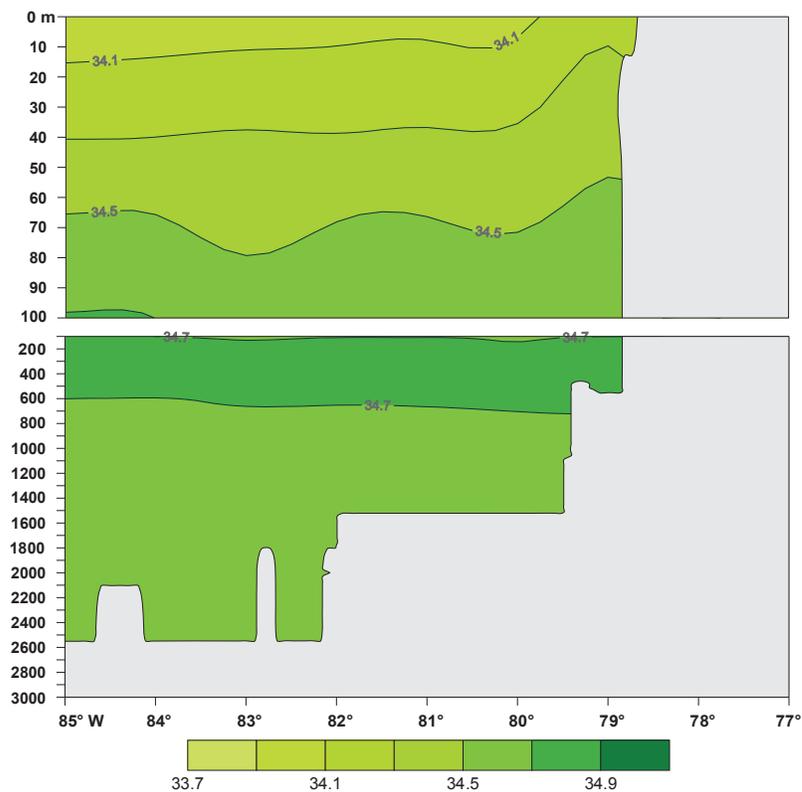


Figura 3.48. Salinidad del mar en el transecto 2° N, psu. Septiembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

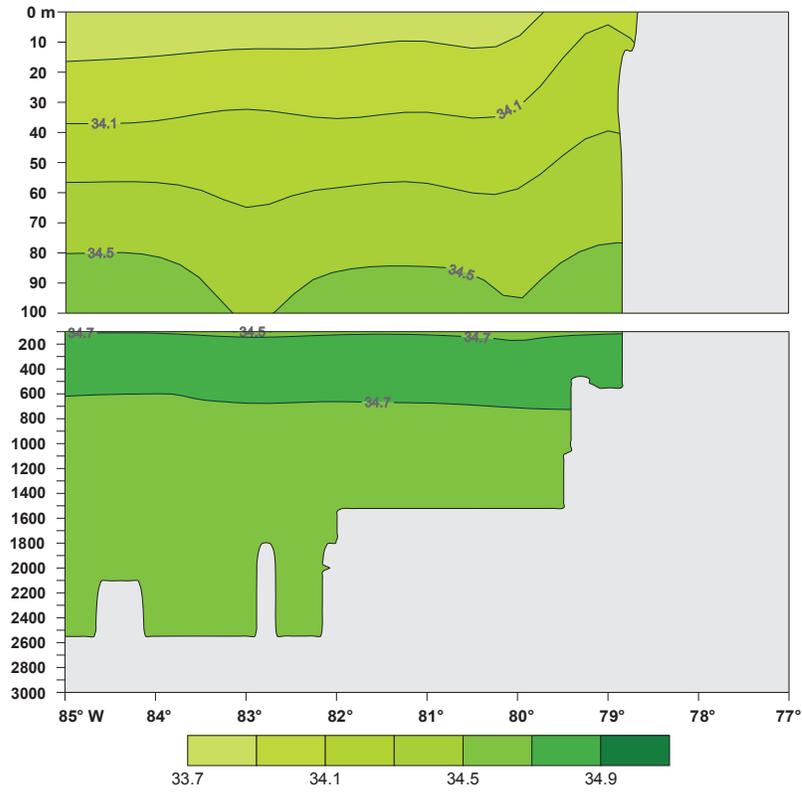


Figura 3.49. Salinidad del mar en el transecto 2° N, psu. Diciembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

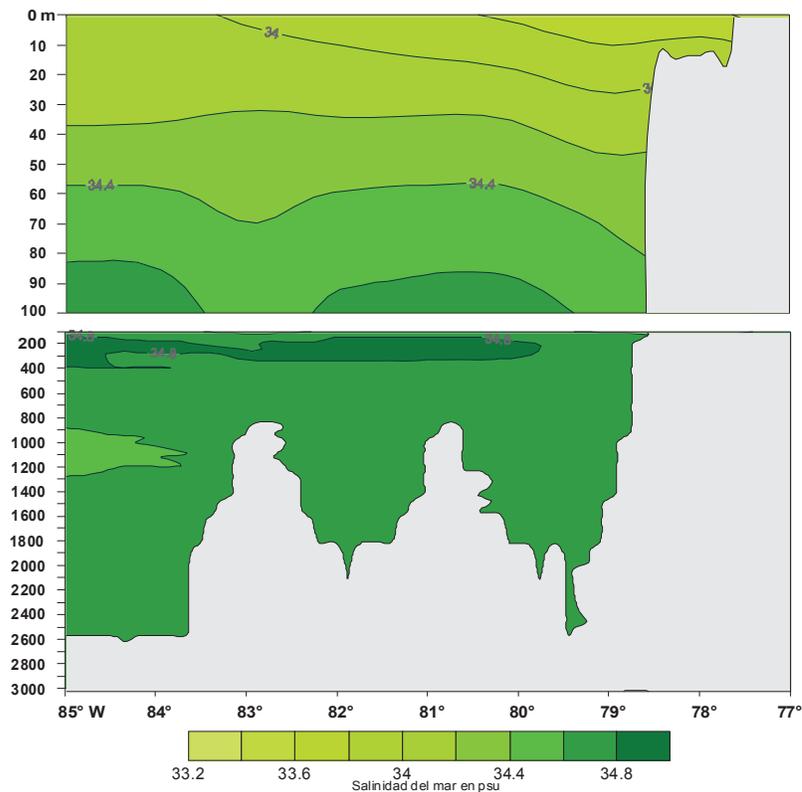


Figura 3.50. Salinidad del mar en el transecto 4° N, psu. Marzo.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

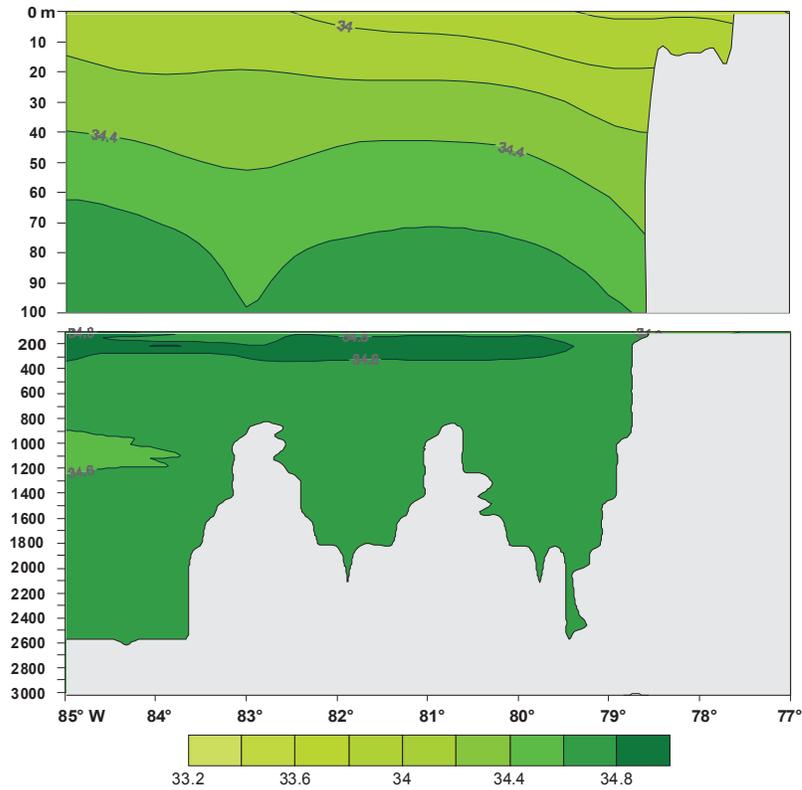


Figura 3.51. Salinidad del mar en el transecto 4° N, psu. Junio.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

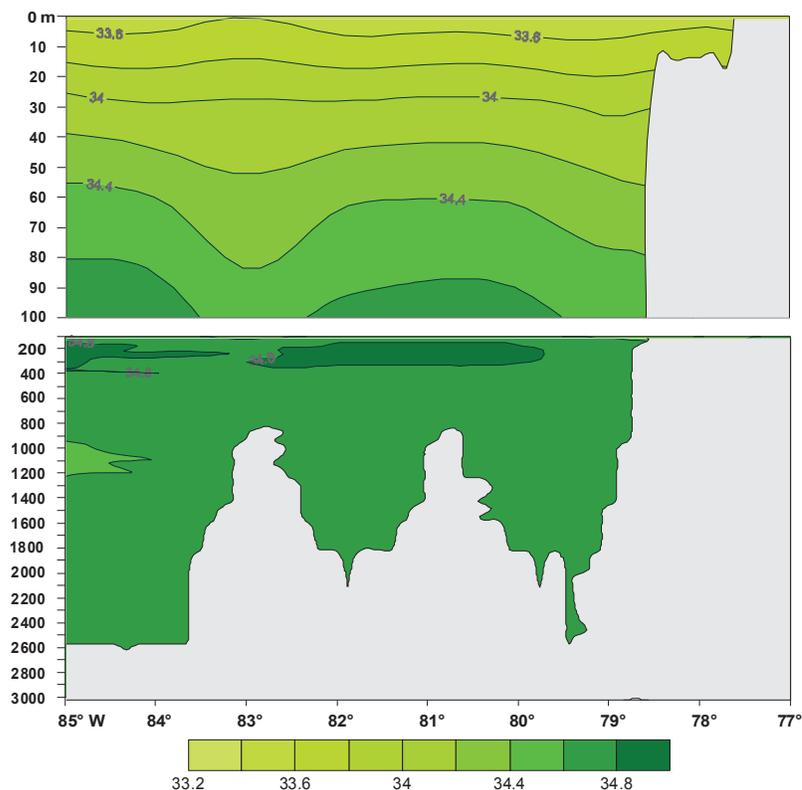


Figura 3.52. Salinidad del mar en el transecto 4° N, psu. Septiembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

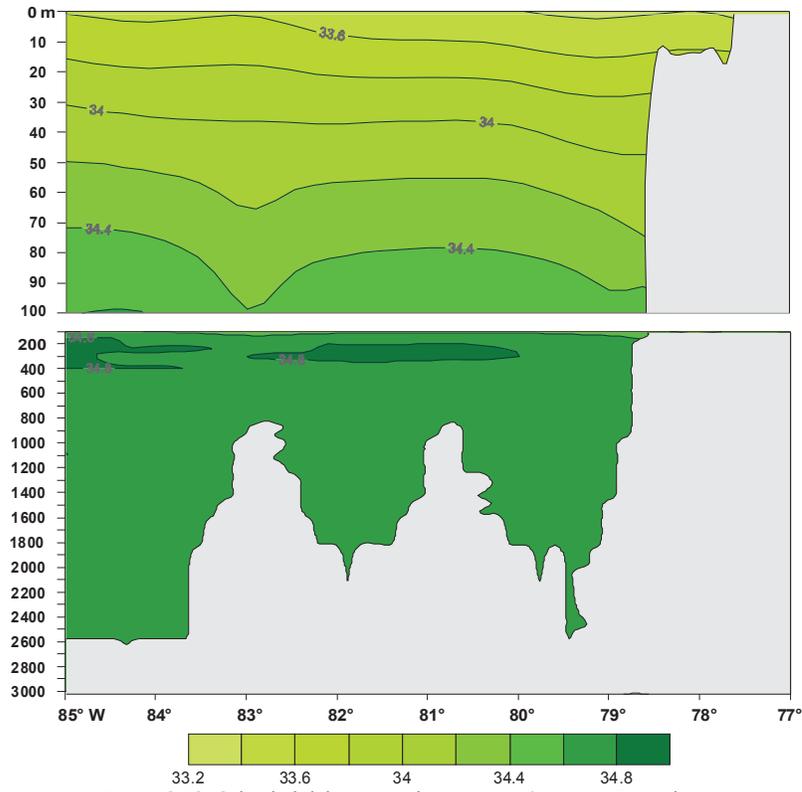


Figura 3.53. Salinidad del mar en el transecto 4° N, psu. Diciembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

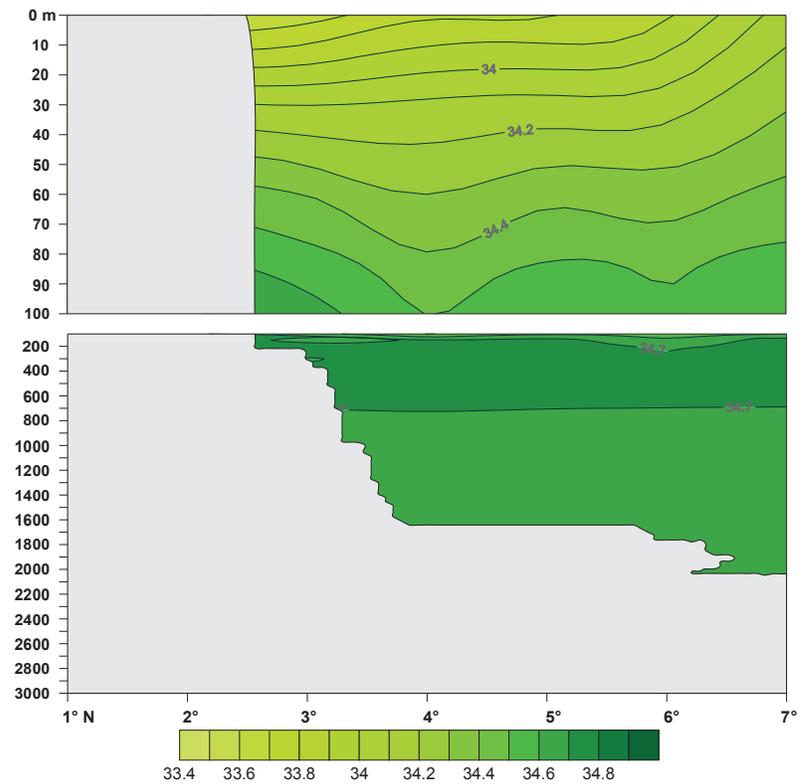


Figura 3.54. Salinidad del mar en el transecto 78° W, psu. Marzo.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

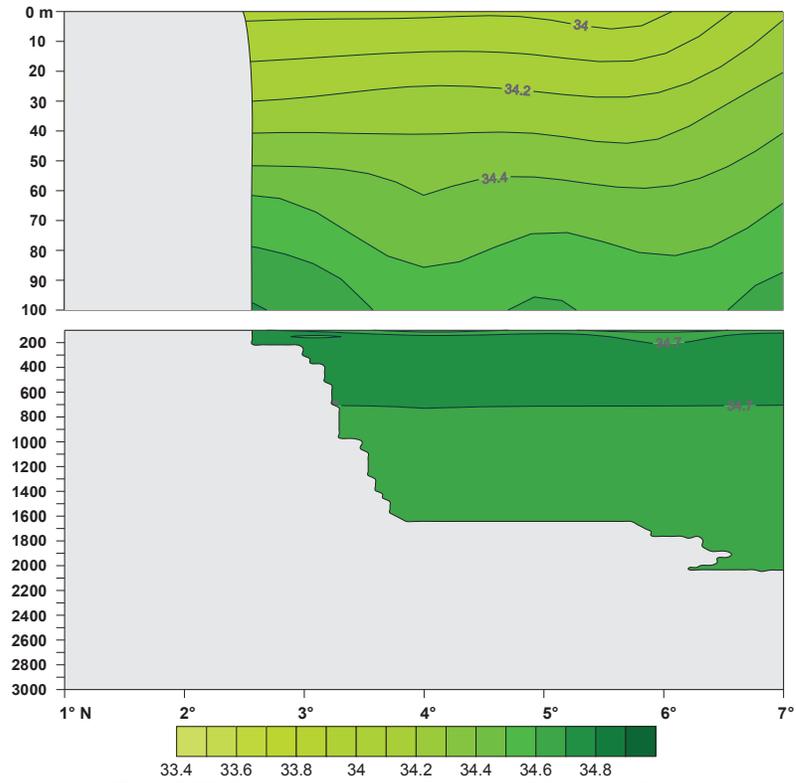


Figura 3.55. Salinidad del mar en el transecto 78° W, psu. Junio.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

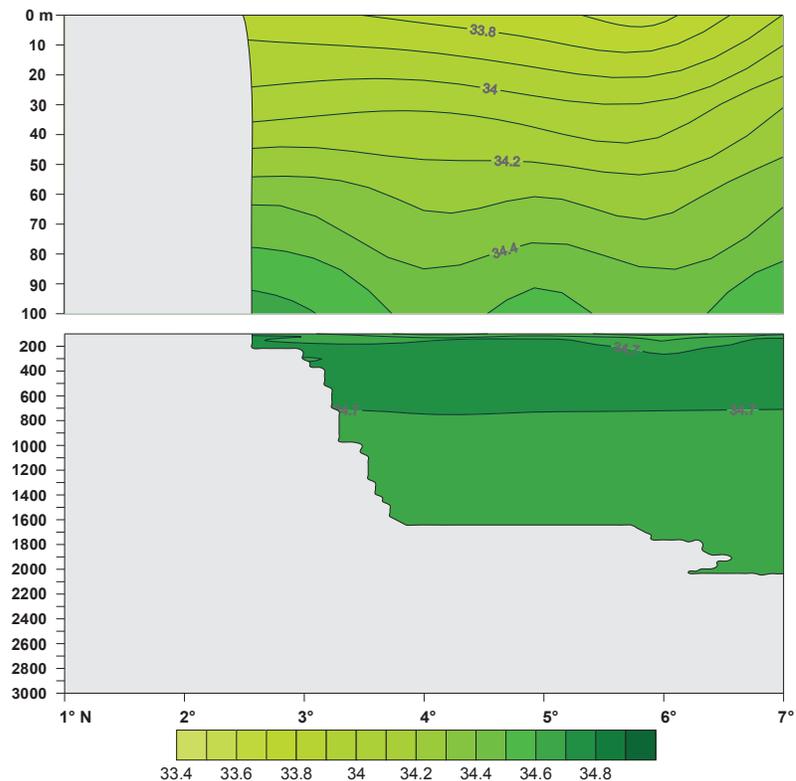


Figura 3.56. Salinidad del mar en el transecto 78° W, psu. Septiembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

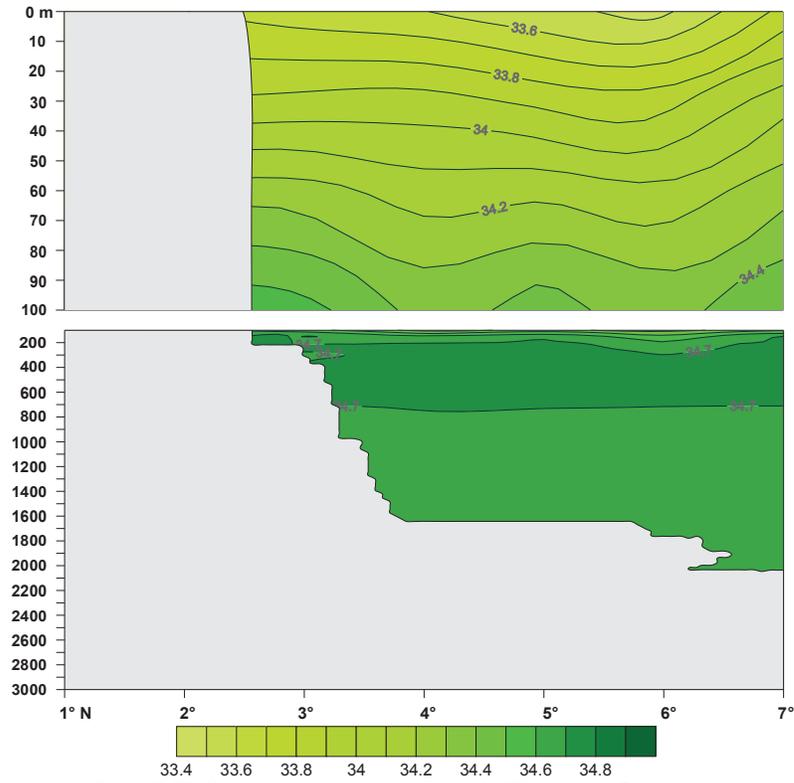


Figura 3.57. Salinidad del mar en el transecto 78° W, psu. Diciembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.1 psu.

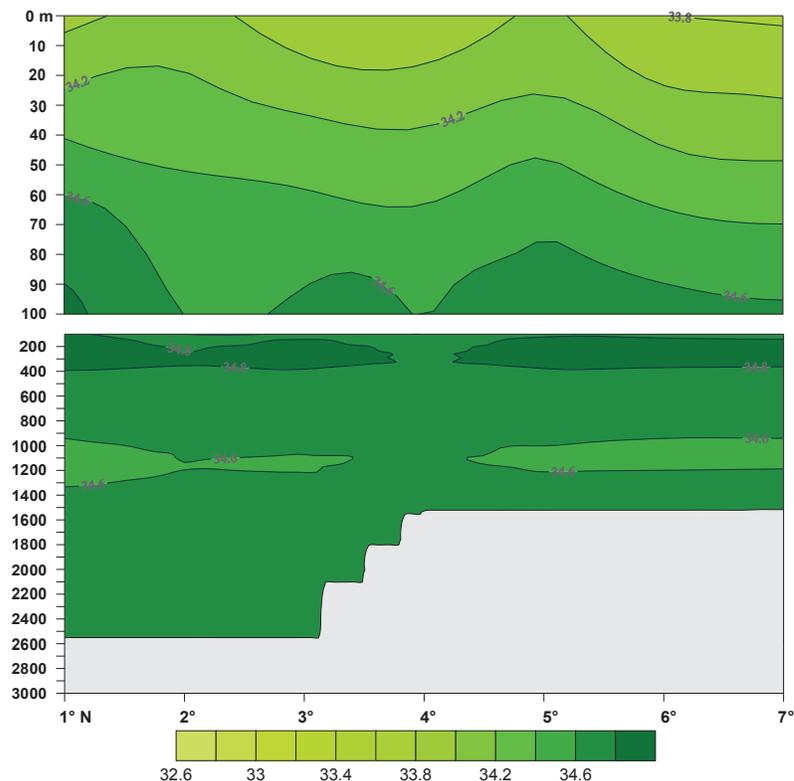


Figura 3.58. Salinidad del mar en el transecto 84° W, psu. Marzo.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

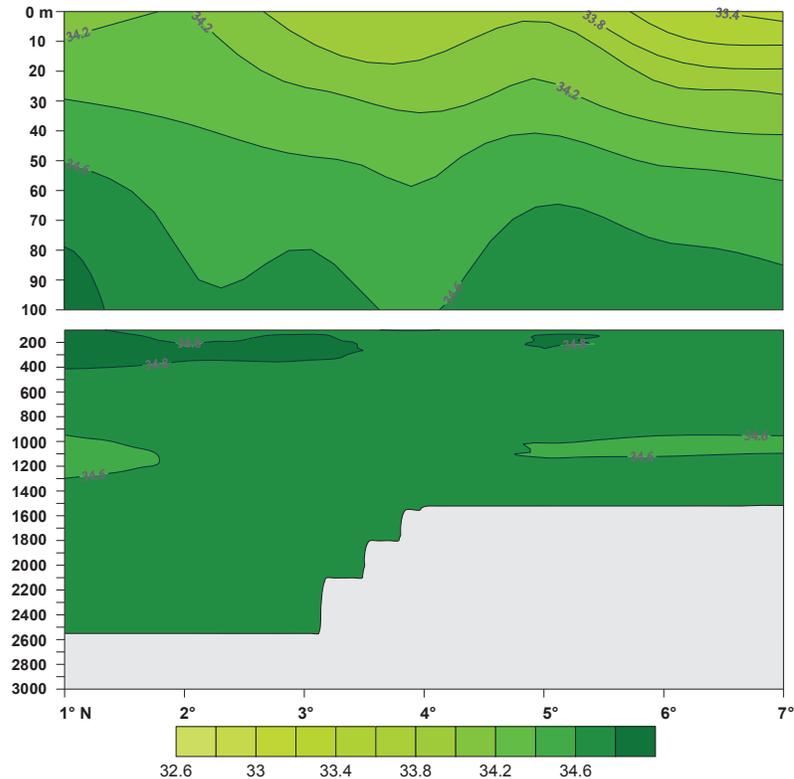


Figura 3.59. Salinidad del mar en el transecto 84° W, psu. Junio.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

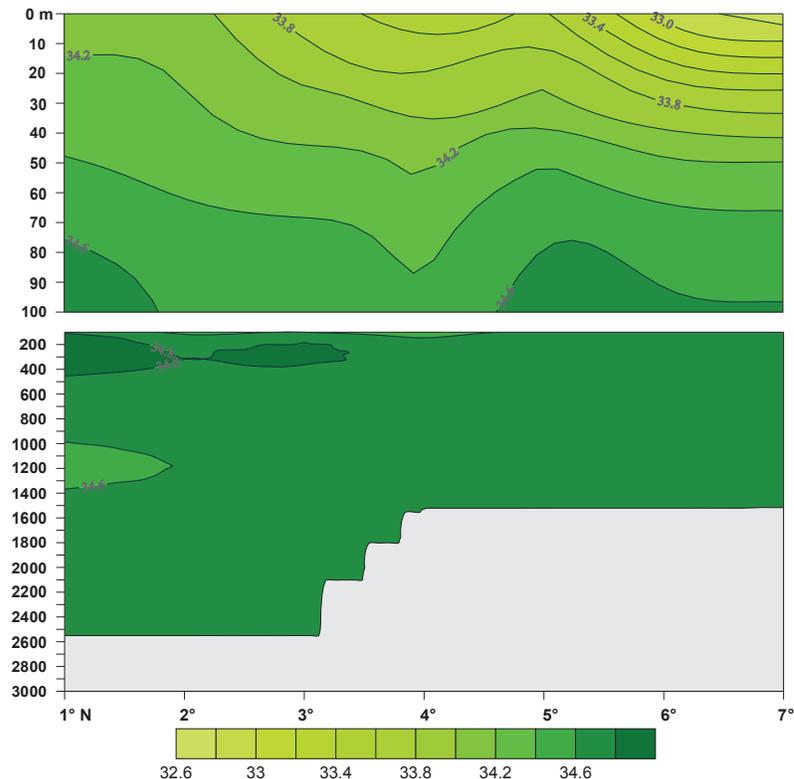


Figura 3.60. Salinidad del mar en el transecto 84° W, psu. Septiembre.

33 Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

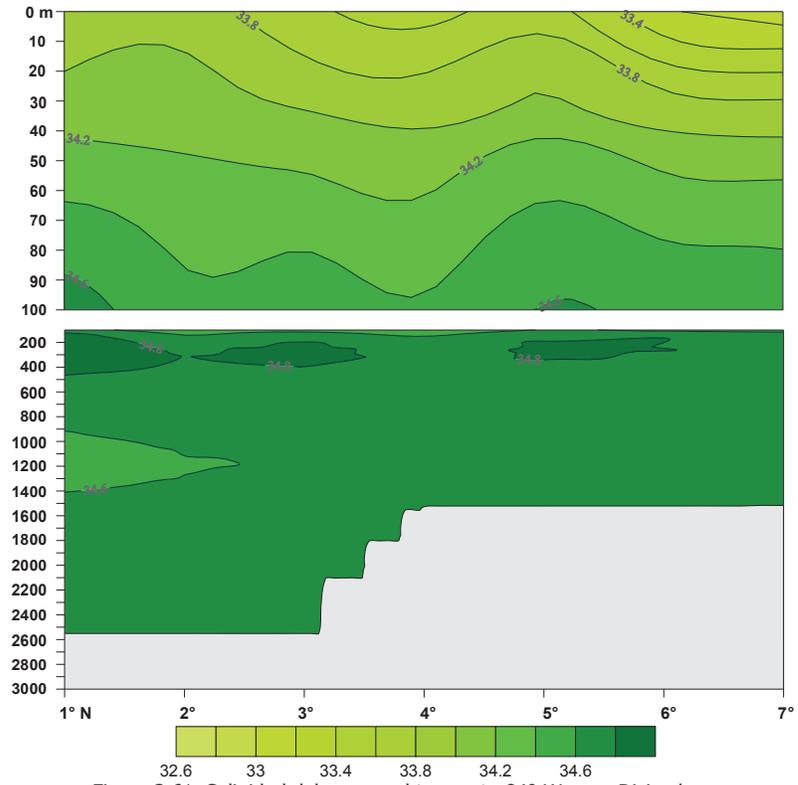


Figura 3.61. Salinidad del mar en el transecto 84° W, psu. Diciembre.

33 ———— Líneas iguales de salinidad del mar (isohalinas) cada 0.2 psu.

#### 4. ANOMALÍA DE DENSIDAD DEL MAR, ( $kg/m^3$ )

La  $\rho$  representa al peso del mar en la unidad de volumen de agua, y sus unidades son  $kg/m^3$ . La  $\rho$  depende de la  $S$ , la  $T$  y la  $P$ . La conexión entre  $\rho$  y los parámetros que la determinan no es lineal, e inclusive aun no existe una simple fórmula teórica para su determinación. Por eso  $\rho$  se determina por medio de fórmulas empíricas, entre las cuales, la utilizada para el presente trabajo es la ecuación internacional de estado del agua del mar UNESCO (UNESCO/ICES/SCOR/IAPSO, 1981).

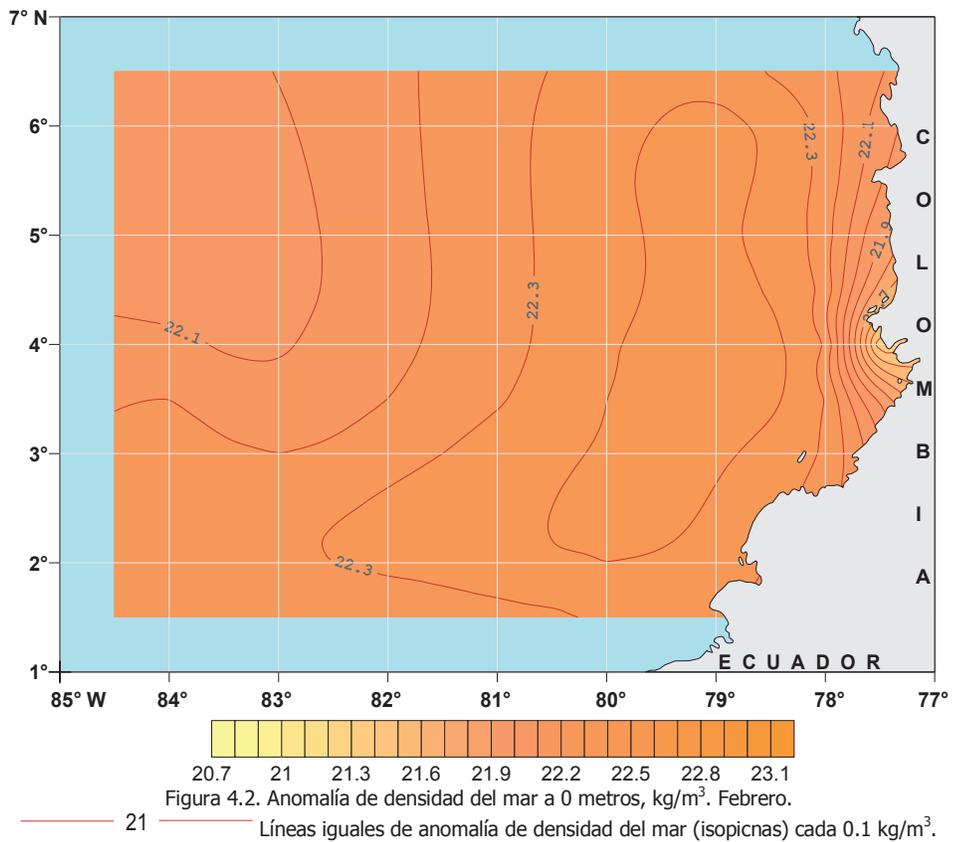
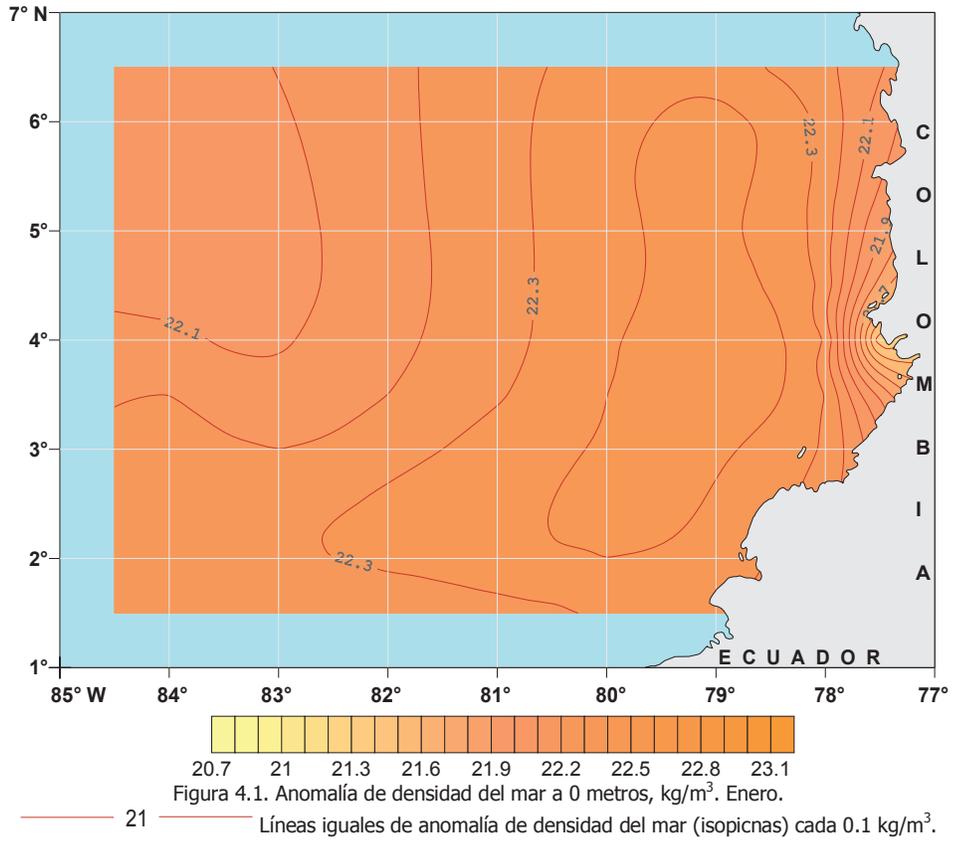
Debido a que los valores de  $\rho$  en diferentes regiones del océano varían comparablemente poco, en la práctica, con el fin de facilitar el manejo de datos para simulación numérica, se introduce la expresión de anomalía de densidad del mar  $\sigma = \rho - 1000$  ( $kg/m^3$ ), la cual se ha utilizado para su representación en el presente capítulo.

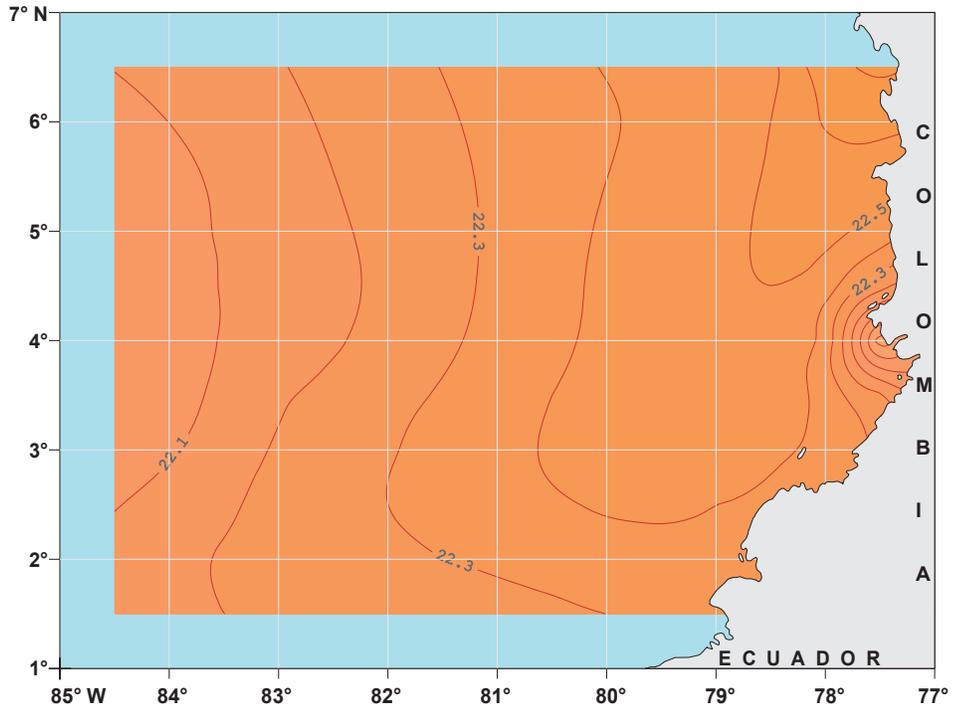
Al igual que en la figuras correspondientes a los promedios mensuales de la distribución horizontal de  $T$  y  $S$ , la distribución horizontal de  $\sigma$  en las profundidades estándar de las aguas superiores muestra la influencia de las aguas de los ríos que llegan al sector costero cerca de los  $4^\circ$  N, donde  $\sigma$  presenta valores bajos.

En general, en las aguas superiores los menores valores de  $\sigma$  se presentan en septiembre y los mayores en diciembre. Se aprecia que  $\sigma$  es menor en la zona costera y aumenta paulatinamente al acercarse al sector oceánico con tendencia al suroeste en las capas superiores, y noroeste en las intermedias. En las inferiores la oscilación de  $\sigma$  es mínima y presenta una diferencia promedio de  $0.02$   $kg/m^3$  a nivel horizontal durante el año. Lo anterior también se observa en las figuras de los transectos hidrológicos latitudinales y longitudinales.

La combinación no lineal de  $T$  y  $S$ , y su conexión con el comportamiento de  $\sigma$  permite apreciar en las aguas superiores la existencia de núcleos también observados en los campos horizontales de estos parámetros influyentes. El núcleo más representativo se localiza en gran parte de la zona de mezcla de aguas a lo largo de la longitud  $79^\circ$  W y varía de posición, profundidad, intensidad y dimensiones durante todo el año. A partir del segundo semestre se observa un aumento de núcleos a manera de masas de agua definidas con características propias en los sectores noreste, noroeste y suroeste de la CPC.

El conocimiento de la distribución horizontal y vertical de  $\sigma$  es muy importante para la comprensión de la dinámica de las aguas de una región oceánica, ya que muestra los posibles movimientos y desplazamientos de corrientes y masas de agua desde el punto de vista de estratificación estable o inestable del océano. La interpretación de la dinámica no siempre es completamente acertada con tan sólo el estudio de las distribuciones de  $T$  y  $S$ . Dos masas de agua pueden tener la misma  $\sigma$  pero diferente  $T$  y  $S$ , una puede obtener una alta  $\sigma$  debido a un aumento de  $S$ , mientras que la otra por una disminución de  $T$ . Ante esto, se debe recordar que varias combinaciones de  $T$  y  $S$  pueden producir la misma  $\sigma$ , lo cual quiere decir, que para hablar de estratificación estable en una columna de agua, donde la  $\sigma$  debe aumentar con el aumento de la profundidad, no sólo es necesario tener una intrusión salina en una profundidad determinada como la observada a partir de los 75 metros en el capítulo anterior, o una disminución de  $T$  en una zona costera a causa del efecto de los ríos.

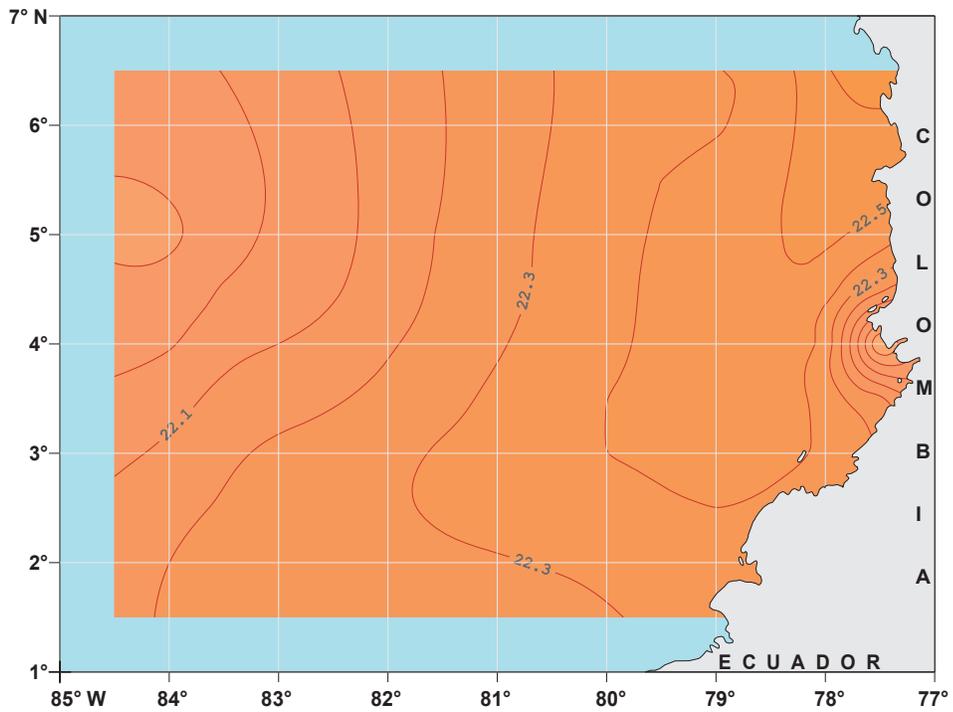




20.7 21 21.3 21.6 21.9 22.2 22.5 22.8 23.1

Figura 4.3. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

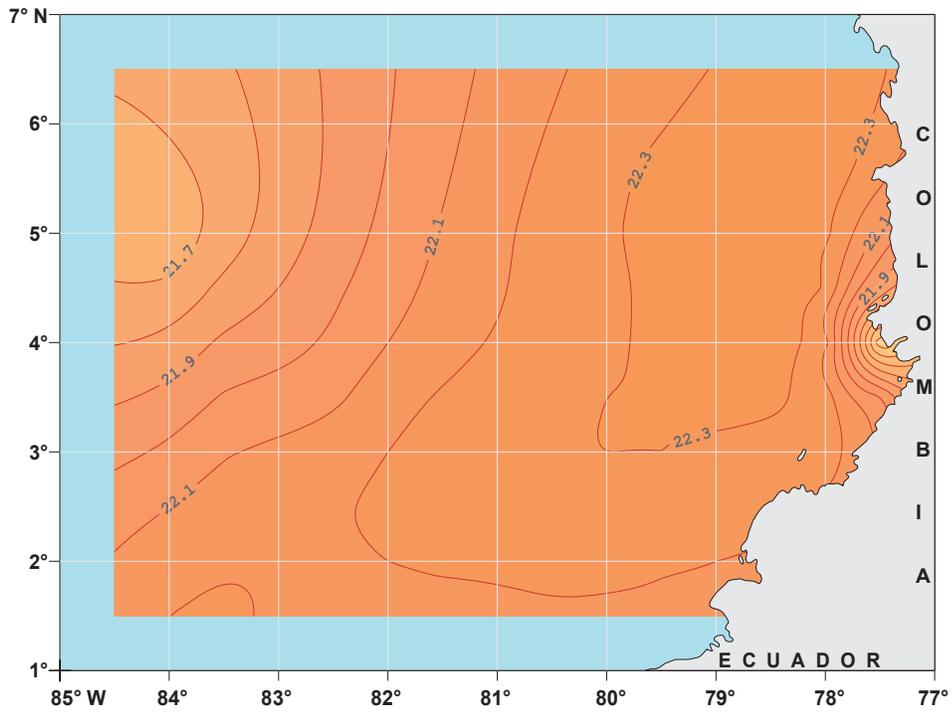
— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .



20.7 21 21.3 21.6 21.9 22.2 22.5 22.8 23.1

Figura 4.4. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Abril.

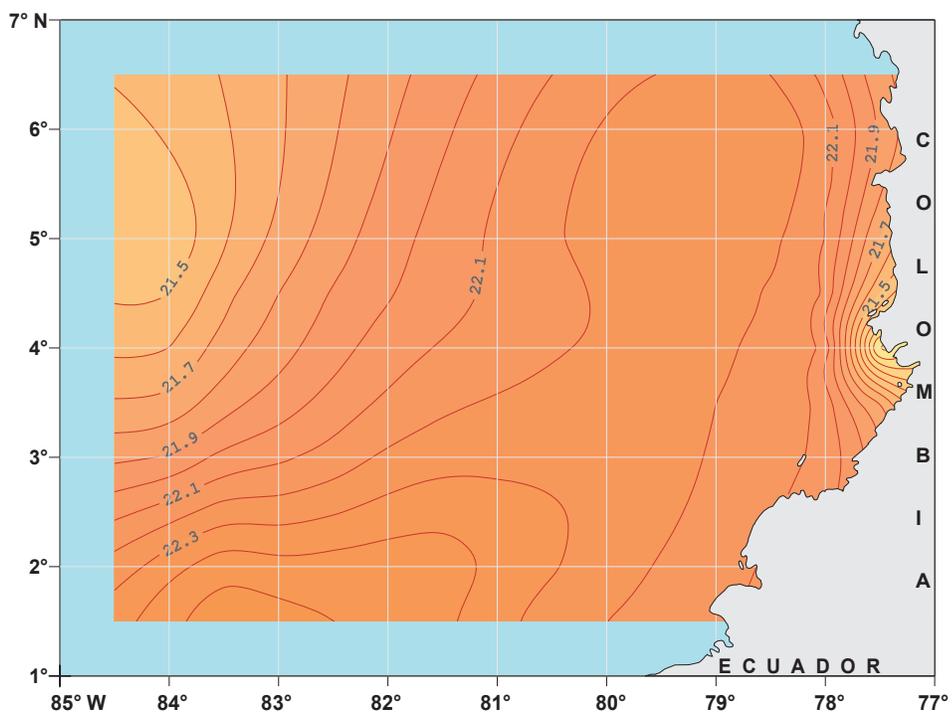
— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .



20.7 21 21.3 21.6 21.9 22.2 22.5 22.8 23.1

Figura 4.5. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Mayo.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .



20.7 21 21.3 21.6 21.9 22.2 22.5 22.8 23.1

Figura 4.6. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

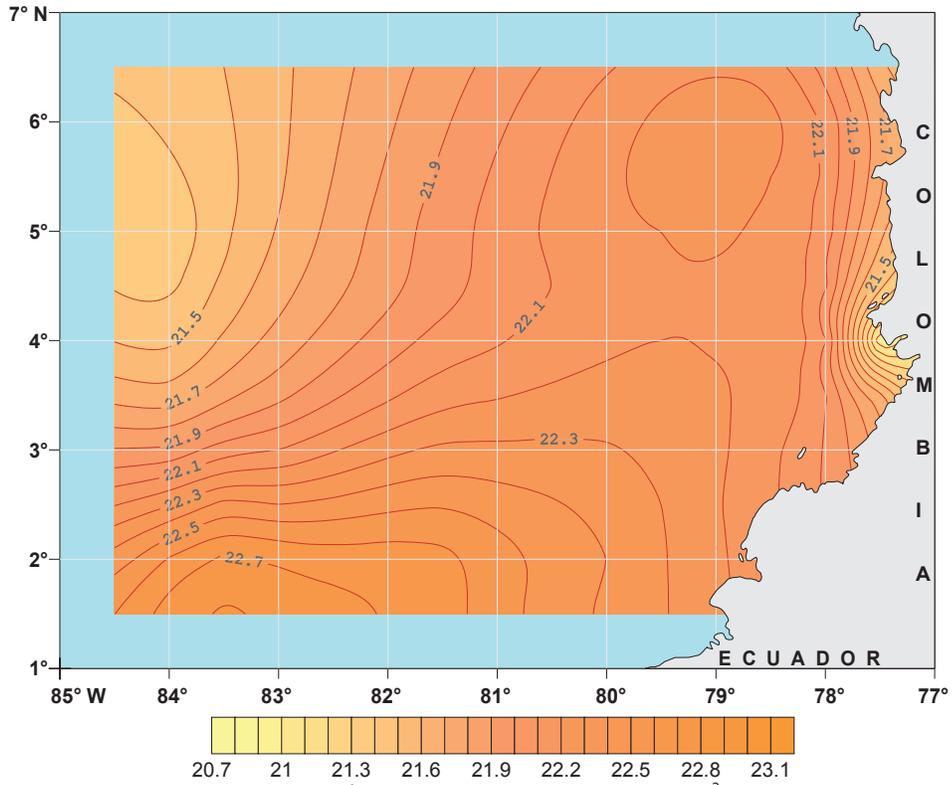


Figura 4.7. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Julio.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

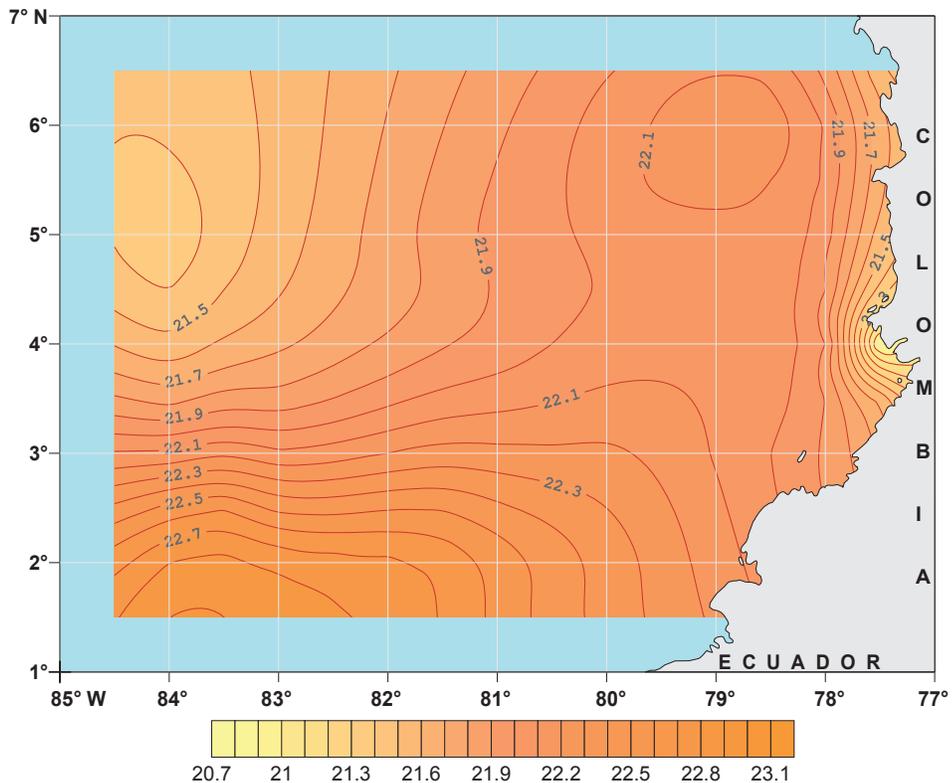


Figura 4.8. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Agosto.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

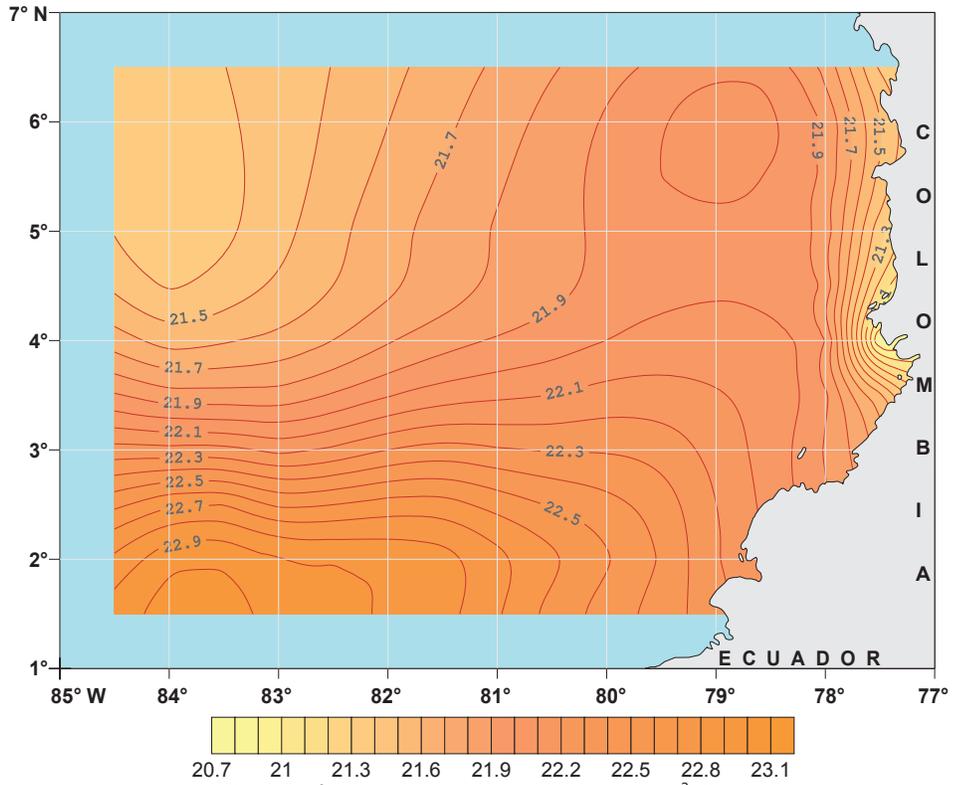


Figura 4.9. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

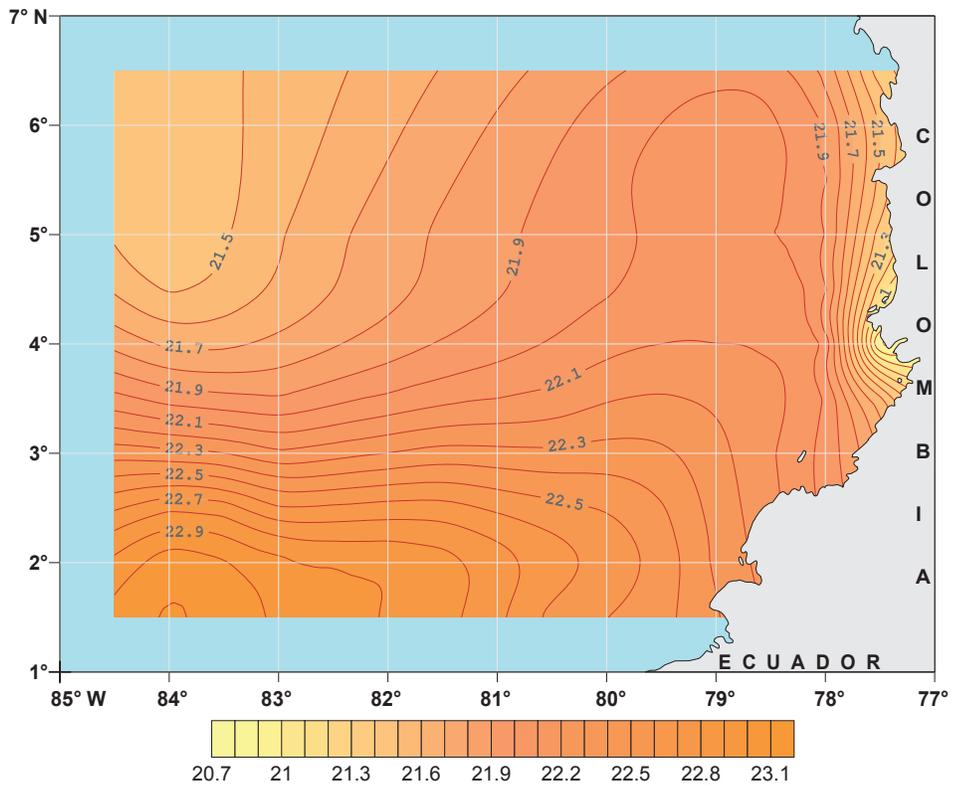


Figura 4.10. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Octubre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

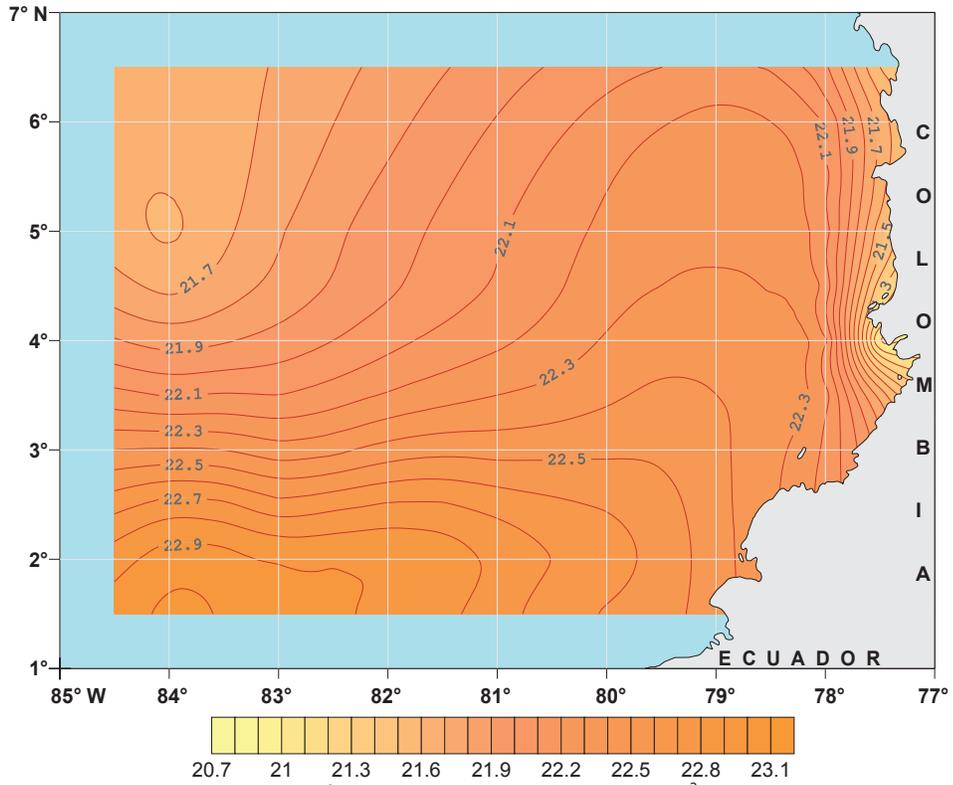


Figura 4.11. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Noviembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

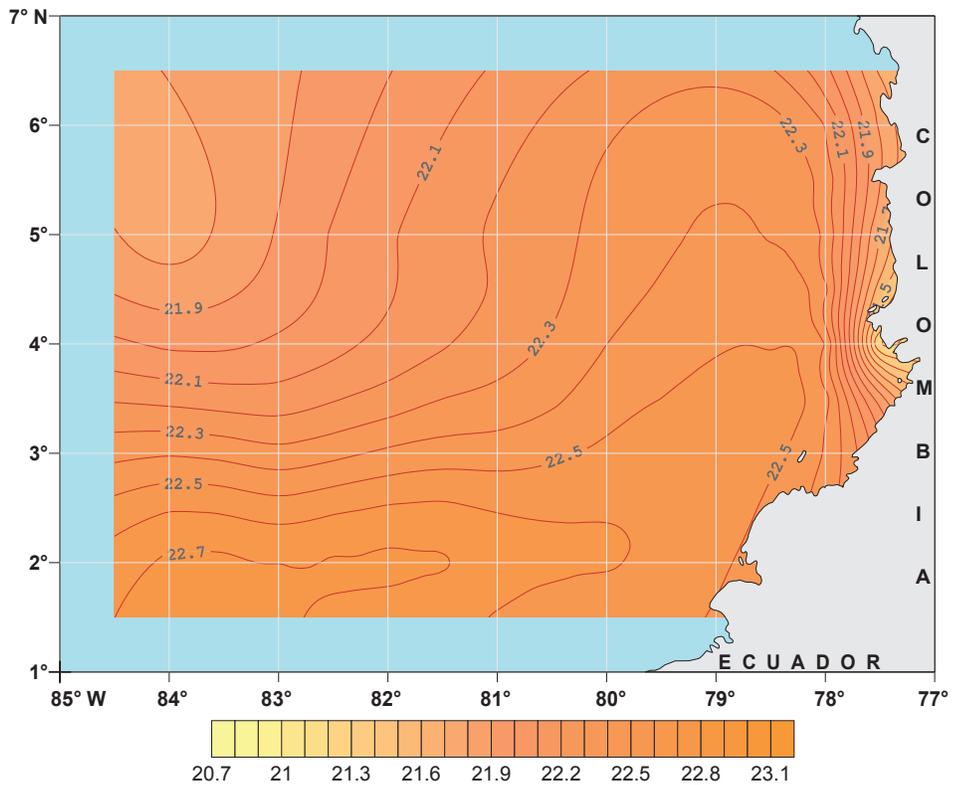


Figura 4.12. Anomalía de densidad del mar a 0 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

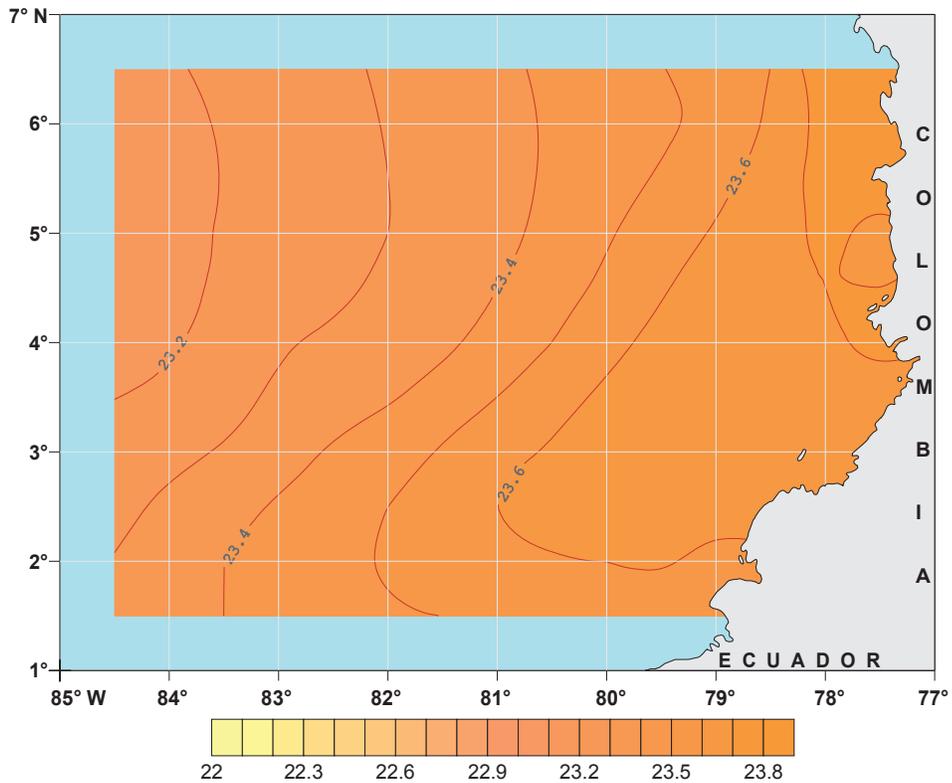


Figura 4.13. Anomalía de densidad del mar a 20 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

21 ———— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

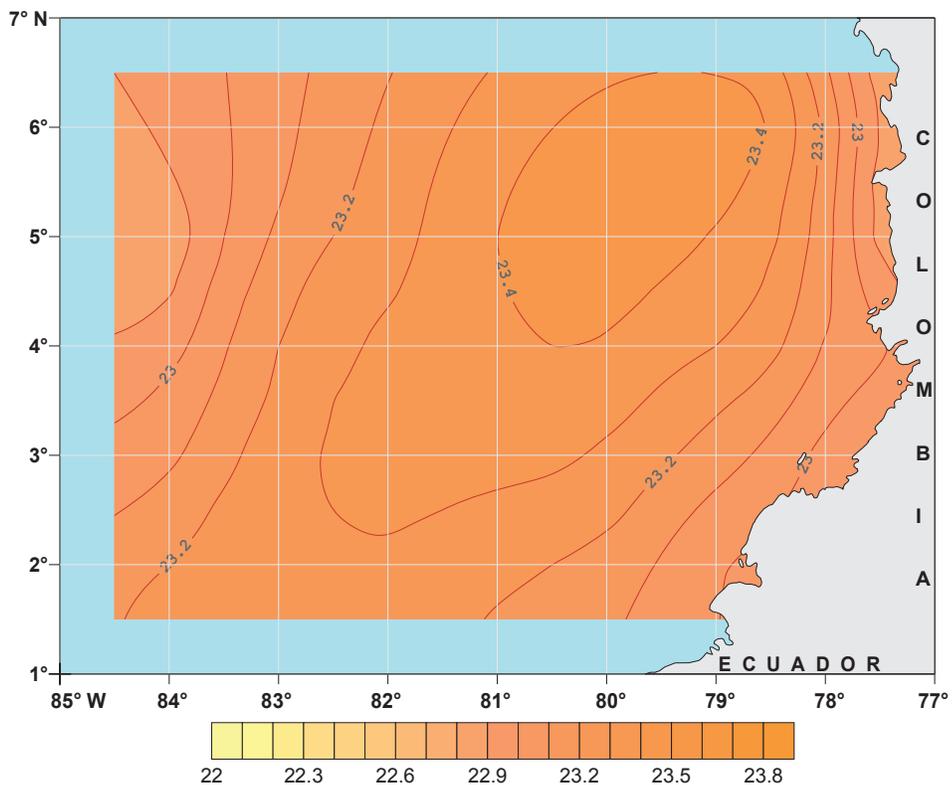


Figura 4.14. Anomalía de densidad del mar a 20 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

21 ———— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

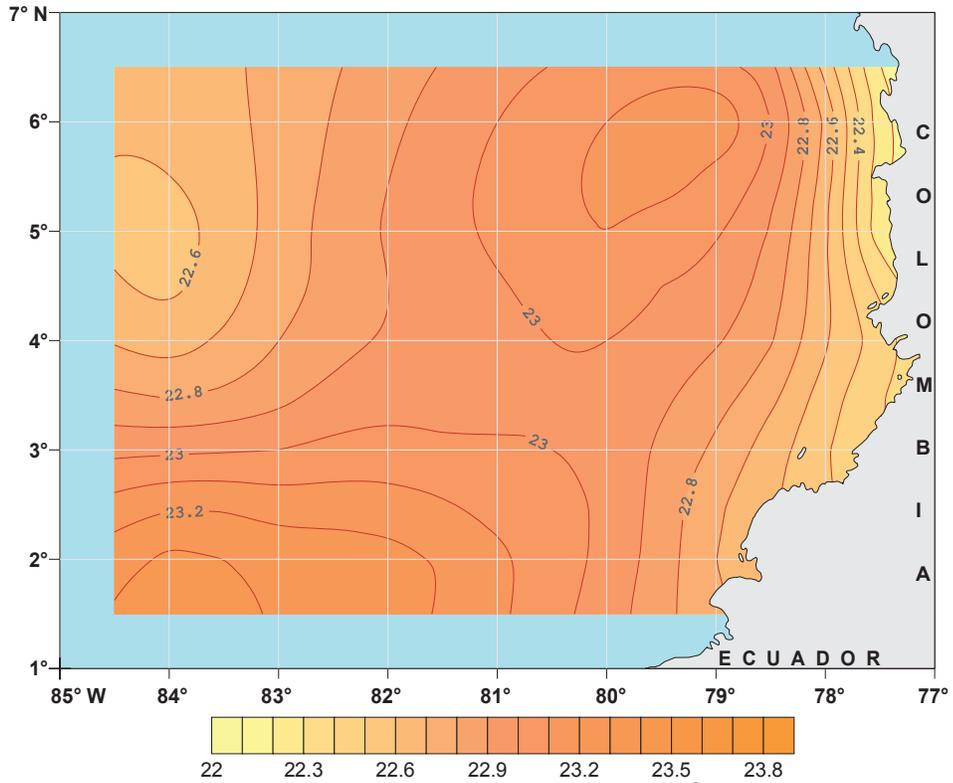


Figura 4.15. Anomalía de densidad del mar a 20 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

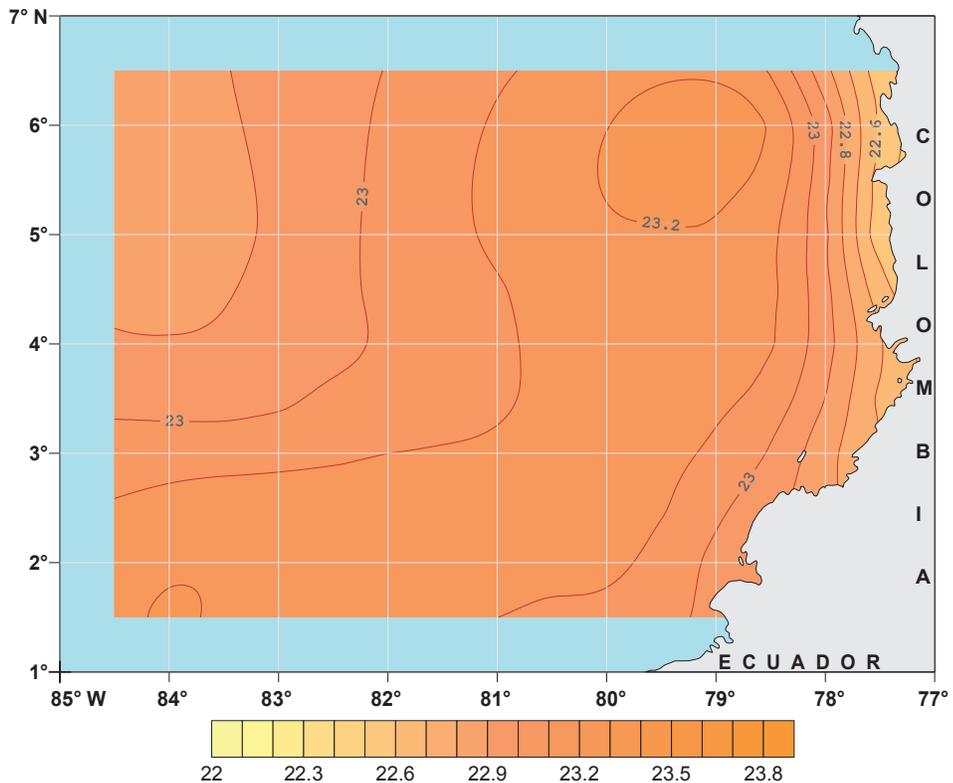


Figura 4.16. Anomalía de densidad del mar a 20 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.1 \text{ kg/m}^3$ .

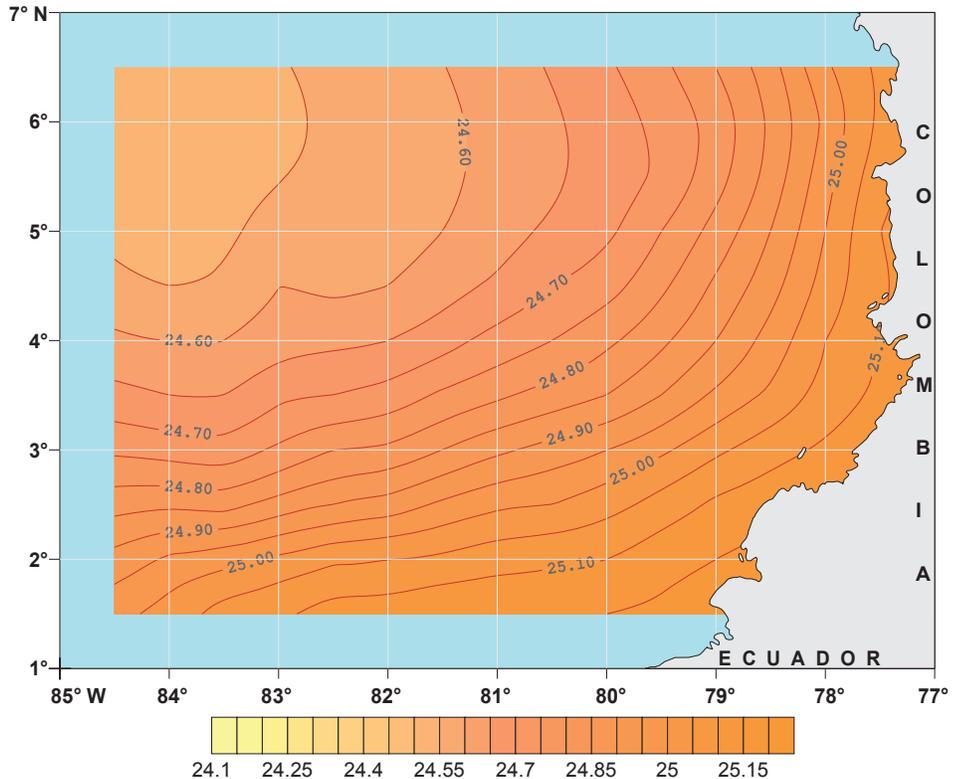


Figura 4.17. Anomalía de densidad del mar a 50 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

21 ——— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

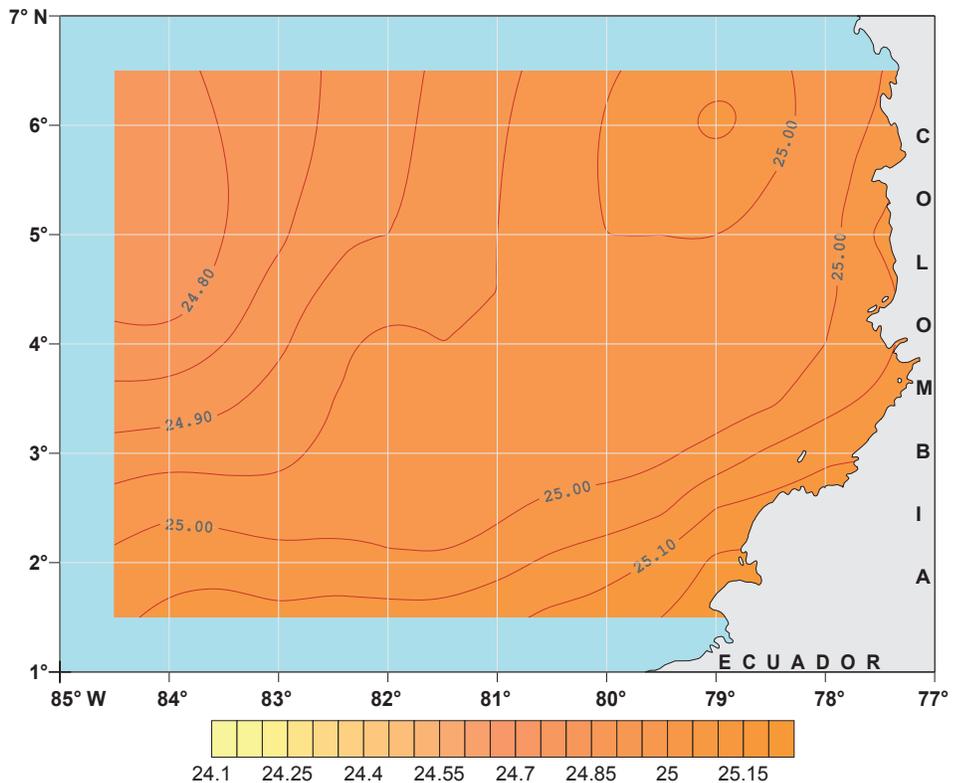


Figura 4.18. Anomalía de densidad del mar a 50 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

21 ——— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

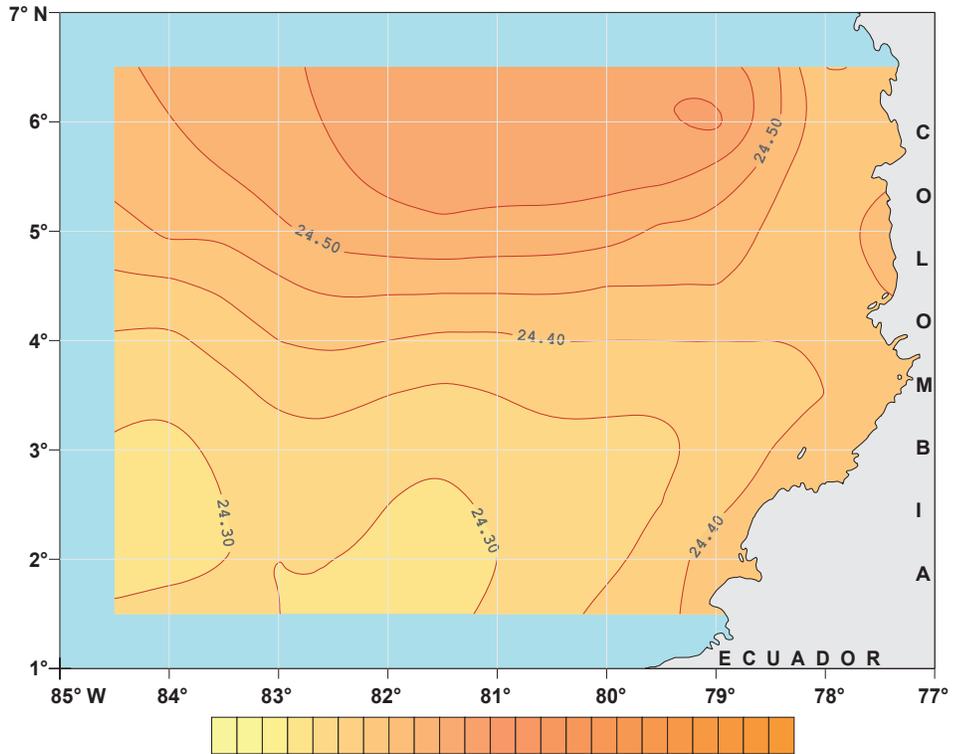


Figura 4.19. Anomalía de densidad del mar a 50 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

21 ——— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

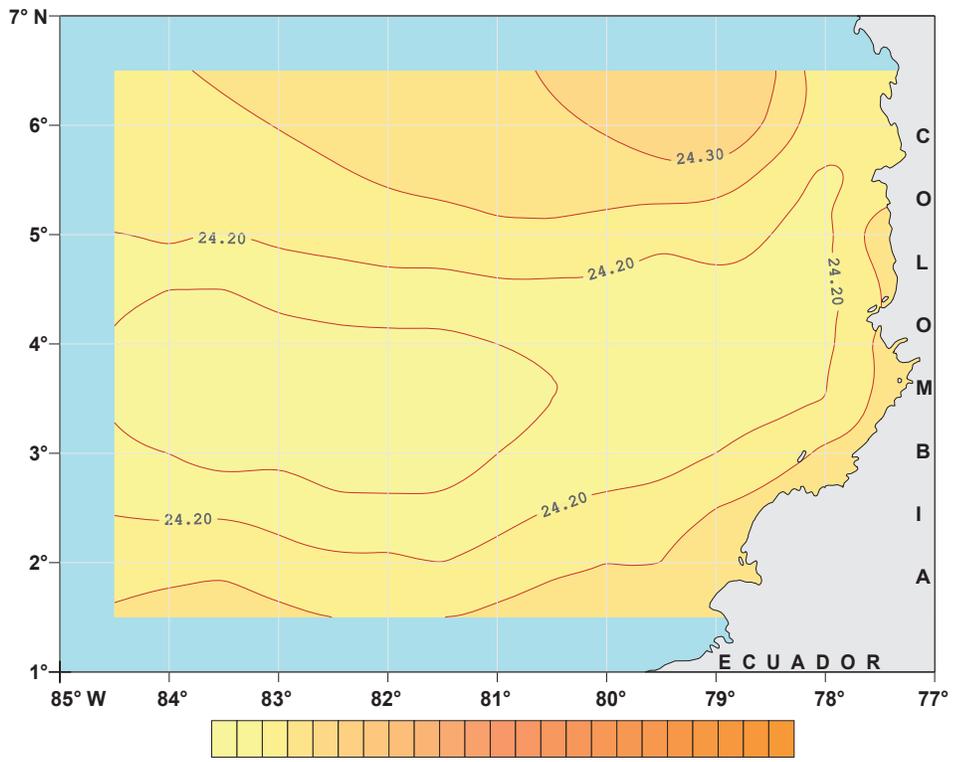


Figura 4.20. Anomalía de densidad del mar a 50 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

21 ——— Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

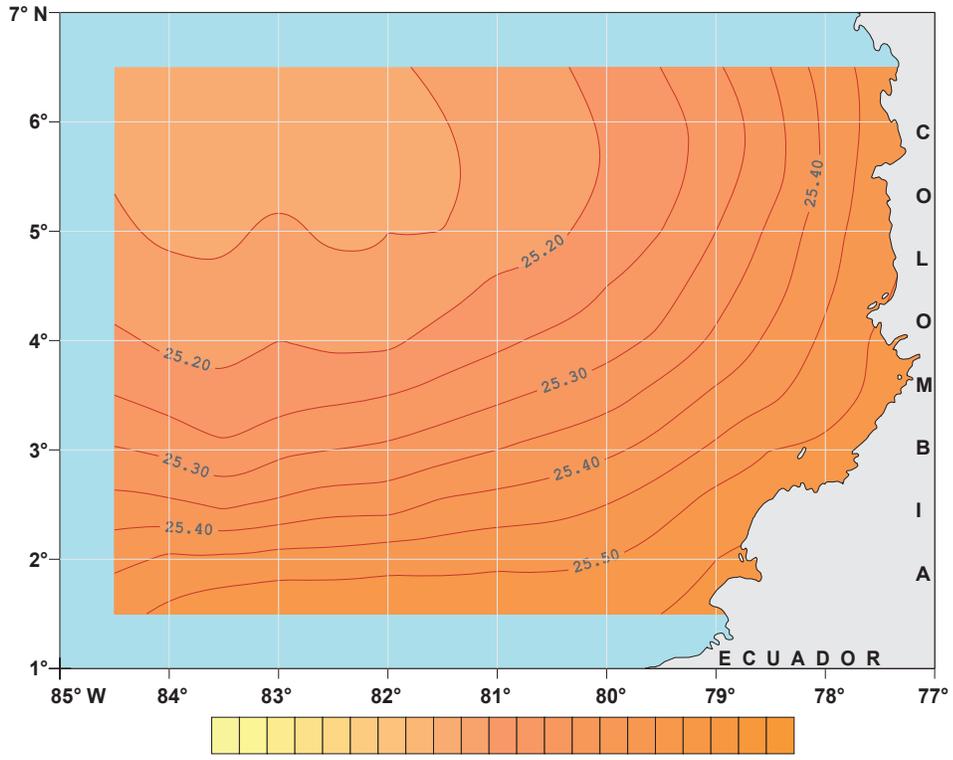


Figura 4.21. Anomalía de densidad del mar a 75 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

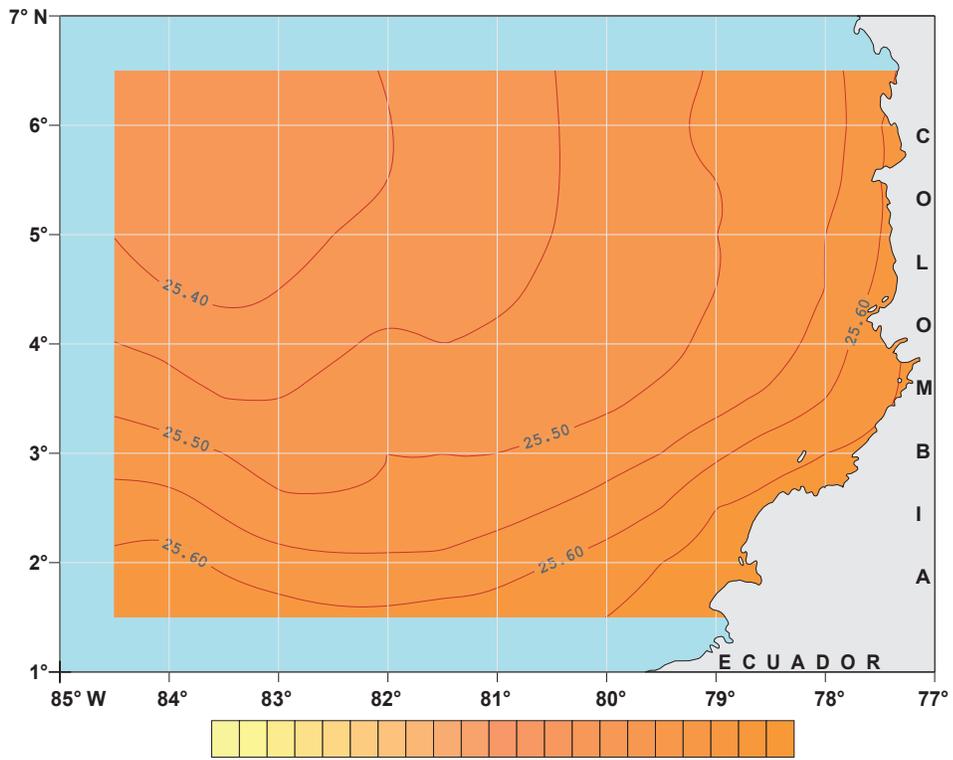


Figura 4.22. Anomalía de densidad del mar a 75 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

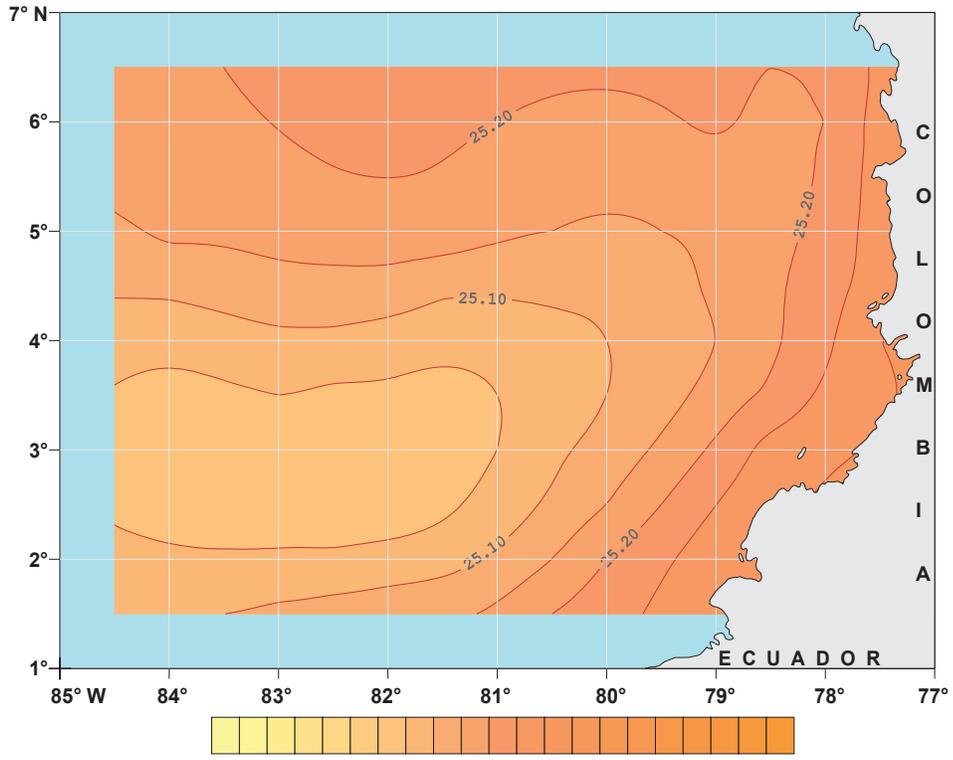


Figura 4.23. Anomalía de densidad del mar a 75 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

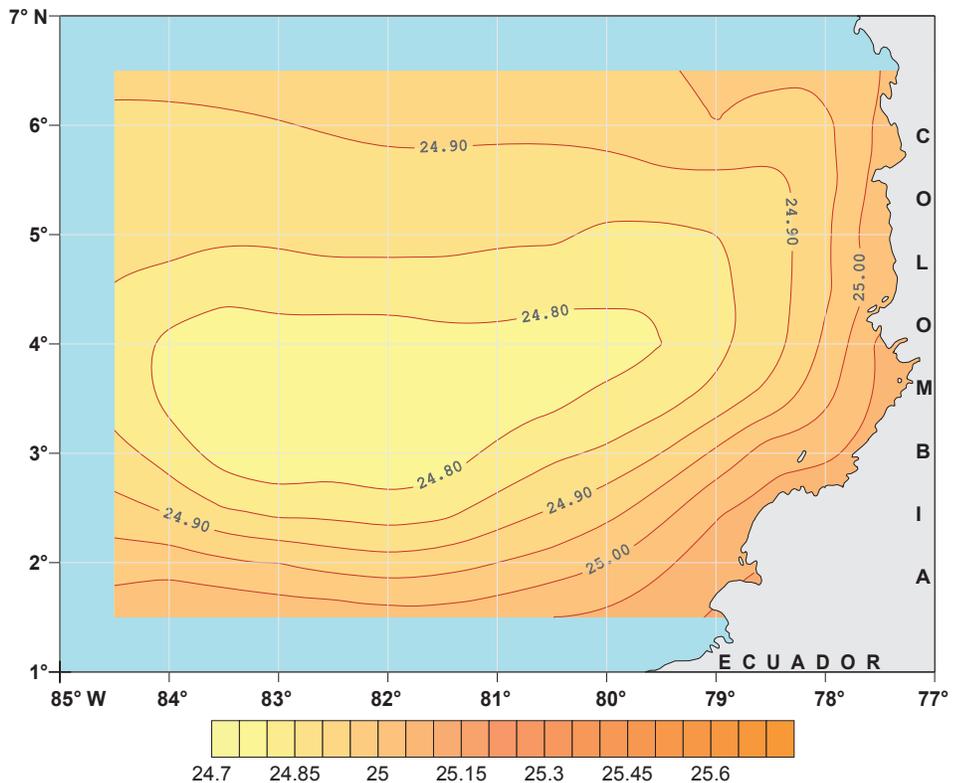


Figura 4.24. Anomalía de densidad del mar a 75 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

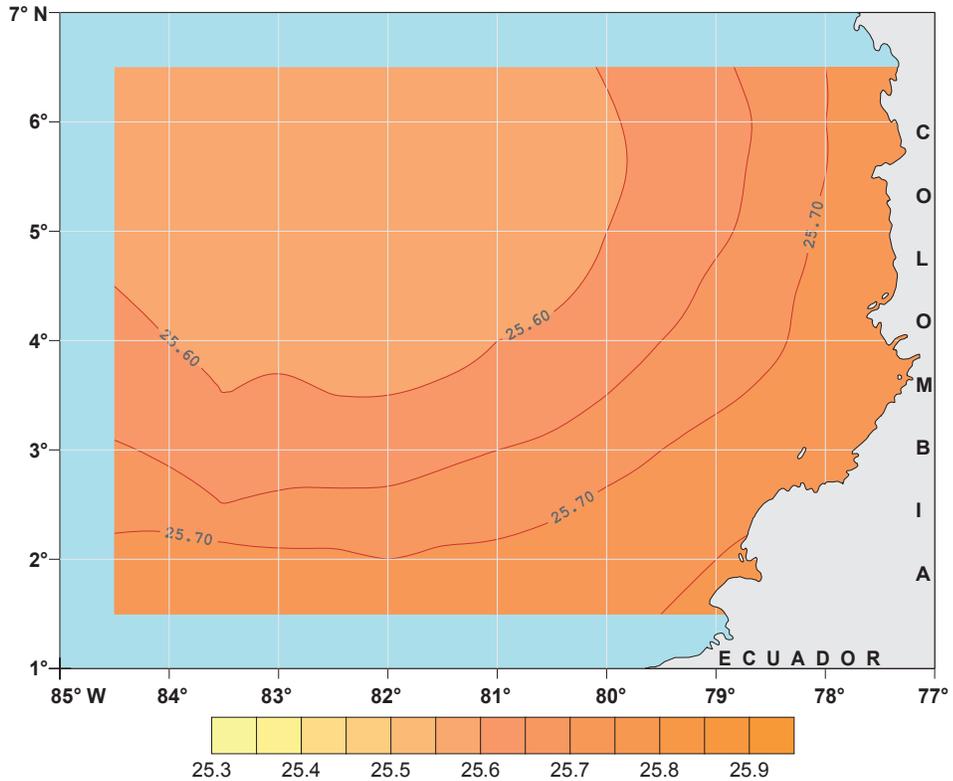


Figura 4.25. Anomalía de densidad del mar a 100 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

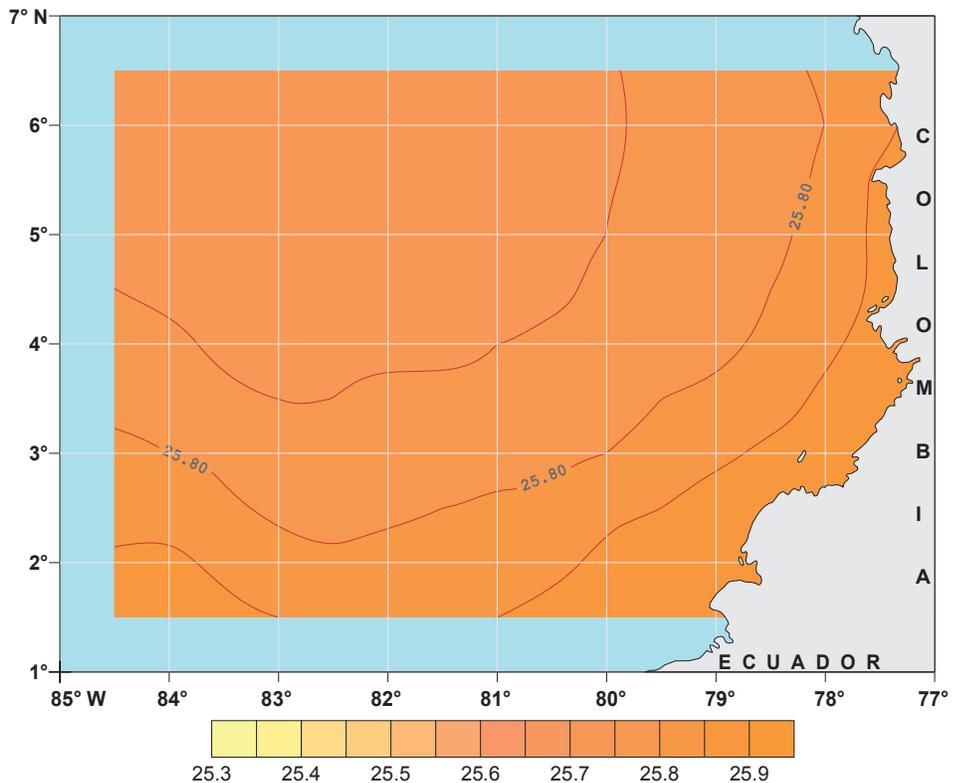


Figura 4.26. Anomalía de densidad del mar a 100 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.05 \text{ kg/m}^3$ .

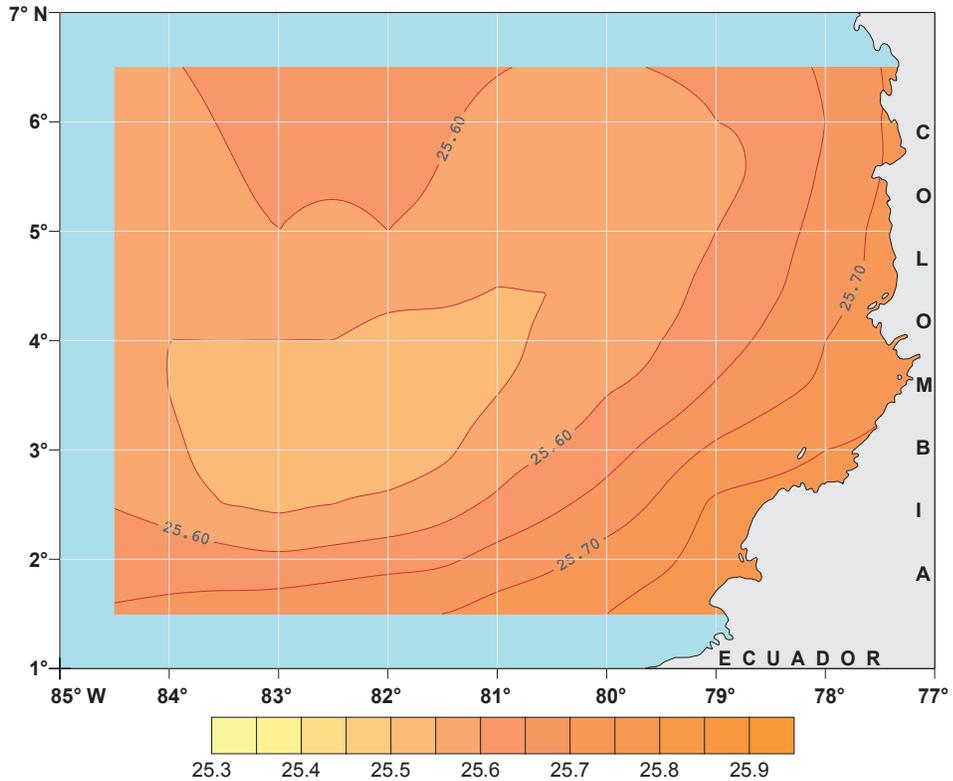


Figura 4.27. Anomalía de densidad del mar a 100 metros, kg/m<sup>3</sup>. Septiembre.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.05 kg/m<sup>3</sup>.

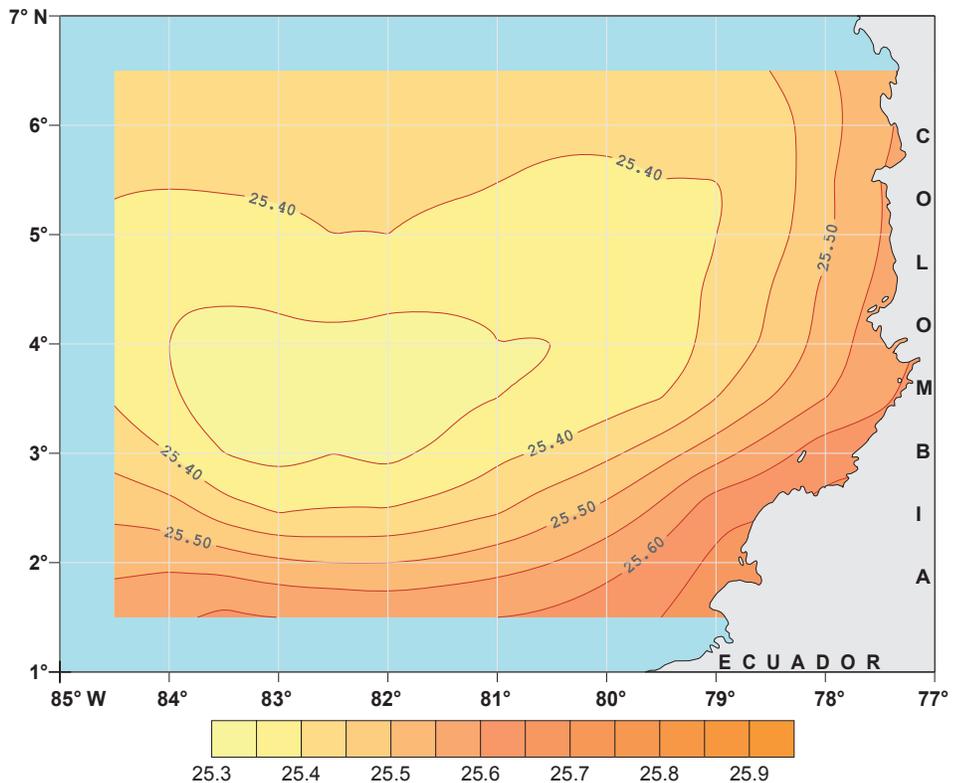


Figura 4.28. Anomalía de densidad del mar a 100 metros, kg/m<sup>3</sup>. Diciembre.

— 25 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.05 kg/m<sup>3</sup>.

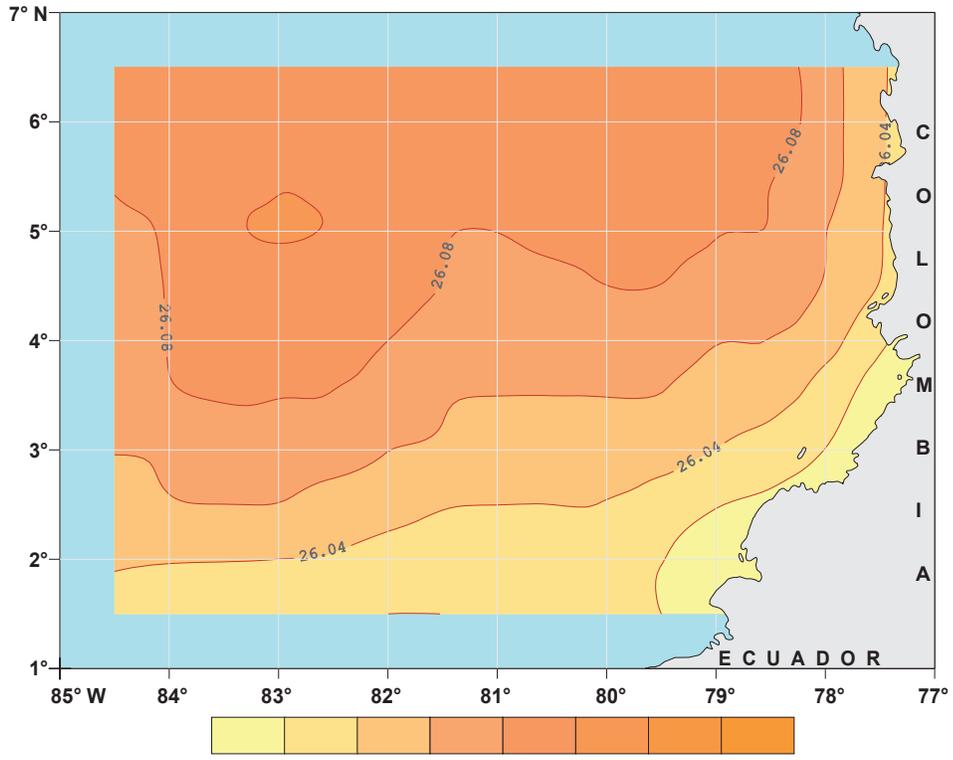


Figura 4.29. Anomalía de densidad del mar a 150 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.02 \text{ kg/m}^3$ .

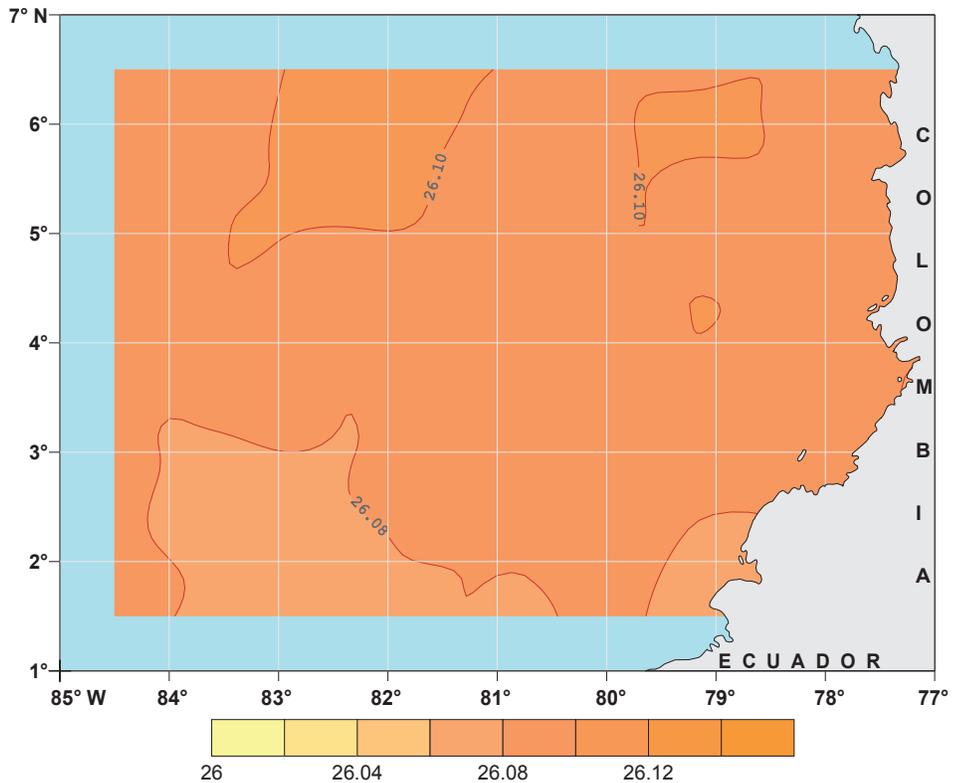


Figura 4.30. Anomalía de densidad del mar a 150 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.02 \text{ kg/m}^3$ .

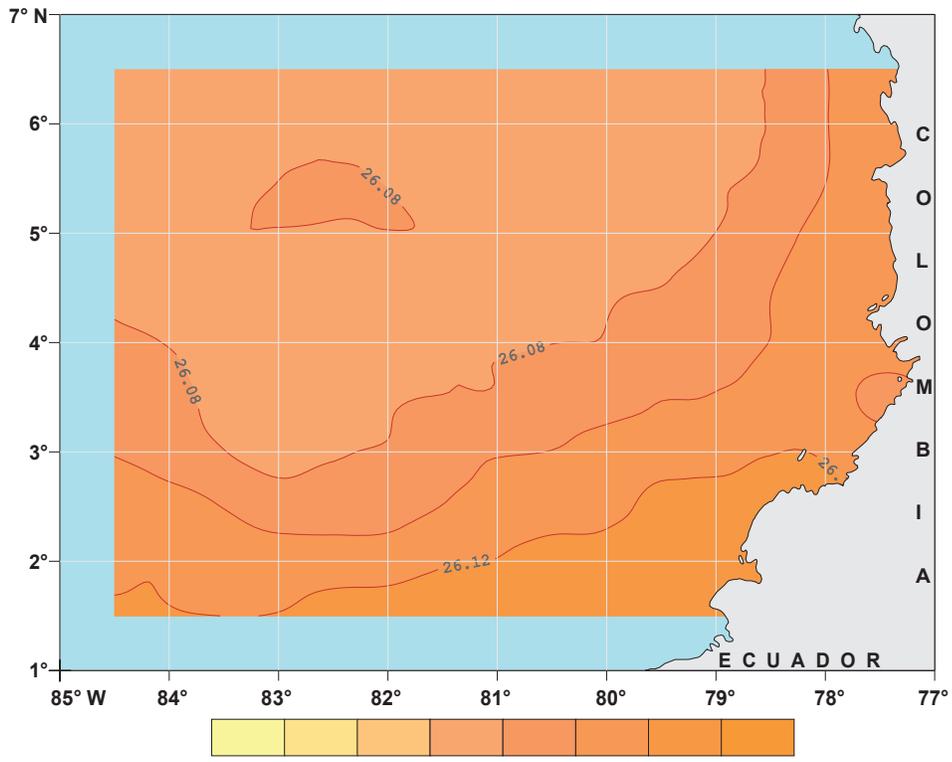


Figura 4.31. Anomalía de densidad del mar a 150 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.02 \text{ kg/m}^3$ .

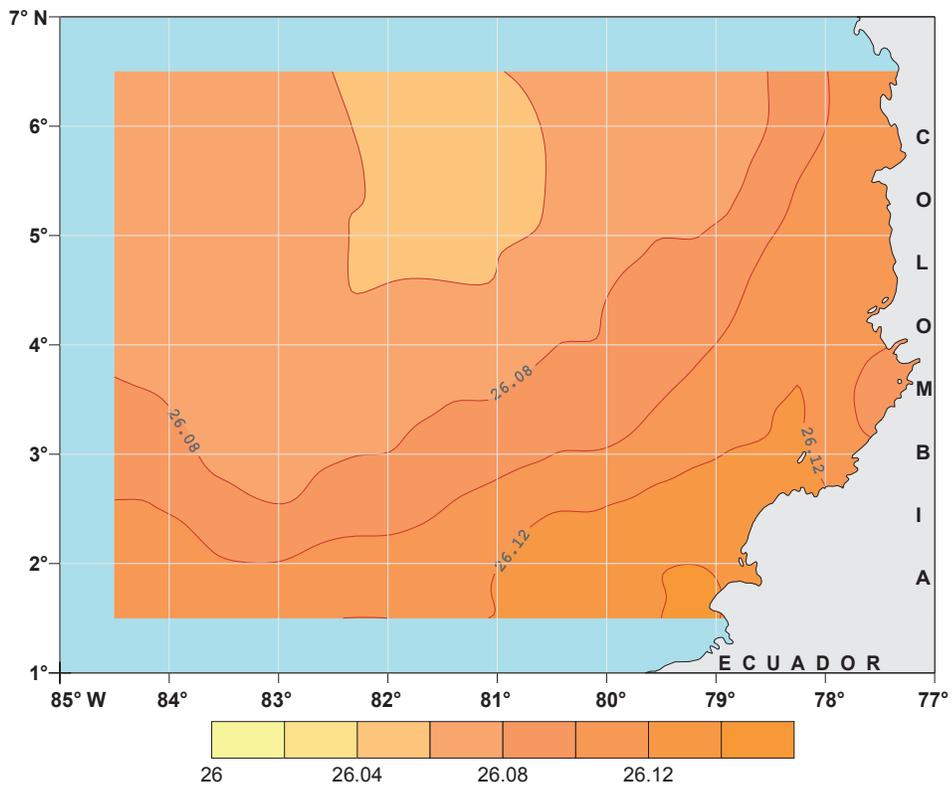


Figura 4.32. Anomalía de densidad del mar a 150 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.02 \text{ kg/m}^3$ .

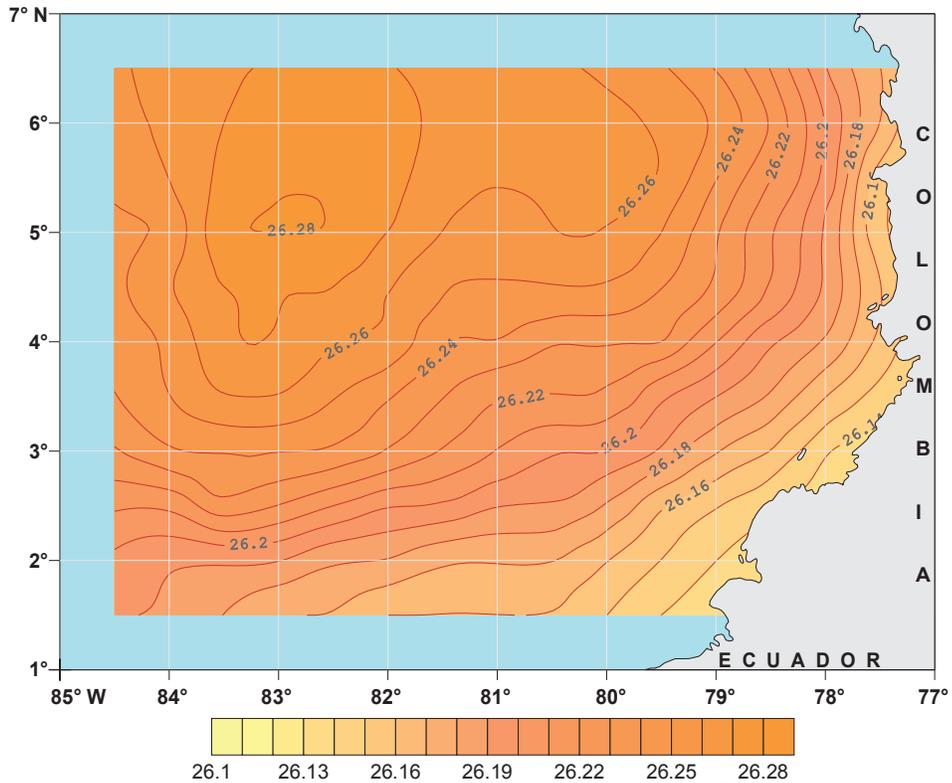


Figura 4.33. Anomalía de densidad del mar a 200 metros, kg/m<sup>3</sup>. Marzo.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada 0.01 kg/m<sup>3</sup>.

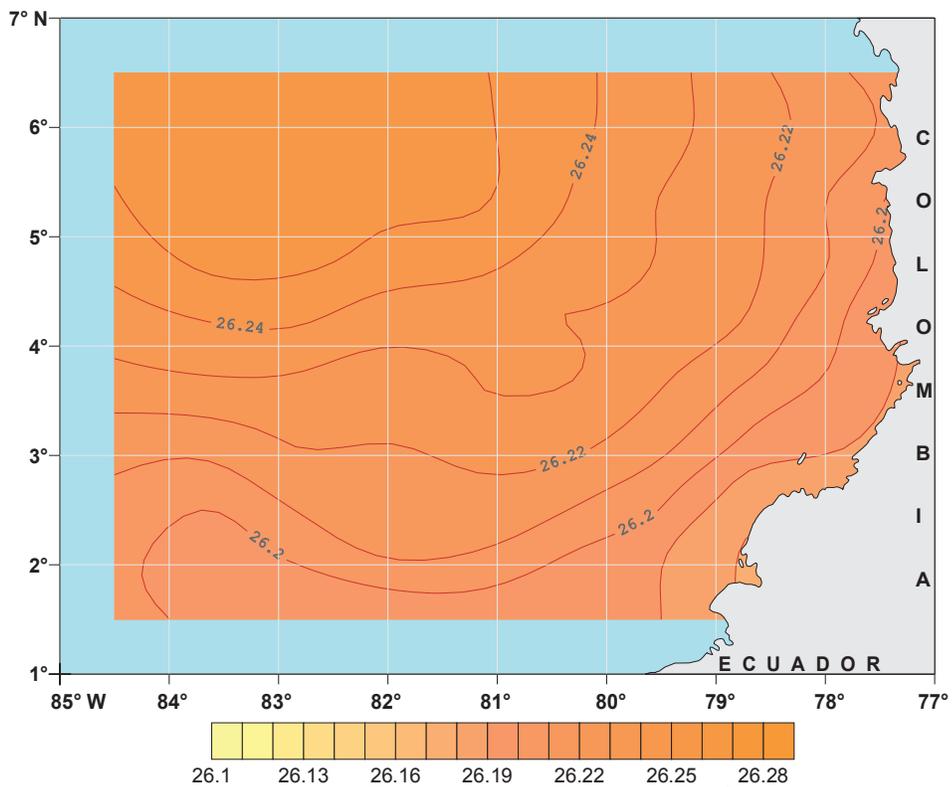


Figura 4.34. Anomalía de densidad del mar a 200 metros, kg/m<sup>3</sup>. Junio.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada 0.01 kg/m<sup>3</sup>.

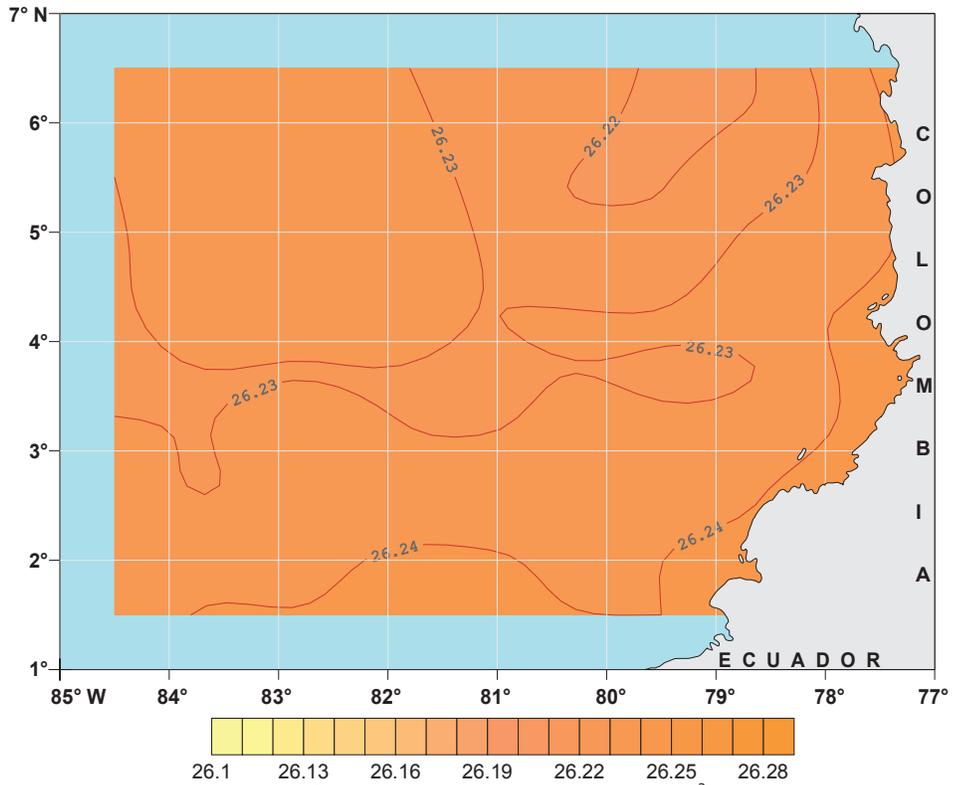


Figura 4.35. Anomalía de densidad del mar a 200 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .

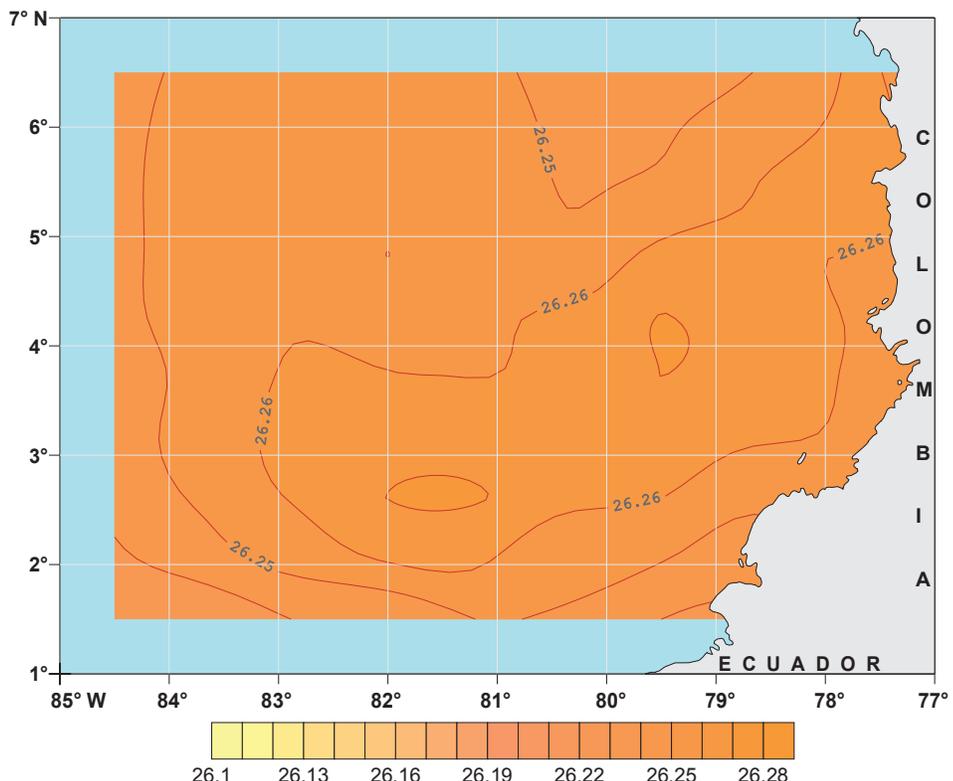


Figura 4.36. Anomalía de densidad del mar a 200 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .

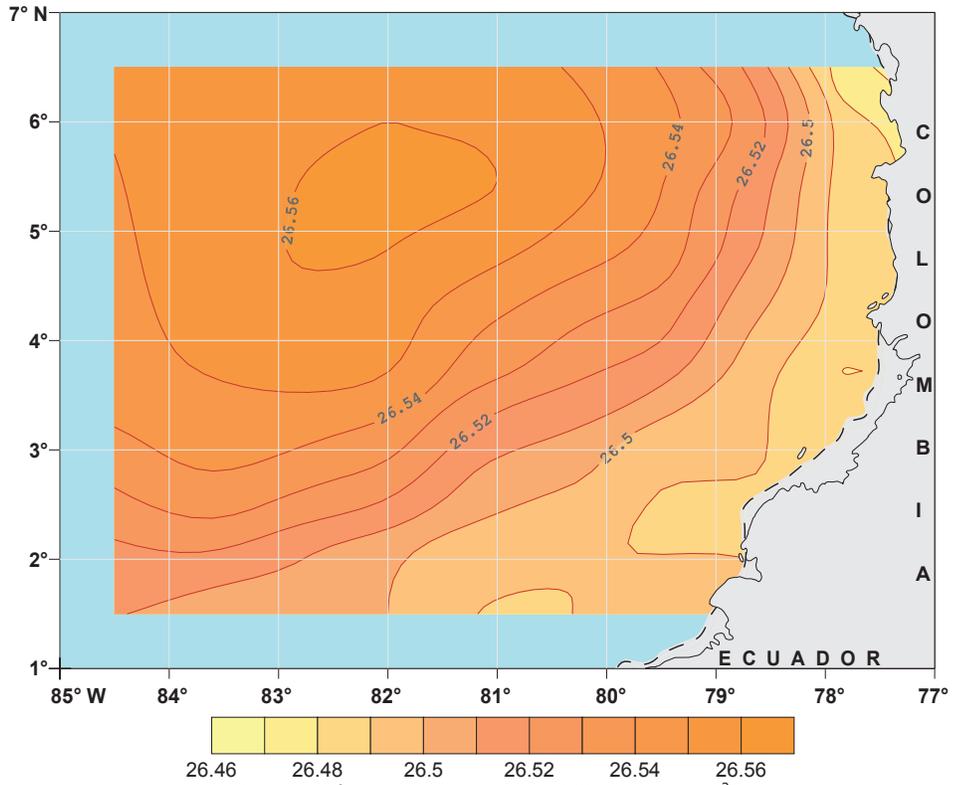


Figura 4.37. Anomalía de densidad del mar a 300 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 300 m.

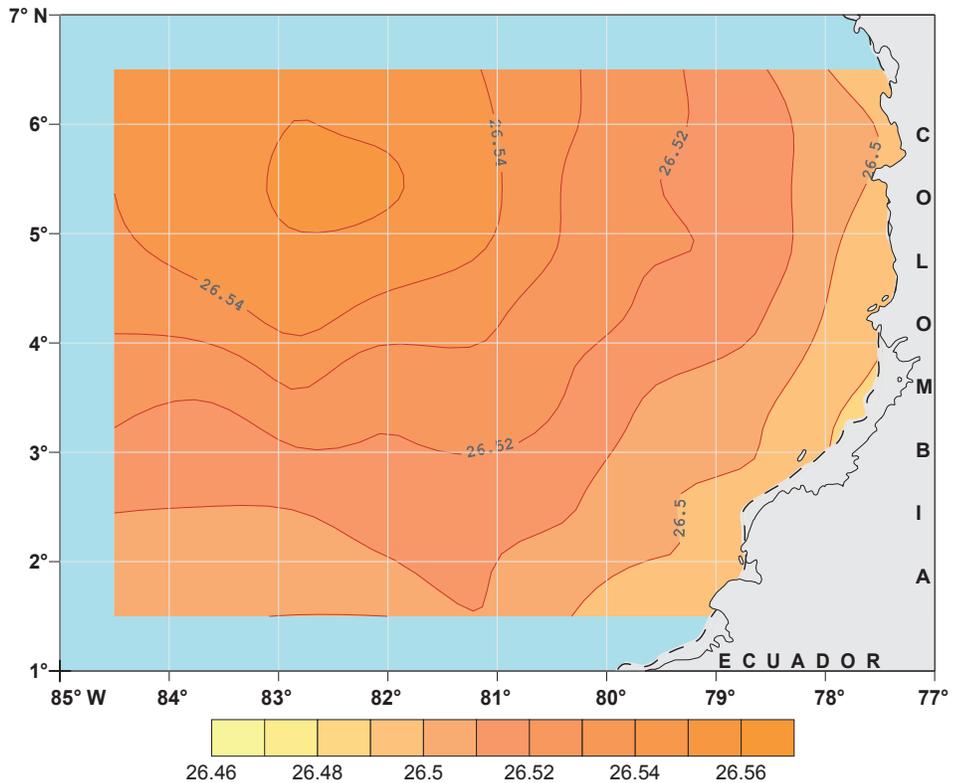


Figura 4.38. Anomalía de densidad del mar a 300 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 300 m.

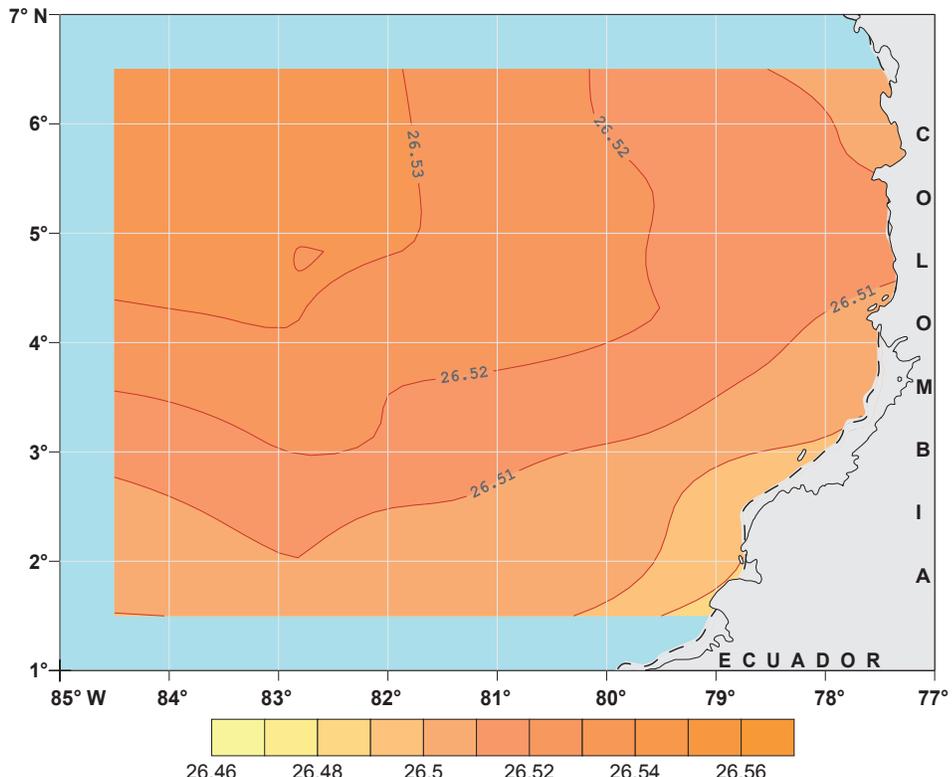


Figura 4.39. Anomalía de densidad del mar a 300 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 300 m.

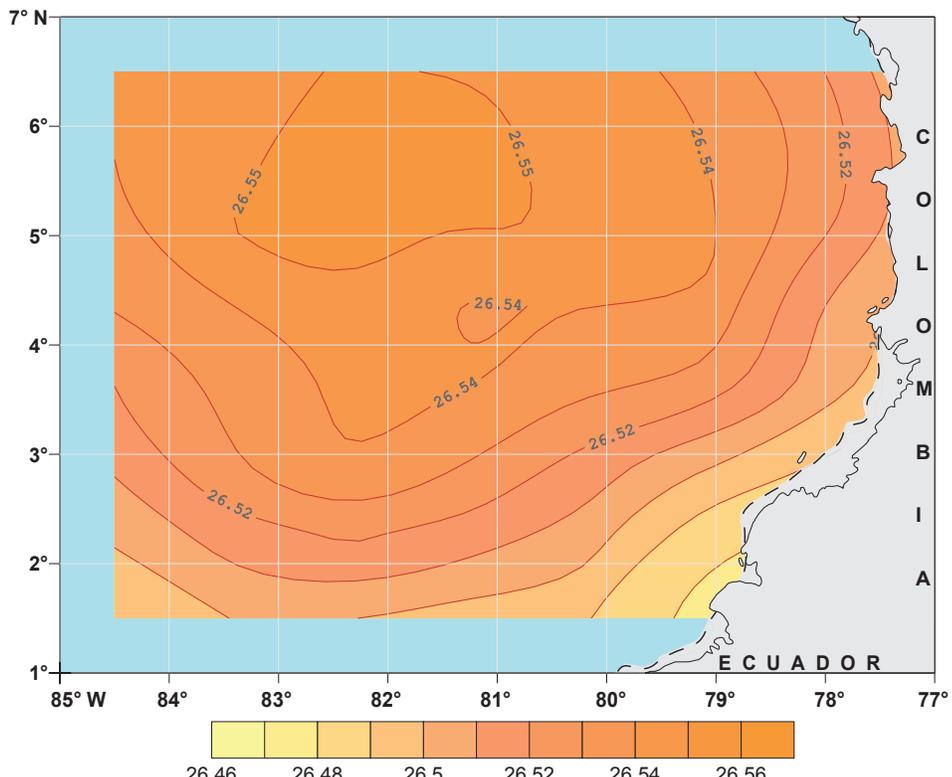


Figura 4.40. Anomalía de densidad del mar a 300 metros,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 300 m.

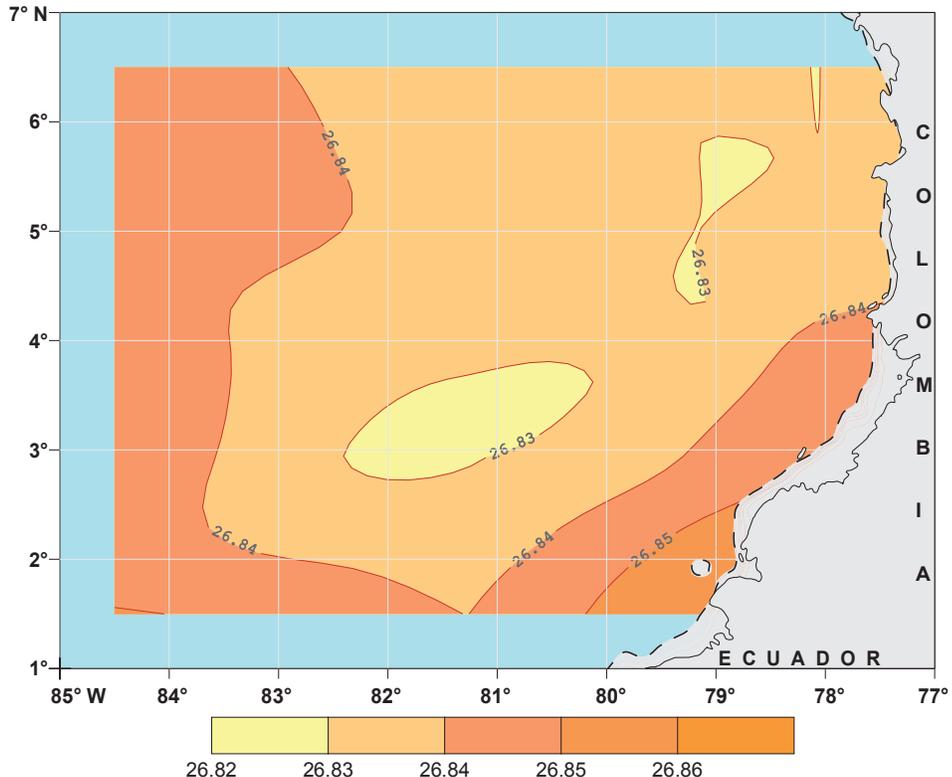


Figura 4.41. Anomalía de densidad media anual del mar a 500 metros,  $\text{kg/m}^3$ .

26 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 500 m.

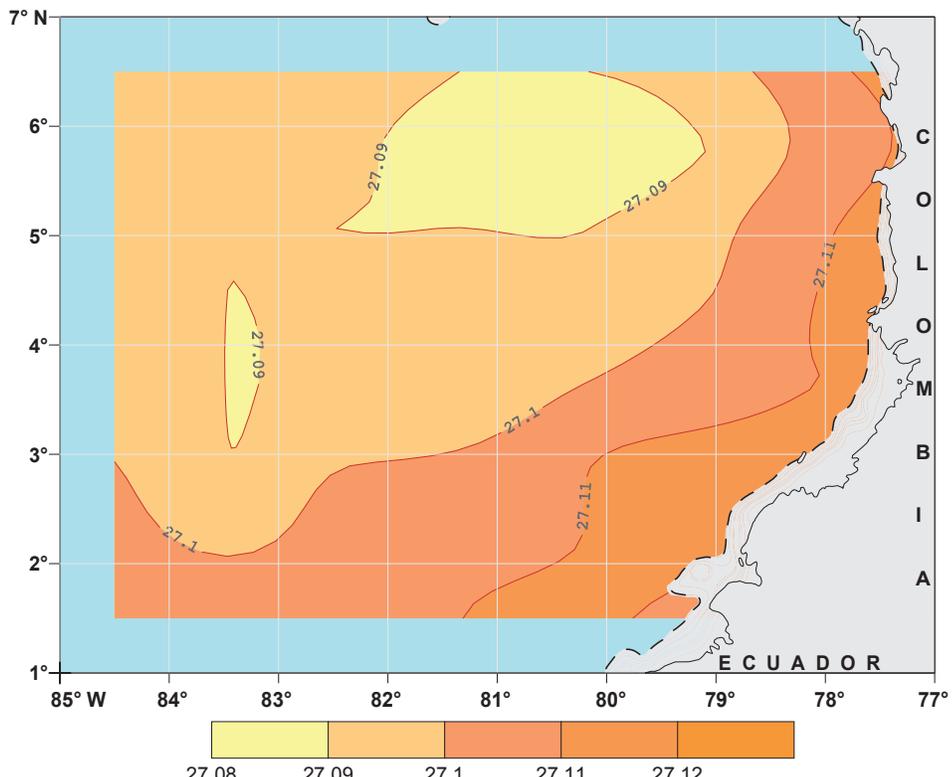


Figura 4.42. Anomalía de densidad media anual del mar a 700 metros,  $\text{kg/m}^3$ .

27 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 700 m.

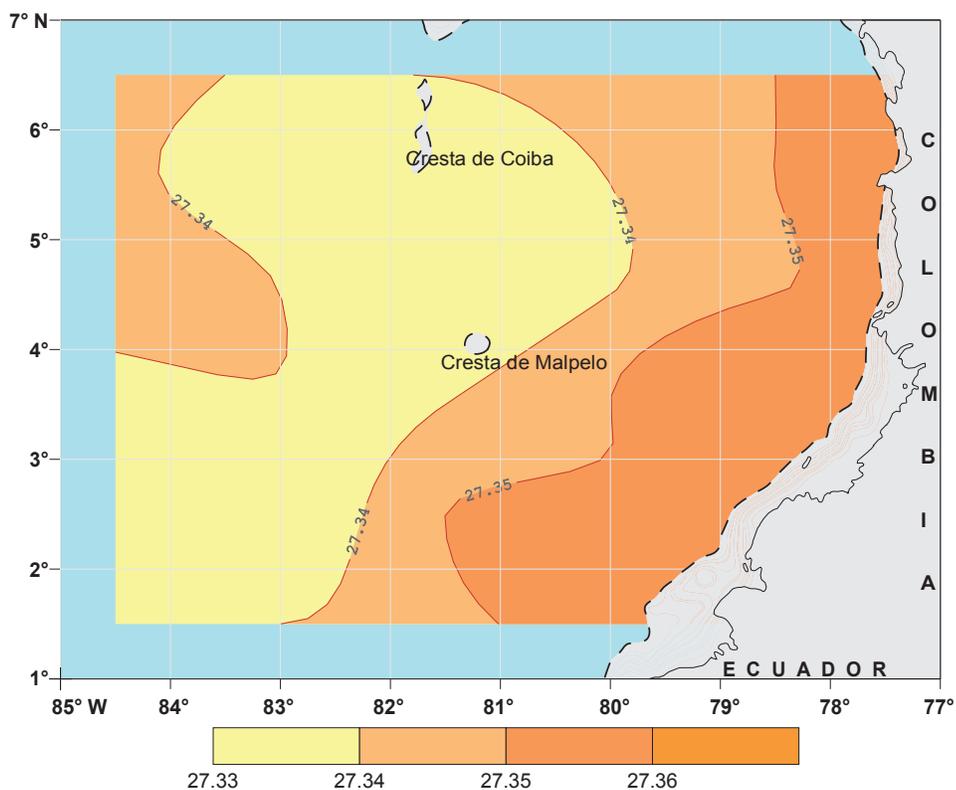


Figura 4.43. Anomalía de densidad media anual del mar a 1000 metros,  $\text{kg/m}^3$ .

— 27 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 Profundidad menor de 1000 m.

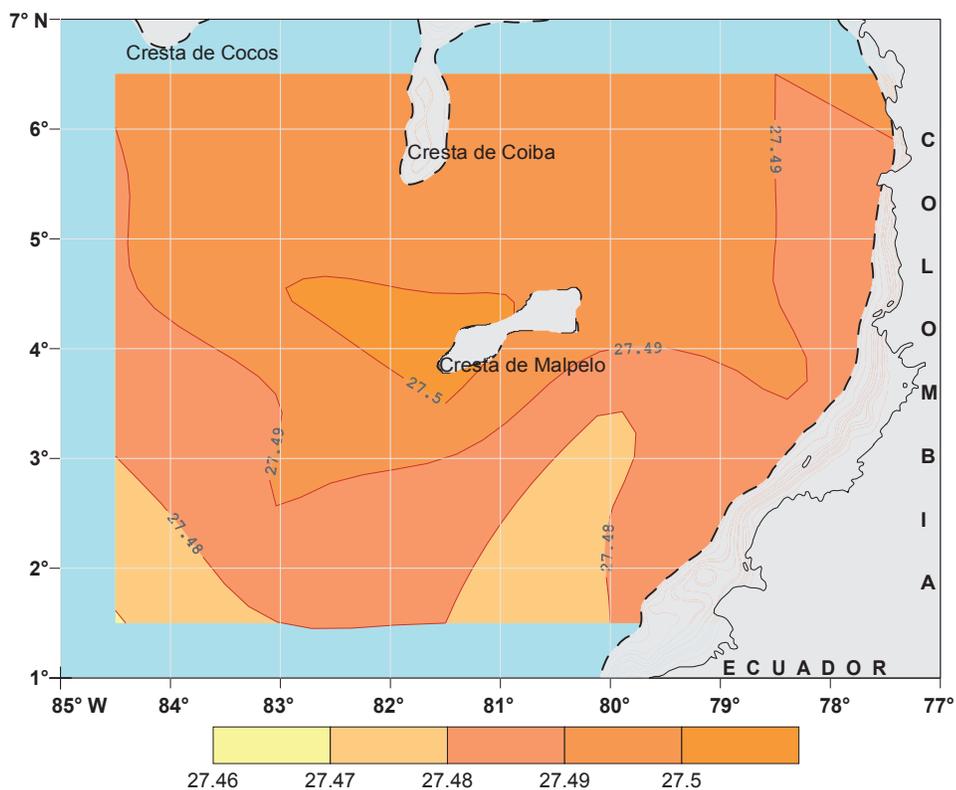


Figura 4.44. Anomalía de densidad media anual del mar a 1300 metros,  $\text{kg/m}^3$ .

— 27 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopícnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 Profundidad menor de 1300 m.

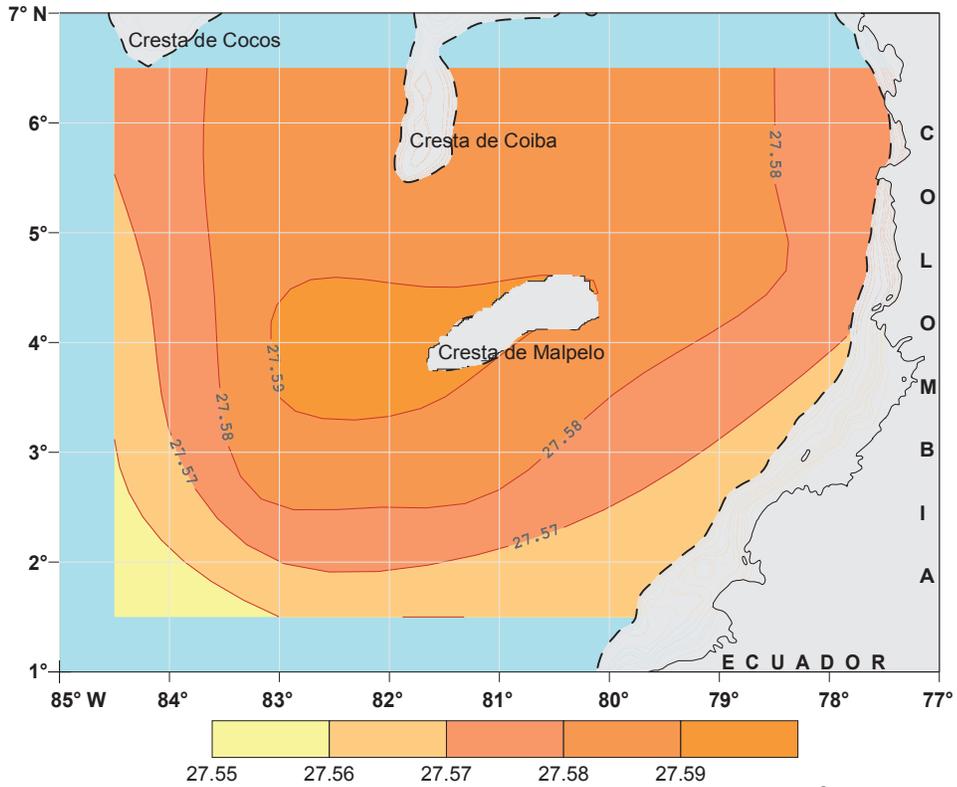


Figura 4.45. Anomalia de densidad media anual del mar a 1500 metros,  $\text{kg/m}^3$ .

— 27 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.01 \text{ kg/m}^3$ .  
 ○ Profundidad menor de 1500 m.

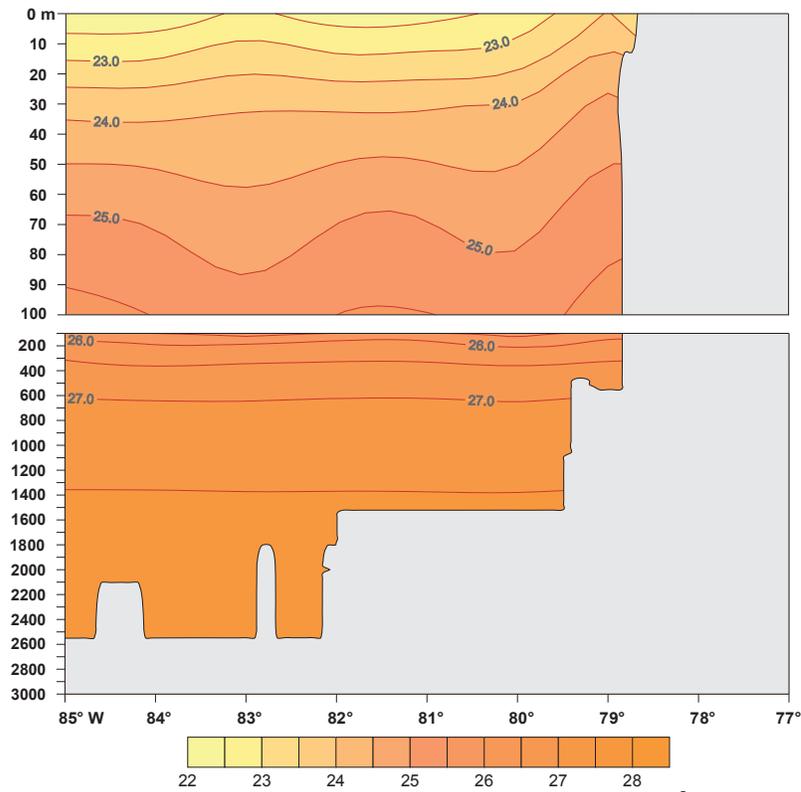


Figura 4.46. Anomalia de densidad del mar en el transecto  $2^\circ \text{ N}$ ,  $\text{kg/m}^3$ . Marzo.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.5 \text{ kg/m}^3$ .

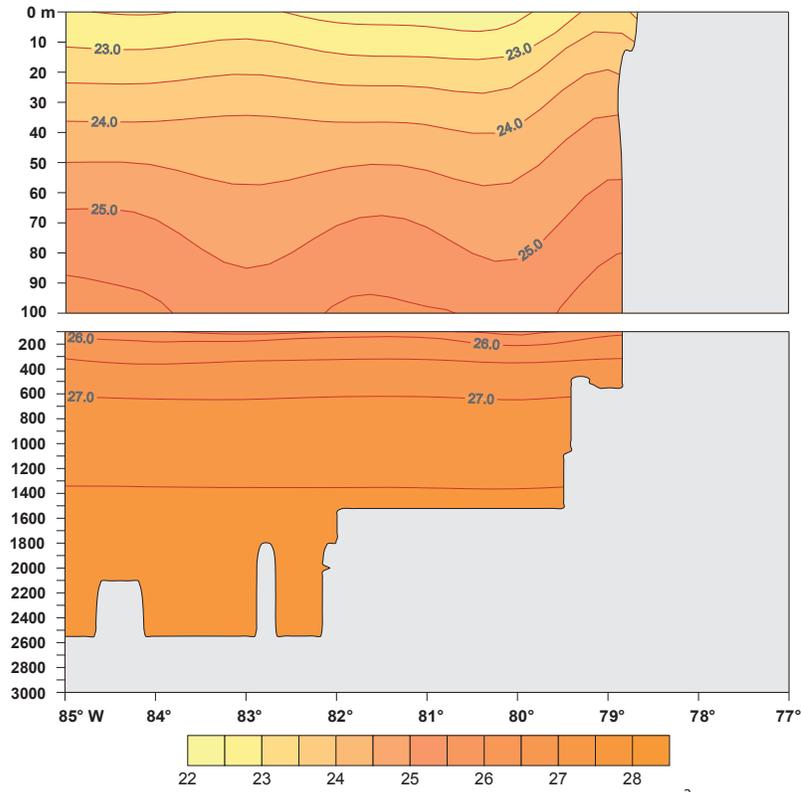


Figura 4.47. Anomalía de densidad del mar en el transecto 2° N,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.5 \text{ kg/m}^3$ .

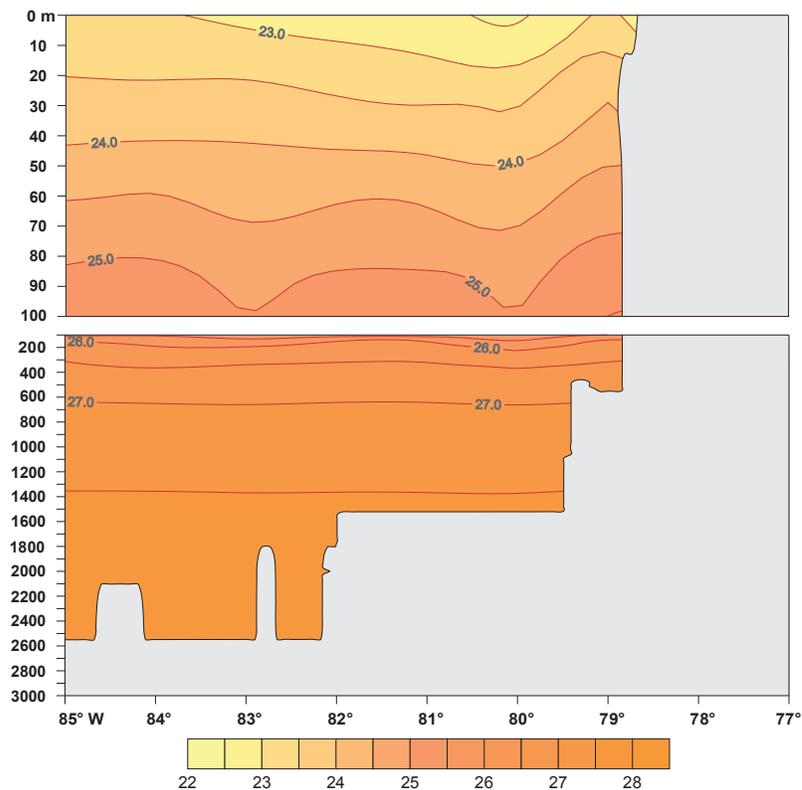


Figura 4.48. Anomalía de densidad del mar en el transecto 2° N,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.5 \text{ kg/m}^3$ .

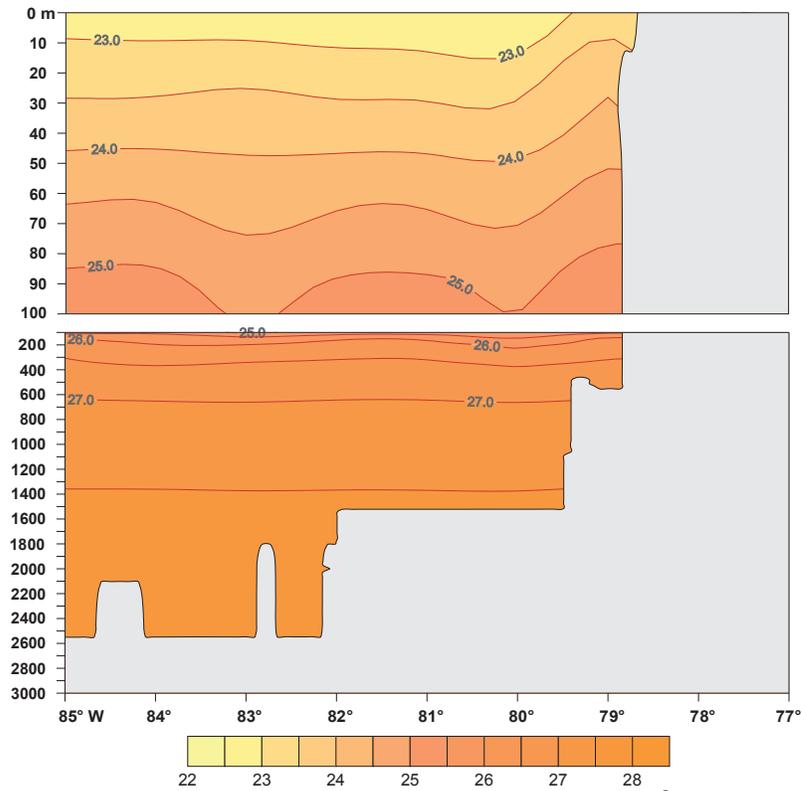


Figura 4.49. Anomalía de densidad del mar en el transecto 2° N, kg/m<sup>3</sup>. Diciembre.

21 Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

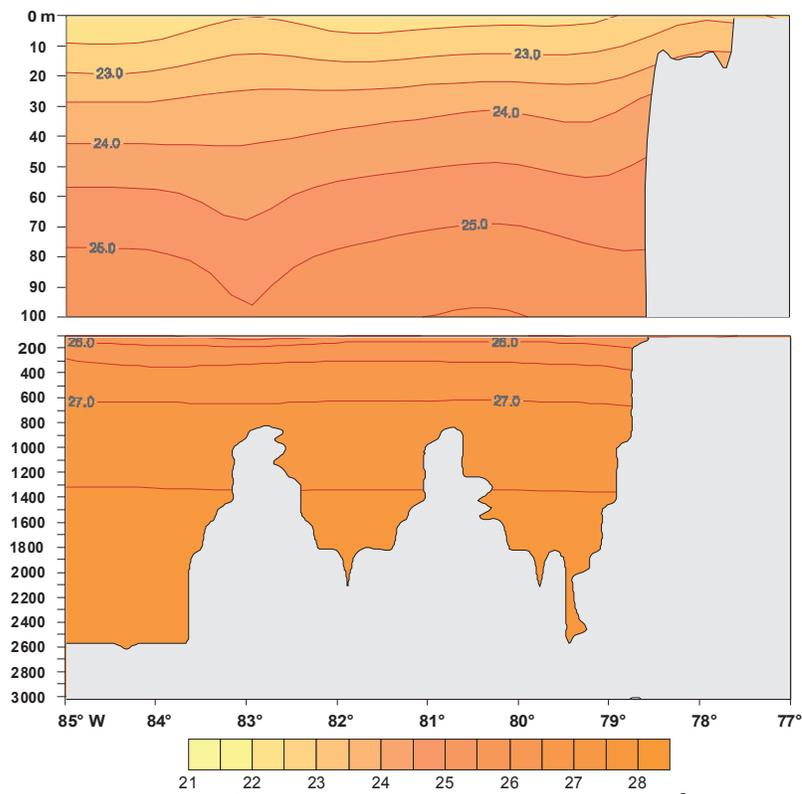


Figura 4.50. Anomalía de densidad del mar en el transecto 4° N, kg/m<sup>3</sup>. Marzo.

21 Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

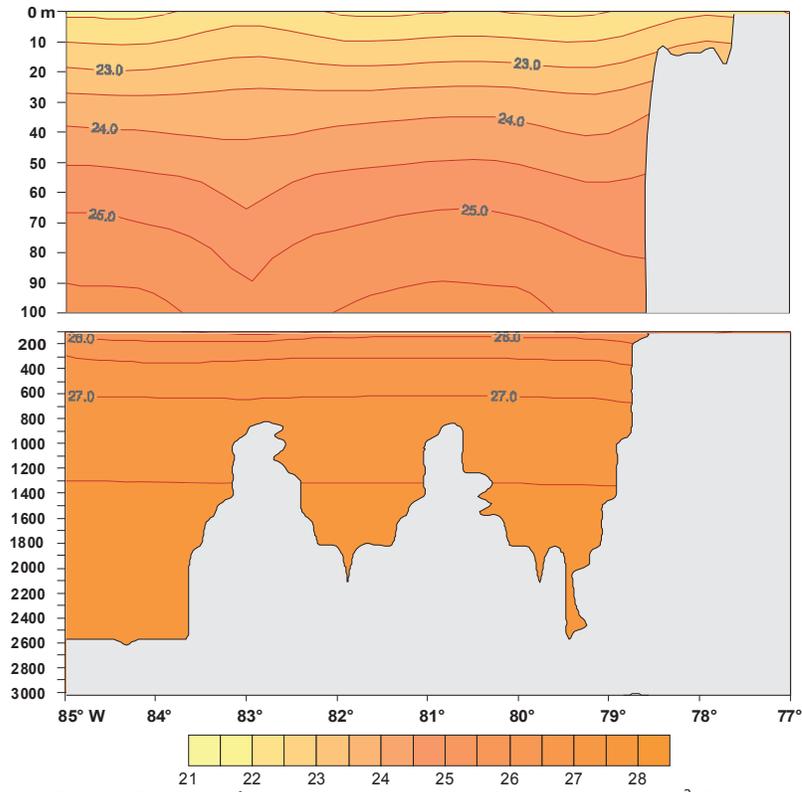


Figura 4.51. Anomalía de densidad del mar en el transecto 4° N, kg/m<sup>3</sup>. Junio.

21 Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

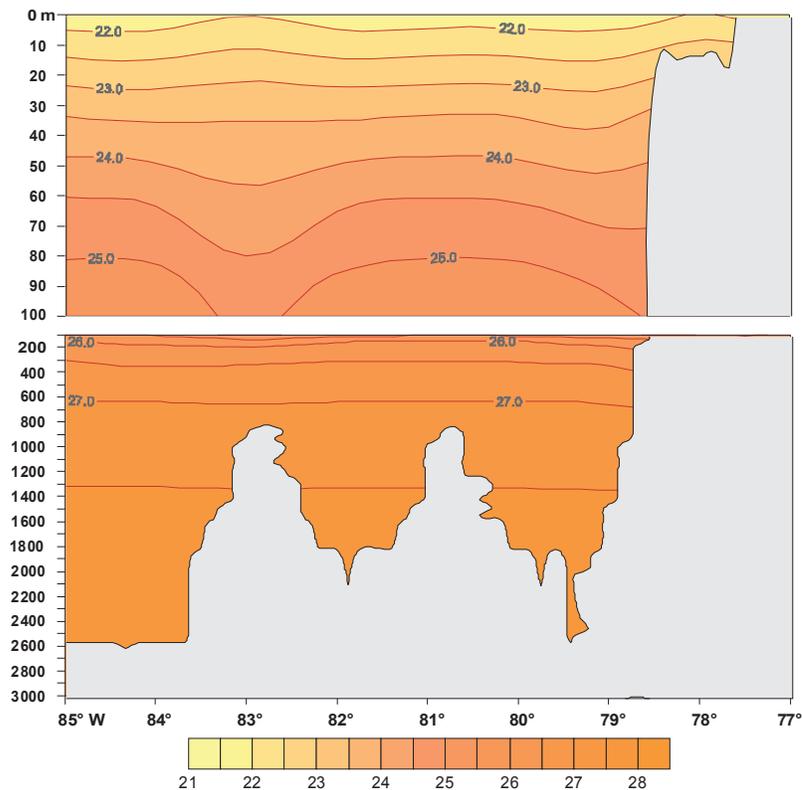


Figura 4.52. Anomalía de densidad del mar en el transecto 4° N, kg/m<sup>3</sup>. Septiembre.

21 Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

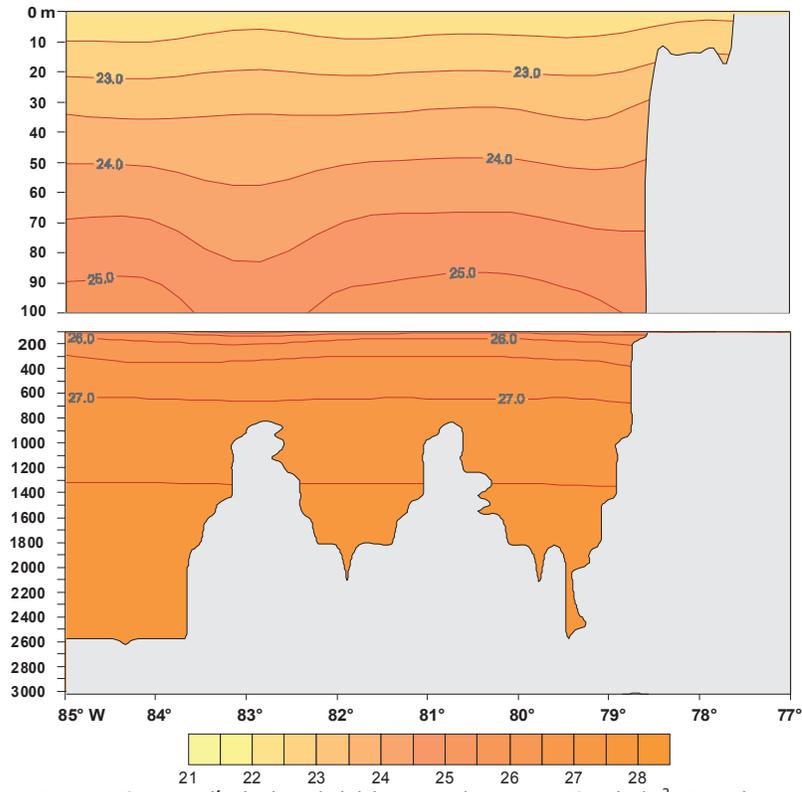


Figura 4.53. Anomalía de densidad del mar en el transecto 4° N, kg/m<sup>3</sup>. Diciembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

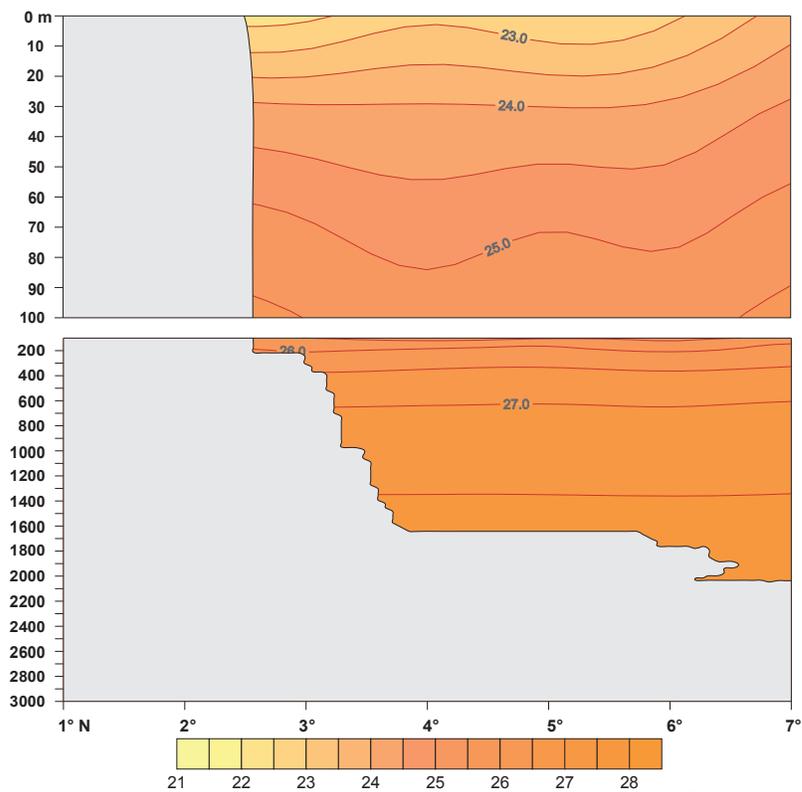


Figura 4.54. Anomalía de densidad del mar en el transecto 78° W, kg/m<sup>3</sup>. Marzo.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

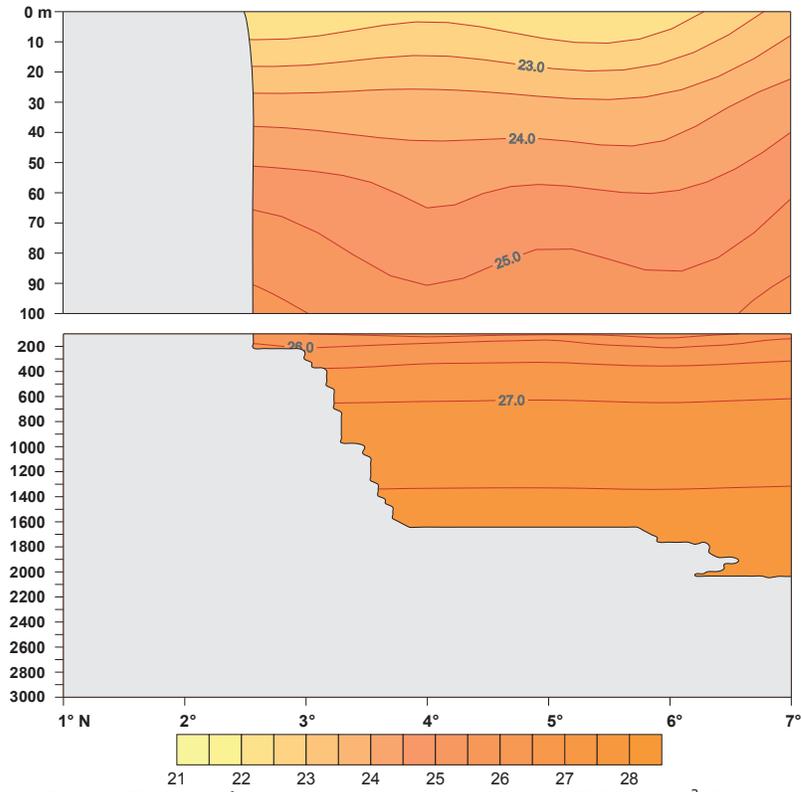


Figura 4.55. Anomalia de densidad del mar en el transecto 78° W,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5  $\text{kg/m}^3$ .

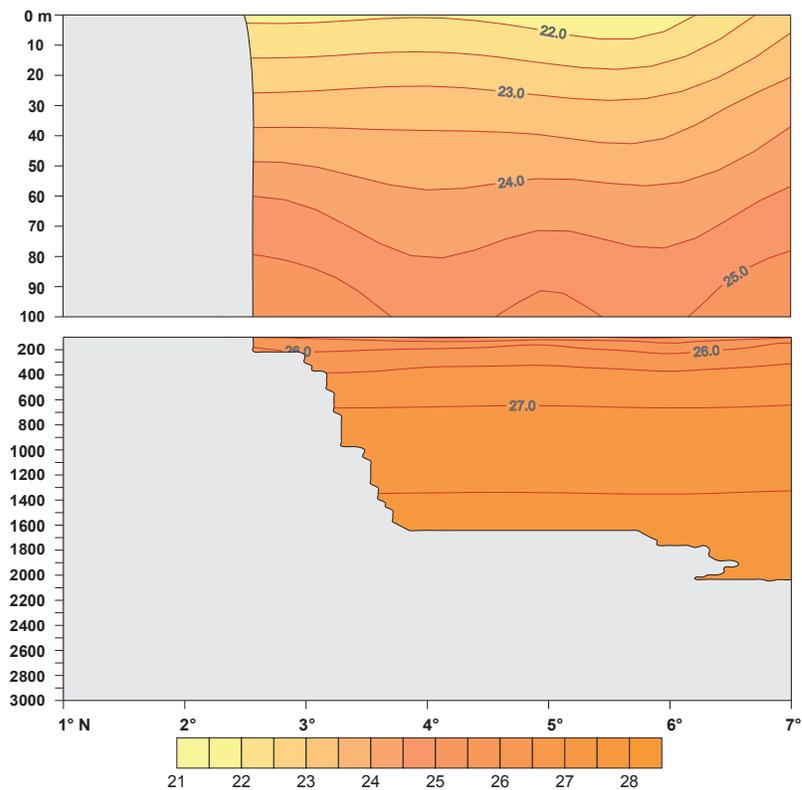


Figura 4.56. Anomalia de densidad del mar en el transecto 78° W,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5  $\text{kg/m}^3$ .

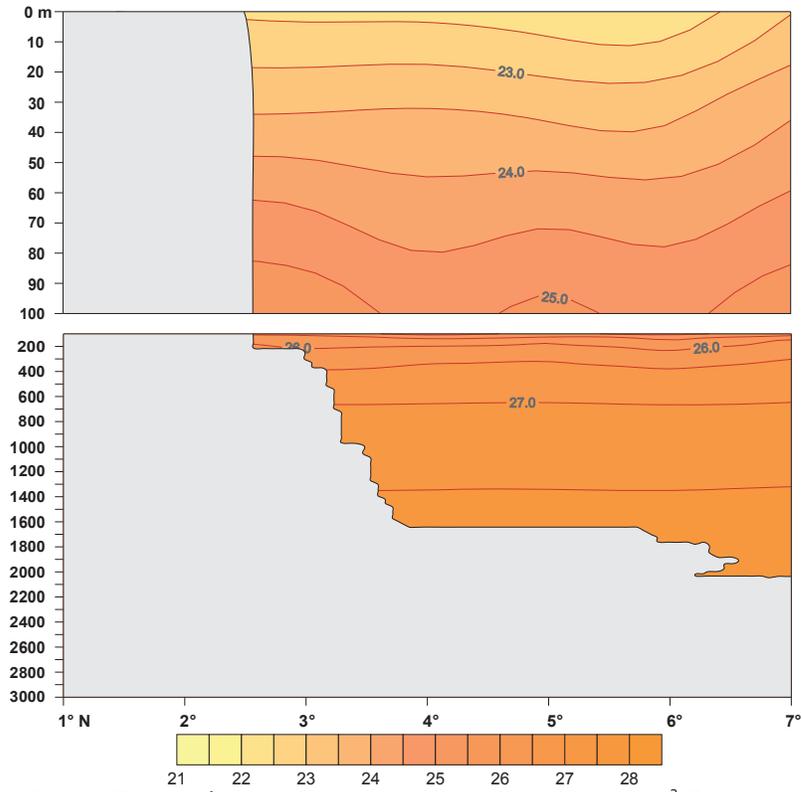


Figura 4.57. Anomalia de densidad del mar en el transecto 78° W, kg/m<sup>3</sup>. Diciembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

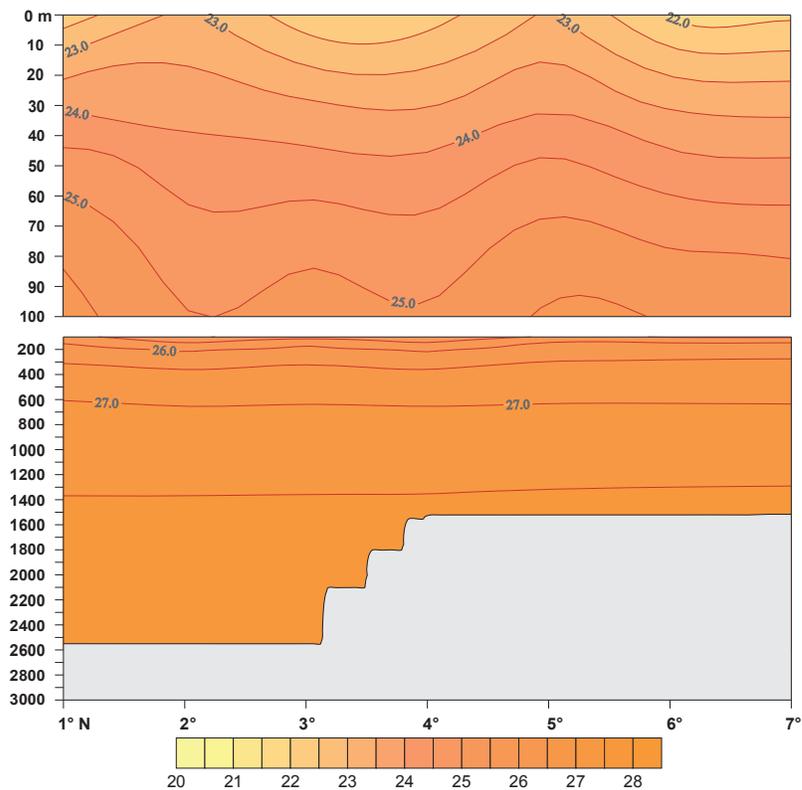


Figura 4.58. Anomalia de densidad del mar en el transecto 84° W, kg/m<sup>3</sup>. Marzo.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5 kg/m<sup>3</sup>.

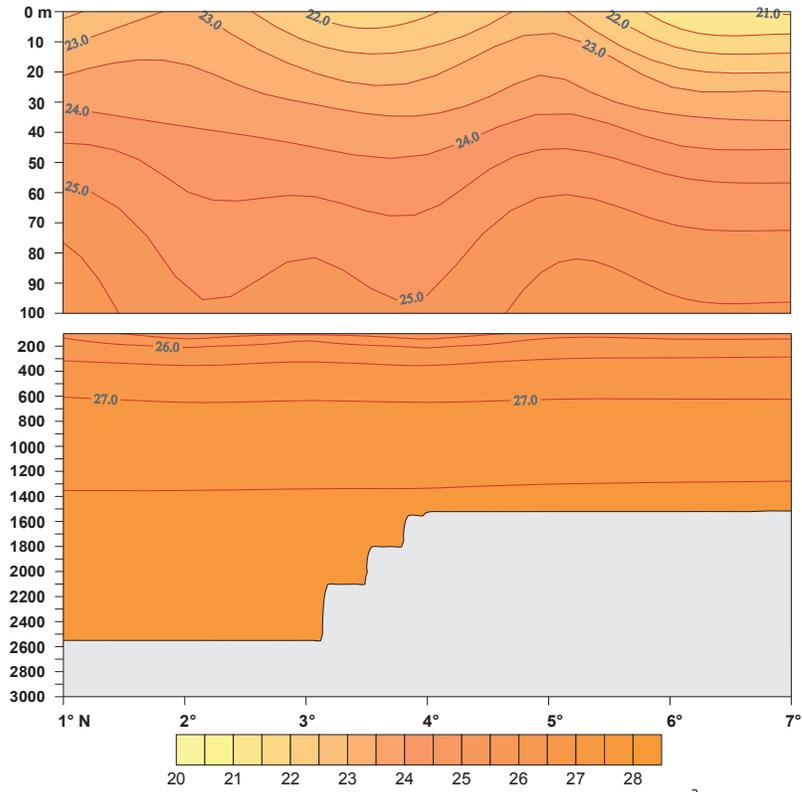


Figura 4.59. Anomalia de densidad del mar en el transecto 84° W,  $\text{kg/m}^3$ . Junio.

— 21 — Líneas iguales de anomalia de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5  $\text{kg/m}^3$ .

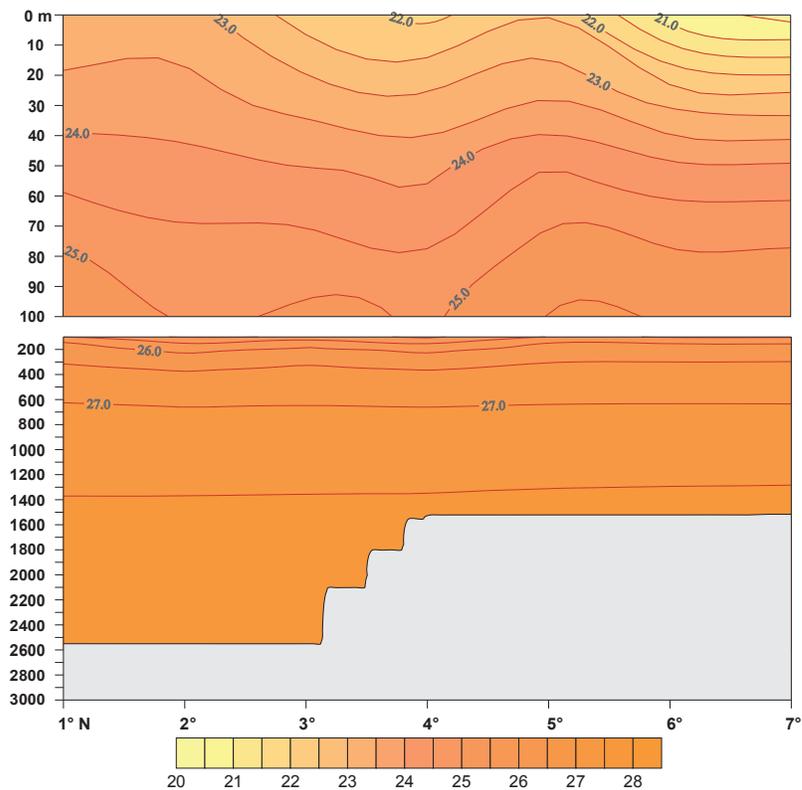


Figura 4.60. Anomalia de densidad del mar en el transecto 84° W,  $\text{kg/m}^3$ . Septiembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalia de densidad del mar (isopicnas) cada 0.5  $\text{kg/m}^3$ .

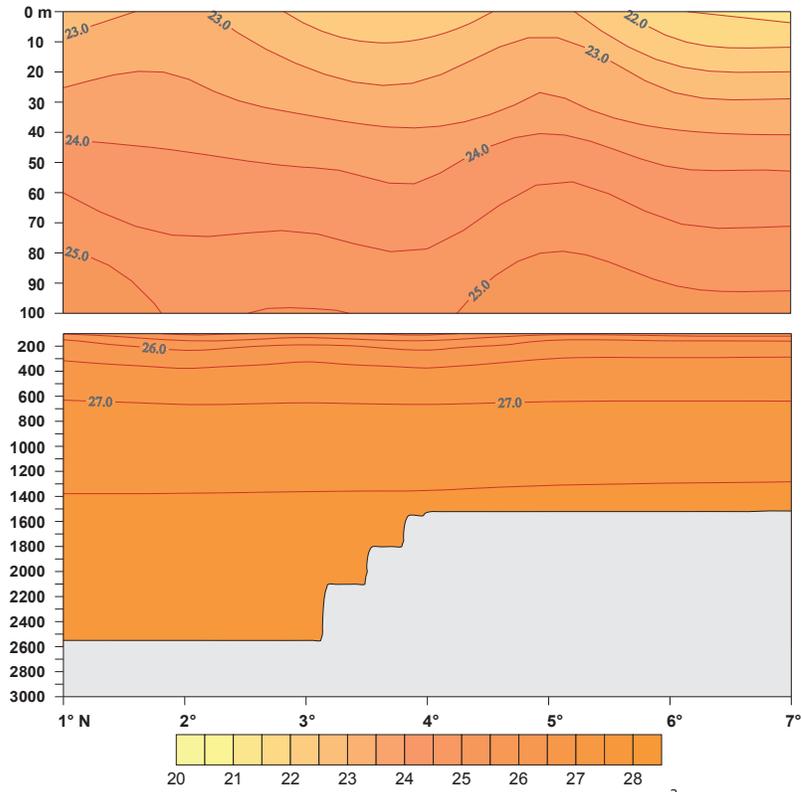


Figura 4.61. Anomalía de densidad del mar en el transecto 84° W,  $\text{kg/m}^3$ . Diciembre.

— 21 — Líneas iguales de anomalía de densidad del mar (isopicnas) cada  $0.5 \text{ kg/m}^3$ .

## 5. VELOCIDAD DEL SONIDO DEL MAR, (m/s)

La baja compresibilidad del agua permite que la velocidad del sonido en el mar  $V_S$  sea alta, lo cual se deduce de  $V_S = \sqrt{1/\kappa\rho}$ , donde  $\kappa$  es el coeficiente adiabático de compresión. Se puede también entender que la mayor influencia en  $V_S$  la ejerce la temperatura  $T$ , debido a que con su aumento ocurre una disminución de  $\rho$  y de  $\kappa$ , obteniendo como resultado el aumento de  $V_S$ . Así mismo, si se presenta un aumento de la  $S$  con la profundidad o presión  $P$ , entonces  $\rho$  aumenta y la disminución de  $\kappa$  es muy fuerte. Como resultado de la disminución de  $\kappa$ , ocurre el aumento de  $V_S$ .

Precisamente debido a que, en el medio oceánico,  $V_S$  se encuentra influenciada por las variaciones de  $T$ ,  $S$  y  $P$ , para su cálculo se deben tener en cuenta los valores de las variables de estado del agua marina. Existen fórmulas empíricas para determinar a  $V_S$ , según la influencia de estas variables a través de sus coeficientes de corrección:

$$V_S(T, S, P) = V_{S_0} + \Delta V_{S_T} + \Delta V_{S_S} + \Delta V_{S_P} + \Delta V_{S_{TSP}}$$

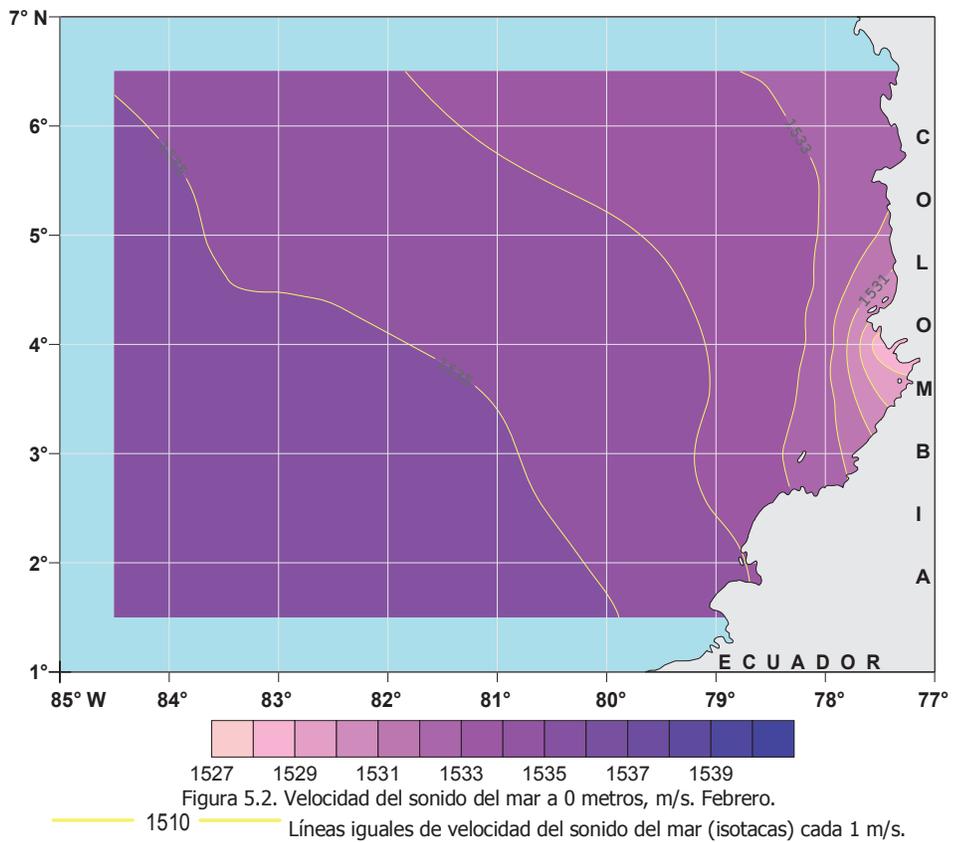
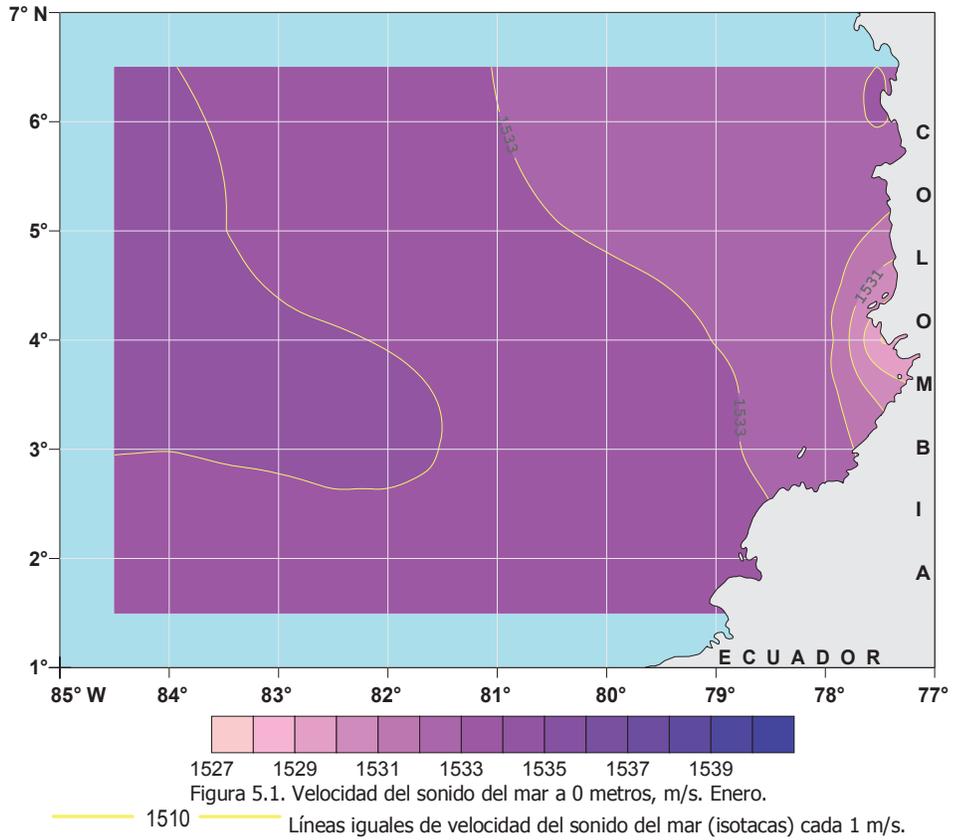
donde  $V_{S_0}$  es un valor empírico de laboratorio, ante  $T = 0^\circ C$ ,  $S = 35$  psu y  $P_a$  normal;  $\Delta V_{S_T}, \Delta V_{S_S}, \Delta V_{S_P}$  son las correcciones de  $V_S$  por  $T$ ,  $S$  y  $P$  respectivamente;  $\Delta V_{S_{TSP}}$  es la corrección teniendo en cuenta la influencia de todas las variables del estado del mar.

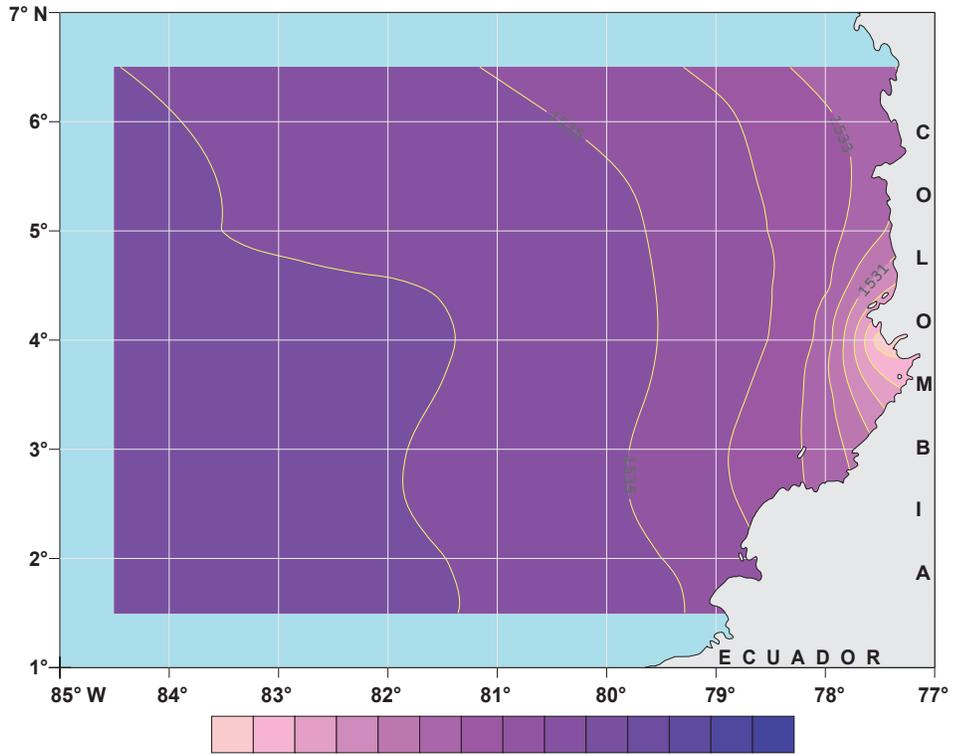
En el presente trabajo se utilizó la ecuación de UNESCO U-EOS80 que contempla el algoritmo internacional estándar con la adopción de las escalas internacionales de  $T$ ,  $S$  y un amplio rango de  $P$  para la obtención de  $V_S$  con un error de  $\pm 0.19$  m/s (Fofonoff y Millard, 1983).

En las figuras de este capítulo se puede observar que en la CPC, la distribución horizontal de la  $V_S$  presenta valores bajos en la costa y éstos aumentan con el alejamiento de la misma. En los primeros meses del año los valores altos se desplazan entre el noroeste y suroeste de la región. A partir de mayo se observa una lengua de valores altos de  $V_S$  que atraviesa el centro de la CPC logrando una separación de aguas de bajos valores en el noreste y suroeste. En forma general, esta distribución horizontal no es muy significativa dado que representa una diferencia de valores de tan solo 7 m/s. En las aguas superiores se aprecian las mínimas  $V_S$  en diciembre, mientras que los valores altos se presentan en mayo.

En general, el aumento de la  $T$  conduce al aumento de la  $V_S$  en forma lenta. En el océano, a nivel vertical la  $T$  disminuye al aumentar la profundidad, lo cual en las aguas superficiales se presenta de manera rápida y luego, en las aguas inferiores, la disminución de la  $T$  se torna lenta hasta llegar a ser constante donde la  $P$  continuamente aumenta. Entonces, a medida que aumenta la profundidad, la influencia de la  $P$  en el aumento de la  $V_S$  se vuelve más importante que la influencia de la  $T$ . Además, se conoce que en la columna vertical, existe una capa en la que la  $V_S$  disminuye con la profundidad hasta un valor mínimo y que, a partir de allí, la  $V_S$  vuelve a aumentar. Esta capa es llamada canal de sonido, donde se supone existe la posibilidad de una transmisión de largo alcance importante para la comunicación y navegación submarina.

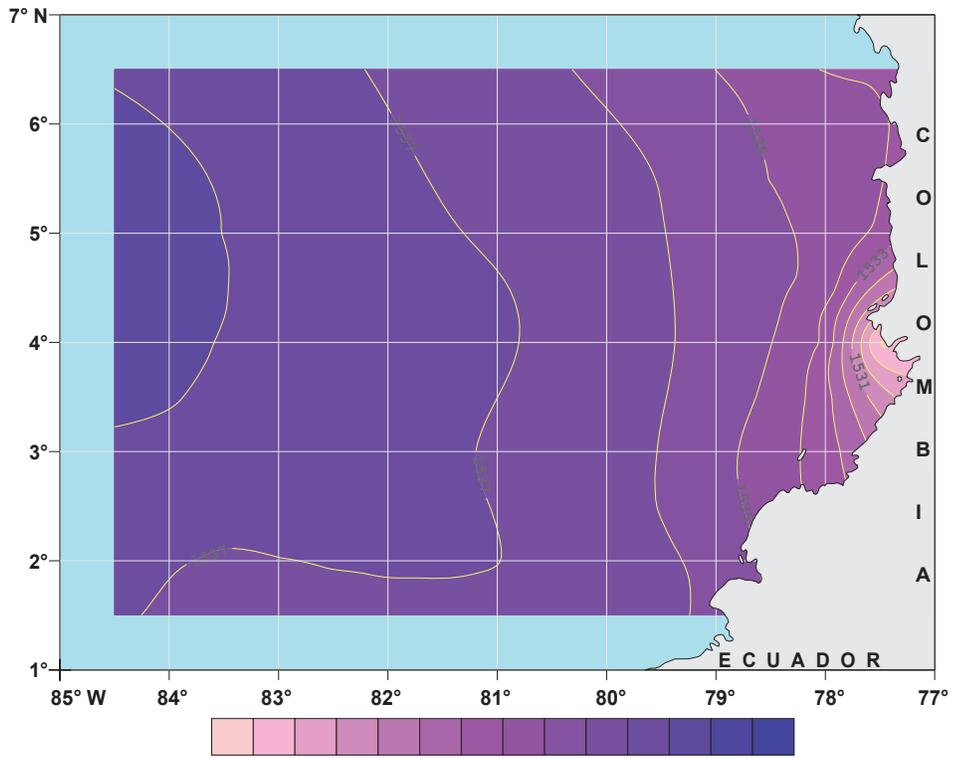
Desde el punto de vista del comportamiento vertical de la  $V_S$ , la CPC contempla una refracción negativa en las capas superiores caracterizada por la disminución de la  $V_S$  con el aumento de la profundidad y, una refracción positiva en capas inferiores, dada por el aumento de la  $V_S$  con el aumento de la profundidad. En la CPC, hasta una profundidad alrededor de los 600 metros la  $V_S$  disminuye debido a la fuerte influencia de un lento aumento dado por la  $T$ . Cerca de los 800 metros la  $V_S$  se vuelve casi constante y, luego de los 1000 metros, cuando la  $P$  aumenta y la  $T$  es prácticamente constante, se observa el aumento de la  $V_S$ . Este comportamiento, permite decir que el canal de sonido en la CPC se encontraría aproximadamente entre la capa 600 y 1000 metros.





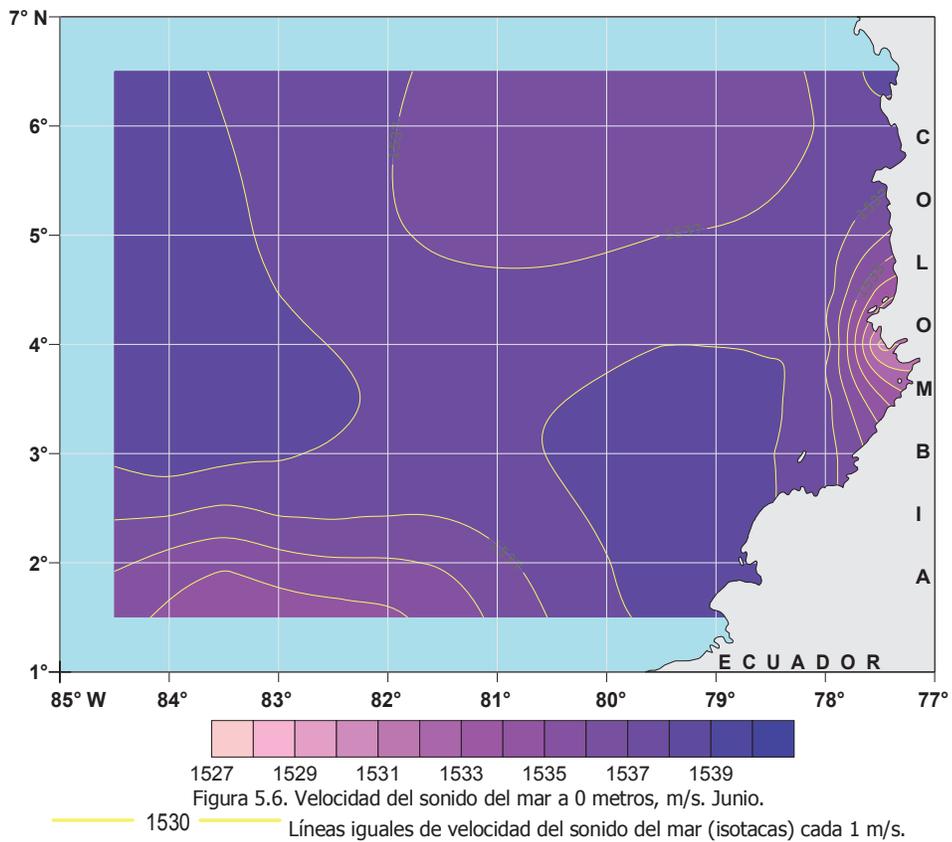
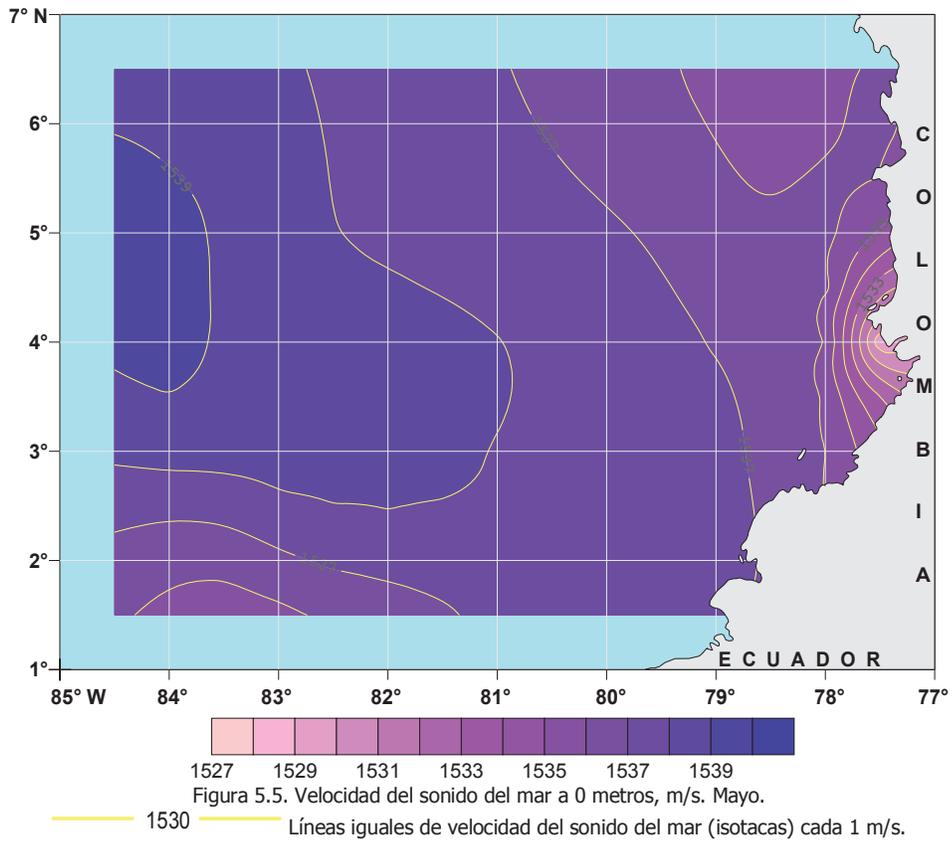
1527 1529 1531 1533 1535 1537 1539  
 Figura 5.3. Velocidad del sonido del mar a 0 metros, m/s. Marzo.

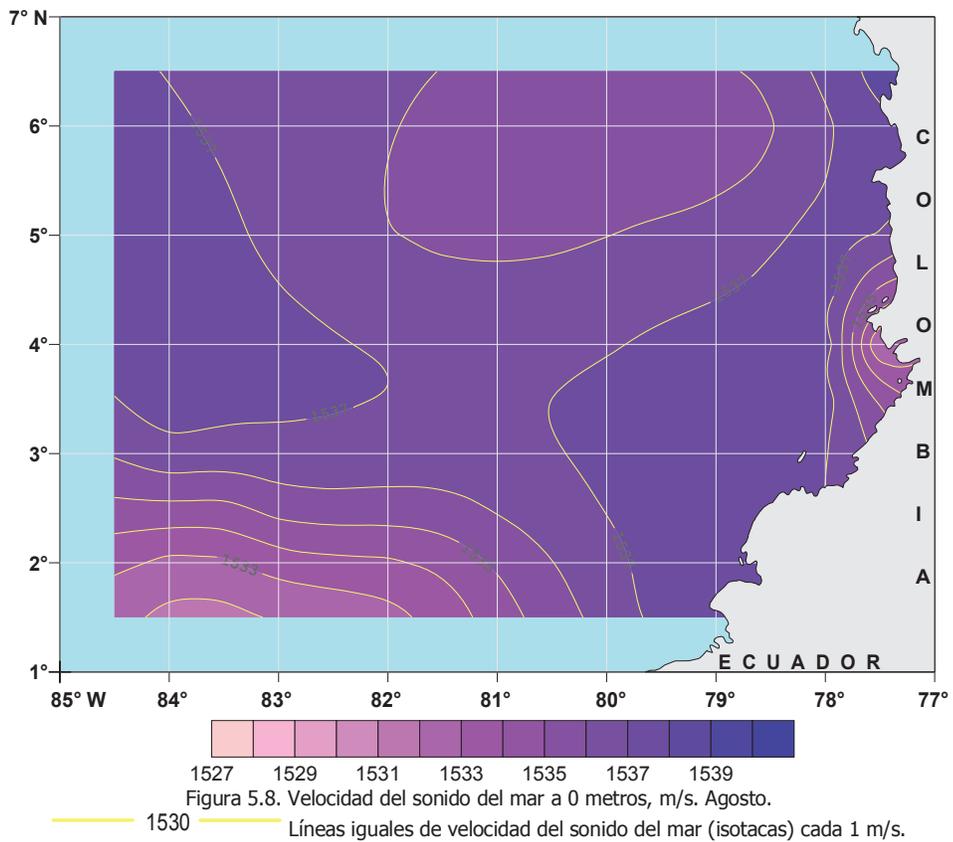
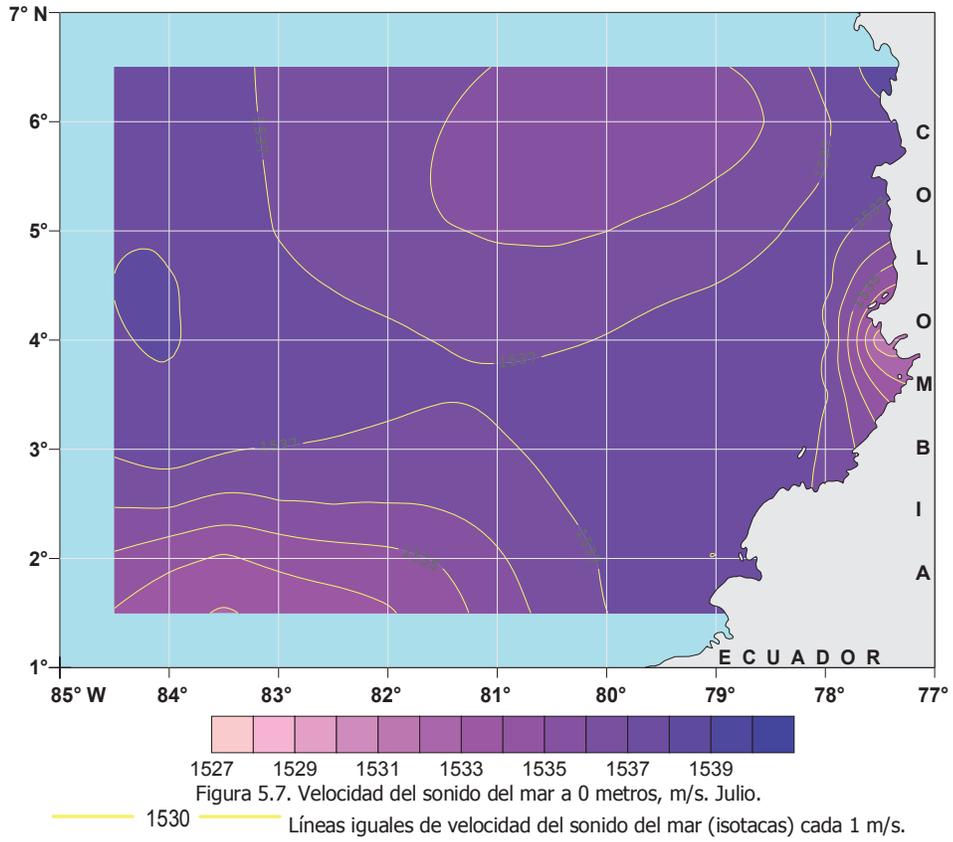
— 1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.

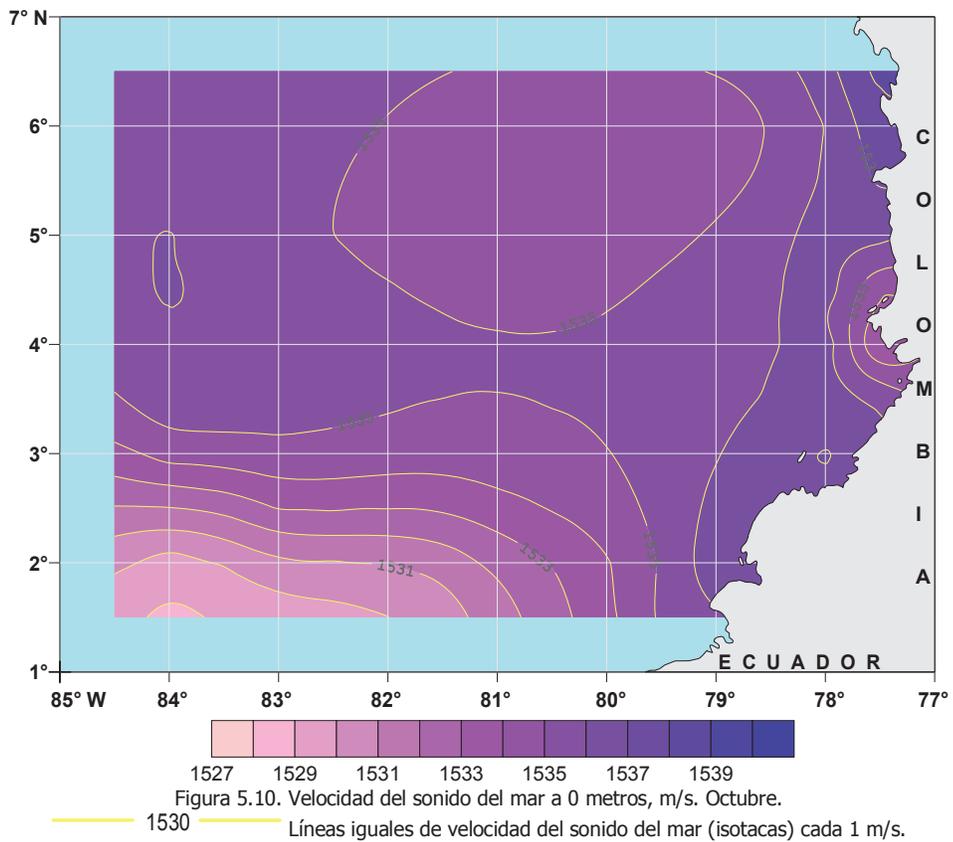
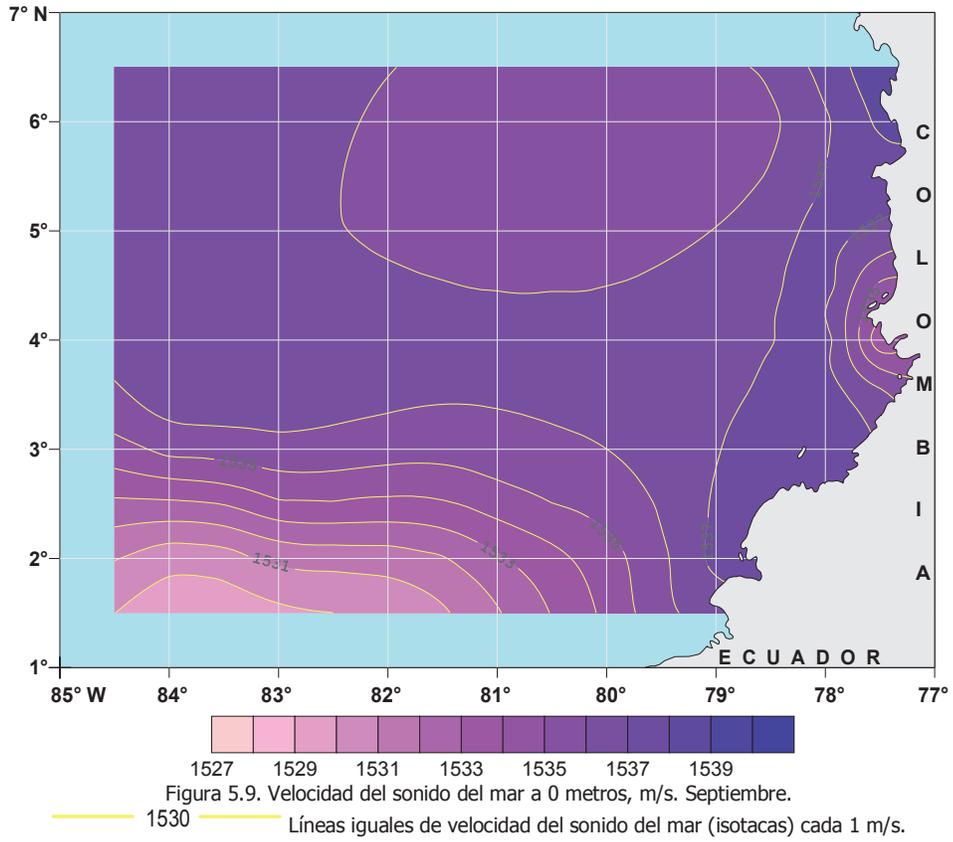


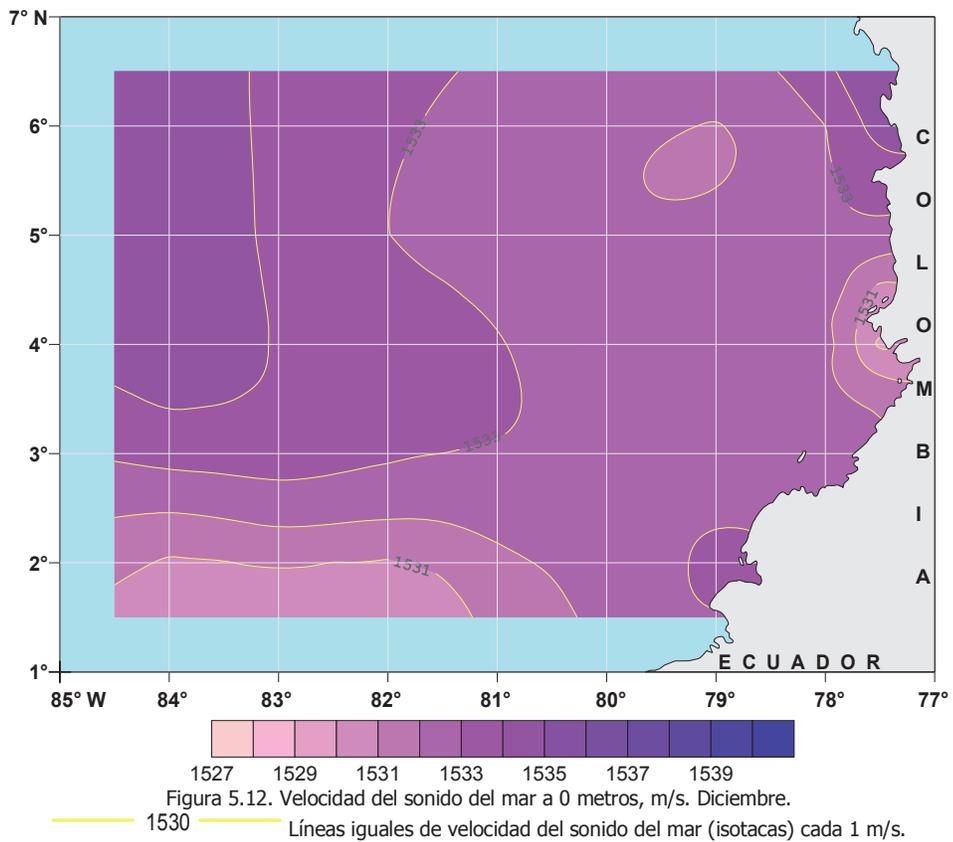
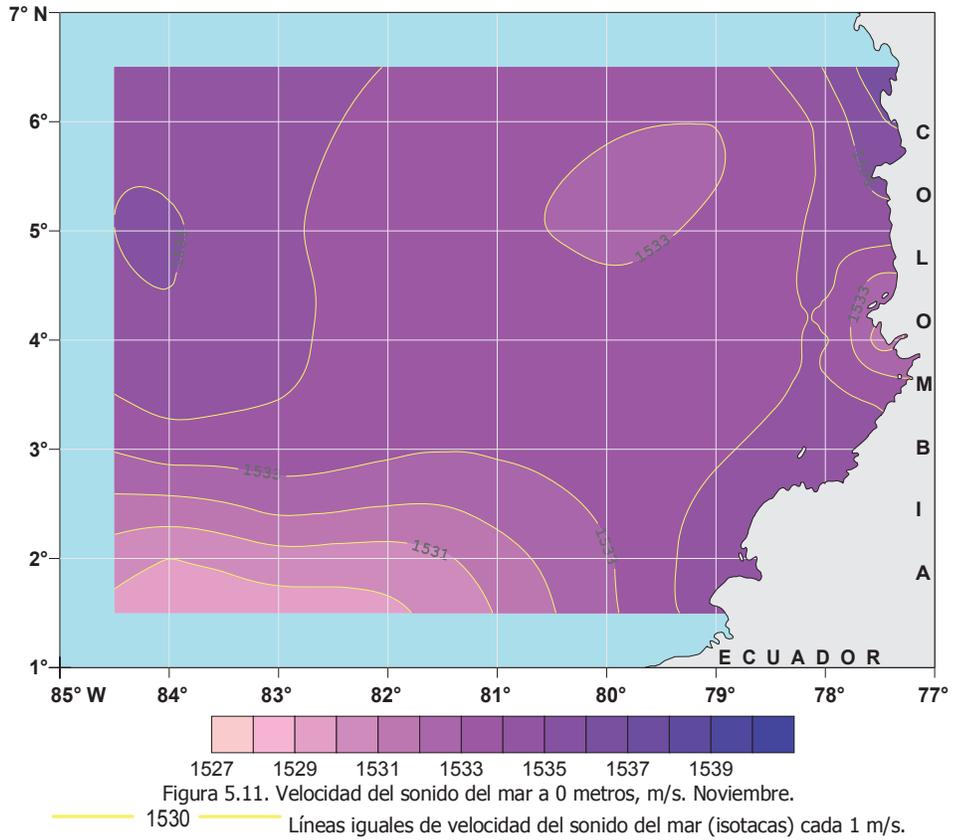
1527 1529 1531 1533 1535 1537 1539  
 Figura 5.4. Velocidad del sonido del mar a 0 metros, m/s. Abril.

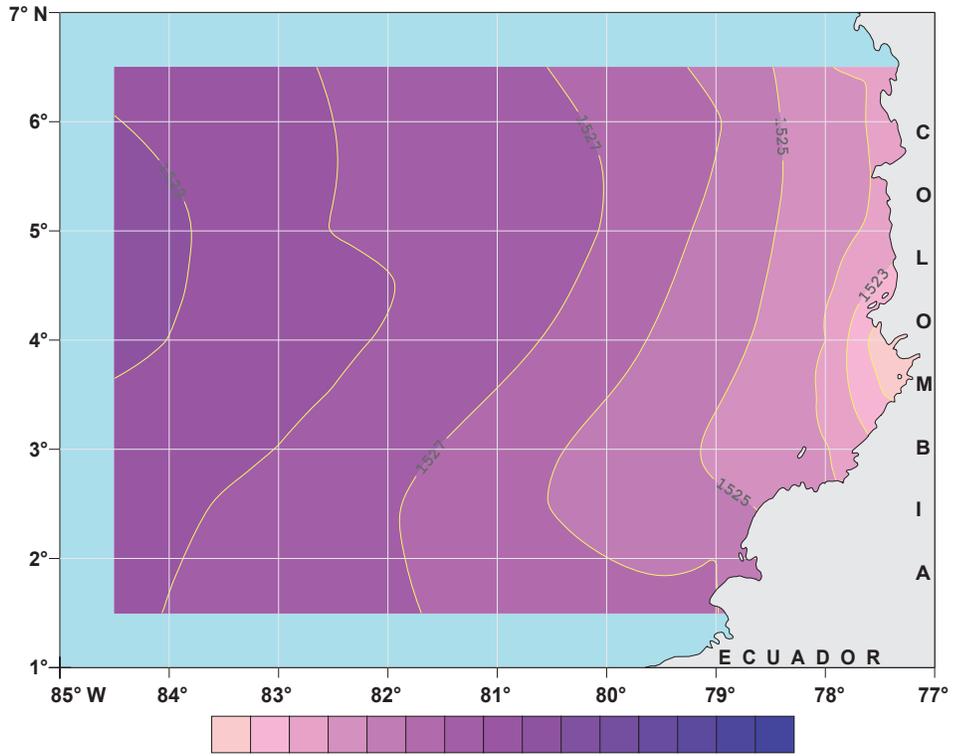
— 1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.





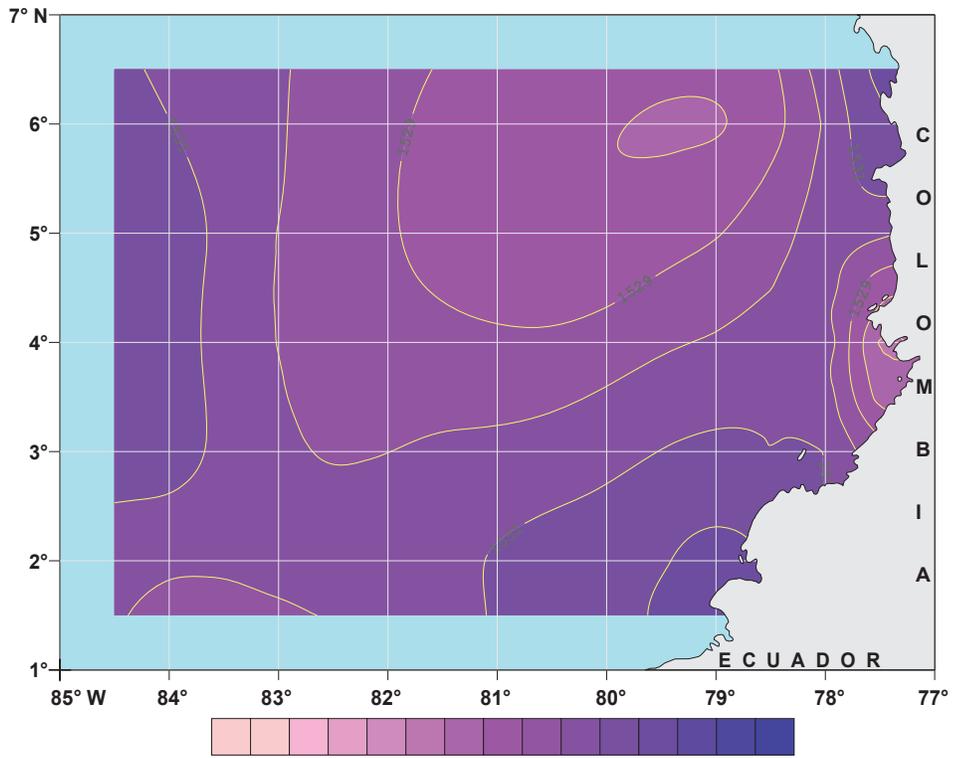






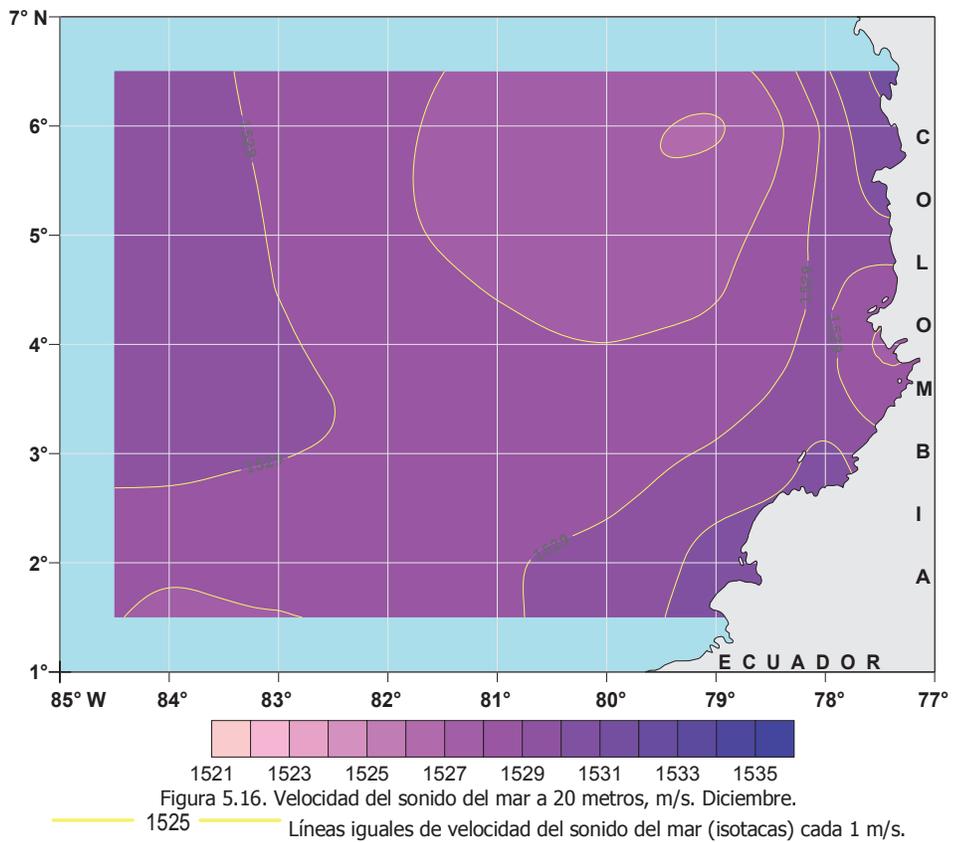
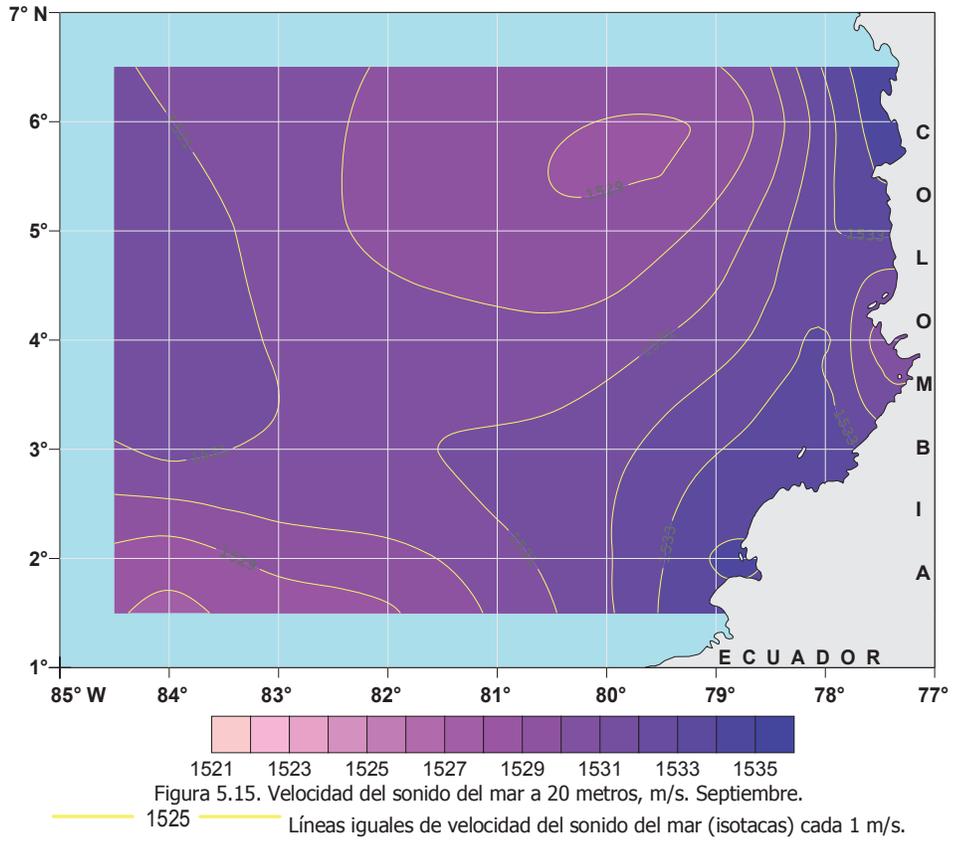
1521 1523 1525 1527 1529 1531 1533 1535  
 Figura 5.13. Velocidad del sonido del mar a 20 metros, m/s. Marzo.

— 1525 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.



1521 1523 1525 1527 1529 1531 1533 1535  
 Figura 5.14. Velocidad del sonido del mar a 20 metros, m/s. Junio.

— 1525 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.



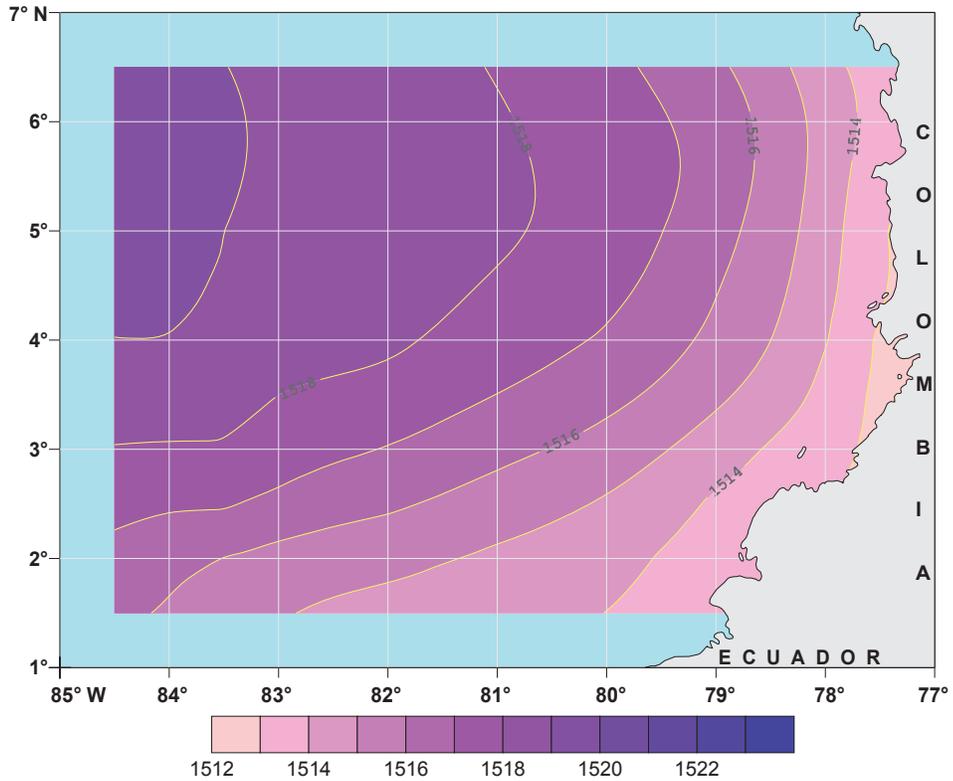


Figura 5.17. Velocidad del sonido del mar a 50 metros, m/s. Marzo.

— 1515 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.

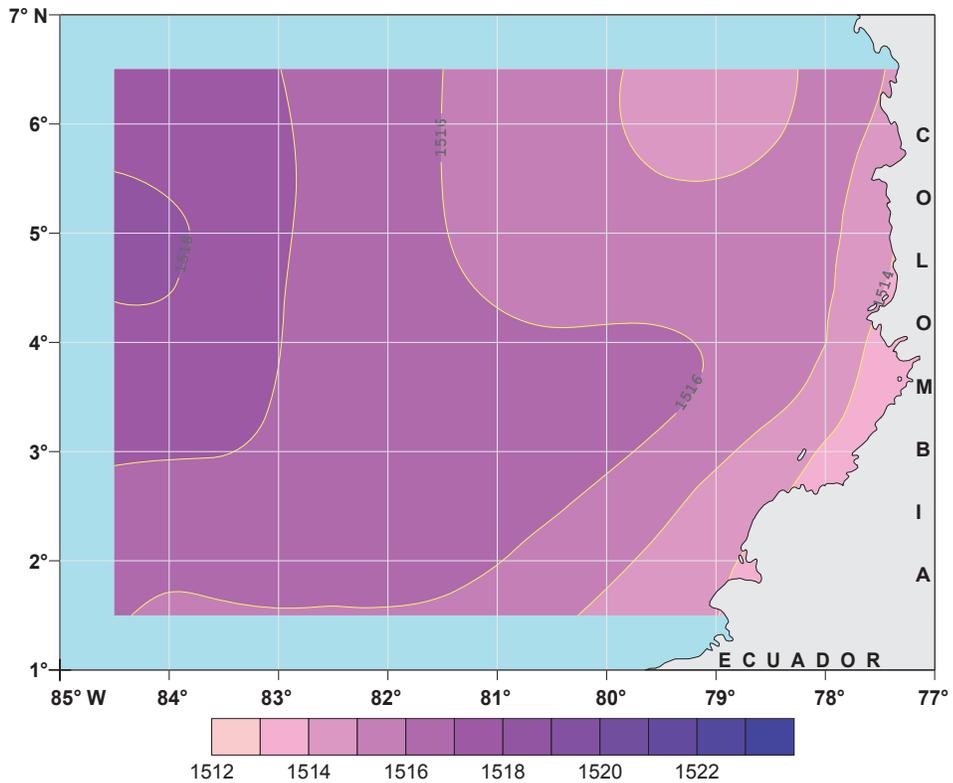
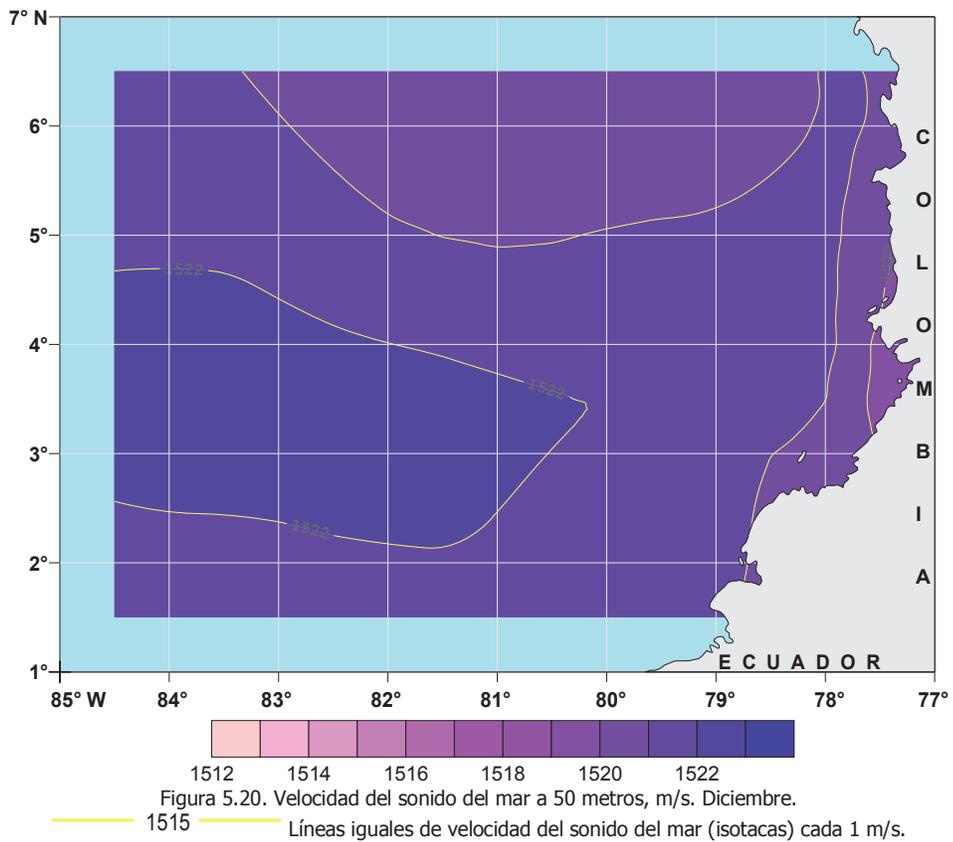
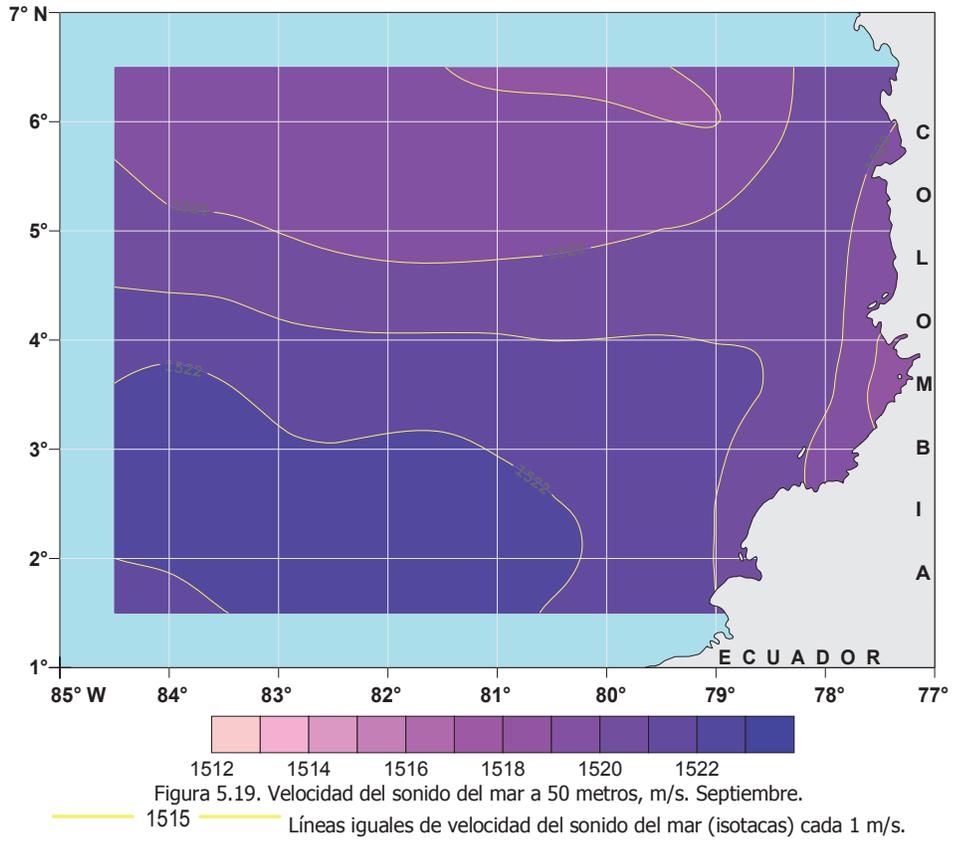


Figura 5.18. Velocidad del sonido del mar a 50 metros, m/s. Junio.

— 1515 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.



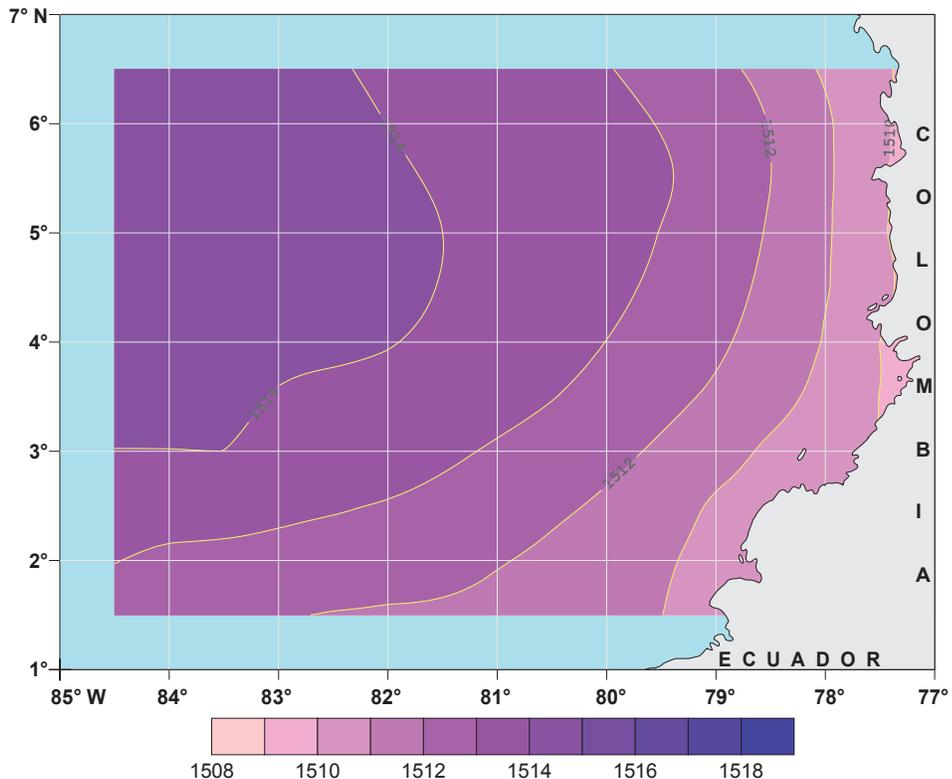


Figura 5.21. Velocidad del sonido del mar a 75 metros, m/s. Marzo.

1513 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.

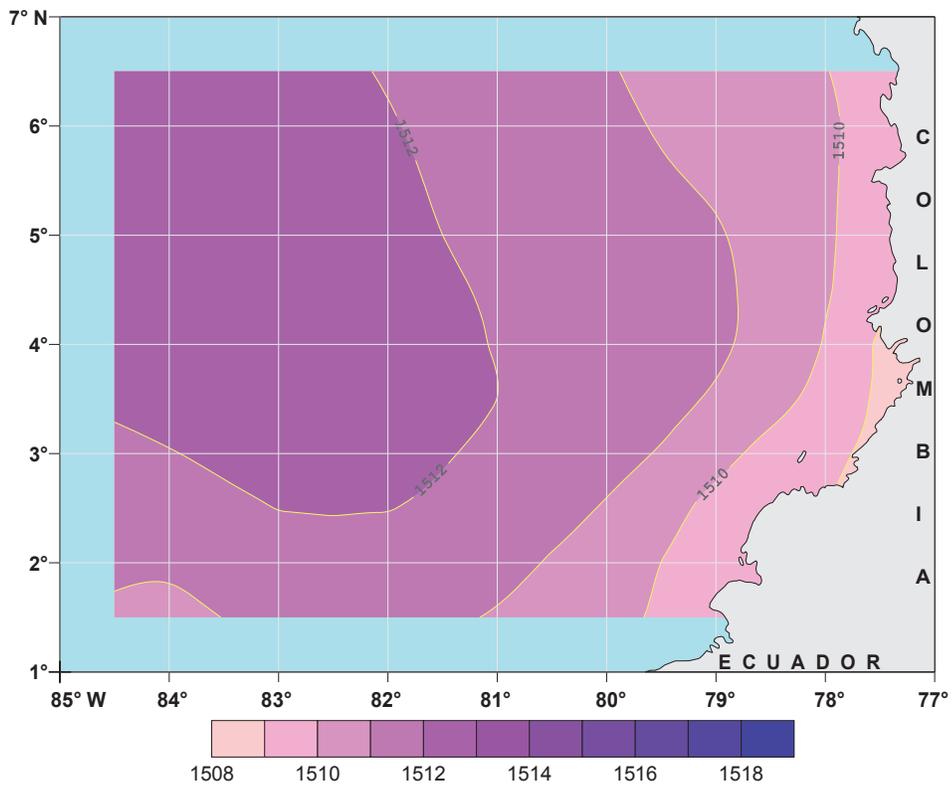
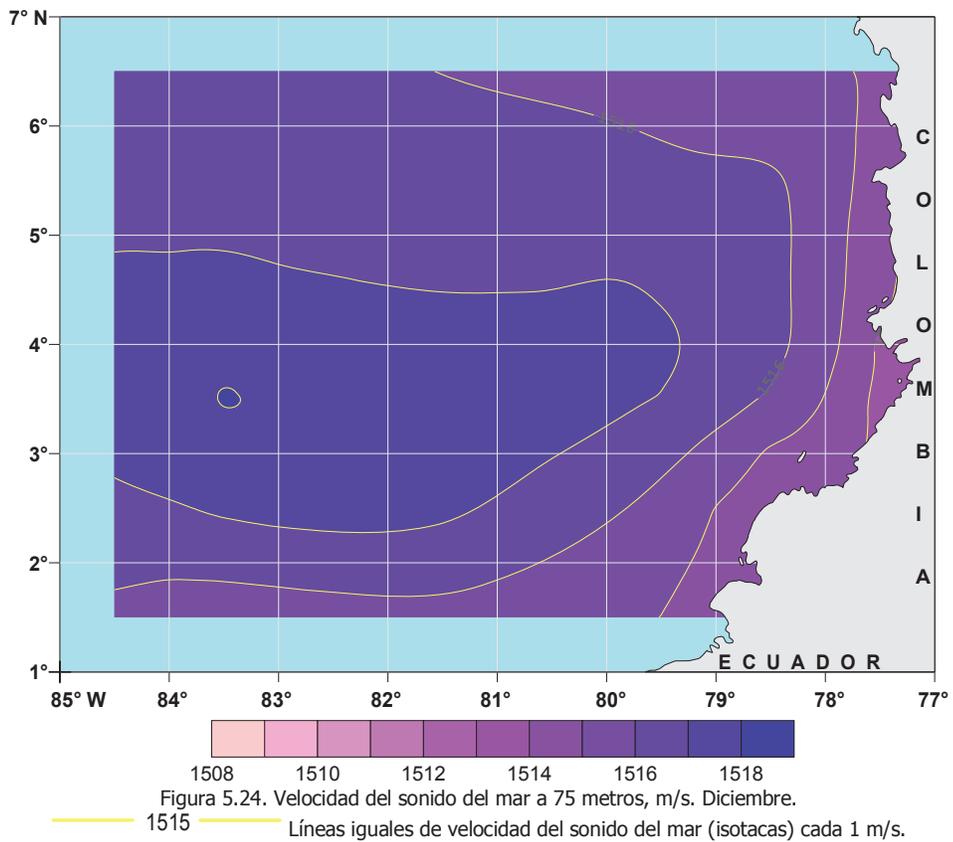
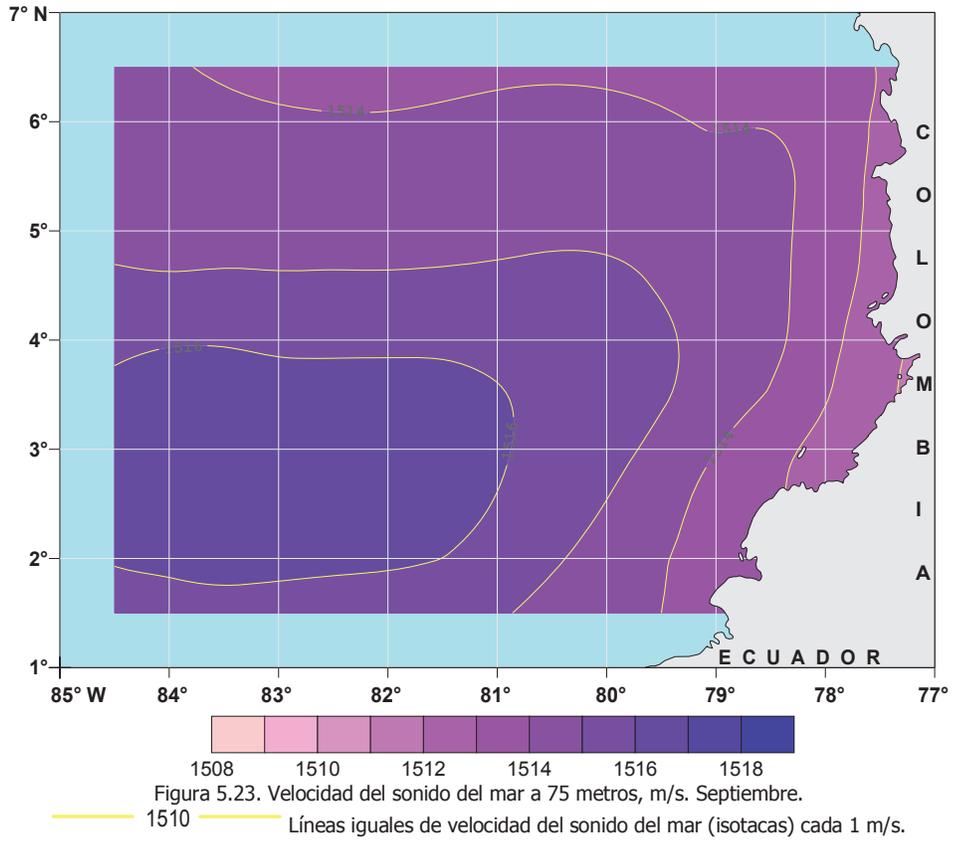
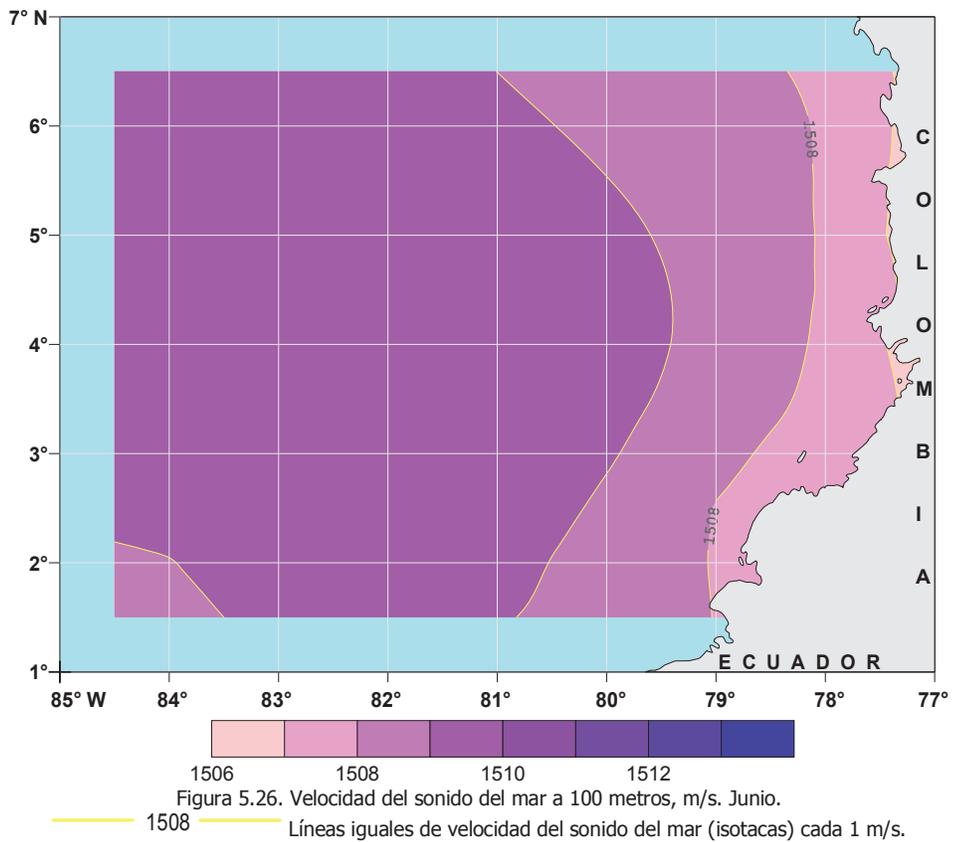
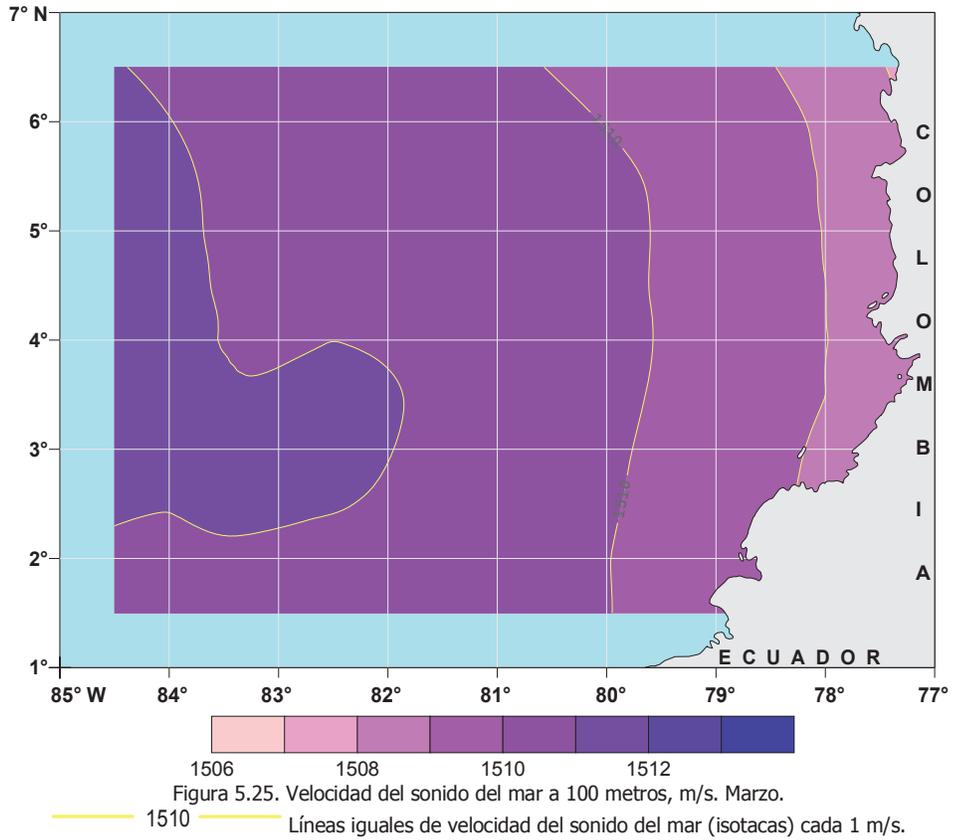
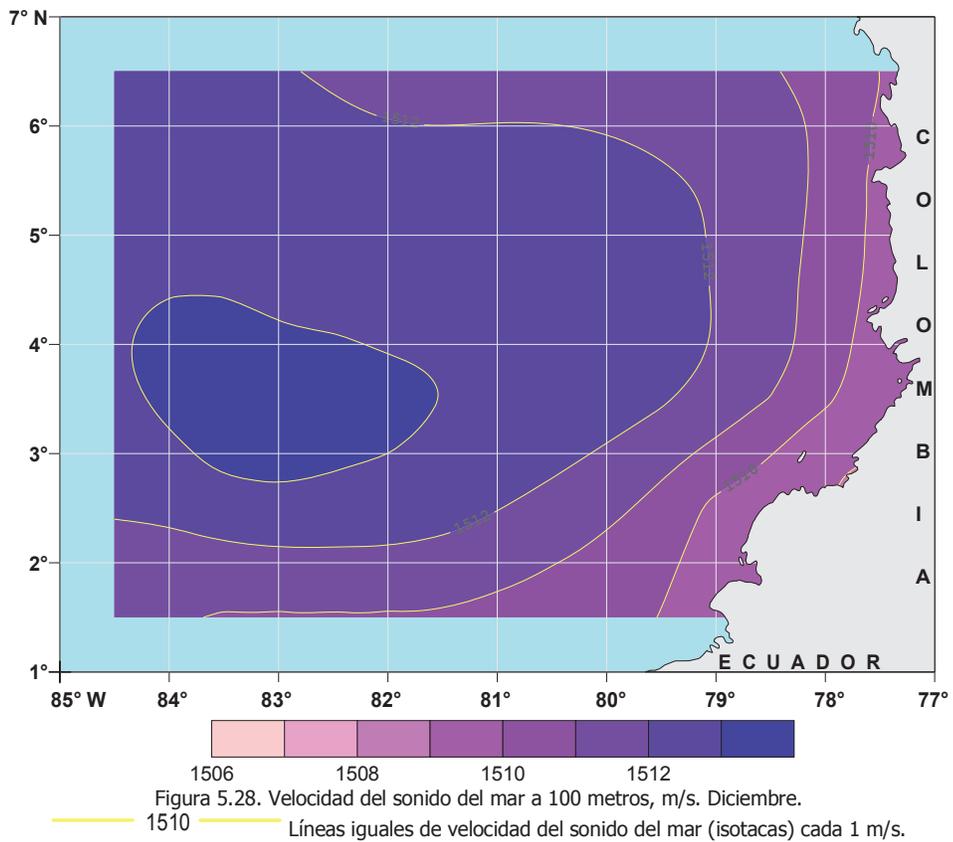
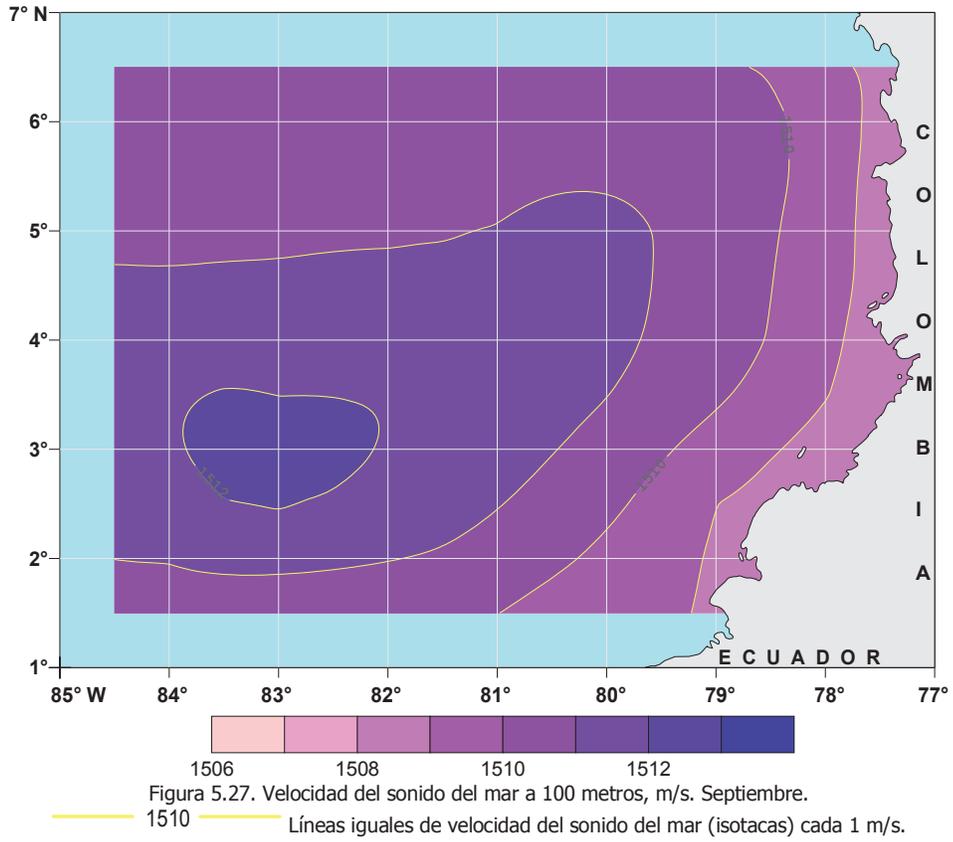


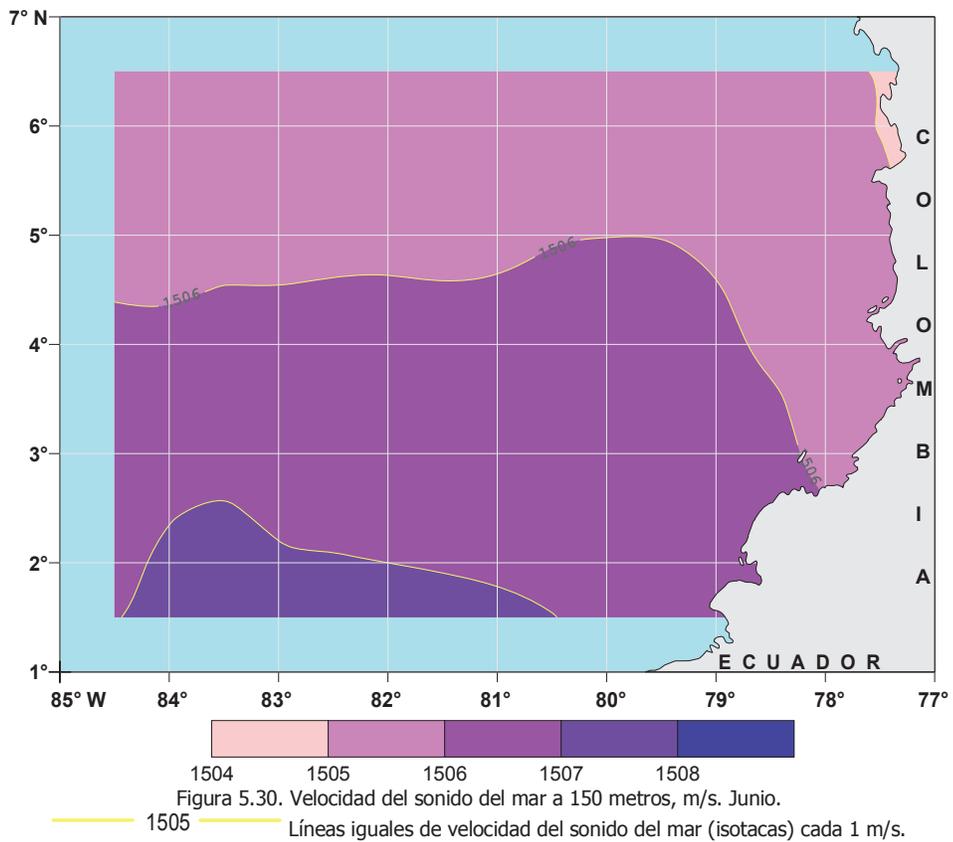
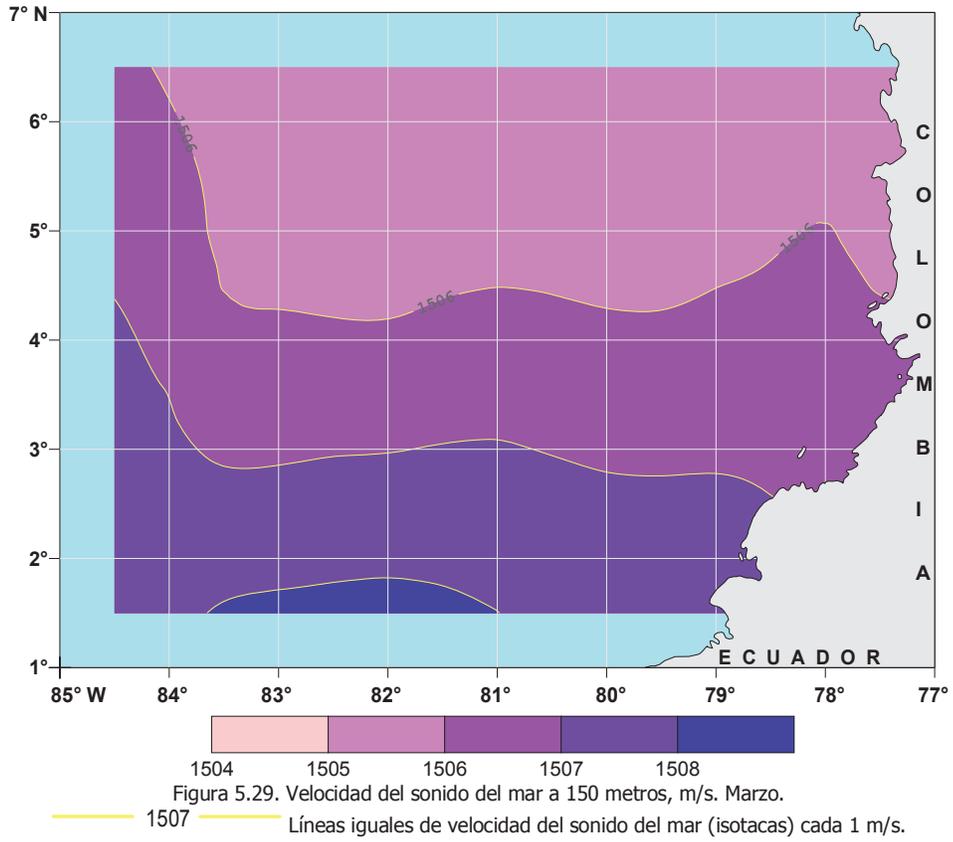
Figura 5.22. Velocidad del sonido del mar a 75 metros, m/s. Junio.

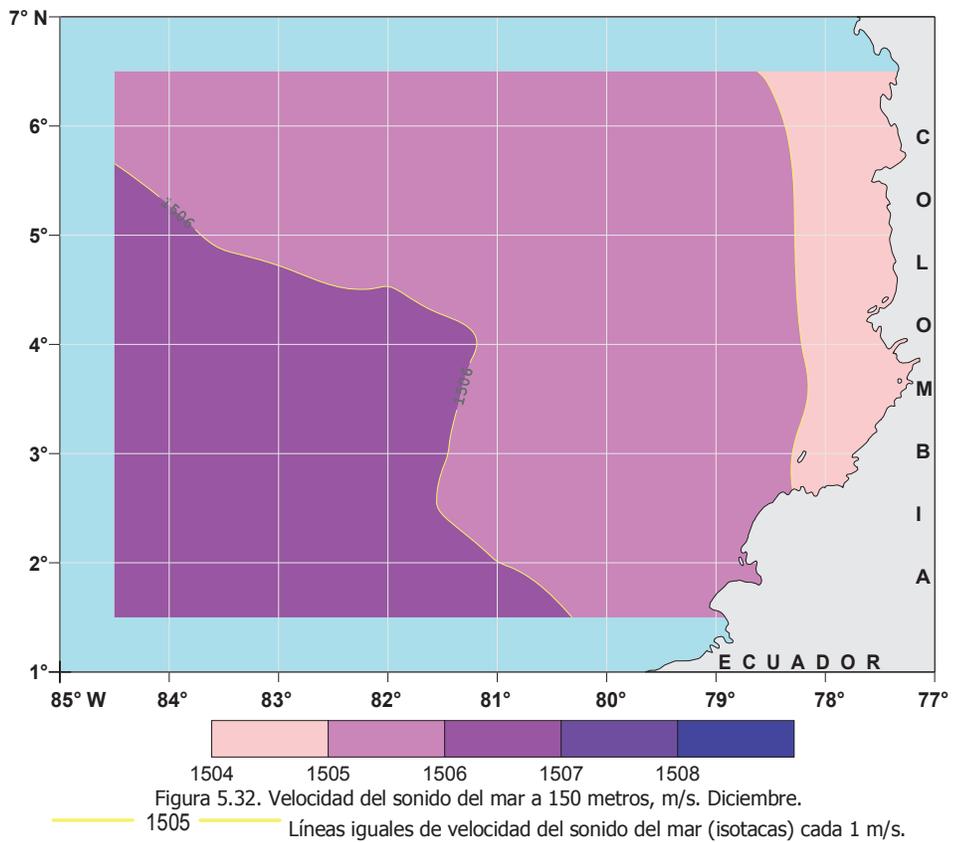
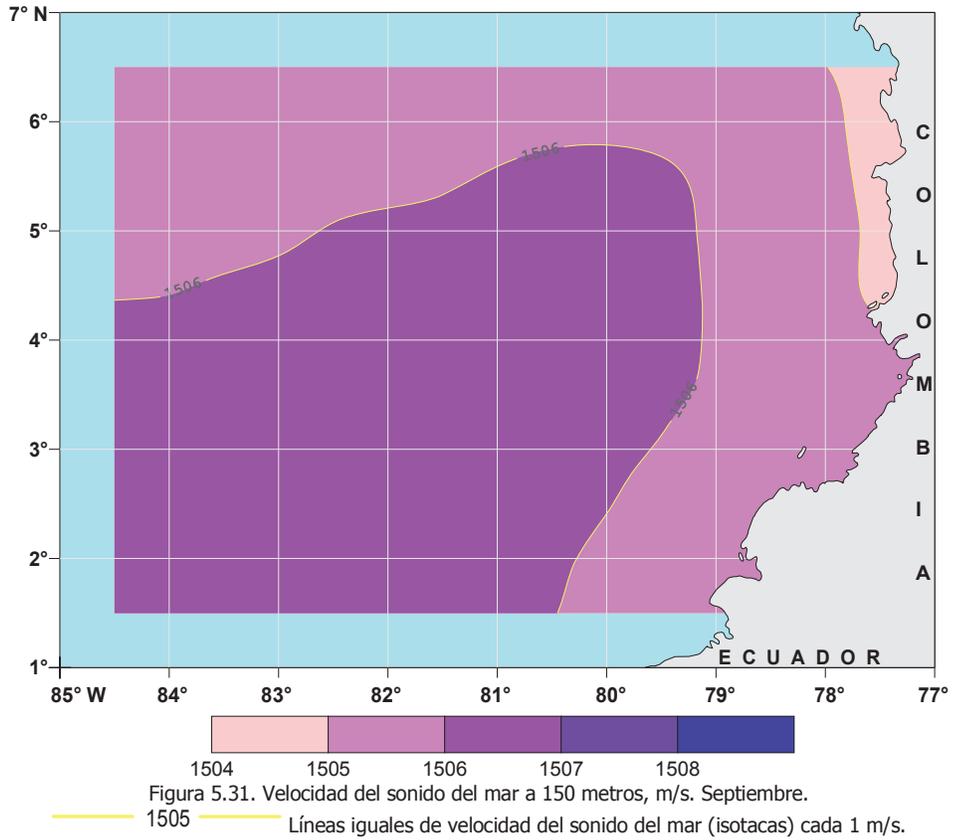
1510 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.











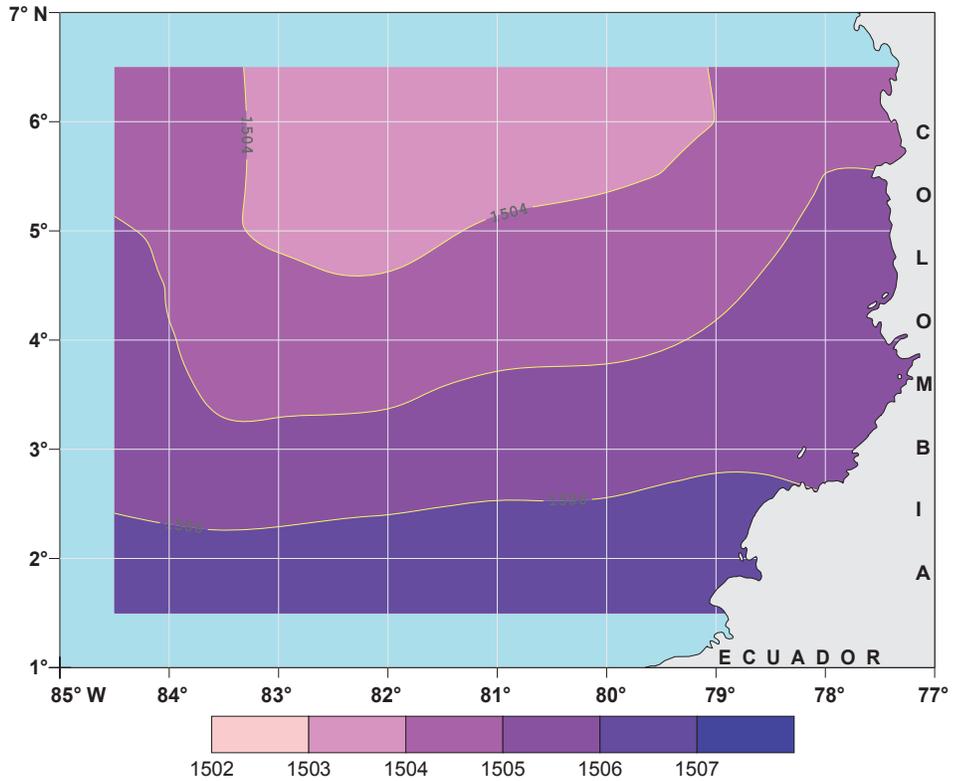


Figura 5.33. Velocidad del sonido del mar a 200 metros, m/s. Marzo.

— 1505 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.

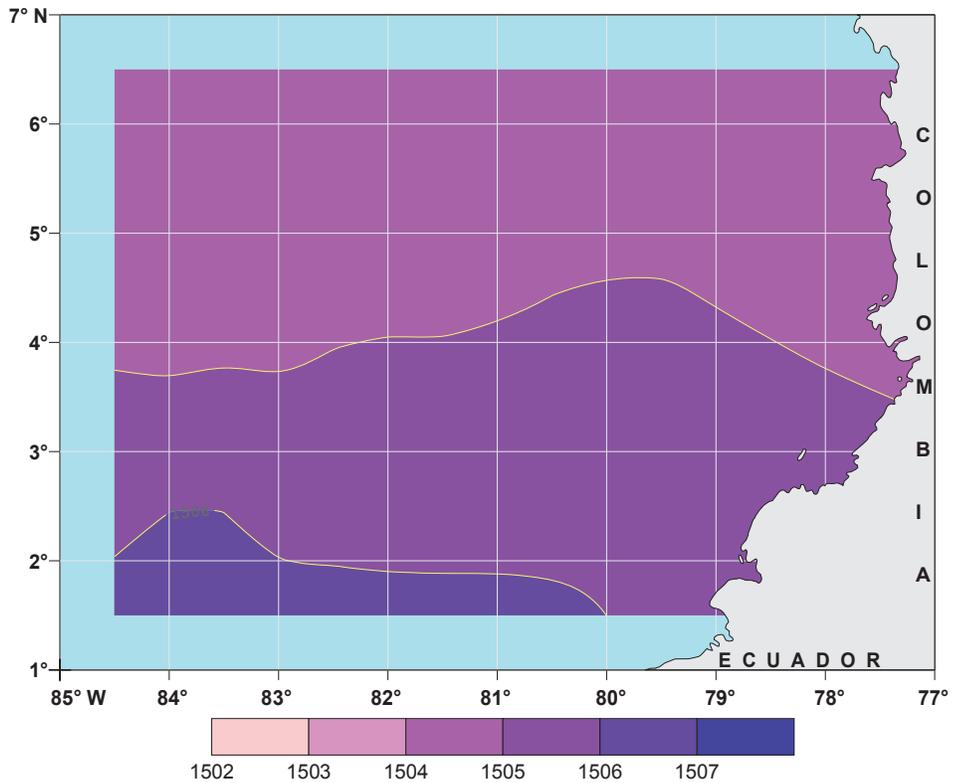
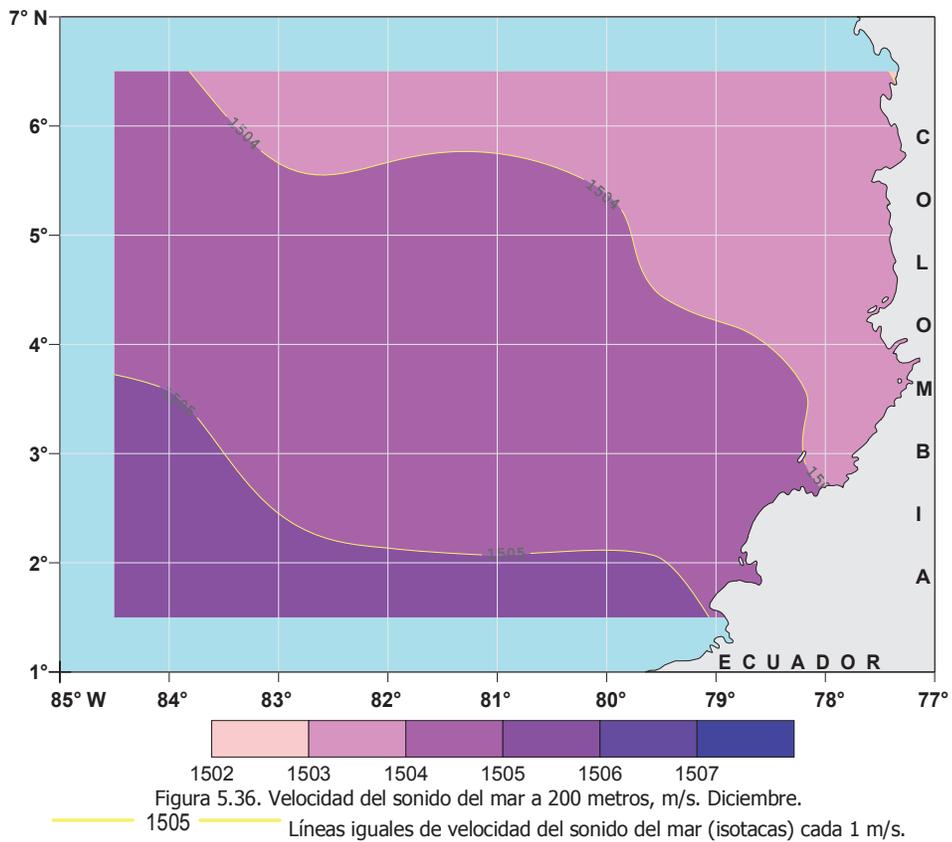
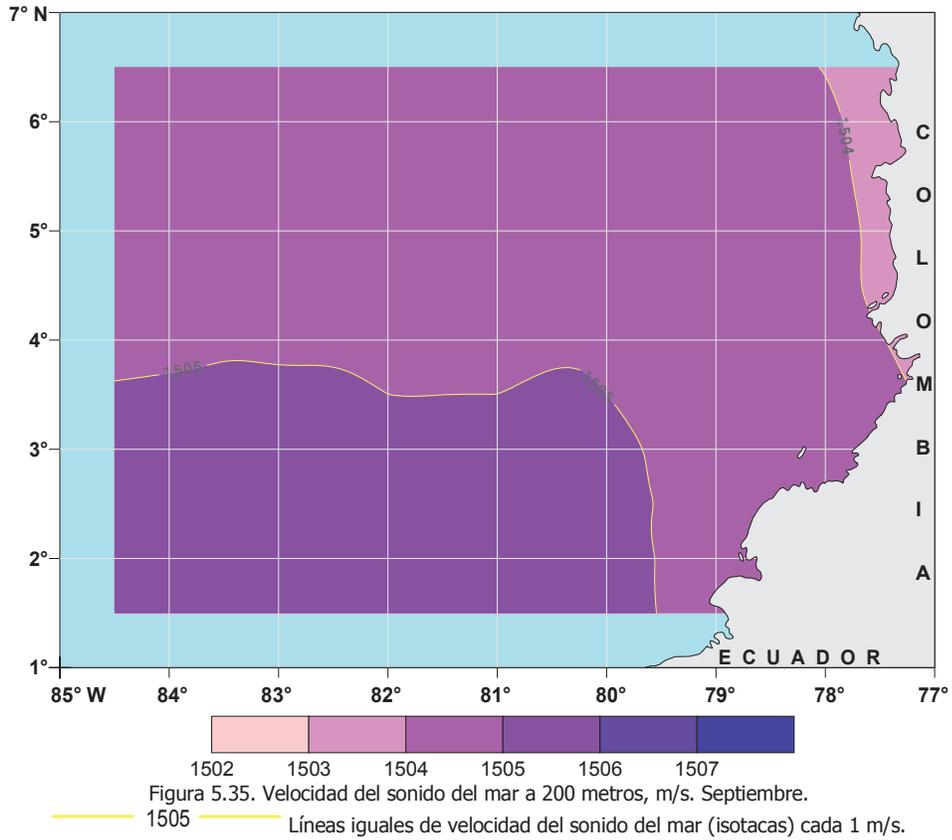
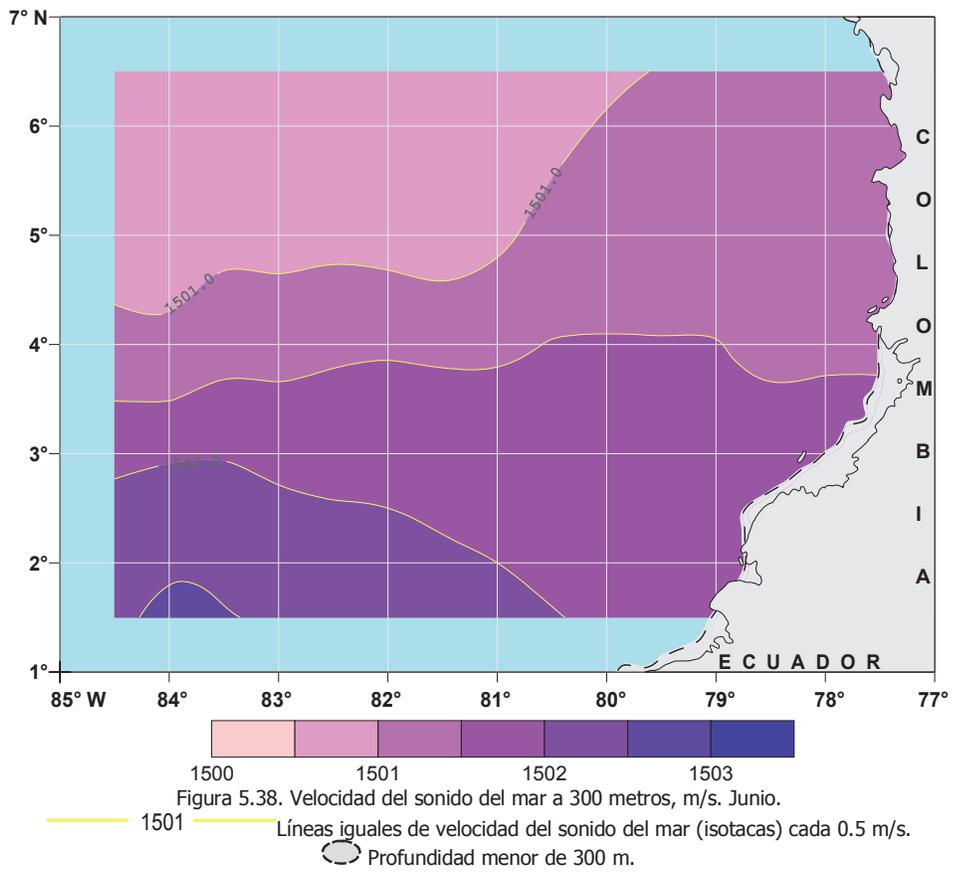
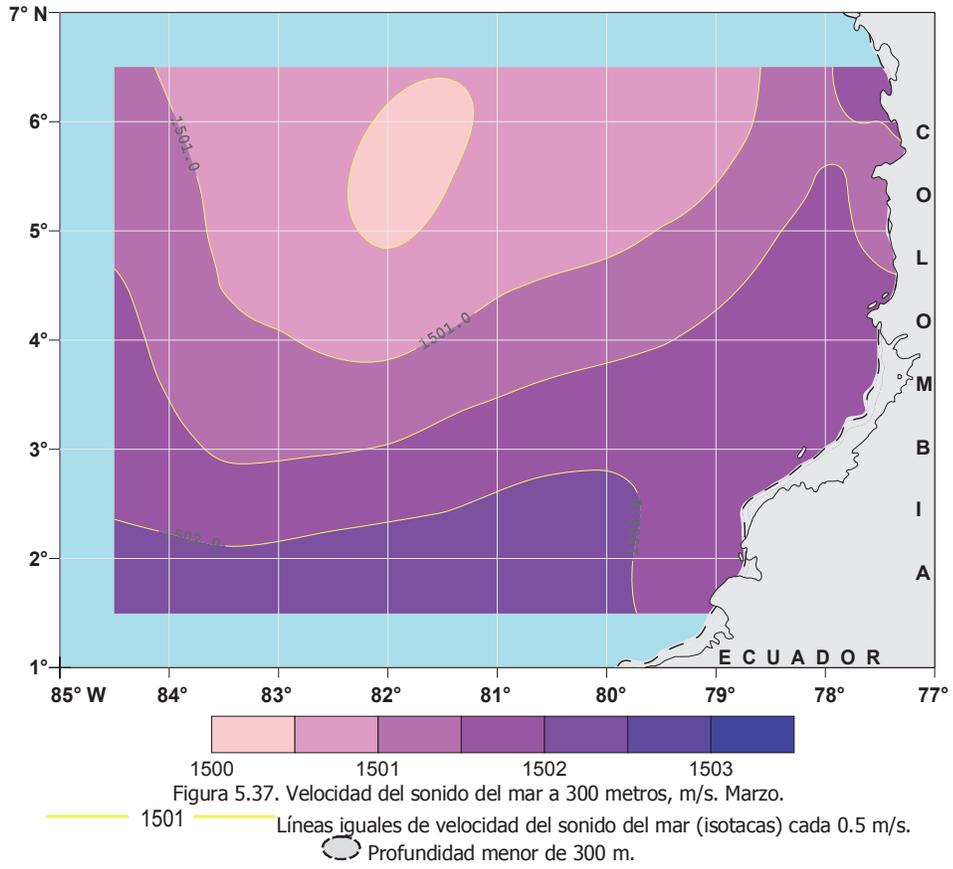
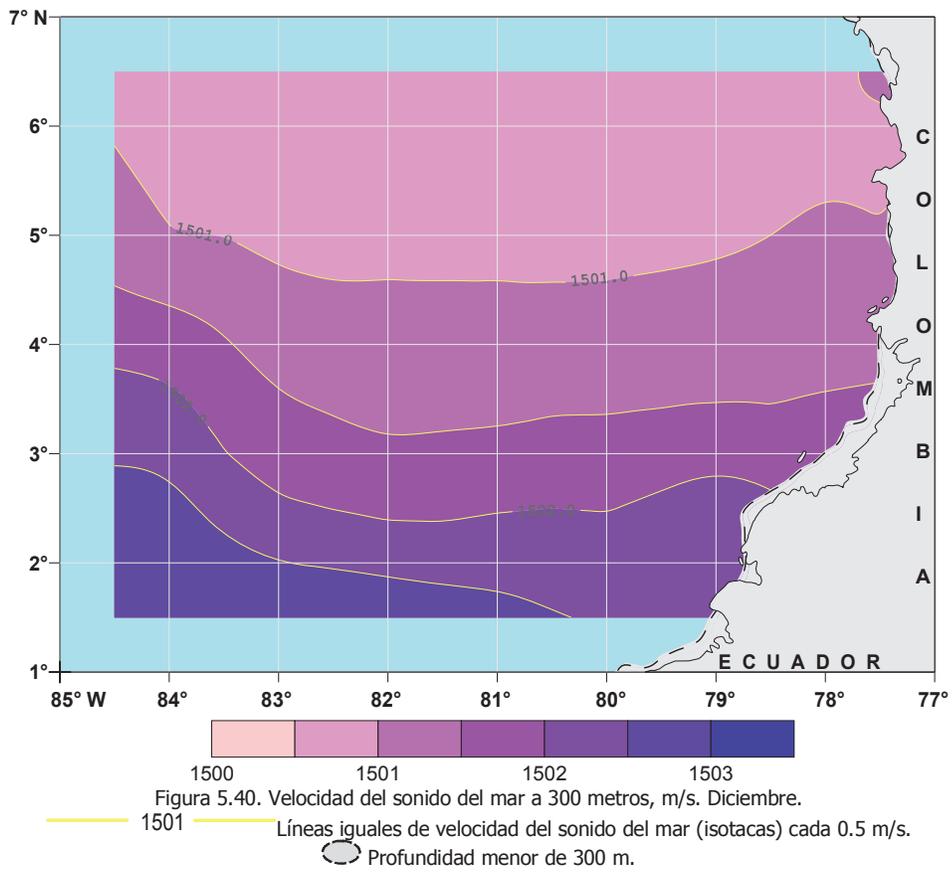
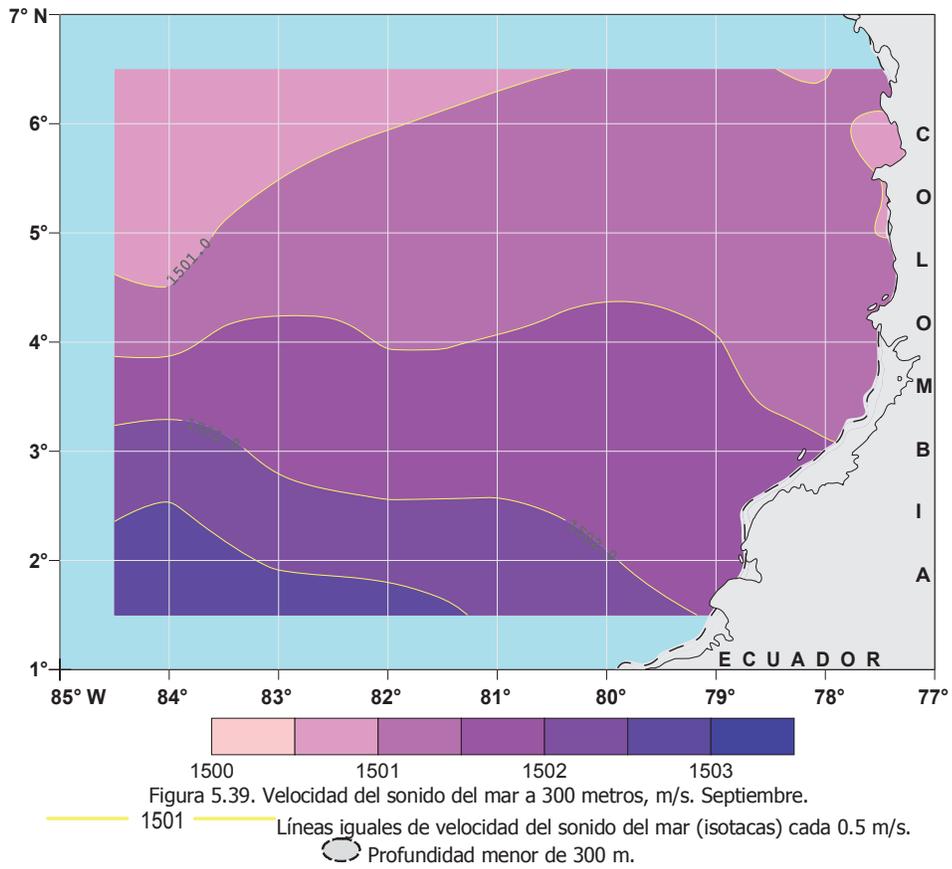


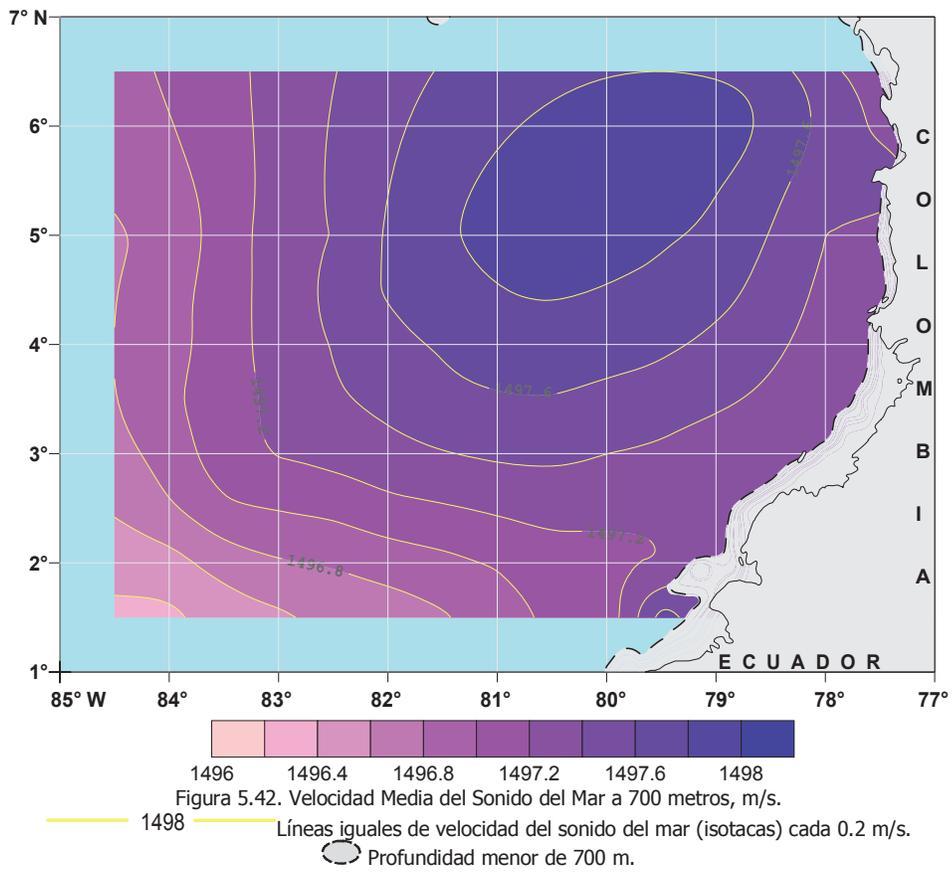
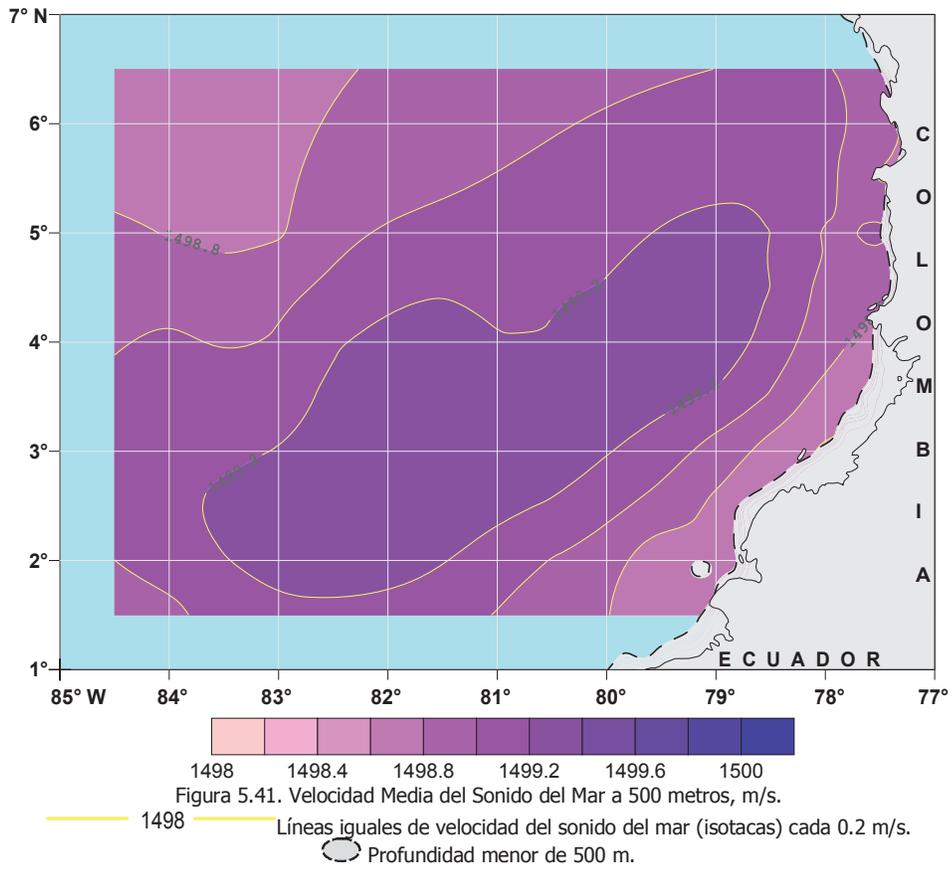
Figura 5.34. Velocidad del sonido del mar a 200 metros, m/s. Junio.

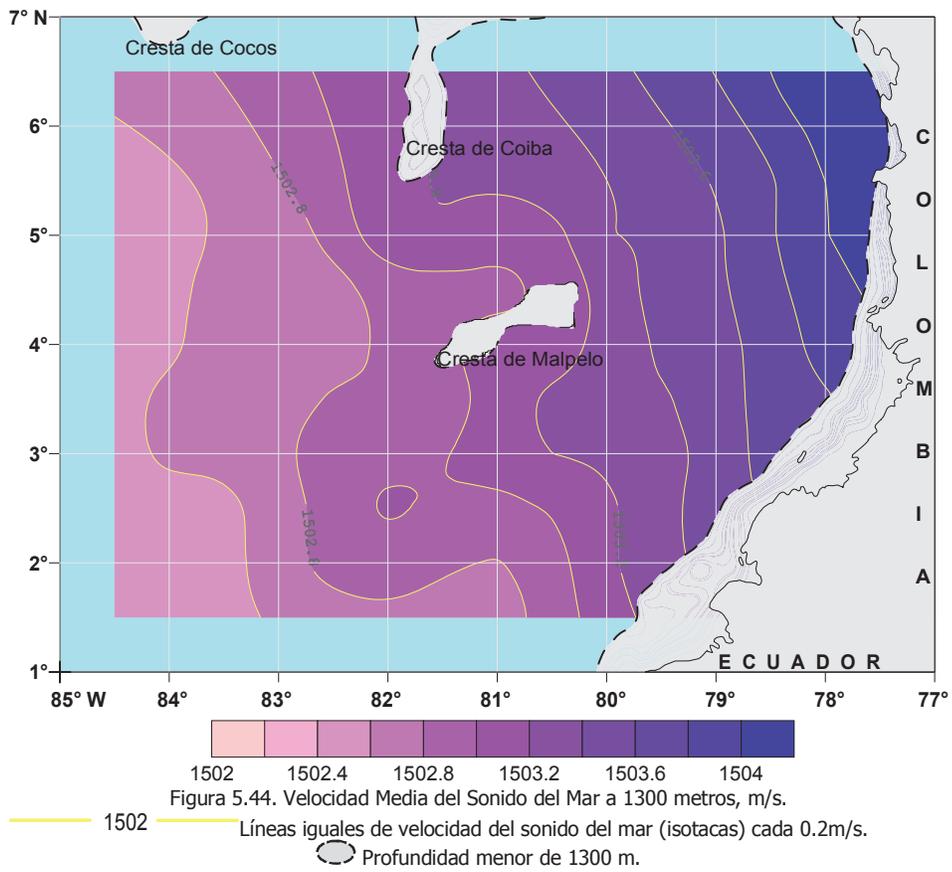
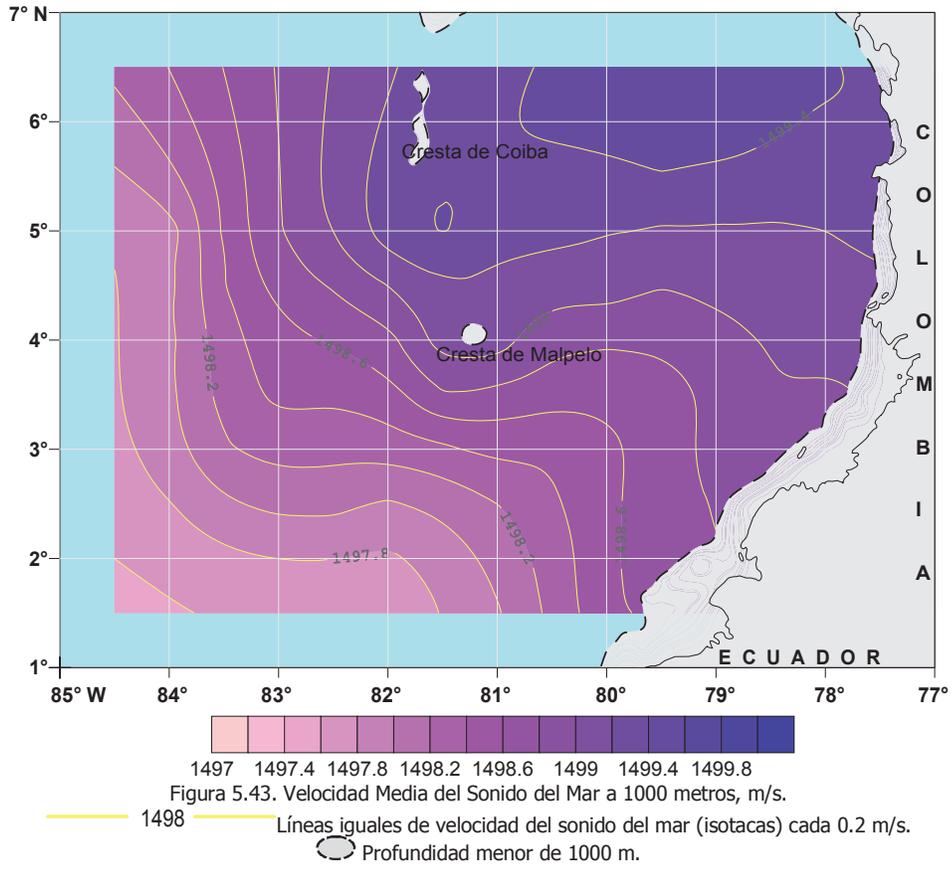
— 1505 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 1 m/s.

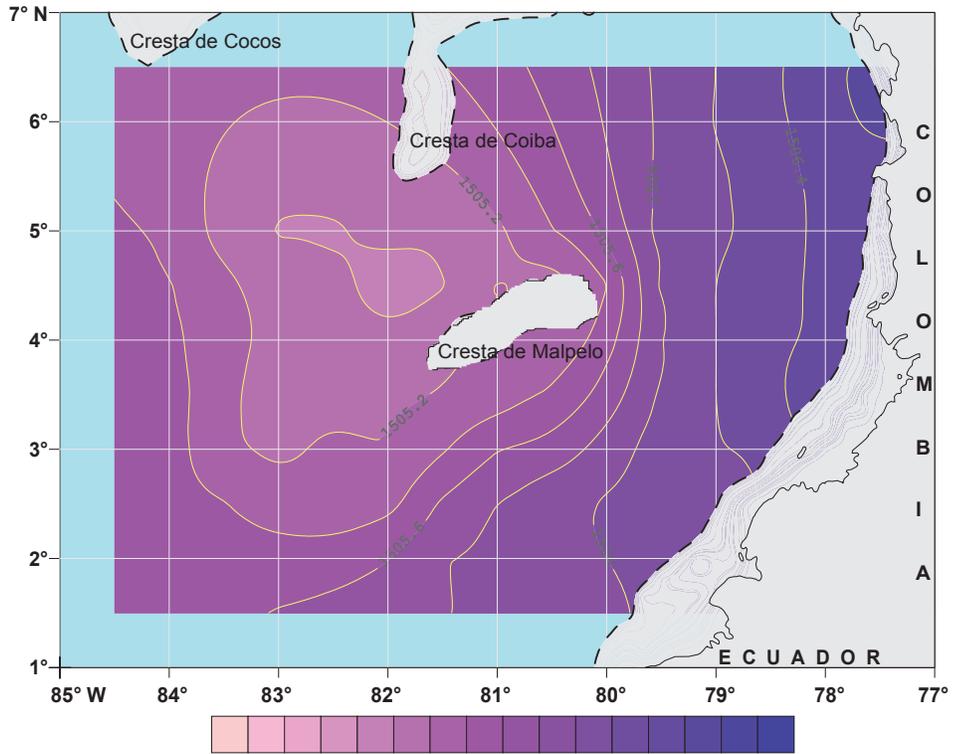












1504 1504.4 1504.8 1505.2 1505.6 1506 1506.4 1506.8  
 Figura 5.45. Velocidad Media del Sonido del Mar a 1500 metros, m/s.

— 1505 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 0.2m/s.  
 ○ Profundidad menor de 1500 m.

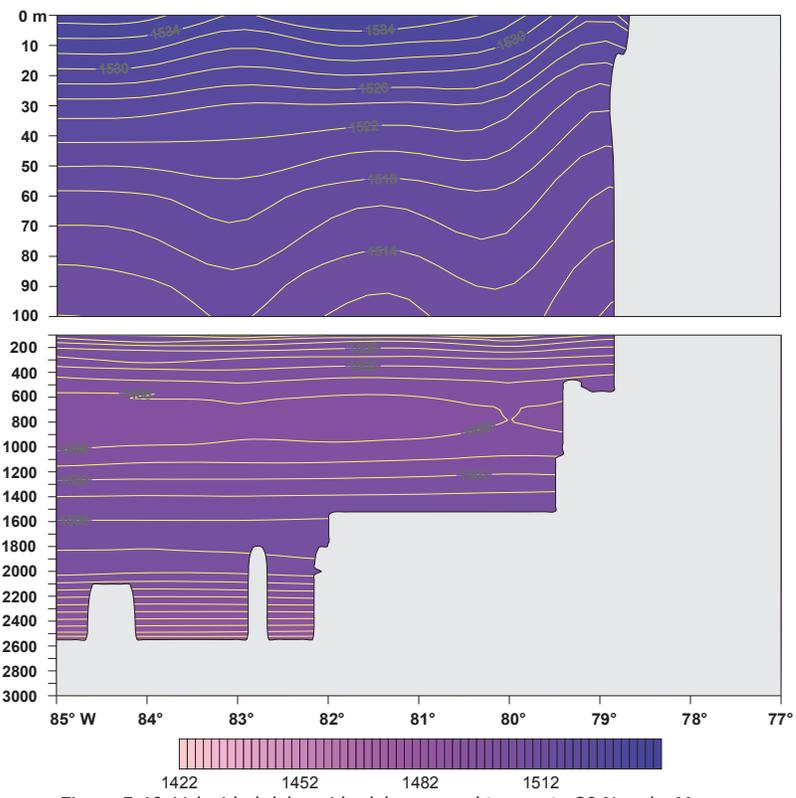


Figura 5.46. Velocidad del sonido del mar en el transecto 2° N, m/s. Marzo.

— 1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

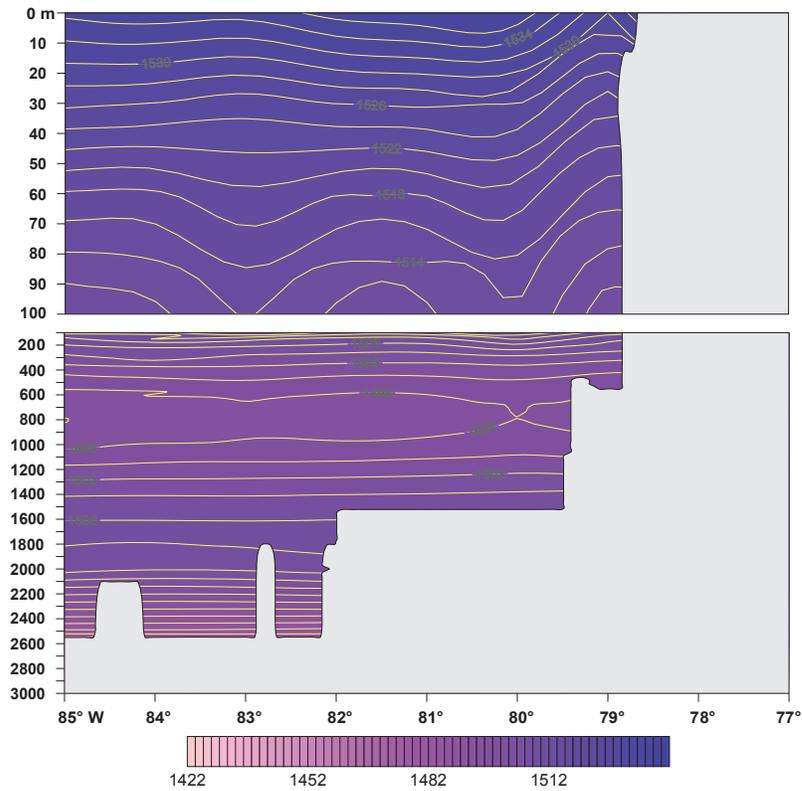


Figura 5.47. Velocidad del sonido del mar en el transecto 2° N, m/s. Junio.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

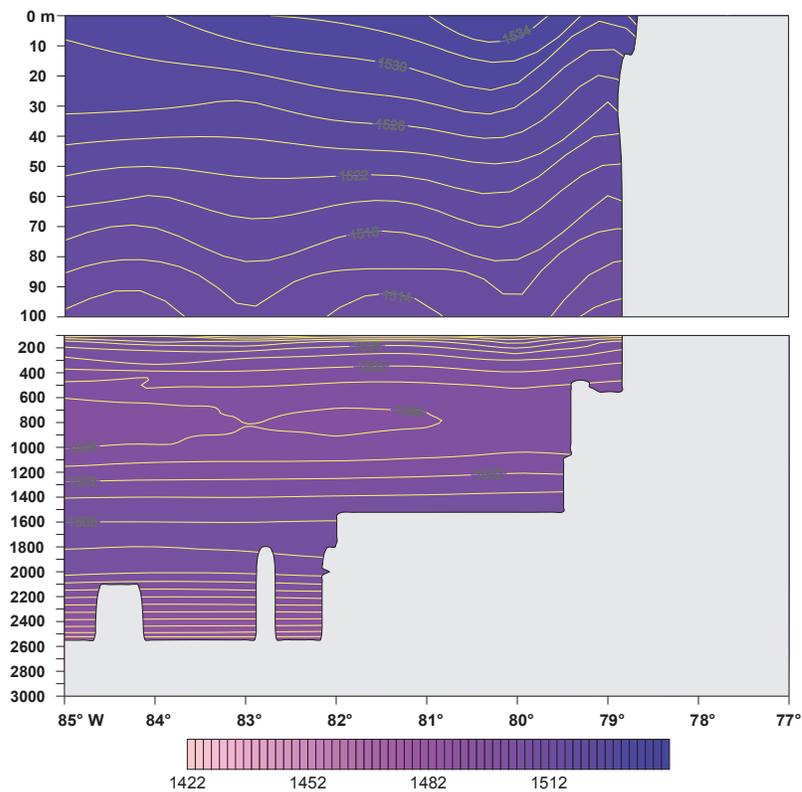


Figura 5.48. Velocidad del sonido del mar en el transecto 2° N, m/s. Septiembre.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

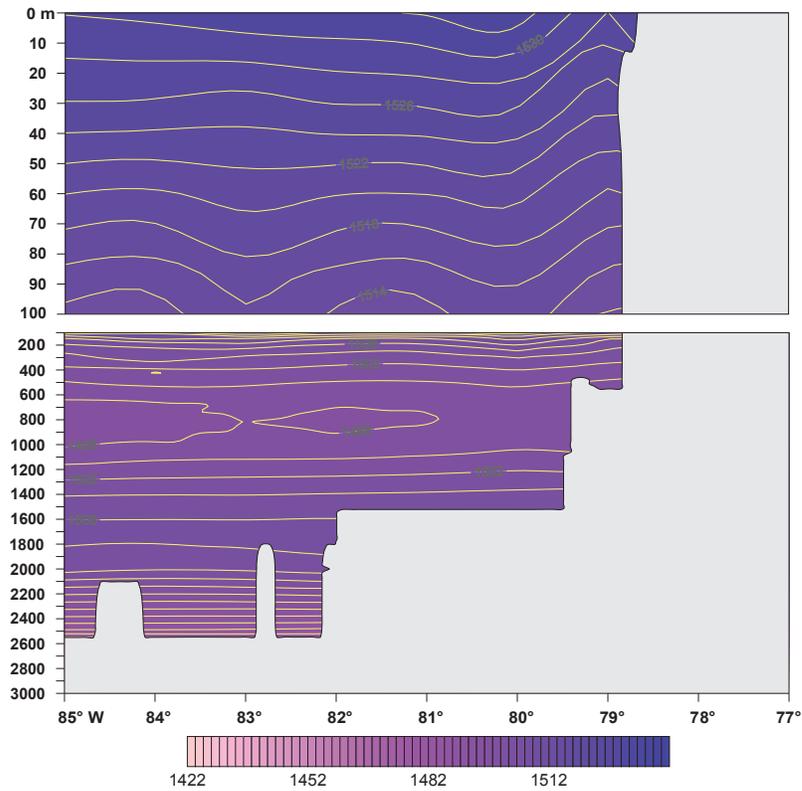


Figura 5.49. Velocidad del sonido del mar en el transecto 2° N, m/s. Diciembre.

1510 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

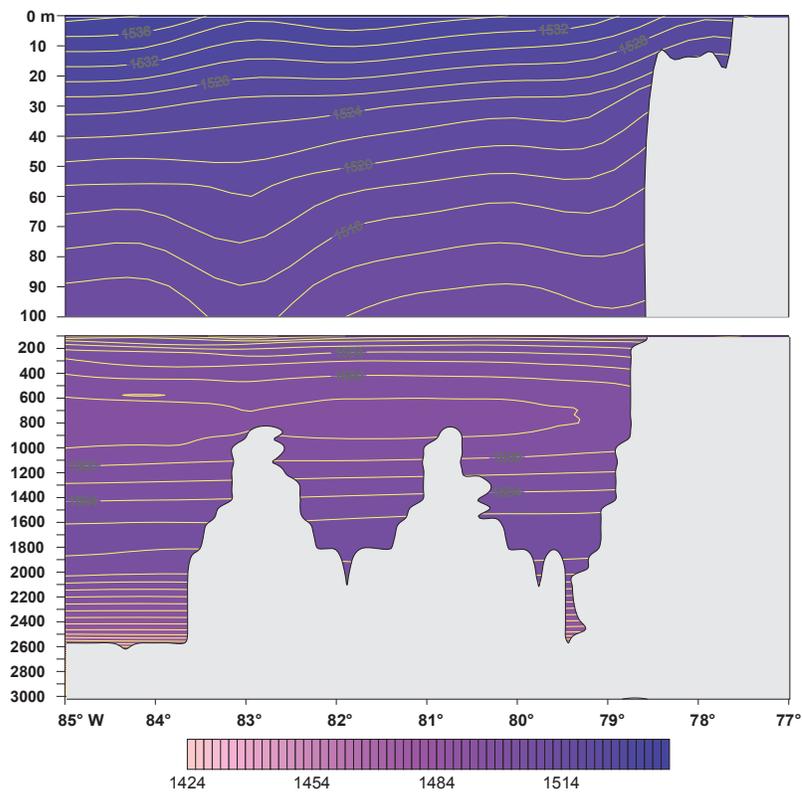


Figura 5.50. Velocidad del sonido del mar en el transecto 4° N, m/s. Marzo.

1510 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

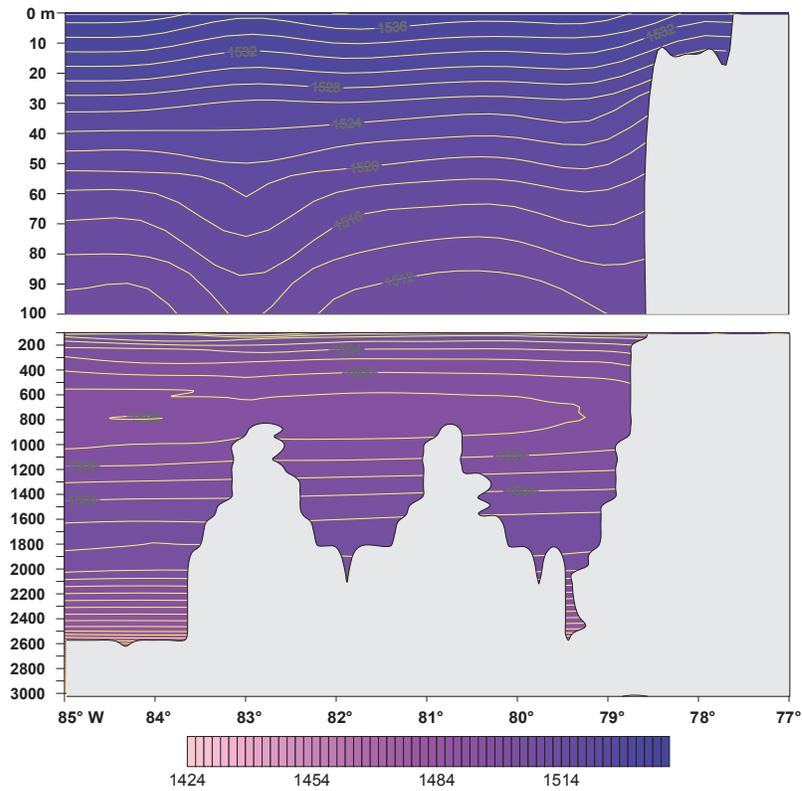


Figura 5.51. Velocidad del sonido del mar en el transecto 4° N, m/s. Junio.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

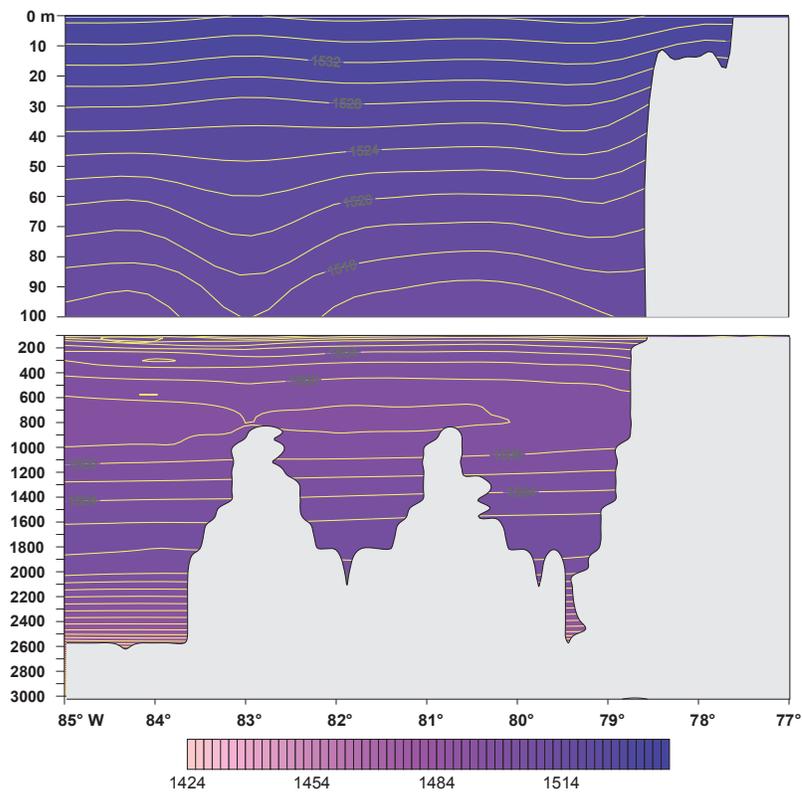


Figura 5.52. Velocidad del sonido del mar en el transecto 4° N, m/s. Septiembre.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

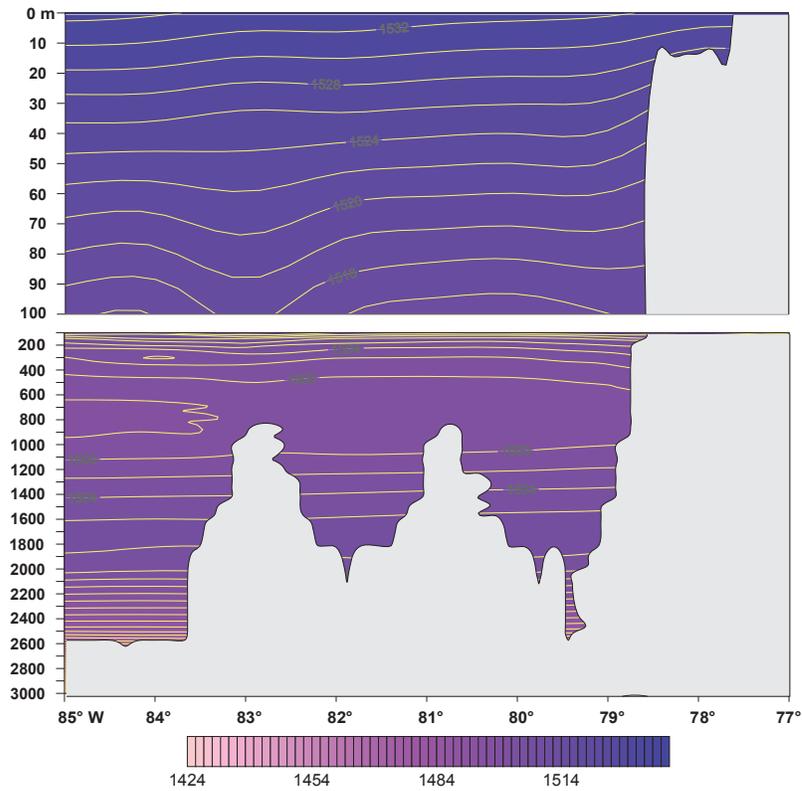


Figura 5.53. Velocidad del sonido del mar en el transecto 4° N, m/s. Diciembre.

1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

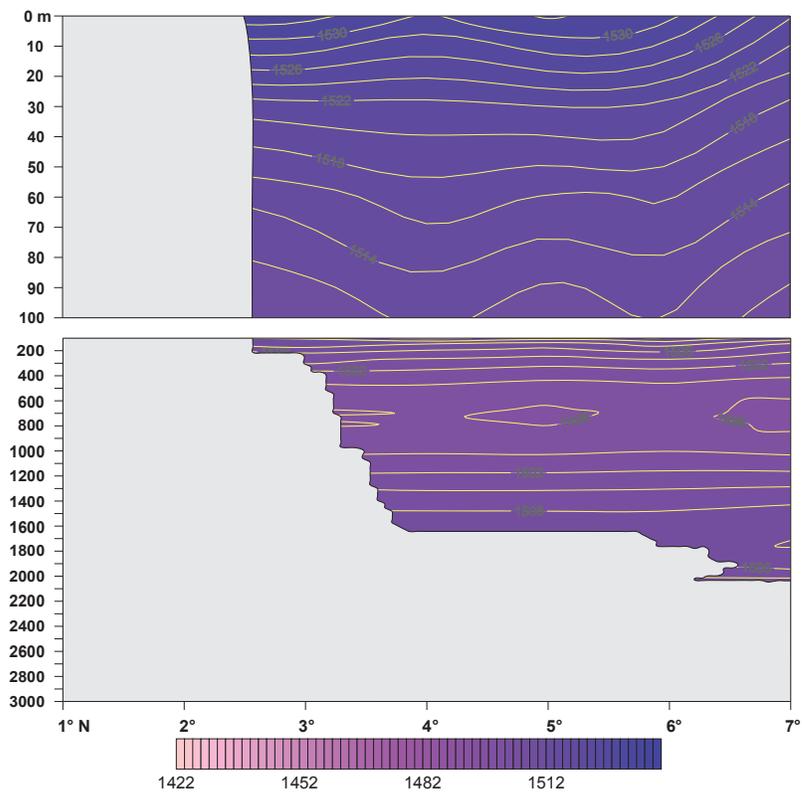


Figura 5.54. Velocidad del sonido del mar en el transecto 78° W, m/s. Marzo.

1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

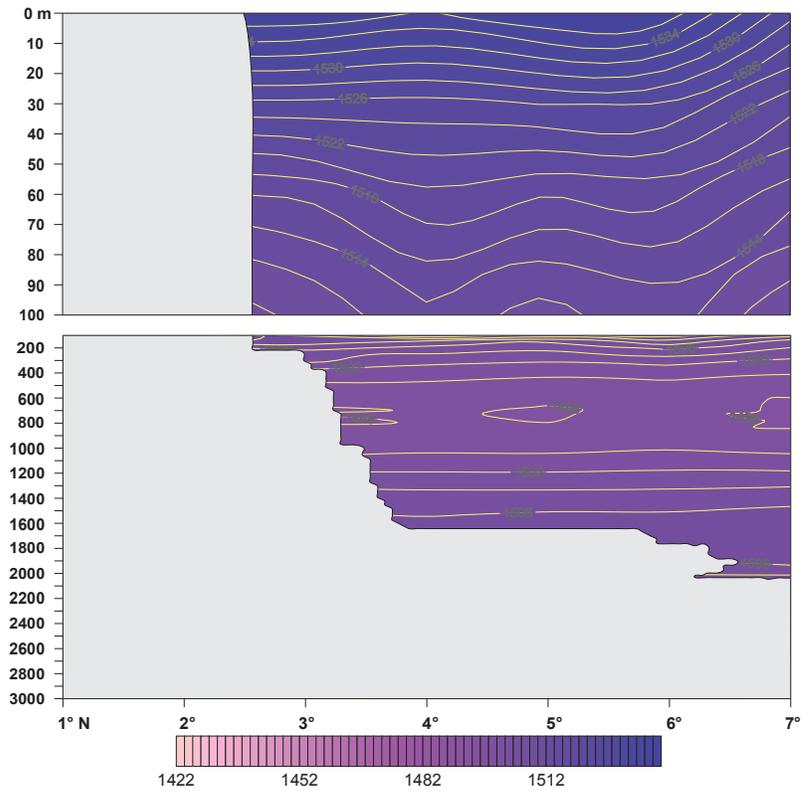


Figura 5.55. Velocidad del sonido del mar en el transecto 78° W, m/s. Junio.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

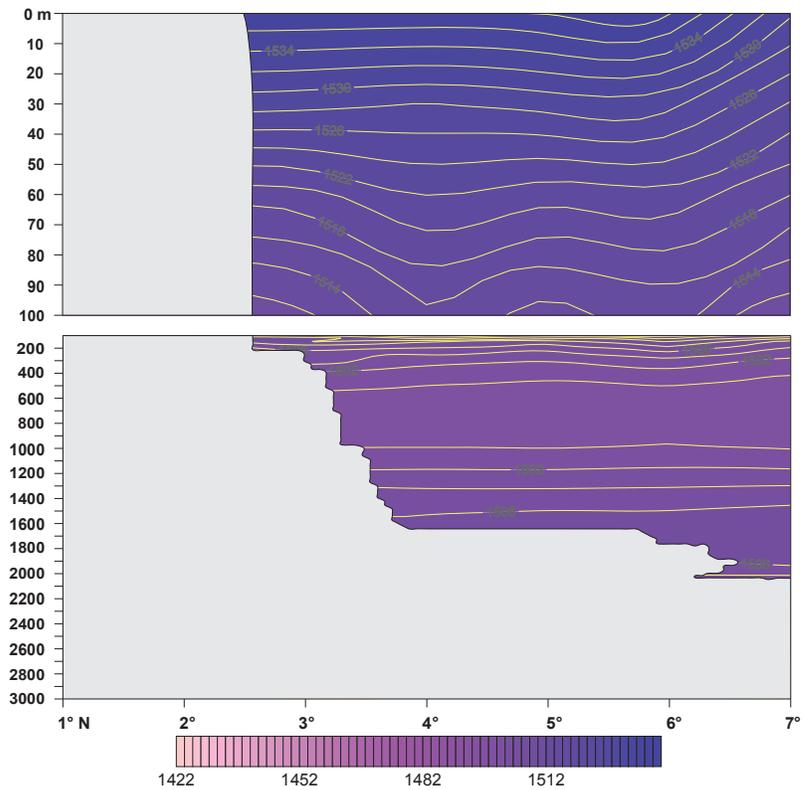


Figura 5.56. Velocidad del sonido del mar en el transecto 78° W, m/s. Septiembre.

1510 Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.



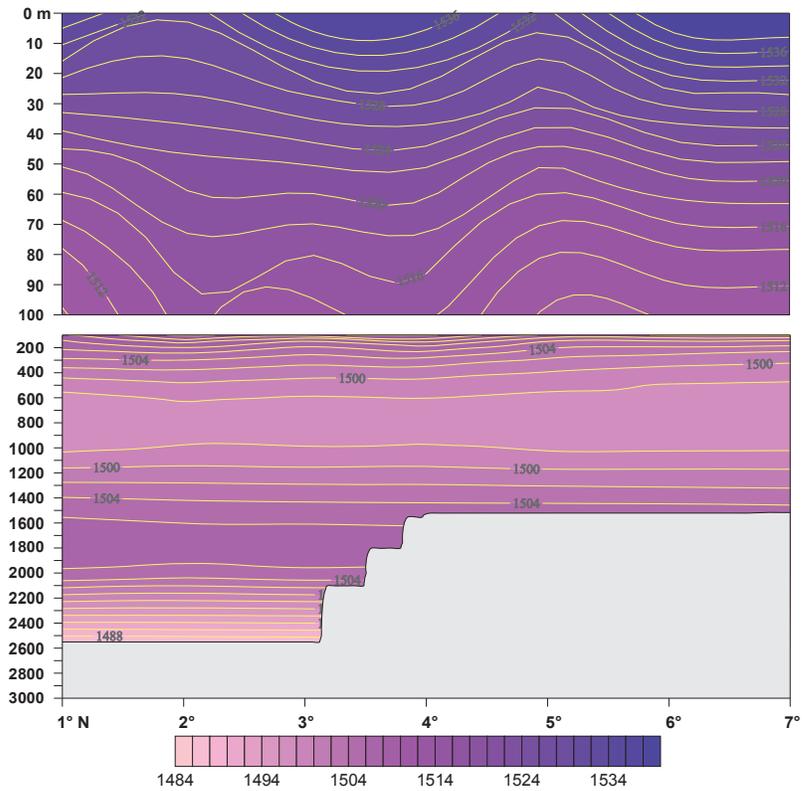


Figura 5.59. Velocidad del sonido del mar en el transecto 84° W, m/s. Junio.

1510 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

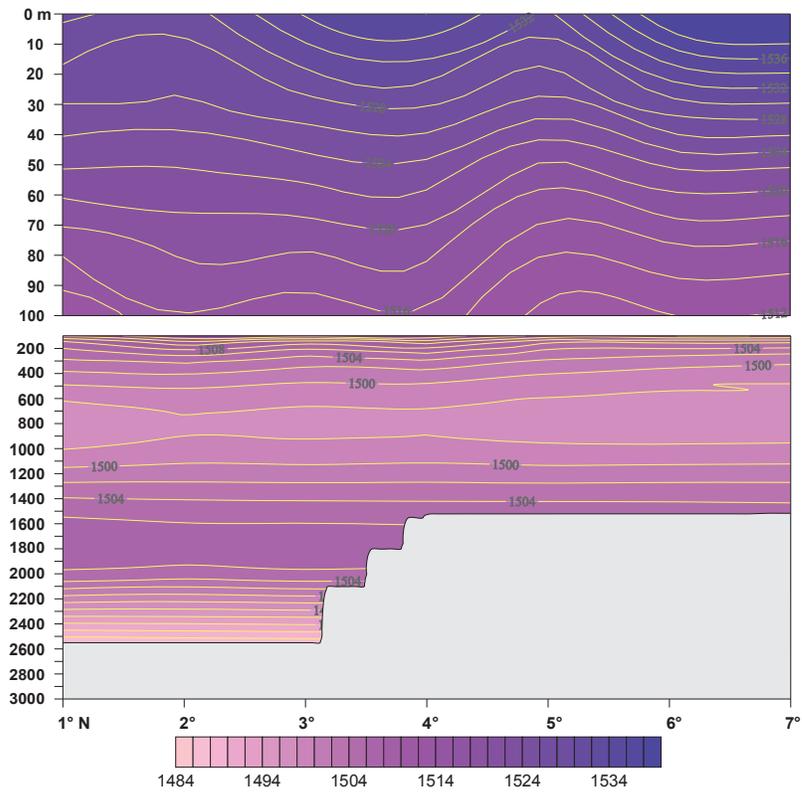


Figura 5.60. Velocidad del sonido del mar en el transecto 84° W, m/s. Septiembre.

1510 ——— Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

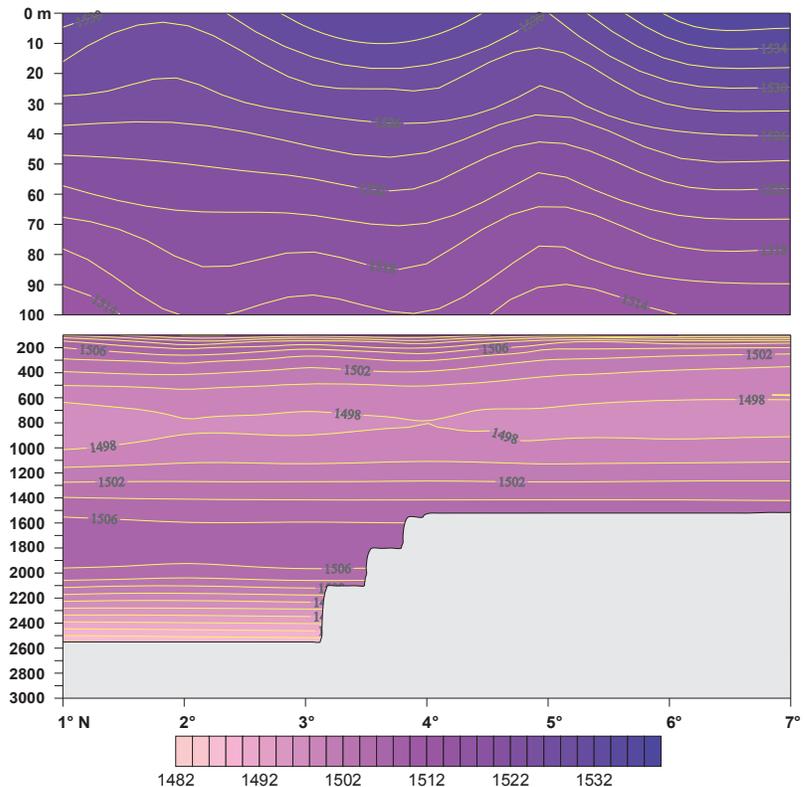


Figura 5.61. Velocidad del sonido del mar en el transecto 84° W, m/s. Diciembre.

— 1510 — Líneas iguales de velocidad del sonido del mar (isotacas) cada 2 m/s.

## 6. ESTRUCTURA DE LAS AGUAS: MASAS DE AGUA

Las masas de agua son cuerpos de agua que en su interior son relativamente homogéneas en sus propiedades, principalmente en  $T$ ,  $S$  y  $\rho$  del mar, y difieren de las propiedades de otras masas de agua cercanas a ellas. La homogeneidad interna se debe a la dinámica inicial de la capa de mezcla o capa cuasi-homogénea o capa de Ekman.

Por medio del análisis de cluster, utilizando valores del promedio climático de 1971 – 2000 de  $T$ ,  $S$  y  $\rho$ , se lograron identificar seis masas de agua superficiales de carácter local en la CPC. Aunque las dimensiones espaciales de las dos primeras masas de agua determinadas podrían hablar de sólo cinco masas de agua superficiales, la diferencia en sus propiedades permite la distribución apreciada en la figura 6.1. La distribución obtenida se aproxima a la determinada por Málíkov (2000) y Villegas (2002b) con la utilización de datos de  $T$ ,  $S$  y  $\rho$  de cruceros oceanográficos del mismo periodo de promediación, y presentada también en Devis et al (2002).

Las masas de agua se forman principalmente en la capa superior donde, por procesos de interacción océano atmósfera, los valores de  $T$  y  $S$  se alteran modificando su  $\rho$ . El cambio de  $\rho$  es el causante del hundimiento de las masas de agua que inician la búsqueda de otro cuerpo de agua por la vertical con iguales valores de  $\rho$  con la ayuda de la mezcla subsuperficial, fundamentalmente, por fenómenos de convergencia y surgencia. A nivel vertical, las propiedades principales que permiten identificar las masas de agua son la  $T$  y la  $S$  a través de la graficación de curvas  $T-S$  (Stewart, 2005). Teniendo en cuenta la distribución de las seis masas de agua superficiales identificadas, se elaboraron curvas  $T-S$  para cada masa de agua, las cuales se aprecian en las figuras 6.2-6.7.

Como resultado de la graficación de curvas  $T-S$ , se obtuvo la distribución promedio climática vertical de masas de agua en los transectos hidrológicos de latitudes 2º y 4º Norte y longitudes 78º y 84º W observados en las figuras 6.8-6.11, donde se aprecia una masa delgada en los primeros 20 metros, que podría indicar la influencia de la ZCIT en la CPC. Esta característica fue apreciada en Málíkov (1998), donde con datos de cruceros oceanográficos obtenidos por la DIMAR, se observó una capa isotérmica de 0-30 metros en las costas, de 0-50 metros en la región central y de 0-500 metros en el sector oceánico. Esta observación fue corroborada por Devis et al. (2002), quienes en el análisis de transectos latitudinales resultantes de cruceros oceanográficos sobre la CPC observaron una capa isotérmica en los primeros 20 metros con variaciones de grosor durante el año entre 10 y 20 metros y una capa isohalina promedio de 0-70 metros. Estos datos resultantes de cruceros oceanográficos sobre la CPC, permiten verificar que en la CPC por medio de curvas  $T-S$  es posible encontrar una masa superficial delgada propia de la región, la cual se observa en las figuras 6.8-6.11.

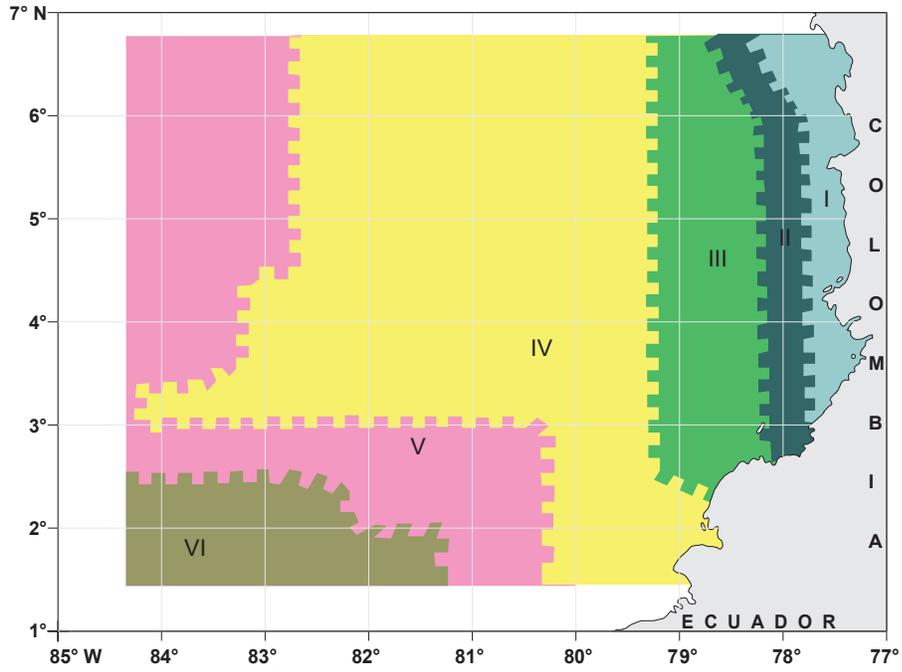


Figura 6.1. Masas de aguas superficiales.

- |  |   |                               |  |    |                                 |  |  |                            |  |    |                             |
|--|---|-------------------------------|--|----|---------------------------------|--|--|----------------------------|--|----|-----------------------------|
|  | I | Agua superficial fría costera |  | II | Agua superficial cálida costera |  | III  | Agua superficial de mezcla |  | IV | Agua superficial colombiana |
|  | V | Agua superficial tropical     |  | VI | Agua superficial ecuatorial     |  | Zonas de mezcla de diferentes estructuras. |                            |  |    |                             |

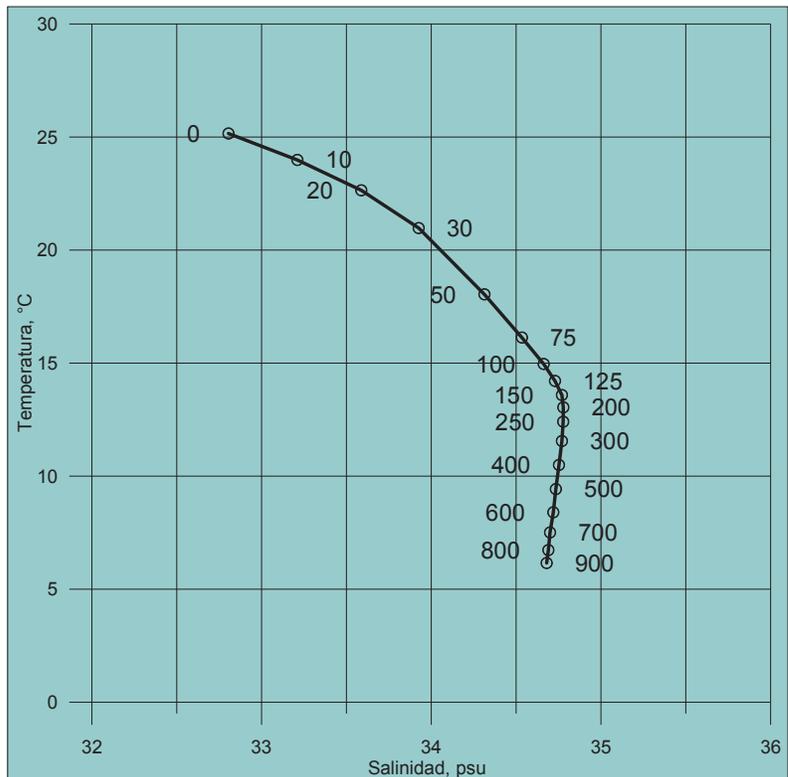


Figura 6.2. Curva T-S de la masa de agua I: Agua superficial fría costera.  
 ○ 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.

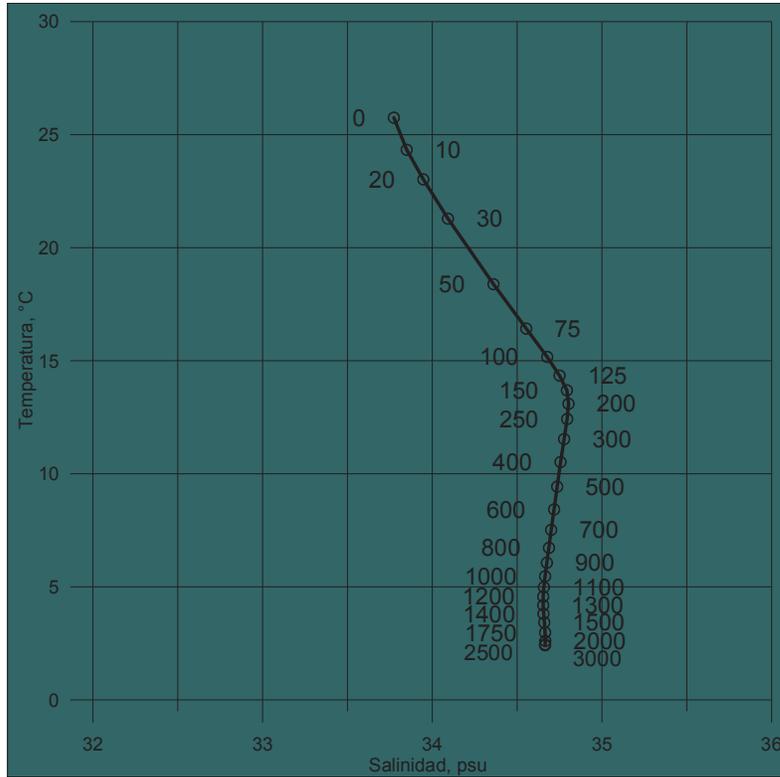


Figura 6.3. Curva T-S de la masa de agua II.  
 ● 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.

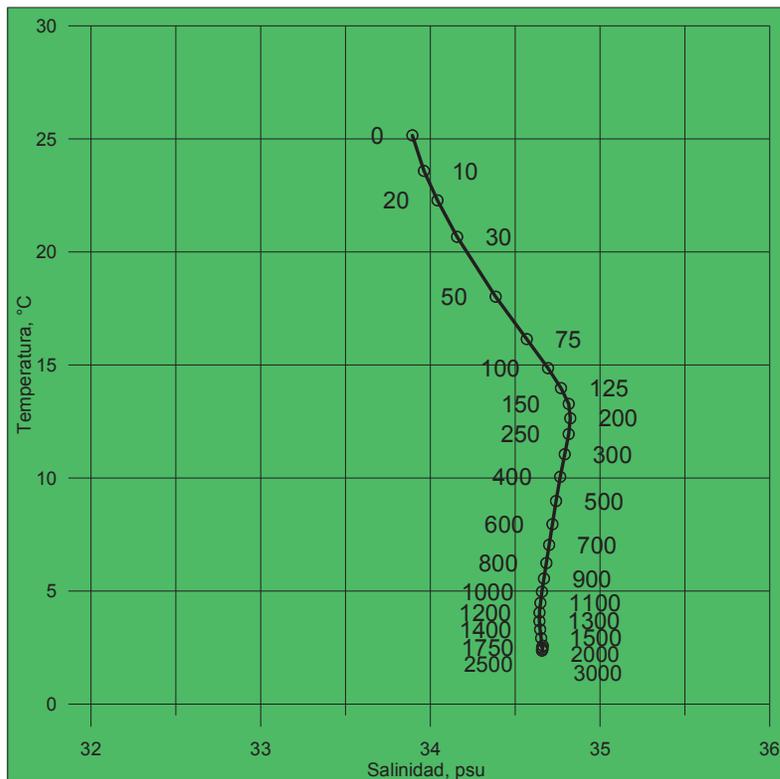


Figura 6.4. Curva T-S de la masa de agua III.  
 ● 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.

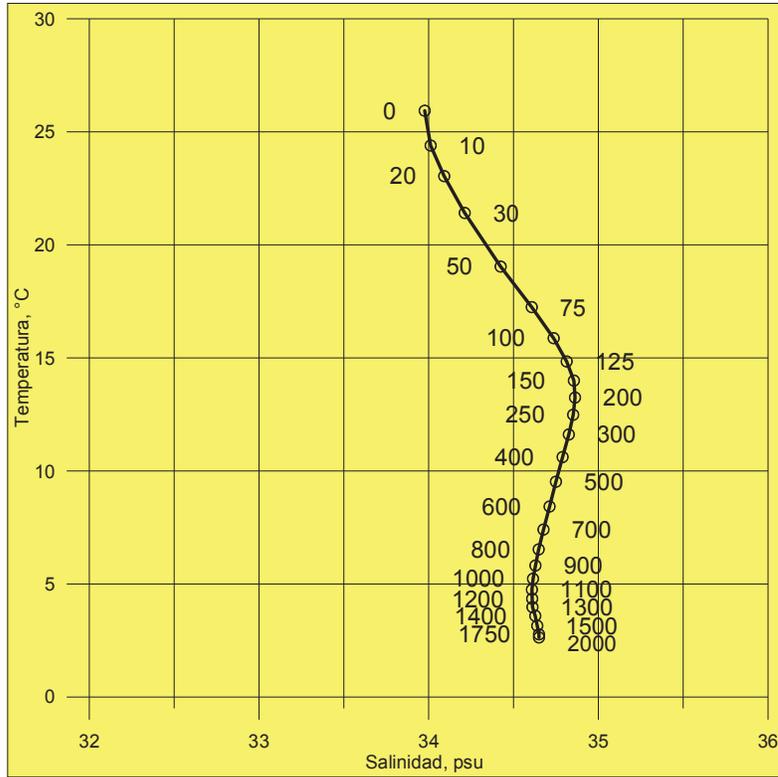


Figura 6.5. Curva T-S de la masa de agua IV.  
 ● 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.

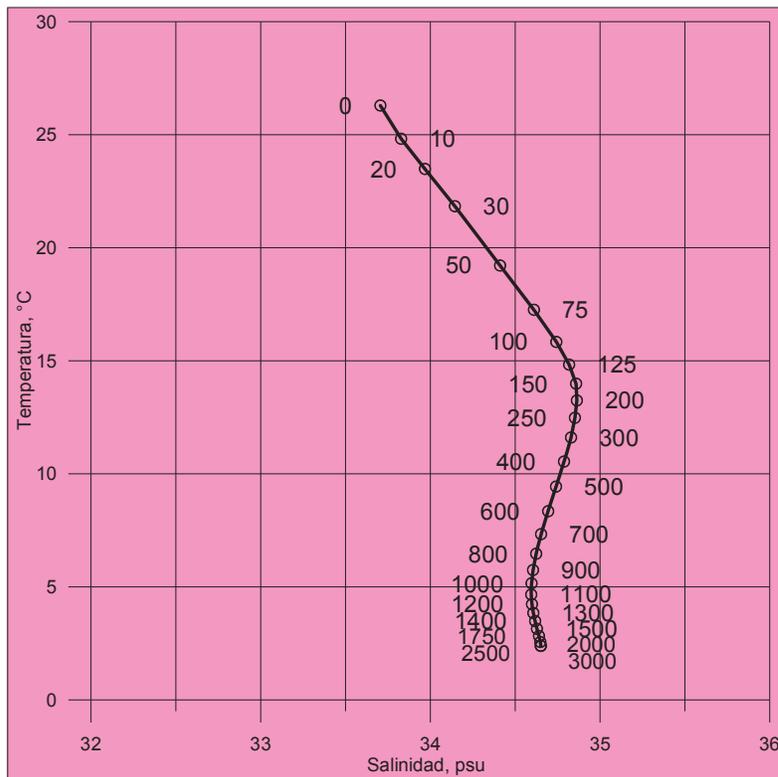


Figura 6.6. Curva T-S de la masa de agua V.  
 ● 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.

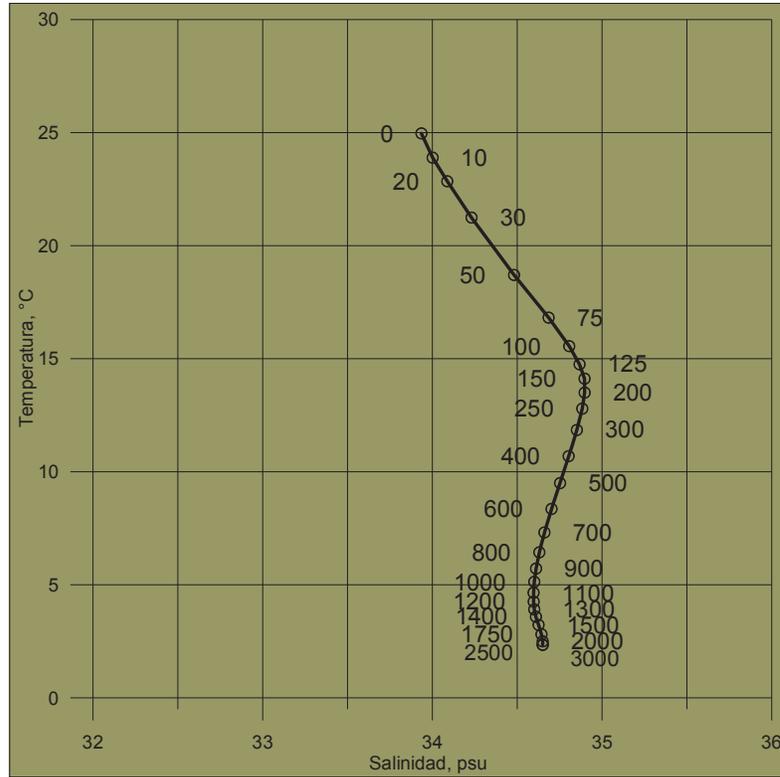
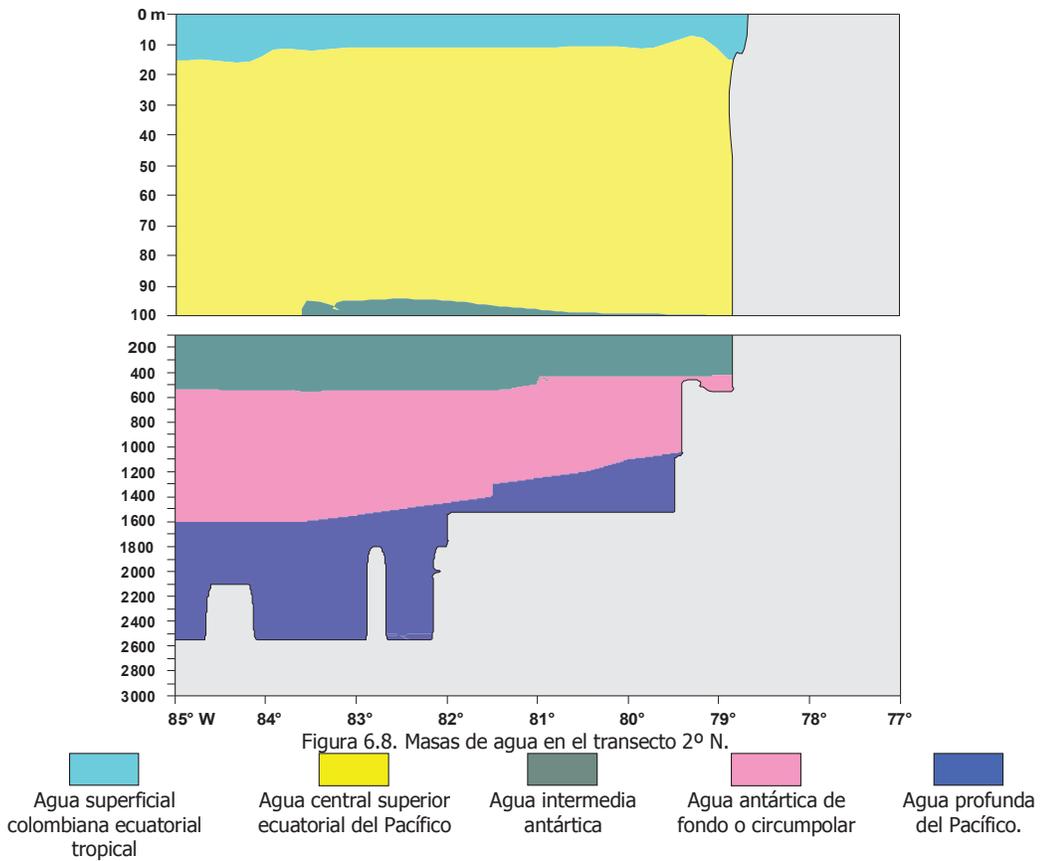
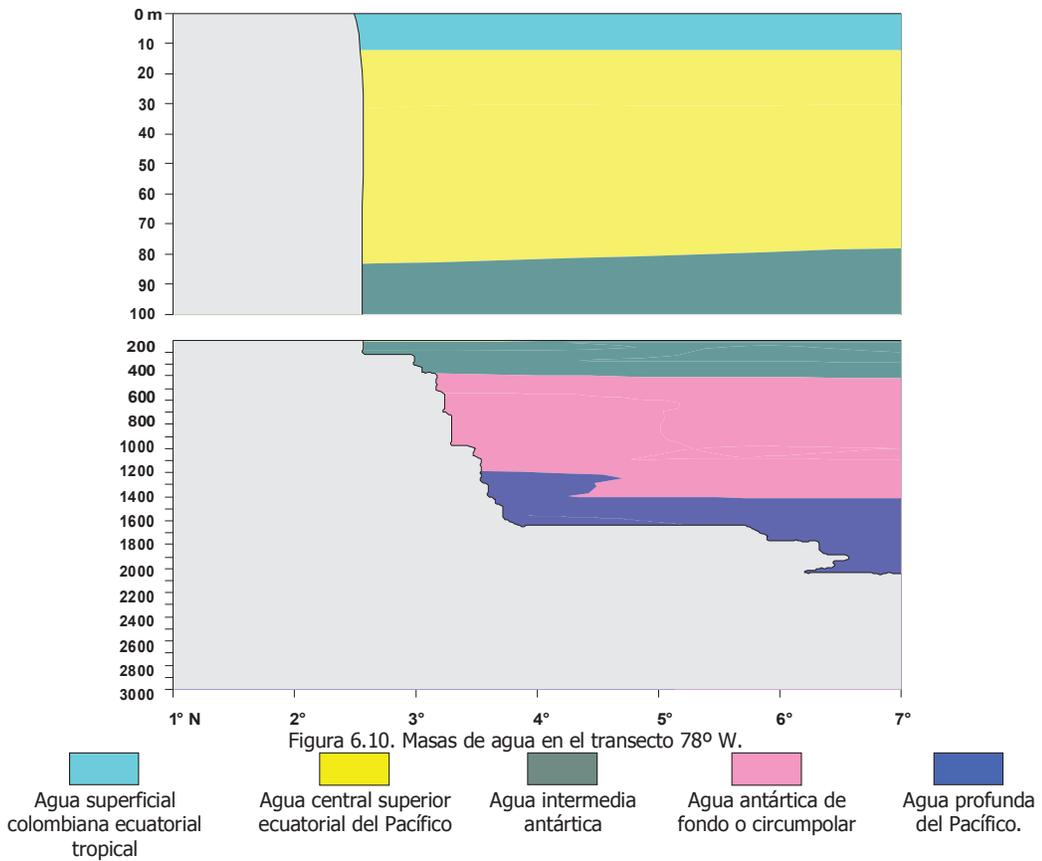
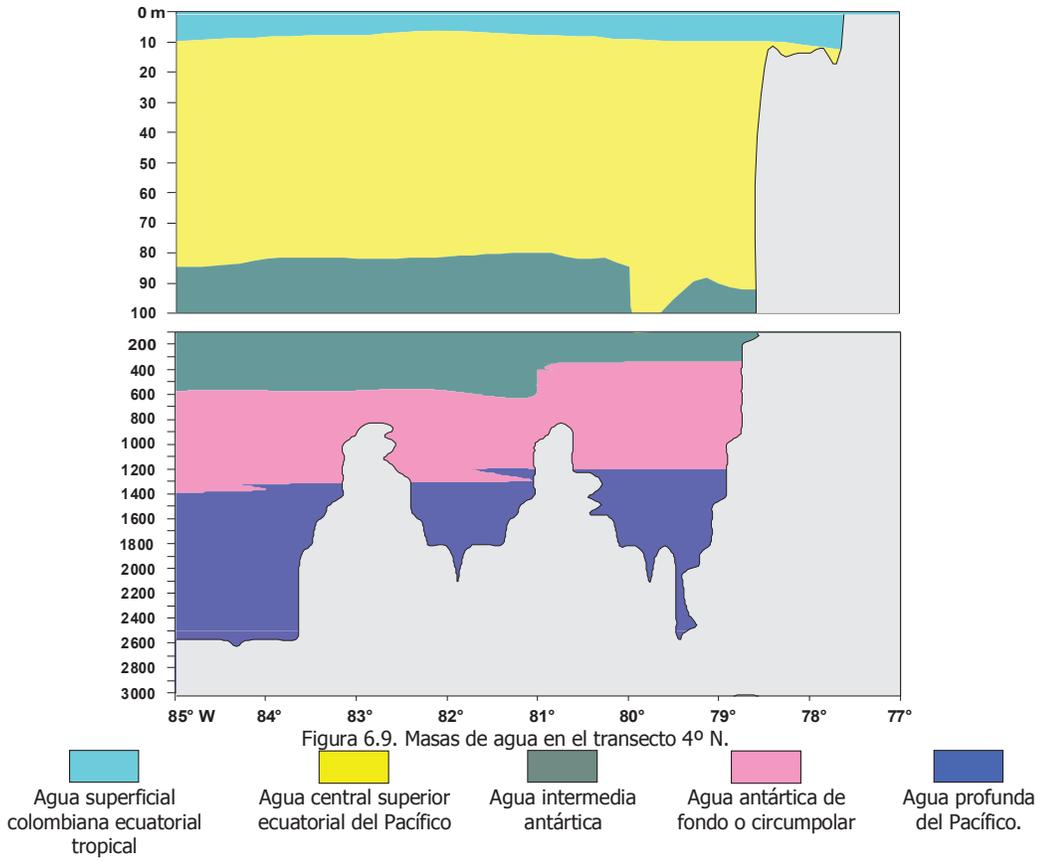
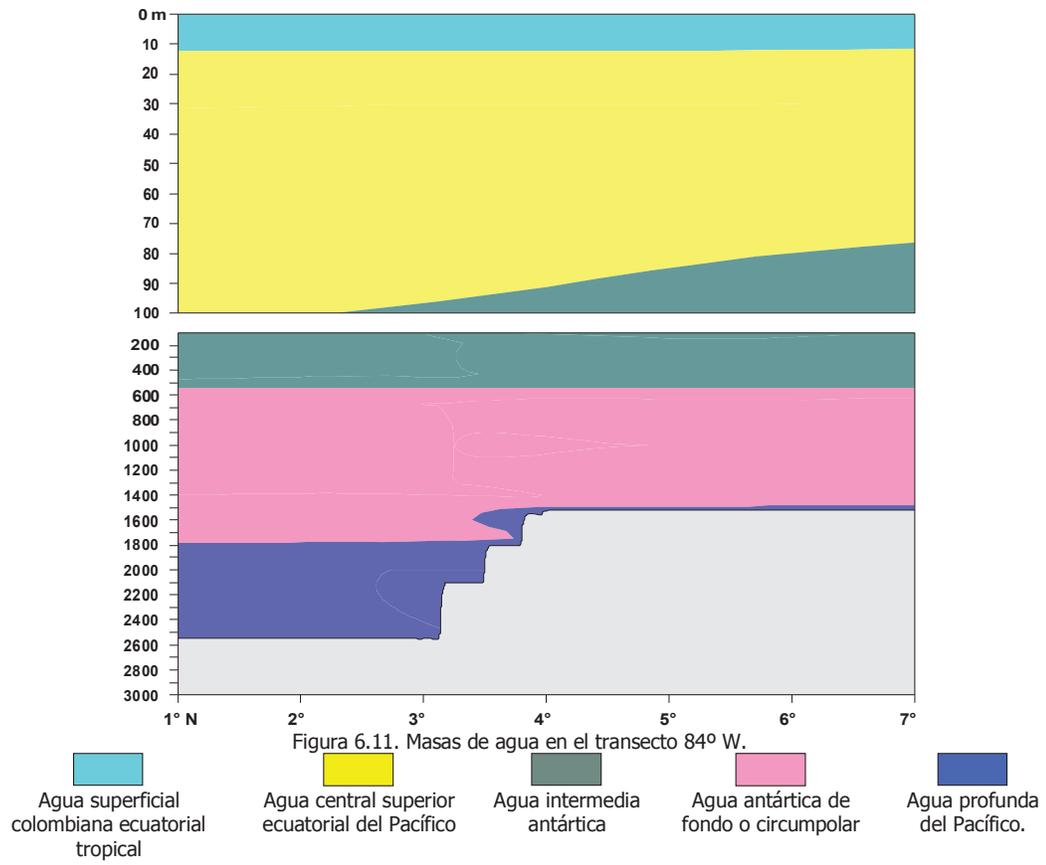


Figura 6.7. Curva T-S de la masa de agua VI.  
 ○ 100 – Profundidad correspondiente a los valores de T y S.









## 7. VELOCIDAD VERTICAL DE SURGENCIA, (cm/s)

De acuerdo con las gráficas del promedio climatológico de la velocidad vertical de surgencia  $V_z$  en las capas 0 – 10 y 400 – 500 m, se observa que durante todo el año se presentan zonas de surgencia en la CPC, representadas por los sectores de valores negativos de  $V_z$ .

Los principales focos de surgencia durante los primeros meses del año tienen mayor intensidad en los sectores Sur, Suroeste y central de la CPC. Desde agosto hasta octubre se concentran en el sector central al Este de la CPC. En noviembre y diciembre se redistribuyen nuevamente hacia el Sur.

La mayor extensión de las zonas de surgencia se aprecia en los primeros meses del año, especialmente entre marzo y abril. En mayo las dimensiones de las zonas de afloramiento inician su disminución y son menores entre agosto y octubre, cuando se encuentran al Norte del sector central de la región.

El comportamiento climatológico de la distribución e intensidad de las zonas de surgencia muestra una respuesta ante la migración de la ZCIT siendo que, el origen termohalino del ascenso de aguas en capas inferiores es reforzado por el factor eólico en las capas superiores y, cuando la ZCIT se encuentra sobre la CPC el ascenso de aguas se atenúa y las zonas de surgencia se redistribuyen en la región.

Los transectos hidrológicos de  $V_z$  en las latitudes 2° y 4° N y en las longitudes 78° y 84° W, para los meses de máximos y mínimos de temperatura del mar, permiten observar más detalladamente el ascenso y descenso de las aguas en la CPC. Los colores claros en los transectos latitudinales muestran una amplia región de afloramiento que inicia desde las profundidades por causas termohalinas y luego llega a la superficie con la ayuda del factor eólico, contrario a lo que se observa en los transectos longitudinales.

Los valores negativos de  $V_z$  coinciden con los valores de baja temperatura y de alta salinidad descritos en los capítulos anteriores, lo cual es característico de las zonas de ascenso de aguas.

En los trabajos de Díaz y Villegas (2008), Díaz et al (2008a) y Díaz et al (2008b) se hace un análisis más detallado del comportamiento de las zonas de surgencia y de la influencia de la ZCIT en su distribución e intensidad, utilizando los resultados gráficos que se presentan en este capítulo obtenidos del MDCVS por medio del software aplicativo desarrollado por Villegas y Málikov (2008).

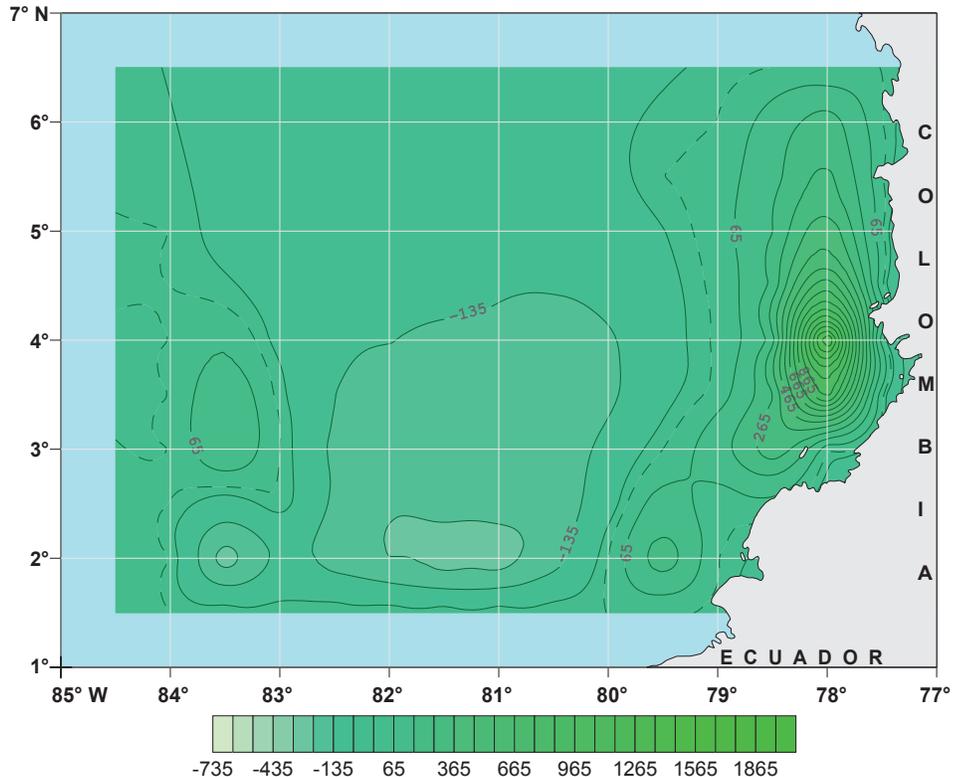


Figura 7.1. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Enero.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

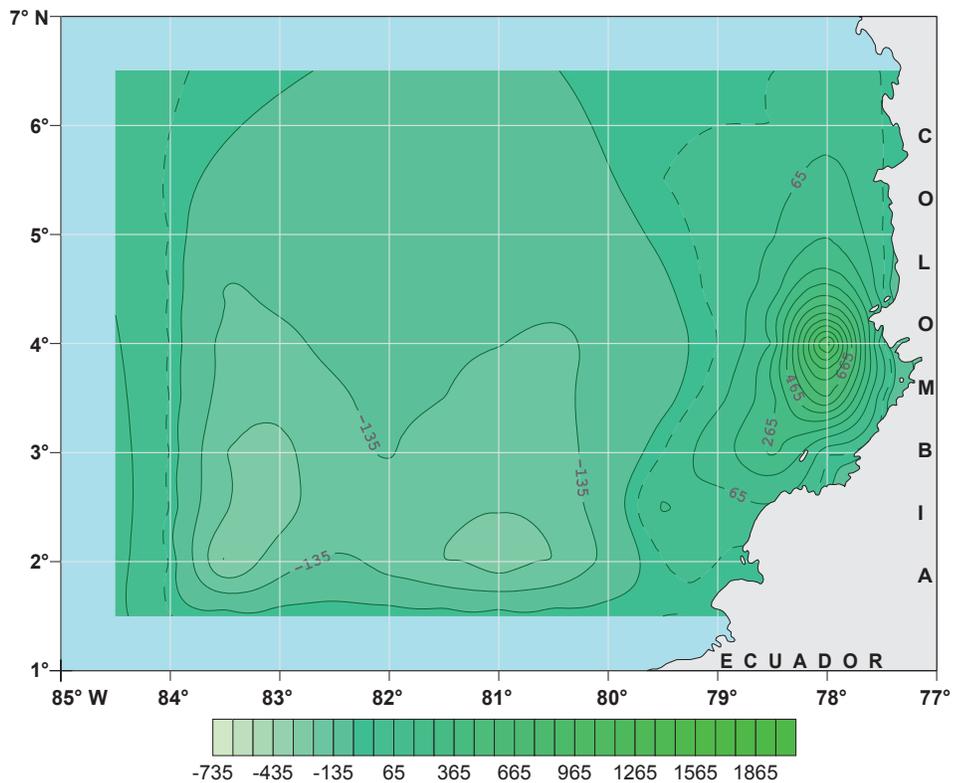


Figura 7.2. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Febrero.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

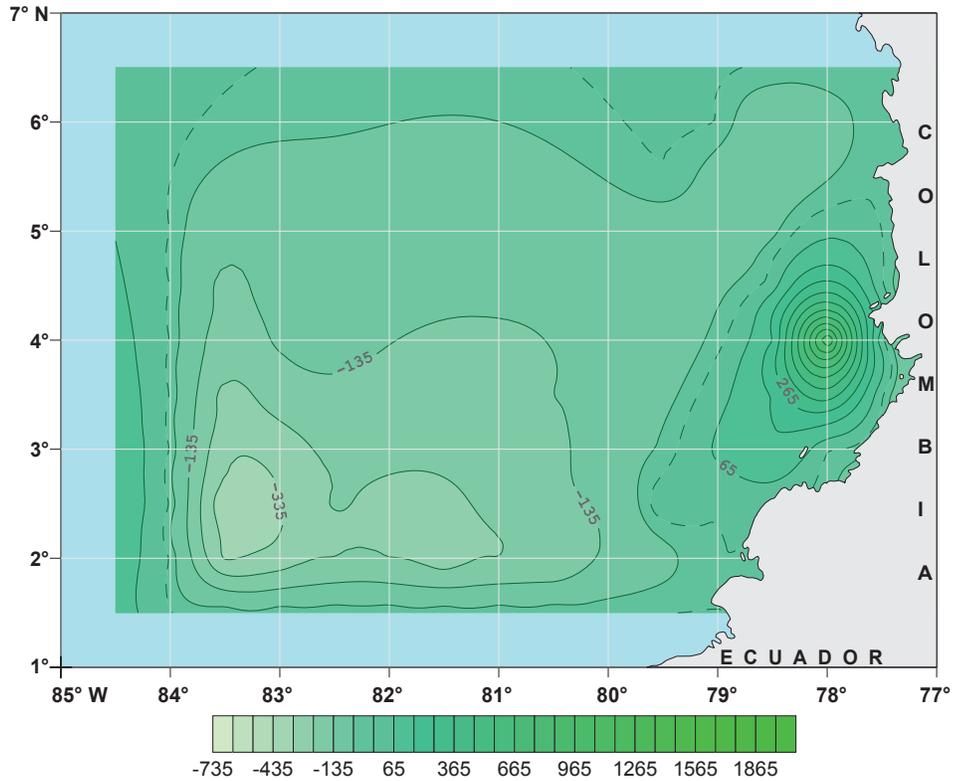


Figura 7.3. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Marzo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

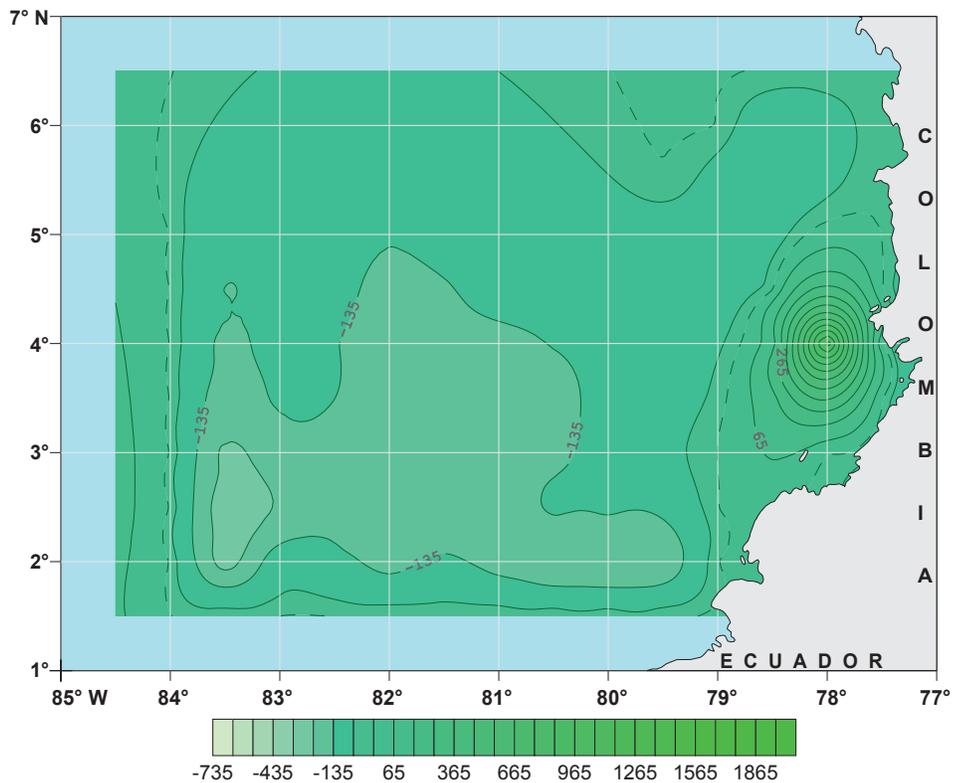


Figura 7.4. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Abril.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

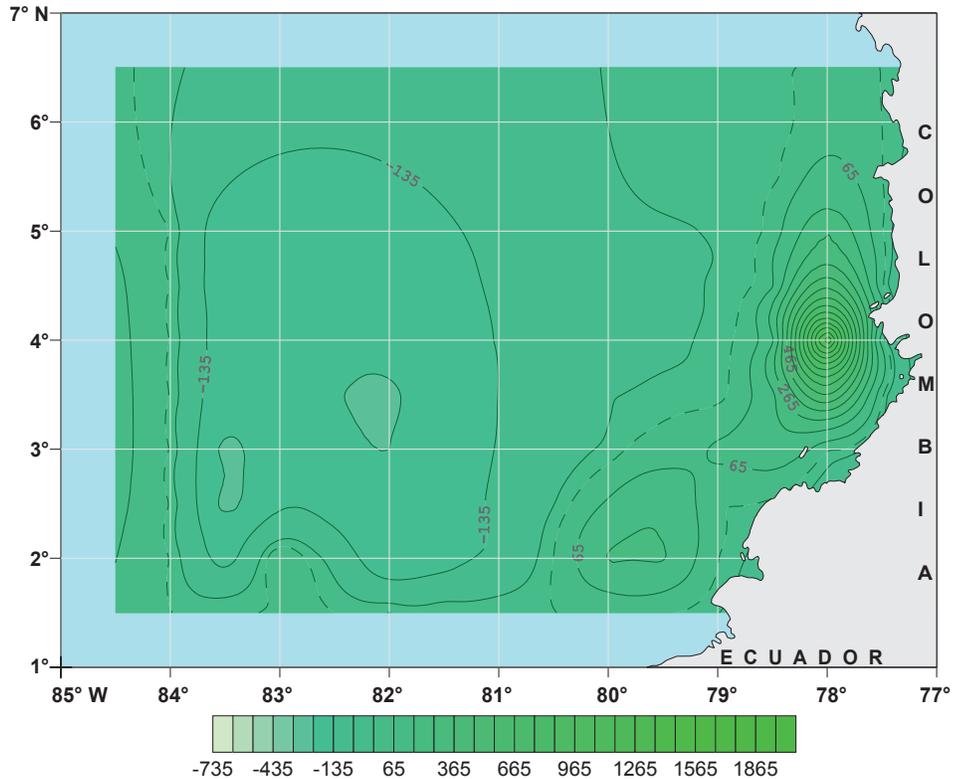


Figura 7.5. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Mayo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

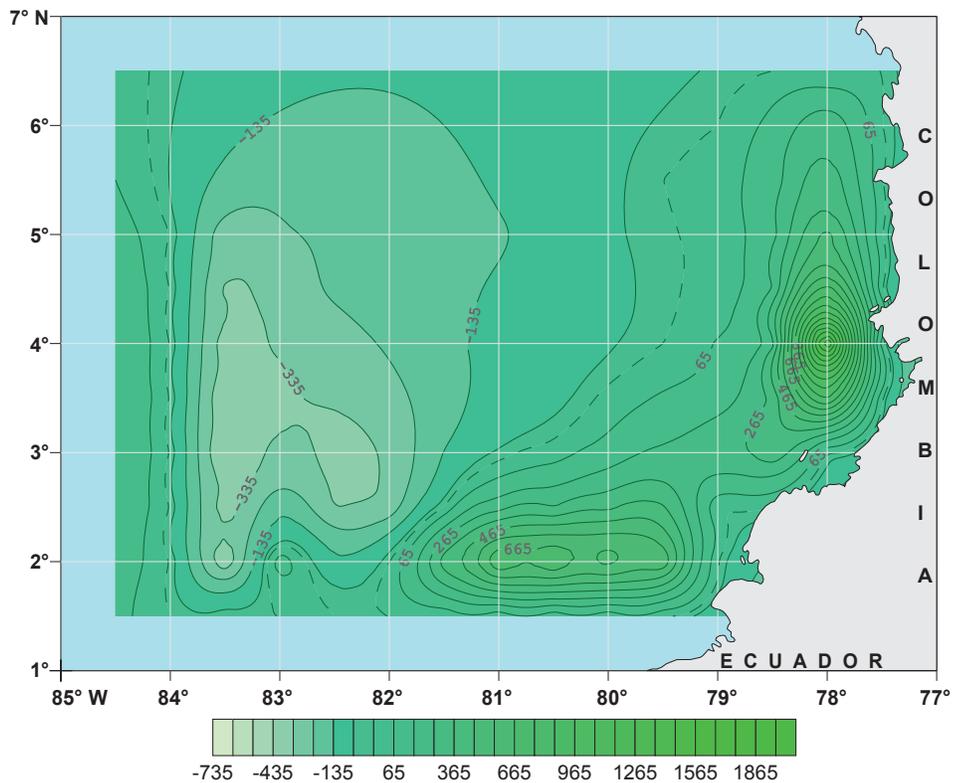


Figura 7.6. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Junio.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

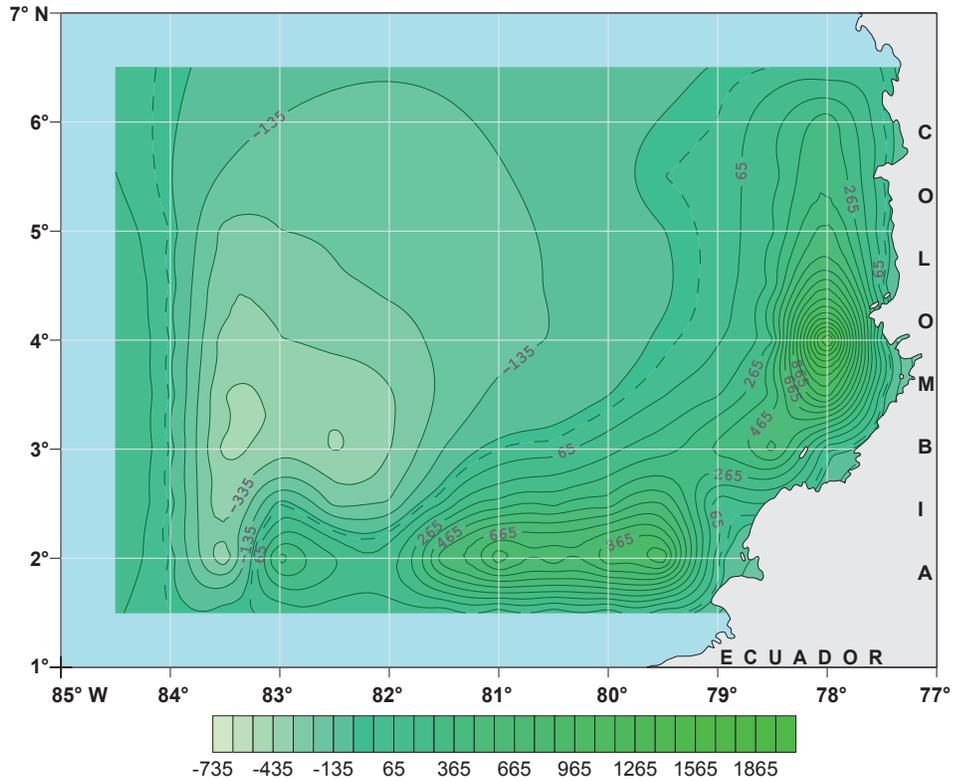


Figura 7.7. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Julio.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.

Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

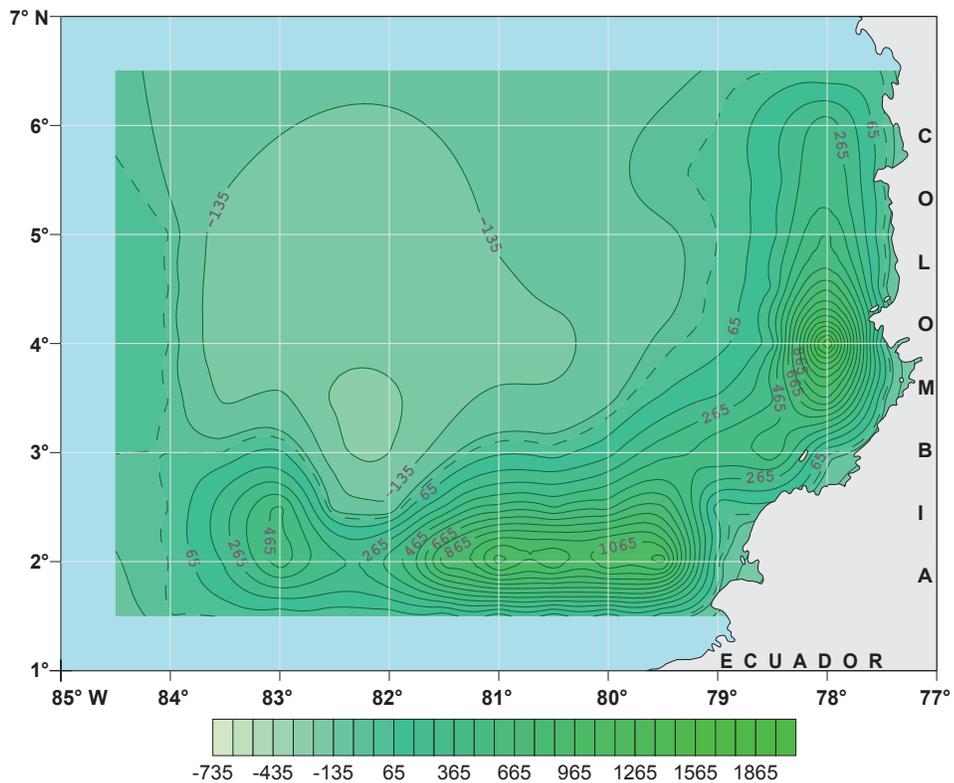


Figura 7.8. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Agosto.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.

Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

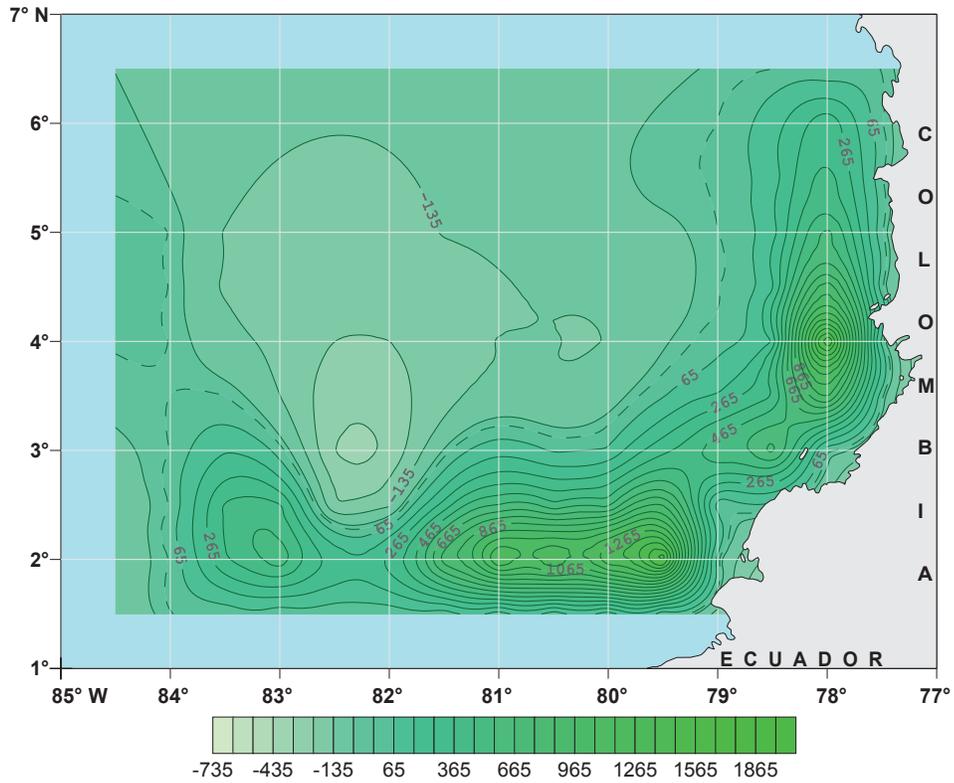


Figura 7.9. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Septiembre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.

Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

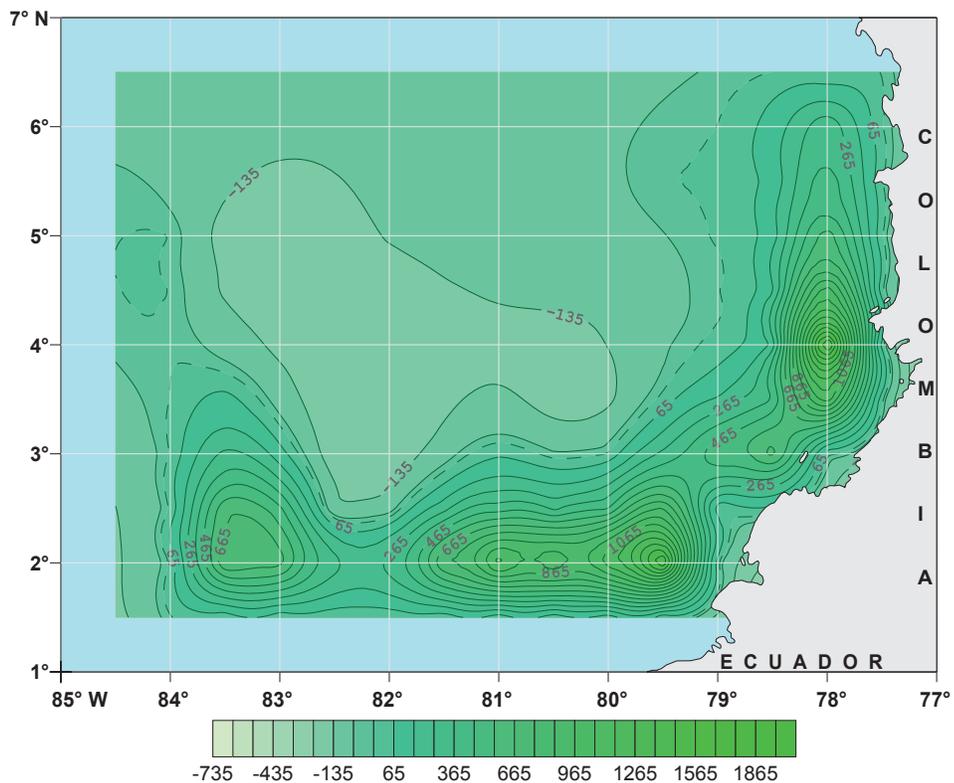


Figura 7.10. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Octubre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.

Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

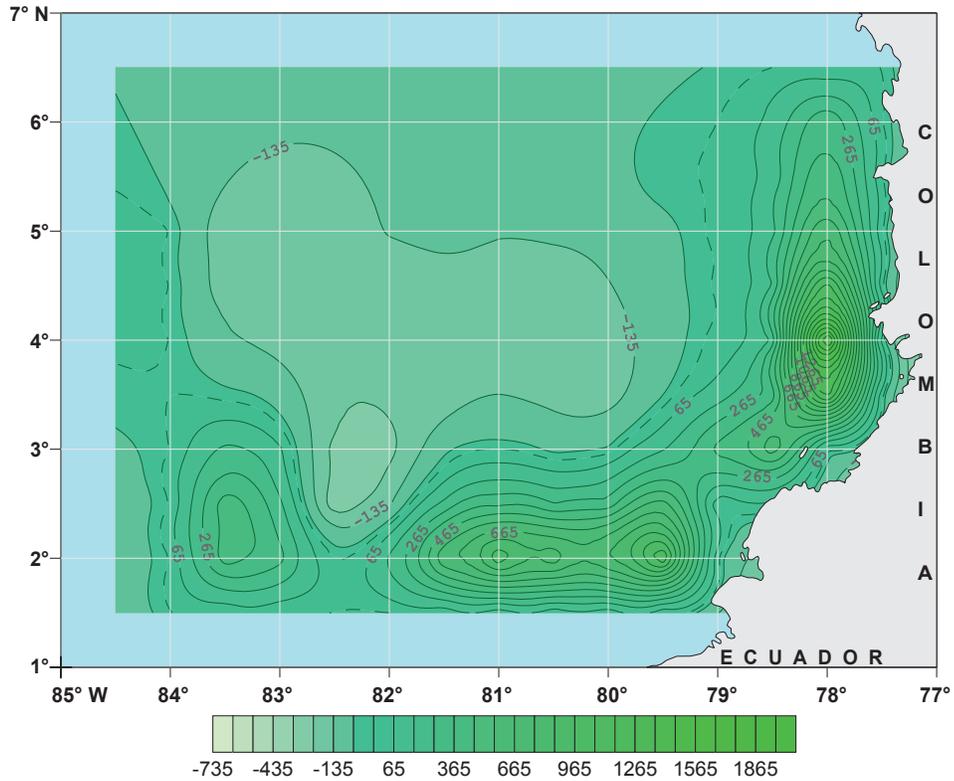


Figura 7.11. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Noviembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

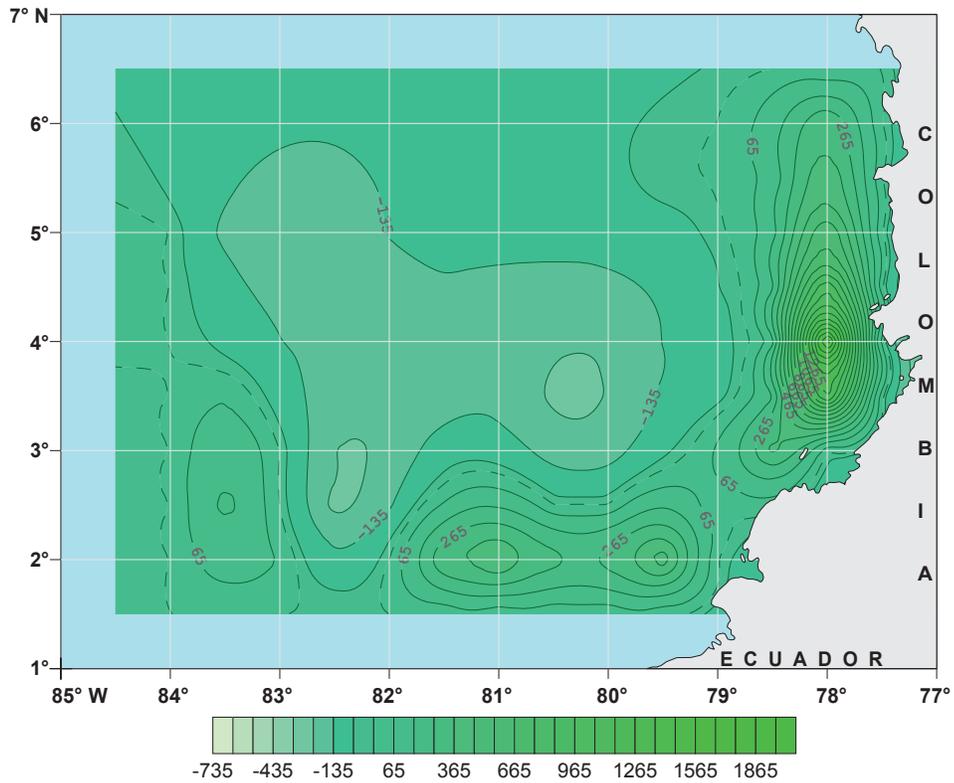


Figura 7.12. Velocidad vertical de surgencia en la capa 0-10 metros, cm/s. Diciembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

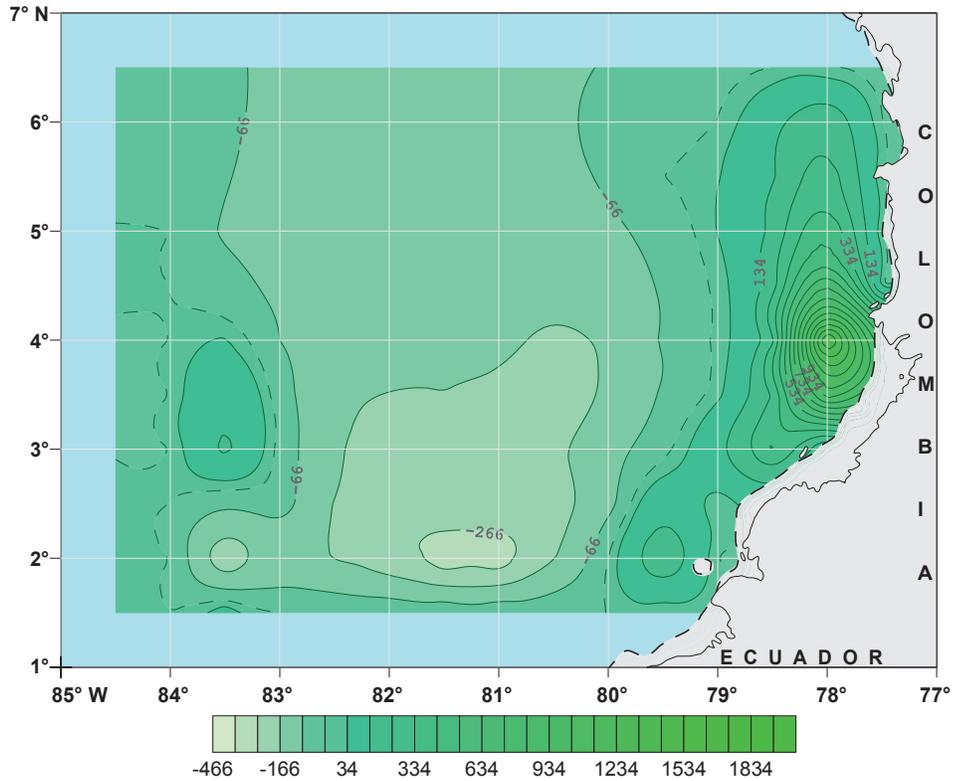


Figura 7.13. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Enero.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

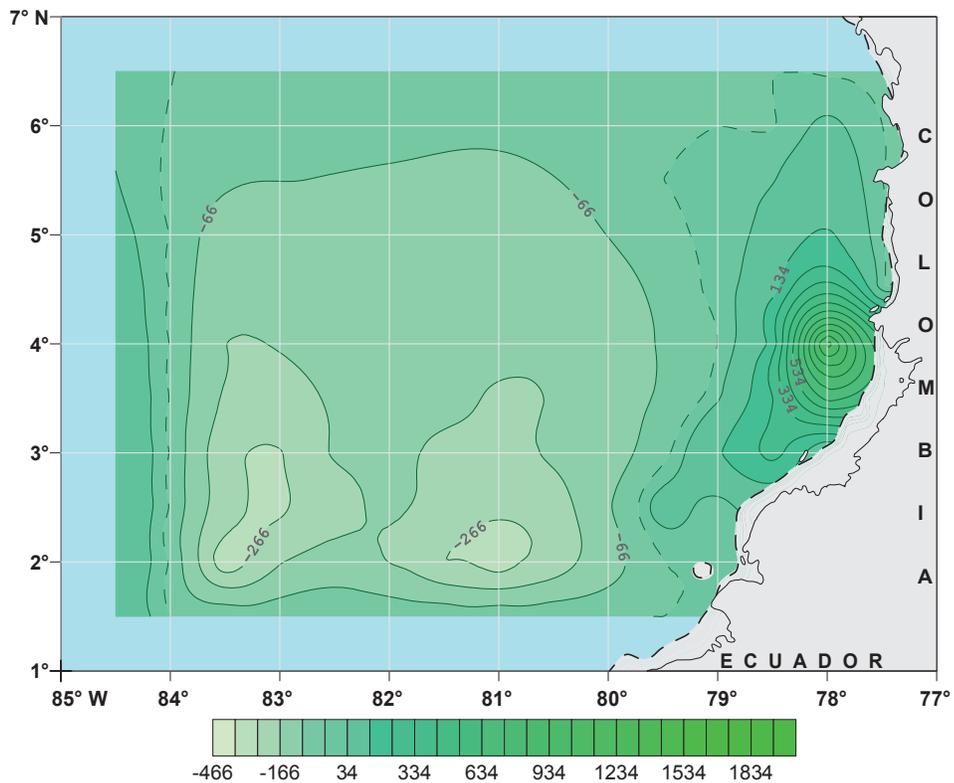


Figura 7.14. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Febrero.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

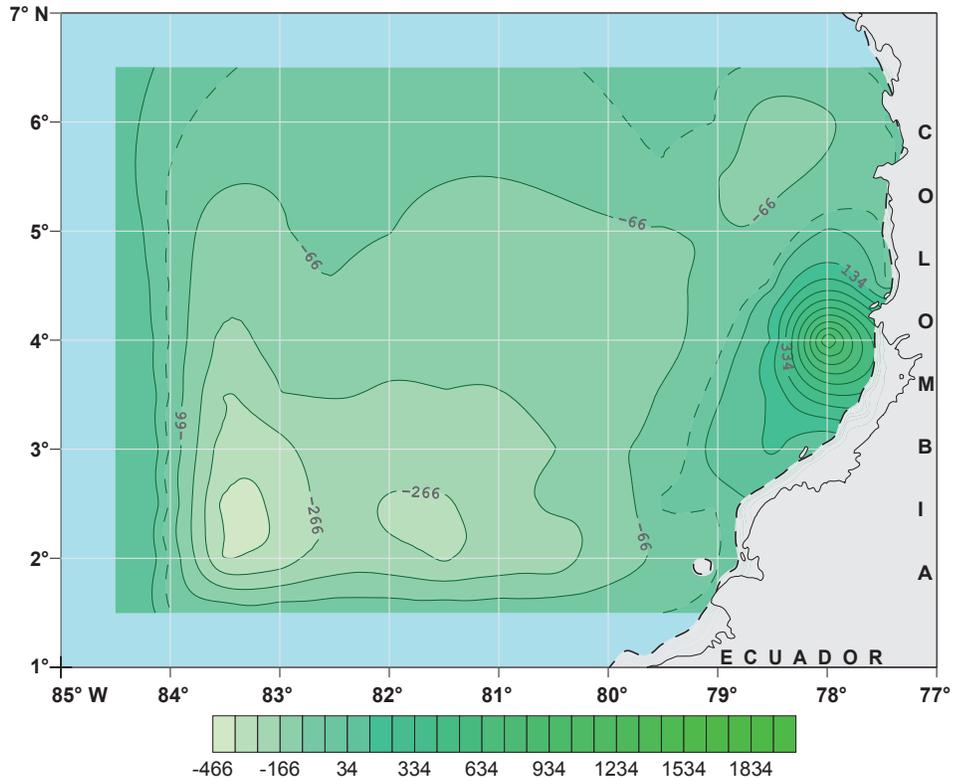


Figura 7.15. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Marzo.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

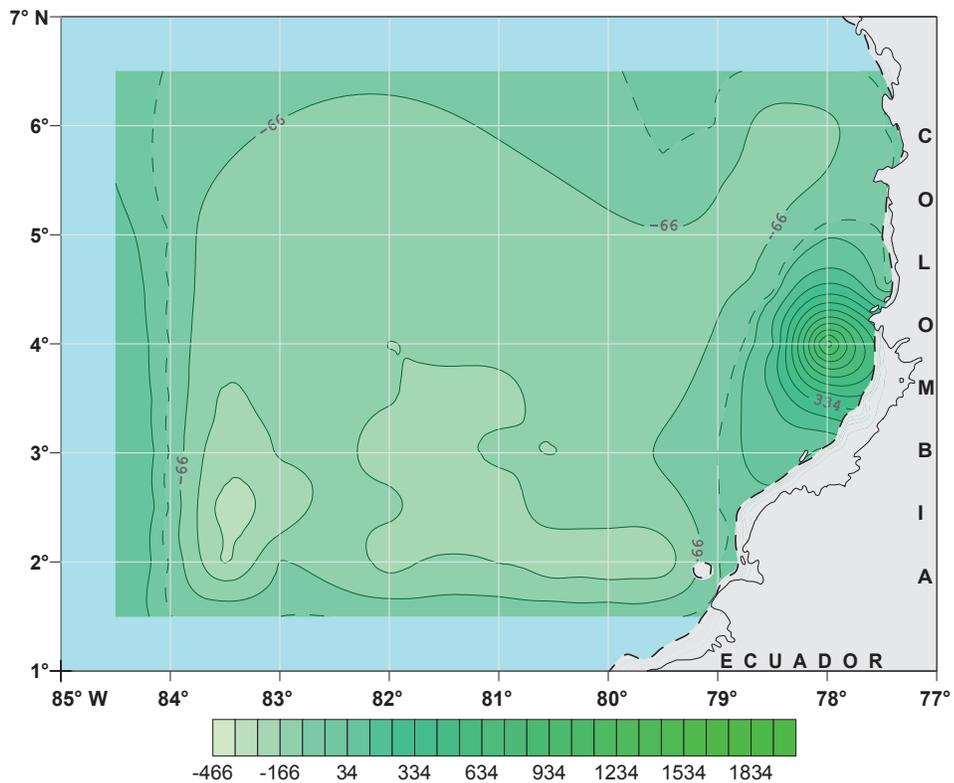


Figura 7.16. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Abril.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

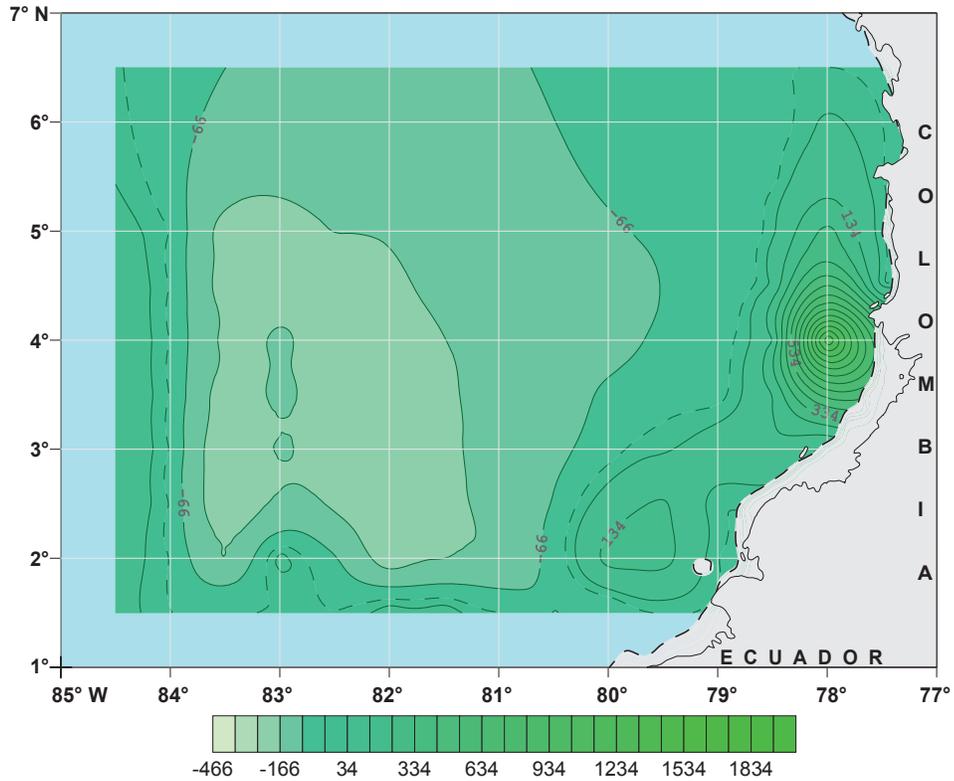


Figura 7.17. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Mayo.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^5$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

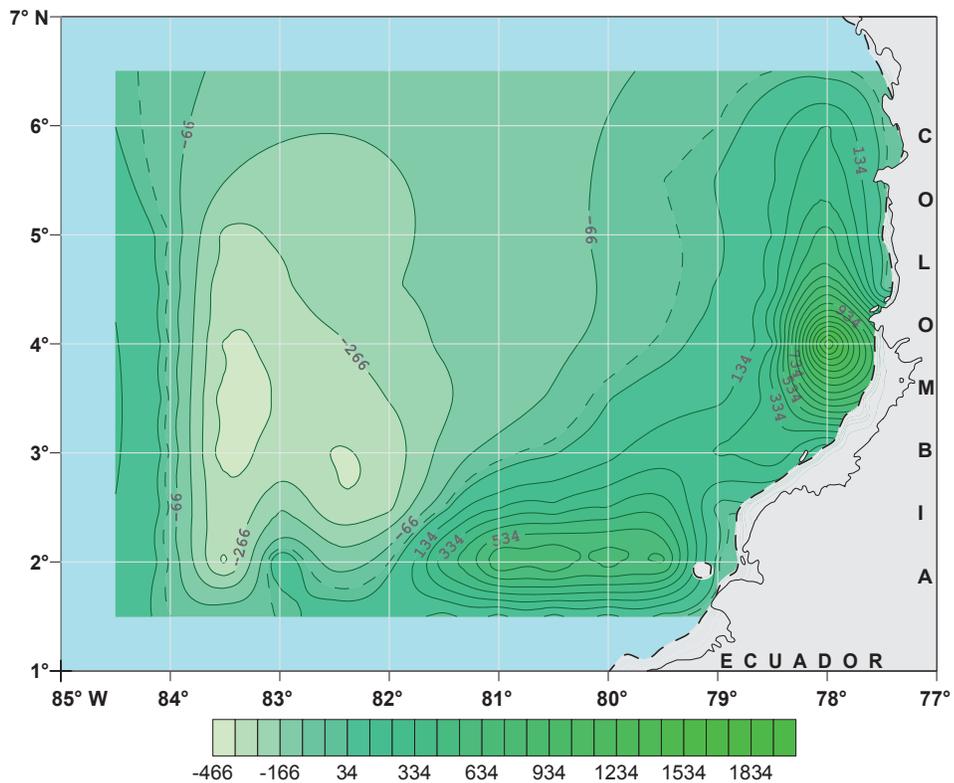


Figura 7.18. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Junio.  
 Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^5$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 Profundidad menor de 500 m.

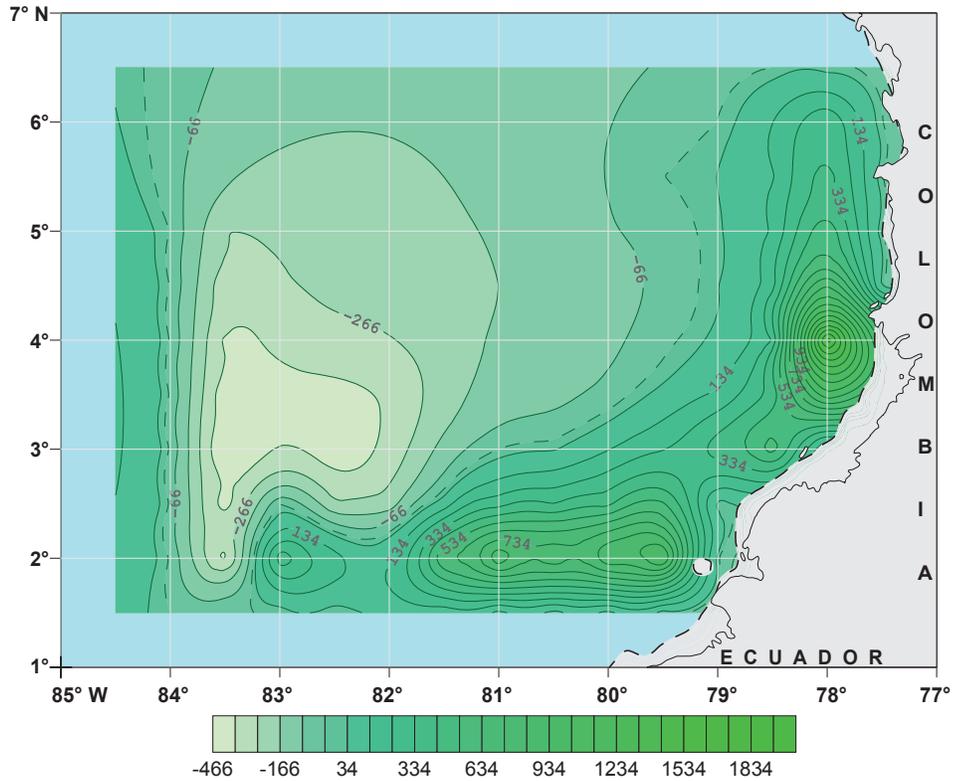


Figura 7.19. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Julio.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 ○ Profundidad menor de 500 m.

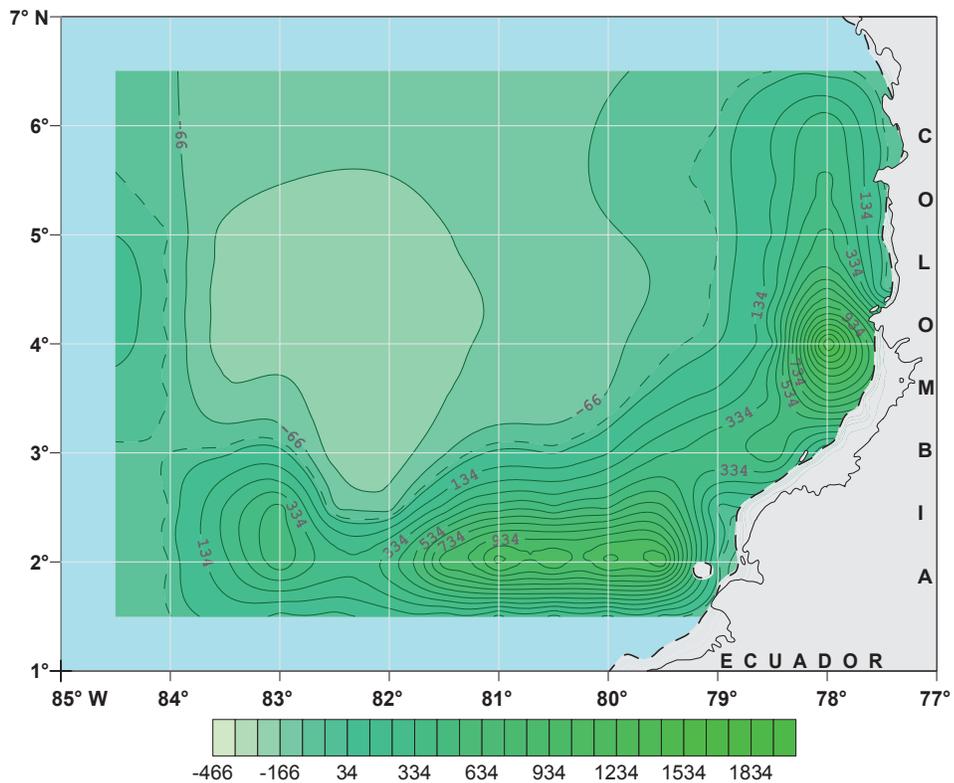


Figura 7.20. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Agosto.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 ○ Profundidad menor de 500 m.

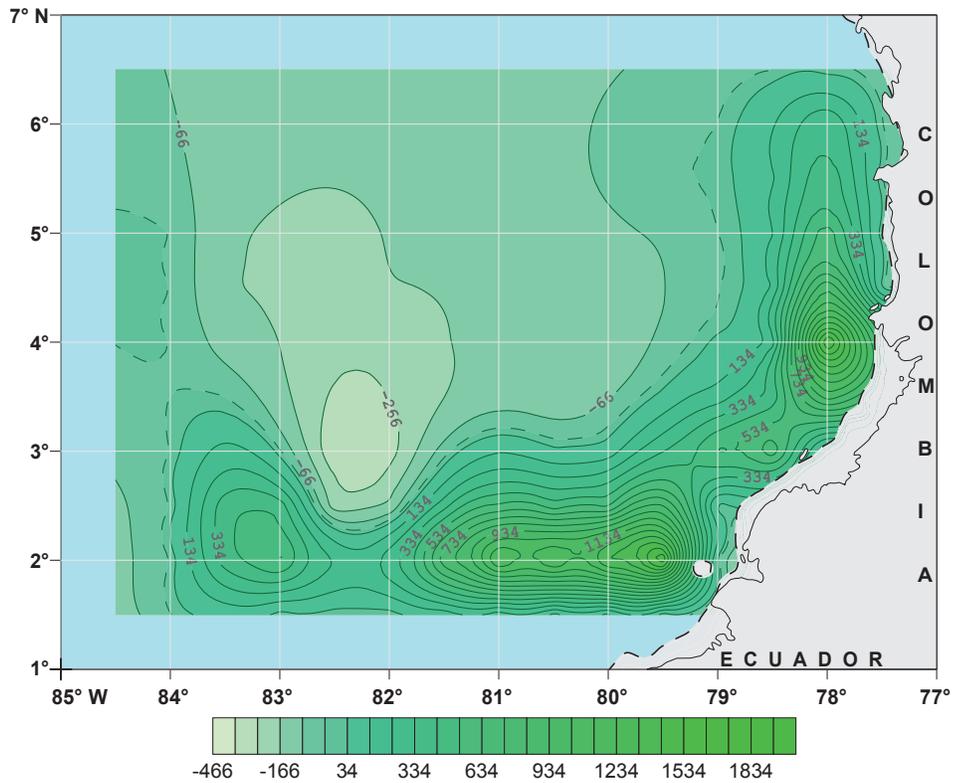


Figura 7.21. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Septiembre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 ○ Profundidad menor de 500 m.

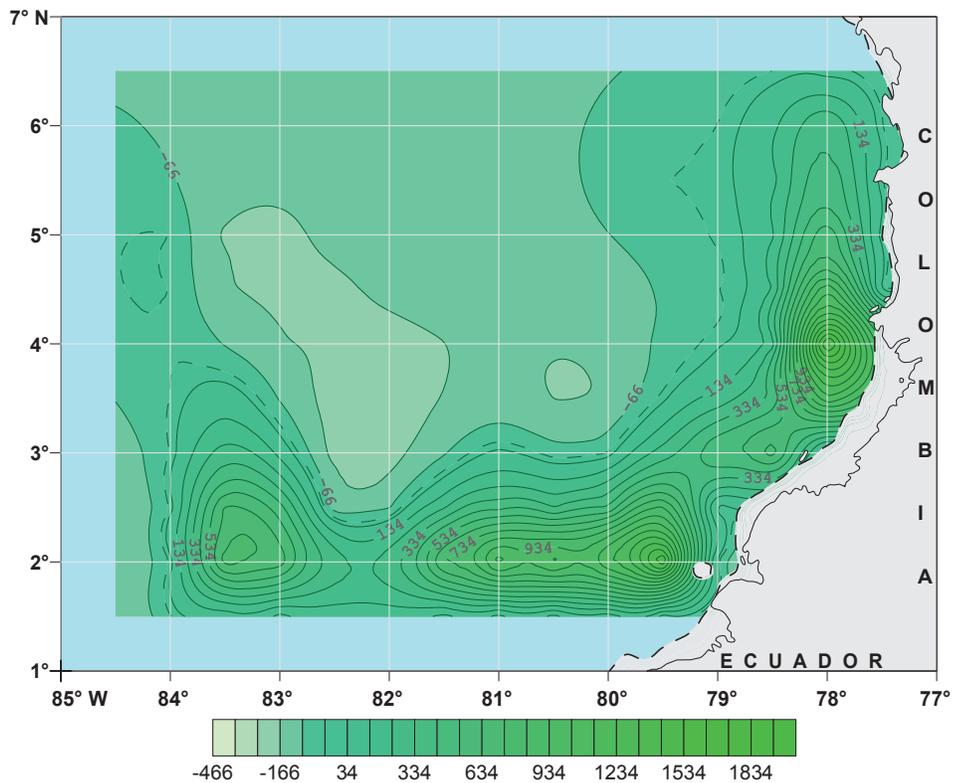


Figura 7.22. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Octubre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
 ○ Profundidad menor de 500 m.

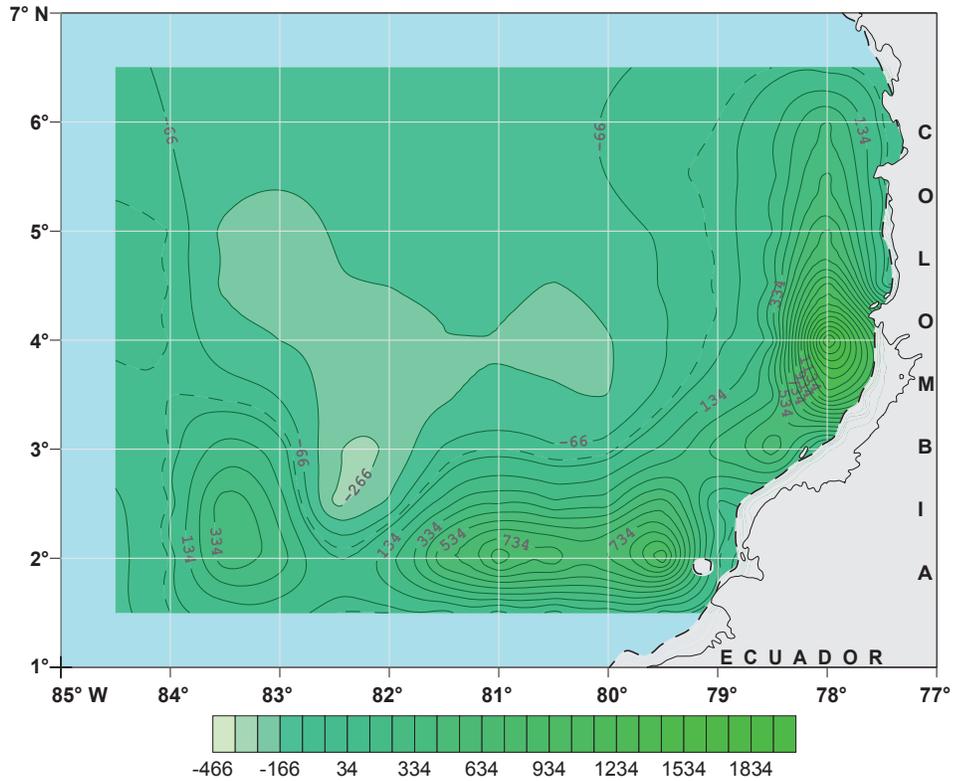


Figura 7.23. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Noviembre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
○ Profundidad menor de 500 m.

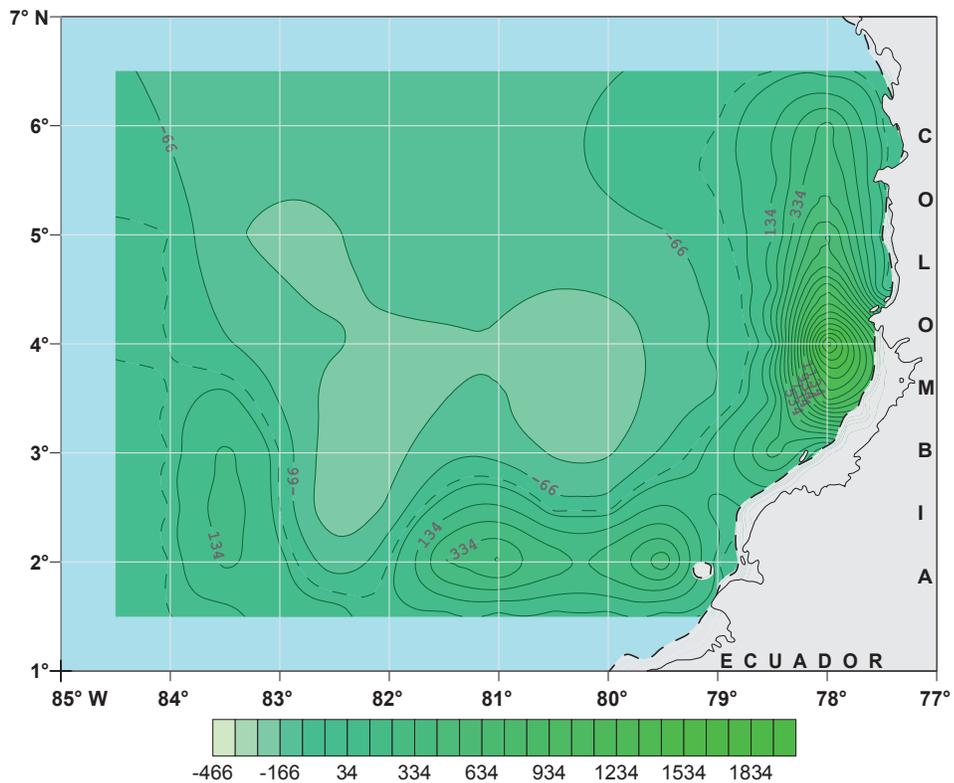


Figura 7.24. Velocidad vertical de surgencia en la capa 400-500 metros, cm/s. Diciembre.

— 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.  
○ Profundidad menor de 500 m.

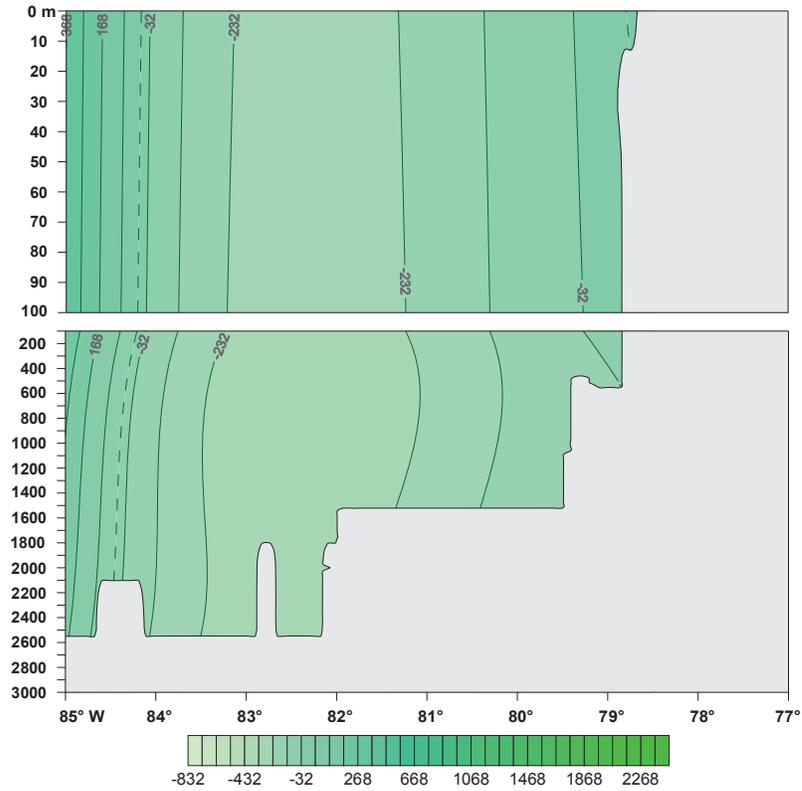


Figura 7.25. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 2° N, cm/s. Marzo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

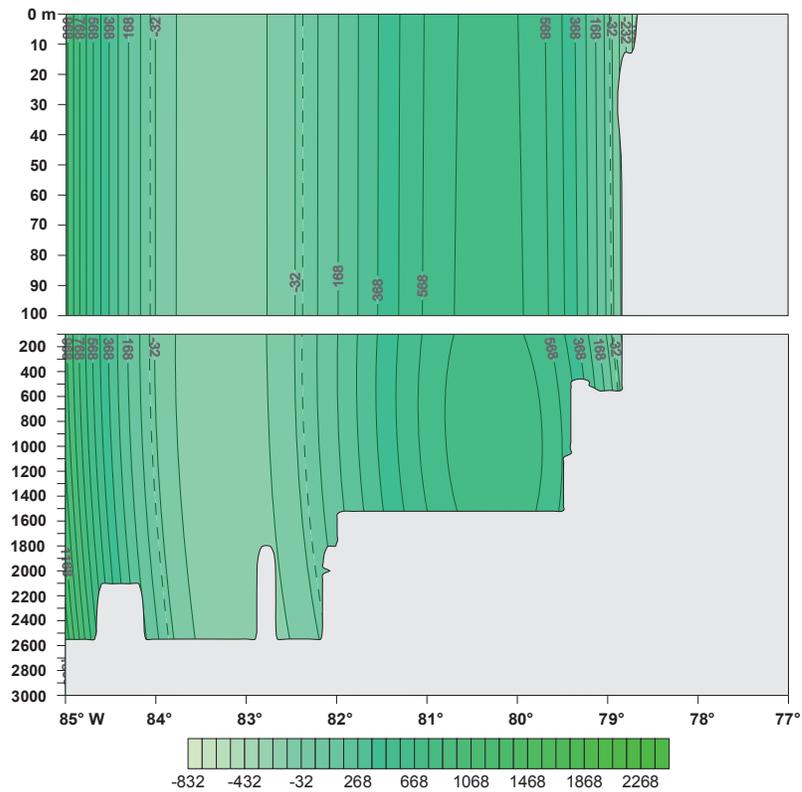


Figura 7.26. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 2° N, cm/s. Junio.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

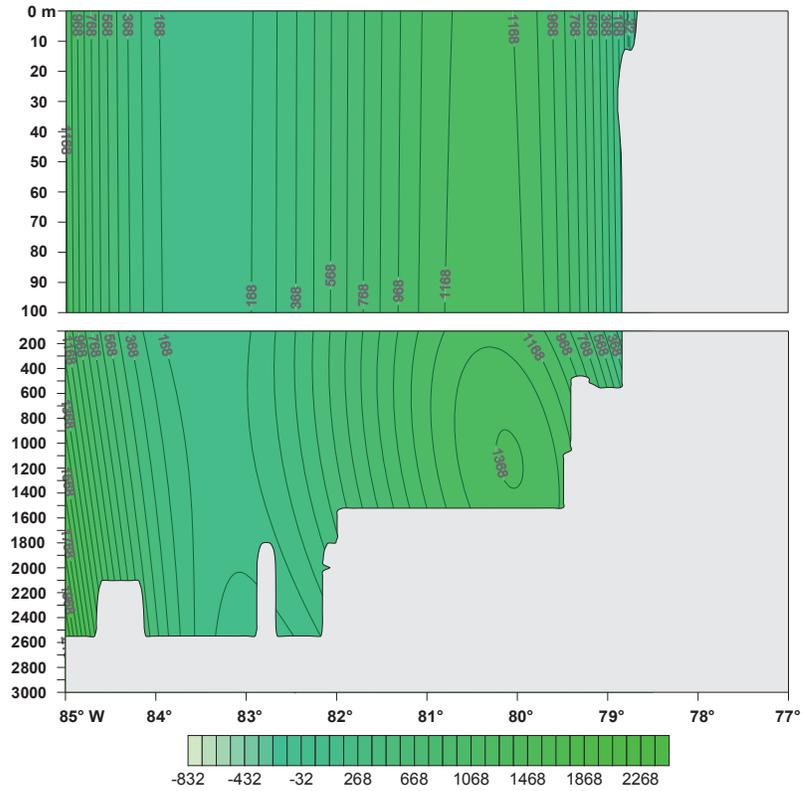


Figura 7.27. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 2° N, cm/s. Septiembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

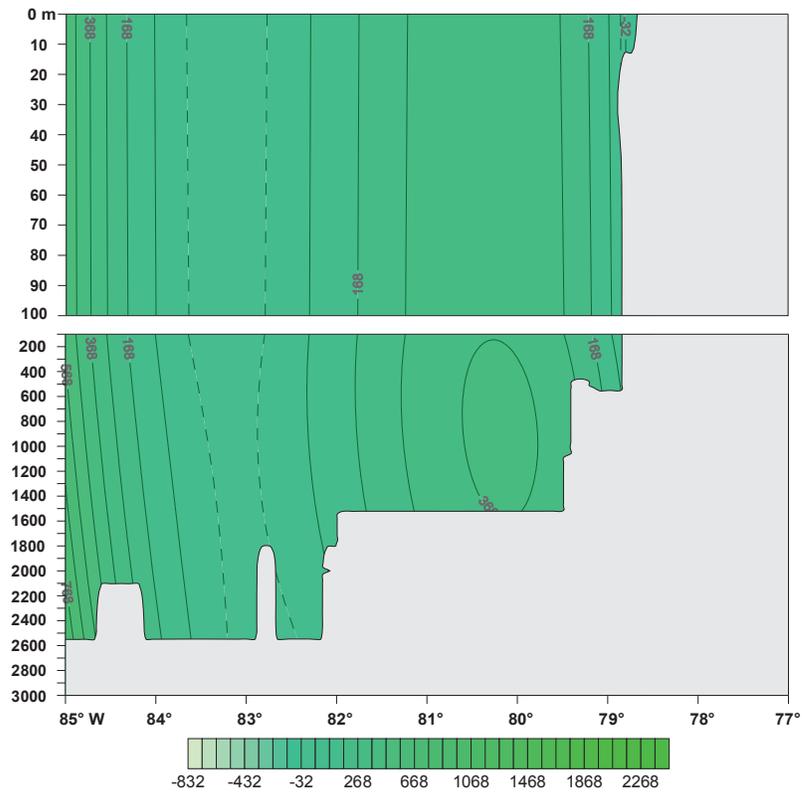


Figura 7.28. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 2° N, cm/s. Diciembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

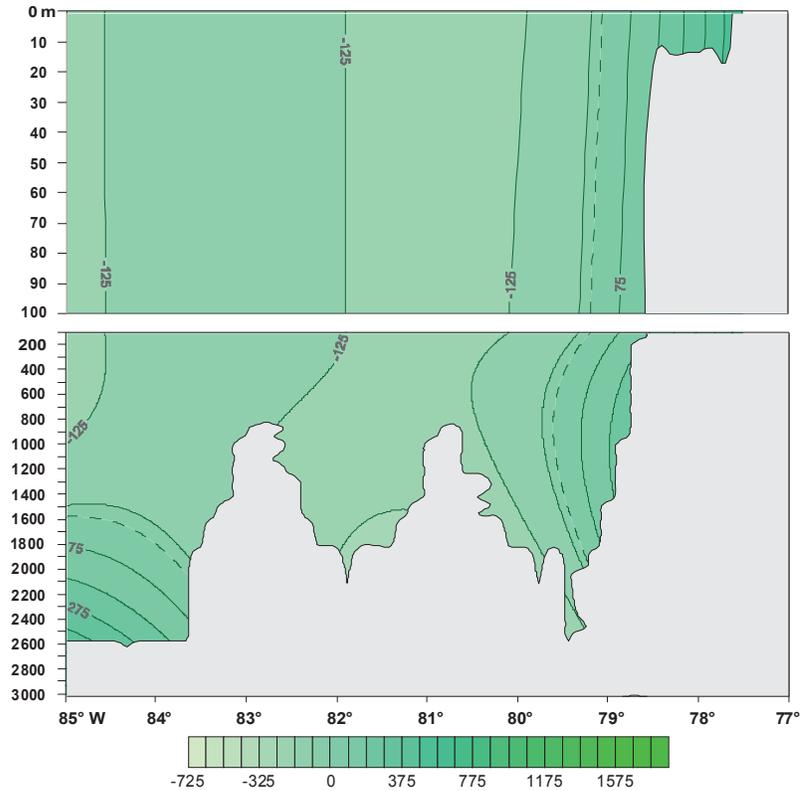


Figura 7.29. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 4° N, cm/s. Marzo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

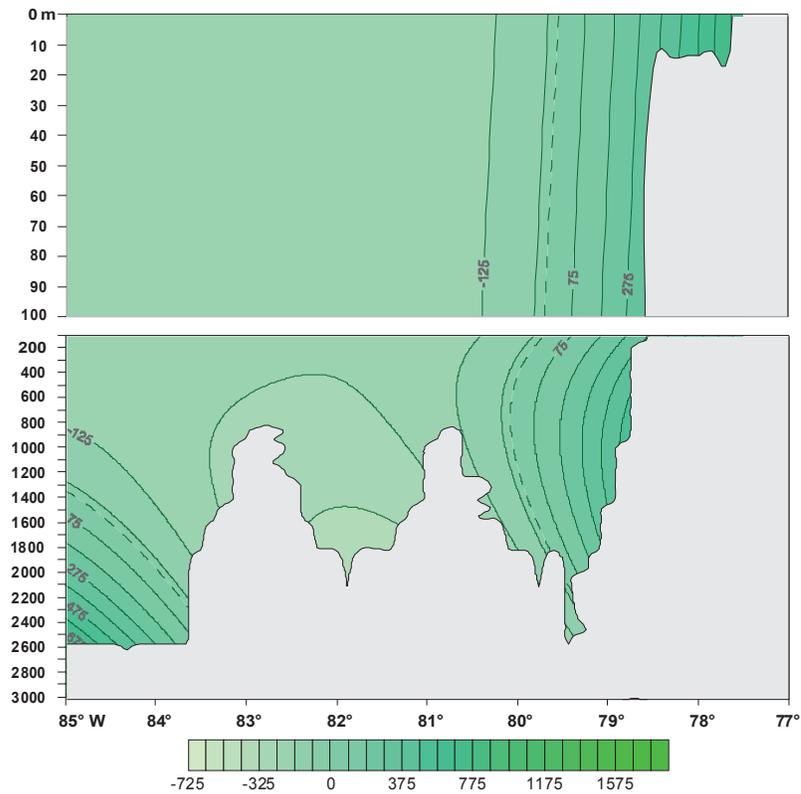


Figura 7.30. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 4° N, cm/s. Junio.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

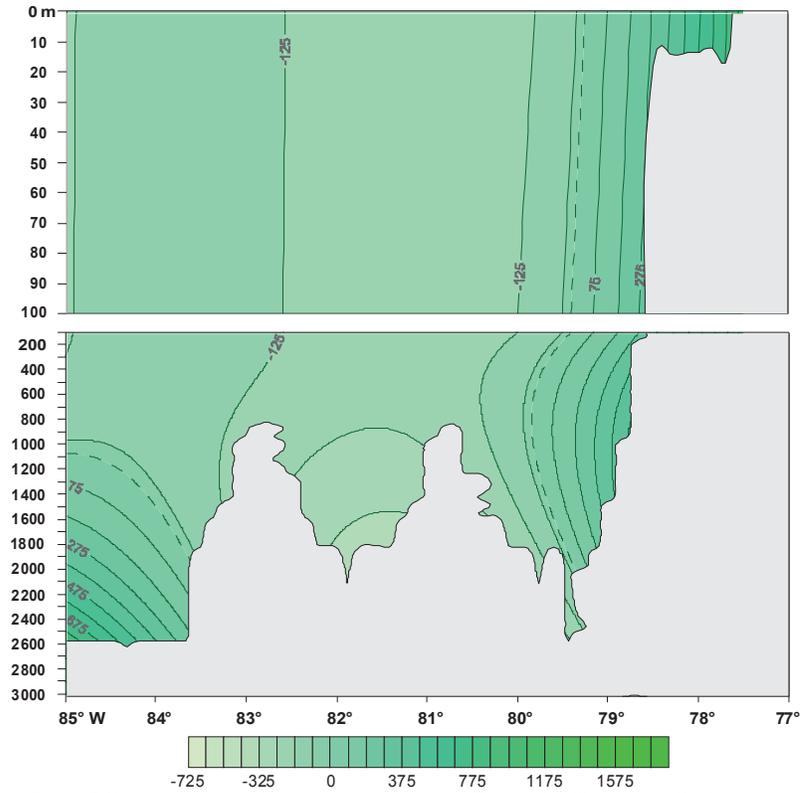


Figura 7.31. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 4° N, cm/s. Septiembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

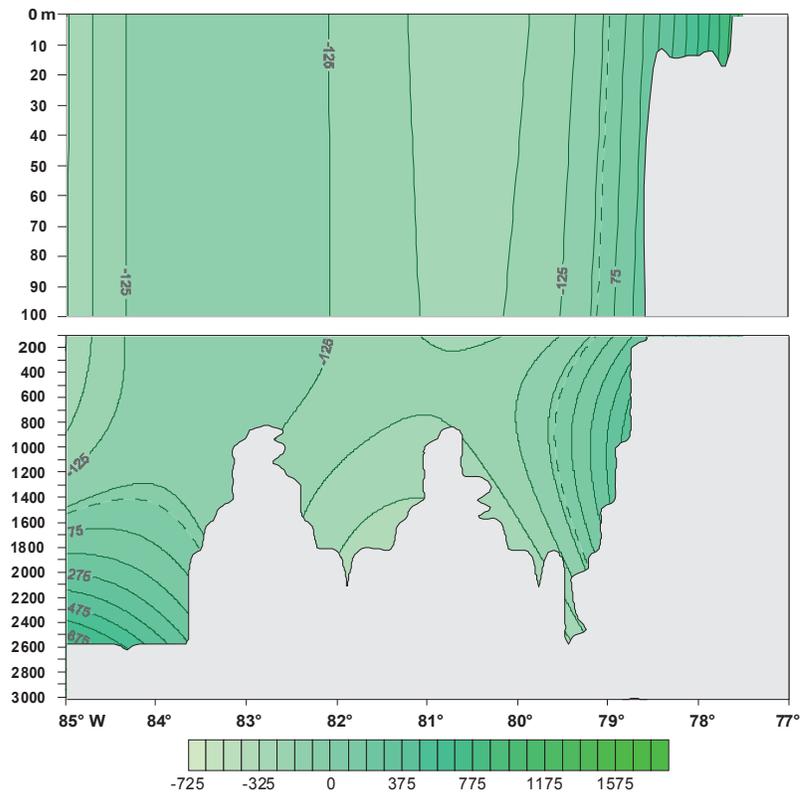


Figura 7.32. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 4° N, cm/s. Diciembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $100 \times 10^{-5}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

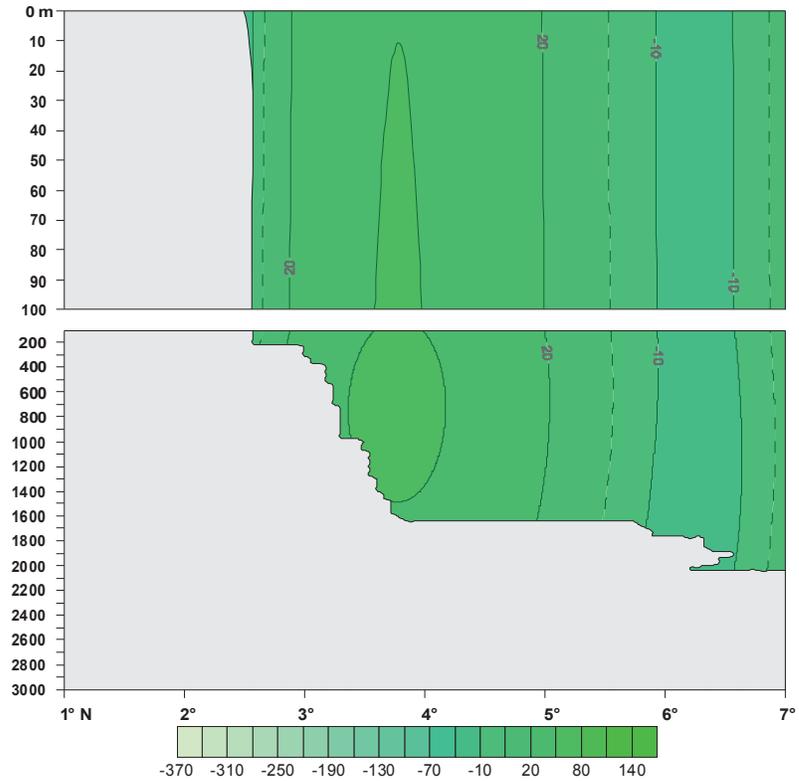


Figura 7.33. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 78° W, cm/s. Marzo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $30 \times 10^{-4}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

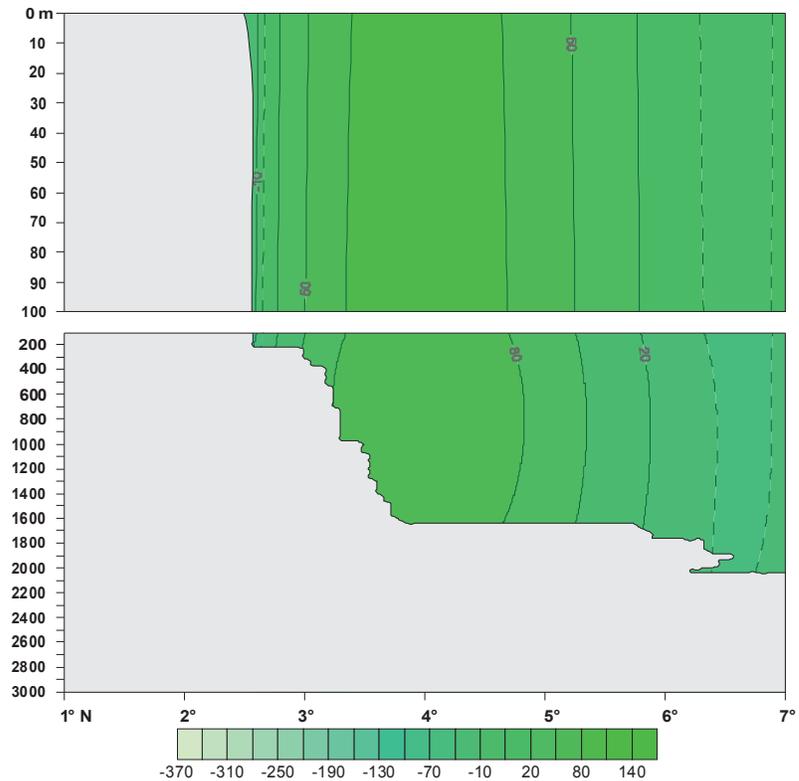


Figura 7.34. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 78° W, cm/s. Junio.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $30 \times 10^{-4}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

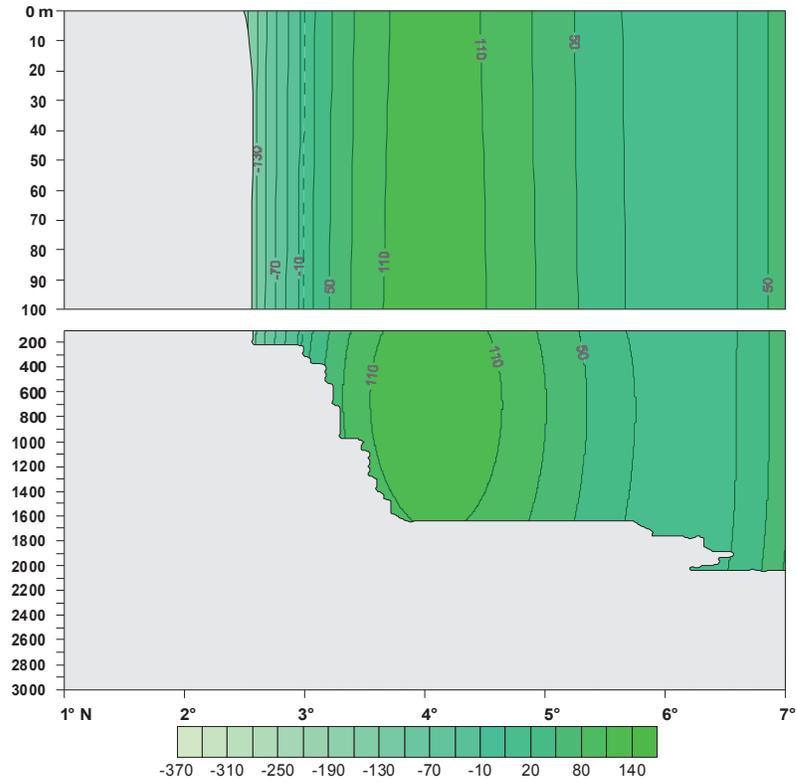


Figura 7.35. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 78° W, cm/s. Septiembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $30 \times 10^{-4}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

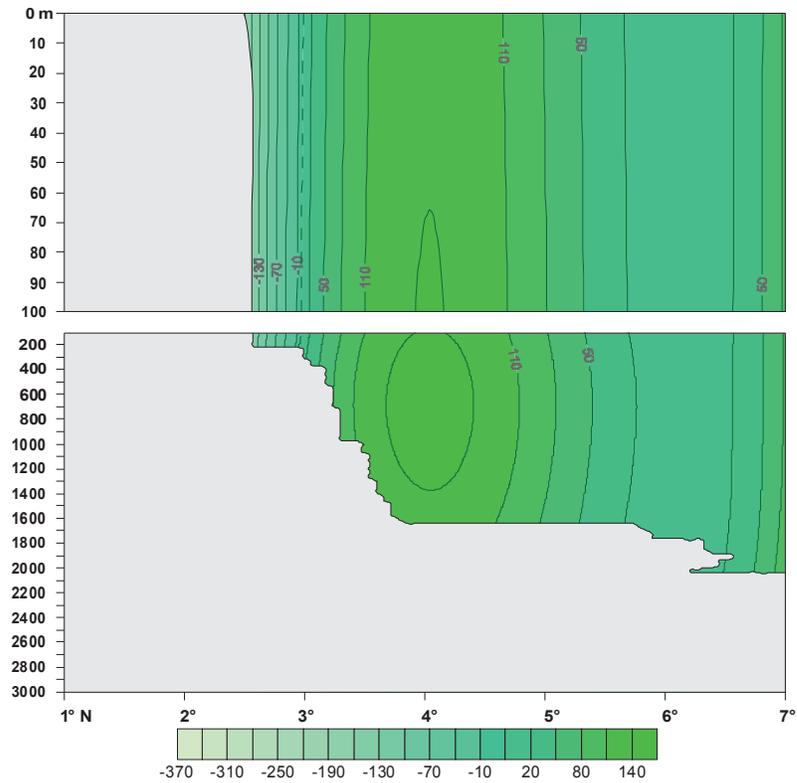


Figura 7.36. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 78° W, cm/s. Diciembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $30 \times 10^{-4}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

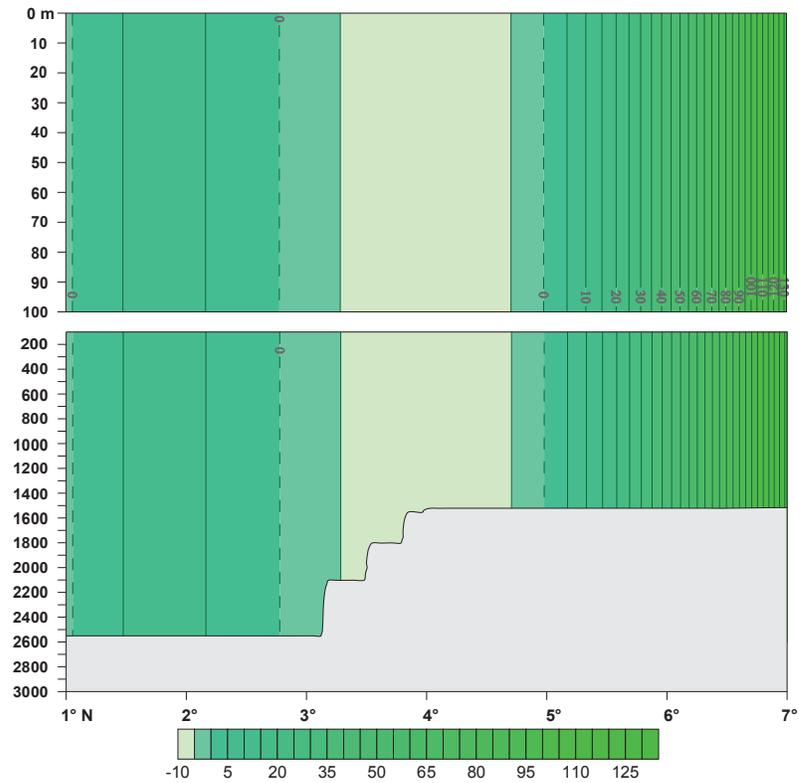


Figura 7.37. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 84° W, cm/s. Marzo.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $5 \times 10^{-12}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

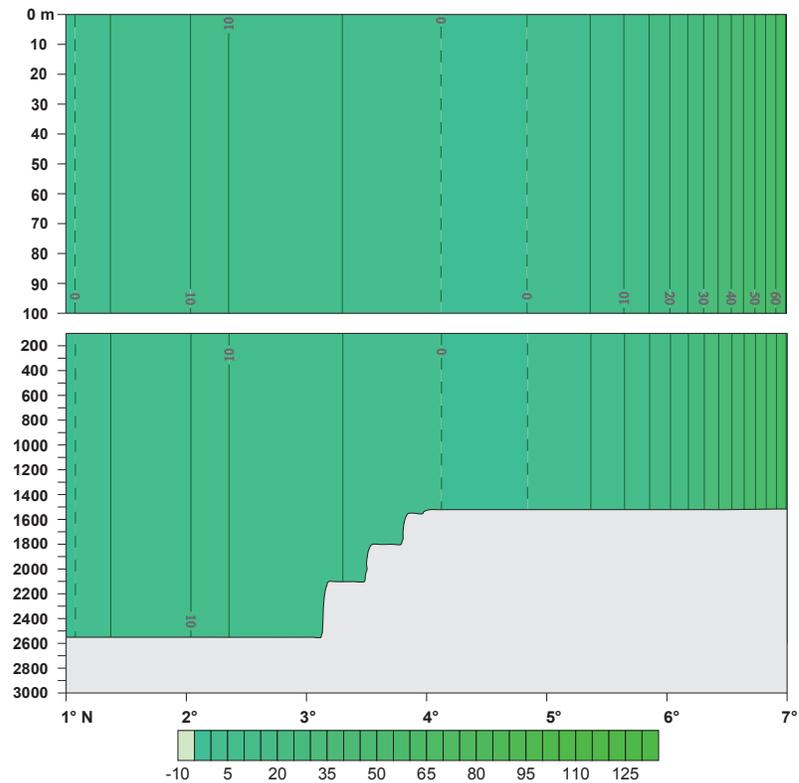


Figura 7.38. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 84° W, cm/s. Junio.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $5 \times 10^{-12}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

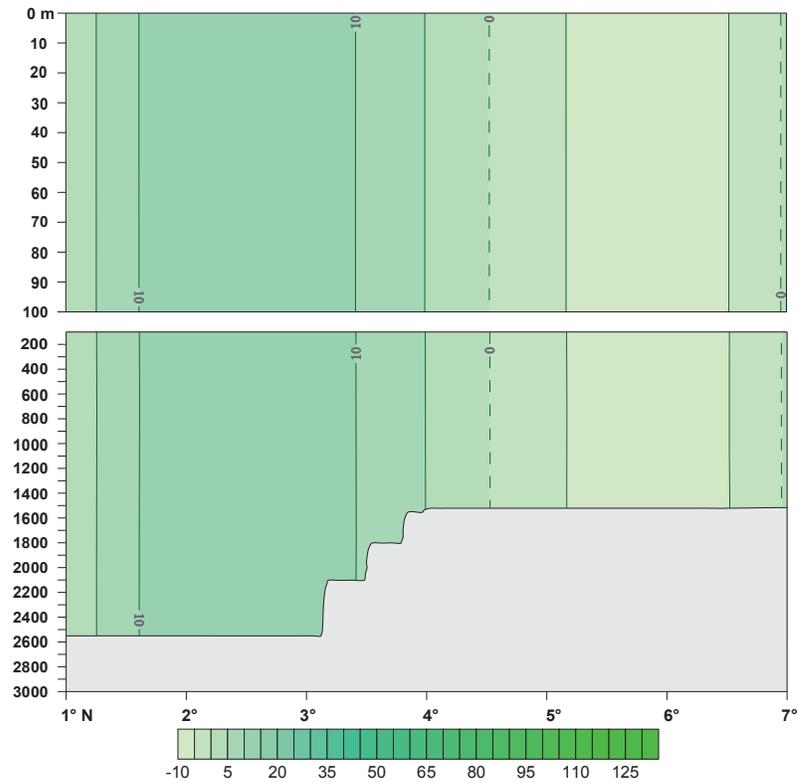


Figura 7.39. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 84° W, cm/s. Septiembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $5 \times 10^{-12}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.

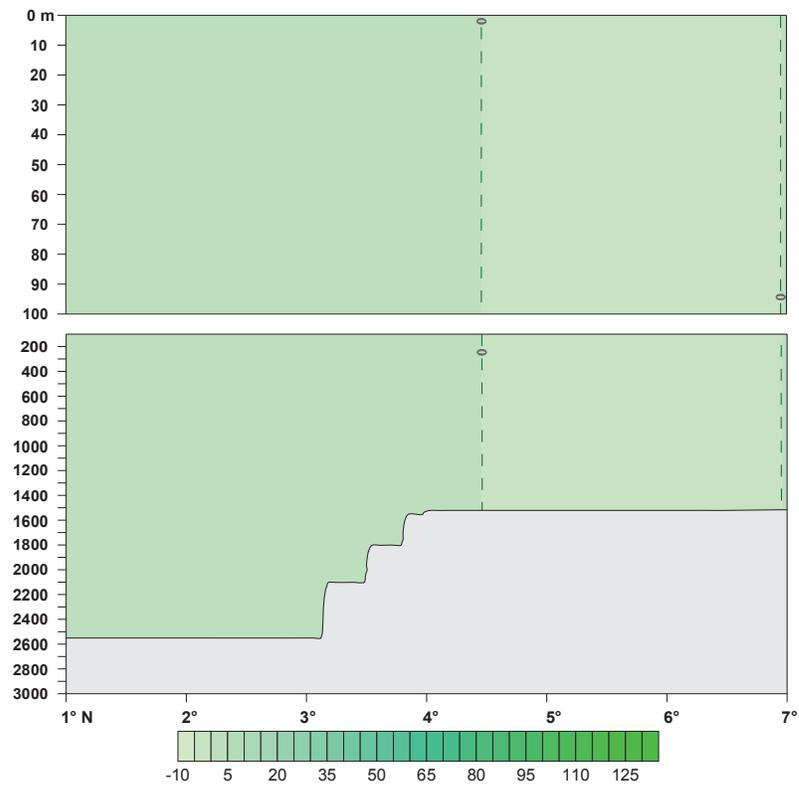


Figura 7.40. Velocidad vertical de surgencia en el Transecto 84° W, cm/s. Diciembre.  
 — 100 — Líneas iguales de velocidad vertical de surgencia (isotacas) cada  $5 \times 10^{-12}$  cm/s.  
 Valores positivos son el descenso de aguas. Valores negativos son el ascenso de aguas. Separación de zonas - - -.



## 8. CIRCULACIÓN DEL MAR: VELOCIDAD DE CORRIENTES, (cm/s)

La circulación de las aguas de la CPC se presenta en isolíneas de velocidad de corrientes como promedio climático mensual en superficie. La circulación de las aguas en las profundidades estándar 20, 50, 75, 100, 150, 200 y 300 metros se muestra para los meses de máximos y mínimos de temperatura: marzo, junio, septiembre y diciembre. En cuanto a las profundidades 500, 700, 1000, 1300 y 1500 metros, la circulación de las aguas se presenta como promedio climático del período 1971 – 2000.

En la superficie se observa que en los primeros tres meses del año la velocidad es menor a lo largo de la costa y aumenta hacia el sur-occidente de la CPC. El desplazamiento Oeste y Suroeste de las aguas superficiales muestra la influencia de los vientos característicos de la región de estudio durante esta época del año.

A partir del cuarto mes se observa una variación en la dirección de la corriente en el sector entre los 81° y 83° W hasta los 2° N, donde ésta se torna Noroeste aunque conserva la misma velocidad.

Esta tendencia se vuelve más visible en mayo cuando la velocidad de la corriente disminuye en el sector mencionado y continúa el cambio de la dirección de la corriente en los siguientes meses, siendo agosto el mes donde la velocidad nuevamente inicia su aumento.

Posteriormente la dirección de la corriente varía en forma paulatina de tal manera que, para diciembre, las aguas se dirigen al Este y Sureste de la CPC en el sector comprendido entre los 6° 30' y 4° 30' N, y al Norte y Noroeste en las regiones Sur y Suroeste.

El comportamiento descrito de la circulación de las aguas superficiales de la CPC muestra en forma clara la influencia de los vientos que actúan durante la migración de la ZCIT.

En cuanto al sector Suroeste de la CPC, la aglomeración de isolíneas de velocidad de corrientes está acompañada de una dirección que varía de intensidad durante el año, pero que es casi permanente, lo cual puede deberse a la bifurcación de corrientes provocada por el contacto con la cresta de Carnegie ubicada frente al Ecuador.

También se observan isotacas que rodean a las crestas de Malpelo, Coiba y Cocos en estas profundidades, formando una circulación local muy particular. La influencia de las crestas submarinas, pueden así obstaculizar el libre intercambio de aguas profundas de la CPC con aguas del océano Pacífico (Villegas y Karlin, 2004; Villegas y Málíkov, 2006).

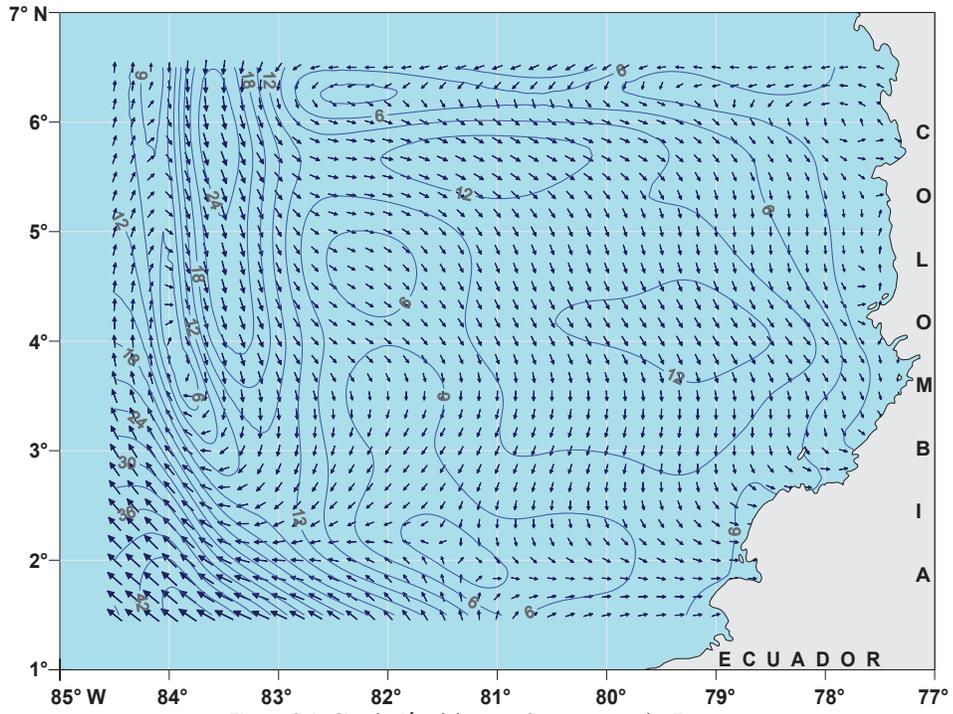


Figura 8.1. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Enero.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

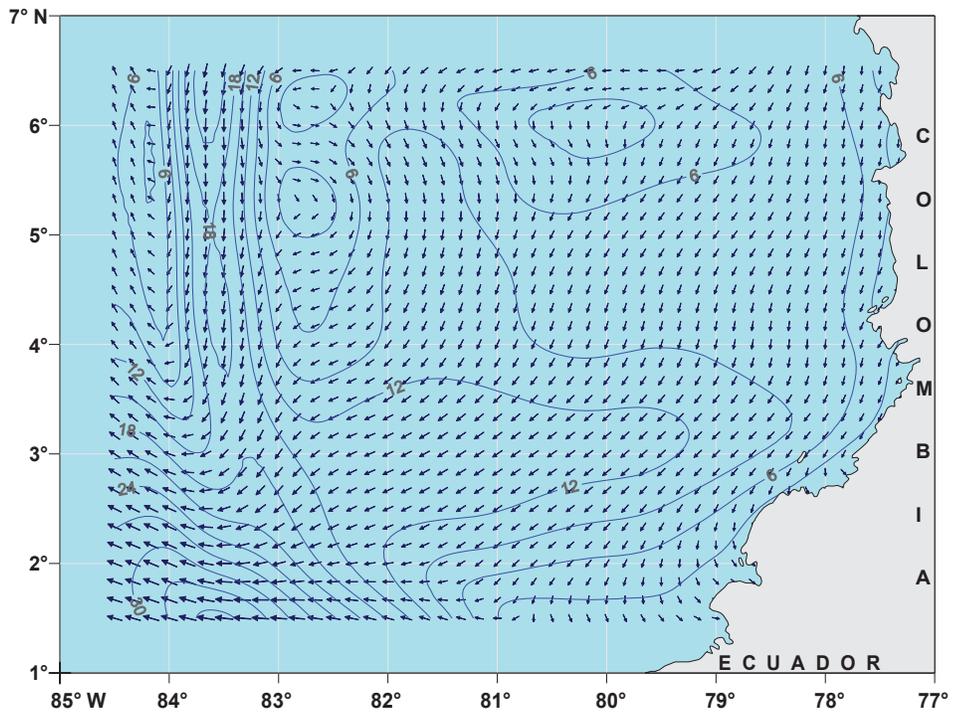
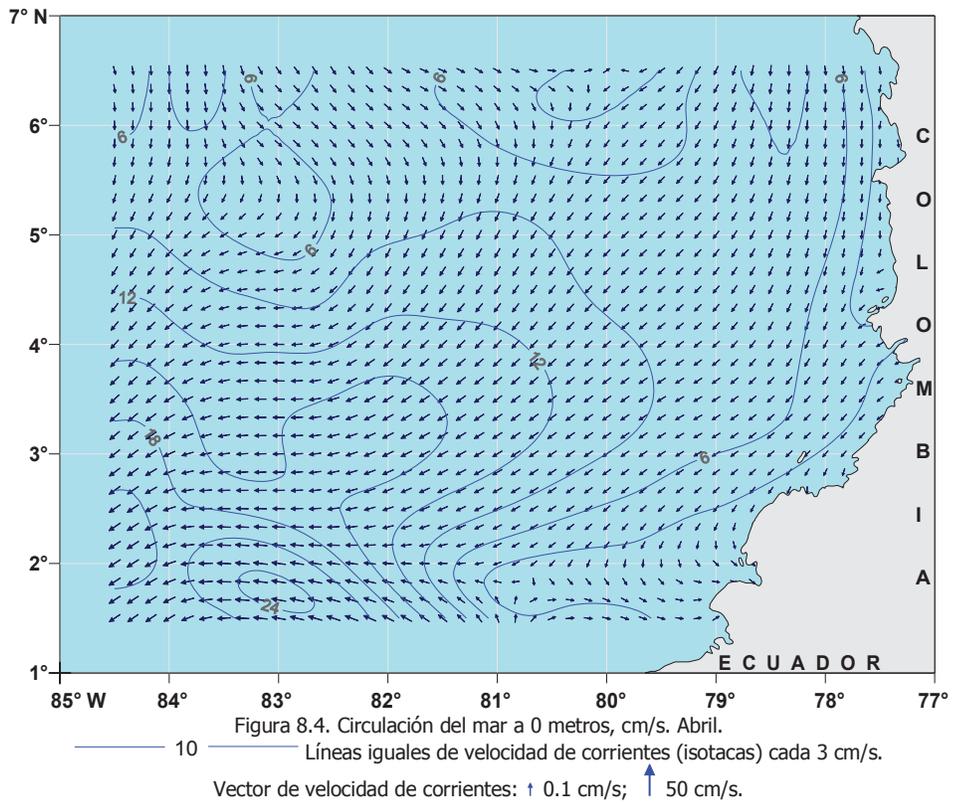
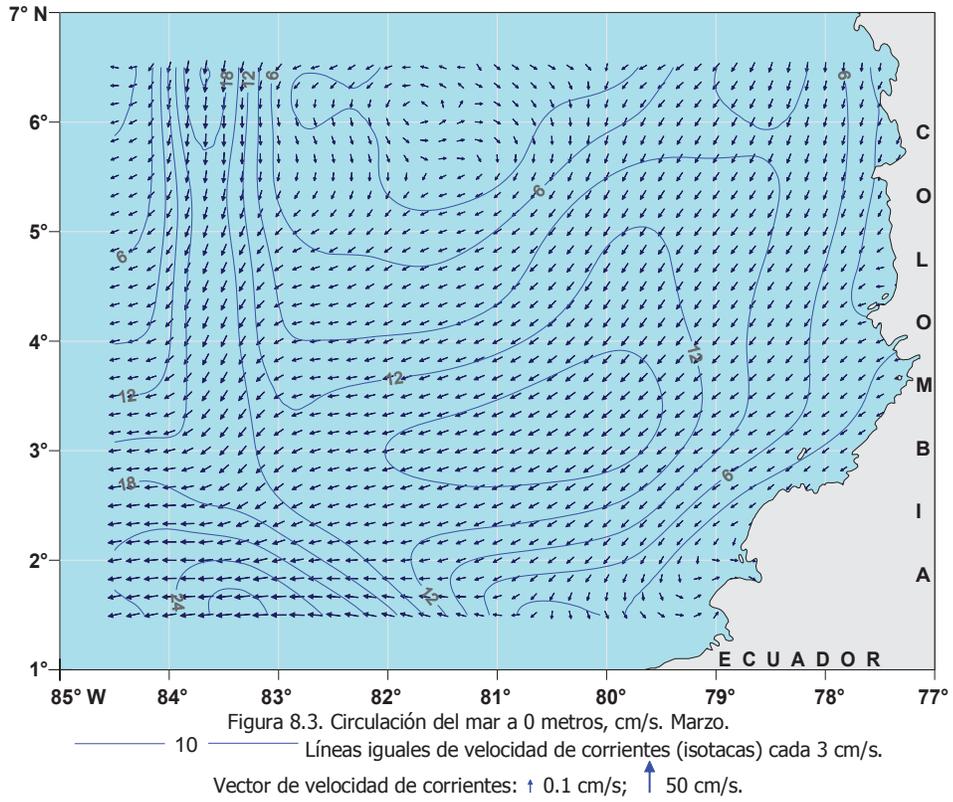


Figura 8.2. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Febrero.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.



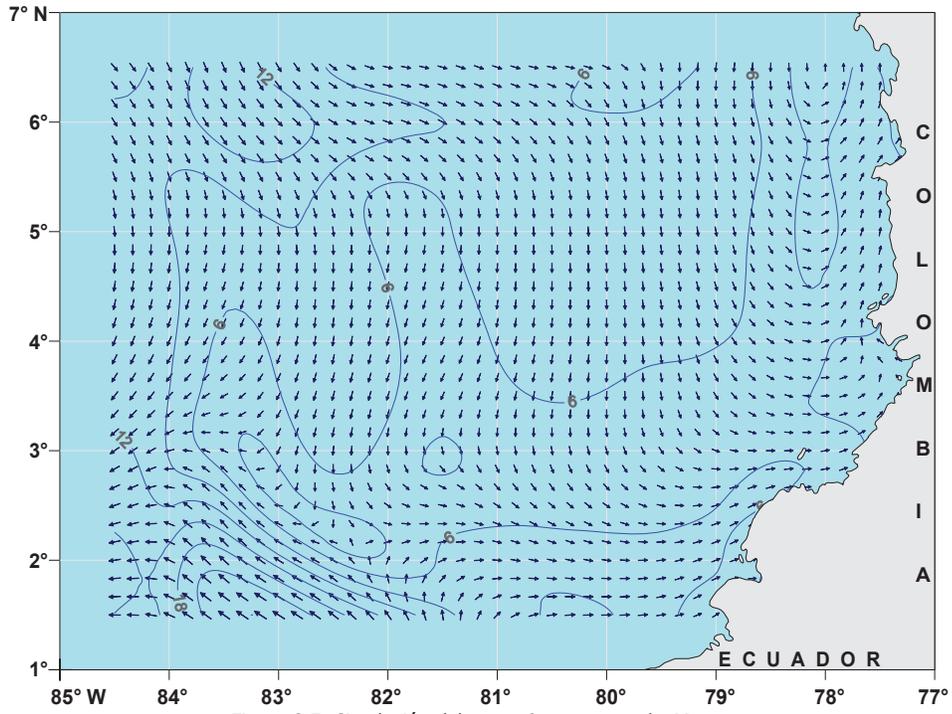


Figura 8.5. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Mayo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

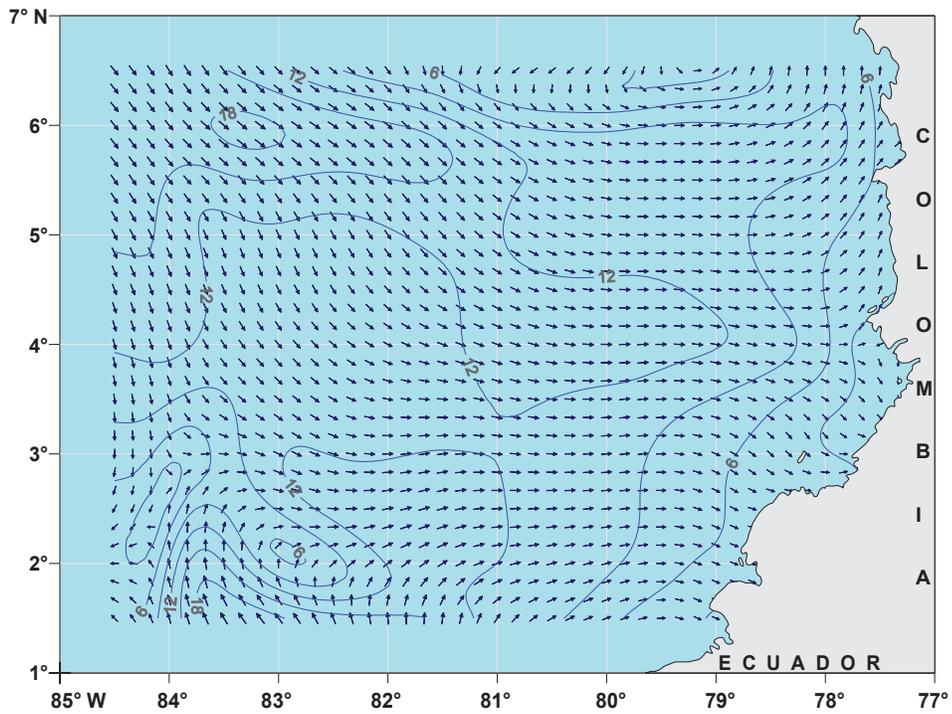


Figura 8.6. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

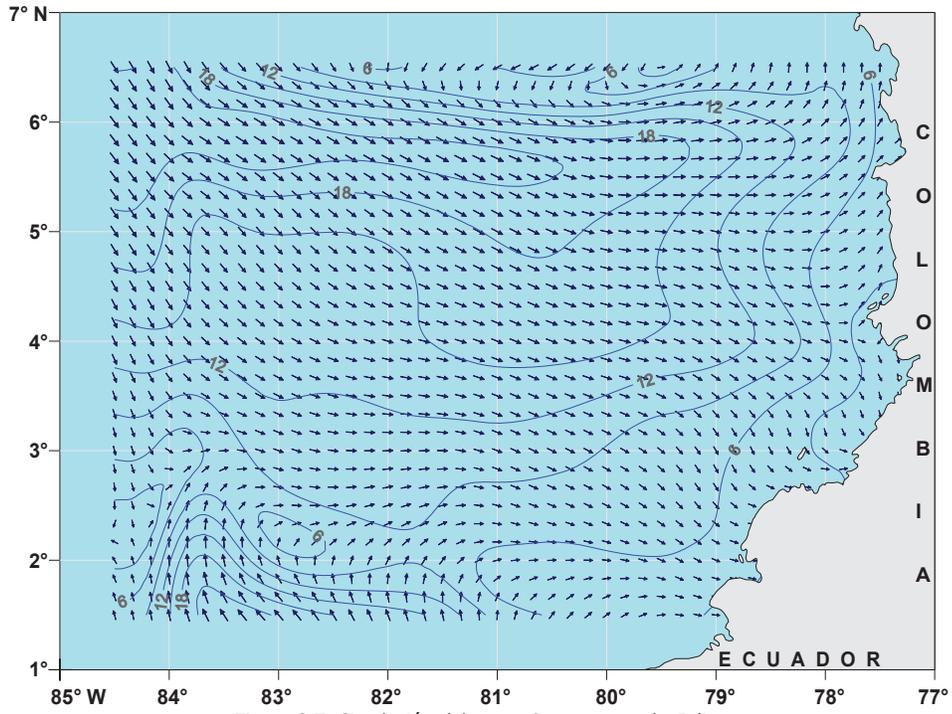


Figura 8.7. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Julio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

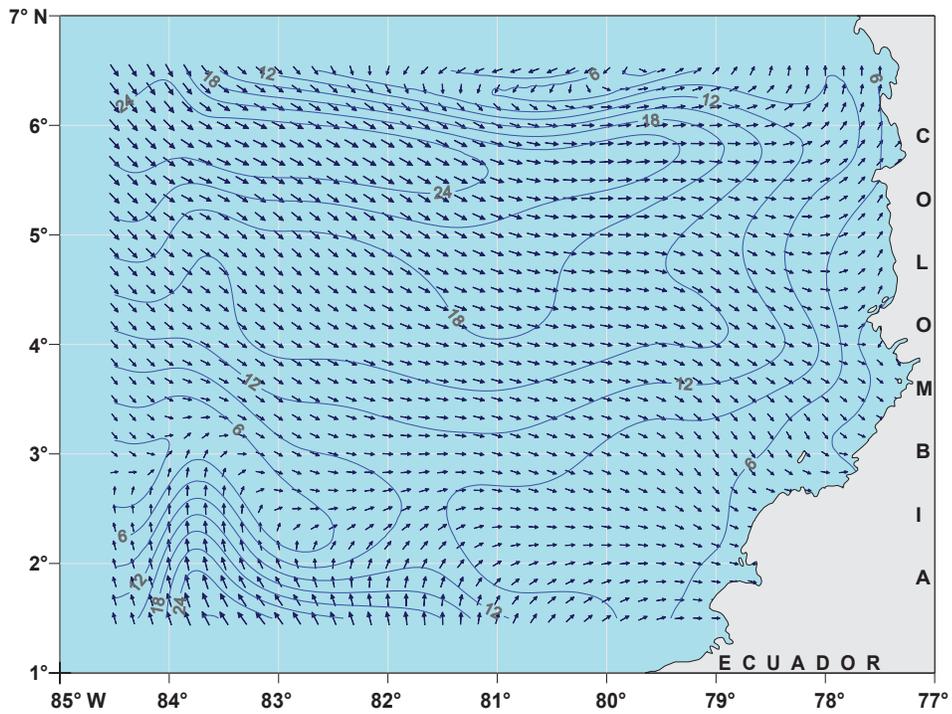


Figura 8.8. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Agosto.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

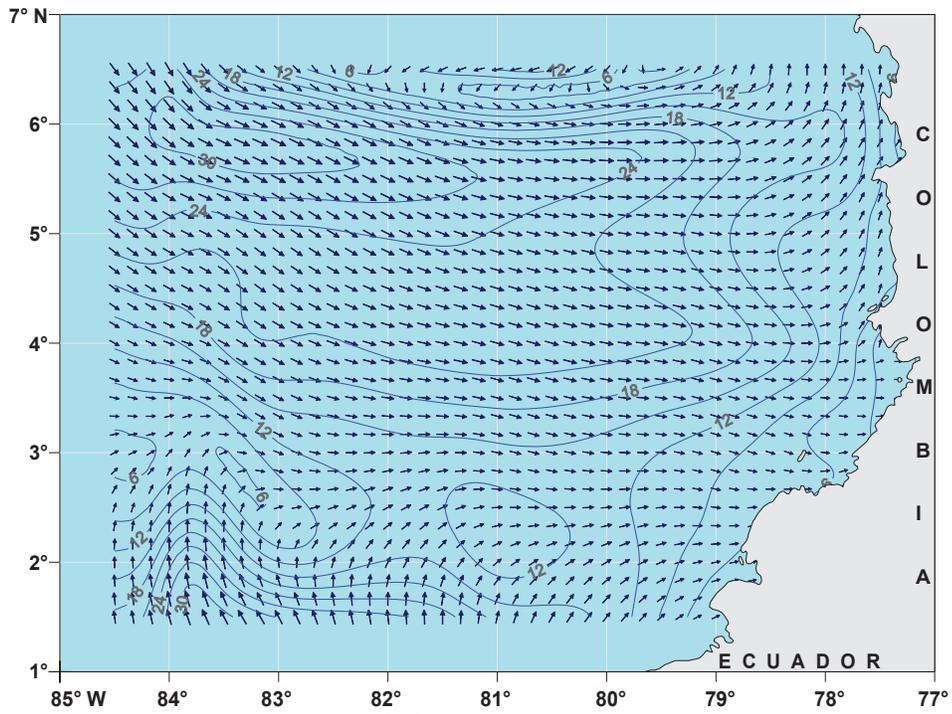


Figura 8.9. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

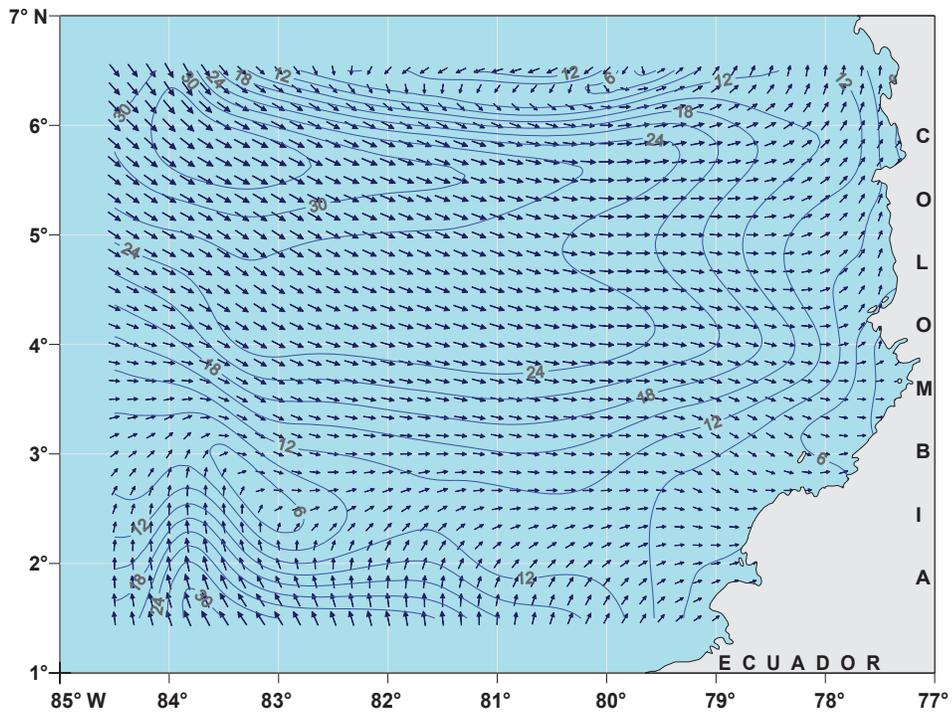


Figura 8.10. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Octubre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

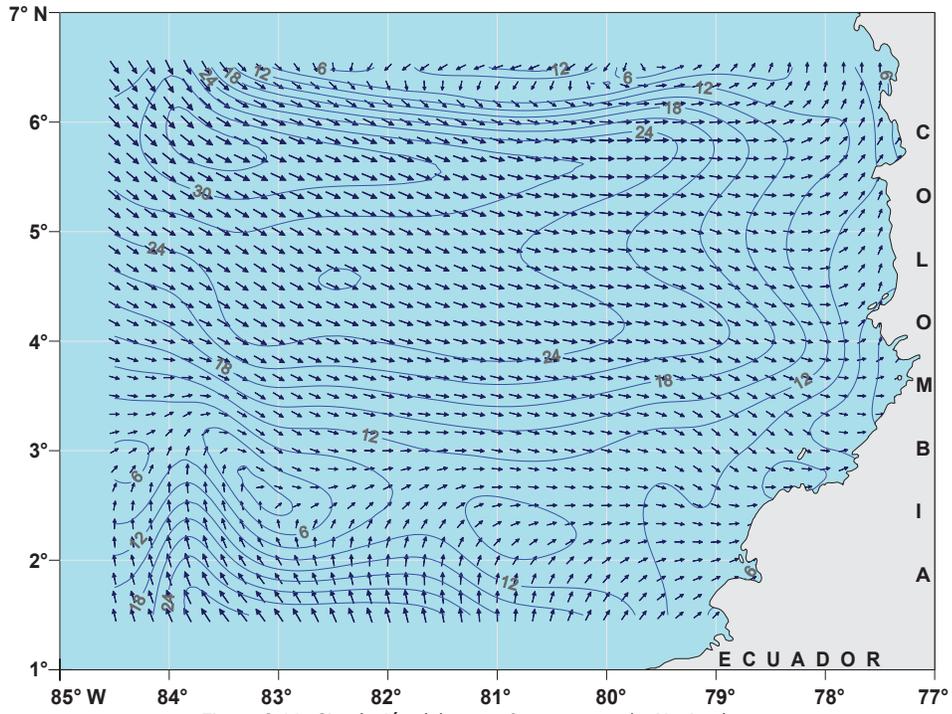


Figura 8.11. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Noviembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

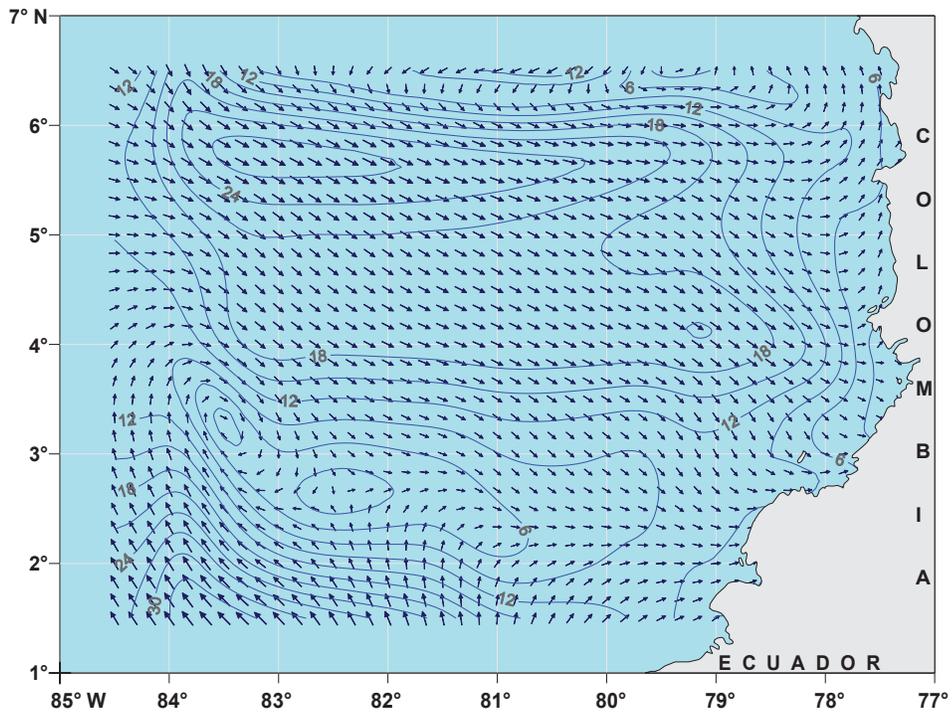


Figura 8.12. Circulación del mar a 0 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

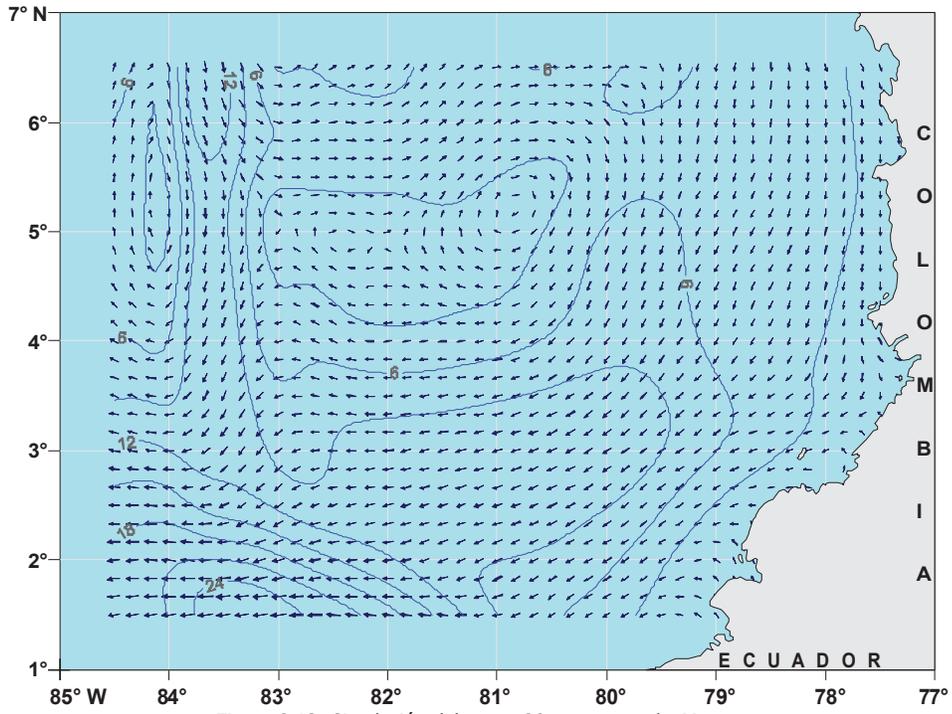


Figura 8.13. Circulación del mar a 20 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

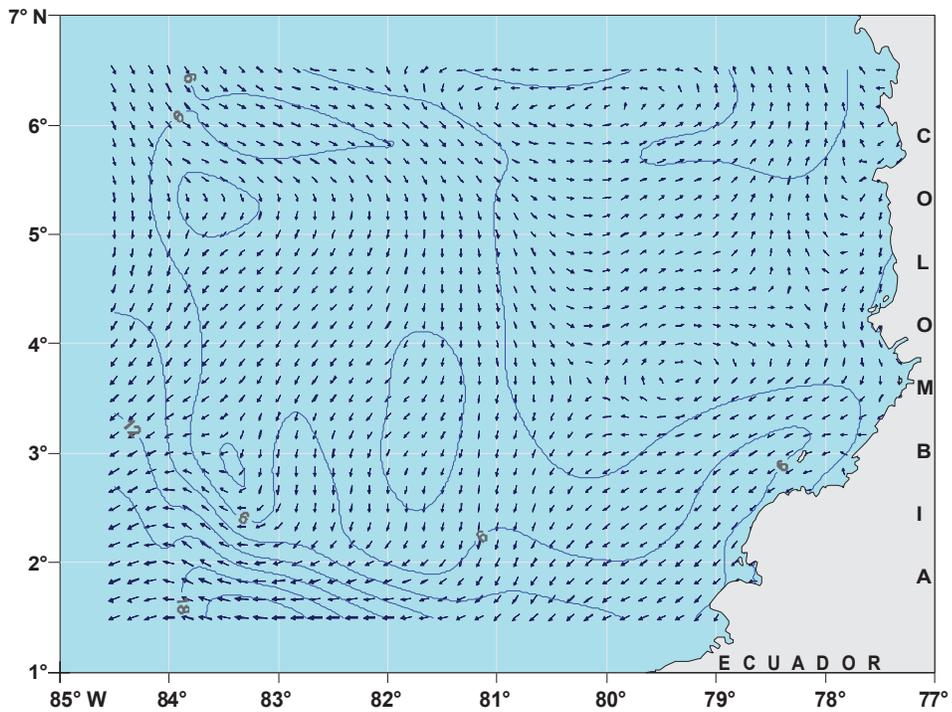


Figura 8.14. Circulación del mar a 20 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

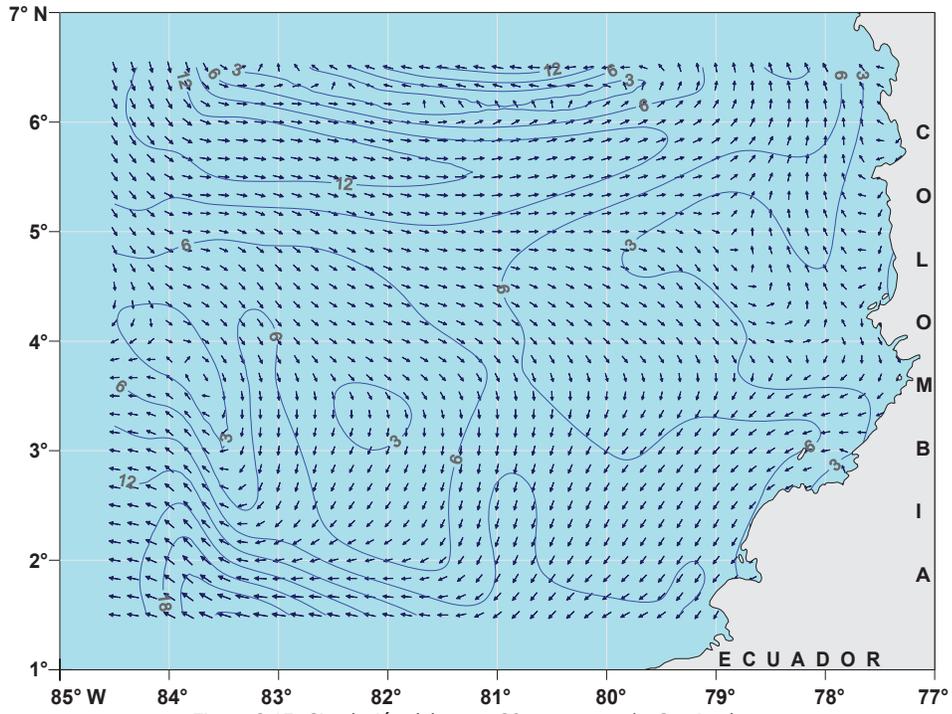


Figura 8.15. Circulación del mar a 20 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

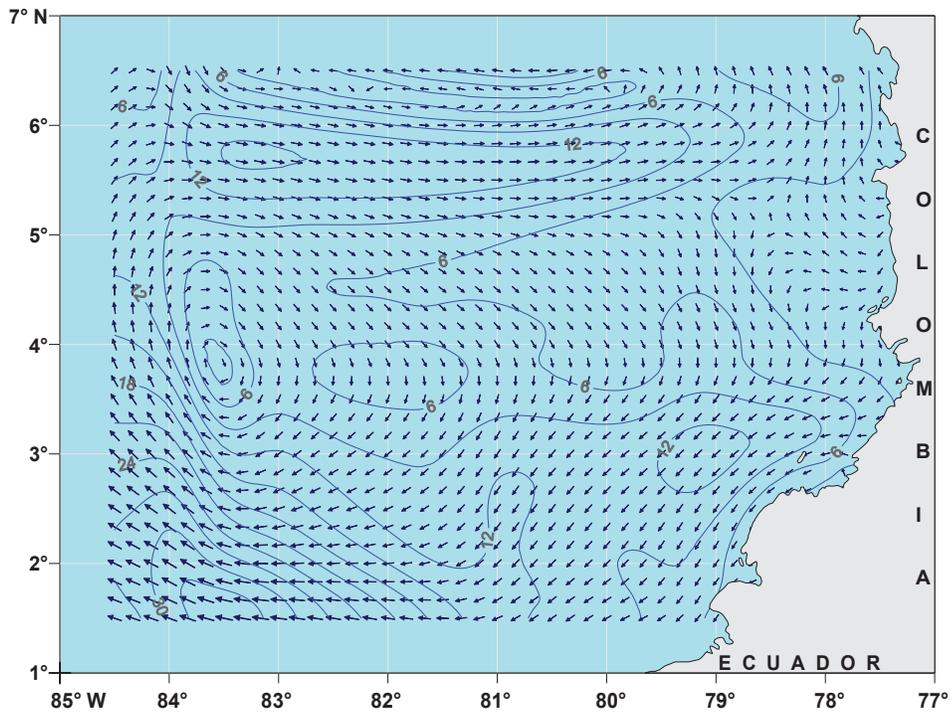


Figura 8.16. Circulación del mar a 20 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

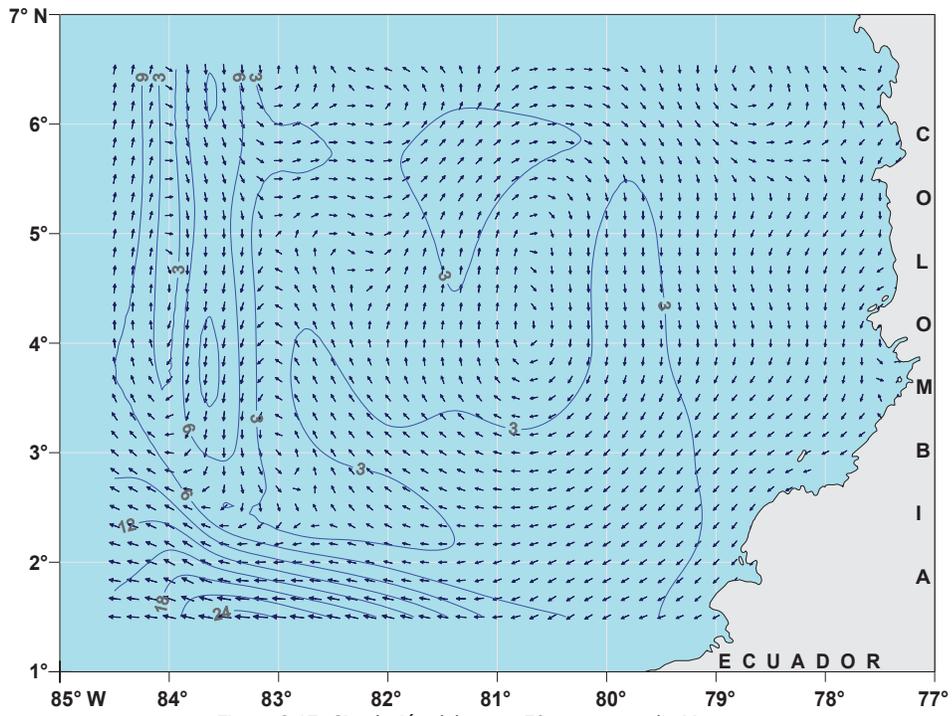


Figura 8.17. Circulación del mar a 50 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

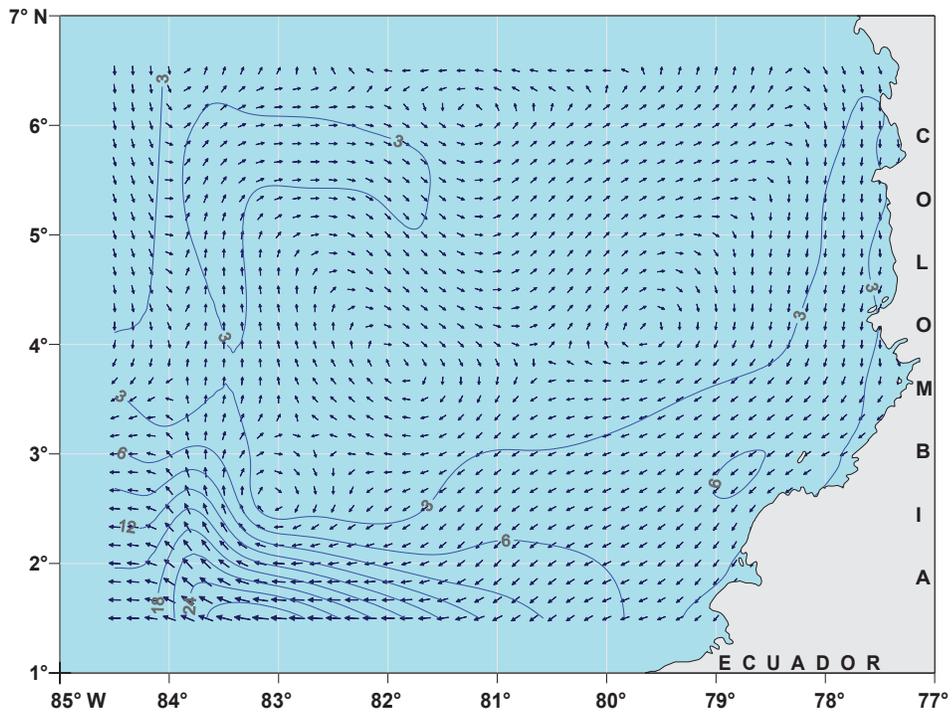


Figura 8.18. Circulación del mar a 50 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

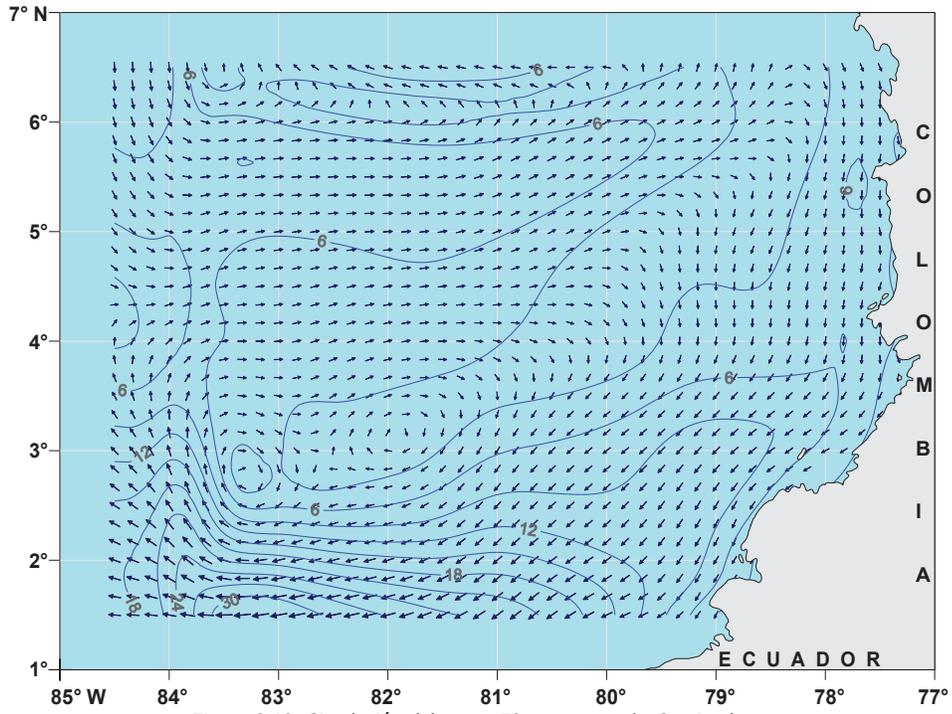


Figura 8.19. Circulación del mar a 50 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

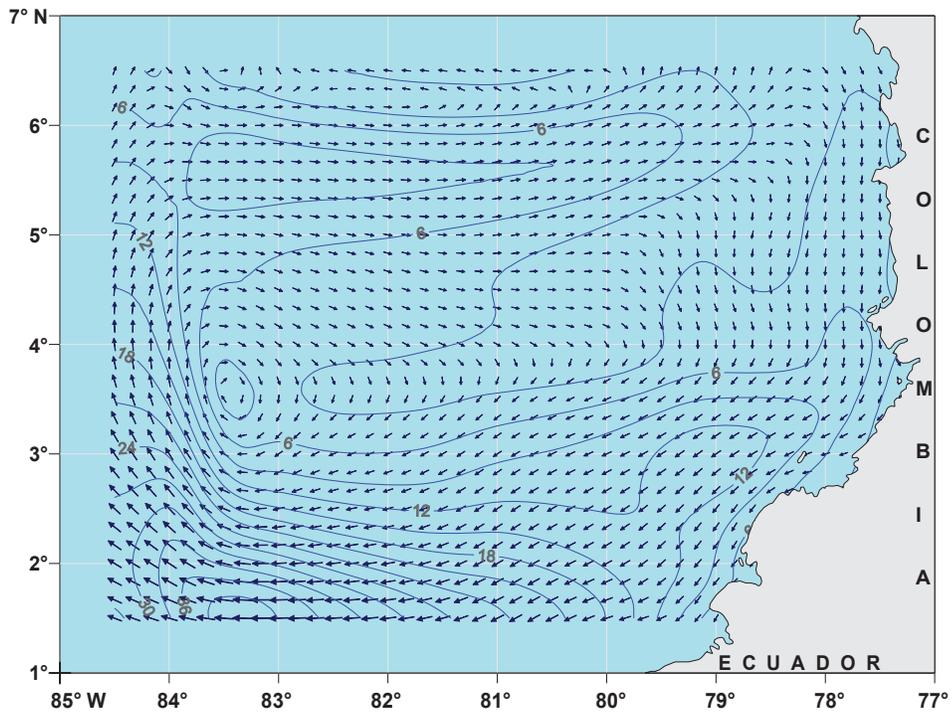


Figura 8.20. Circulación del mar a 50 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 3 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

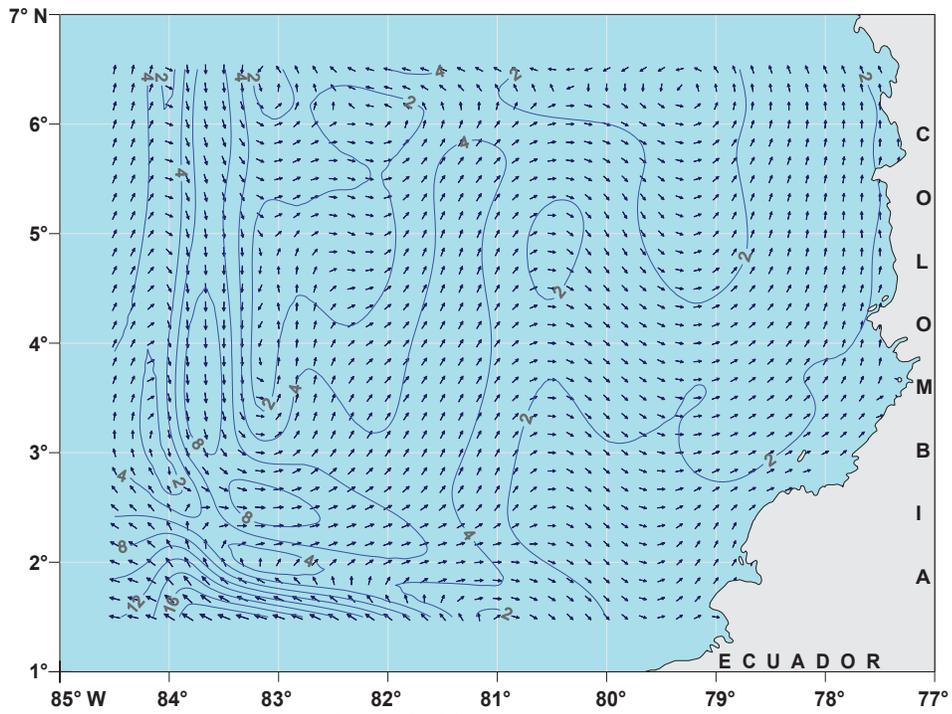


Figura 8.21. Circulación del mar a 75 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

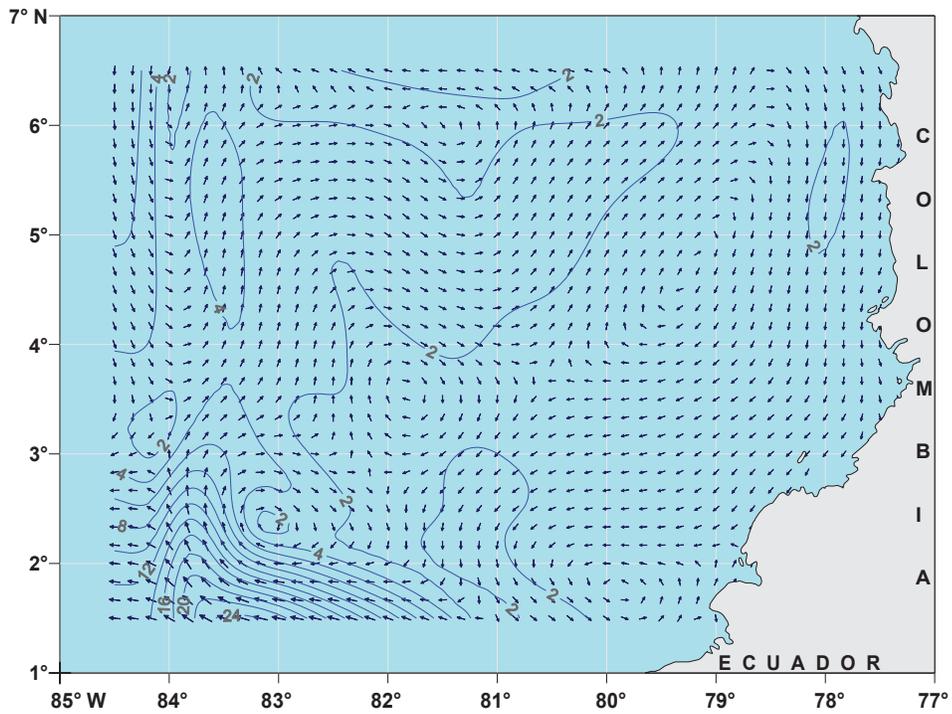


Figura 8.22. Circulación del mar a 75 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

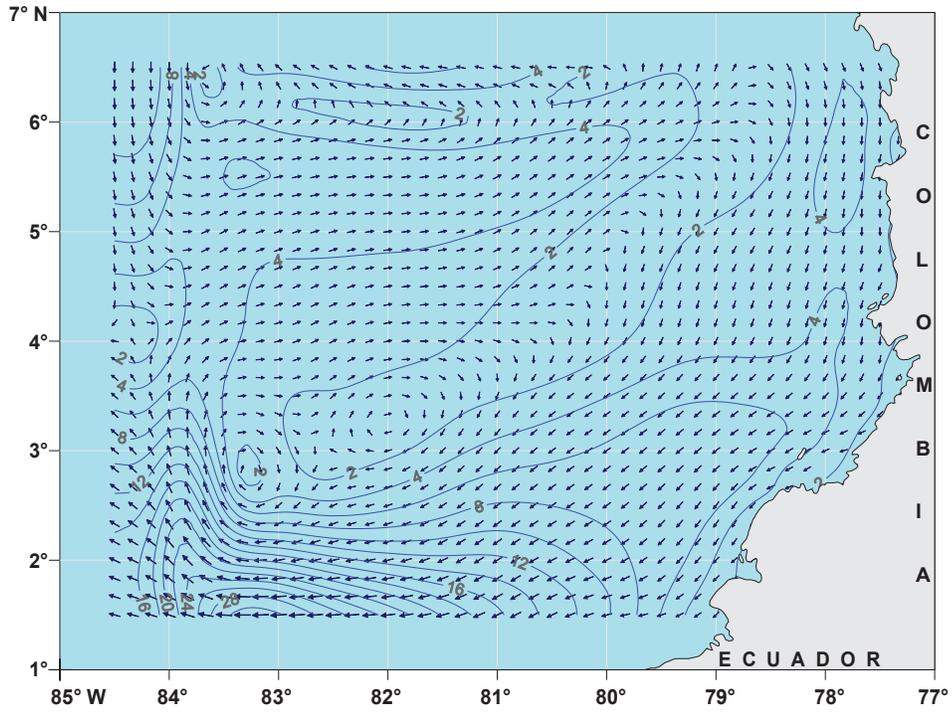


Figura 8.23. Circulación del mar a 75 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

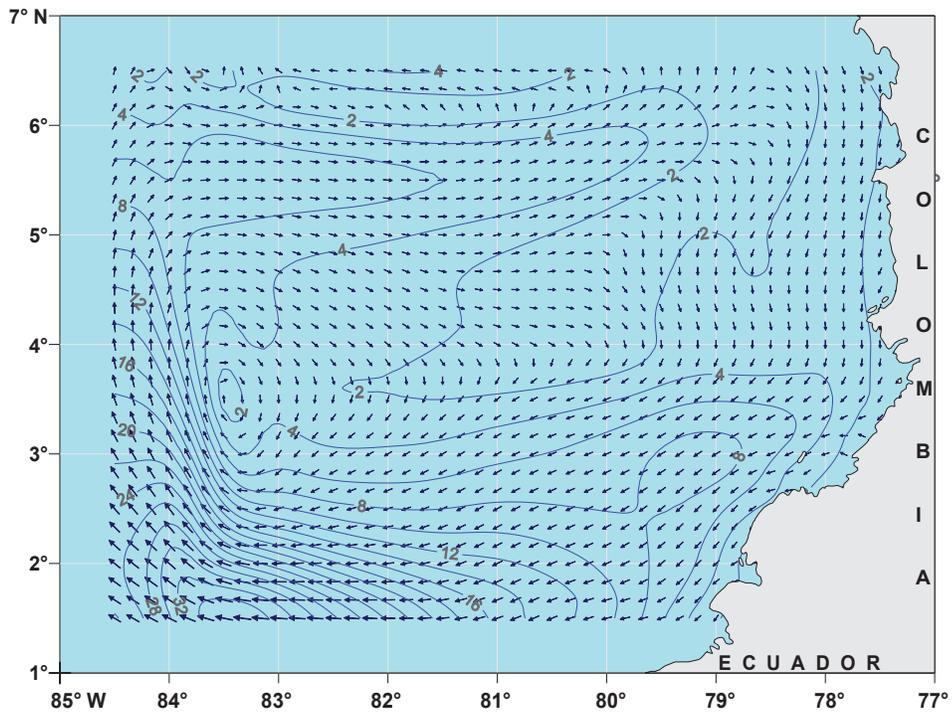


Figura 8.24. Circulación del mar a 75 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

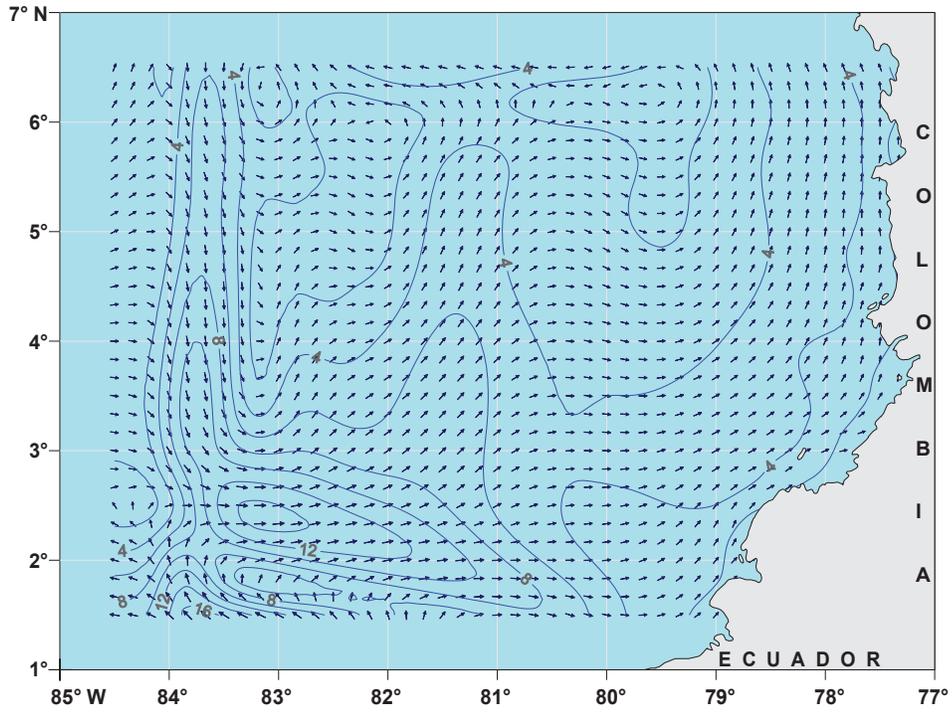


Figura 8.25. Circulación del mar a 100 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes:  $\uparrow$  0.1 cm/s;  $\uparrow$  50 cm/s.

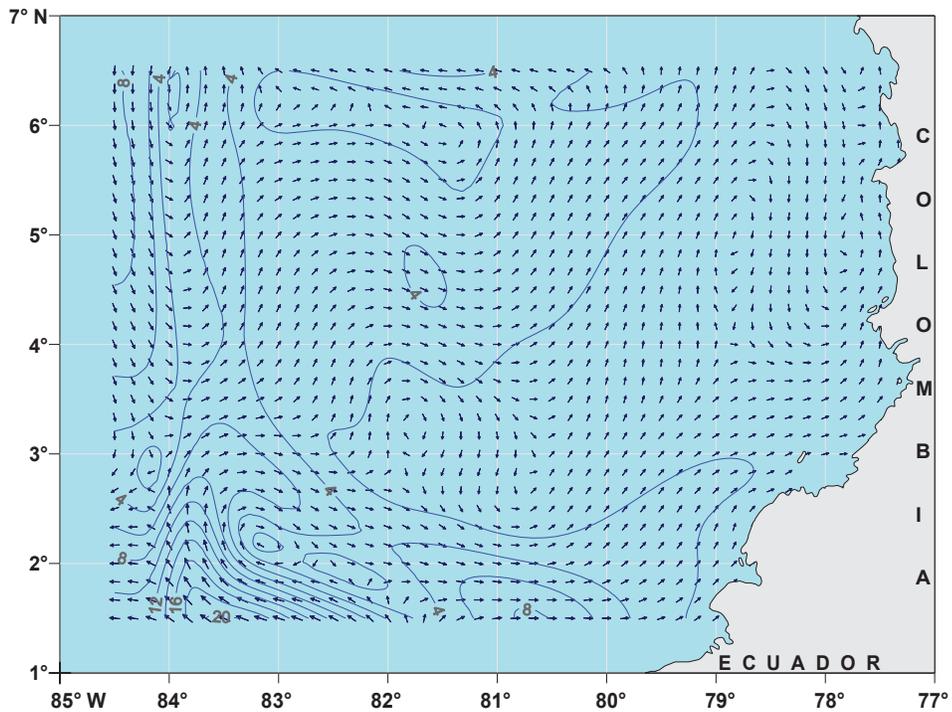


Figura 8.26. Circulación del mar a 100 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes:  $\uparrow$  0.1 cm/s;  $\uparrow$  50 cm/s.

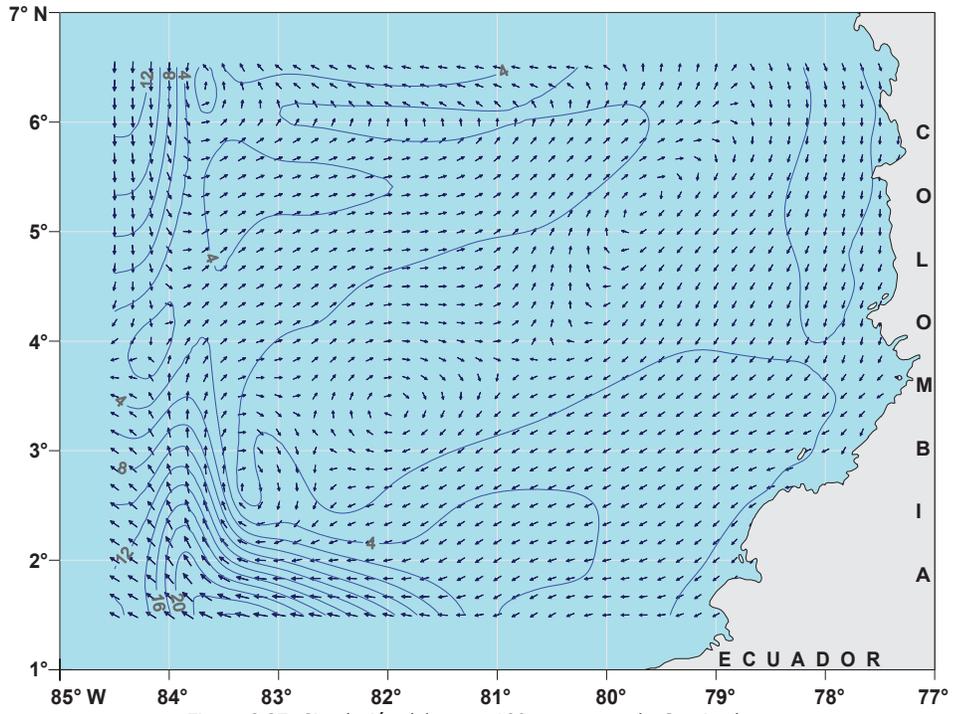


Figura 8.27. Circulación del mar a 100 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

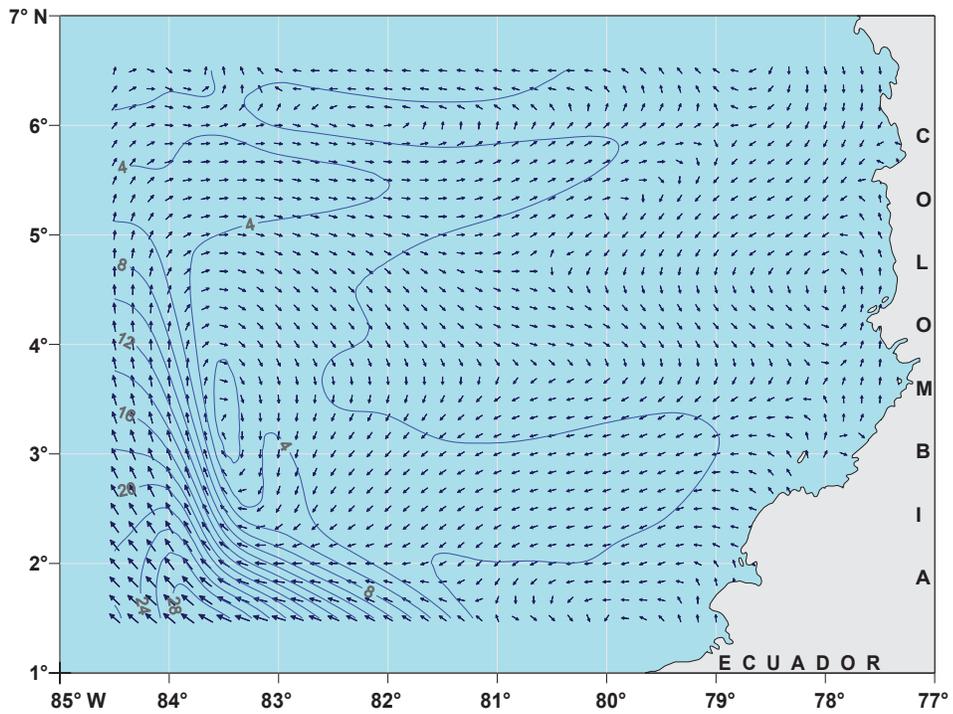


Figura 8.28. Circulación del mar a 100 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

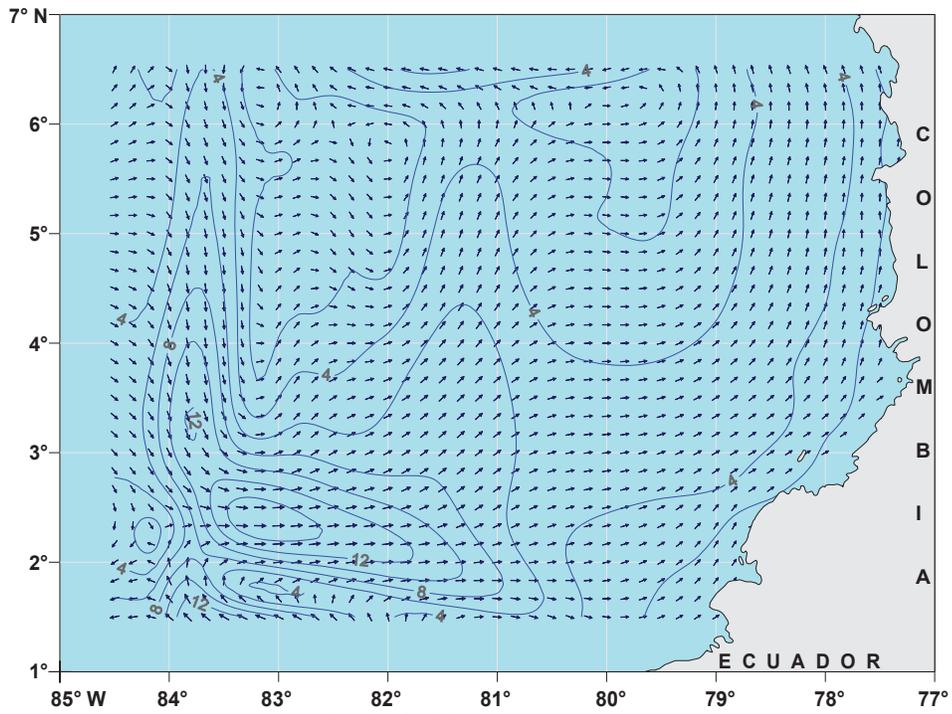


Figura 8.29. Circulación del mar a 150 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

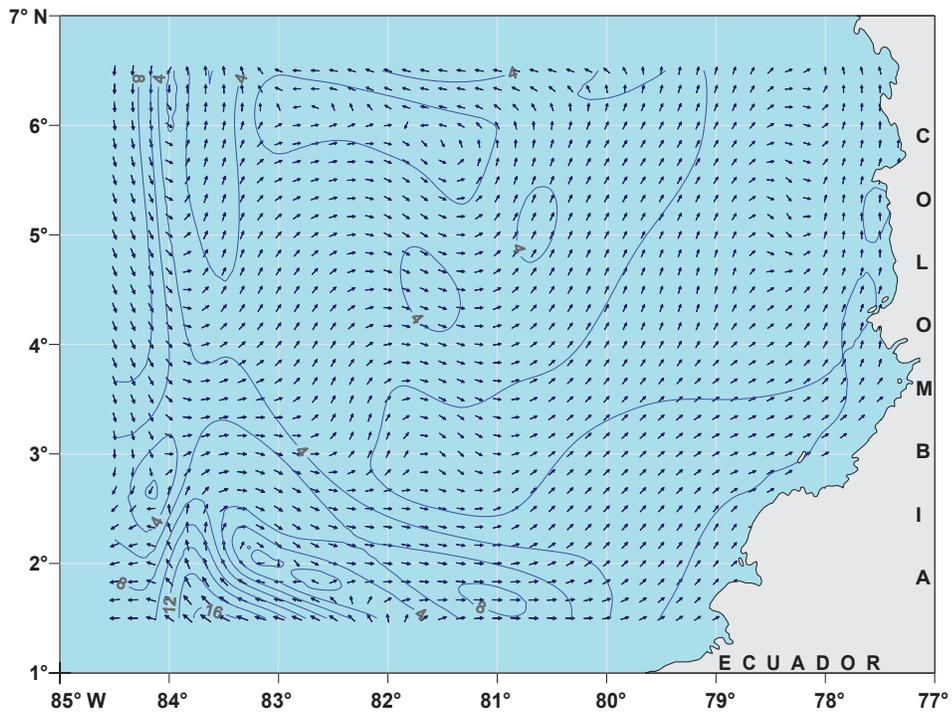


Figura 8.30. Circulación del mar a 150 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

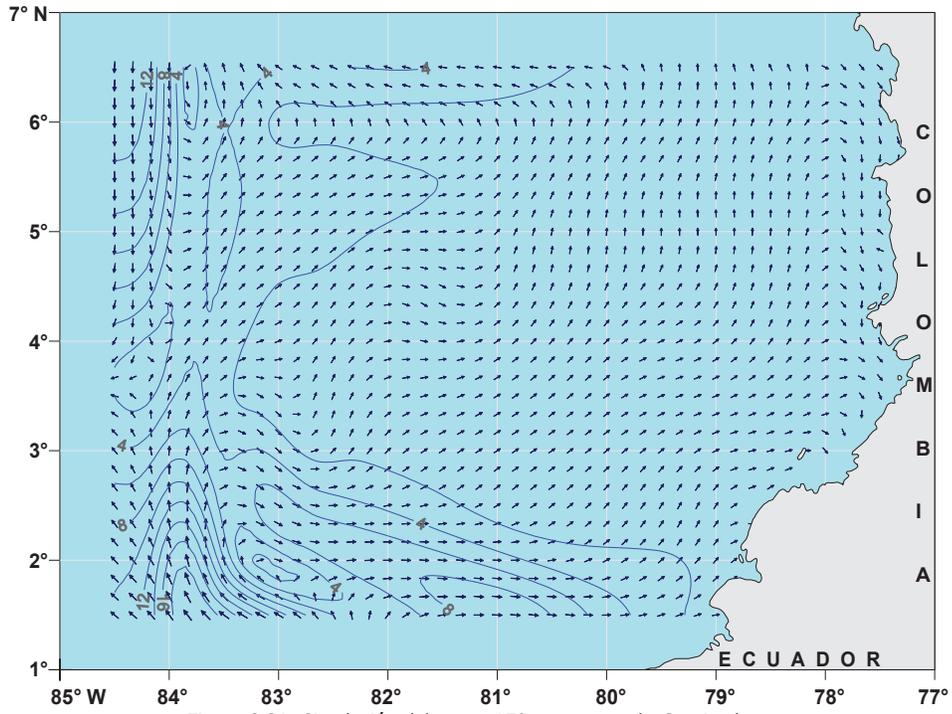


Figura 8.31. Circulación del mar a 150 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

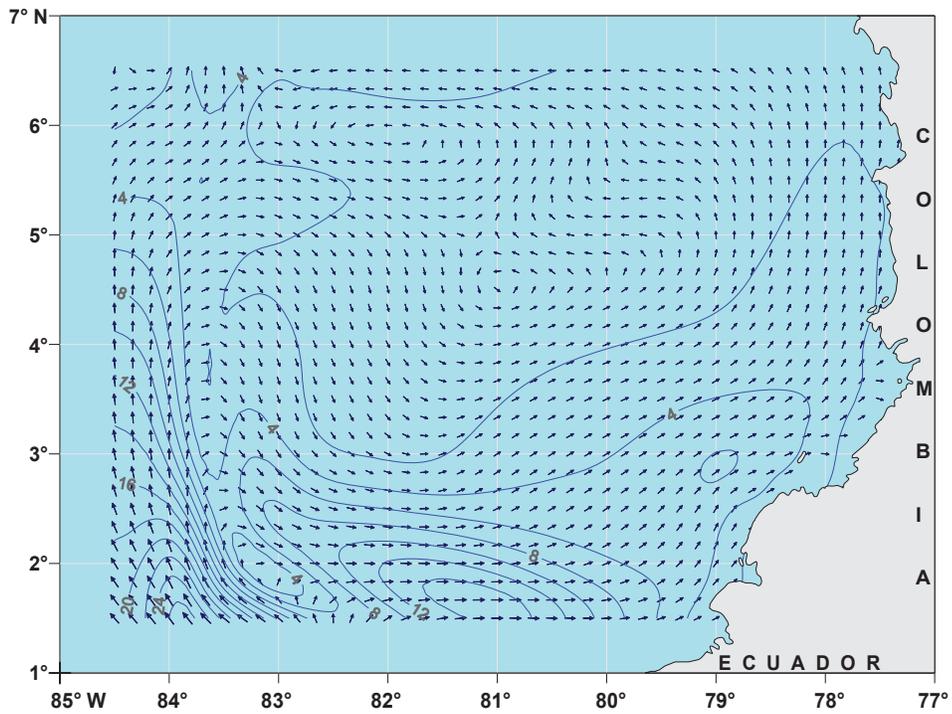


Figura 8.32. Circulación del mar a 150 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

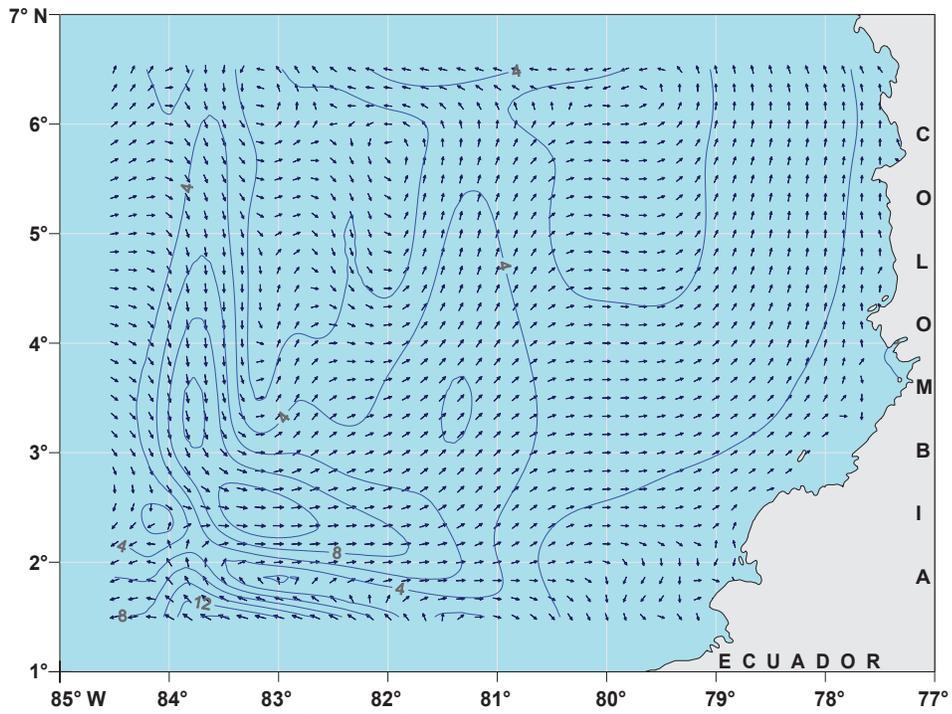


Figura 8.33. Circulación del mar a 200 metros, cm/s. Marzo.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

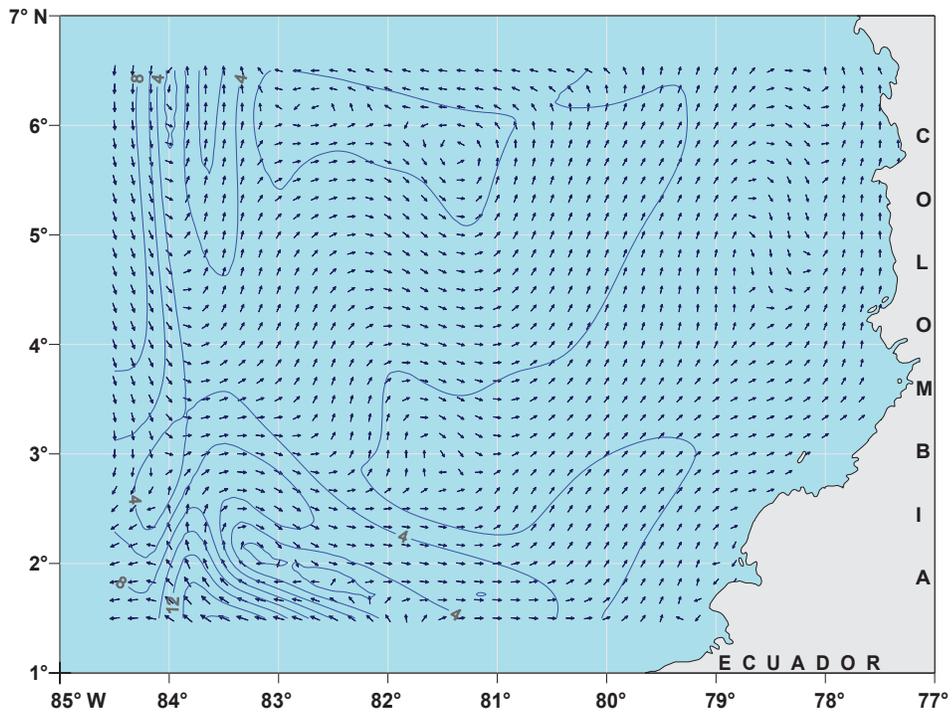


Figura 8.34. Circulación del mar a 200 metros, cm/s. Junio.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

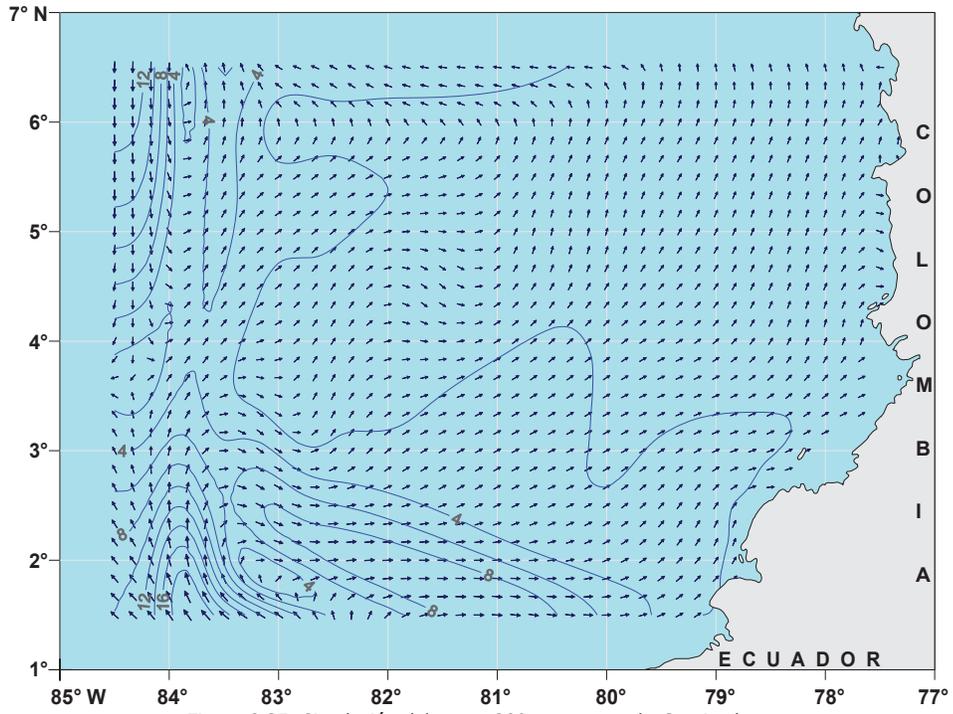


Figura 8.35. Circulación del mar a 200 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.

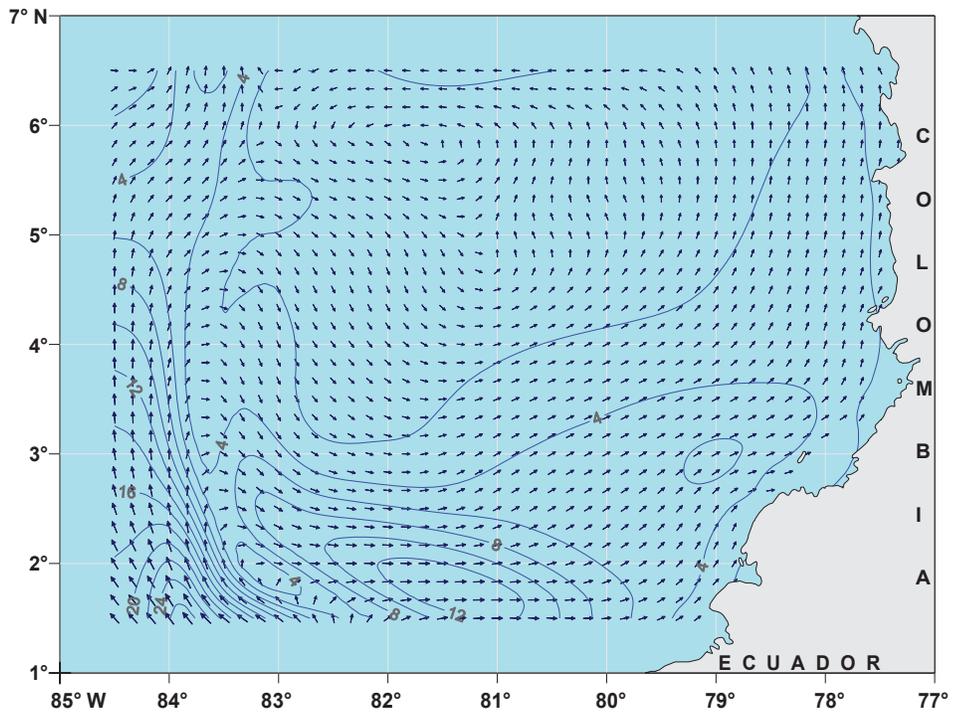
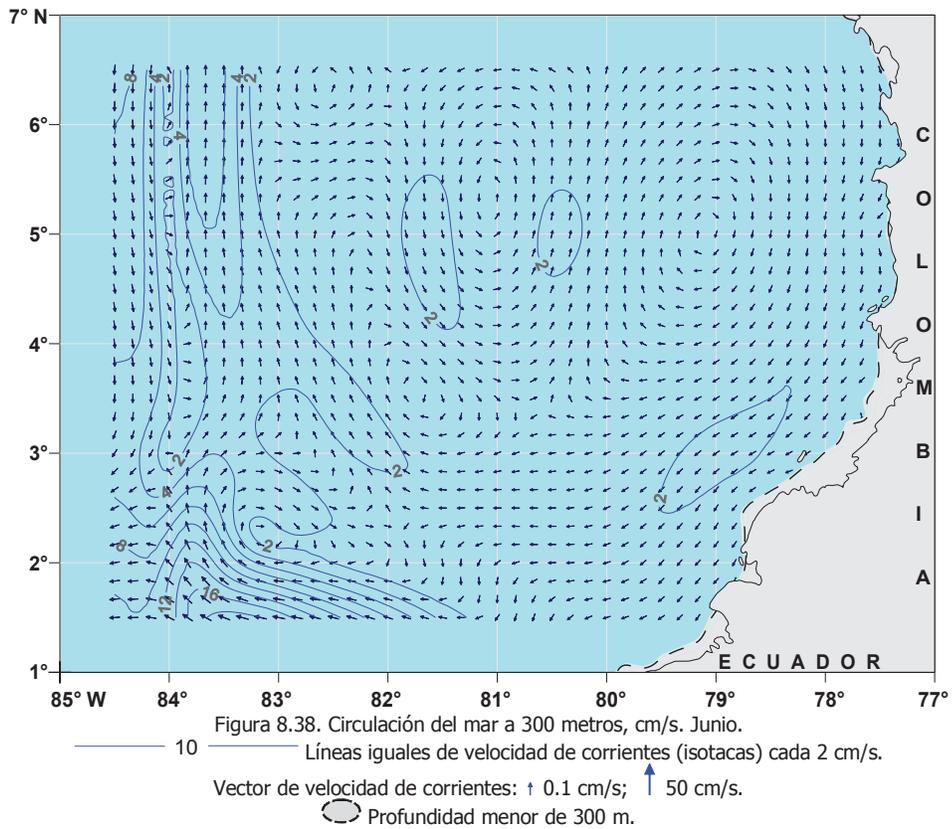
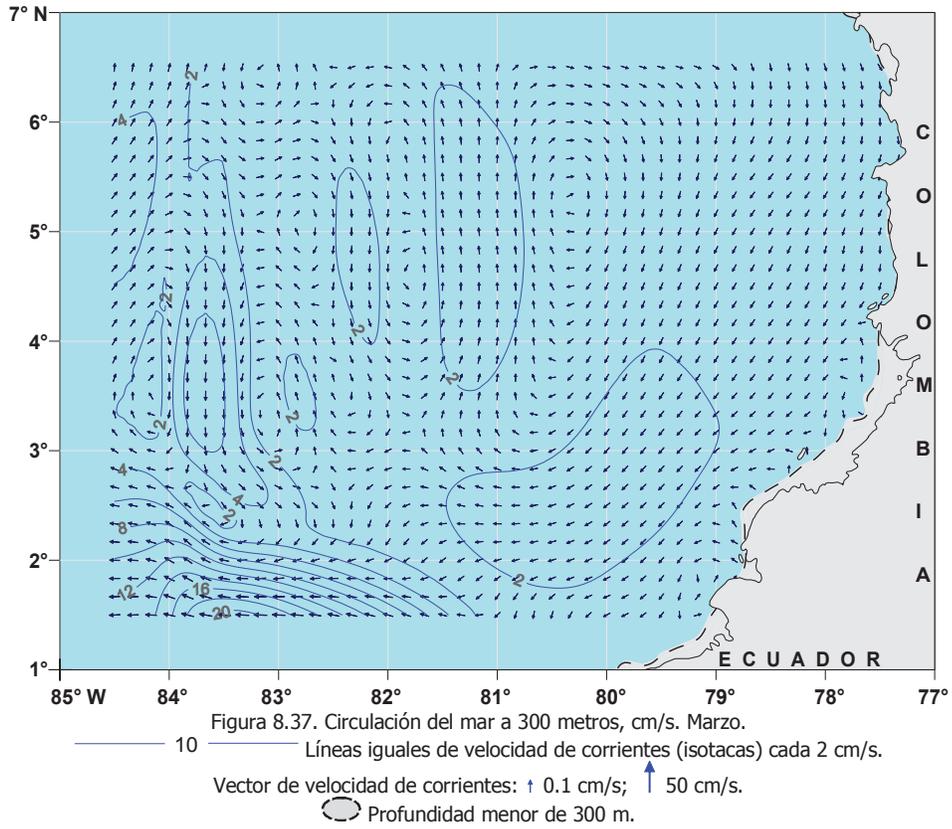


Figura 8.36. Circulación del mar a 200 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.



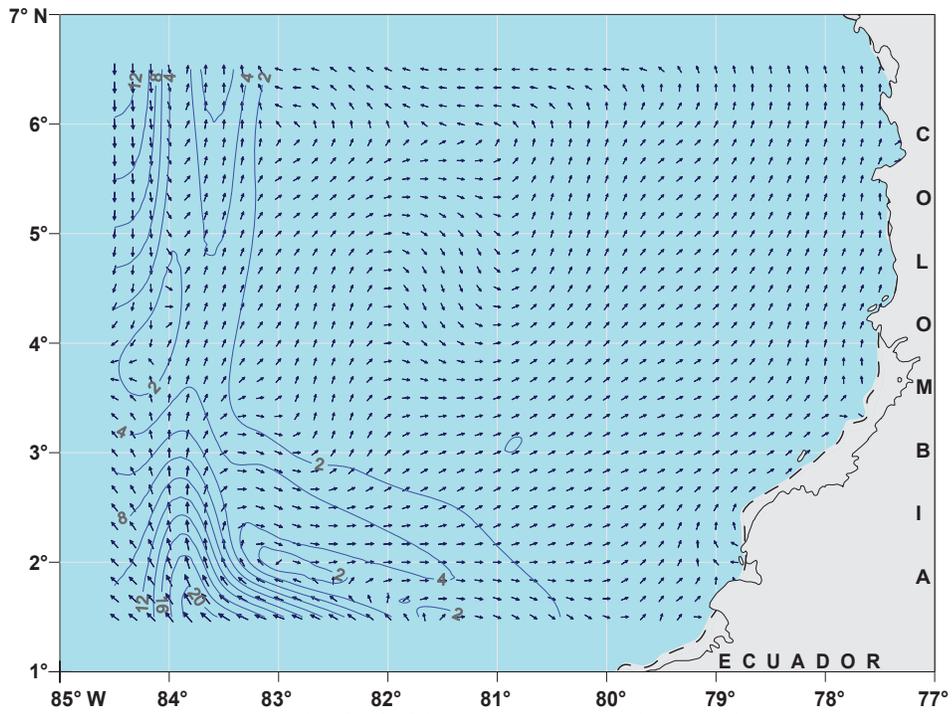


Figura 8.39. Circulación del mar a 300 metros, cm/s. Septiembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.  
 ◐ Profundidad menor de 300 m.

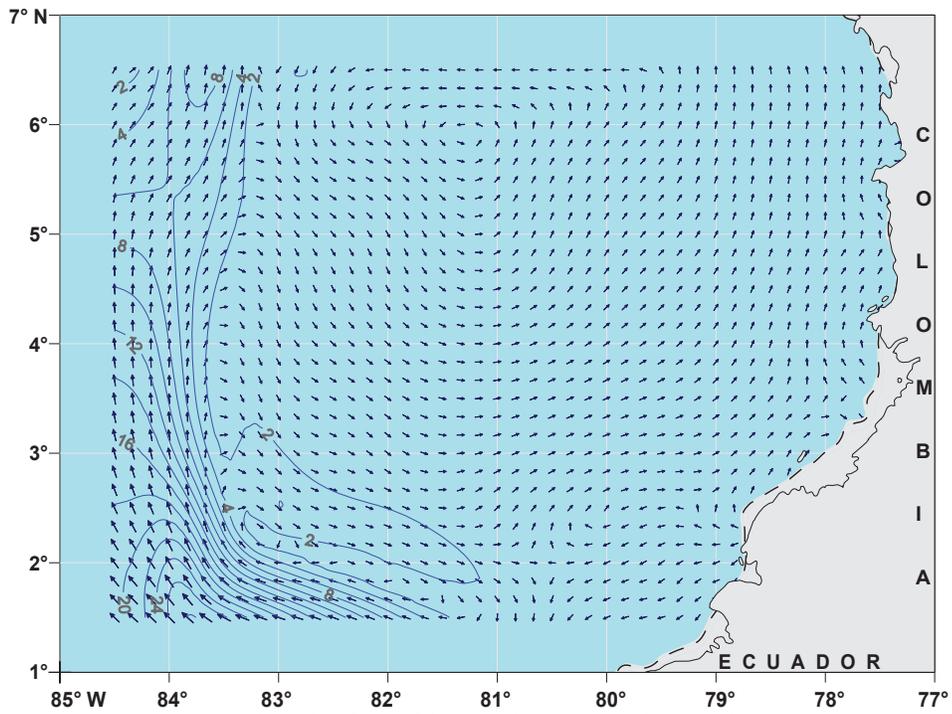
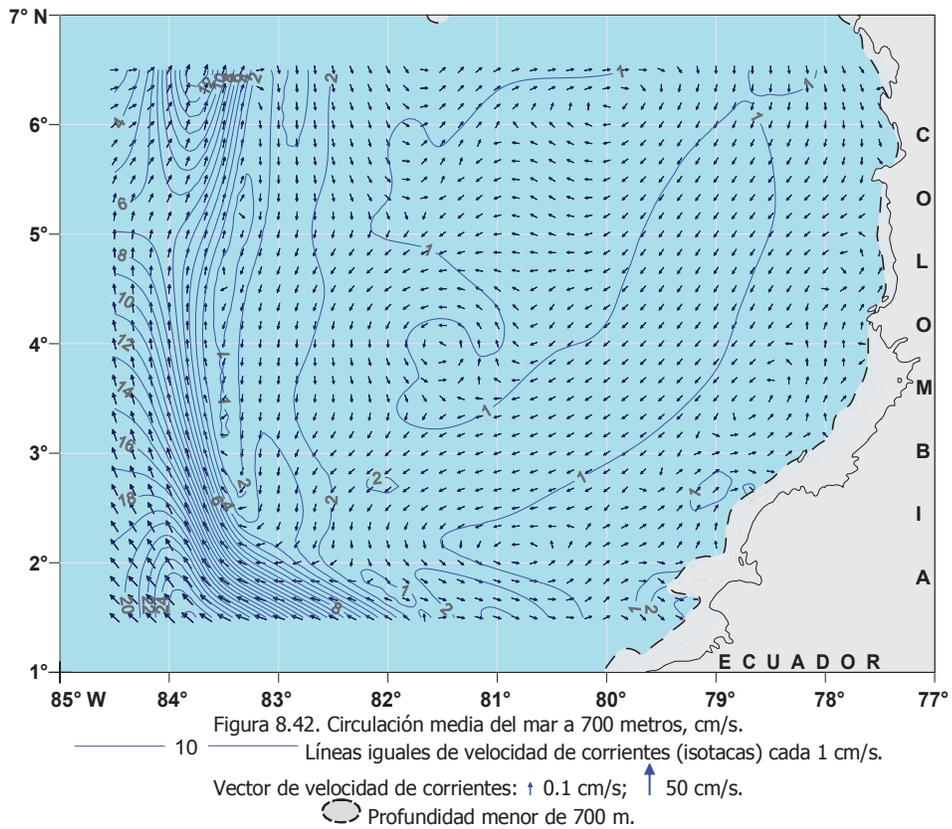
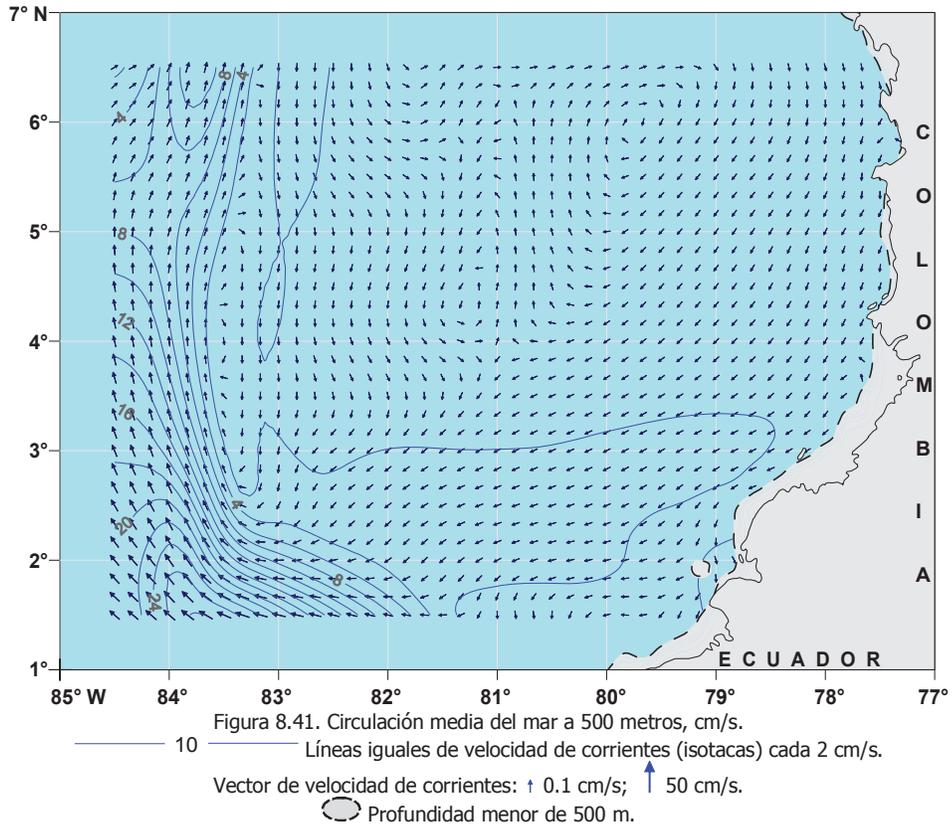
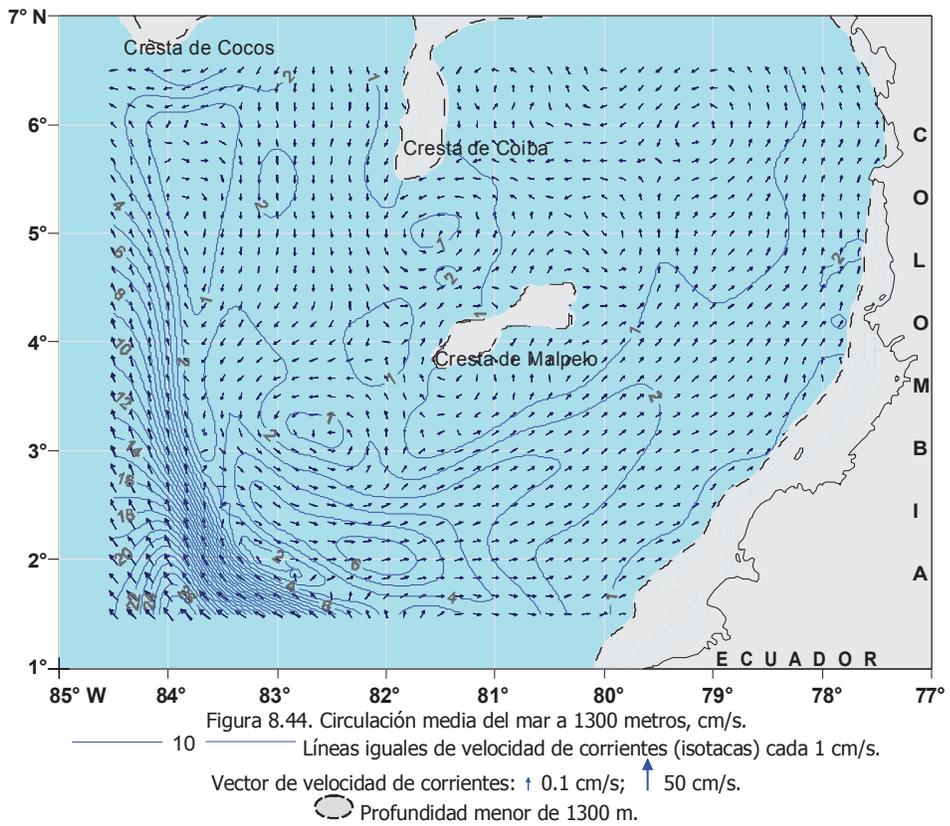
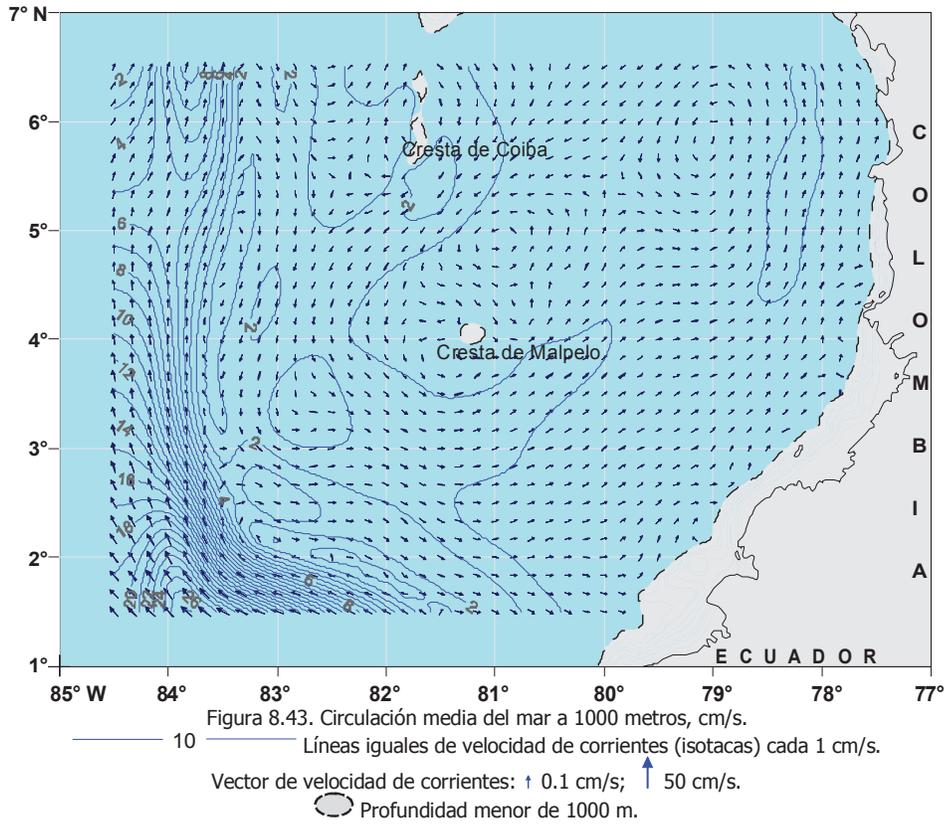
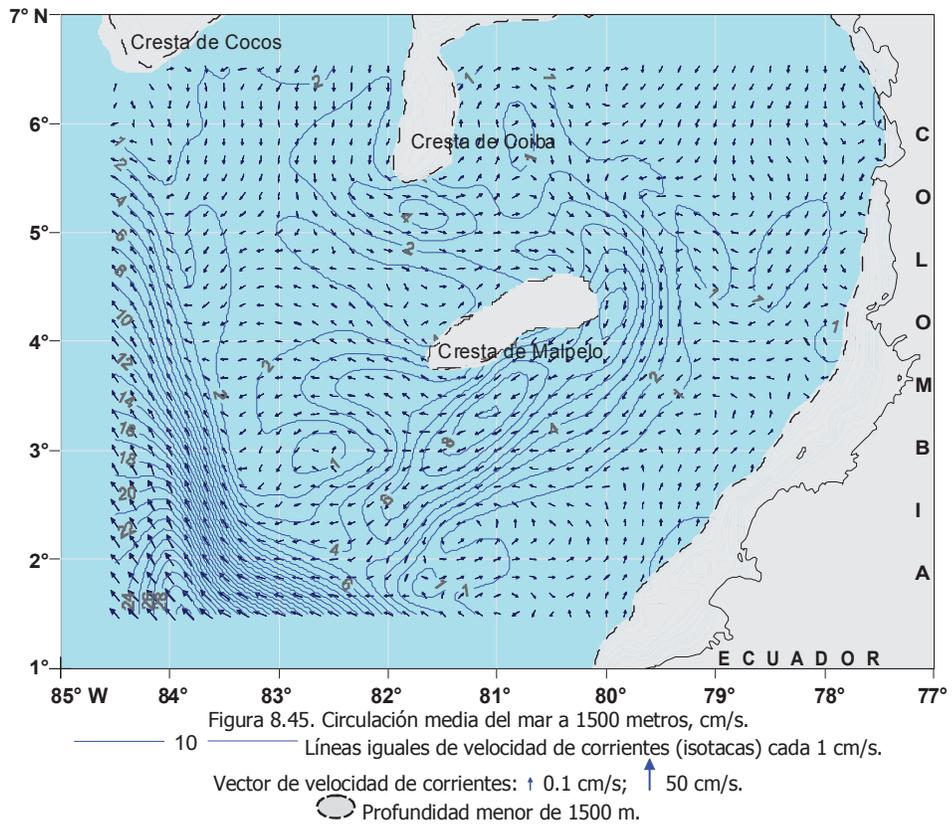


Figura 8.40. Circulación del mar a 300 metros, cm/s. Diciembre.

— 10 — Líneas iguales de velocidad de corrientes (isotacas) cada 2 cm/s.  
 Vector de velocidad de corrientes: ↑ 0.1 cm/s; ↑ 50 cm/s.  
 ◐ Profundidad menor de 300 m.







## 9. SOLUCIÓN DE LOS MODELOS UTILIZADOS

### 9.1. SOLUCIÓN DEL MODELO TERMODINÁMICO TRIDIMENSIONAL (MT3D)

Las diferencias finitas del modelo se aproximan a la malla que se muestra en la figura 9.1.1.a., donde  $\varphi = (T, S, \zeta, \rho, W)$  y  $V_{i,j}$  es el vector de velocidad. La posición vertical de las variables se observan en la figura 9.1.1.b., donde  $k$ ,  $W$  y  $a$  representan al número de la capa, la velocidad de vertical y el coeficiente de turbulencia respectivamente.

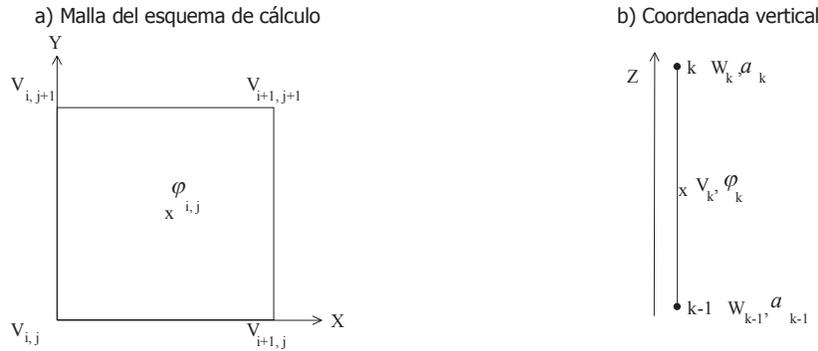


Figura 9.1.1. Posición de los nodos en la malla del esquema numérico

Los operadores de las diferencias finitas se escriben en la forma:

$$D_x(\varphi) = \frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\varphi_{i,j-1/2} - \varphi_{i-1,j-1/2}}{\Delta x} \quad (9.1.1)$$

$$D_y(\varphi) = \frac{\partial \varphi}{\partial y} = \frac{\varphi_{i-1/2,j} - \varphi_{i-1/2,j-1}}{\Delta y} \quad (9.1.2)$$

$$D_z^+(\varphi) = \frac{\partial \varphi^+}{\partial z} = \frac{\varphi_{k+1} - \varphi_k}{\Delta z_{k+1/2}} \quad (9.1.3)$$

$$D_z^-(\varphi) = \frac{\partial \varphi^-}{\partial z} = \frac{\varphi_k - \varphi_{k-1}}{\Delta z_{k-1/2}} \quad (9.1.4)$$

donde  $\Delta x$  es el paso en la longitud;  $\Delta y$  es el paso en la latitud;  $\Delta z$  es el paso en la profundidad;  $\varphi_{i+1/2} = (\varphi_{i+1} + \varphi_i)/2$ ;  $\varphi_{i-1/2} = (\varphi_i + \varphi_{i-1})/2$ .

Los miembros advectivos de la ecuación de intercambio de flujos se escriben en diferencias finitas de primer orden con dirección en contra de la corriente:

$$A_x(\varphi) = \frac{\partial u \varphi}{\partial x} = \frac{1}{2\Delta x} \left[ (u_{i+1,j+1/2} + |u_{i+1,j+1/2}|) \varphi_{i,j} + (u_{i+1,j+1/2} - |u_{i+1,j+1/2}|) \varphi_{i+1,j} - (u_{i,j+1/2} + |u_{i,j+1/2}|) \varphi_{i,j} - (u_{i,j+1/2} - |u_{i,j+1/2}|) \varphi_{i-1,j} \right]; \quad (9.1.5)$$

$$A_y(\varphi) = \frac{\partial v \varphi}{\partial y} = \frac{1}{2\Delta y} \left[ (v_{i+1/2,j+1} + |v_{i+1/2,j+1}|) \varphi_{i,j} + (v_{i+1/2,j+1} - |v_{i+1/2,j+1}|) \varphi_{i,j+1} - (v_{i+1/2,j} + |v_{i+1/2,j}|) \varphi_{i,j-1} - (v_{i+1/2,j} - |v_{i+1/2,j}|) \varphi_{i,j} \right]; \quad (9.1.6)$$

$$A_z(\varphi) = \frac{\partial W \varphi}{\partial z} = \frac{1}{2\Delta z} \left[ (W_{i+1/2,j+1} + |W_{i+1/2,j+1}|) \varphi_{i,j} + (W_{i+1/2,j+1} - |W_{i+1/2,j+1}|) \varphi_{i,j+1} - (W_{i+1/2,j} + |W_{i+1/2,j}|) \varphi_{i,j-1} - (W_{i+1/2,j} - |W_{i+1/2,j}|) \varphi_{i,j} \right]. \quad (9.1.7)$$

Los operadores laplacianos se escriben de la forma:

$$\Delta(\varphi) = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = \frac{\varphi_{i+1,j} - 2\varphi_{i,j} + \varphi_{i-1,j}}{\Delta x^2} + \frac{\varphi_{i,j+1} - 2\varphi_{i,j} + \varphi_{i,j-1}}{\Delta y^2}. \quad (9.1.8)$$

Por lo tanto, la solución de la ecuación de intercambio de calor y sales en el paso  $\tau + 1$  en la capa  $k$  se escribe en la siguiente forma de acuerdo al esquema implícito:

$$\varphi_{i,j,k}^{\tau+1/2} = \varphi_{i,j,k}^{\tau} + (A_x(\varphi^{\tau}) + A_y(\varphi^{\tau}) + A_z(\varphi^{\tau}) + A\Delta(\varphi^{\tau}))\tau \quad (9.1.9)$$

$$\varphi_{i,j,k}^{\tau+1} = \varphi_{i,j,k}^{\tau+1/2} + \frac{\tau}{\Delta z_k} \left[ a_k^{\tau} D_z^+ (\varphi^{\tau+1}) - a_{k-1}^{\tau} D_z^- (\varphi^{\tau+1}) \right] \quad (9.1.10)$$

$$\rho^{\tau+1} = f(T^{\tau+1}, S^{\tau+1})$$

donde  $\tau$  es el paso en el tiempo;  $a_k$  es el coeficiente de turbulencia en el límite de las capas  $k$  y  $k-1$ .

Para la ecuación de movimiento se tiene:

$$u_{i,j,k}^{\tau+1/2} = lv^{\tau+1/2} - gD_x(\varphi^{\tau+1}) - \frac{g}{\rho_0} \left[ D_x \left( \sum_{l=k+1}^n \rho_l^{\tau+1} \Delta z_l + \frac{\Delta z_k}{2} \rho_k^{\tau+1} \right) \right] + A_u \Delta u^{\tau} \quad (9.1.11)$$

$$v_{i,j,k}^{\tau+1/2} = lu^{\tau+1/2} - gD_y(\varphi^{\tau+1}) - \frac{g}{\rho_0} \left[ D_y \left( \sum_{l=k+1}^n \rho_l^{\tau+1} \Delta z_l + \frac{\Delta z_k}{2} \rho_k^{\tau+1} \right) \right] + A_v \Delta v^{\tau} \quad (9.1.12)$$

$$u_{i,j,k}^{\tau+1} = u_{i,j,k}^{\tau+1/2} + \frac{\tau}{\Delta z_k} \left[ a_k D_z^+ (u^{\tau+1}) - a_{k-1} D_z^- (u^{\tau+1}) \right] \quad (9.1.13)$$

$$v_{i,j,k}^{\tau+1} = v_{i,j,k}^{\tau+1/2} + \frac{\tau}{\Delta z_k} \left[ a_k D_z^+ (v^{\tau+1}) - a_{k-1} D_z^- (v^{\tau+1}) \right] \quad (9.1.14)$$

donde  $n$  es la cantidad total de capas.

Para encontrar a  $\zeta^{\tau+1}$ , las ecuaciones (9.1.11) y (9.1.12) se suman desde el fondo hasta la superficie y, teniendo en cuenta la ecuación integrada de continuidad, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$U_{i,j}^{\tau+1} = \frac{[(\Pi_u - D_x(\zeta^{\tau+1})) + (\Pi_v - D_y(\zeta^{\tau+1}))f\tau]}{(1 + f^2\tau^2)} \quad (9.1.15)$$

$$V_{i,j}^{\tau+1} = \frac{[(\Pi_v - D_y(\zeta^{\tau+1})) - (\Pi_u - D_x(\zeta^{\tau+1}))f\tau]}{(1 + f^2\tau^2)} \quad (9.1.16)$$

$$\zeta^{\tau+1} = \frac{4}{3}\zeta^{\tau} - \frac{\zeta^{\tau-1}}{3} - (D_x(U^{\tau+1}) + D_y(V^{\tau+1}))\frac{2\tau}{3} \quad (9.1.17)$$

donde  $U_{i,j}$  es el valor promedio vertical de la componente de velocidad  $U$ ;  $V_{i,j}$  es el valor promedio vertical de la componente de velocidad  $V$ ;  $\Pi_u$  y  $\Pi_v$  se escriben:

$$\Pi_u = \left( \sum_{m=1}^n \left[ \frac{g}{\rho_0} \left[ D_x \left( \sum_{l=k+1}^n \rho_l^{\tau+1} \Delta z_l + \frac{\Delta z_k}{2} \rho_k^{\tau+1} \right) \right] + A_u \Delta u_m \right] \Delta z_m \right) \frac{\tau}{H} + U_{i,j}^{\tau} \quad (9.1.18)$$

$$\Pi_v = \left( \sum_{m=1}^n \left[ \frac{g}{\rho_0} \left[ D_y \left( \sum_{l=k+1}^n \rho_l^{\tau+1} \Delta z_l + \frac{\Delta z_k}{2} \rho_k^{\tau+1} \right) \right] + A_v \Delta v_m \right] \Delta z_m \right) \frac{\tau}{H} + V_{i,j}^{\tau} \quad (9.1.19)$$

El sistema de ecuaciones (9.1.15) – (9.1.17) se soluciona por medio de la iteración de Libman.

Para encontrar al coeficiente vertical de turbulencia  $a_k$  se resuelve la ecuación de balance de energía turbulenta con ayuda del método de salto con iteraciones. La forma de diferencias finitas de esta ecuación es:

$$b_k^{\tau+1} = b_k^{\tau} + \frac{\tau}{\Delta z_k} \left[ a_k^{\tau} D_z^+ (b^{\tau+1}) - a_{k-1}^{\tau} D_z^- (b^{\tau+1}) \right] + G_k^{\tau} \tau - C \frac{(b_k^{\tau})^{\tau+1}}{a_k^{\tau}} \tau \quad (9.1.20)$$

$$a_k^{\tau+1} = l_T \sqrt{b_k^{\tau+1}} \quad (9.1.21)$$

donde  $b$  es la energía de turbulencia cinética específica;  $l_T$  es la escala de la turbulencia;  $C$  es una constante;  $G_k^r$  es la generación de la energía turbulenta:

$$G_k^r = \frac{1}{2} \left[ a_{k+1} \left[ \left( D_z^+(u) \right)^2 + \left( D_z^+(v) \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} D_z^+ (\rho^{\tau+1}) \right] + a_{k-1} \left[ \left( D_z^-(u) \right)^2 + \left( D_z^-(v) \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} D_z^- (\rho^{\tau+1}) \right]$$

Las ecuaciones del modelo fueron escritas en diferencias finitas e integradas en los límites de cada capa teniendo en cuenta las condiciones de frontera en la superficie y en el fondo marino descritas en el primer capítulo. En los cálculos, la región integrada se divide en la vertical por una capa de grosor fijo a excepción de las capas superior e inferior, las cuales están limitadas por la superficie libre y el fondo respectivamente.

Las condiciones en la frontera líquida de la CPC, se generaron con la solución del problema de diagnóstico para el océano Pacífico con paso de  $1^\circ$ .

En calidad de campos iniciales se tomaron los valores de temperatura  $T$  y salinidad  $S$  del archivo de (NOAA/NESDIS/NationalOceanographicDataCenter, 1994). La información atmosférica se tomó del archivo NCEP/NCAR (Kalnay et al., 2001).

Los campos diagnósticos de la velocidad de corriente y del relieve de la superficie libre obtenidos para las cuatro estaciones del año sobre el océano Pacífico, se utilizaron en calidad de condiciones fronterizas e iniciales para solucionar el problema del modelo regional de la CPC. En las figuras 9.1.2.a. y 9.1.2.b. se observa la circulación resultante de invierno y verano respectivamente. El cálculo de las características termodinámicas de la CPC se inició con los resultados obtenidos para invierno del Hemisferio Norte.

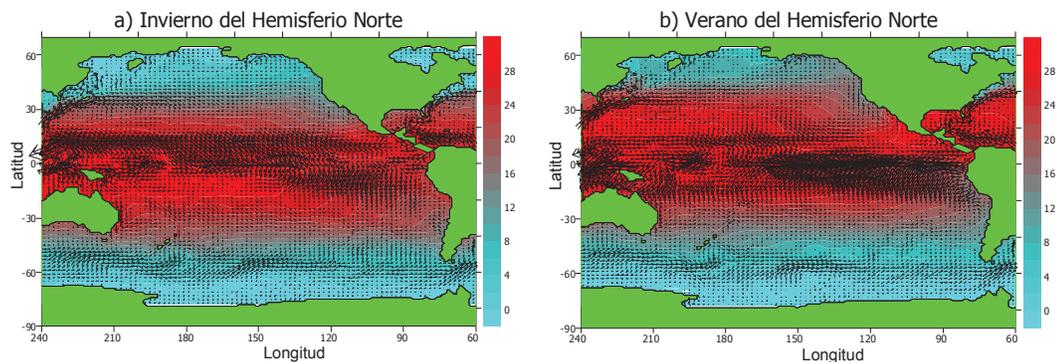


Figura 9.1.2. Circulación resultante del problema de diagnóstico en el océano Pacífico.  
Fuente: Modificado de Villegas y Málíkov, 2006.

Como se puede apreciar, la estructura obtenida de las corrientes es acorde a la conocida sobre la circulación general del océano: están presentes el sistema de corrientes ecuatoriales, la corriente Circumpolar Antártica y la de Kuroshivo (Villegas y Málíkov, 2006). Se observa en las latitudes bajas la predominancia de la dirección oeste en el transporte de aguas superficiales (corriente Ecuatorial del Norte y corriente Ecuatorial del Sur) y las mayores velocidades se localizan sobre el sector norte del ecuador. Un poco más al norte de la línea ecuatorial, se aprecia a la Contra-corriente Ecuatorial, la cual es más visible en los resultados del período de verano cuando, al acercarse con dirección Este hacia Centro América acumula aguas cálidas a lo largo de Panamá. Este panorama característico del océano Pacífico obtenido permitió la utilización de los resultados del modelo de diagnóstico como condiciones iniciales y de frontera para el problema de pronóstico regional de la CPC.

Los campos termodinámicos obtenidos se utilizaron en calidad de condiciones iniciales y de frontera para el modelo regional de la CPC, solucionado con una malla espacial de paso igual a 10 minutos y con un paso temporal de 20 minutos. El relieve del fondo marino se obtuvo del archivo ETOPO-5, los valores mensuales del caudal de los ríos San Juan, Patía y Mira de archivos de UNESCO, y las variables meteorológicas del archivo NCEP/NCAR del período 1948 – 2000. El MT3D de la CPC permite describir desde la superficie hasta el fondo marino el comportamiento

estacional, interanual y entre anual de los campos obtenidos de  $T$ ,  $S$ ,  $\zeta$  y componentes  $u$  y  $v$  de la velocidad de la corriente para el período 1948 – 2000 (Neelov y Villegas, 2002; Villegas y Karlin, 2004).

Con el fin de validar los resultados arrojados por el MT3D, en Villegas (2003) y Villegas y Karlin (2004) se tomaron datos promedio de  $T$  y  $S$  monitoreados sobre la CPC en campañas oceanográficas realizadas por la Dirección General Marítima desde 1970 hasta el 2000. En los dos trabajos se mostró que, la parcial falta de periodicidad en el tiempo y en el espacio de monitoreo de la CPC hace necesario utilizar la reconstrucción de datos a través de regresión polinomial de quinto grado, realizada por Málikov y Camacho (1998) y analizada en Devis et al (2002), para obtener el promedio del período 1971 – 2000 base para la validación de los resultados del MT3D.

En la figura 9.1.3a (extraída de Villegas, 2003) se observa la desviación estándar resultante entre la  $TSM$  del MT3D y la  $TSM$  reconstruida de las campañas oceanográficas sobre la CPC, donde se encuentra que los mayores valores de desviación estándar se ubican diagonalmente en la CPC cubriendo los sectores Noreste, centro y Suroeste, a partir de donde ésta disminuye tanto al acercarse a mar abierto, como a medida que se acerca a la costa Sur este de la CPC.

Se obtuvo que la introducción de caudales de los tres ríos mencionados en el MT3D presentó una gran influencia en las aguas costeras al momento del cálculo (Villegas, 2003) lo cual, no se percibe con los datos in situ de las campañas oceanográficas dado que éstos presentan información desde una distancia de 30 a 45 minutos lejana a la costa, mientras que el MT3D las presenta a partir del litoral siguiendo la batimetría de ETOPO-5. Por otro lado, debido a que en los archivos globales de donde se tomó información para alimentar al MT3D, en algunos años se encontraron valores sólo para 5 puntos de la malla, fue necesario realizar interpolaciones y extrapolaciones, las cuales lógicamente influyen en los resultados finales y en los promedios climáticos de las variables obtenidas por el MT3D.

Para el presente atlas se realizó el mismo ejercicio de cálculo de la desviación estándar entre la  $TSM$  obtenida del modelo MT3D y la  $TSM$  del World Ocean Atlas 2005 (WOA05) que contiene datos históricos hidrográficos del océano global analizados objetivamente. Esta información proviene del Atlas del Océano Mundial estadounidense 2005 del National Oceanographic Data Center (NODC) [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr\\_woa05.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html).

Como resultado se obtuvo la figura 9.1.3b la cual, al ser comparada con la 9.1.3a, muestra que los mayores valores coinciden en su ubicación en el sector central de la CPC, al igual que los mínimos localizados en la costa Sur, pero difieren los mínimos concentrados en el Noreste. También se observa que con el alejamiento de la costa, en las dos figuras, los valores de desviación estándar disminuyen a partir del sector central.

Como era de esperarse, la figura 9.1.3b en general presenta valores más bajos de desviación estándar, debido a la procedencia de los datos iniciales y de frontera para alimentar el MT3D. Cabe destacar que en la figura 9.1.3b se ve la influencia de los datos de aportes de los ríos, lo cual puede ser también uno de los factores de la presencia de valores bajos de desviación estándar en toda la región. Además, presenta una imagen más clara de la diferenciación de altos valores en el sector central entre los 4 y 5° 30' N, área que siempre se ha caracterizado por ser una zona de mezcla de aguas, lo cual podría explicar el porqué los valores aquí son los más altos en las dos figuras.

En cuanto a los valores bajos de desviación estándar presentados en el sector Noreste en la figura 9.1.3.b, éstos pueden atribuirse a que el MT3D utiliza valores atmosféricos diarios durante 1948 – 2000 representando procesos hidrometeorológicos de largo período, como son las casi permanentes precipitaciones características en la región, las cuales, al calcular el balance de calor y vapor de agua en el modelo da como resultado valores de  $TSM$  que no se aprecian en los datos de las campañas oceanográficas correspondientes a solo 2 o 3 días de monitoreo al año por cada área de 1x1, pero que si son percibidas en los datos del WOA5 que contiene datos históricos hidrográficos del océano global. Por otro lado, los datos in situ de los cruceros permiten detallar procesos de carácter sinóptico en la CPC, lo cual se aprecia en la figura 9.1.3a, donde la desviación estándar muestra núcleos a lo largo de la región de estudio.

La disminución en el sector oceánico muestra que la *TSM* es más conservativa en las aguas oceánicas con respecto a las costeras, las cuales presentan mayor dificultad para ser construidas mediante un modelo debido a la variabilidad de carácter local que las caracteriza.

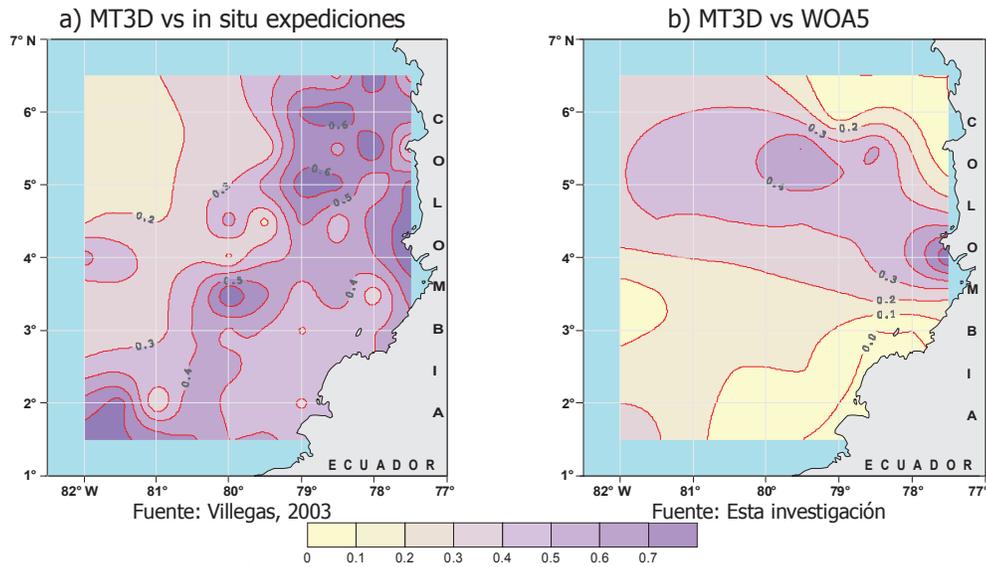


Figura 9.1.3. Desviación estándar de la *TSM* resultante de MT3D vs datos de campañas oceanográficas sobre la CPC y datos de la WOA5 como promedio del período 1971 – 2000.

— 0.5 — Líneas iguales de desviación estándar de *TSM* cada 0.1 °C.

Al realizar comparaciones de los resultados del MT3D con los relativamente escasos trabajos de termodinámica de la CPC (Wooster, 1959; Wyrki, 1963; Wyrki, 1965; Galerkin et al, 1982; Bubnov, 1990; Andrade, 1992; Burkov, 1992; Pineda, 1997; Tchansev y Cabrera, 1998; Devis et al, 2002; Rodríguez et al, 2003; Millar et al, 2006), se puede corroborar que los campos termodinámicos que el modelo obtiene, logran describir en forma satisfactoria a la región de estudio, pero es lógico comprender que todavía no se obtiene completamente la estructura termodinámica de una región tan compleja como la CPC, tanto desde el punto de vista de la escasa información inicial para modelamiento, como desde el punto de vista de los procesos de interacción océano atmósfera que intervienen en su dinámica, la influencia de la topografía del fondo marino, la influencia de los aportes continentales y de los sistemas de corrientes, que brindan aún mayor complejidad a la dinámica de sus aguas

Lo anterior quiere decir que la CPC es una región muy particular que requiere de mayor estudio detallado, siendo primordial la continuidad en la toma de datos in situ base para la corroboración de resultados de experimentos numéricos de diagnóstico y de pronóstico, teniendo en cuenta las particularidades locales de la región y utilizando series de datos mayores a los 50 años, con la finalidad de obtener una panorámica más real de la estructura termodinámica de las aguas de la CPC.

## 9.2. SOLUCIÓN DEL MODELO DE DIAGNÓSTICO DE CORRIENTES VERTICALES DE SURGENCIA (MDCVS)

Las ecuaciones del modelo de Diagnóstico de Corrientes Verticales de Surgencia (MDCVS) se escriben en diferencias finitas, teniendo que las derivadas de primer orden pueden ser aproximadas con ecuaciones de diferencias finitas unilaterales con paso hacia adelante o hacia atrás o con diferencias finitas centrales:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \approx \frac{\Phi_{i+1} - \Phi_i}{h_\theta} \quad (9.2.1)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \approx \frac{\Phi_i - \Phi_{i-1}}{h_\theta} \quad (9.2.2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \approx \frac{\Phi_{i+1} - \Phi_{i-1}}{2h_\theta} \quad (9.2.3)$$

donde  $\Phi_i$  es el valor de la función en el nodo  $i$ ;  $h_\theta$  es el paso de malla por la latitud  $\theta$ .

La derivada de segundo orden se aproxima de la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \theta^2} \approx \frac{\Phi_{i+1} - 2\Phi_i + \Phi_{i-1}}{h_\theta^2} \quad (9.2.4)$$

$$\left( \frac{\partial^2 \Phi_1 \Phi_2}{\partial \theta \partial \lambda} \right)_{ij} \approx \frac{(\Phi_1 \Phi_2)_{i+1,j+1} - (\Phi_1 \Phi_2)_{i-1,j+1} - (\Phi_1 \Phi_2)_{i+1,j-1} + (\Phi_1 \Phi_2)_{i-1,j-1}}{4h_\theta h_\lambda} \quad (9.2.5)$$

donde  $\Phi_1, \Phi_2$  son los valores de la función en el nodo  $i$ ;  $h_\lambda$  es el paso de malla por la longitud  $\lambda$ . El paso en los ejes  $\theta$  y  $\lambda$  es de 30 minutos.

Las integrales se calculan por la fórmula del trapecio. Para presentar las ecuaciones de solución de cálculo en la vertical, en este capítulo se contemplan 14 profundidades: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 700, 1000 y 1500 metros.

La ecuación (1.2.3) se escribe en diferencias finitas de la forma:

$$\begin{aligned} \Delta \zeta &= \frac{1}{R^2 \sin \theta} \frac{\partial \lambda}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{R^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial \lambda^2} = \\ &= \frac{1}{R^2} \left\{ \left[ \frac{\zeta_{i+1,j} + \zeta_{i-1,j} - 2\zeta_{i,j}}{h_\theta^2} \right] + \left[ \frac{\zeta_{i,j+1} + \zeta_{i,j-1} - 2\zeta_{i,j}}{(\sin^2 \theta)_{i,j} h_\lambda^2} \right] \right\}. \end{aligned} \quad (9.2.6)$$

En las ecuaciones  $\frac{1}{H_{i,j}} \frac{\partial H_{i,j}}{\partial \theta} \frac{\partial \zeta_{i,j}}{\partial \theta}$  y  $\frac{1}{H_{i,j}} \frac{\partial H_{i,j}}{\partial \lambda} \frac{\partial \zeta_{i,j}}{\partial \lambda}$  las derivadas  $\frac{\partial \zeta}{\partial \theta}$  y  $\frac{\partial \zeta}{\partial \lambda}$  se sustituyen por diferencias finitas unilaterales teniendo en cuenta el signo del coeficiente ante ellos:

$$N_1 = \frac{1}{2H_{i,j}} (H_{i+1,j} - H_{i-1,j}) \quad (9.2.7)$$

$$N_2 = \frac{1}{2H_{i,j} (\sin^2 \theta)_{i,j}} (H_{i,j+1} - H_{i,j-1}). \quad (9.2.8)$$

Por lo tanto, si

$$\begin{aligned} N_1 > 0, \text{ entonces } \left( \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \right)_{i,j} &= \frac{\zeta_{i+1,j} - \zeta_{i,j}}{h_\theta} \text{ y } \delta_1 = 1 \\ N_1 < 0, \text{ entonces } \left( \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \right)_{i,j} &= \frac{\zeta_{i,j} - \zeta_{i-1,j}}{h_\theta} \text{ y } \delta_1 = 0 \end{aligned} \quad (9.2.9)$$

y si

$$\begin{aligned} N_2 > 0, \text{ entonces } \left( \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \right)_{i,j} &= \frac{\zeta_{i,j+1} - \zeta_{i,j}}{h_\lambda} \text{ y } \delta_2 = 1 \\ N_2 < 0, \text{ entonces } \left( \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \right)_{i,j} &= \frac{\zeta_{i,j} - \zeta_{i,j-1}}{h_\lambda} \text{ y } \delta_2 = 0. \end{aligned} \quad (9.2.10)$$

Según (9.2.6) – (9.2.10) se obtiene la fórmula de cálculo para el nivel en la forma:

$$\zeta_{i,j}^{(n)} = \frac{1}{N_3} \left\{ \left( \frac{\zeta_{i+1,j}^{(n-1)} + \zeta_{i-1,j}^{(n-1)}}{R^2 h_\theta^2} \right) + \left( \frac{\zeta_{i,j+1}^{(n-1)} + \zeta_{i,j-1}^{(n-1)}}{R^2 (\sin^2 \theta)_{i,j} h_\lambda^2} \right) + \right.$$

$$\frac{|N_1|}{h_\theta} \left[ \delta_1 \zeta_{i+1,j}^{(n-1)} - (1-\delta_1) \zeta_{i-1,j}^{(n)} \right] + \frac{|N_2|}{h_\lambda} \left[ \delta_2 \zeta_{i,j+1}^{(n-1)} - (1-\delta_2) \zeta_{i,j-1}^{(n)} \right] - F_{i,j}^{(n-1)} \quad (9.2.11)$$

donde  $n$  es el número de la iteración y  $N_3 = \frac{2}{R^2} \left[ \frac{|N_1|(2\delta_1-1)}{h_\theta^2} + \frac{|N_2|(2\delta_2-1)}{(\sin^2 \theta)_{i,j} h_\lambda^2} \right]$ .

La determinación de la función  $F_{i,j}$ , se realiza al presentarla en forma de suma:

$$F_{i,j} = F_{i,j}^1 + F_{i,j}^2 \quad (9.2.12)$$

donde

$$F_{i,j}^1 = -\frac{1}{2\alpha_{i,j}\rho_0} \int_0^H (\Delta\rho)_{i,j} dz - \frac{1}{\rho_0(\sin\theta)_{i,j}} \int_0^H J(H,\rho)_{i,j} dz - \frac{1}{\rho_0|\sin\theta|_{i,j}} \int_0^H \left( H \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j} dz. \quad (9.2.13)$$

Denominando como:

$$A_{i,j} = \int_0^H (\Delta\rho)_{i,j} dz \quad (9.2.14)$$

$$\text{donde } (\Delta\rho)_{i,j} = \frac{1}{R^2} \left\{ \left[ \frac{\rho_{i+1,j} + \rho_{i-1,j} - 2\rho_{i,j}}{h_\theta^2} \right] + \left[ \frac{\rho_{i,j+1} + \rho_{i,j-1} - 2\rho_{i,j}}{(\sin^2 \theta)_{i,j} h_\lambda^2} \right] \right\}$$

$$B_{i,j} = \int_0^H J(H,\rho)_{i,j} dz \quad (9.2.15)$$

$$\text{donde } J(H,\rho)_{i,j} = \left\{ \frac{[(H\rho)_{i+1,j+1}(H\rho)_{i-1,j+1} - (H\rho)_{i+1,j-1} + (H\rho)_{i-1,j-1}]}{4R^2 h_\theta h_\lambda} \right\} \left( 1 - \frac{1}{(\sin^2 \theta)_{i,j}} \right)$$

$$C_{i,j} = \int_0^H \left( H \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right) dz \quad (9.2.16)$$

se obtiene a (9.2.13) en la forma:

$$F'_{i,j} = -\frac{1}{\rho_0} \left[ \frac{A_{i,j}}{2\alpha_{i,j}} + \frac{B_{i,j}}{(\sin\theta)_{i,j}} + \frac{C_{i,j}}{|\cos\theta|_{i,j}} \right]. \quad (9.2.17)$$

Las ecuaciones (9.2.14) – (9.2.16) en forma de diferencias finitas se presentan como:

$$A_{i,j} = 10^2 \left( 0.05\Delta\rho_{i,j,1} + 0.1\Delta\rho_{i,j,2} + 0.1\Delta\rho_{i,j,3} + 0.15\Delta\rho_{i,j,4} + 0.225\Delta\rho_{i,j,5} + 0.25\Delta\rho_{i,j,6} + 0.375\Delta\rho_{i,j,7} + 0.5\Delta\rho_{i,j,8} + 0.75\Delta\rho_{i,j,9} + 1.5\Delta\rho_{i,j,10} + 2\Delta\rho_{i,j,11} + 2.5\Delta\rho_{i,j,12} + 4\Delta\rho_{i,j,13} + 2.5\Delta\rho_{i,j,14} \right) \quad (9.2.18)$$

$$B_{i,j} = 10^2 \left( 0.05J(H,\rho)_{i,j,1} + 0.1J(H,\rho)_{i,j,2} + 0.1J(H,\rho)_{i,j,3} + 0.15J(H,\rho)_{i,j,4} + 0.225J(H,\rho)_{i,j,5} + 0.25J(H,\rho)_{i,j,6} + 0.375J(H,\rho)_{i,j,7} + 0.5J(H,\rho)_{i,j,8} + 0.75J(H,\rho)_{i,j,9} + 1.5J(H,\rho)_{i,j,10} + 2J(H,\rho)_{i,j,11} + 2.5J(H,\rho)_{i,j,12} + 4J(H,\rho)_{i,j,13} + 2.5J(H,\rho)_{i,j,14} \right) \quad (9.2.19)$$

$$C_{i,j} = \frac{10^2 H_{i,j}}{2h_\lambda} (0.05\delta\rho_1 + 0.1\delta\rho_2 + 0.1\delta\rho_3 + 0.15\delta\rho_4 + 0.225\delta\rho_5 + 0.25\delta\rho_6 + 0.375\delta\rho_7 + 0.5\delta\rho_8 + 0.75\delta\rho_9 + 1.5\delta\rho_{10} + 2\delta\rho_{11} + 2.5\delta\rho_{12} + 4\delta\rho_{13} + 2.5\delta\rho_{14}) \quad (9.2.20)$$

donde  $\delta\rho_{(1,2..14)} = \rho_{i,j+1} - \rho_{i,j-1}$  y 1,2..14 – es el número de la profundidad.

La ecuación (1.2.5) se presenta como:

$$F_{i,j}^2 = \frac{(\Delta P_a)_{i,j}}{2\alpha'_{i,j}\rho_0 g} + \frac{1}{\rho_0 |\cos\theta|_{i,j}} \int_0^H z_K \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j} dz \quad (9.2.21)$$

donde  $k$  es el número de la profundidad.

Al denominar:

$$D_{i,j} = \int_0^H z_K \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j} dz \quad (9.2.22)$$

entonces (9.2.21) toma la forma:

$$F_{i,j}^2 = \frac{1}{\rho_0} \left[ \frac{(\Delta P_a)_{i,j}}{2\alpha'_{i,j} g} + \frac{D_{i,j}}{|\cos\theta|_{i,j}} \right] \quad (9.2.23)$$

$$\text{donde } (\Delta P_a)_{i,j} = \frac{1}{R^2} \left\{ \left[ \frac{P_{ai+1,j} + P_{ai-1,j} - 2P_{ai,j}}{h_\theta^2} \right] + \left[ \frac{P_{ai,j+1} + P_{ai,j-1} - 2P_{ai,j}}{(\sin^2\theta)_{i,j} h_\lambda^2} \right] \right\}.$$

La ecuación (9.2.22) presentada en diferencias finitas es:

$$D_{i,j} = \frac{10^2}{2h_\lambda} (0.05z_1\delta\rho_1 + 0.1z_2\delta\rho_2 + 0.1z_3\delta\rho_3 + 0.15z_4\delta\rho_4 + 0.225z_5\delta\rho_5 + 0.25z_6\delta\rho_6 + 0.375z_7\delta\rho_7 + 0.5z_8\delta\rho_8 + 0.75z_9\delta\rho_9 + 1.5z_{10}\delta\rho_{10} + 2z_{11}\delta\rho_{11} + 2.5z_{12}\delta\rho_{12} + 4z_{13}\delta\rho_{13} + 2.5z_{14}\delta\rho_{14}). \quad (9.2.24)$$

Ahora se obtiene la ecuación para  $V_z$  (1.2.2) al denotar como:

$$E_{i,j,K} = \int_0^{z_K} (z_K - \xi_{K-1}) \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j,K} dz \quad (9.2.25)$$

donde  $\left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j,K} = \frac{\rho_{i,j+1,K} - \rho_{i,j-1,K}}{2h_\lambda}$ , y entonces (9.2.25) será:

$$E_{i,j,K} = \sum_{s=2}^{K-1} \delta z_s (z_K - \xi_{K-1}) \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j,K} + \frac{1}{2} \left[ (z_1 - \xi_{s-1}) \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j,1} \delta z_1 + \delta z_K (z_K - \xi_{K-1}) \left( \frac{\partial\rho}{\partial\lambda} \right)_{i,j,K} \right]$$

teniendo:

$$(V_z)_{i,j,K} = -\frac{1}{f_{i,j}} \left\{ \frac{(\Delta P_a)_{i,j}}{2\rho_0 R^2 \alpha'_{i,j}} - \frac{(\sin\theta)_{i,j}}{2\rho_0 R^2 \alpha'_{i,j} (\cos\theta)_{i,j}} \left[ \left( \frac{\partial P_a}{\partial\theta} \right)_{i,j} - \frac{1}{(\sin\theta)_{i,j}} \left( \frac{\partial P_a}{\partial\lambda} \right)_{i,j} \right] - \frac{gz_K}{R(\cos\theta)_{i,j}} \left( \frac{\partial\zeta}{\partial\lambda} \right)_{i,j} + \frac{gE_{i,j,K}}{\rho_0 R^2 (\cos\theta)_{i,j}} \right\} \quad (9.2.26)$$

donde

$$\left(\frac{\partial P_a}{\partial \theta}\right)_{i,j} = \frac{P_{ai+1,j} - P_{ai-1,j}}{2h_\theta}$$

$$\left(\frac{\partial P_a}{\partial \lambda}\right)_{i,j} = \frac{P_{ai,j+1} - P_{ai,j-1}}{2h_\lambda}$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial \lambda}\right)_{i,j} = \frac{\zeta_{ai,j+1} - \zeta_{ai,j-1}}{2h_\lambda}.$$

Para los cálculos en la superficie  $z = 0$ , el valor de  $V_z$  se iguala a cero por condición de tapa dura. El programa de cálculo se ejecuta en el lenguaje de programación Delphi bajo Windows (Villegas y Málikov, 2008) tomando como datos de entrada los campos de  $T$ ,  $S$  y  $\zeta$ , obtenidos en el MT3D y valores de  $P_a$  de archivos NCEP/NCAR. Con la  $T$  y  $S$  se procede a calcular la  $\rho$  y, una vez obtenida, se inicia el cálculo de  $V_z$  en diferentes profundidades con sus respectivos componentes: eólico, baroclínico y gradiental.

Como se conoce, en regiones donde hay surgencia en forma permanente, como es el caso de las aguas costeras del Perú, por regla general la Temperatura Superficial del Mar ( $TSM$ ) es baja, y en épocas de ocurrencia del fenómeno El Niño, la  $TSM$  disminuye, el Nivel del Mar  $NM$  aumenta y el proceso de surgencia se obstaculiza, lo cual permite inferir que la  $V_z$  disminuye. En época de La Niña, ocurre lo contrario. Debido a que la  $V_z$  es un valor que hasta el momento no se obtiene por mediciones directas en el océano sino por modelación matemática, para la validación de los resultados del MDCVS con las características físicas y dinámicas de la región de estudio, en Villegas (1995 y 1997a) se tuvo en cuenta la teoría descrita del comportamiento de  $TSM$  y  $NM$  en épocas extremas del ciclo El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Para ello, se tomaron datos de campañas oceanográficas realizadas en la CPC por la Dirección General Marítima, correspondientes a  $TSM$  y  $NM$  de los años 1986, 1988 y 1990 cuando se registraron El Niño, La Niña y el inicio del desarrollo de El Niño respectivamente. La comparación de las variaciones de  $TSM$ ,  $NM$  y  $V_z$ , permitió apreciar comportamientos correspondientes al proceso de intensificación de surgencia en época de La Niña dados por bajos valores de  $TSM$  y  $NM$  y, altos valores de  $V_z$ . El comportamiento contrario se presentó con los datos registrados durante El Niño (Villegas, 1997a).

Así mismo, se han realizado diversos trabajos donde se han corroborado en forma positiva los resultados que se obtienen del MDCVS en la CPC (Villegas, 1997b; Devis et al, 2002; Villegas, 2002a; Karlin y Villegas, 2003; Díaz y Villegas, 2008; Díaz et al, 2008a; Díaz et al, 2008b), lo cual permite inferir, que la utilización de este modelo será de utilidad para el estudio de la existencia del proceso de surgencia en la región, su seguimiento y futura predicción.



## BIBLIOGRAFÍA

- ANDRADE, C. 1992. Movimiento geostrófico en el Pacífico colombiano. *Boletín Científico CIOH*, n. 12. p. 23-38.
- BOWDEN, K. 1988. *Oceanografía física de aguas costeras*. Moscú. Mir. 324 p.
- BUBNOV, V.A. 1990. *Circulación de Aguas de la Zona Ecuatorial del Océano*. San Petersburgo. Gidrometeoizdat. p. 200-278.
- BURKOV, B.A. 1992. Acerca de los Cambios en las Corrientes Trópico - ecuatoriales del Océano Pacífico. *Oceanología*. Tomo 32. San Petersburgo. Gidrometeoizdat. p. 830-846.
- DARONIN, Y.P. 1980. *Dinámica del Océano*. San Petersburgo. Gidrometeoizdat. p. 280-304.
- DEVIS, A.; I. GARCÍA; MÁLIKOV, I. y Villegas, N. 2002. *Compilación oceanográfica de la Cuenca Pacífica Colombiana*. Panamericana Formas e Impresos S.A. Tumaco. Centro Control Contaminación del Pacífico CCCP. 110 p.
- DÍAZ, D. y VILLEGAS, N. 2008. *Focos de Surgencia en la Cuenca del Pacífico Colombiano y su Relación con los Valores Mínimos de Radiación de Onda Larga Asociados a la Posición de la ZCIT*. Memorias XV Congreso Brasileiro de Meteorología: 24-29 de Agosto del 2008. Sao Paulo, Brasil.
- DÍAZ, D., VILLEGAS, N. y MÁLIKOV, I. 2008a. Descripción de los Ciclos de Ascenso de las Aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano durante el Año y su Relación con Factores Meteorológicos Asociados a la Zona de Convergencia Intertropical. *Revista Institucional Universidad Tecnológica del Chocó*. Universidad Tecnológica del Chocó. v.27 fasc.2 p.200-206.
- DÍAZ, D., VILLEGAS, N. y MÁLIKOV, I. 2008b. *Características de las Zonas de Surgencia de la Cuenca del Pacífico Colombiano y su Relación con la Zona de Convergencia Intertropical*. Memorias del XIII Seminario Nacional de Ciencia y Tecnología del Mar: 21-23 de Mayo del 2008. San Andrés Isla, Colombia.
- FOFONOFF, N. AND R., MILLARD JR. 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, UNESCO technical papers in marine science*. No. 44, Division of Marine Sciences. UNESCO, Place de Fontenoy, 75700 Paris.
- GALERKIN ET AL. 1982. *Océano Pacífico*. Moscú. Mir. p. 300-318.
- GALPERIN, B. ET AL. 1988. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *J. Atmos. Sci.* Vol. 45. p. 55-62.
- <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO5/TOPO/ETOPO5/>
- [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr\\_woa05.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html)
- IDSO, S., y R. JACKSON. 1969. Thermal radiation from atmosphere. *J. Geophys. Res.* Vol. 74, p. 5397-5403.
- KALNAY, E. R. KISTLER, COLLINS, W. S. SAHA, WHITE, G. J. WOOLLEN, CHELLIAH, M. W. EBISUZAKI, KANAMITSU, M. V. KOUSKY, VAN DEN DOOL, H. R. JENNE, FIORINO, M. 2001: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-268.
- KARLIN, L. y Villegas, N. 2003. Modelación de la circulación vertical y upwelling en la cuenca del Pacífico Colombiano (CPC) por medio de un modelo de diagnóstico. *Material de la sección final del Consejo científico 27-28 enero 2003*. Parte II. Sección de oceanología, ecología y física del medio ambiente natural. San Petersburgo. RSHU. p. 29-31.

- MÁLIKOV, I. 2000. *Determinación de las Zonas Homogéneas del Pacífico Colombiano. Informe Final*. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP. Tumaco.
- MÁLIKOV, I. 1998. *Determinación de los cambios entre anuales del campo de presión atmosférica en el Pacífico colombiano. Informe Técnico*. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP. Tumaco.
- MÁLIKOV, I. y G., CAMACHO. 1998. Método de aproximación para determinar cambios entreanuales aplicado a parámetros de temperatura y salinidad del pacífico colombiano. *Boletín Científico CCCP*. Tumaco, n. 7, p. 30-41.
- MALININ, V. 1998. *Oceanología general. Parte I. Procesos Físicos*. St. Petersburg. RSHU. 342 p.
- MARCHESIELLO, P., J., MCWILLIAMS AND SHCHEPETKIN, A. 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*. (3), p. 20-31.
- MARCHUK, G. I. y A.C. SARKICIÁN. 1988. *Modelación Matemática de la Circulación del Océano*. Redacción de Literatura Físico Matemática. Moscú. Nauka. 304 p.
- MILLER, CH., D., QUADFASEL, FIEDLER P and LAVIN, M. 2006. *Progress in Oceanography. A review of Eastern Tropical Pacific Oceanography*. Vol.69. Nos. 2-4. Special Issue. Elsevier. 300 p.
- MORENO, J., VILLEGAS, N. y MALIKOV, I. 2008a. *Localización de estaciones de monitoreo de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano con base en el estudio de información meteorológica y oceanográfica*. Memorias VIII Congreso Colombiano de Meteorología y Seminario Internacional: 11-14 de marzo 2008, Universidad Tecnológica del Chocó–Quibdo, Colombia.
- MORENO, J., VILLEGAS, N. y MALIKOV, I. 2008b. *Relación de las masas de aire con las masas de agua de la Cuenca del Pacífico Colombiano*. Memorias XIII Seminario Nacional de Ciencia y Tecnología del Mar: 21-23 de Mayo del 2008. San Andrés Isla, Colombia.
- NEELOV, I. y VILLEGAS, N. 2002. Modelación de los cambios estacionales de la circulación de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano. *Material de la sección final del Consejo científico* 30-31 enero 2002. San Petersburgo. RSHU. p.123-124.
- NOAA/NESDIS/NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER. 1994. *World Ocean Atlas 1994*. (WOA94)//CD-ROM Data sets Version 4. Washington: Ocean Climate Laboratory National Oceanographic Data Center USA Department of commerce, USA.
- PARKINSON, C. 1979. A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys.Res* (84), p.311-377.
- PINEDA, A. 1997. La corriente de Cromwell durante el fenómeno La Niña de 1996 y el fenómeno El Niño de 1997, sobre la Cuenca del Pacifico Colombiano. *Boletín Científico CCCP*. Tumaco, n. 6, p. 109-122.
- RODRÍGUEZ-RUBIO, E., W. SCHNEIDER Y R. ABARCA DEL RÍO. 2003. On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 30.
- RUBINOV, A.M. 1994. *Elementos del Análisis Matemático*. Moscú. Mir. p. 250-279.
- SARKICIÁN, A. 1991. *Modelación dinámica del océano*. St.Petersburg. Gidrometeoizdat. 296 p.
- SARKICIAN, A. Y. L., DEMINA. 1986. *Métodos y Resultados de los Cálculos de Circulación de las Aguas del Océano Mundial*. San Petersburgo. Gidrometeoizdat. p. 100-152.
- SEMIONOV, B. 1981. Cálculos de movimientos verticales con modelos numéricos de circulación de las aguas oceánicas. *Oceanología* Tomo XXI. San Petersburgo. Gidrometeoizdat. p. 433-440.

- STEWART, R. 2005. *Introduction to physical oceanography*. Department of Oceanography Texas A & M University. 354 p.
- TCHANSEV, V. Y E., CABRERA. 1998. Algunos aspectos de investigación de la formación del régimen oceanográfico del Pacífico Colombiano. *Boletín Científico CCCP*, Tumaco, n. 7, p. 7-19.
- UNESCO/ICES/SCOR/IAPSO. 1981. *Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards: Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater 1980*. Unesco Technical Papers in Marine Science, 38. UNESCO.
- VILLEGAS, N. 1995. *Aparición del fenómeno El Niño en los campos dinámicos del Pacífico Colombiano*. Trabajo de grado para la obtención del título de Ingeniero Oceanólogo. Instituto Estatal Hidrometeorológico de Rusia. RSHI, 100 p.
- VILLEGAS, N. 1997a. Estudio del movimiento vertical de las aguas en la región Este de la Cuenca del Pacífico Colombiano. *Boletín Científico CCCP*, Tumaco, n. 6, p. 71-80.
- VILLEGAS, N. 1997b. Movimiento vertical de las aguas en el Pacífico Colombiano durante junio y octubre de 1996. *Boletín Científico CCCP*, Tumaco, n. 6, p. 81-93.
- VILLEGAS, N. 2002a. Evolución mensual de las corrientes verticales y zonas de surgencia en la cuenca del Pacífico Colombiano, CPC. *Boletín Científico CCCP*, Tumaco, n. 9, p. 29-36.
- VILLEGAS, N. 2002b. Determinación de zonas homogéneas de las aguas superficiales del Océano Pacífico Colombiano. *Materiales sección final Consejo Científico* 30-31 enero 2002. San Petersburgo. RSHU, p. 126-128.
- VILLEGAS, N. 2003. *Formation laws of Columbian Pacific Ocean thermodynamic structure*. Scientific degree competition thesis to Dr. of phys. and math. St. Petersburg. RSHU. 189 p.
- VILLEGAS, N. 2008. Participation of the Department of Geosciences of the Universidad Nacional de Colombia in the UNESCO/IOC programme "Baltic Floating University" onboard the sailing catamaran Centaurus-II. *BFU Research Bulletin*, RSHU. St. Petersburg, n. 10, p. 40-42.
- VILLEGAS, N. y MALIKOV, I. 2006. Modelación de la estructura dinámica de las aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano. *Boletín Científico CCCP*, Tumaco, n. 13, p. 97-114.
- VILLEGAS, N. y MALIKOV, I. 2008. *Software aplicativo para el cálculo de corrientes verticales de la cuenca del pacífico colombiano: Estructura Vertical de las Aguas EVA V.1*. Certificado de registro de soporte lógico: libro 13, tomo 20, partida 210. Dirección Nacional del Derecho de Autor. Bogotá.
- VILLEGAS, N. y L., KARLIN. 2004. Modelación de la Circulación y de la Estructura Termohalina de las Aguas de la Cuenca del Pacífico Colombiano. *Selección de Trabajos de Jóvenes Científicos en Hidrometeorología*. San Petersburgo. RSHU, p. 116-125.
- VÖRÖSMARTY, C., B., FEKETE and B., TUCKER. 1996. *River Discharge Database, Version 1.0* (RivDIS v1.0), Volumes 0 through 6. A contribution to IHP-V Theme 1. Technical Documents in Hydrology Series. UNESCO, Paris.
- WOOSTER, W. 1959. Oceanographic Observations in the Panama Bight, "Askoy" Expedition, 1941. *Bull. Amer. Mus. Natur. Hist.* 118 (3): 113-152.
- WYRTKI, K. 1963. Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.* 9(5): 269-304.
- WYRTKI, K. 1965. Oceanographic observations in the Panama Bight. Askoy Expedition, 1941. *Amer. Mus. Nat. Hist., Bull.* 118(3): 13-52.
- XUE, YAN; THOMAS, M. SMITH AND RICHARD W. REYNOLDS. 2003. Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871 – 2000. *J. Climate*, 16, 1601-1612.

ZILLIMAN, J. 1972. *A study of some aspects of radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans*. Meteorol. Study. Bur. of Meteorol. Dep. of Inter., Canberra. A.C.T. Rep. 26.



*ATLAS DE LAS CARACTERÍSTICAS TERMOHALINAS Y DINÁMICAS  
DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO:  
CON BASE EN SIMULACIÓN MATEMÁTICA*

se terminó de imprimir en Editorial UN,  
en junio de 2009.

Bogotá, D.C., Colombia.