



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



HIDROGRAFÍA Y CORRIENTES GEOSTRÓFICAS EN LA REGIÓN DEL CAÑÓN DE CAMPECHE

T E S I S

que para obtener el grado académico de

**Maestra en Ciencias del Mar y Limnología
(Oceanografía Física)**

Presenta

Ikebana Susana Rosales Navarro

Directora de Tesis: Dra. María Adela Monreal Gómez

Comité Tutorial: Dra. Elba Villanueva Urrutia

Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro

Dr. Raúl Aguirre Gómez

Dr. Julio Candela Pérez

México, D. F., 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA:

Ada Noemí Navarro Álvarez, el mejor ángel que pude tener, que siempre me cuida y me apoya..... quien más que mi mami.

A quienes me han enseñado con su pensar y sus actos la grandeza de su alma.

AGRADECIMIENTOS

A la incomparable Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM que orgullo se siente ser parte de ella.

Al ICMYL y a la coordinación del posgrado de Ciencias del Mar y Limnología por todo el apoyo.

A los miembros del Comité Tutoral: Dra. Adela Monreal Gómez, Dra. Elba Villanueva Urrutia, Dr. Victor Manuel Mendoza Castro, Dr. Raúl Aguirre Gómez y Dr. Julio Candela Pérez agradezco sus tan acertados comentarios que contribuyeron a enriquecer este trabajo.

Dra. Adela Monreal nunca dejaré de sentirme afortunada por haber recibido de usted grandes enseñanzas en todos los aspectos, por contar con su amistad, muchas gracias por su apoyo.

Dr. David Salas de León, insisto que es muy divertido aprender con usted, muchas gracias por su enorme apoyo, indiscutiblemente usted forma parte de este trabajo, gracias gracias por su tiempo y por lo que he aprendido de usted.

De manera emotiva quiero darles las gracias a todos ustedes Dres. que intervinieron en este trabajo y que tuve la oportunidad de tratar, por que tienen el conocimiento y la sencillez, juntos como debe ser.

Ada Noemí Navarro Álvarez, quien es mi ejemplo de tenacidad, de valentía, nunca se deja vencer, cada día aprendo de ti, gracias mami.

A mi familia que es el pilar principal de mi vida, saber que en cualquier circunstancia siempre estaremos juntos, me da tranquilidad para cualquier reto.

A quien siempre esta en mis pensamientos y me ha enseñado a ser una mejor persona, Alejandra se que siempre estas a mi lado.

Haydé y Salvador Navarro Álvarez Tostado, recuerdo las pláticas para iniciar este camino, ciertas dudas las despejaron ustedes.

Gabriel Rivas Maceda, para hacer las cosas hay que tener el alma y el corazón alegre., eres el causante de mi gran alegría. Me contagiaste tu entusiasmo y coraje para terminar este trabajo.

A Jorge Castro ahhhhhh cuanta lata te di gracias por tu grandísima ayuda.

Miguel Díaz gracias por ayudarme con problemillas que me encontré para realizar algunas figuras.

Ignacio Palomar (Nacho) gracias y otra vez gracias por tu gran ayuda, por dedicarle tiempo a mis angustias computacionales.

Ahhhh gracias gracias por la risa por que eso alimenta el alma, por su amistad y claro por su apoyo: Jovanna, Erika, Leonardo, Javier, Toño, Yemin, Miguel, Angeles, Chucho, Julián, Gilberto, Victor, afortunadamente encontré amigos.

En fin cada persona que he conocido y con la que me he convivido, trae consigo una lección importante, algo que vale la pena aprender o algo que debo evitar.

Hay una frase que leí y me gustó:

La sonrisa es como una gota pequeña, pero en esa gotita cabe el mar.

Gracias

Ikebana

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRAC	2
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Área de estudio	6
CAPÍTULO II. MÉTODOS Y MATERIALES	8
CAPÍTULO III. RESULTADOS	13
3.1. Estructura hidrográfica, fines de época de nortes (PROMEBIO IV, 27-29 ABRIL 2001)	13
3.1.1. Masas de agua	13
3.1.2. Perfiles verticales	15
3.1.3. Distribución vertical	17
3.1.4. Distribución horizontal	25
3.1.5. Topografía de la isoterma de los 15°C	37
3.1.6. Corrientes geostróficas	38
3.1.6.1 Campos horizontales de la velocidad geostrófica	38
3.1.6.2 Velocidad geostrófica en las secciones verticales	43
3.1.7. Componente vertical de la vorticidad relativa	44
3.2. Estructura hidrográfica durante junio de 2002, época de secas (PROMEBIO VI)	48
3.2.1. Masas de agua	48
3.2.2. Perfiles verticales	49
3.2.3. Distribución vertical	50
3.2.4. Distribución horizontal	60
3.2.5. Topografía de la isoterma de los 15°C	72
3.2.6. Corrientes geostróficas	73
3.2.6.1 Campos horizontales de la velocidad geostrófica	73
3.2.6.2 Velocidad geostrófica en las secciones verticales	76
3.2.7. Componente vertical de la vorticidad relativa	78
CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN	81
CONCLUSIONES	86
REFERENCIAS	87

RESUMEN

Datos de temperatura, conductividad y presión en la región del Cañón de Campeche, Golfo de México, fueron obtenidos en abril-mayo de 2001 y junio de 2002 a bordo del B/O Justo Sierra de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se calcularon la salinidad y la densidad relativa; las masas de agua se identificaron mediante diagramas T-S y se obtuvo el espesor de la capa de mezcla. Se calcularon las velocidades geostróficas y la topografía de la isoterma de los 15 °C. La componente vertical de la vorticidad relativa se estimó usando las velocidades geostróficas. Los diagramas T-S muestran la existencia de tres masas de agua, Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA). La capa de mezcla fue de aproximadamente 45 m y la distribución vertical de los parámetros hidrográficos no mostró variación significativas después de los 300 m de profundidad. La circulación geostrófica presenta características anticiclónicas con agua cálida y de alta salinidad, con una rapidez superficial de aproximadamente 20 cm s⁻¹. Un giro anticiclónico se encontró durante los dos cruceros centrado aproximadamente en 20° 54' N y 92° 45' W con un diámetro aproximado de 62 km. En la parte suroeste de la zona de estudio se observó una circulación de tipo ciclónica. La componente vertical de la vorticidad relativa fue del orden de 10⁻⁶ s⁻¹, coincidiendo los valores de vorticidad negativa con la circulación de tipo anticiclónica y los valores positivos con la circulación ciclónica.

ABSTRACT

Temperature, conductivity and pressure data were gathered over the Campeche Canyon area, Gulf of Mexico, during two surveys (April - May 2001, and June 2002) on board the R/V Justo Sierra of the Universidad Nacional Autónoma de México. The salinity and relative density were calculated, the water masses were identified by mean of T-S diagrams. The 15 °C isotherm topography and the thickness of the mixed layer were obtained. The geostrophic velocity and its respective vertical component of relative vorticity were calculated. The T-S diagram reveals three water masses; the Gulf of Mexico Subtropical Underwater (GMSUW), the Gulf Common Water (GCW), and the Antarctic Intermediate Water (AAIW). The mixed layer thickness was of approximately 45 m, the distribution of the hydrographic parameters below the 300 m depth didn't show significant variation. The geostrophic circulation shows anticyclonic characteristic with warm and high salinity water, and surface speed of about 20 cm s⁻¹. During both surveys the anticyclonic eddy was presented and centered at approximately 20° 54' N and 92° 45' W with an approximate diameter of 62 km. A cyclonic eddy is observed at the Southwest part of the study area. The anticyclone shows up as a negative vertical component of the local relative vorticity of the order of 10⁻⁶ s⁻¹. The positive vorticity values coincide with the cyclonic eddy areas.

En las regiones de cañones submarinos las corrientes son muy intensas y las componentes horizontales de la vorticidad relativa (ω_x, ω_y), llegan a ser importantes, provocando importantes componentes verticales (Denman y Novell, 1984; Perenne *et al.*, 1997; Arduin *et al.*, 1999; De Modron *et al.*, 1999; Cherubin *et al.*, 2000; Allen *et al.*, 2001). Las componentes verticales de la circulación inducen afloramientos subsuperficiales (Hunkin, 1988; Salas de León *et al.*, 2004) y giros anticiclónicos y ciclónicos subsuperficiales (Arduin *et al.*, 1999; Maso y Tintore, 1991; Wong, 2002; De Modron, 1994).

Por lo general, el flujo en la plataforma es paralelo a las isobatas, indicando una fuerte componente barotrópica. El eje de los cañones en su mayoría es perpendicular a las isobatas de la plataforma. Esto implica que las líneas de corriente cruzan perpendicularmente el eje del cañón, creando un gradiente de presión que tendrá que balancearse geostroficamente induciendo fuertes movimientos verticales (De Modron, 1994). Si la curva de las isobatas es abrupta, entonces el flujo dentro del cañón será generalmente a lo largo del eje central debido al gradiente de presión del flujo geostrofico a lo largo de la costa (Klinck, 1988; 1989). El gradiente de profundidad es grande si el cañón es angosto y profundo; por lo que, afectará significativamente la circulación. Consecuentemente, se puede decir que un cañón angosto es aquel cuyo ancho es menor que la mitad del radio de deformación interna de Rossby (Klinck, 1988), (el radio de deformación de Rossby es una medida de la importancia de la rotación para determinados fenómenos) esto se conoce como anchura dinámica del cañón, e implica que el flujo sea principalmente a lo largo del eje del cañón con una fuerte componente baroclínica. La anchura dinámica es un parámetro crítico para determinar la naturaleza de la circulación dentro de un cañón (Klinck, 1989; Hughes *et al.*, 1990). En cañones más angostos que el radio de deformación interna de Rossby el flujo tenderá a seguir las isobatas predominando la parte barotrópica.

El Cañón de Campeche es una de las características fisiográficas más relevantes en el borde de la plataforma continental del sur del Golfo de México, sobre él fluye el agua que llega de la Corriente de Yucatán, la rectificación que sufre la corriente por el cambio en la profundidad debe de ser significativa y generar intensos procesos hidrodinámicos cuyas consecuencias van mas lejos que el interés físico por la región. No obstante lo anterior, hasta la fecha son escasos los estudios sobre la dinámica de la circulación en la zona del Cañón de Campeche. Con esta investigación se pretende inferir el efecto de la topografía en la circulación sobre la zona del Cañón.

1.1. Área de Estudio

El área de estudio comprende la región denominada Cañón de Campeche la cual se encuentra entre las latitudes $20^{\circ}12'$ a $21^{\circ}36'$ N y las longitudes $92^{\circ}24'$ a $93^{\circ}24'$ W (Fig. 1.1). El eje del cañón está definido como una línea que va de $20^{\circ}00'$ N, $92^{\circ}21'$ W a $21^{\circ}00'$ N, $92^{\circ}42'$ W, con una longitud de 125 km y llegando a tener de ancho hasta 55 km. El cañón es de origen tectónico (Weaver, 1950) y se encuentra en el lado oeste de la plataforma de Yucatán.

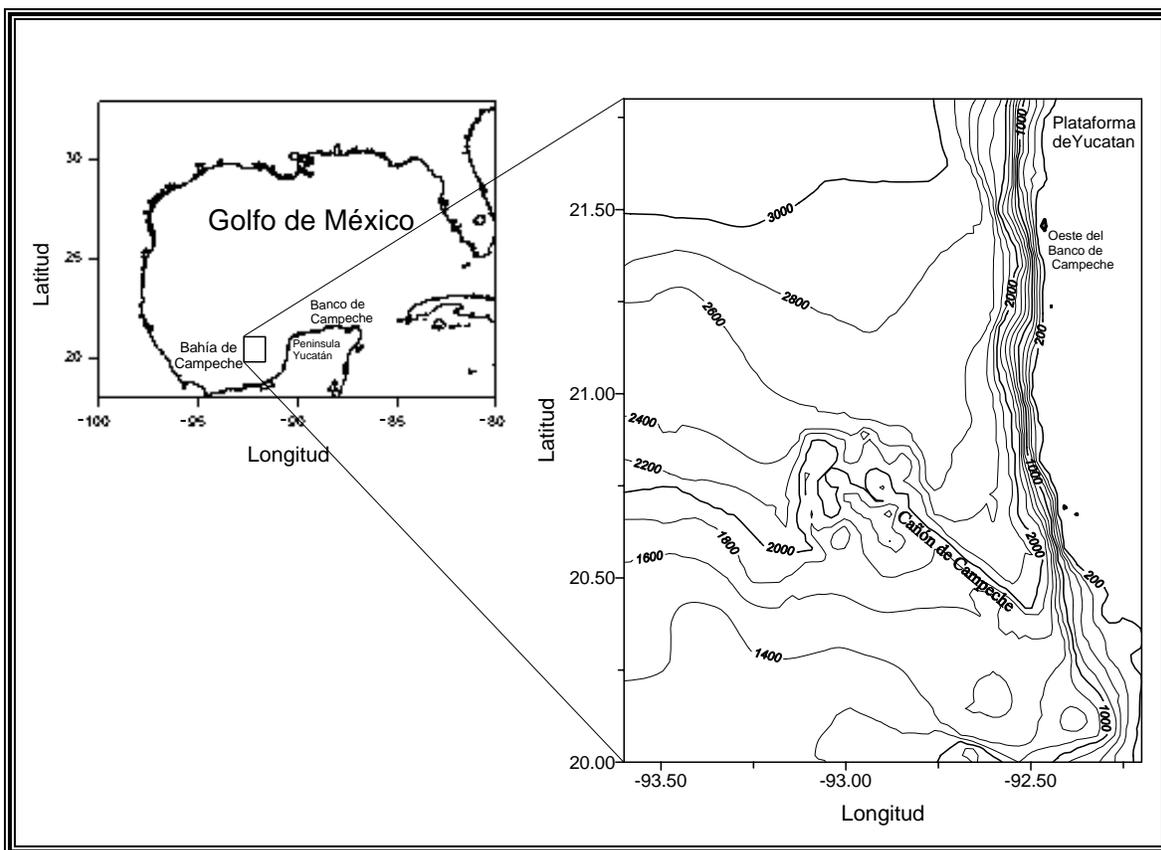


Figura 1.1. Localización del área de estudio, batimetría (m).

Sobre el cañón fluye una corriente proveniente de la plataforma de Yucatán (Monreal Gómez y Salas de León, 1990). Durante el verano, cuando se produce la surgencia topográfica en el este de la plataforma de Yucatán; se mueve agua fría y rica en nutrientes hacia el oeste a lo largo de la piconclina sobre el Banco de Campeche (Merino, 1997). Esto provoca un transporte significativo que llega al cañón (Furnas y

Smayda, 1987). Al oeste del cañón se forma un giro anticiclónico el cual produce un hundimiento de las isotermas hasta 300 m de profundidad en la zona del cañón. El giro anticiclónico fuerza la formación de un giro ciclónico al sur del cañón (Salas de León *et al.*, 2004).

Salas de León *et al.* (2004) encontraron que la topografía de los 18.5 °C y de los 35.7 ups describen la estructura anticiclónica sobre el área del cañón. La topografía de la isoterma muestra valores de 165 m de profundidad en la periferia del giro y de 205 m en el centro, encontrándose éste en el suroeste del cañón; este giro anticiclónico es subsuperficial. La distribución vertical de temperatura y salinidad muestra la existencia de una capa de mezcla de 40 m de espesor, la cual disminuye conforme se aproxima a la plataforma continental. La capa de mezcla se identifica con una temperatura de 29 °C y salinidades que van de 36.20 a 36.40 ups, lo cual es característica del Agua Común del Golfo (GCM). La velocidad geostrofica máxima calculada referida a 1000 m de profundidad es de 20 cm s⁻¹, en la parte del cañón. En la región próxima al talud, se encontró un afloramiento subsuperficial. Es importante hacer notar que los giros ciclónico y anticiclónico, así como, el afloramiento reportado por Salas de León *et al.* (2004) se manifiestan por debajo de los 40 m de profundidad.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La circulación en el océano es el resultado de la influencia de diferentes fuerzas que actúan sobre él. Las más importantes son, el esfuerzo del viento, la atracción gravitacional, la fuerza de Coriolis generada por la rotación de la Tierra y las resultantes de la atracción gravitacional del Sol y la Luna sobre la Tierra. Si el sistema de fuerzas aplicado sobre una parcela de agua se encuentra en equilibrio, de acuerdo a la Ley de la Inercia de Newton, la parcela debe moverse con velocidad constante. Esto en el océano es prácticamente imposible, o si llega a ocurrir acontece en intervalos muy pequeños, infinitesimales. Las condiciones en los océanos ocasionan que el movimiento de una parcela de agua esté acelerado. Una de las causas que produce aceleración en las parcelas de agua es el cambio en la geometría de la cuenca en la cual se desplazan. Por ejemplo, en un canal al reducirse el área transversal se produce un cambio en la velocidad y/o de altura en el nivel medio del agua, obteniéndose un movimiento acelerado, esta aceleración hace que el sistema cumpla con el principio de conservación de masa o matemáticamente con la ecuación de continuidad.

El movimiento a gran escala de fluidos geofísicos está determinado básicamente por las fuerzas de gravedad, las fuerzas de gradiente de presión y el efecto de rotación de la Tierra actuando sobre la distribución de masa en el océano.

El agua que fluye en los océanos al pasar sobre un montículo o montaña submarina también cambia su velocidad; en este caso el fluido no está confinado en un canal, en el cual no se puede desplazar horizontalmente; no obstante, se produce un cambio en la velocidad y en el nivel medio del agua. Por lo general, las montañas submarinas no son grandes extensiones que abarquen cambios latitudinales significativos, por lo que si se toma en cuenta la vorticidad potencial (Knauss, 1996):

$$\zeta = \frac{\omega + f}{H}$$

donde :

ζ	Vorticidad potencial
$\bar{\omega}$	Vorticidad relativa $[\bar{\omega} = \nabla \times \bar{v}; \bar{v} = (u, v, w)]$
ω_z	Componente vertical de la Vorticidad relativa $\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$
f	Vorticidad planetaria ($f = 2\Omega \sin\phi$)
H	Profundidad total

En un movimiento zonal las partículas de agua mantendrán constante la vorticidad planetaria, al cambiar la profundidad tendrán que cambiar la vorticidad relativa para mantener constante la vorticidad potencial. Esto implica un cambio en el rotacional de la velocidad y en la mayoría de los casos cambios en las velocidades del fluido. Las variaciones en la componente vertical de la vorticidad relativa $\left(\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$ se manifiestan como giros ciclónicos o anticiclónicos, dependiendo de si la profundidad total (H) disminuye o aumenta. Estos efectos han sido estudiados por Voorheis *et al.* (1973), Csanady (1974), Eide (1979), Zhurbas *et al.* (2003), entre otros. En el caso en el cual la profundidad total se incrementa formando, hondonadas ó huecos en el fondo oceánico, este tipo de variaciones puede producir un incremento en la velocidad, debido a la entrada lateral de agua a la hondonada, este cambio en la velocidad forma giros y ondas de Lee (Salas Monreal, 2006).

Una situación similar a la antes descrita se ha observado en la circulación sobre cañones submarinos. Los cañones submarinos son trazos del fondo oceánico en los cuales se presenta un cambio abrupto en la profundidad total. Los cañones pueden estar asociados a las desembocaduras de los ríos o ser el resultado de modificaciones de la Plataforma Continental por procesos tectónicos. La dinámica sobre una región cuyo fondo está formado por un cañón submarino presenta una serie de características de alto interés físico: formación de ondas internas, giros ciclónicos y anticiclónicos, afloramientos subsuperficiales, convergencias de flujos. Lo anterior tiene fuertes implicaciones biológicas, químicas y geológicas (Promebio, 1999).

CAPÍTULO II

MÉTODOS Y MATERIALES

Para llevar a cabo esta investigación se procesaron datos de temperatura, conductividad y presión que se obtuvieron durante dos campañas oceanográficas efectuadas a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM (Tabla 1) en el área del Cañón de Campeche.

Tabla 1. Campaña oceanográfica, fecha y época.

Campaña	Nombre	Inicio	Fin	Año	Época
1	PROMEBIO IV	abril 17	mayo 1	2001	fin de nortes
2	PROMEBIO VI	junio 13	junio 27	2002	Fin de secas

Los datos de temperatura, conductividad y presión se obtuvieron usando un CTD Neil Brown Mark-III cuyos intervalos de precisión en la medición son: conductividad $\pm 0.005 \text{ mmho} \cdot \text{cm}^{-1}$, temperatura $\pm 0.005^\circ \text{ C}$, presión $\pm 1.6 \text{ db}$, salinidad $\pm 0.003 \text{ ups}$ (Neil Brown General Oceanic, Manual del CTD, 1987). El CTD registra 32 ciclos completos de medición simultánea por segundo. El muestreo con CTD se realizó con una velocidad de descenso de 0.25 m s^{-1} .

En el área del Cañón de Campeche, durante la campaña PROMEBIO IV (abril-mayo de 2001) que corresponde a la época de fin de nortes, se efectuaron 24 estaciones hidrográficas, analizándose 6 transectos meridionales (norte-sur), representados como T_1 a T_6, cuatro transectos zonales (este-oeste) representados como T_7 a T_10 y dos transectos diagonales identificados como T_D1 y T_D2 (Fig. 2.1).

Durante la campaña PROMEBIO VI se realizaron 64 estaciones en el área del Cañón de Campeche (fig. 2.2). En este caso se distribuyeron en 6 transectos meridionales (T_1 a T_6), 5 transectos zonales (T_7 a T_11) y dos transectos diagonales que se denominan como T_D1 y T_D2.

Utilizando los datos de temperatura, conductividad, presión y los algoritmos de UNESCO (Fofonoff y Millard, 1983) se calcularon la salinidad, profundidad y densidad relativa (σ_t). Con los resultados obtenidos se identificaron las masas de agua presentes en la región mediante diagramas T-S (temperatura-salinidad).

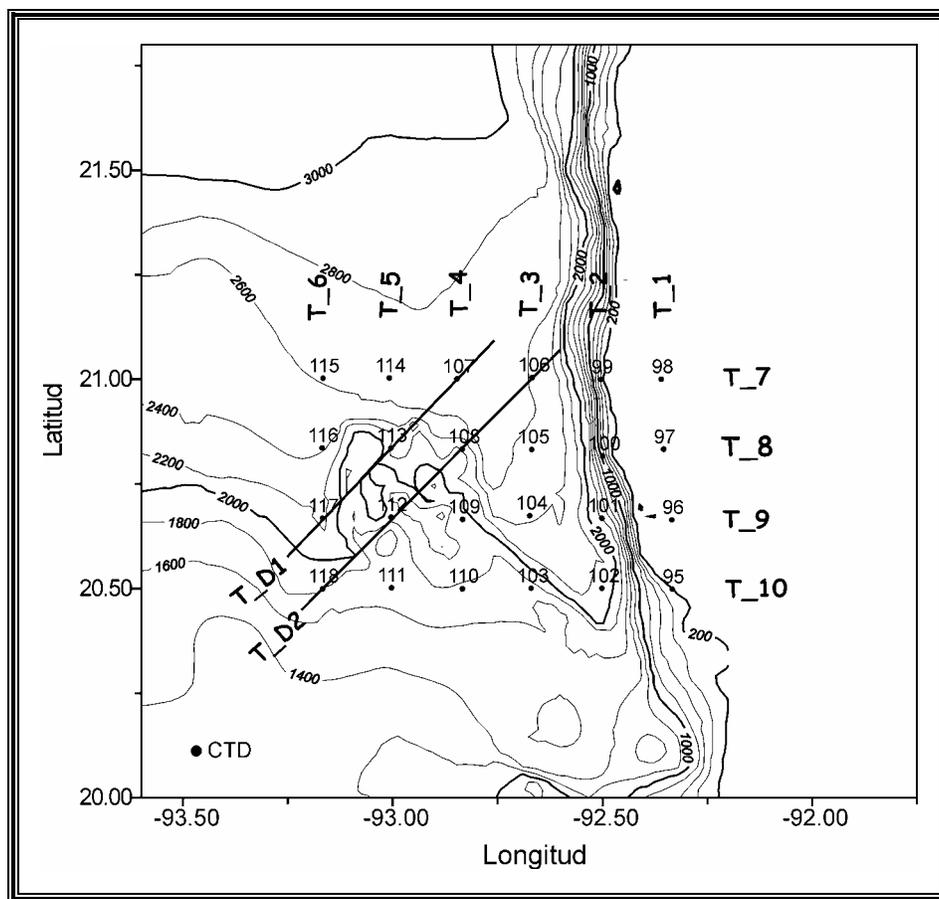


Figura 2.1. Localización de las estaciones hidrográficas y transectos durante la campaña PROMEBIO IV (27-29 abril 2001).

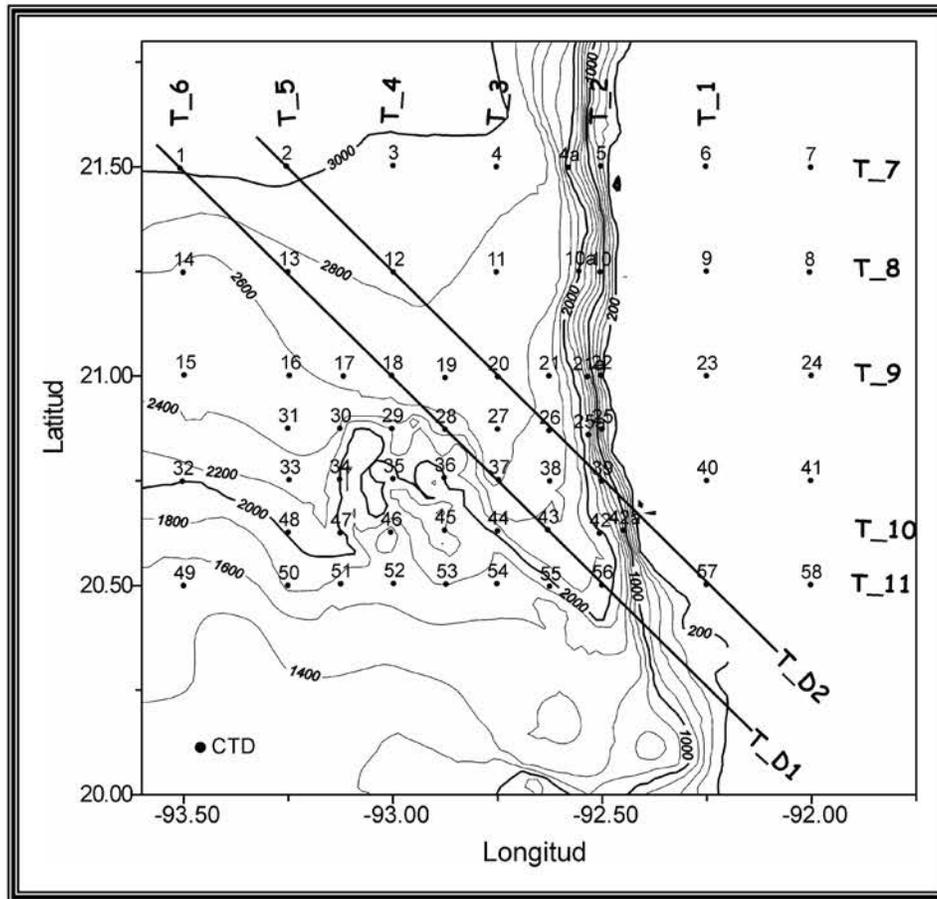


Figura 2.2. Localización de las estaciones hidrográficas y transectos durante la campaña PROMEBIO VI (13-19 junio 2002).

Por medio de perfiles verticales de los datos de temperatura, salinidad y densidad potencial (σ_t) de cada campaña oceanográfica, se obtuvo el espesor de la capa de mezcla y se estableció 1000 m como la profundidad de referencia para el cálculo de las velocidades geostroficas, ya que ésa fue la máxima profundidad de muestreo.

Con los datos hidrográficos (T , S , σ_t) obtenidos durante las campañas, se realizaron secciones verticales. El intervalo de contorno utilizado es de 1 °C para la distribución de la temperatura, 0.1 ups para la salinidad y 0.2 kg m⁻³ para la distribución de la densidad potencial. Las secciones están orientadas en dirección meridional, zonal y en forma diagonal de acuerdo a los transectos mostrados en las figuras 2.1 y 2.2 para las respectivas campañas.

La distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial a diferentes niveles de profundidad (50, 75, 100, 150, 200 y 300 m), se realizó con intervalos de contorno de 0.1 °C, 0.05 ups y 0.03 kg m⁻³, respectivamente.

Se elaboraron gráficos de la topografía de la isoterma de 15° C ya que ésta representa con mayor claridad la circulación geostrofica ciclónica, por que refleja la imagen del campo de la anomalía geopotencial (Vázquez de la Cerda, 1975), y se encuentra por debajo de la capa de mezcla. Se calculó la altura dinámica, con lo cual se obtuvo el campo de las velocidades geostroficas de acuerdo a Rosales Navarro (2003).

La vorticidad es una propiedad intrínseca de un fluido que se desplaza. En un fluido, la vorticidad es una medida vectorial que caracteriza la rotación que experimenta y a la que está sometido el fluido (Pond y Pickard, 1978).

La vorticidad relativa es la medida de la rotación del campo de velocidad de un fluido, debido al gradiente de las componentes de la velocidad, dicha vorticidad tiene tres componentes, en el caso de la circulación a gran escala, generalmente se toma en cuenta la componente vertical de la vorticidad (ω_z).

La vorticidad vertical relacionada con los esfuerzos cortantes presenta dos casos, en el hemisferio norte, la vorticidad vertical es positiva en el caso de un giro ciclónico (giros que van en contra de las manecillas del reloj) y negativa en un giro anticiclónico (giros que van en la misma dirección de las manecillas del reloj).

Al girar la Tierra sobre su propio eje, cualquier elemento que se encuentre sobre ella realizará un giro, por lo tanto, la Tierra le estará transmitiendo una vorticidad debida a la rotación terrestre, llamada vorticidad planetaria la cual depende de la latitud. La vorticidad planetaria está dada por (e.g., Knauss, 1996):

$$f = 2\Omega \sin\phi$$

donde:

Ω es la velocidad de rotación de la Tierra y ϕ es la latitud.

El fluido o agua en el océano, no rota exactamente en la misma proporción que la Tierra, por lo tanto la vorticidad relativa depende de los movimientos del fluido y se obtiene al aplicar el rotacional al vector velocidad del fluido:

$$\vec{\omega} = \nabla \times \vec{v}$$

donde $\vec{v} [= (u, v, w)]$ es el vector velocidad del fluido. Al considerar la componente vertical del rotacional de la velocidad se tiene:

$$\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

donde ω_z es la componente vertical del vector vorticidad, que es la proyección del rotacional en el plano normal a las componentes (x, y) . El signo de ω_z indica el sentido de la rotación del fluido, en el hemisferio norte, si la componente vertical de la vorticidad es positiva se tiene una circulación ciclónica, y es negativa cuando se presenta una circulación anticiclónica.

CAPÍTULO III

RESULTADOS

3.1. Estructura hidrográfica, fines de época de nortes (PROMEBIO IV, 27-29 abril 2001)

3.1.1. Masas de agua

La temperatura y la salinidad del agua de mar tienen una relación que caracteriza a ciertos volúmenes de agua que se localizan a diferentes profundidades en un punto geográfico determinado y a los que se les denomina masas de agua.

Las masas de agua se distinguen de otras por su temperatura y su salinidad y se pueden representar por una curva que se construye con los puntos que describe gráficamente la relación que guardan entre si estas dos características del agua de mar (Diagramas T-S).

Las masas de agua se forman en la superficie debido a la disminución de temperatura y/o al aumento de salinidad, provocando incrementos en la densidad del agua de mar dando como resultado su hundimiento hasta encontrar su nivel de equilibrio. En la superficie se presentan en capas de menor densidad hasta llegar a las de mayor densidad que se encuentran en el fondo.

El diagrama T-S obtenido con los datos de la campaña PROMEBIO IV (fines de nortes) revela tres masas de agua que se presentan en la zona del Cañón de Campeche (Fig. 3.1). El Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA). Es importante hacer notar la dispersión en la parte superior del diagrama T-S, la cual es originada por la evaporación ya que corresponde a las estaciones más someras.

El AS_SGM se forma adentro del golfo durante el invierno, dando su origen el paso de los frentes fríos atmosféricos que producen una mezcla convectiva en la capa de los 200 m, provocando la disminución de salinidad y temperatura, transformando el agua del

núcleo de los giros anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo en agua de menor temperatura y salinidad, con valores alrededor de 22.00 °C y 36.40 ups.

El ACGM también se forma dentro del golfo mediante dos mecanismos principales; durante los meses de invierno se produce un enfriamiento, dando lugar a una mezcla convectiva (Elliott, 1982), formando así el ACGM. Afectando sólo la capa superior, por lo que el mecanismo más importante en la formación de esta masa de agua es la colisión del giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental de Tamaulipas (Vidal et al., 1992; Vidal et al., 1994a). El ACGM tiene salinidad y temperatura alrededor de 36.40 ups y 22.50 °C respectivamente.

El AIA tiene su origen en el límite entre los frentes polares Antárticos, en su trayecto va cambiando levemente sus características y su extensión. Al llegar al Canal de Yucatán presenta temperatura de 6.30 °C y una salinidad alrededor de 34.86 ups y se localiza entre 700 y 950 m. En el centro del Golfo de México esta agua se caracteriza por tener un valor de salinidad de 34.88 y se encuentra entre 700 y 850 m. Esta masa de agua se identifica por el mínimo de salinidad en el golfo, con temperaturas de 6.10-6.30 °C y salinidades entre 34.86 y 34.89 ups.

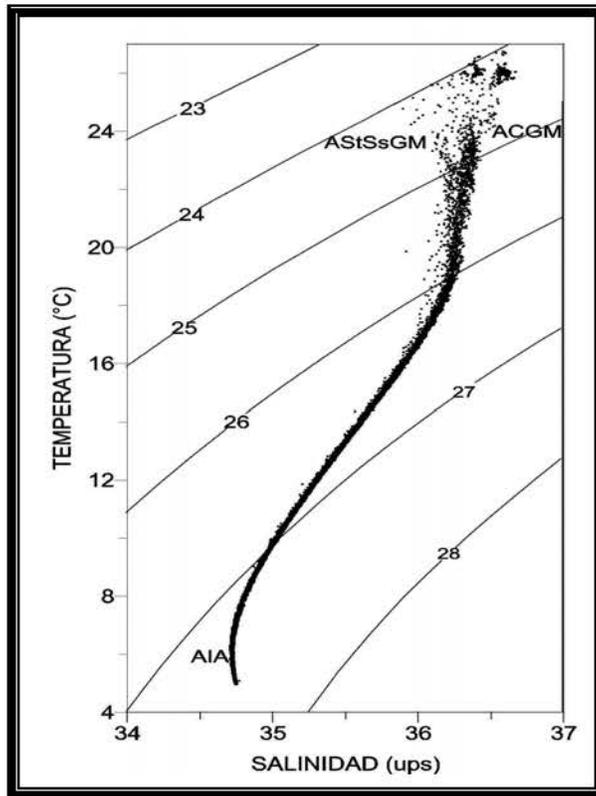


Figura 3.1. Diagrama T-S (Campaña oceanográfica PROMEBIO IV) fin de temporada de nortes: Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (ASsGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA).

3.1.2. Perfiles Verticales

De los perfiles de temperatura, salinidad y densidad potencial se observa la capa de mezcla de aproximadamente 45 m (Fig.3.2a). La distribución de los parámetros hidrográficos después de los 300 m de profundidad no tienen mucha variación (Fig.3.2b), por tal razón los planos y secciones verticales de estos parámetros solo se realizarán hasta una profundidad de 300 m. La profundidad máxima de muestreo fue de 1000 m, motivo por el cual se utilizó dicha profundidad como referencia para el cálculo geostrófico.

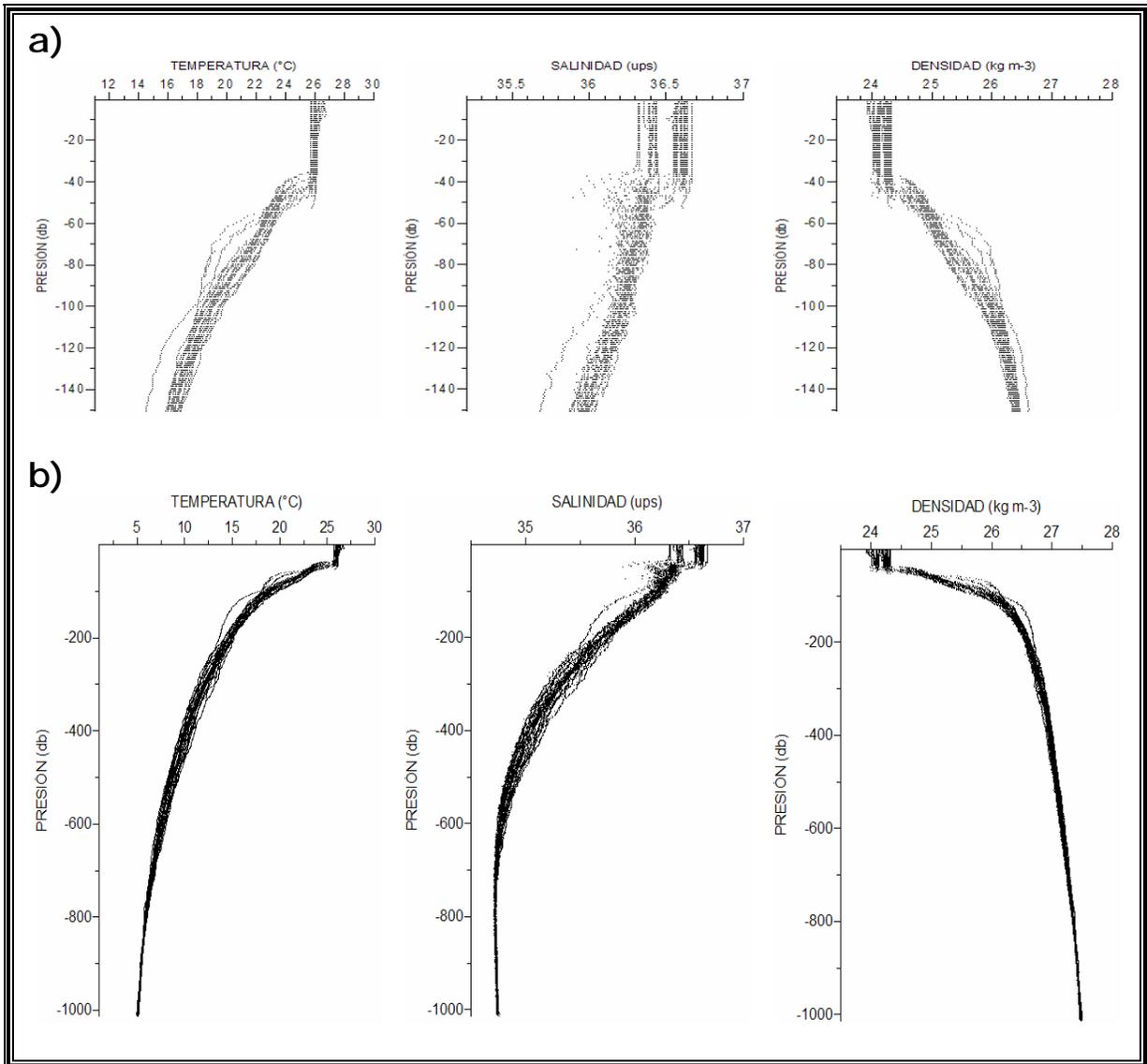


Figura 3.2. Perfil vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (ups) y densidad potencial (kg m^{-3}): **a)** 150 m y **b)** 1000 m de profundidad.

La temperatura muestra valores de 26 a 27 $^{\circ}\text{C}$ de la superficie hasta 45 m de profundidad, después de esto presenta una marcada termoclina que va de 50 a 60 m, para posteriormente disminuir de manera paulatina hasta aproximadamente 5 $^{\circ}\text{C}$ a 1000 m de profundidad.

La salinidad muestra dos núcleos de la superficie hasta 45 m, uno de 36.30 a 36.45 ups y otro de 36.55 a 36.60 ups, esto debido a la evaporación que se produce en la región de la plataforma. Por debajo de los 45 m se observa una haloclina difusa la cual se

continua hasta los 100 m de profundidad para después disminuir hasta aproximadamente 34.70 ups a 1000 m de profundidad.

La densidad potencial (σ_t), muestra el efecto de la salinidad en la capa de mezcla y presenta dos núcleos unos que va de 23.90 a 24.15 kg m^{-3} y otro de 24.16 a 24.32 kg m^{-3} , por debajo de los 45 m se observa un dominio de la temperatura.

3.1.3. Distribución vertical

La distribución de parámetros hidrográficos en las secciones verticales (Transectos T_1-10 en Fig. 2.1), muestra una capa de mezcla con espesor alrededor de 45 m, en ella la temperatura tiene un valor de 26.00 °C manteniéndose igual en todos los transectos, su salinidad varía entre 36.30 y 36.60 ups disminuyendo de la superficie hacia el fondo. La densidad potencial en esta capa de mezcla es alrededor de 24.20 kg m^{-3} .

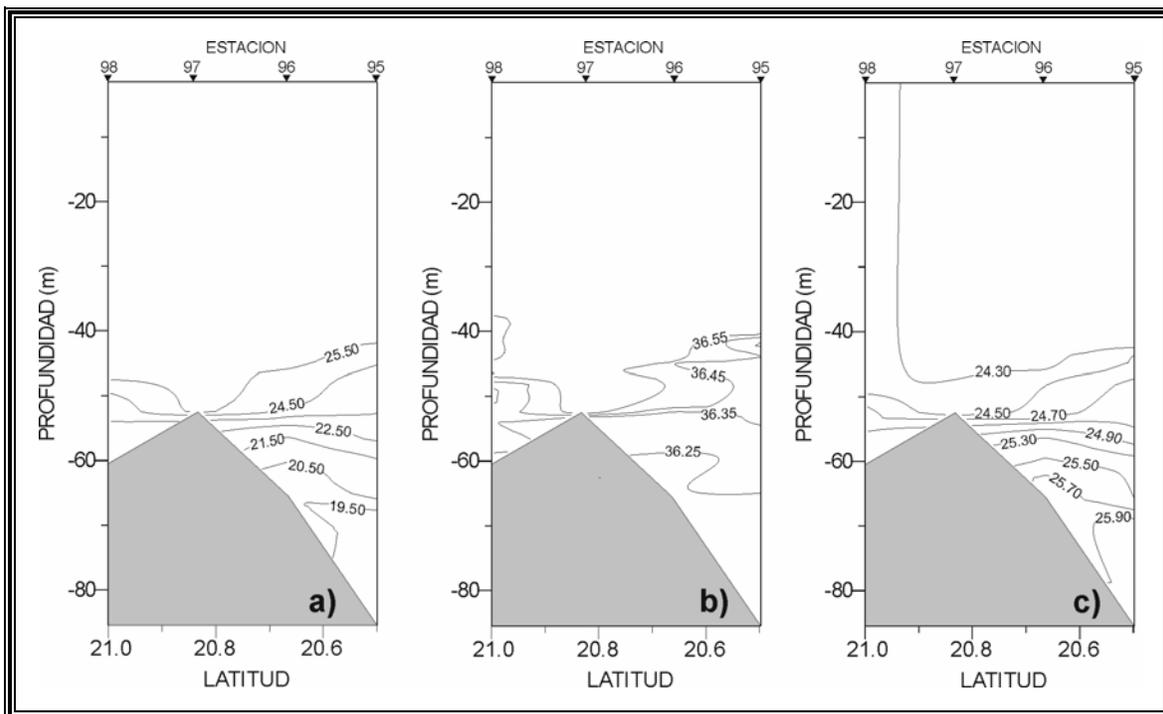


Figura 3.3. Sección vertical del Transecto T_1: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

El transecto T_1 localizado, en la plataforma continental, presenta el efecto de la topografía el cual produce un hundimiento de las isolíneas en su parte más alta (Fig. 3.3). Los transectos T_2 a T_5 (Fig. 3.4 a 3.7) presentan distribuciones de la temperatura, salinidad y densidad potencial muy similares.

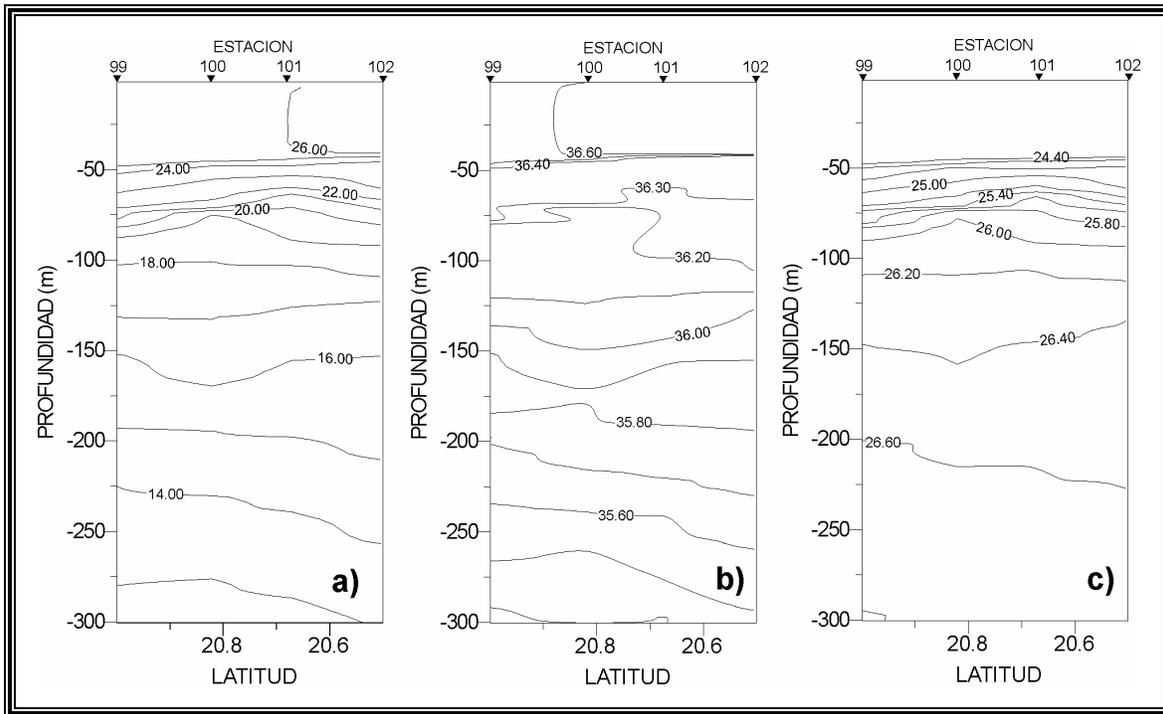


Figura 3.4. Sección vertical del Transecto T_2: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

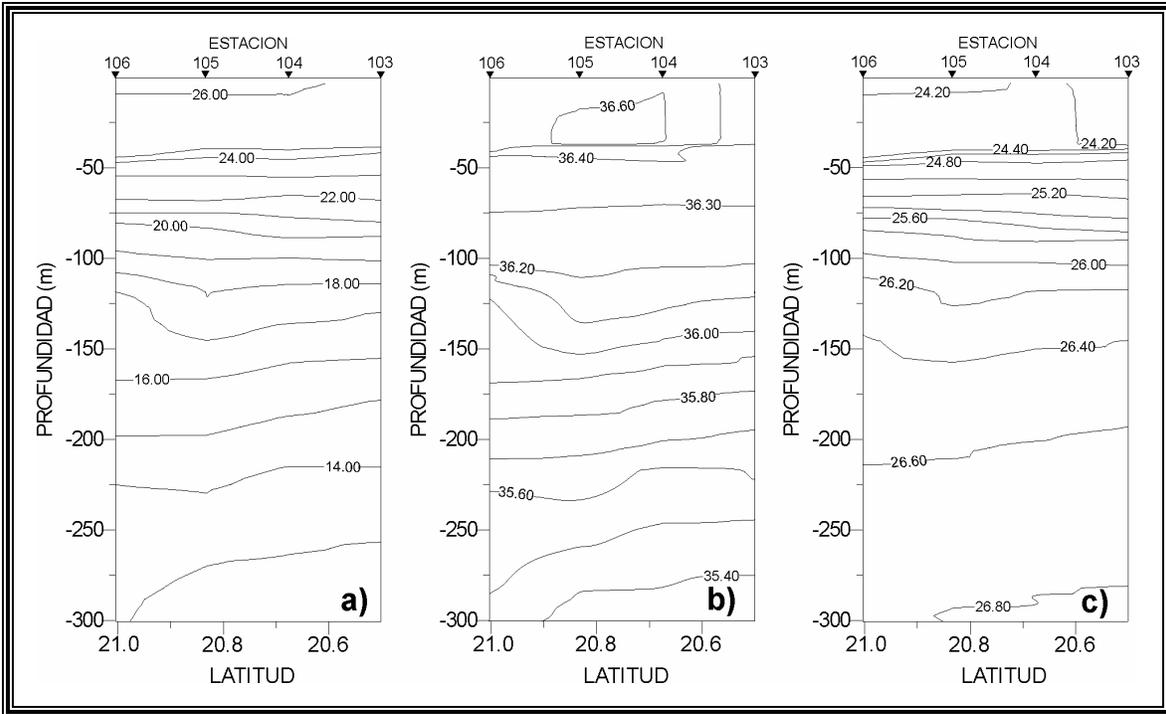


Figura 3.5. Sección vertical del Transecto T_3: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

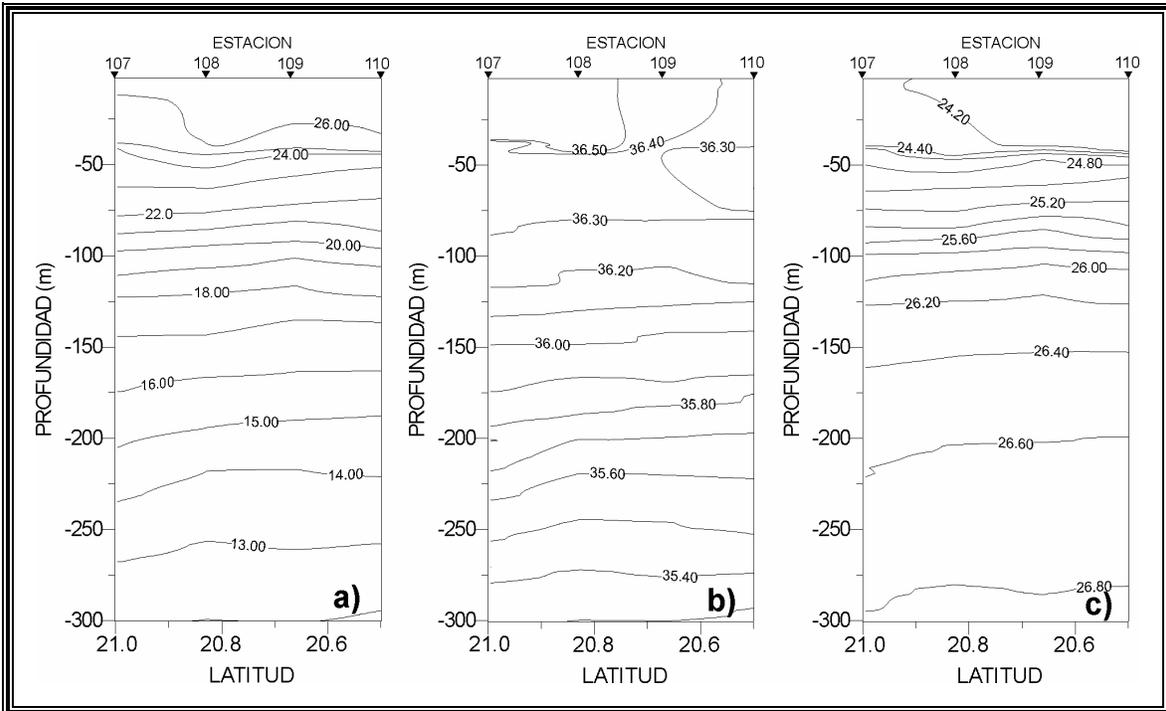


Figura 3.6. Sección vertical del Transecto T_4: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

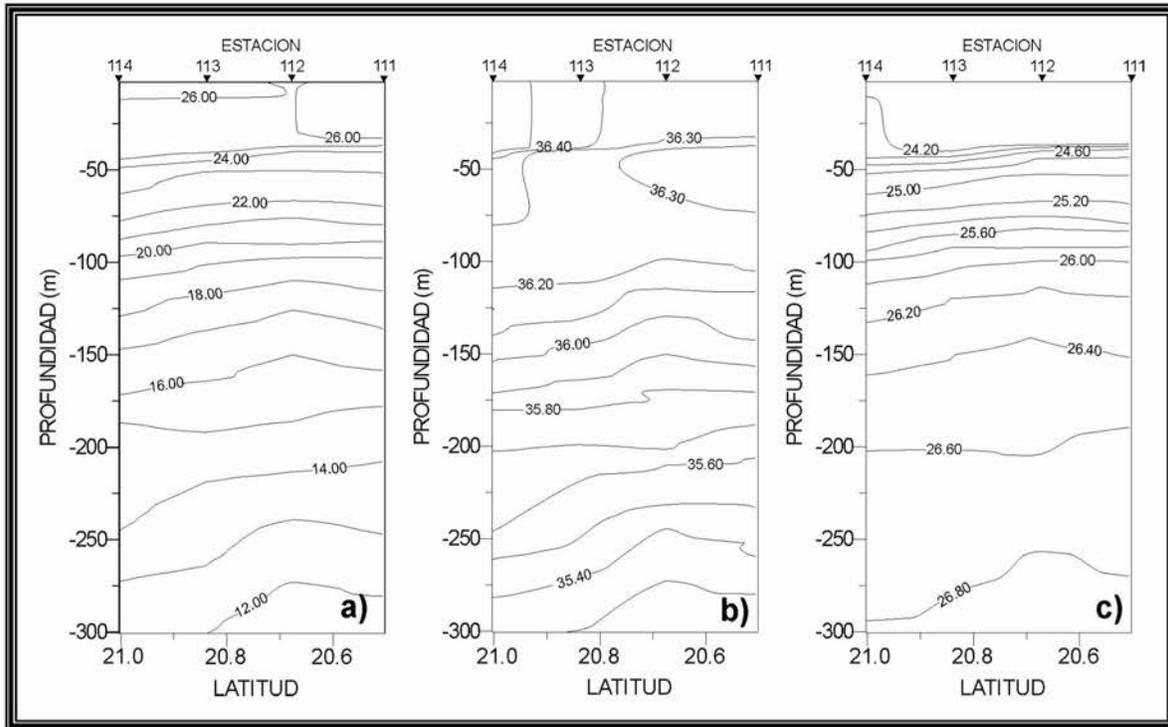


Figura 3.7. Sección vertical del Transecto T_5: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En el transecto T_6 se observa a partir de los 100 m de profundidad un levantamiento subsuperficial de aproximadamente 50 m de las isothermas, isohalinas e isopicnas, con máxima elevación en la estación 117 (Fig. 3.8). Esta distribución es característica de giros ciclónicos (Salas *et al.*, 2004). En cambio, en el transecto T_7 que es perpendicular a la costa, se observa un hundimiento de 30 m en las isolíneas de temperatura, salinidad y densidad potencial (Fig. 3.9) con hundimiento máximo en la estación 107, distribución que indica la posible existencia de un giro anticiclónico. Además, en dicho transecto cerca a la costa, arriba de los 150 m de profundidad, se observa un levantamiento de las isolíneas provocado por el cambio en la profundidad.

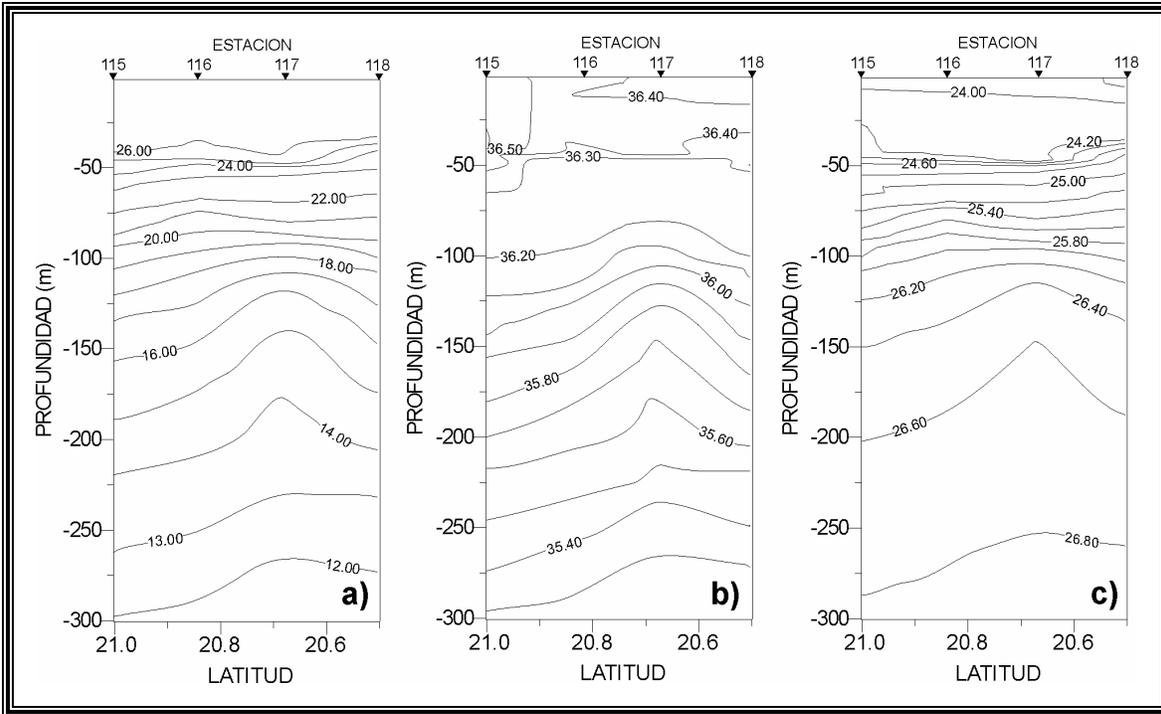


Figura 3.8 Sección vertical del Transecto T_6: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

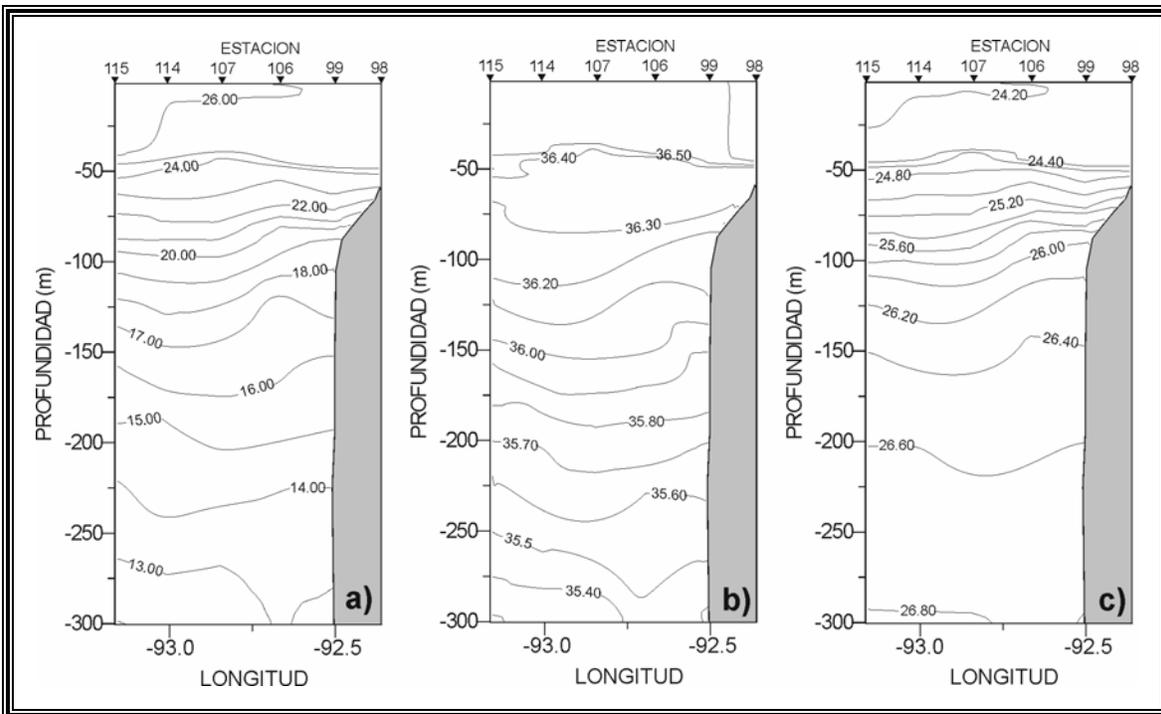


Figura 3.9. Sección vertical del Transecto T_7: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

En general, en la zona próxima al talud es notorio el efecto de la topografía generando un ascenso de agua ya que se va de una profundidad mayor a una mas somera (Figs. 3.9-3.12). En el extremo occidental también se observa un levantamiento de las isolíneas, con mayor levantamiento en el extremo oeste de los transectos T_8 a T_10.

Los ascensos y descensos de las isotermas, isohalinas e isopicnas en éstos transectos, manifiestan la presencia de giros subsuperficiales ciclónicos (al oeste) y anticiclónicos respectivamente. Excepto en la región próxima al talud donde el efecto topográfico produce un afloramiento de las capas subsuperficiales, coincidiendo con lo reportado por Furnas y Smayda (1987) y Salas de León *et al.* (2004).

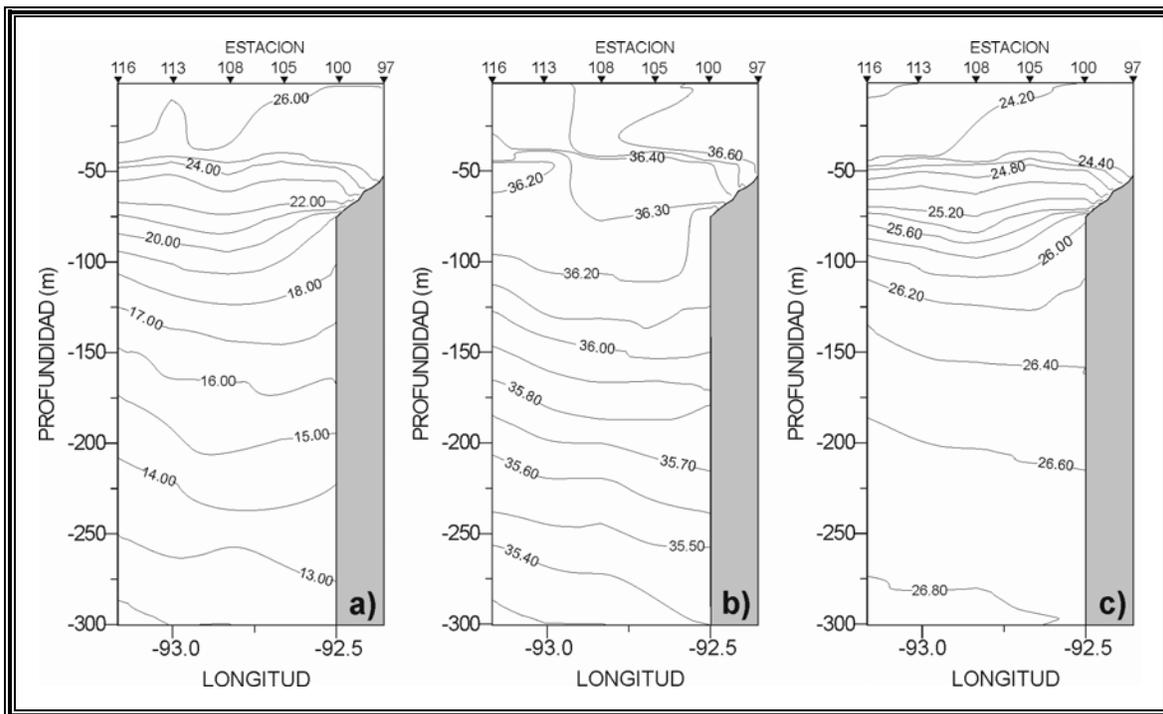


Figura 3.10. Sección vertical del Transecto T_8: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

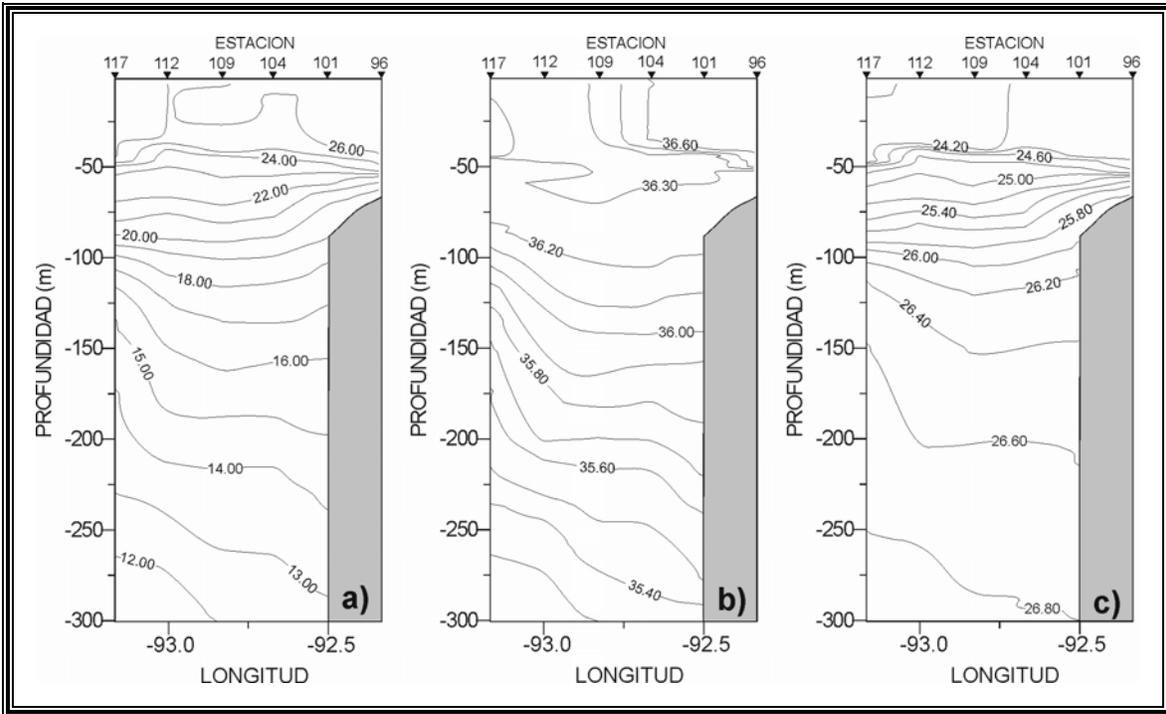


Figura 3.11. Sección vertical del Transecto T_9: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

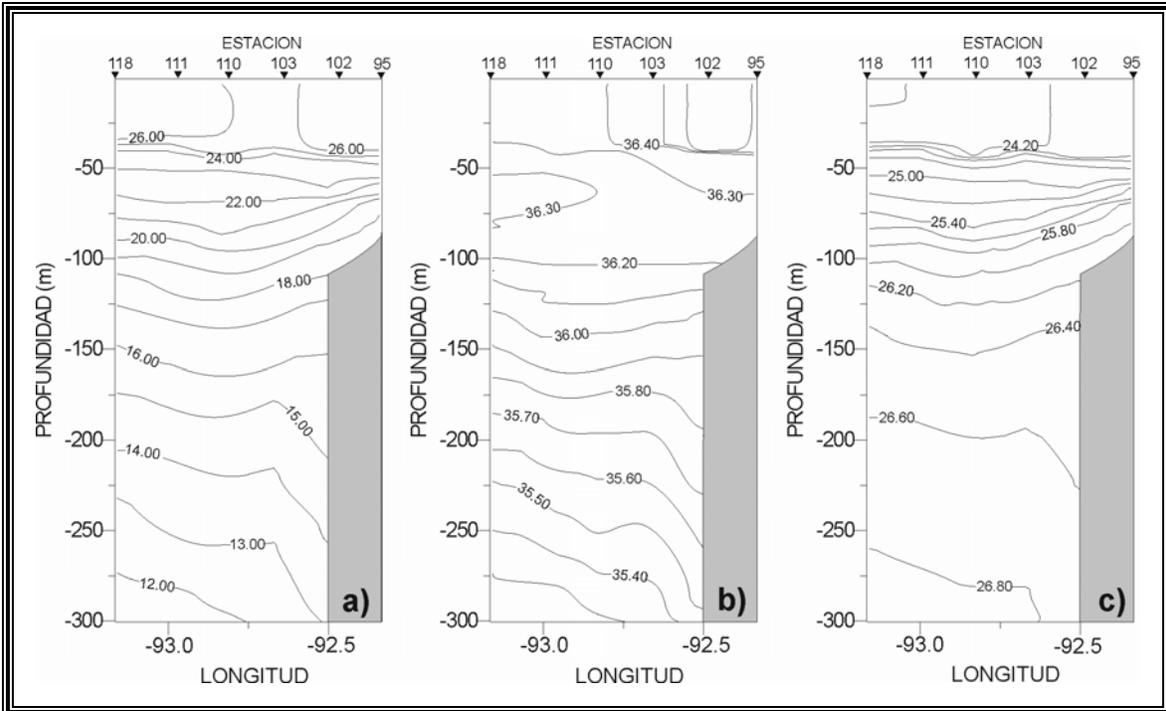


Figura 3.12. Sección vertical del Transecto T_10: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencia (kg m^{-3}).

En el transecto diagonal T_D1 (Fig. 3.13 a-c) en la estación 117 existe un levantamiento de las isolíneas lo cual puede coincidir con giro subsuperficial ciclónico (núcleo frío), mientras que en la estación 113 se tiene un hundimiento de las isolíneas que podría interpretarse como efecto de la presencia de un giro subsuperficial anticiclónico (núcleo cálido). Lo cual coincide con lo descrito en anteriores transectos donde se incluyen éstas estaciones.

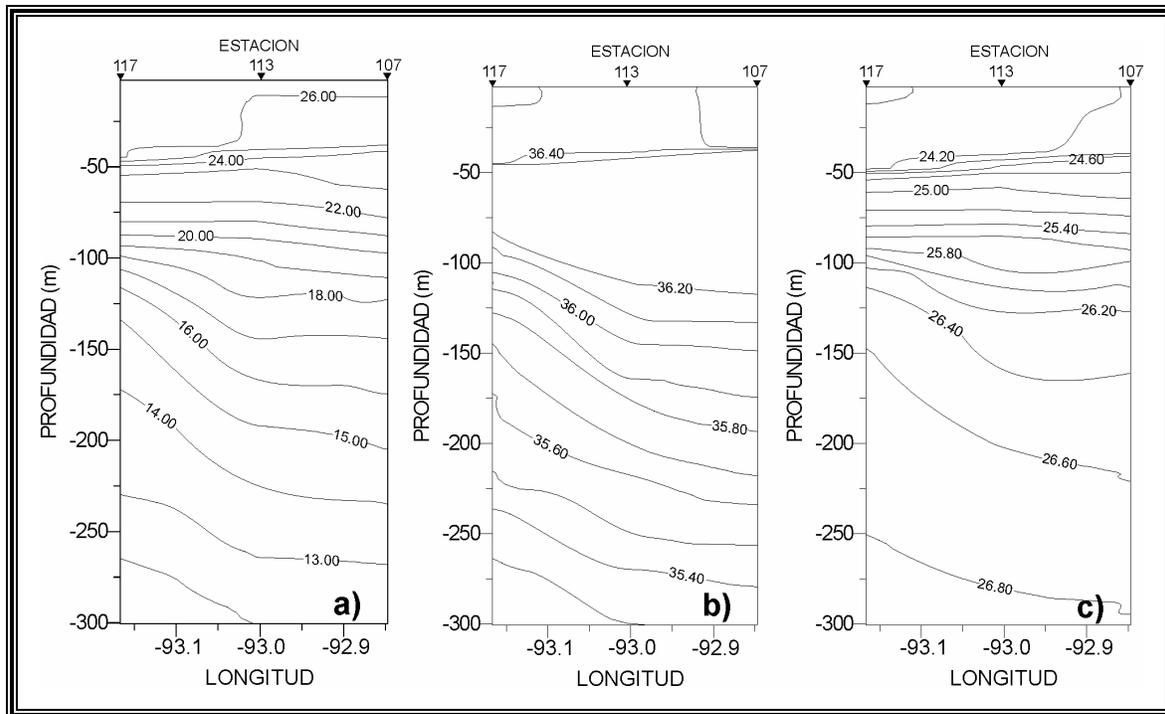


Figura 3.13. Sección vertical del Transecto diagonal T_D1: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

El segundo transecto diagonal T_D2 (Fig. 3.14 a-c), presenta una distribución de las isolíneas de temperatura, salinidad y densidad potencial de tal forma que muestran un hundimiento hasta los 200 m, localizado en la estación 108 lo cual puede representar un giro subsuperficial anticiclónico (núcleo cálido).

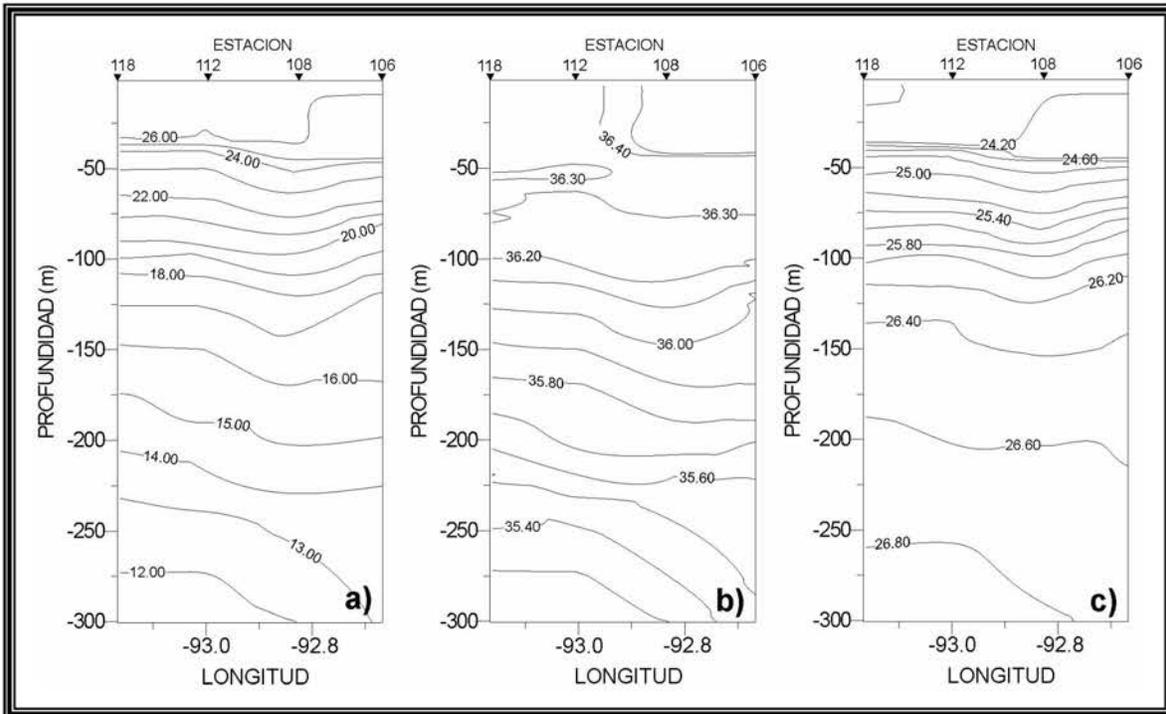


Figura 3.14. Sección vertical del Transecto diagonal T_D2: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

3.1.4. Distribución horizontal

En la distribución superficial de la temperatura (Fig. 3.15a) se observa una lengüeta de agua fría en la parte este del área de estudio, los valores van de 25.80 a 26.00 $^{\circ}\text{C}$, a la izquierda de ésta se tiene un núcleo con temperaturas más cálidas, las temperaturas mayores se encuentran en la zona oeste, estas van de 26.10 a 26.60 $^{\circ}\text{C}$. La salinidad en la superficie tiene valores de 36.35 a 36.60 ups, aumentando de oeste a este (Fig. 3.15b). El patrón de la densidad potencial superficial (Fig 3.15c) tiene el valor mas bajo de 23.96 kg m^{-3} , al oeste del área y va aumentando hacia el este hasta llegar al valor de 24.29 kg m^{-3} , la distribución que tiene en el lado este es similar a la distribución de la temperatura. En el lado oeste se encuentra agua más cálida y menos salina, lo cual se refleja en una baja densidad superficial.

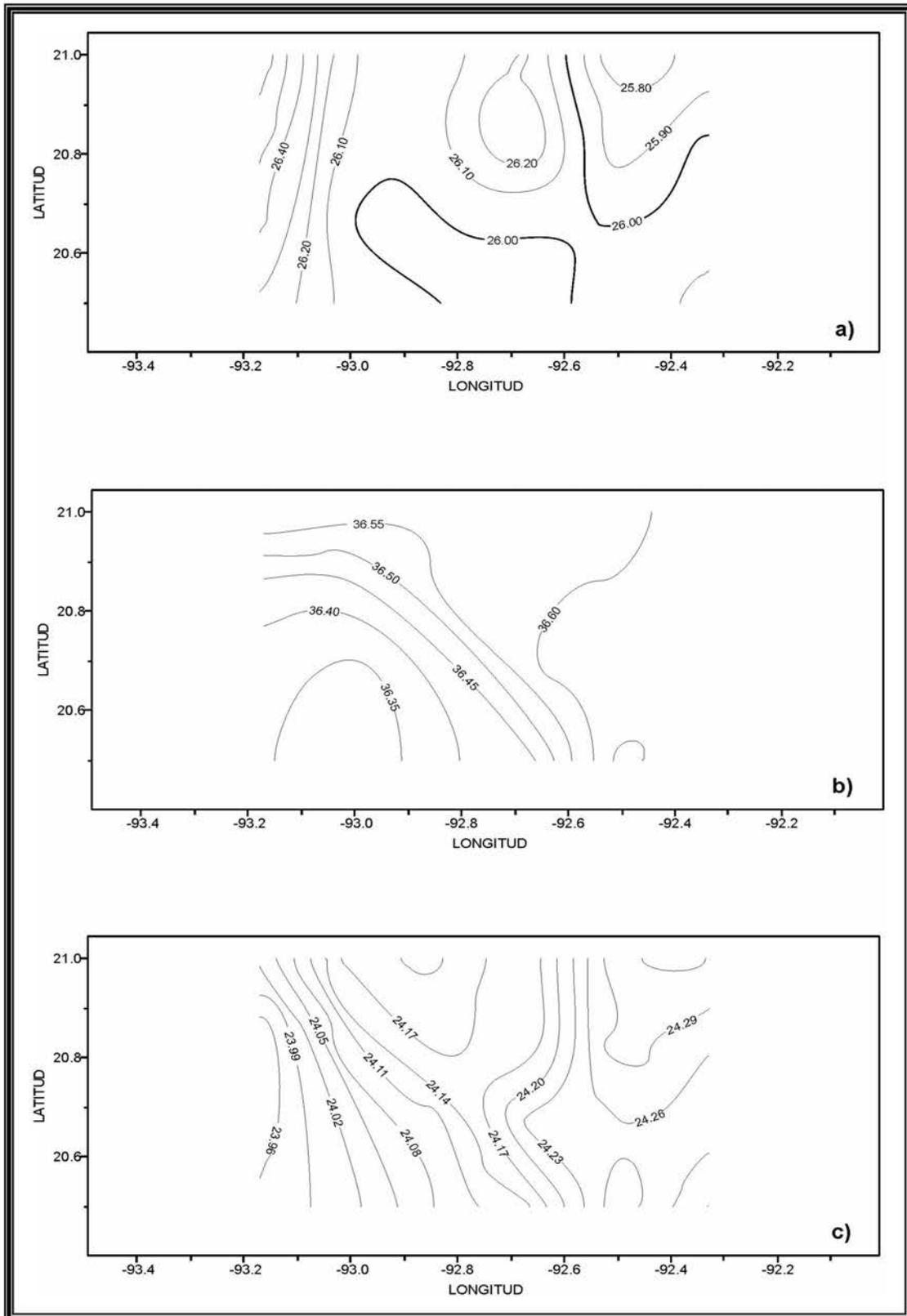


Figura 3.15. Distribución superficial de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

La distribución de la temperatura, salinidad y densidad potencial a 50 m de profundidad presenta, en la parte cercana a la costa (es decir al este), un fuerte gradiente de temperatura. La temperatura varía de 23.50 a 25.80 °C, encontrándose los valores más altos cerca de la costa (Fig. 3.16a). En la parte central del área de estudio se observa un pequeño núcleo cálido con valores que van de 23.60 a 24.00 °C, en la región suroeste del área de estudio se tiene una lengüeta de agua con temperaturas mas bajas, que van de 23.10 a 23.60 °C. El campo de salinidad, con valores de 36.55 a 36.15 ups (Fig. 3.16b), muestra una disminución de la salinidad hacia el oeste y presenta dos regiones con valores altos, uno en la parte central con salinidad alrededor de 36.45 ups, este núcleo presenta una temperatura con valor alrededor de 24.00 °C. La otra región de alta salinidad se encuentra al noreste y coincide con aguas de alta temperatura (25.20 °C). La densidad potencial a 50 m tiene un patrón de circulación muy semejante al de la temperatura, los valores de densidad varían de 24.25 a 24.89 kg m⁻³, con una distribución que muestra aumento de la densidad potencial hacia el oeste (Fig. 3.16c).

En la región próxima a la plataforma continental se tiene agua de baja densidad, que corresponde con altas temperaturas y salinidades, lo que indica que en esta región la temperatura domina sobre la salinidad.

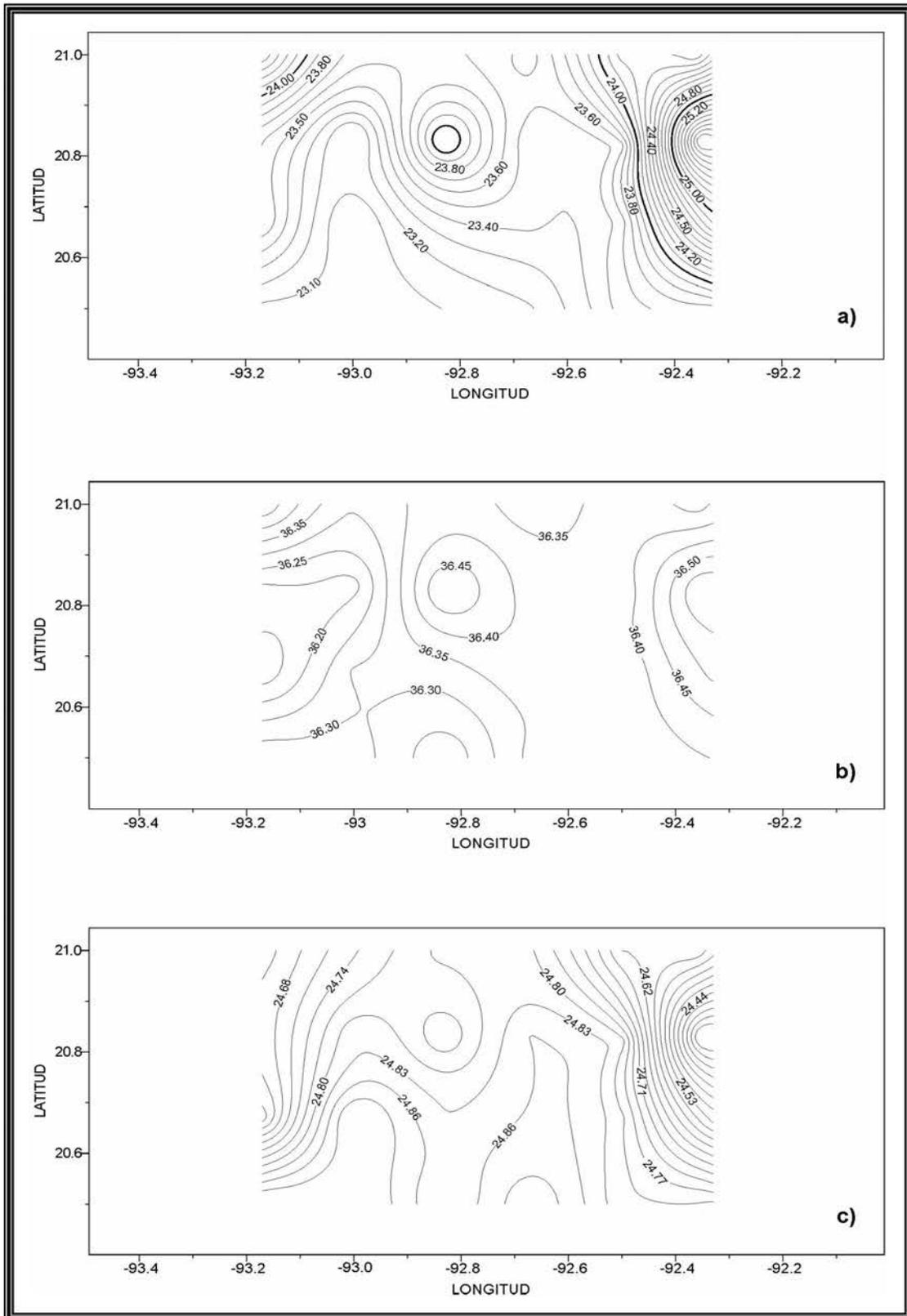


Figura 3.16. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 50 m de profundidad.

La temperatura a una profundidad de 75 m contrariamente a lo que pasa a 50 m, muestra los valores más bajos en la zona este, la distribución muestra temperaturas que van de 19.00 a 21.60 °C (Fig. 3.17a). En la parte centro-norte del área de estudio se tiene una intrusión de agua ligeramente más cálida con temperatura de 21.70 a 22.10 °C. La salinidad a esta profundidad es más uniforme que a 50 m; en este caso la salinidad fluctúa entre 36.25 y 36.35 ups (Fig. 3.17b). La densidad potencial al igual que a 50 m de profundidad, conserva el mismo patrón que la temperatura; donde se tienen temperaturas bajas se presentaron altos valores de densidad potencial y viceversa (Fig. 3.17c).

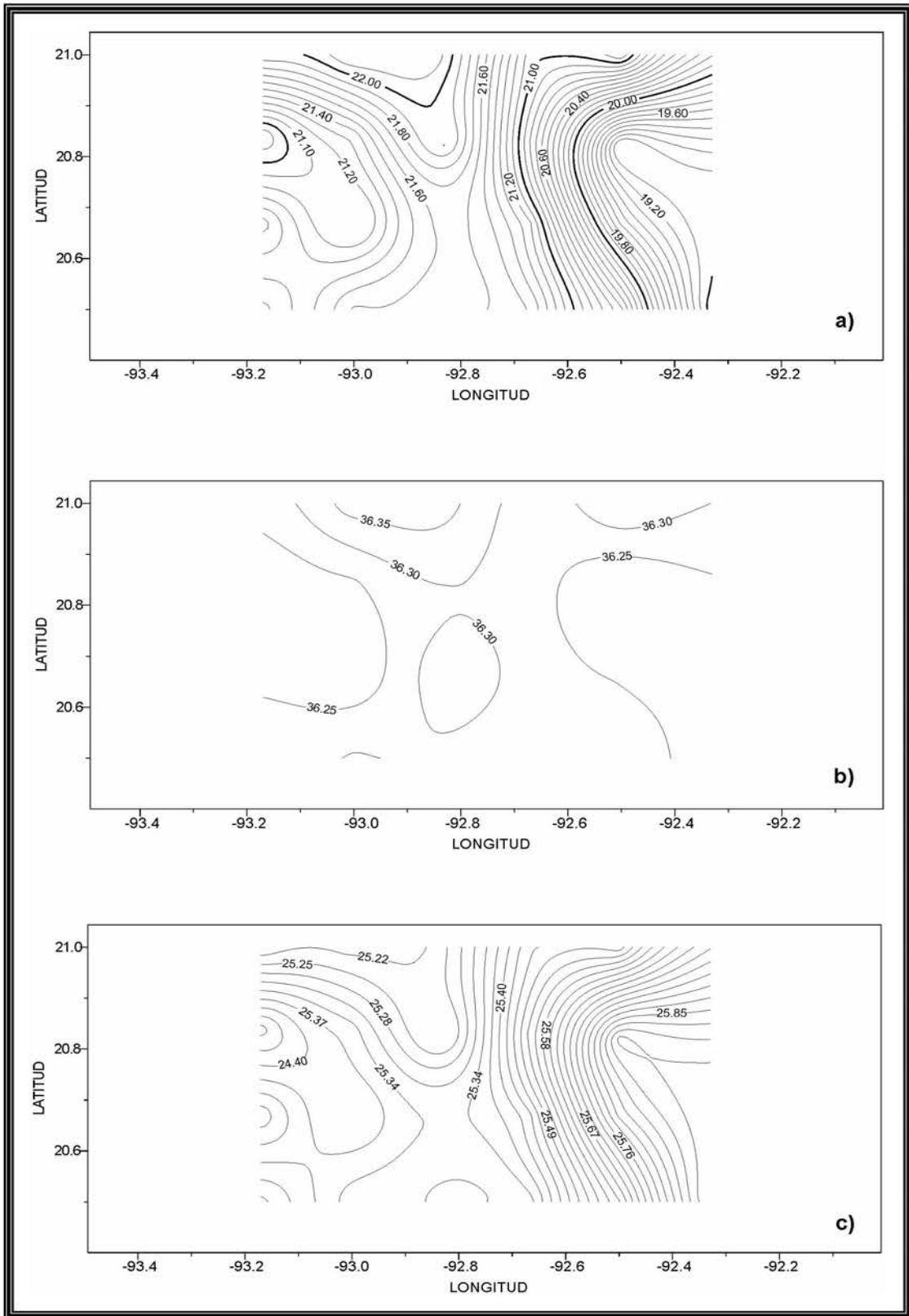


Figura 3.17. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 75 m de profundidad.

En el nivel de los 100 m de profundidad, se presenta una lengüeta de agua cálida y salina localizada en la parte centro-norte, con temperaturas entre 19.10 y 19.60 °C (Fig. 3.18a) y salinidad alrededor de 36.25 ups (Fig. 3.18b). Con el mismo patrón de distribución que el de la temperatura se observa la densidad potencial, teniendo en el centro valores bajos que varían entre 25.86 y 25.92 kg m⁻³, en los extremos de la región de estudio la densidad potencial va de 26.01 (en el suroeste) a 26.13 kg m⁻³ (en el noreste) (Fig. 3.18c).

A 150 m de profundidad se observa un fuerte gradiente de temperatura en la parte suroeste de la zona de estudio (Fig. 3.19a), mismo que se encuentra a 200 m aunque con menor intensidad (Fig. 3.20a), en ambos casos la temperatura disminuye hacia el oeste. La salinidad es mínima en donde se presentan los fuertes gradientes, con un valor de 35.70 a 36.95 ups a 150 m (Fig. 3.19b) y de 35.60 ups a 200 m (Fig. 3.20b). Los patrones de densidad potencial, de temperatura y salinidad son muy similares entre sí (Figs. 3.19c y 3.20c). Lo que se observa más claramente en estos dos niveles, es una zona de baja temperatura y baja salinidad, en la región suroeste del área de estudio. No obstante que el patrón de los tres parámetros es muy similar, la densidad es gobernada por la temperatura, con bajas temperaturas y altas densidades.

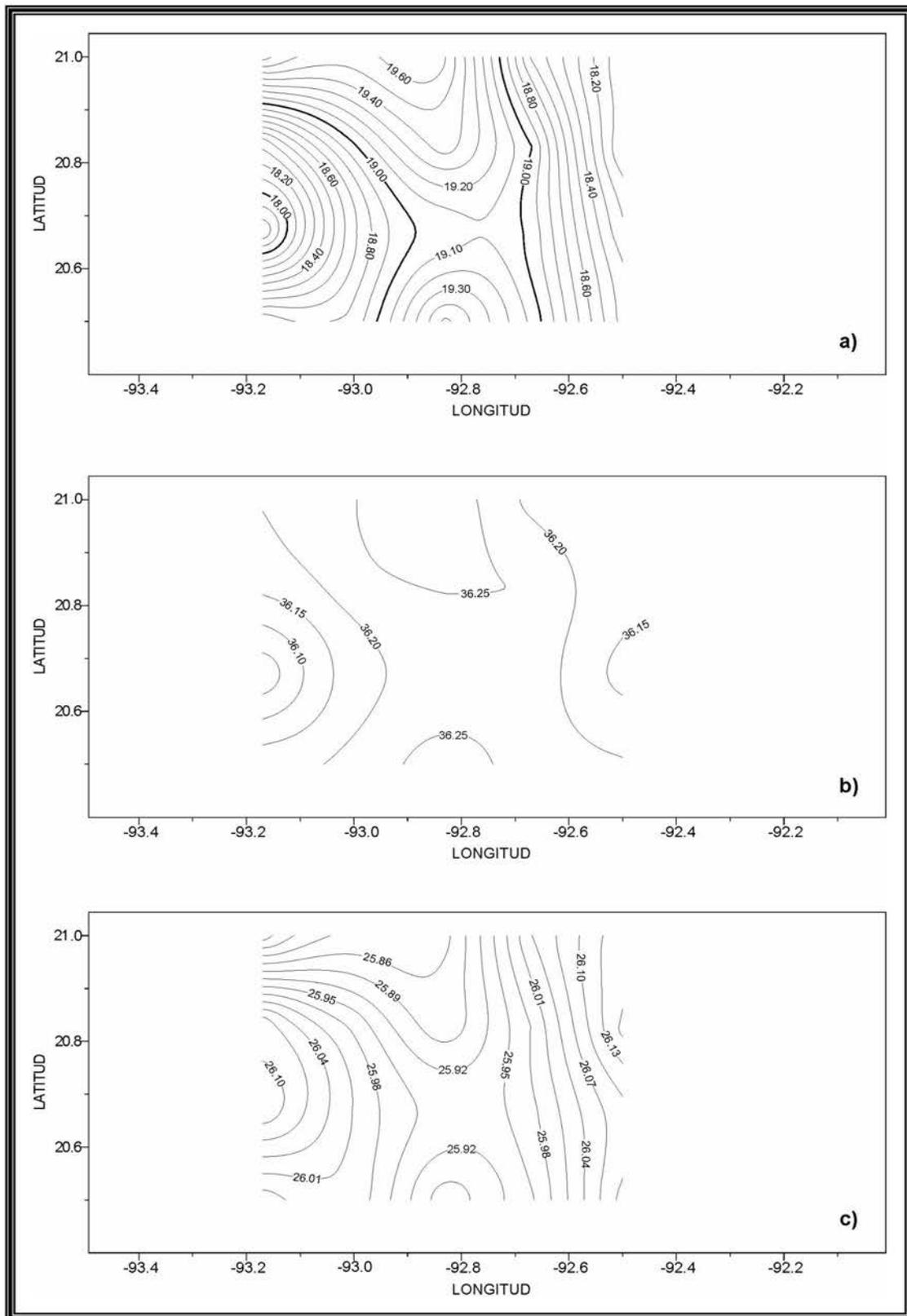


Figura 3.18. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 100 m de profundidad.

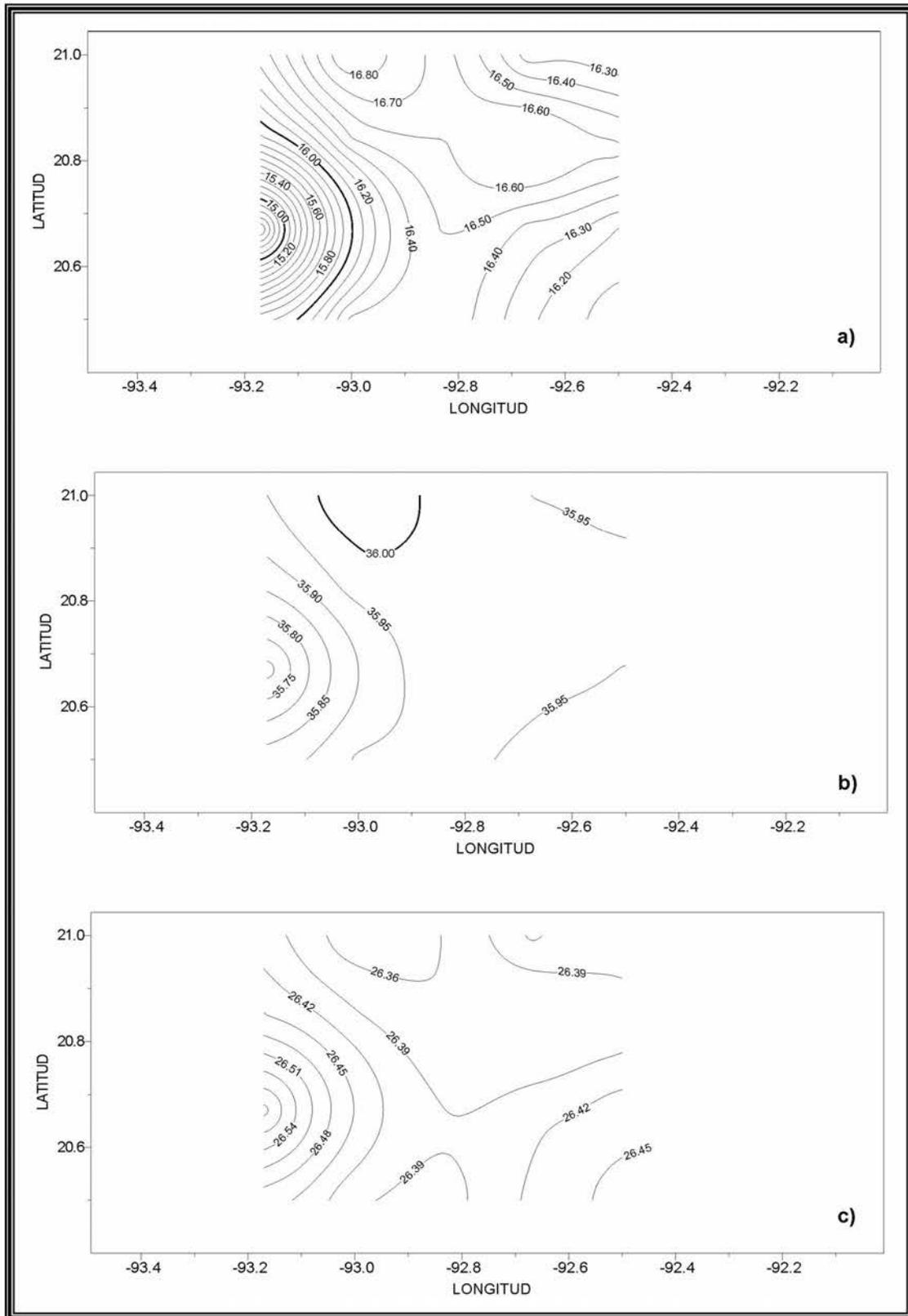


Figura 3.19. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 150 m de profundidad.

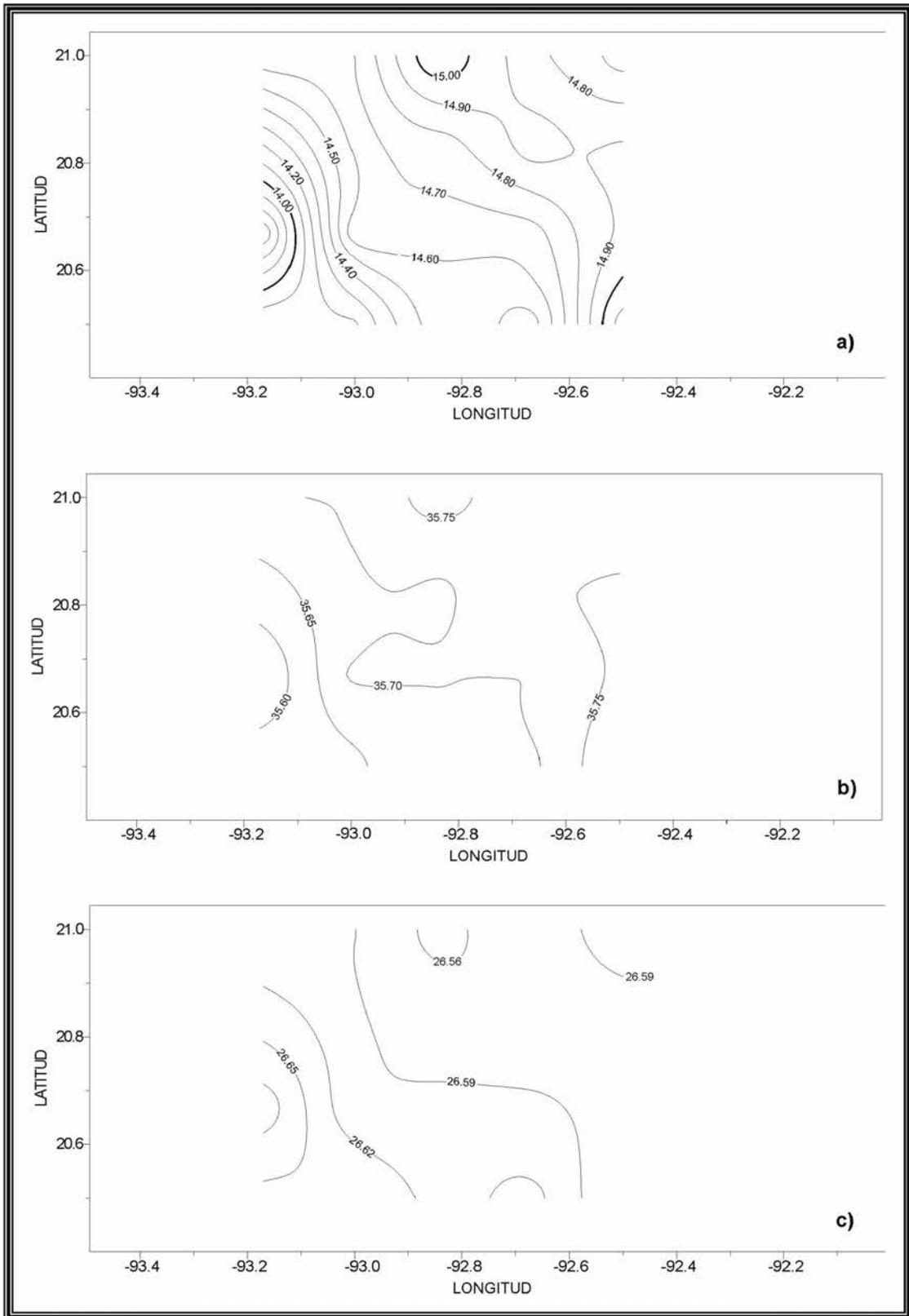


Figura 3.20. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 200 m de profundidad.

A los 300 m de profundidad en el suroeste de la región de estudio, al igual que a 150 y 200 m se sigue observando una zona de agua con baja salinidad y temperatura, con valores alrededor de 35.25 ups y 11.40 °C respectivamente, mientras que en la región noreste se tiene agua con alta salinidad de alrededor de 35.45 ups y temperatura de 13.10 °C (Figs. 3.21a, b). La densidad potencial se muestra muy uniforme variando de 26.79 a 26.85 kg m⁻³ (Fig. 3.21c). A partir de 400 m de profundidad la temperatura, salinidad y densidad potencial no tienen mucha variación en el área de estudio.

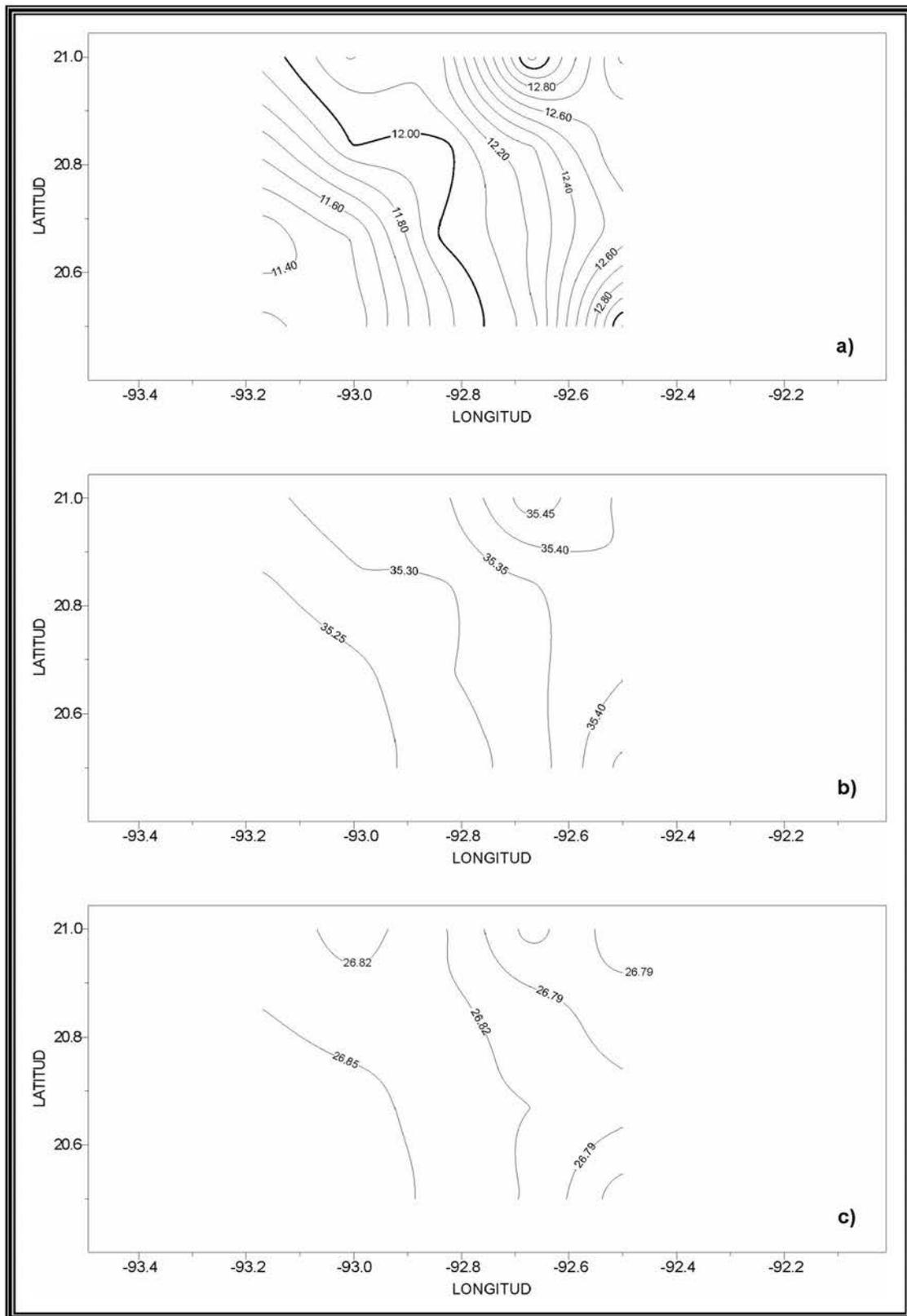


Figura 3.21. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 300 m de profundidad.

3.1.5. Topografía de la isoterma de los 15°C

Como se mencionó anteriormente la topografía de la isoterma de 15 °C ha sido considerada como la que mejor describe el giro ciclónico en la Bahía de Campeche; con el fin de analizar la presencia de giros se dibujó dicha topografía (Fig.3.22). La profundidad de los 15 °C va de 136 hasta 202 m con el valor mínimo en la región suroeste y máximo en el norte. En la región del Cañón de Campeche se identificó la parte sur de un giro anticiclónico, el cual está centrado en 21° N y 92.85° W mostrando el valor máximo de la topografía de 15 °C en el centro; así como, la parte este de un giro ciclónico centrado en 20.67° N y 93.2° W, teniendo en su centro el valor mínimo en el nivel de la topografía.

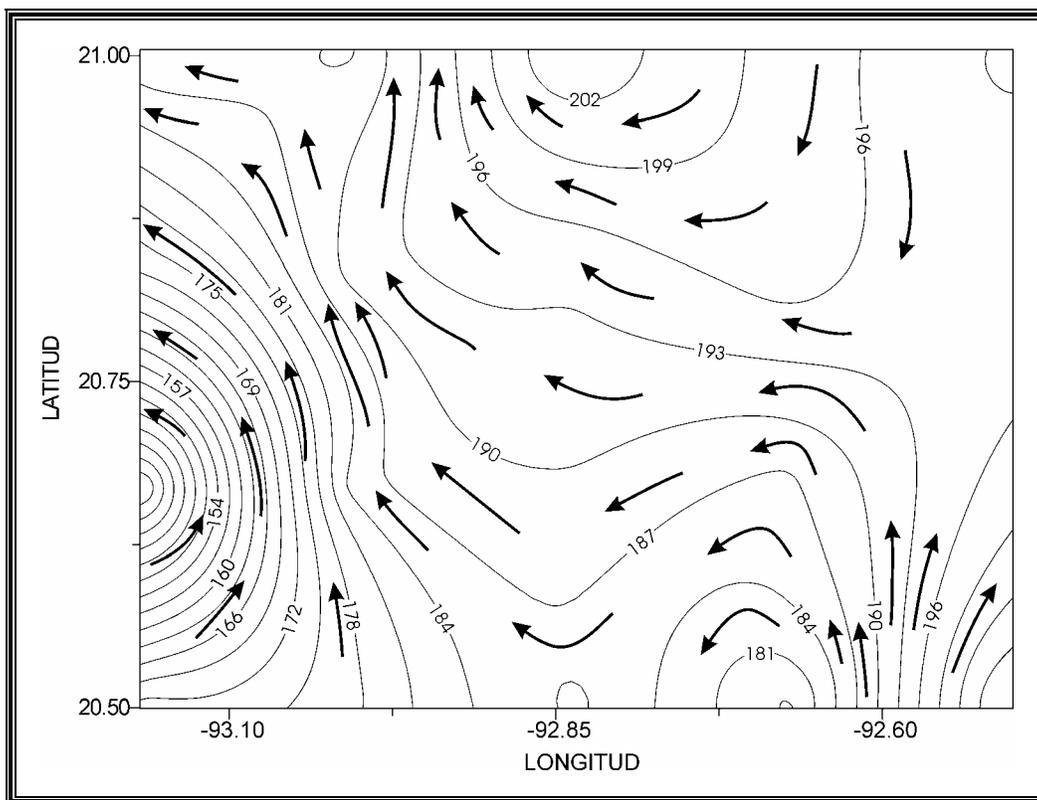


Figura 3.22. Topografía de los 15° C. Las flechas representan la circulación y no están a escala.

3.1.6. Corrientes geostróficas

3.1.6.1. Campos horizontales de la velocidad geostrófica

En esta sección se analizan los patrones de circulación geostrófica horizontal relativa a 1000 db, a diferentes profundidades. En la superficie casi toda el área está cubierta por una circulación semi anticiclónica con velocidades que llegan hasta 30 cm s^{-1} . En la región del talud las magnitudes son más pequeñas y en la zona de los 200 m de profundidad la corriente va hacia el noreste (Fig. 3.23). Es importante hacer notar que las corrientes geostróficas tienden a seguir su trayectoria sobre el eje del cañón.

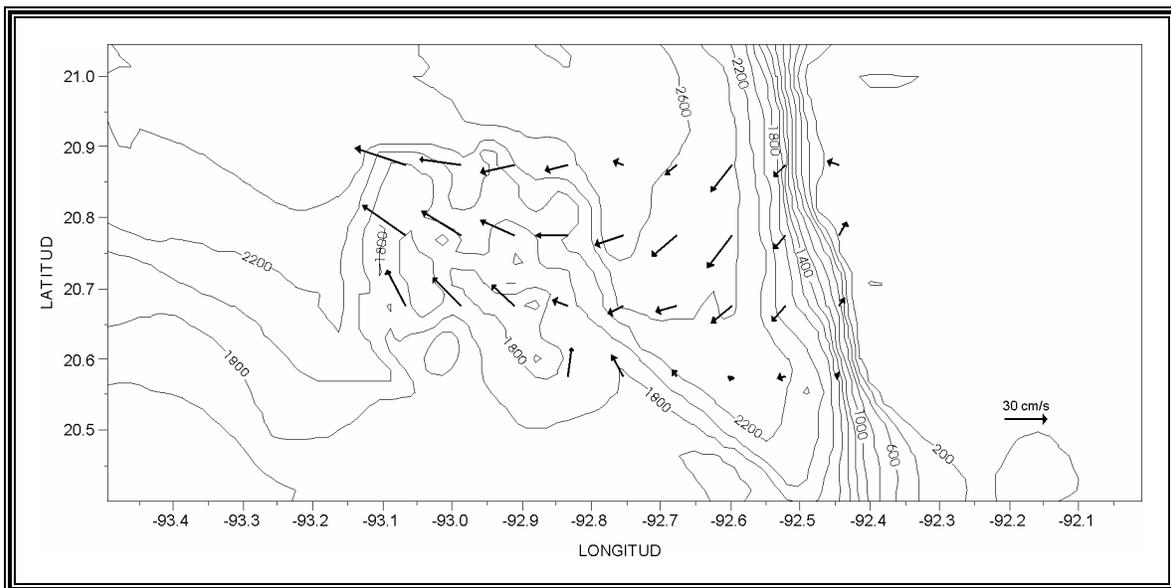


Figura 3.23. Patrón superficial de circulación geostrófica relativa a 1000 db.

A 50 m de profundidad, se tienen las mismas características de circulación que en la superficie, en la parte norte se observa la circulación con tendencia anticiclónica, teniendo en la periferia valores que van de 13 cm s^{-1} a 21 cm s^{-1} . Los valores más bajos corresponden a la parte cercana a la plataforma. En el suroeste del área de estudio se distingue una parte que junto con la topografía de $15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ sugieren una circulación de tipo ciclónica, con velocidades de aproximadamente 32 cm s^{-1} en la periferia (Fig. 3.24).

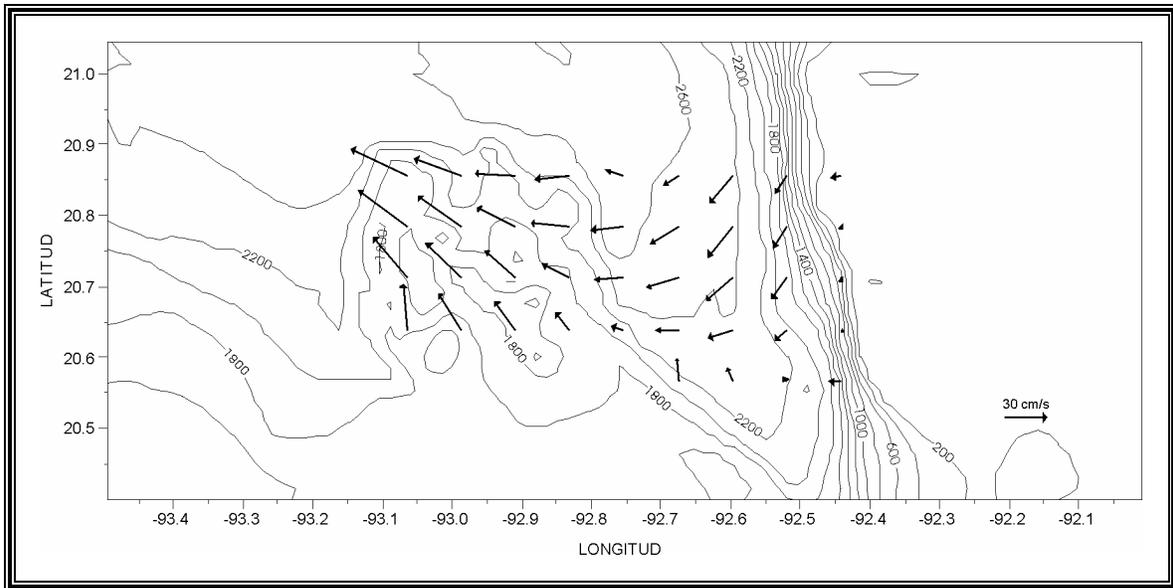


Figura 3.24. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 50 m de profundidad.

A 75 m de profundidad el patrón de velocidad geostrófica es similar a los niveles anteriores, pero con mayor intensidad, lo que puede indicar un efecto de restricción del área del canal que forma el cañón. En este nivel se tienen valores de la velocidad entre 19 cm s^{-1} y 26 cm s^{-1} en donde se presenta la circulación anticiclónica (Fig. 3.25). En la región de circulación ciclónica se tienen magnitudes alrededor de 34 cm s^{-1} .

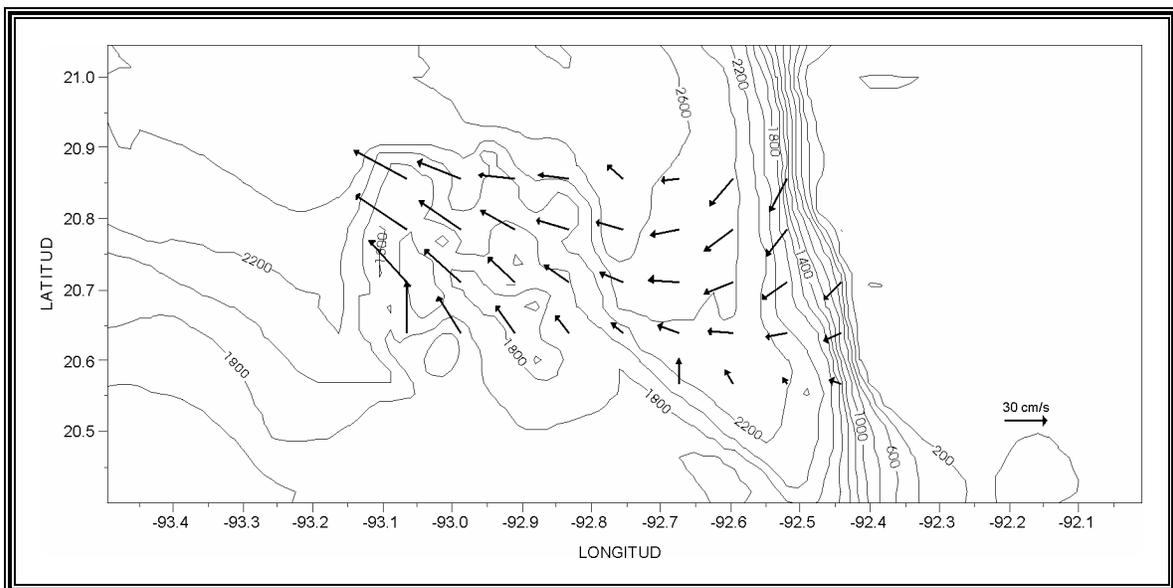


Figura 3.25. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 75 m de profundidad.

En el nivel de los 100 m de profundidad la circulación ciclónica en el suroeste del área de estudio tiene velocidades en la periferia de hasta 39 cm s^{-1} , mientras que en la zona de circulación anticiclónica en el norte del área, la velocidad geostrofica alcanza magnitudes de 21 cm s^{-1} (Fig. 3.26).

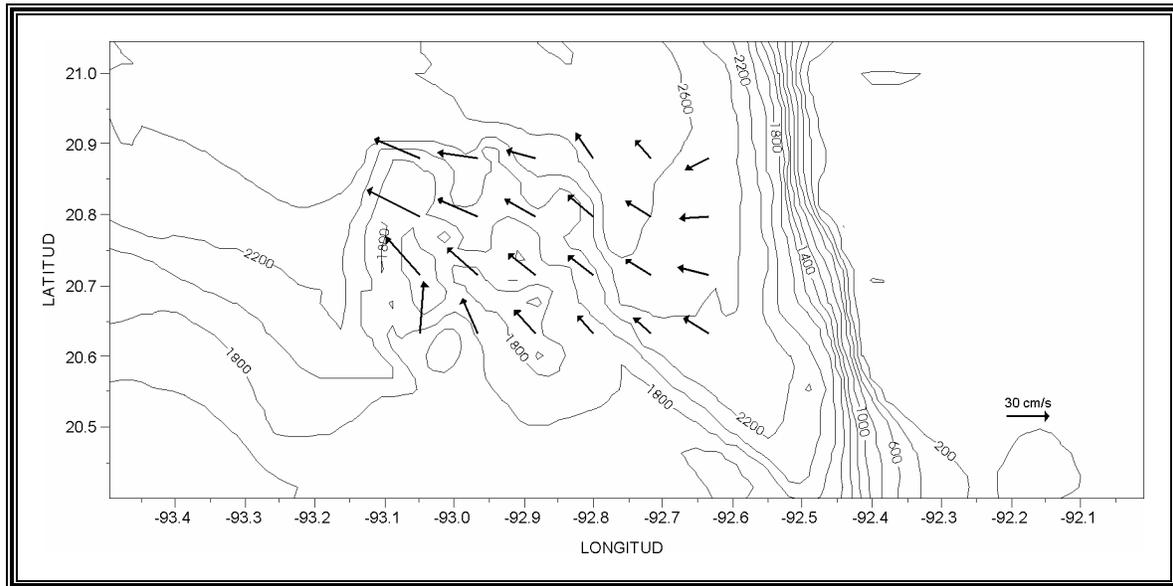


Figura 3.26. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 100 m de profundidad.

A 150 m el patrón de circulación como en el nivel anterior se conserva (Fig. 3.27) tanto en la zona de circulación ciclónica como en la anticiclónica. La magnitud es menor ya que las velocidades son de 30 cm s^{-1} y 19 cm s^{-1} , respectivamente.

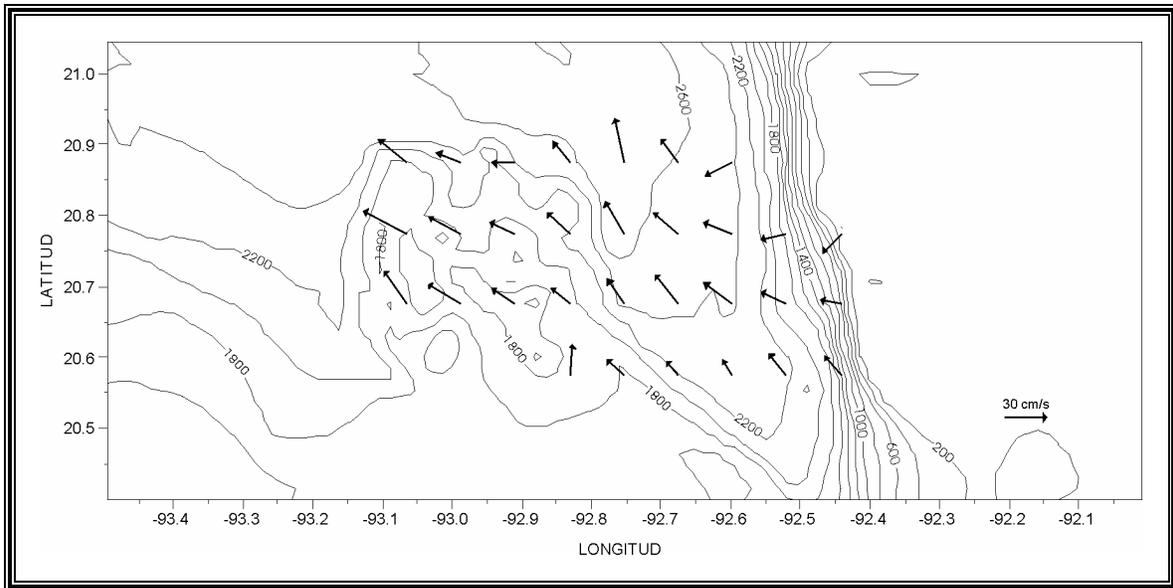


Figura 3.27. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 150 m de profundidad.

Para el nivel de los 200 m de profundidad, las magnitudes de las velocidades son más uniformes, con valores entre 17 cm s^{-1} y 21 cm s^{-1} (Fig. 3.28).

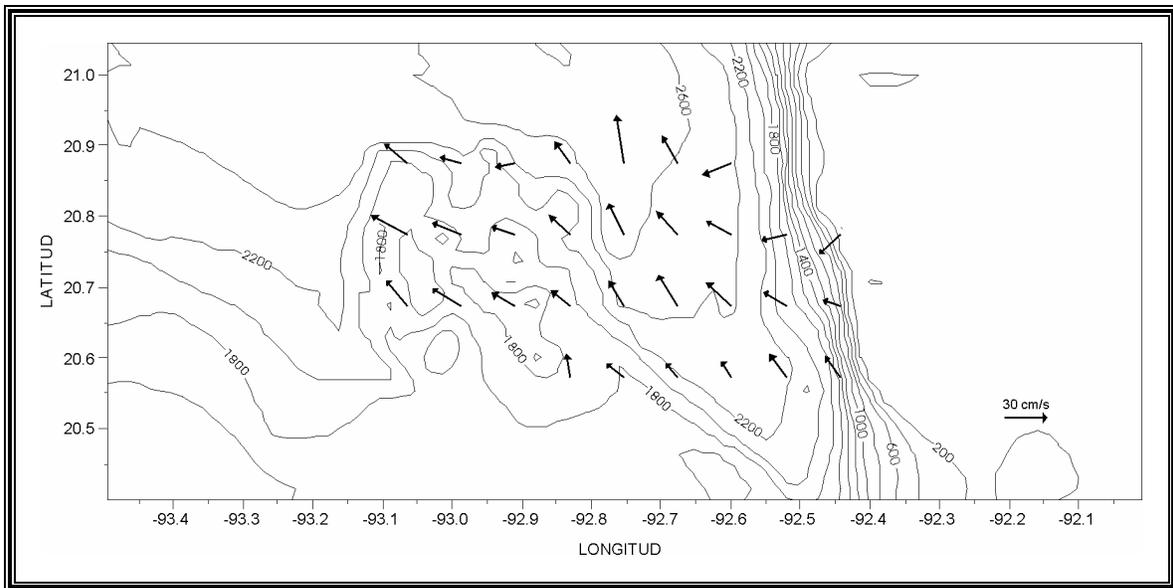


Figura 3.28. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 200 m de profundidad.

A la profundidad de 300 m se encuentra una mayor uniformidad en los vectores de velocidad, las magnitudes se encuentran alrededor de los 13 cm s^{-1} siguiendo con el

mismo patrón de distribución que en el nivel anterior (Fig. 3.29). Sin embargo, la circulación anticiclónica es más evidente.

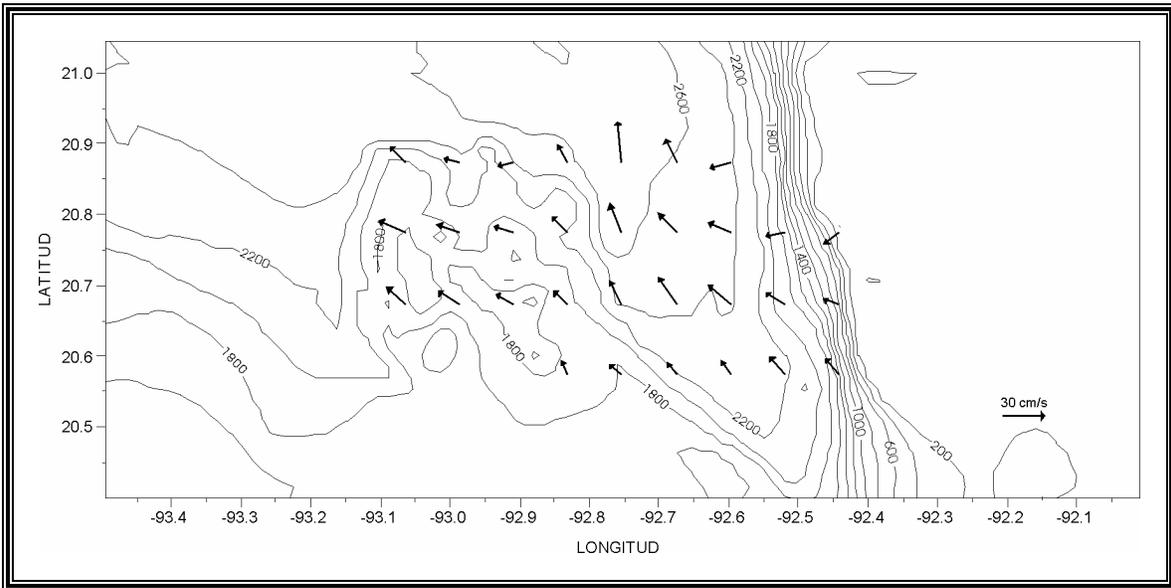


Figura 3.29. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 300 m de profundidad.

A los 600 m de profundidad (Fig. 3.30) los valores de las corrientes son alrededor de 4 cm s^{-1} . Por debajo de los 600 m las corrientes geostróficas fueron muy débiles.

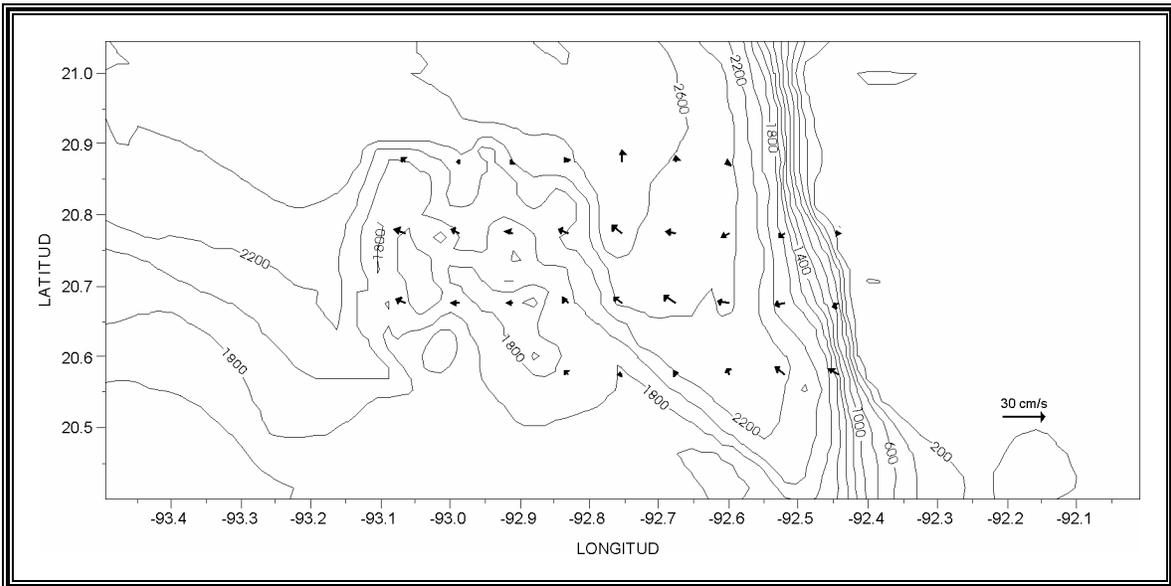


Figura 3.30. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 600 m de profundidad.

3.1.6.2. Velocidad geostrófica en las secciones verticales

Se analizaron dos secciones transversales de velocidad geostrófica relativa a 1000 db o a la máxima profundidad cuando no se alcanzan los 1000 m, en el extremo norte (transecto T_7) y otro en el oeste del área de estudio (transecto T_6). El intervalo de contorno de las isotacas (líneas de igual rapidez) es de 5 cm s^{-1} . Primeramente se analizó el transecto T_7 ó zonal localizado en la parte norte, en este caso los resultados muestran la componente norte-sur de la velocidad geostrófica. En esta sección existe un flujo hacia el norte (valores positivos) alcanzando velocidades de hasta 5 cm s^{-1} en la superficie, localizándose la velocidad máxima (20 cm s^{-1}) a partir de los 150 m de profundidad aproximadamente. En el lado este la corriente es hacia el sur (valores negativos) con magnitudes de la velocidad superficial que alcanza los 10 cm s^{-1} . En el extremo oeste de dicha sección se tiene una componente hacia el norte con velocidades máximas de 10 cm s^{-1} (Fig. 3.31a).

En el transecto T_6 localizado en la parte oeste del área de estudio, las isotacas muestran un flujo de masa hacia el oeste. En la proximidad a la estación 117 se tiene una corriente que va hacia el este (valores positivos), con valores máximos de 15 cm s^{-1} , mientras que para el resto de las estaciones el agua se mueve hacia el oeste (valores negativos) con velocidades de hasta 25 cm s^{-1} (Fig. 3.31.b).

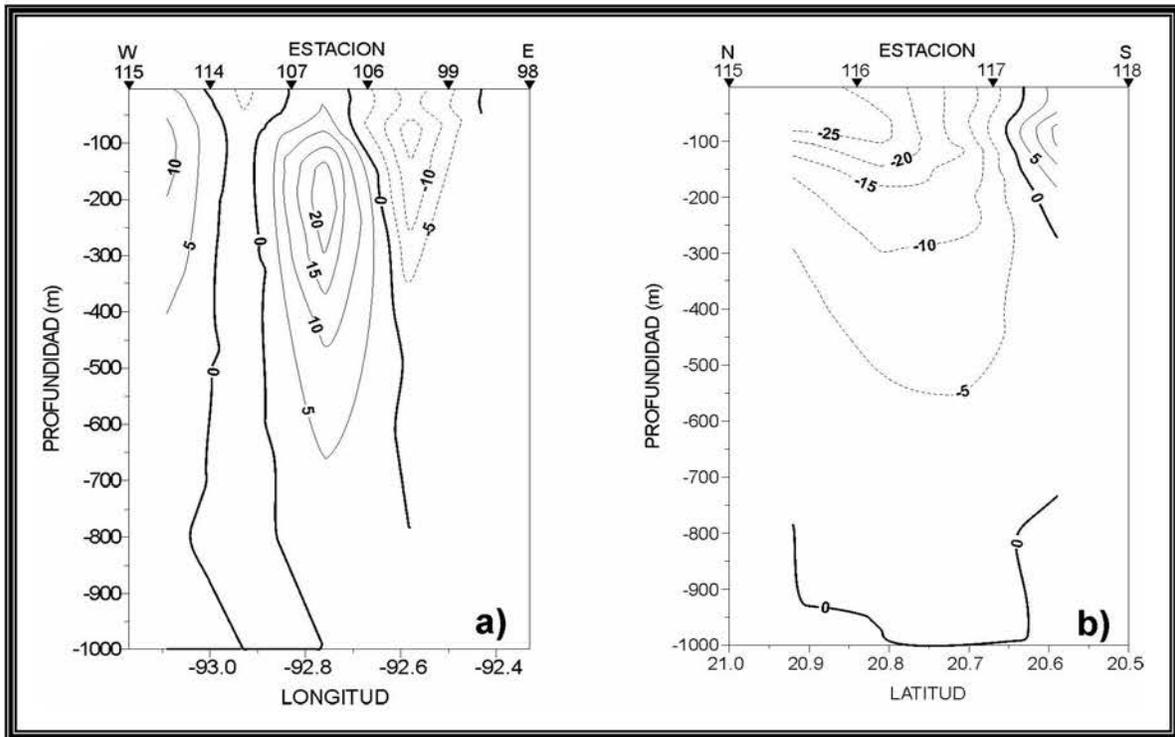


Figura 3.31. Sección vertical de la velocidad geostrofica: a) Transecto 7 ó zonal (extremo norte) y b) Transecto 6 ó meridional (extremo oeste).

3.1.7. Componente vertical de la vorticidad relativa

Los resultados obtenidos del cálculo de la componente vertical de la vorticidad relativa a 50 m de profundidad (Fig. 3.32), muestra valores positivos en la zona donde se encontró una circulación ciclónica y valores negativos donde se observa la circulación anticiclónica ésta última tiene mayor extensión sobre el cañón.

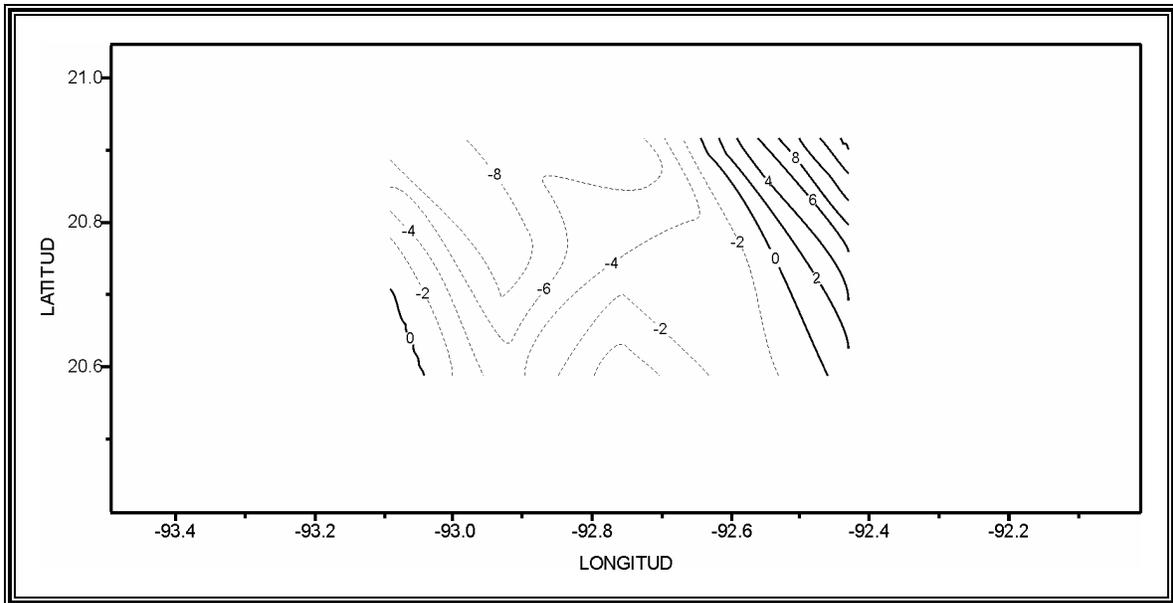


Figura 3.32. Componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) a 50 m de profundidad.

A 150 m de profundidad se observa una alternancia iniciando con una vorticidad negativa hacia el oeste, seguida por valores positivos de vorticidad, nuevamente vorticidad negativa la cual es observada en el nivel anterior pero en este nivel esta desplazada hacia el este y finalmente se vuelve a tener vorticidad positiva.

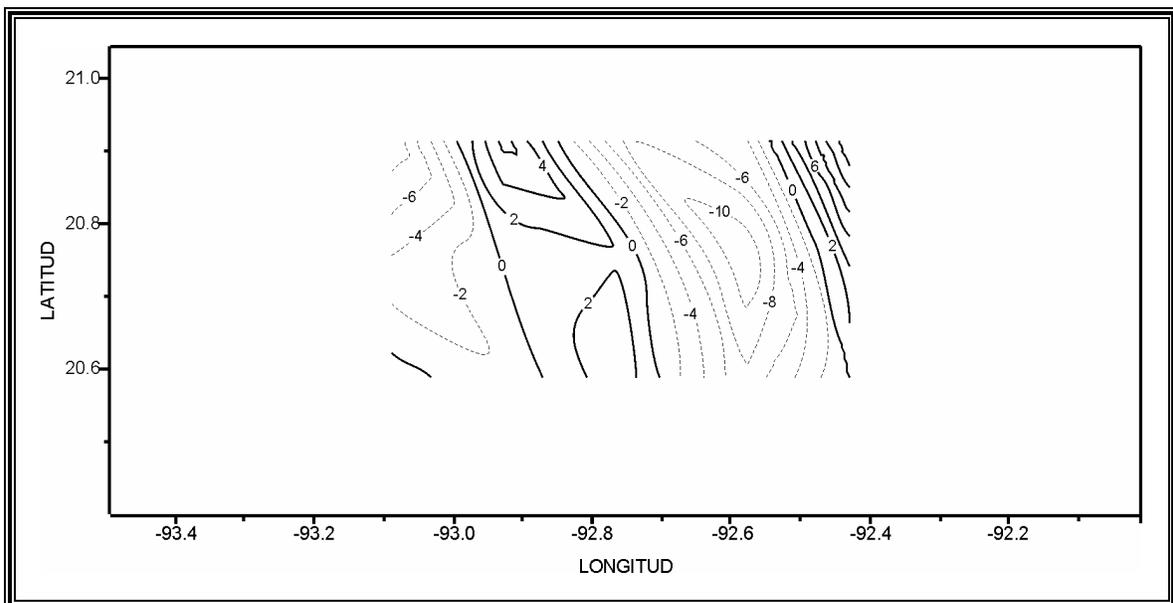


Figura 3.33. Componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) a 150 m de profundidad.

A 300 m de profundidad la vorticidad relativa tiene la misma distribución que en el nivel anterior pero el valor de la vorticidad es menor.

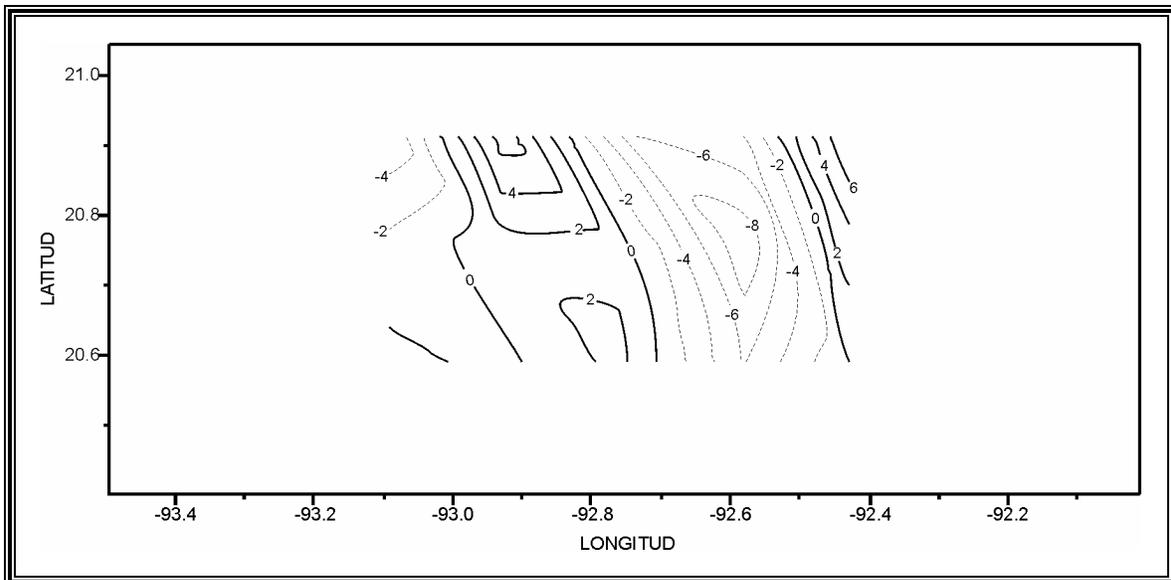


Figura 3.34. Componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) a 300 m de profundidad.

De acuerdo con el cálculo de la componente vertical de la vorticidad, en el transecto que se encuentra en la latitud de 20.92° N (Fig.3.35a), se observan vorticidades negativas hacia el oeste (línea punteada) que representan parte de la circulación anticiclónica hasta una profundidad de 800 m aproximadamente, enseguida se tienen vorticidades positivas que llegan solamente hasta una profundidad de 150 m aproximadamente y esto podría ser por efecto de fondo, nuevamente se tienen vorticidades negativas hasta 800 m de profundidad, finalmente del lado este, es decir del lado de la plataforma, se tienen valores positivos de vorticidad hasta una profundidad de 800 m, debido probablemente al cambio de pendiente del talud del cañón.

En el transecto de latitud 20.76° N se observa que esta prácticamente ocupado por vorticidad negativa hasta una profundidad de 600 m aproximadamente. Existe una vorticidad positiva a partir de los 150 m de profundidad y nuevamente se tiene valores negativos de vorticidad hasta aproximadamente 600 m de profundidad, en el este del transecto se tiene vorticidad positiva.

Para el transecto de latitud 20.59° N los valores positivos de vorticidad se encuentran en el lado oeste y este del transecto ocupando toda la columna de agua y en el centro se tienen vorticidades negativas hasta aproximadamente 600 m de profundidad.

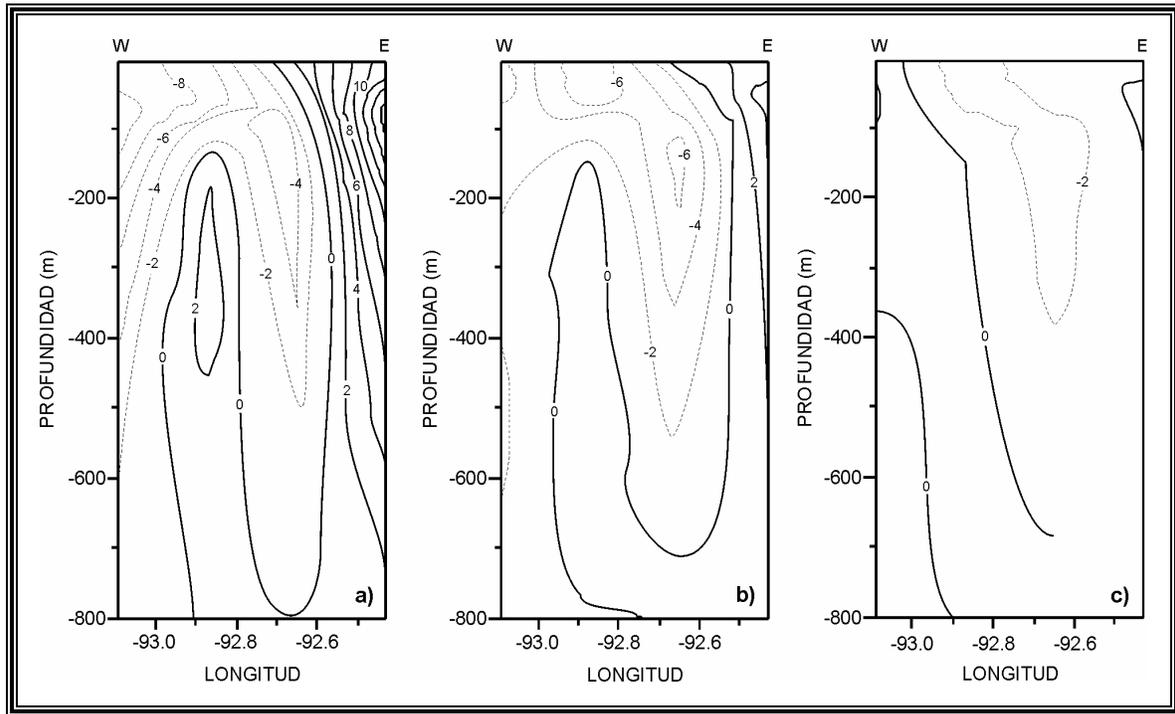


Figura 3.35. Sección vertical de la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) a través de la latitud: a) 20.92° N, b) 20.76° N y c) 20.59° N.

3.2. Estructura hidrográfica durante junio de 2002, época de secas (PROMEBIO VI)

3.2.1. Masas de agua

En el diagrama T-S (Fig. 3.36) durante la campaña PROMEBIO VI a fines de época de secas, se observa las mismas masas de agua en el área de estudio que las encontradas durante la campaña PROMEBIO IV: Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA). Cabe hacer notar que en este caso se tienen densidades menores pues se llega hasta el límite de los 23 kg m⁻³ debido a que se tienen mayores temperaturas. En este caso no se presenta una bifurcación en la parte superior del diagrama T-S, pero si una mayor dispersión.

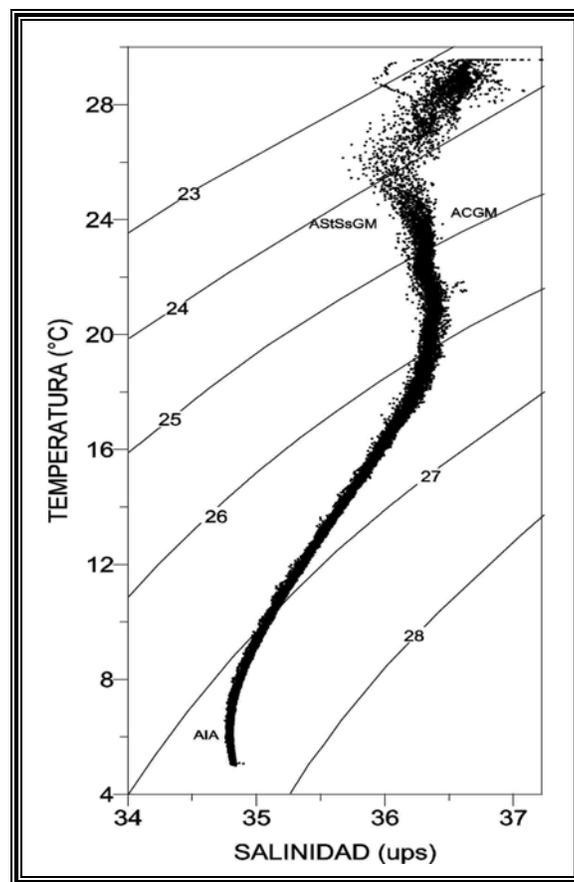


Figura 3.36. Diagrama T-S durante la Campaña oceanográfica PROMEBIO VI: 1) Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), 2) Agua Común del Golfo (ACGM) y 3) Agua Intermedia Antártica (AIA).

3.2.2. Perfiles verticales

En los perfiles de temperatura, salinidad y densidad se puede observar una capa de mezcla de aproximadamente 25 m (Fig. 3.37a), tiene menor espesor que en el caso de la época de nortes (la capa de mezcla es de 45 m). Después de los 300 m de profundidad (Fig. 3.37b) los parámetros hidrográficos no tienen mucha variación.

La temperatura muestra valores superficiales entre 28 y 29 °C, con una termoclina no tan bien definida como en el caso de la época de nortes. La salinidad presenta dispersión en la capa de mezcla; primero disminuye, luego aumenta ligeramente y disminuye en los 50 m, aumenta desde los 60 m hasta los 125 m para después disminuir de manera uniforme. La densidad es dominada por la temperatura, con algunos trazos de dispersión inducidos por la salinidad.

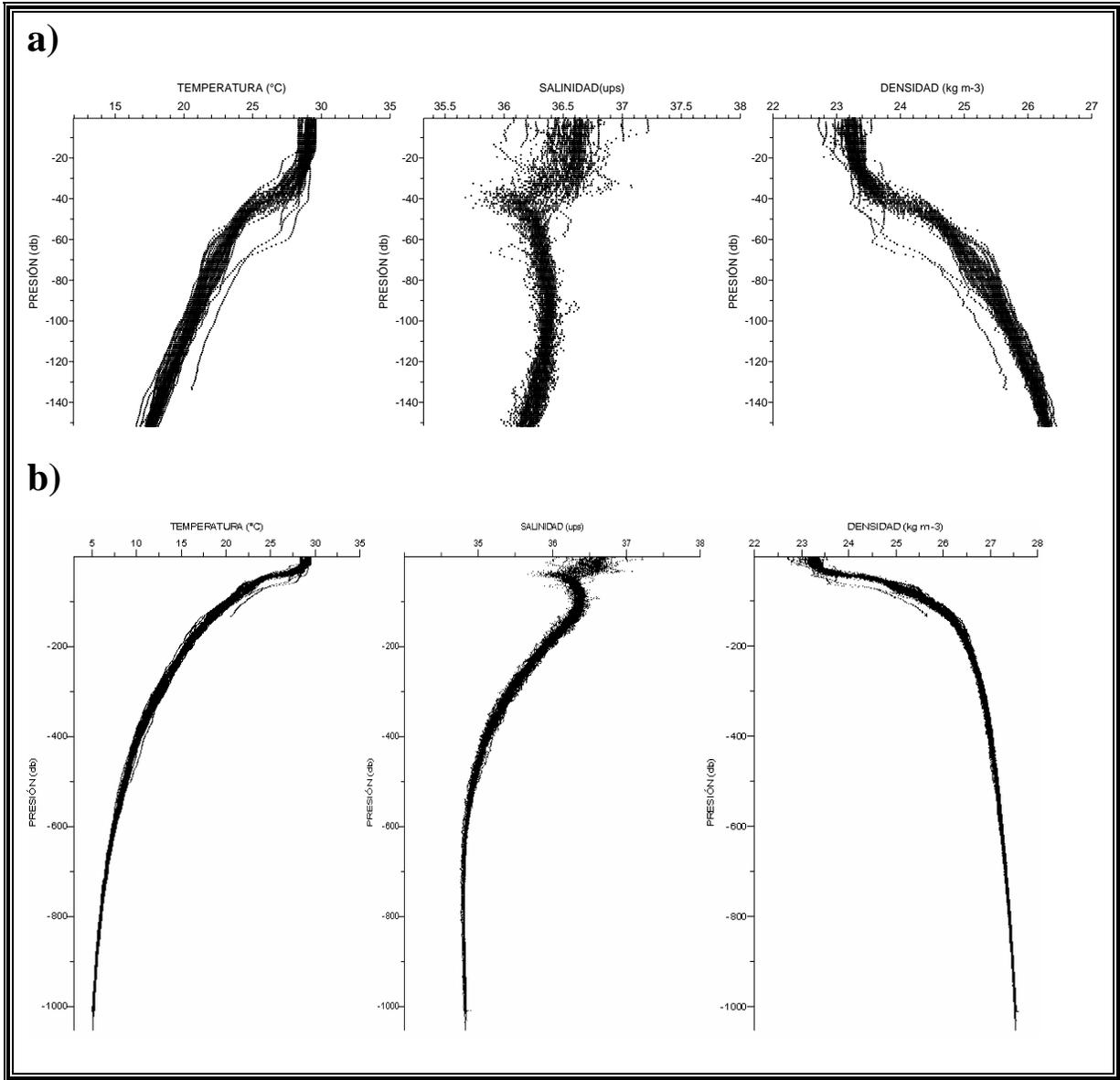


Figura 3.37. Perfiles verticales de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (ups) y densidad potencial (kg m^{-3}): **a)** 150 m y **b)** 1000 m de profundidad.

3.2.3. Distribución vertical

Para la campaña PROMEBIO VI realizada en junio de 2002 a finales de época de secas, se realizaron 6 secciones orientadas en dirección meridional, 5 en dirección zonal y

dos en forma diagonal (Fig. 2.2). Para poder comparar estos resultados con los de la campaña anterior se utilizó el mismo intervalo de contorno.

En todos los transectos se observa una capa de mezcla de aproximadamente 25 m de espesor. En los transectos T_1 y T_2 (Figs.3.38, 3.39) se observa una temperatura de 29.00 °C, una salinidad de 36.60 ups y una densidad potencial de 23.40 kg m⁻³ en la capa de mezcla, siendo el primero un transecto con estaciones muy someras ya que no pasan de los 75 m de profundidad, en cambio para el transecto 2 se tienen estaciones profundas.

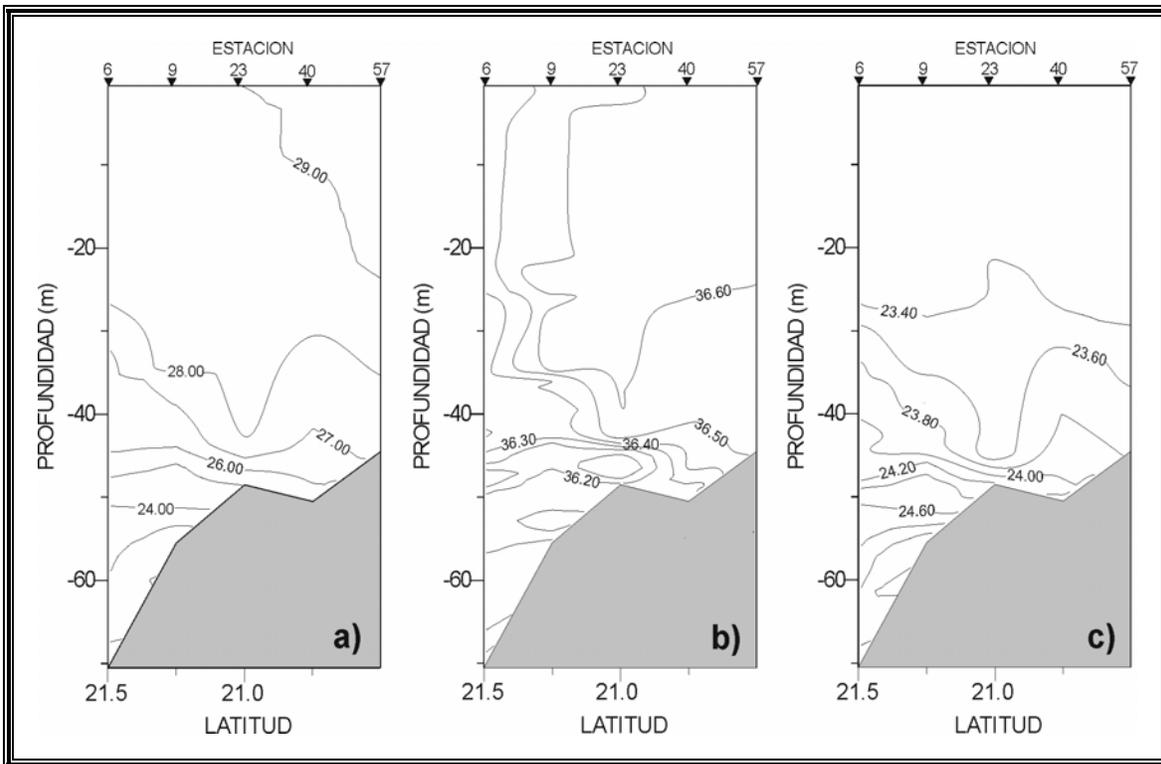


Figura 3.38. Sección vertical del transecto T_1: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

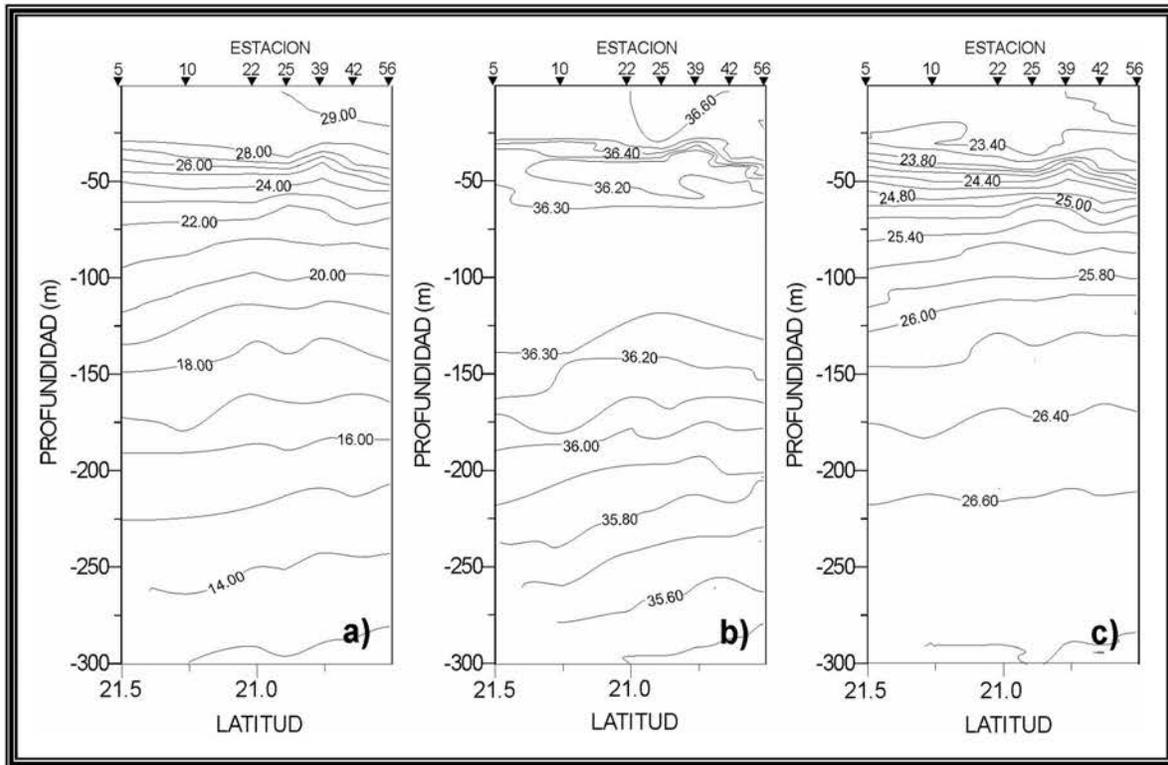


Figura 3.39. Sección vertical del transecto T_2: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En el transecto T_3 (Fig. 3.40) al igual que en los dos transectos anteriores la temperatura y la salinidad en la capa de mezcla es de $29.00\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 36.40 ups respectivamente, la densidad potencial de 23.20 kg m^{-3} . Entre las estaciones 4 y 37 se tiene un hundimiento de las isóneas partir de los 125 m de profundidad, siendo una característica de una circulación anticiclónica.

La temperatura en la capa superficial en el transecto T_4 es de $29.00\text{ }^{\circ}\text{C}$, con una salinidad de 36.60 ups y una densidad potencial superficial de 23.20 kg m^{-3} (Fig. 3.41).

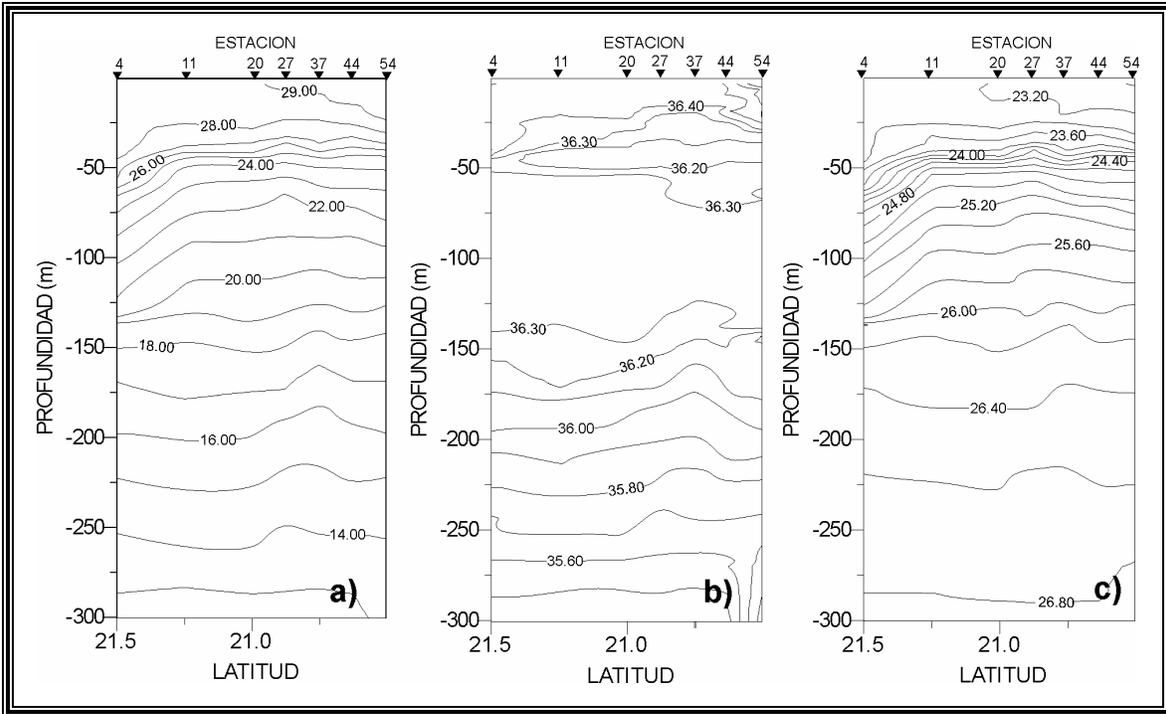


Figura 3.40. Sección vertical del transecto T_3: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

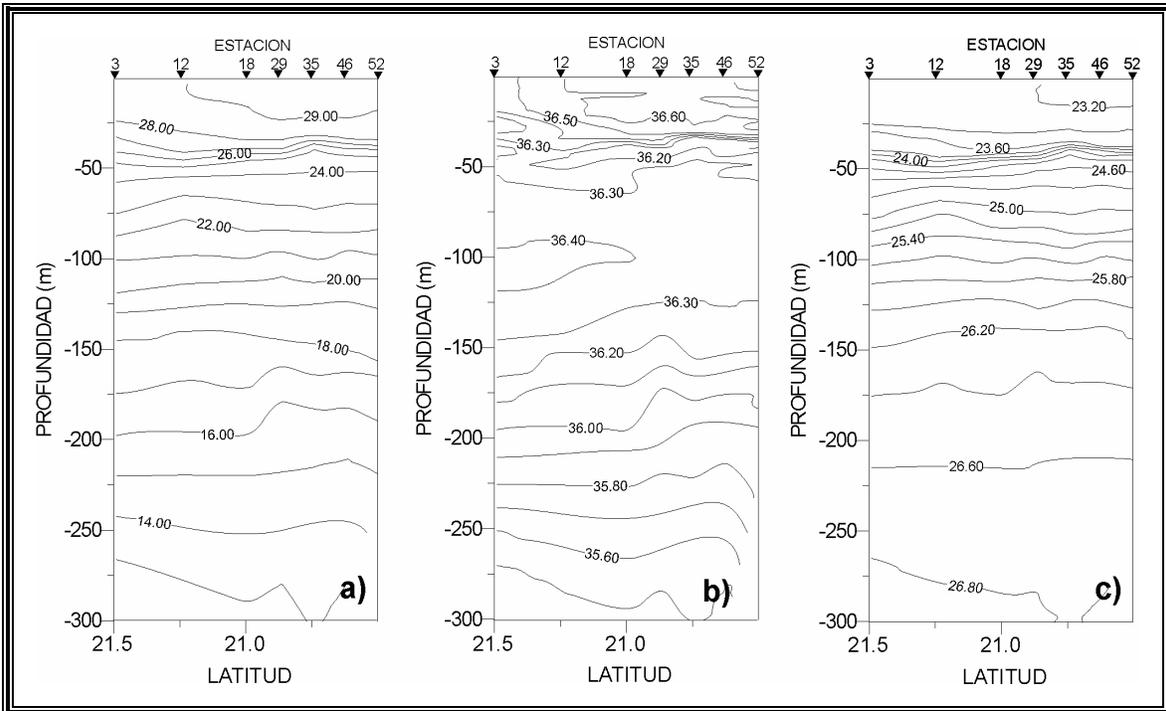


Figura 3.41. Sección vertical del transecto T_4: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En el transecto T_5 (Fig. 3.42) la temperatura en la capa superficial es de 29.00 °C, la salinidad de 37.1 ups, la densidad potencial es de 23.40 kg m⁻³.

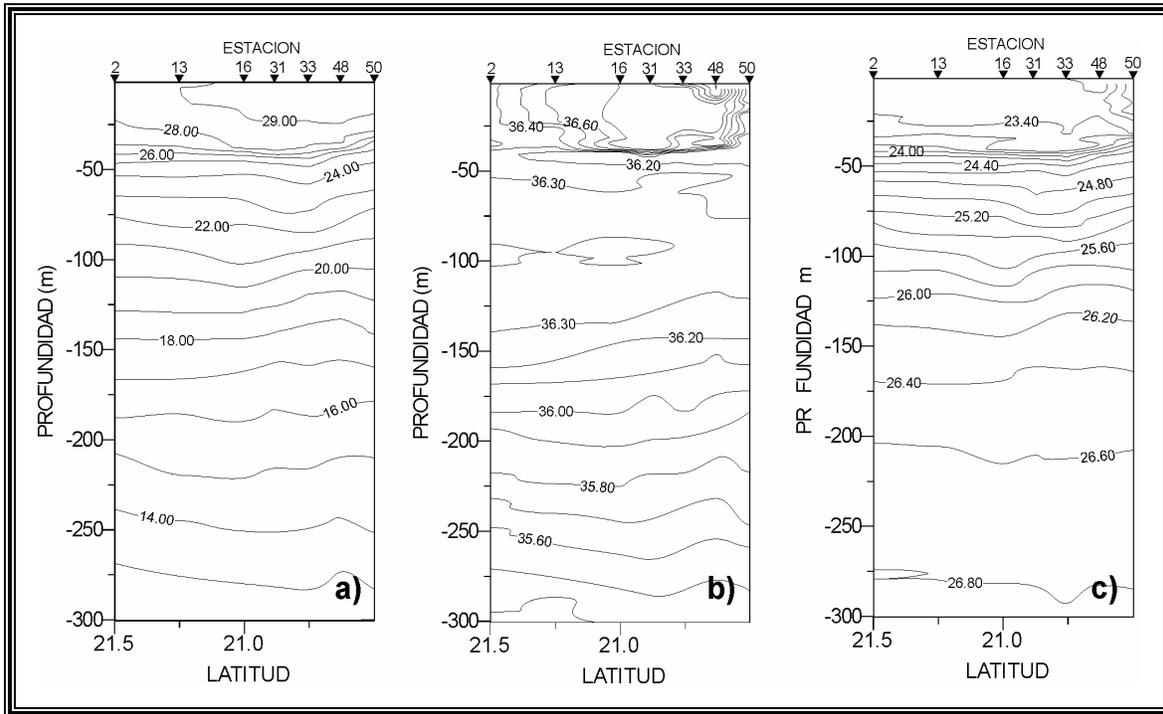


Figura 3.42 Sección vertical del transecto T_5: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

En el transecto T_6 que es el último transecto en dirección norte-sur, se observa la circulación anticiclónica. Entre las estaciones 14 a 32 se tiene el máximo hundimiento de las isóneas (Fig. 3.43). En cuanto a la salinidad en la capa superficial que es de 36.40 ups muestra una distribución de las isóneas que induce a pensar en una circulación como la mencionada al igual que en la densidad potencial donde su valor superficial es de 22.80 kg m⁻³.

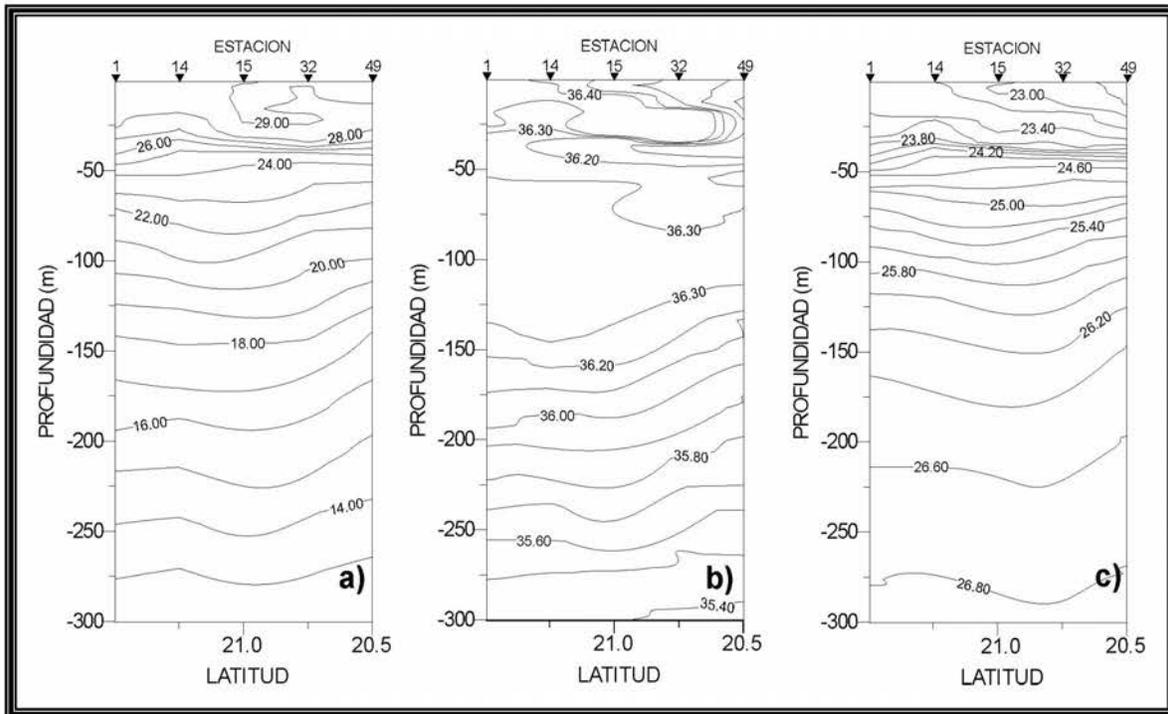


Figura 3.43. Sección vertical del transecto T_6: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

A través de los transectos zonales orientados este-oeste, iniciando en la parte norte del área de estudio, en los transectos T_7 y T_8 (Fig.3.44 y 3.45), se observa un hundimiento de las isóneas lo que es característico de una circulación anticiclónica. La temperatura en la capa superficial es de 28.00 °C, la salinidad de 36.50 ups y la densidad potencial de 23.40 (kg m⁻³).

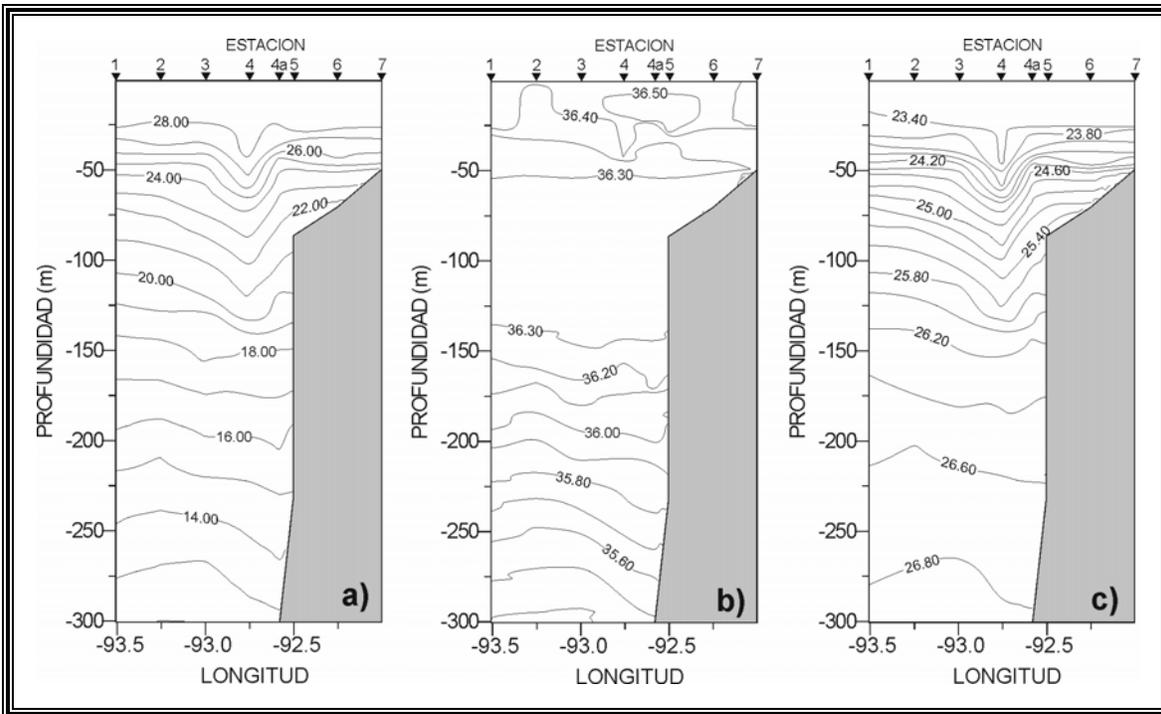


Figura 3.44. Sección vertical del transecto T_7: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

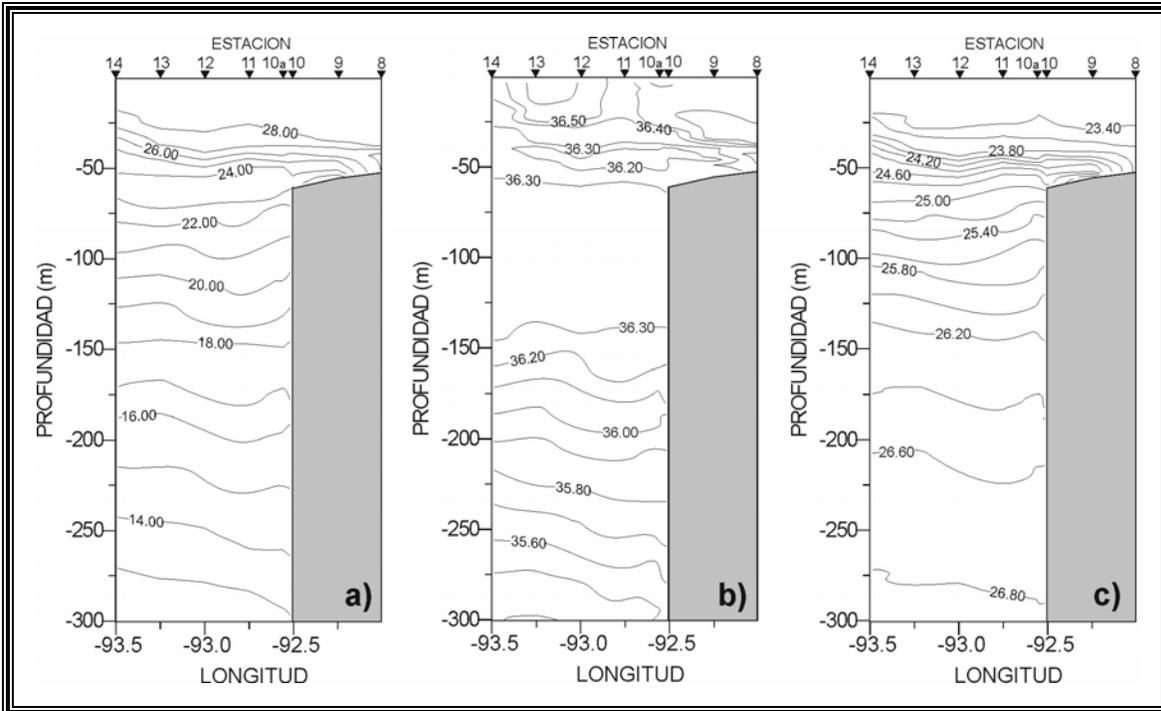


Figura 3.45. Sección vertical del transecto T_8: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

El hundimiento de las isolíneas en el transecto T_9 (Fig. 3.46), con el máximo hundimiento en la estación 20 a partir de los 100 m de profundidad, manifiesta una característica que corresponde a una circulación anticiclónica. Se observa en la capa superficial una temperatura de 29.00 °C, salinidad de 36.70 ups y densidad potencial de 23.20 kg m⁻³.

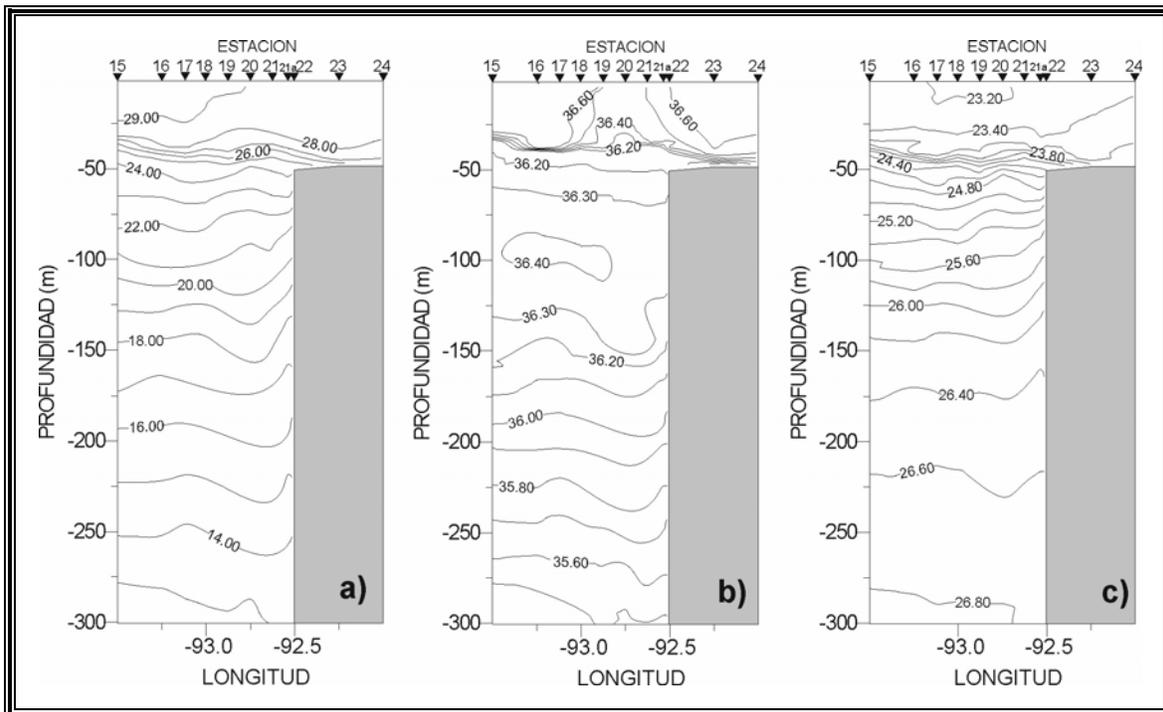


Figura 3.46. Sección vertical del transecto T_9: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

En el transecto T_10 se observa un hundimiento de las isolíneas entre las estaciones 45 a 43 a partir de los 100 m y hasta los 300 m de profundidad, lo que representaría una circulación anticiclónica. La temperatura en la capa superior es de 29.00 °C, se observa un máximo de salinidad de 37.00 ups; así como, un mínimo de densidad potencial de 23.20 kg m⁻³ (Fig. 3.47).

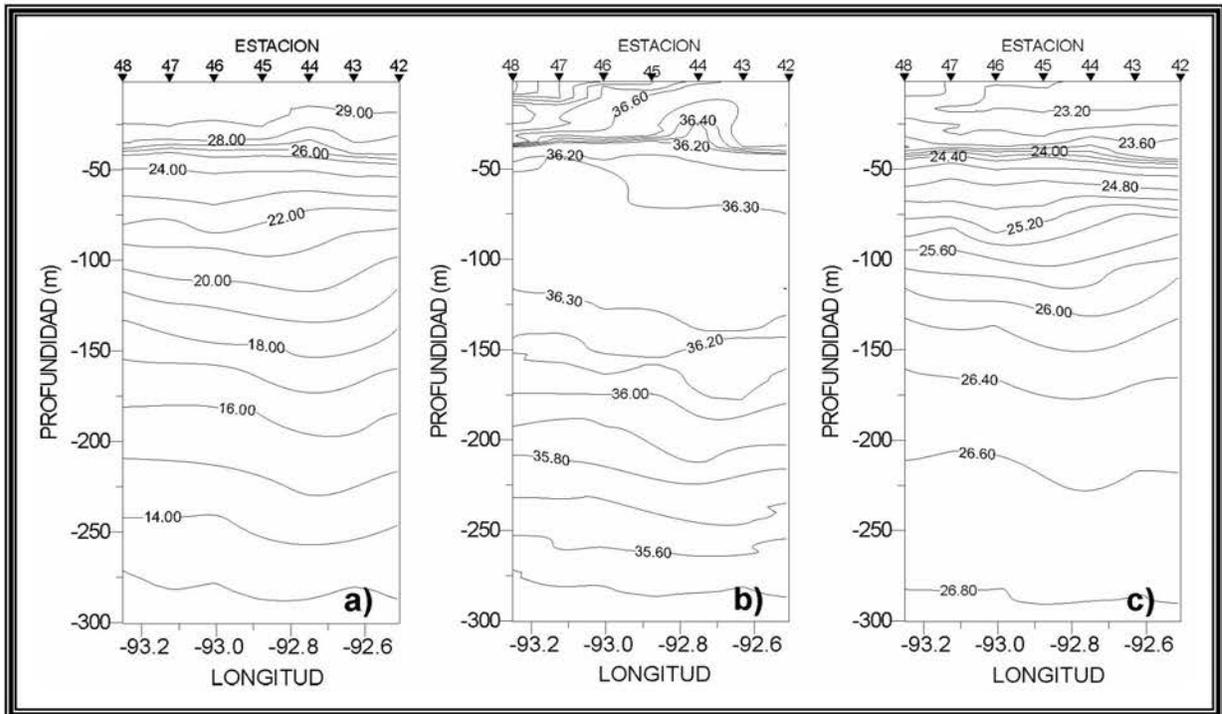


Figura 3.47. Sección vertical del transecto T₁₀: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

Finalmente en el transecto T₁₁ (Fig. 3.48) el hundimiento de las isolíneas a partir de los 60 m de profundidad son características de una circulación anticiclónica conservando en la capa superficial la temperatura de 29.00 °C, la salinidad de 36.70 ups y la densidad potencial de 22.80 kg m⁻³.

En el transecto diagonal T_{D1} (Fig. 3.49) se observa una circulación anticiclónica, ya que se tiene un hundimiento de las isolíneas, con una temperatura en la capa superficial de 29.00 °C y salinidad de 37.00 ups, mientras que la densidad potencial es de 23.20 kg m⁻³.

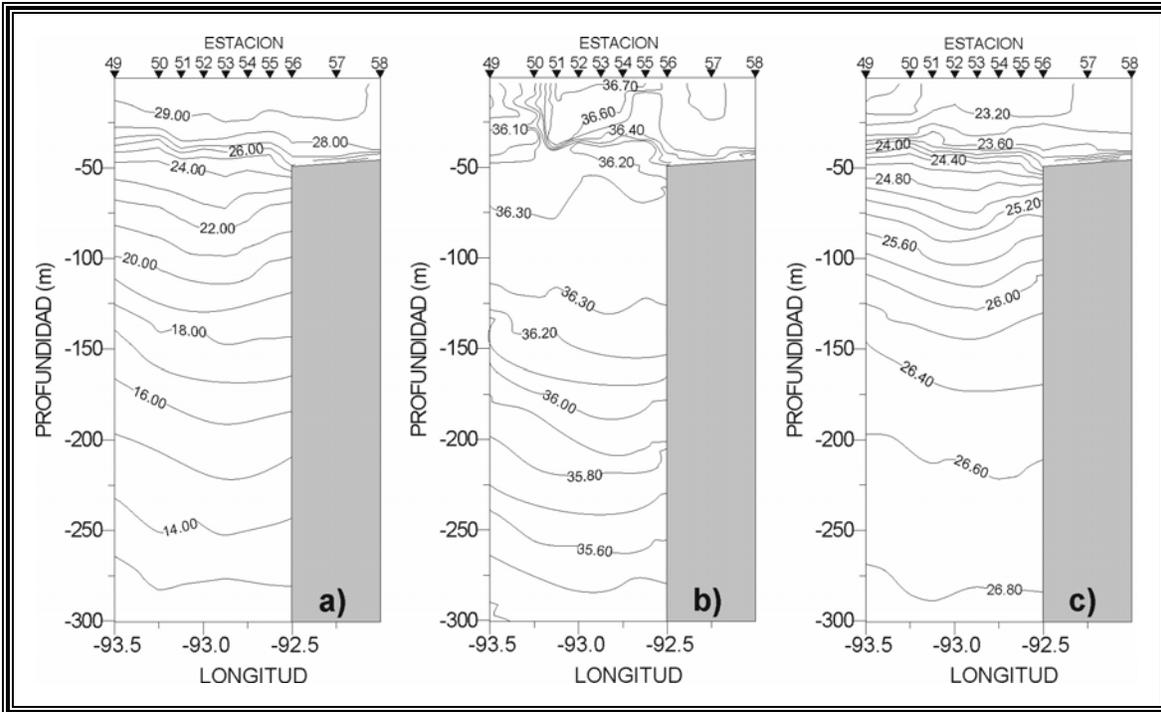


Figura 3.48. Sección vertical del transecto T₁₁: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

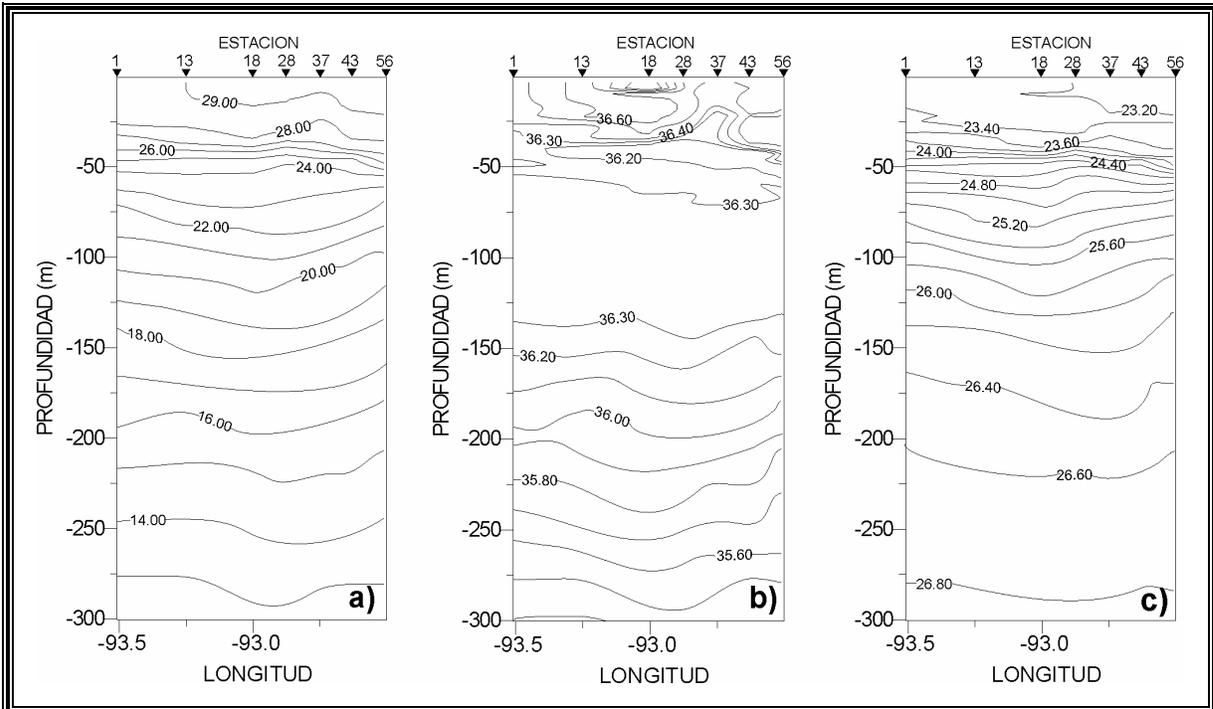


Figura 3.49. Sección vertical del transecto diagonal T_{D1}: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³).

En el transecto diagonal T_D2 (Fig. 3.50) se observa nuevamente un hundimiento de las isóneas (desde los 75 m aproximadamente) teniendo el máximo en la estación 20, variando sólo la salinidad superficial que es de 36.60 ups.

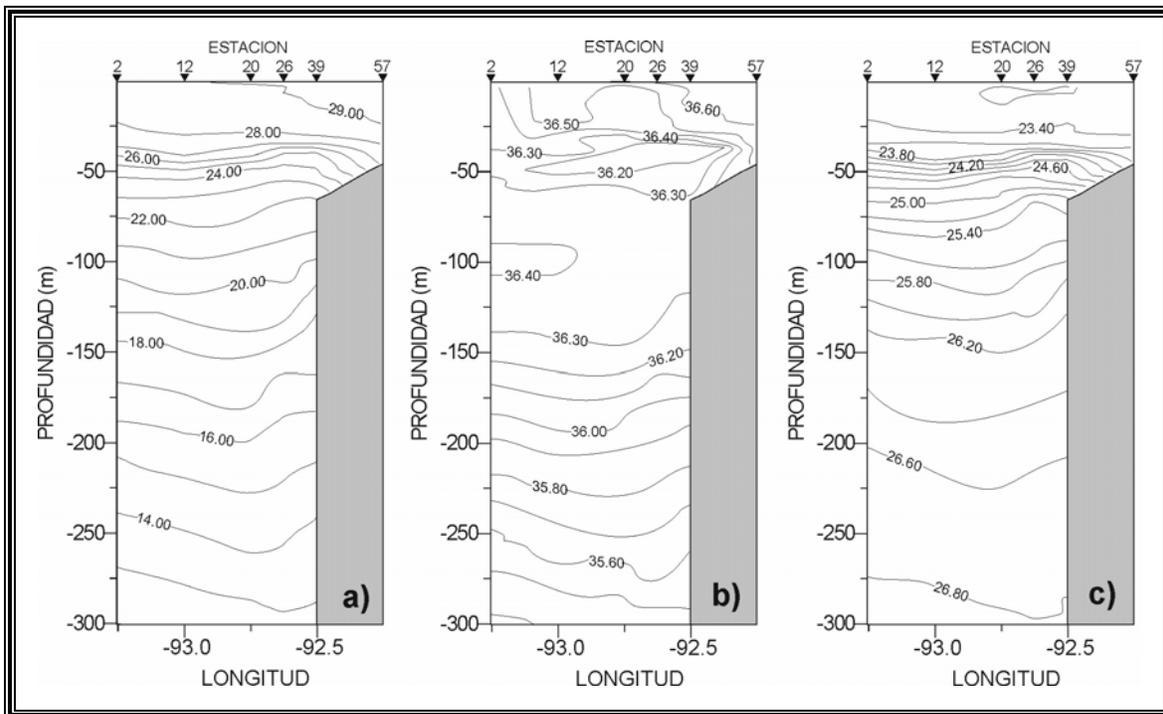


Figura 3.50. Sección transversal del transecto diagonal T_D2: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

3.2.4. Distribución horizontal

El análisis de la distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial se realizó en los mismos niveles de profundidad y conservando los intervalos de contorno utilizados en el estudio de la campaña PROMEBIO IV.

Se observa una distribución superficial de temperatura con valores que van de 28.4 a 29.5 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 3.51a), los valores más bajos de temperatura se encuentran en la parte norte de la zona de estudio y van aumentando hacia el sur. La salinidad superficial (Fig. 3.51b) tiene los valores más bajos 36.05 ups en la parte suroeste del área y núcleos de altos valores salinidad de 37.1 ups, al este tiene valores de 36.65 ups. La densidad potencial superficial en la región suroeste tiene una distribución muy similar a la salinidad, donde se

encontraron los valores mas altos de salinidad, con valores altos de densidad, que van de 22.7 a 23.45 kg m⁻³.

A 50 m de profundidad se tiene un fuerte gradiente de temperatura sobre la plataforma, el máximo (27.00 °C) se encuentra cercanos a ésta y disminuye al alejarse de la plataforma (Fig. 3.52a). En la parte centro-norte del área de estudio se encuentra otro gradiente importante, con isólineas en forma de semicircunferencia, que alcanzan valores máximos de 27.00 °C. Un núcleo de agua fría se localiza en el centro del área de estudio, éste contiene el valor más bajo de temperatura que es de 23.60 °C. En la parte oeste se encuentran temperaturas bajas de alrededor de 23.60 °C. La salinidad varía de 36.20 a 36.35 ups, correspondiendo los valores más bajos a la zona donde se tienen las temperaturas más bajas (Fig. 3.52b). En cuanto a la densidad potencial (Fig. 3.52c) se tiene una distribución similar a la temperatura, teniendo cerca de la plataforma los valores de densidad de 23.79 kg m⁻³. Al norte se tiene una distribución de isólineas en forma de semicircunferencia teniendo en el centro un valor de densidad de 23.70 kg m⁻³ y aumentando hacia la periferia.

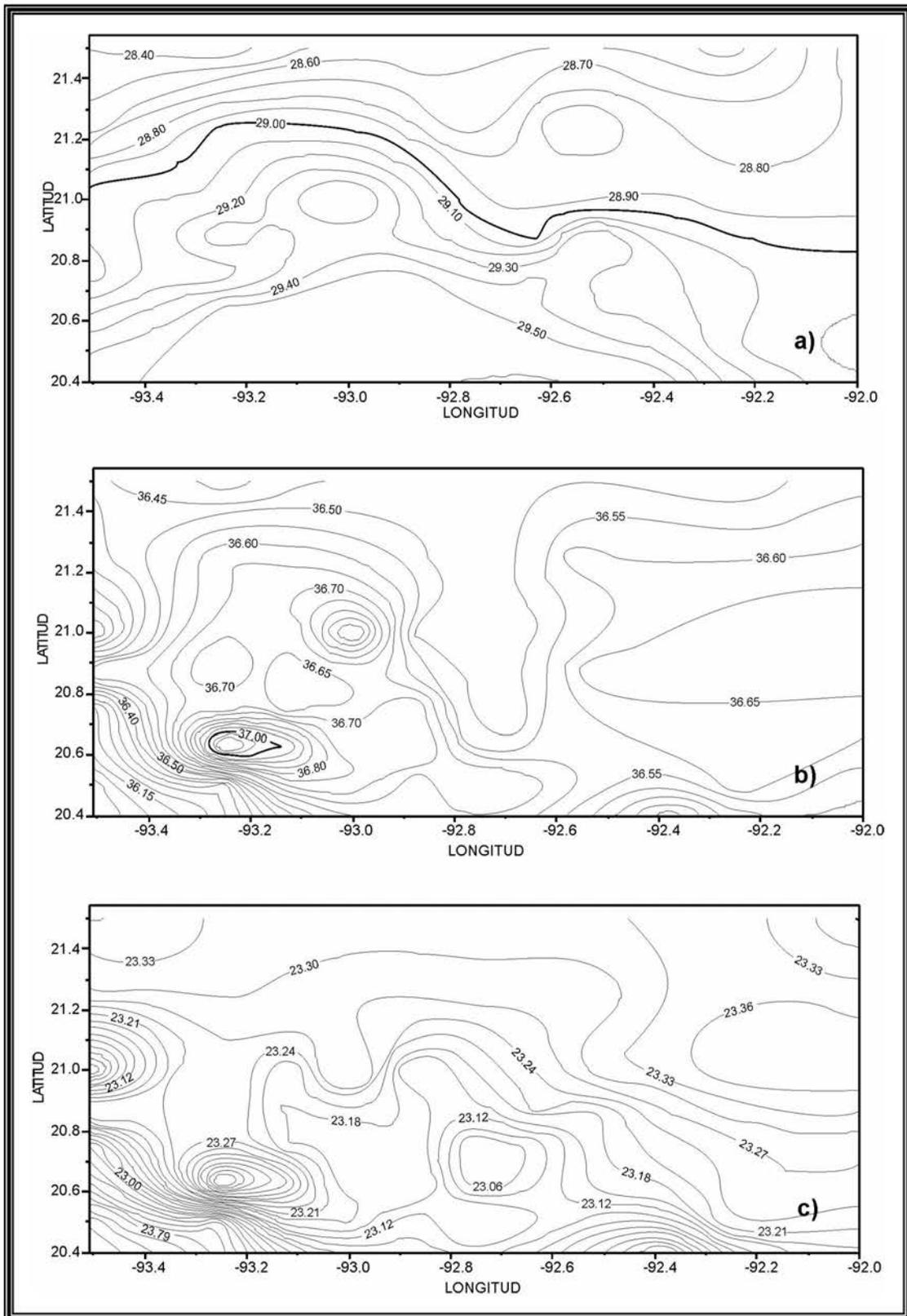


Figura 3.51. Distribución superficial de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m^{-3})

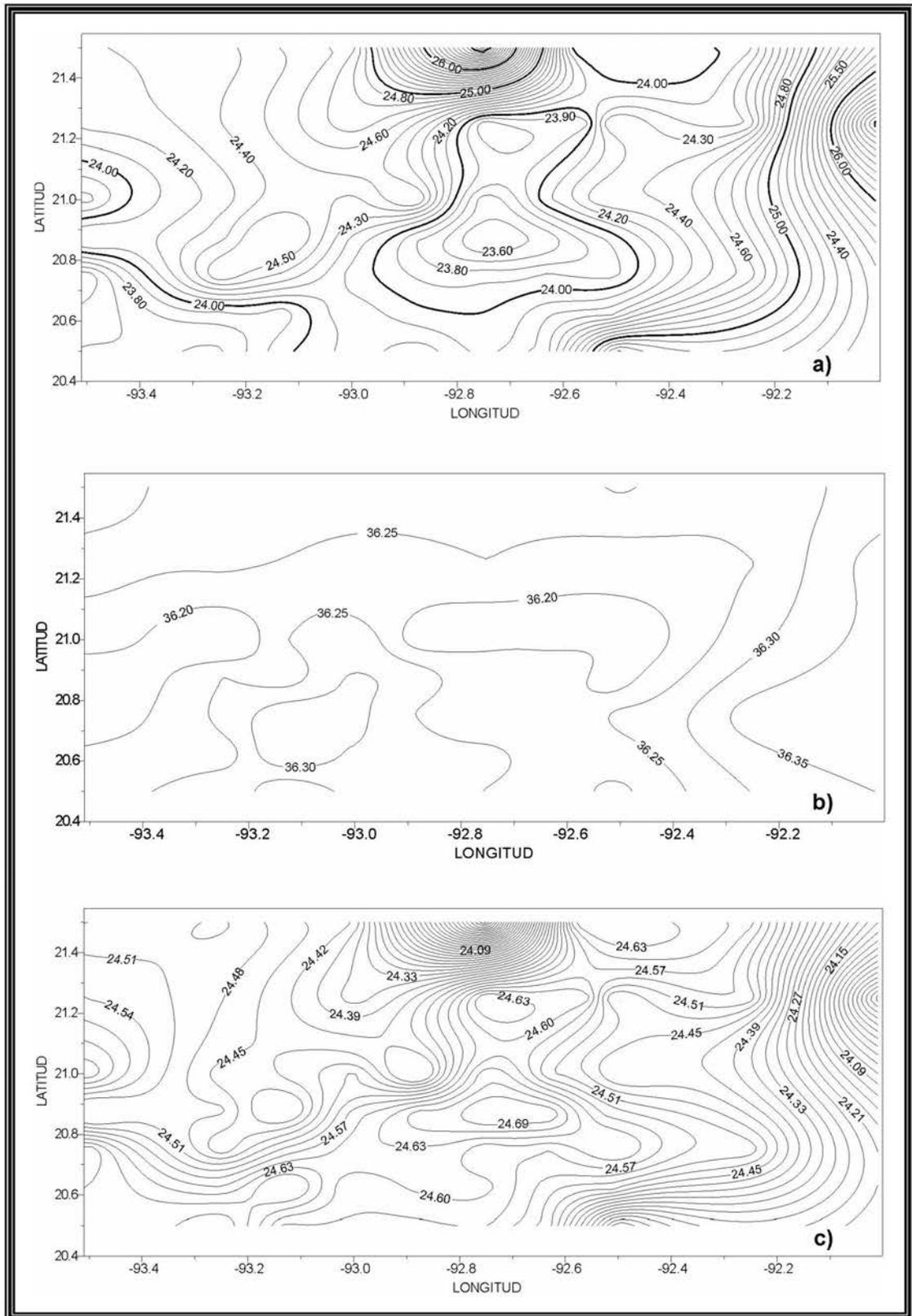


Figura 3.52. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (psu) y c) densidad potencial (kg m^{-3}) a 50 m de profundidad.

A 75 m de profundidad se tiene un núcleo frío de 21.30 °C con centro en 20.8° N, 92.6° W (Fig. 3.53a), otra zona de agua fría se encuentra en el lado oeste entre 20.8° y 21.0° N. En medio de estos núcleos fríos se tiene un núcleo relativamente cálido con una temperatura de 22.80 °C. En la parte norte se repite la distribución de isoclinas como en el caso de 50 m de profundidad, con una semicircunferencia con temperaturas altas (23.80° C) en el centro. La salinidad (Fig. 3.53b) es muy uniforme y varía de 36.25 a 36.45 ups, teniendo la mayor variación en el este del área de estudio. La densidad potencial tiene su distribución muy similar a la temperatura, con un núcleo con densidad máxima de 25.53 kg m⁻³ en el sureste, lo que corresponde al núcleo frío; así como, otro máximo en el oeste del área, en medio de éstos se encuentra un núcleo de densidad potencial, relativamente más baja (24.99 kg m⁻³). En el norte del área se tiene el mínimo de densidad de 24.69 kg m⁻³ en el centro donde las isoclinas son en forma de semicircunferencias (Fig. 3.53c).

A 100 m de profundidad se encuentra el agua relativamente más fría en el sureste cerca de la plataforma con temperatura de 19.90 °C (Fig. 3.54a), a esta profundidad se forman dos núcleos con temperatura de 21.20 y 20.90 °C. Otra porción de agua relativamente cálida se encuentra en el norte del área, con un valor máximo de temperatura en el centro de 22.10 °C, mientras que la salinidad es muy uniforme sólo tiene una pequeña variación que va de 36.30 a 36.45 ups (Fig. 3.54b). Nuevamente la densidad potencial (Fig. 3.54c) tiene una distribución similar a la temperatura, que explica su dependencia.

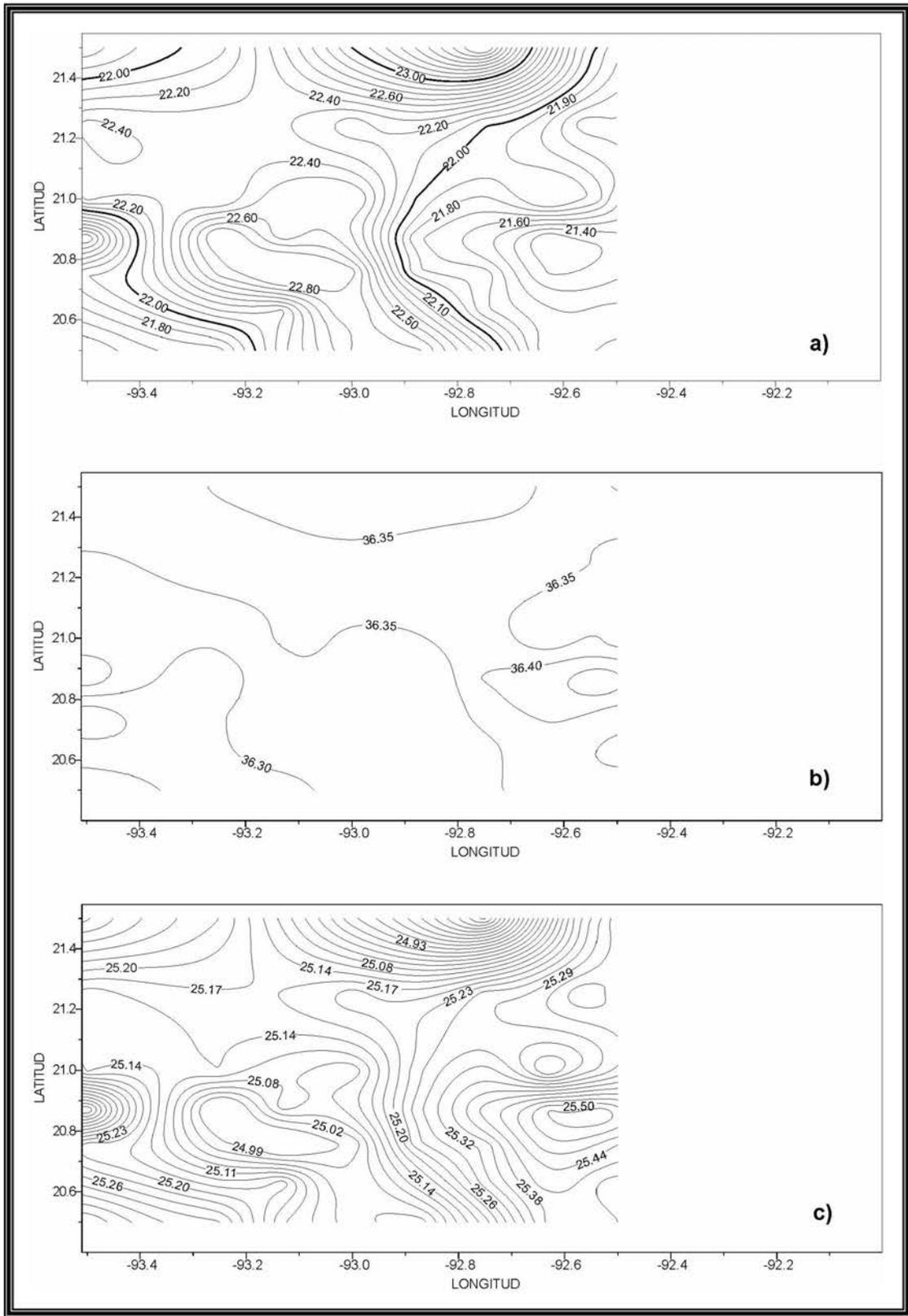


Figura 3.53. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 75 m de profundidad.

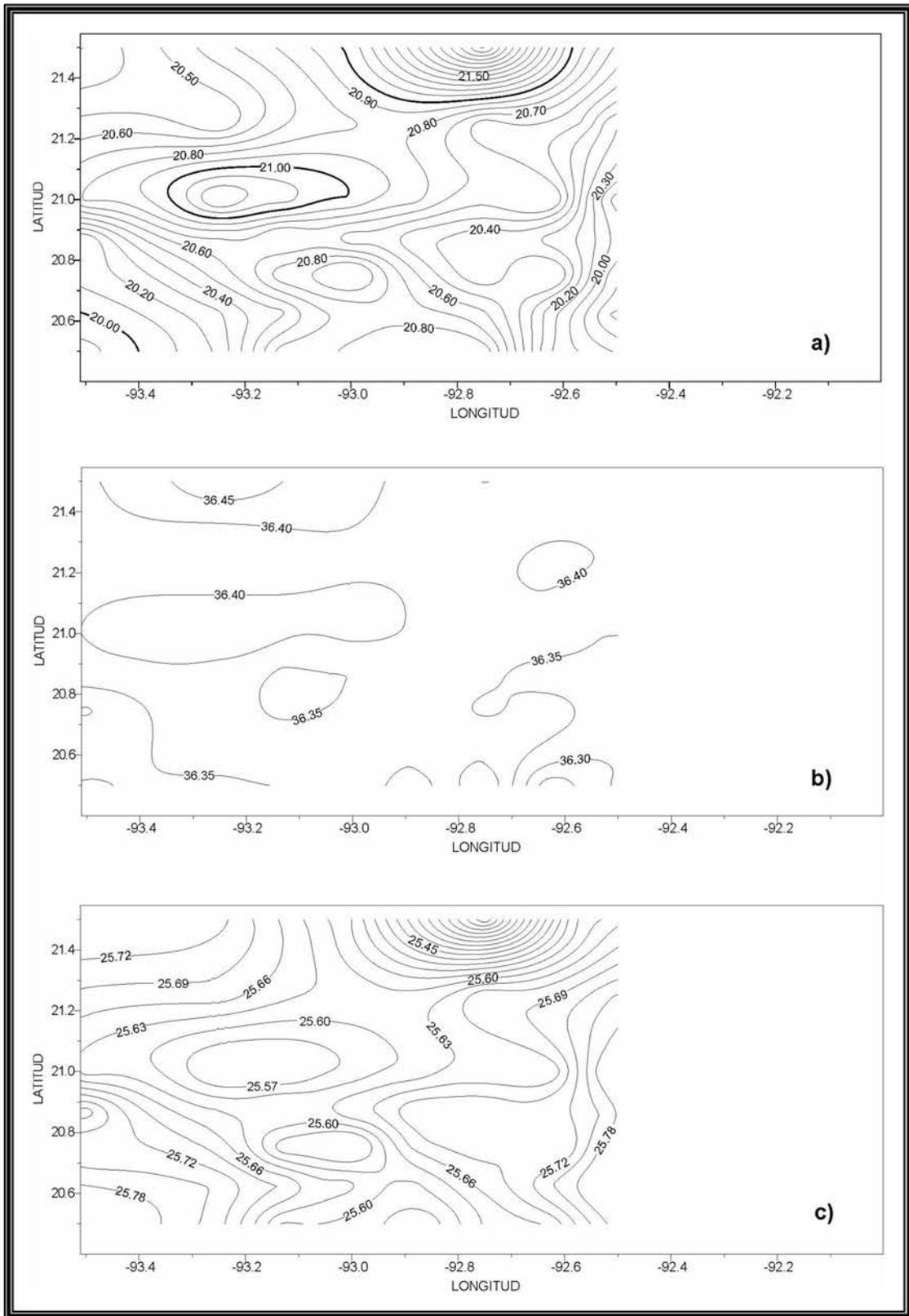


Figura 3.54. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 100 m de profundidad.

En el nivel de los 150 m de profundidad en la parte central a lo largo de 92.8° W se tienen dos núcleos, uno cálido y otro frío con temperaturas en su centro de 18.10 °C y 17.00 °C respectivamente (Fig. 3.55a). En la parte norte del área se sigue manteniendo el valor máximo de temperatura que es de 18.20 °C, las isolíneas siguen estando en forma de una semicircunferencia. Otra porción de agua fría se encuentra en la parte inferior oeste del área de estudio con una temperatura mínima de 16.60 °C. El rango de la salinidad va de 36.00 ups a 36.25 ups (Fig. 3.55b), concentrándose los mínimos de salinidad en un pequeño núcleo, el máximo de salinidad se encuentra en el norte del área. En la distribución de densidad potencial (Fig. 3.55c) se tiene dos núcleos uno con densidad baja de 26.19 kg m⁻³ en el centro y el otro con una densidad mayor, con un valor de 26.34 kg m⁻³.

A 200 m de profundidad el patrón de temperatura muestra un núcleo relativamente cálido con valor máximo de 16.10 °C (21° N, 92.6° W) (Fig. 3.56a). Al oeste de éste núcleo se tiene agua menos cálida con una temperatura de 15.30 °C. Se tiene otra zona de agua cálida al sureste del área, con una temperatura de 15.80 °C y 16.10 °C para el área que se encuentra más cerca de la costa y que tiene un gradiente térmico mayor. El agua más fría está al suroeste del área con una temperatura de 14.90 °C.

La salinidad (Fig. 3.56b) tiene una distribución muy homogénea con valores que van de 35.85 ups a 35.95 ups. La distribución de densidad potencial (Fig. 3.56c) muestra un núcleo de baja densidad (26.49 kg m⁻³) que corresponde al núcleo de mayor temperatura antes descrito. El agua más densa se encuentra en los extremos de la parte oeste del área de estudio con un valor de 26.58 kg m⁻³. Al sureste se tienen otras dos zonas de menor densidad potencial 26.52 y 26.49 kg m⁻³.

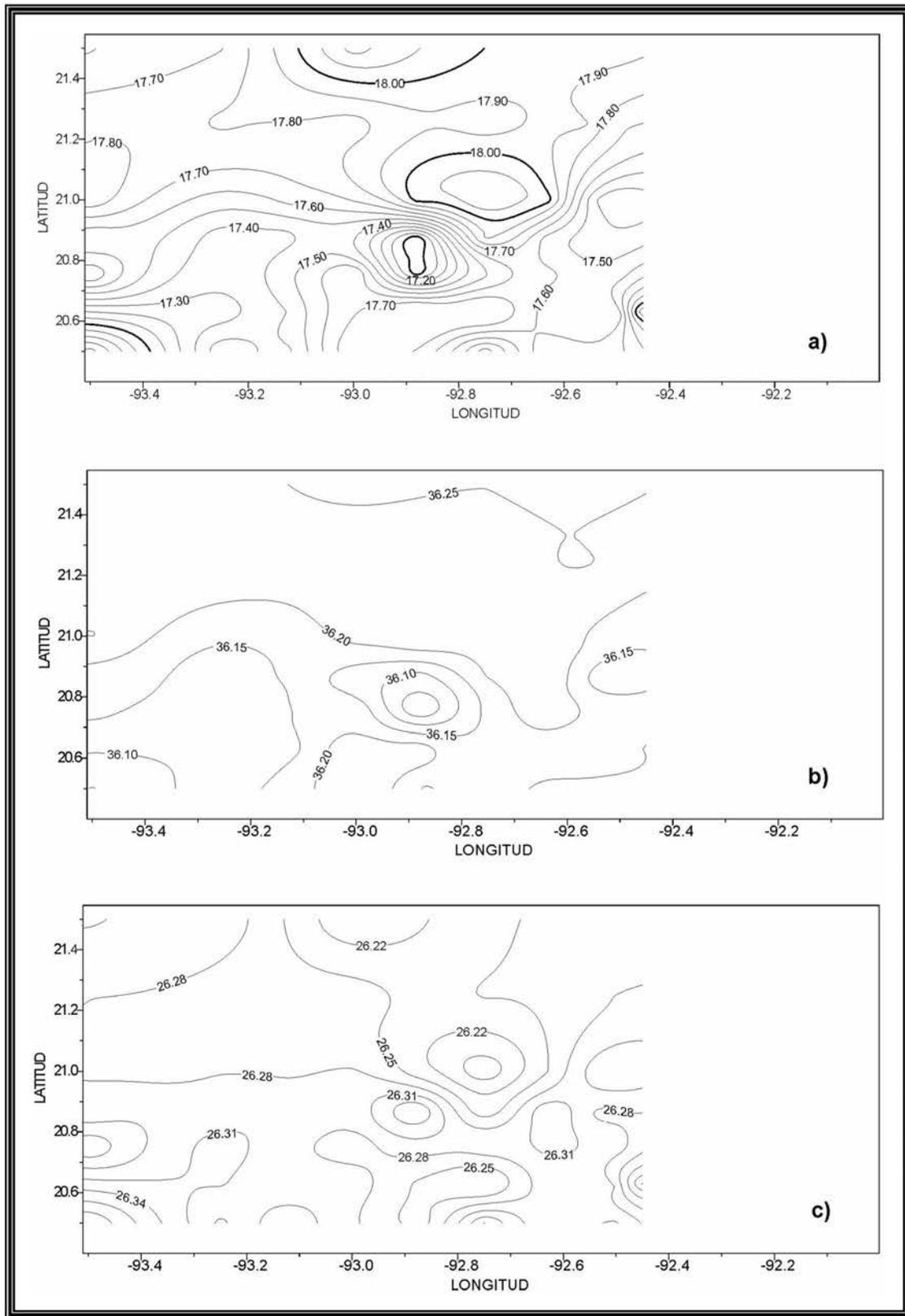


Figura 3.55. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 150 m de profundidad.

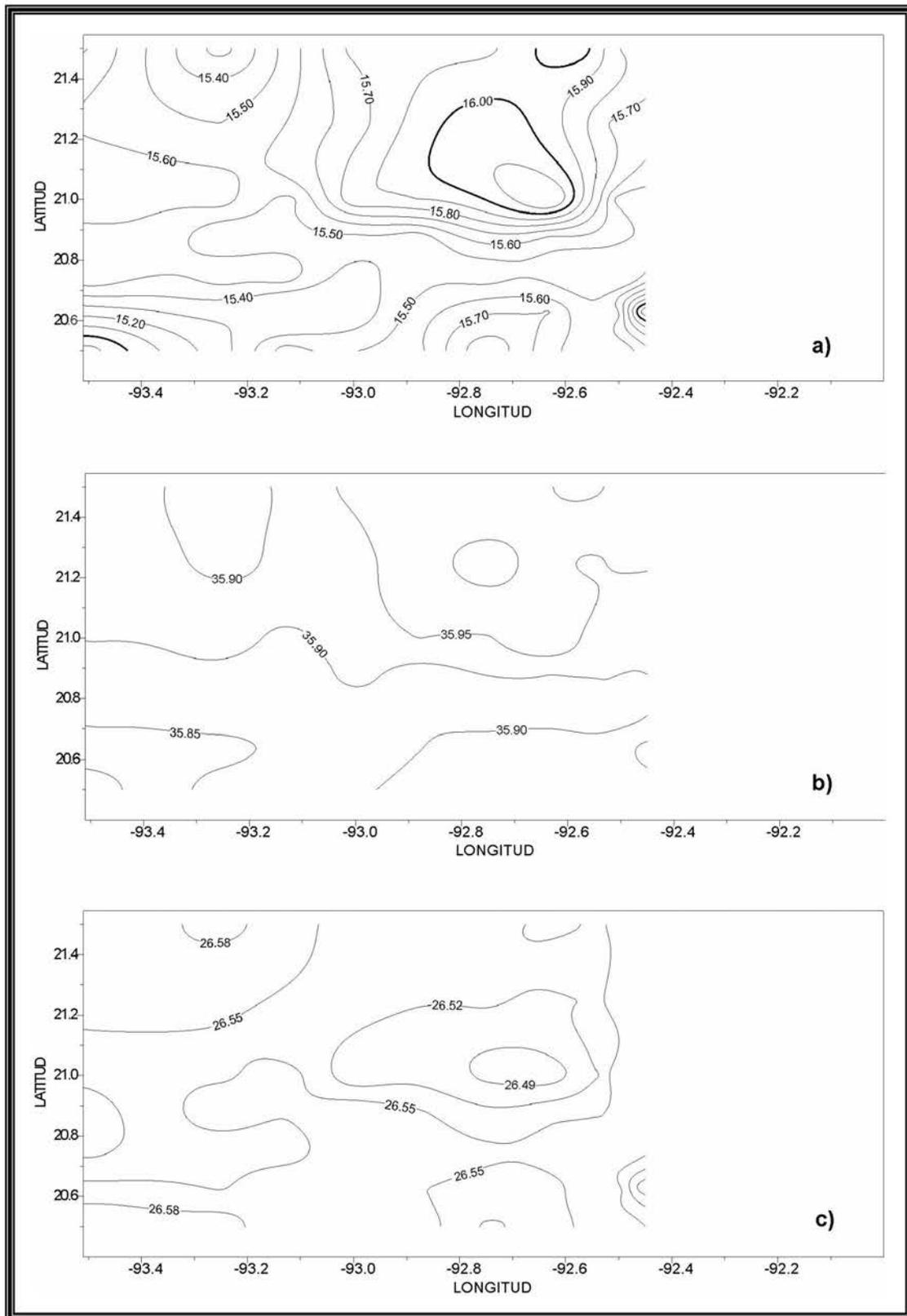


Figura 3.56. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 200 m de profundidad.

A 300 m de profundidad se tiene un núcleo relativamente cálido con una temperatura de 13.10 °C, característico de una circulación anticiclónica (Fig. 3.57a). La salinidad tiene el máximo de 35.50 ups ubicado en donde se encuentra el núcleo cálido, el mínimo de salinidad de 35.35 ups se ubica en el área del agua más fría (Fig. 3.57b). La densidad potencial tiene una distribución de tal forma que donde se tiene la mayor temperatura se encuentra el mínimo que es de 26.79 kg m⁻³ y donde se tiene la menor temperatura está la densidad potencial mayor, siendo esta de 26.85 kg m⁻³ (Fig. 3.57c).

A partir de 600 m de profundidad el agua más cálida se encuentra al sureste con una temperatura máxima de 7.60 °C mientras que al noroeste se encuentra el agua más fría con una temperatura de 7.30 °C. La salinidad y densidad potencial tienen una distribución homogénea con valores de 34.85 ups y 27.23 kg m⁻³ respectivamente.

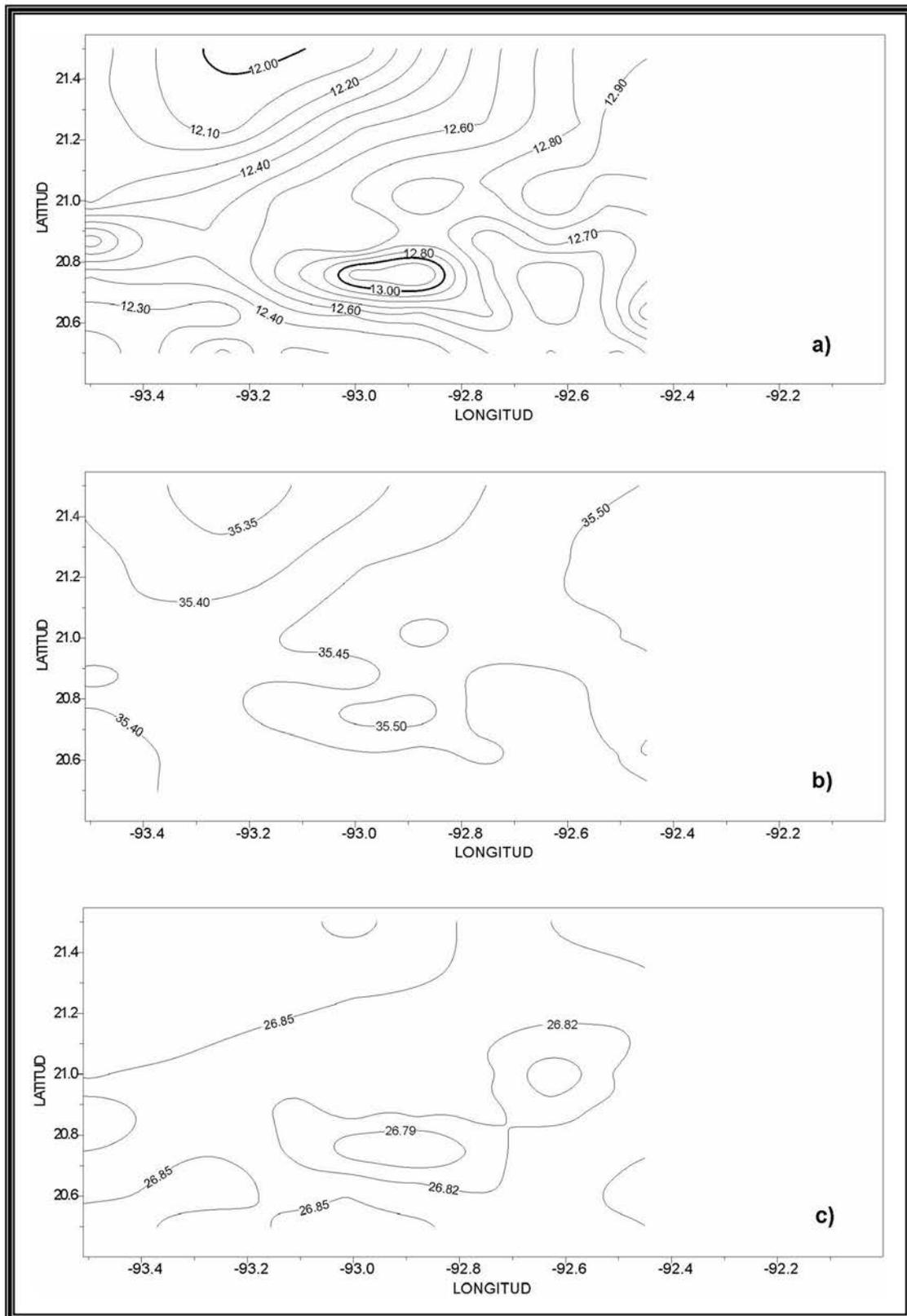


Figura 3.57. Distribución de: a) temperatura (°C), b) salinidad (ups) y c) densidad potencial (kg m⁻³) a 300 m de profundidad.

3.2.5. Topografía de la isoterma de 15 °C

Mediante la topografía de la isoterma de 15 °C (Fig. 3.58) se identificaron 3 pequeños giros anticiclónicos y tres pequeños giros ciclónicos. Dividiendo el área en Este y Oeste y analizando la parte oeste, se tiene un sistema ciclón-anticiclón-ciclón observándolo de norte a sur, mientras que en el este se tiene un sistema anticiclón-ciclón-anticiclón.

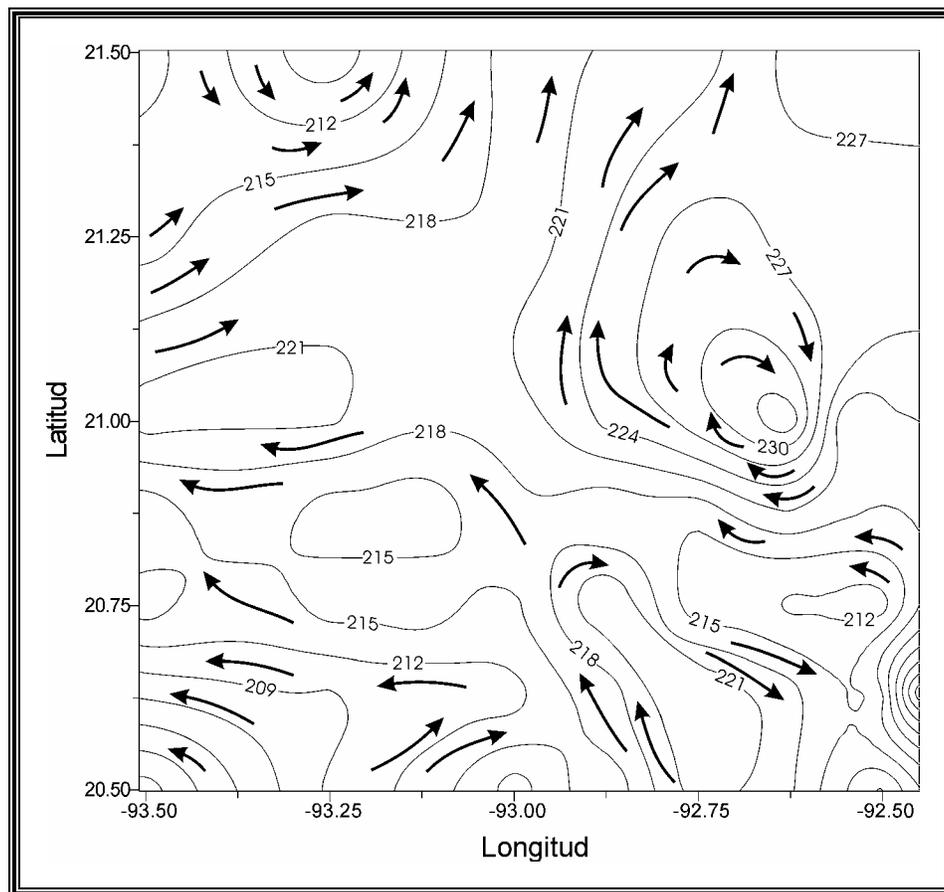


Figura 3.58. Topografía de la isoterma de los 15 °C. Las flechas representan la circulación y no están a escala

3.2.6. Corrientes geostróficas

3.2.6.1. Campos horizontales de la velocidad geostrófica

En la superficie, a 50 y 75 m de profundidad (Figs. 3.59, 3.60 y 3.61) se tiene un patrón de circulación anticiclónica con velocidades en la periferia que van de 15 cm s^{-1} hasta 25 cm s^{-1} . El centro del anticiclón se localiza en la parte con mayor relieve topográfico.

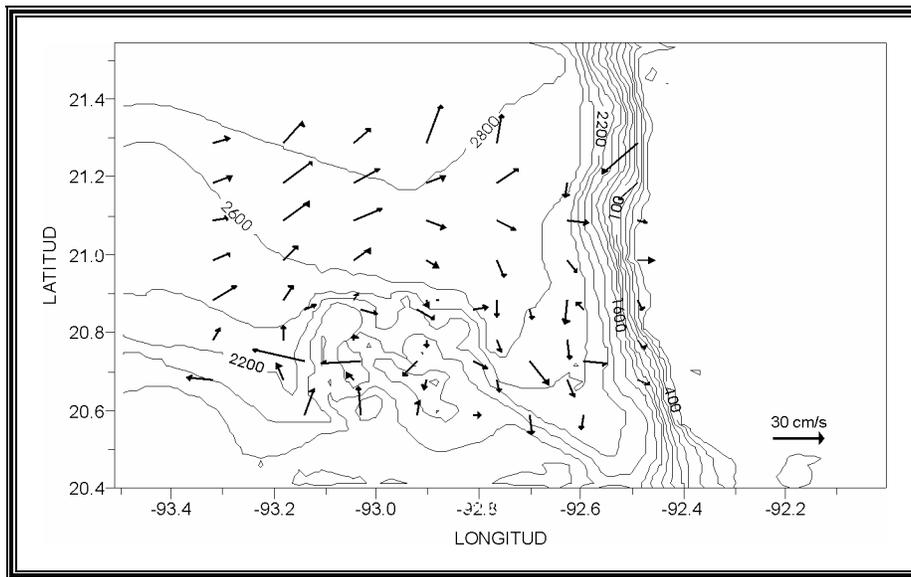


Figura 3.59. Patrón superficial de circulación geostrófica relativa a 1000 db.

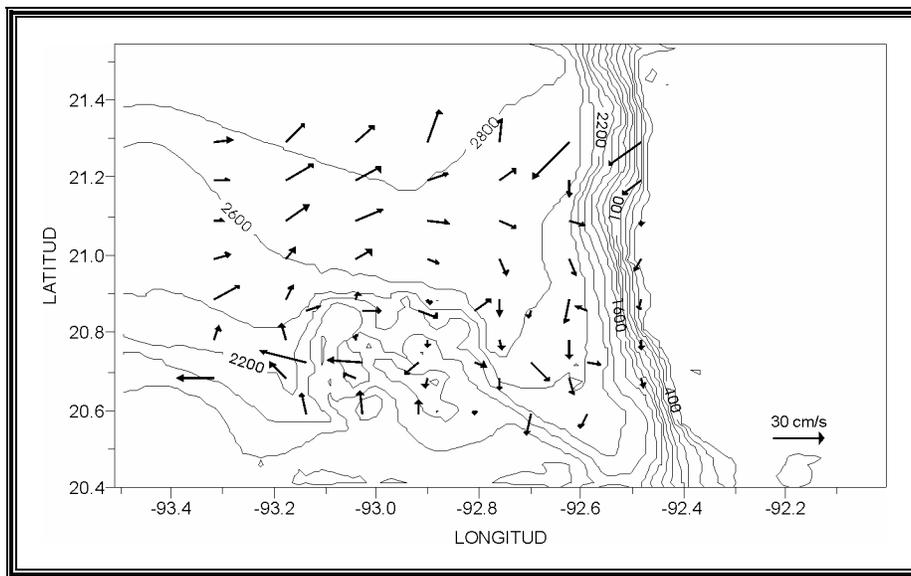


Figura 3.60. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 50 m de profundidad.

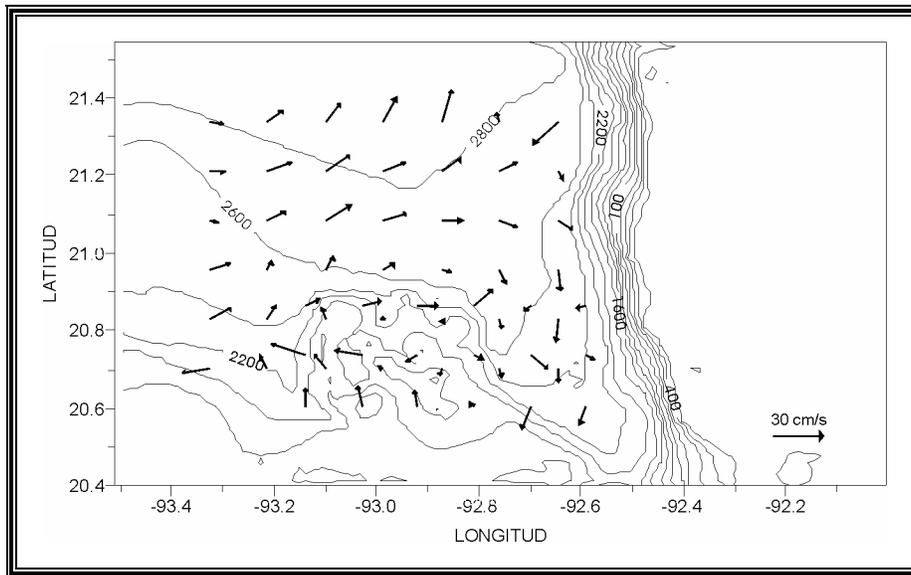


Figura 3.61. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 75 m de profundidad.

A 100 m de profundidad el patrón de corrientes es el mismo, con una velocidad menor (Fig. 3.62). A 150 m de profundidad la velocidad disminuye a 12 cm s^{-1} nuevamente en la periferia del giro (Fig. 3.63).

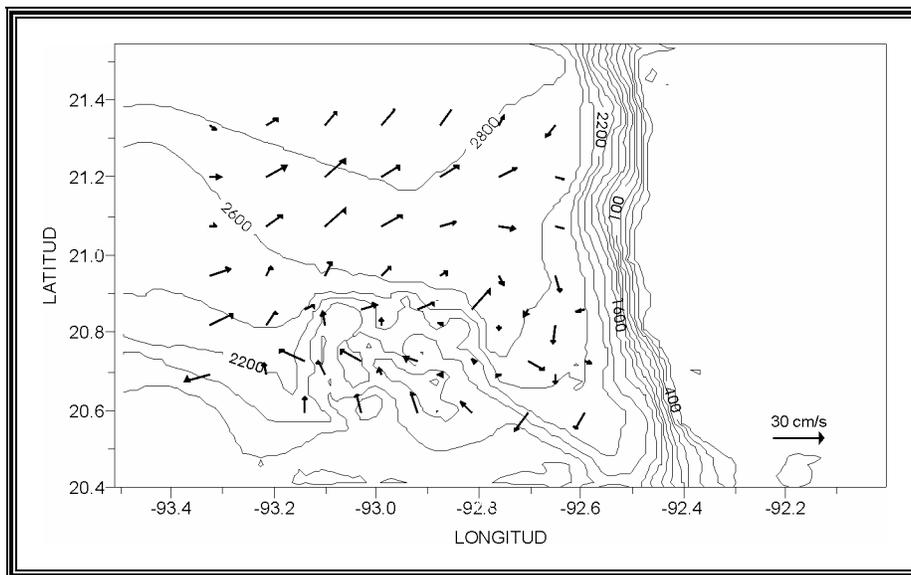


Figura 3.62. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 100 m de profundidad.

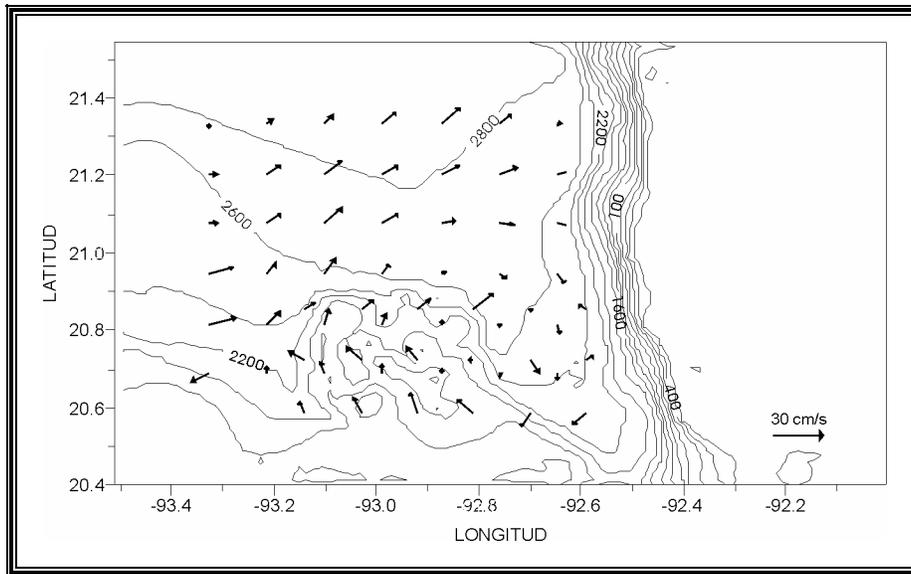


Figura 3.63. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 150 m de profundidad.

A una profundidad de 200 m (Fig. 3.64) la velocidad disminuye y alcanza una velocidad promedio en la periferia de 10 cm s^{-1} y a 300 m de profundidad la velocidad es de 8 cm s^{-1} (Fig. 3.65). A 600 m la velocidad geostrófica promedio en toda el área es de aproximadamente 3 cm s^{-1} (Fig. 3.66). En todos los niveles se conserva la estructura anticiclónica de la circulación.

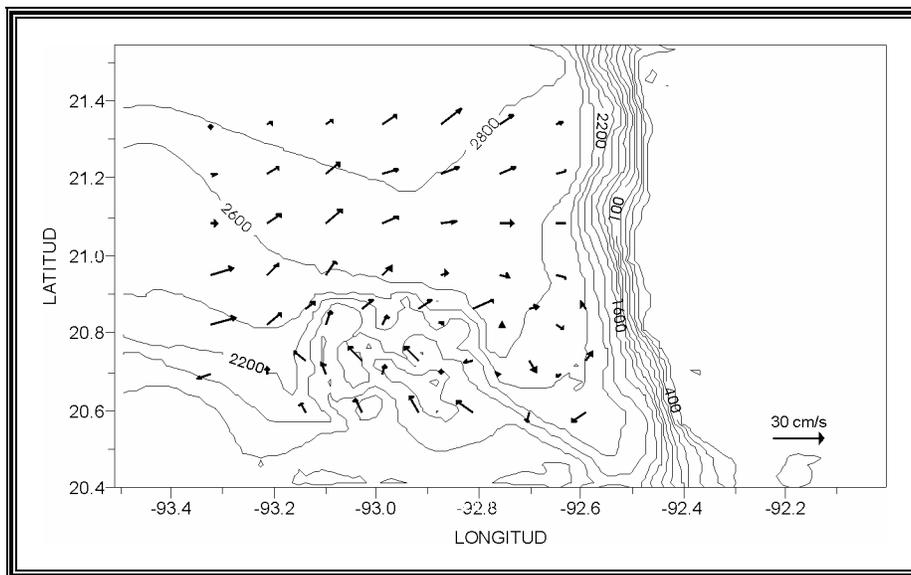


Figura 3.64. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 200 m de profundidad.

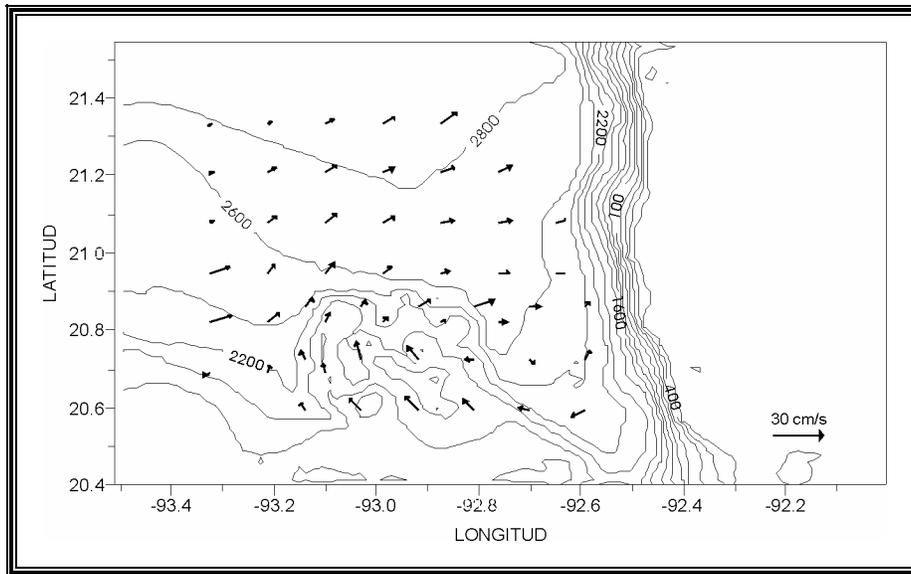


Figura 3.65. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 300 m de profundidad.

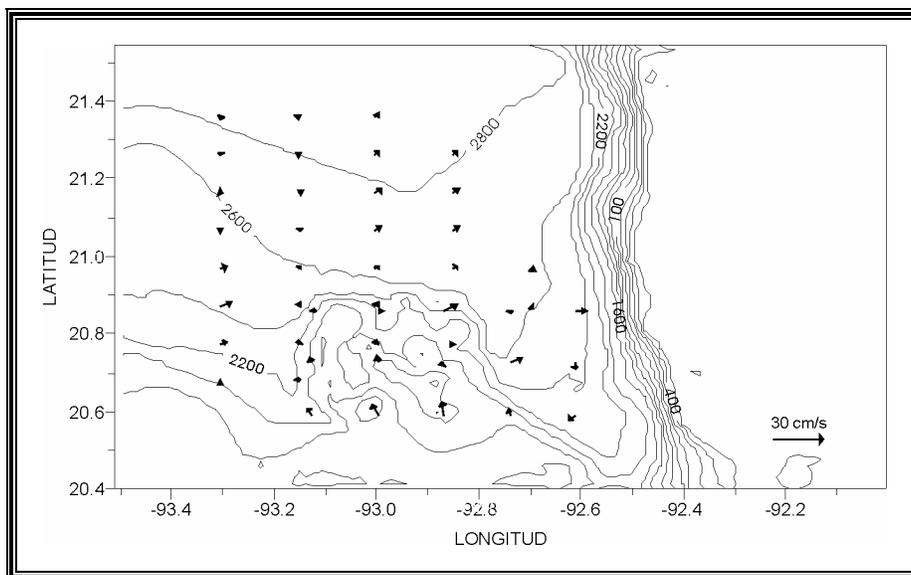


Figura 3.66. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 600 m de profundidad.

3.2.6.2. Velocidad geostrofica en las secciones verticales

De la misma manera que la campaña anterior, se analizaron dos secciones transversales de velocidad geostrofica relativa a 1000 db, uno en el extremo norte y otro en el oeste del área de estudio. El intervalo de contorno de las isotacas (líneas de igual

rapidez) es de 5 cm s^{-1} . La componente norte-sur de la velocidad geostrófica del transecto zonal localizado en la parte norte (Fig. 3.67a), muestra un intercambio de masa hacia el norte (valores positivos) alcanzando velocidades de hasta 35 cm s^{-1} en la capa superficial y disminuyendo hacia mayor profundidad, localizándose la velocidad de 5 cm s^{-1} hasta una profundidad de aproximadamente 400 m . En el lado este, la corriente es hacia el sur (valores negativos) con magnitudes de velocidad superficial que alcanza los 35 cm s^{-1} . En el extremo este de dicha sección vertical se tiene una componente hacia el sur con velocidades máximas de 5 cm s^{-1} . De acuerdo a esta representación se infiere la presencia de un giro anticiclónico con centro entre las estaciones 3 y 4.

El siguiente transecto analizado fue el meridional que está localizado en la parte oeste del área de estudio (Fig. 3.67b), aquí las isotacas muestran que existe un intercambio de masa de tal forma que en la proximidad a la estación 32 se tiene una corriente que va hacia el oeste (valores negativos), con valores máximos de 25 cm s^{-1} , mientras que para el resto de las estaciones el agua se mueve hacia el este (valores positivos) con velocidades máximas de 15 cm s^{-1} , considerando por tal motivo la posible presencia de un giro anticiclónico.

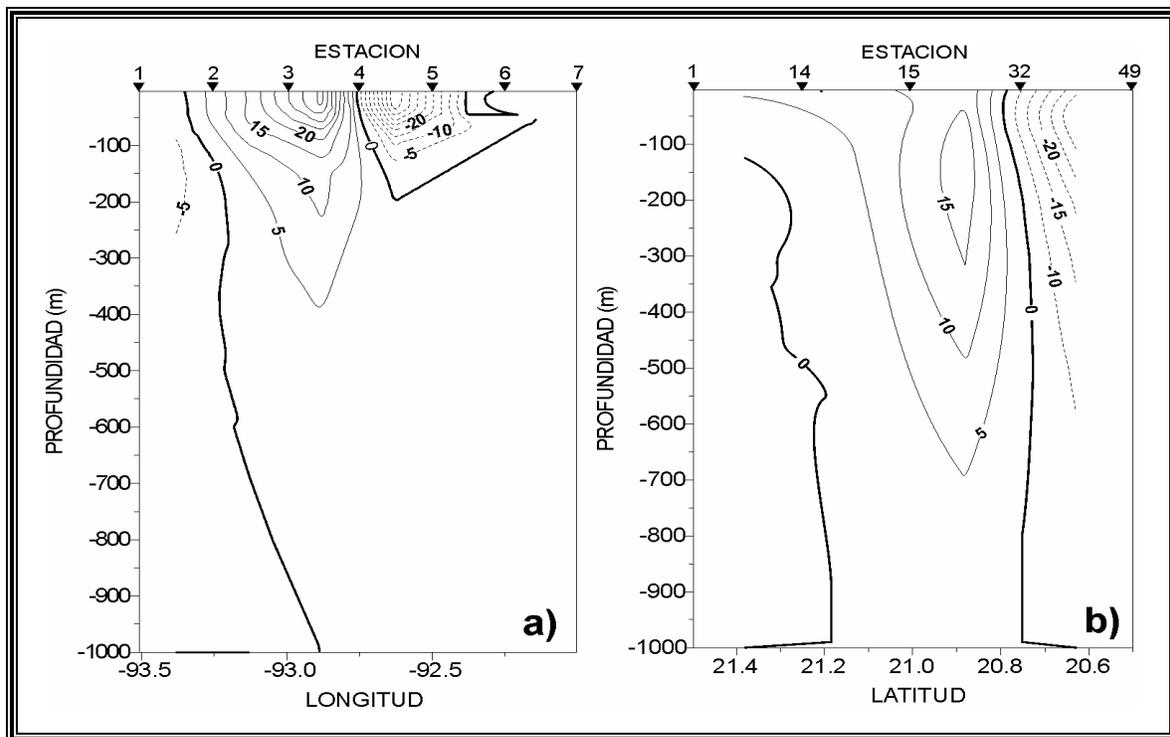


Figura 3.67. Sección vertical de la velocidad geostrófica relativa a 1000db: a) transecto zonal (extremo norte) y b) transecto meridional (extremo oeste).

3.2.7. Componente vertical de la vorticidad relativa

De los resultados obtenidos del cálculo de la componente vertical de la vorticidad relativa a 50 m de profundidad, se observa que se tienen valores negativos de la vorticidad relativa en todo el cañón, coincidiendo donde se había descrito una circulación anticiclónica anteriormente. Cerca de la plataforma se tiene vorticidad positiva, así como, en la parte norte y suroeste del área (Fig. 3.68).

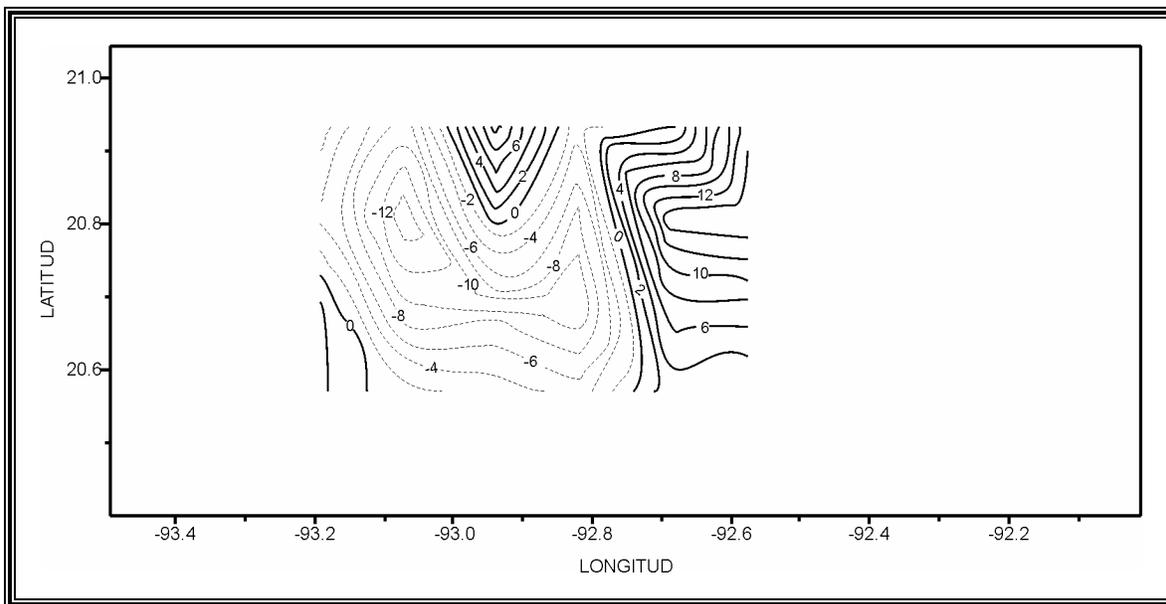


Figura 3.68. Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-6} s^{-1}) a 50 m de profundidad.

A 150 m de profundidad (Fig. 3.69), la componente vertical de la vorticidad muestra valores negativos, estando limitado hacia el este y oeste por valores positivos de la vorticidad.

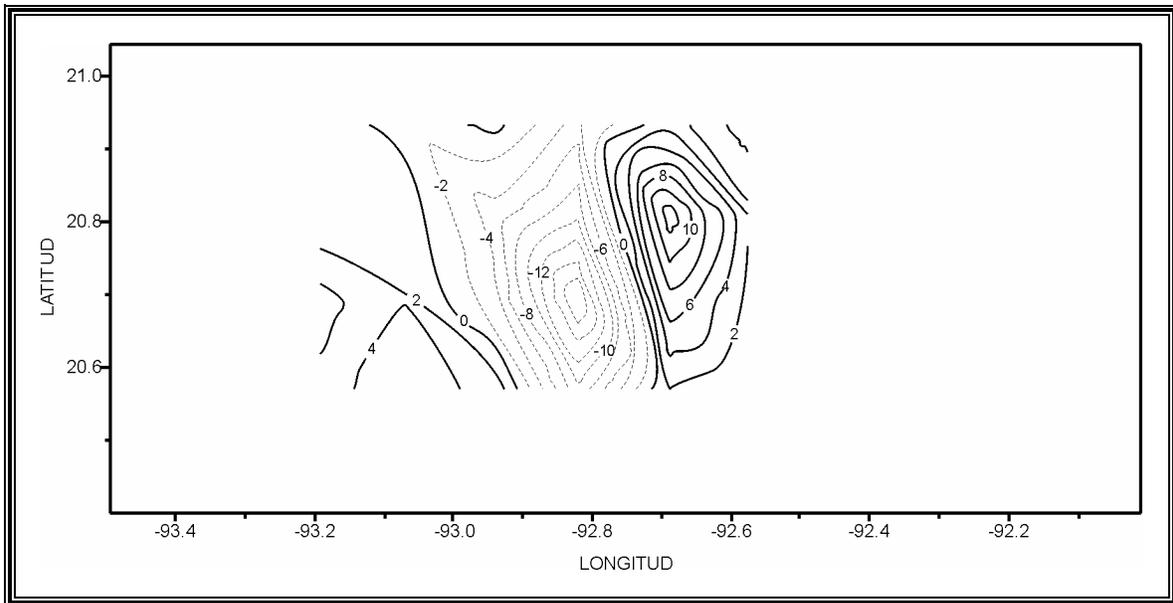


Figura 3.69. Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-6} s^{-1}) a 150 m de profundidad.

En el nivel de los 300 m de profundidad se observa que la vorticidad negativa se encuentra hacia el sur, quedando completamente limitada tanto por el este como por el oeste por valores positivos de vorticidad (Fig. 3.70).

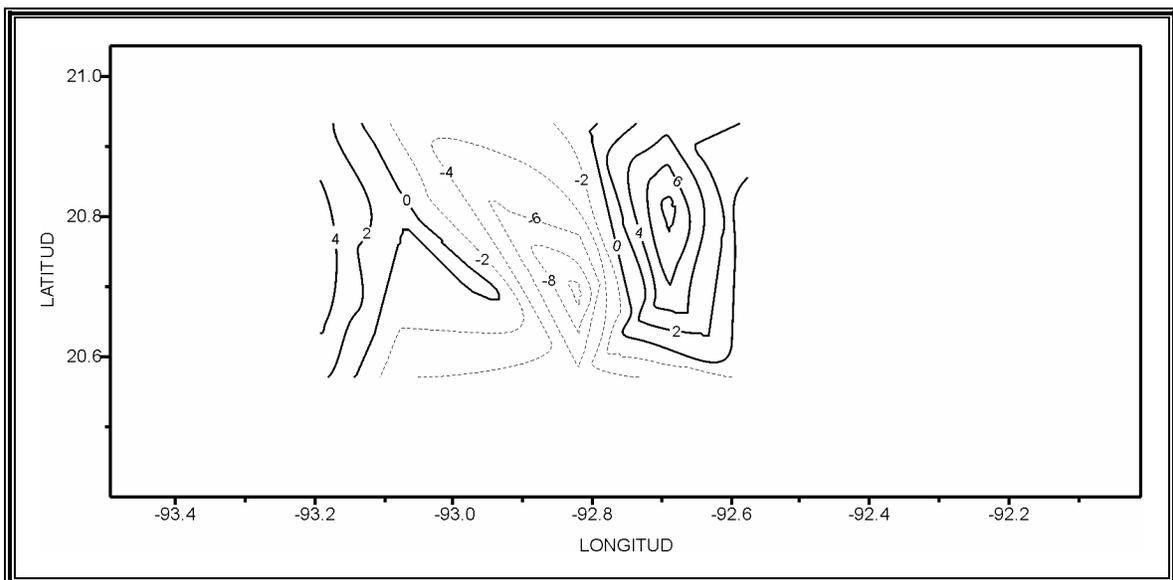


Figura 3.70. Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-6} s^{-1}) a 300 m de profundidad.

La componente vertical de la vorticidad relativa en la sección vertical de latitud 20.94° N (Fig. 3.71a) tiene valores negativos de la vorticidad en el centro desde una profundidad de 50 hasta 700 m aproximadamente y en los extremos este y oeste se encuentran vorticidades positivas. En la latitud 20.81° N (Fig. 3.71b) es mayor el área que abarca la vorticidad negativa que representan la circulación anticiclónica. Observando las latitudes 20.69° N y 20.57° N (Figs. 3.71 c, d) la vorticidad anticiclónica o vorticidad negativa se encuentra desplazada hacia el este. En este transecto no se observa la vorticidad positiva que llega hasta los 150 m aproximadamente y esto coincide con el menor espesor de la capa de mezcla y la máxima intrusión de la Corriente de Lazo en verano (Whitaker, 1971; Robinson, 1973; Leipper, 1979; Maul, 1975; Behringer *et al.*, 1977; Molinari *et al.*, 1978).

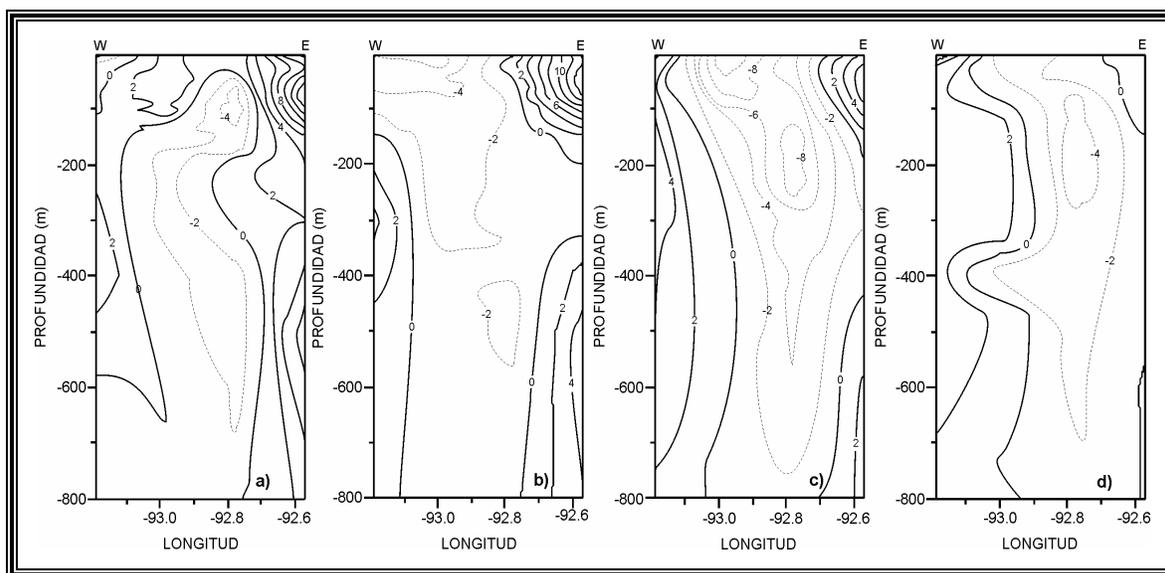


Figura 3.71. Sección vertical de la componente vertical de la vorticidad relativa ($10^{-6}s^{-1}$) a través de la latitud: a) 20.94° N, b) 20.81° N, c) 20.69° N y d) 20.57° N.

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN

Los diagramas T-S revelan tres masas de agua que se presentaron en la zona del Cañón de Campeche durante las dos campañas oceanográficas. El Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM) que se debe a la mezcla convectiva, durante el invierno (Elliott, 1982), esto es debido a la presencia de los frentes fríos atmosféricos ("nortes") en el Golfo de México que generan una pérdida de calor sensible y latente en las capas superiores, que conlleva a una disminución de la temperatura. El agua se vuelve más densa y tiende a hundirse y se mezcla con agua de menor salinidad, por lo que ésta agua se caracteriza por tener salinidades y temperaturas de 36.40 ups y de 22 °C respectivamente (Nowlin, 1972).

El Agua Común del Golfo (ACGM) también tiene como uno de los mecanismos de formación al proceso de mezcla, debido a que los movimientos convectivos afectan la máxima estabilidad estática, asociada con la parte superior de la termoclina principal (Elliott, 1982). Sin embargo, ésta mezcla sólo afecta la capa superior, por lo que la explicación dada por Vidal *et al.* (1992) justifica la presencia de esta agua a mayor profundidad, asociándola al mecanismo de colisión de un giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental en el oeste del Golfo de México, dando lugar a una zona de divergencia y convergencia horizontal, adquiriendo así su salinidad y temperatura características, las cuales son alrededor de 36.40 ups y 22.5 °C. Continuando con la distribución vertical de las masas de agua, en la capa intermedia (800 m) se encuentra un remanente del Agua Intermedia Antártica (AIA), con salinidades alrededor de los 34.88 ups. Por remanentes del AIA se entiende agua cuyas características termohalinas originales se han modificado debido a su recorrido, entran al Mar Caribe distribuyéndose en toda la región, encontrándose en el Canal de Yucatán con salinidad de 34.85 ups, localizándola finalmente en la Bahía de Campeche. La disminución de la salinidad se debe a la difusión a lo largo de su trayectoria de este a oeste a través del Mar Caribe (Gordon, 1966).

Para la época de fines de nortes PROMEBIO IV (abril - mayo 2001) las características hidrográficas que se observaron fueron una capa de mezcla de 45 m de

espesor, teniendo una temperatura superficial de 26.00 °C. Las isolíneas muestran la formación de un giro anticiclónico subsuperficial desde 50 m hasta una profundidad de 300 m.

Para la campaña de junio de 2002 (PROMEBIOVI) que es época de fin de secas se tiene una capa de mezcla de 25 m, más delgada que durante la época de nortes como es de esperarse, con una temperatura superficial de 29.00 °C. De igual manera se observa el hundimiento de las isolíneas que manifiestan un giro anticiclónico desde una profundidad de 50 m hasta los 300 m.

Los resultados de Salas de León *et al.* (2004) para la campaña realizada en agosto de 1999, época de secas, muestran una capa de mezcla de 40 m de espesor, con una temperatura superficial de 29.00° C similar a la que se observó en la campaña de junio de 2002, ambas corresponden a la época de secas. En los resultados de estos autores el giro anticiclónico subsuperficial es visible desde aproximadamente 40 m hasta una profundidad de 300 m, profundidades similares a las encontradas en este trabajo.

La distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial confirman la presencia de un giro anticiclónico subsuperficial, el cual tiene valores altos de temperatura y salinidad con valores bajos de densidad potencial tanto en el trabajo reportado por Salas de León *et al.* (2004) en agosto de 1999 como en los resultados obtenidos para las dos campañas analizadas (abril-mayo de 2001 y junio de 2002). Los resultados obtenidos en este trabajo coinciden también con los de Salas de León *et al.* (2004) con la presencia de un giro ciclónico en todos los casos.

De igual manera Salas de León *et al.* (2004) ponen de manifiesto el levantamiento de las isolíneas en el lado este del área de estudio, del lado de la plataforma; debido probablemente al efecto de afloramiento inducido por la pendiente del talud continental. Característica en común a las campañas analizadas en esta tesis.

El patrón de velocidad geostrófica a una profundidad de 75 m es similar al patrón de velocidades en los niveles anteriores pero con mayor intensidad, esto debido a que a ésta profundidad se siente el efecto de las paredes del cañón; el agua normalmente debería de fluir a lo largo del eje del cañón, lo que en este caso si sucede y hacia abajo; esto se podría inferir de la profundidad de las isotermas e isohalinas entre 60 y 90 m de profundidad; al llegar una gran cantidad de agua al cañón se comporta hidráulicamente como un canal por lo que el fluido se ve forzado a aumentar su velocidad.

En cuanto a las velocidades geostróficas para la campaña de abril-mayo de 2001 que representa época de fines de norte, se tiene que el máximo de la velocidad es de 20 cm s^{-1} , el giro anticiclónico esta centrado en 20.9° N y 92.75° W con un diámetro de 62 km. Para la campaña de junio de 2002 época de secas, se tiene un máximo de velocidad geostrófica de 40 cm s^{-1} , el giro anticiclónico se localiza en 20.8° N y 93.0° W con un diámetro de 83 km aproximadamente. Salas de León *et al.* (2004) reportan velocidades geostróficas de 20 cm s^{-1} como máximo para la época de agosto de 1999, localizándose el giro anticiclónico en $20^\circ 40' \text{ N}$ y 93° W , con un diámetro aproximado de 70 km. Considerando las dimensiones de los giros anticiclónicos y tomando en cuenta que el ancho del cañón es de 30 km en el centro, el giro anticiclónico observado es aproximadamente 2 veces más grande que el ancho del cañón.

Díaz Flores (2004) estudió el patrón de circulación de la Bahía de Campeche usando un perfilador de corrientes acústico Doppler (ADCP), durante una campaña realizada en agosto-septiembre de 1996. Dentro de las características más importantes observó un giro anticiclónico de forma elíptica en el sureste de la bahía, próximo al Cañón de Campeche y la intensificación de la corriente en el talud al noroeste del cañón. Sus resultados muestran que la componente vertical de la vorticidad tiene valores negativos en la zona del cañón lo cual coincide con los resultados obtenidos en este trabajo donde se encontró la circulación anticiclónica, mientras que cerca de la plataforma se tienen vorticidades positivas. Díaz Flores (2004) obtuvo valores de vorticidad del orden de 10^{-7} s^{-1} , las vorticidades obtenidas en esta tesis son de valores de 10^{-6} s^{-1} , la diferencia en el valor puede ser debido a que en el caso de este estudio la vorticidad se calculó a partir de velocidades geostróficas, por lo que la diferencia es atribuible a procesos ageostróficos.

Resultados de modelos analíticos de flujos sobre cañones (Klinck, 1989; Hughes *et al.*, 1990) sugieren que el ancho dinámico es un parámetro crítico en la determinación de la naturaleza de la circulación dentro del cañón. Para determinar el efecto del cañón sobre las corrientes se necesita conocer el radio de deformación interna de Rossby. A partir de los resultados del espesor de la capa de mezcla y de la profundidad total se puede calcular el radio de deformación interna de Rossby o modo baroclínico como (Pedlosky, 1979):

$$L_{Ri} = \frac{\sqrt{g' H_i}}{f}$$

Donde H_i es el espesor de la capa de mezcla la cual es aproximadamente de 45 m y

$g' \left[= g \left(\frac{\rho_0 - \rho_1}{\rho_0} \right) \right]$ es la gravedad reducida; en g' , ρ_0 es la densidad promedio. Con

datos de una estación en el centro del cañón se obtiene:

$$\sigma_{t45} = 24.74; \quad \rho_{45} = 1.02474$$

$$\sigma_{t45-300} = 26.74; \quad \rho_{45-300} = 1.02674$$

Y

$$g' = 9.81 \times \left(\frac{1.02474 - 1.02674}{1.02474} \right) = 0.01914 \text{ ms}^{-2}$$

Con lo que el radio de deformación interna de Rossby nos da:

$$L_{Ri} = \frac{\sqrt{(0.01914)(45)}}{5.141 \times 10^{-5}} = 18.05 \text{ km}$$

Por lo tanto, el efecto de la rotación de la tierra será importante y en consecuencia en el cañón se tenderán a formar giros anticiclónicos. Para escalas mucho menores que el radio de deformación, la rotación no es significativa.

Klinck (1989) propuso que un cañón angosto es aquel cuyo ancho es más pequeño que la mitad del radio de deformación interna de Rossby, en ese caso el cañón tiene un efecto fuerte sobre la circulación; mientras que, un cañón ancho distorsiona el flujo constriniéndolo a lo largo de las isobatas. Por tanto, de acuerdo al valor obtenido del cálculo del radio de deformación interna de Rossby ($\approx 18 \text{ km}$) y del ancho del Cañón de Campeche (máximo $\approx 55 \text{ km}$), el cañón puede ser considerado un cañón dinámicamente ancho, ya que el ancho del cañón es de 30 km en el centro, siendo mucho mayor que la mitad del radio de deformación interna que es de 9 km por lo tanto el flujo será a lo largo de las isobatas. En nuestros resultados vemos que las corrientes a lo largo de las isóbatas tienden a curvarse y a formar un giro anticiclónico. Un ejemplo de

este tipo de situaciones es el que se observa en el Cañón DeSoto en el norte del Golfo de México, el ancho de éste cañón es de aproximadamente 120 km, siendo éste mucho mayor que los 24 km que vale el radio de deformación interna de Rossby para dicho cañón (Huh *et al.*, 1981), correspondiendo así a un cañón ancho en el cual se ha observado una circulación anticiclónica, como en nuestro caso.

CONCLUSIONES

Durante las campañas oceanográficas Promebio IV fin de época de nortes y Promebio VI en época de fin de secas , el área del Cañón de Campeche en la capa de los 1000 m de profundidad estuvo ocupada por Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA).

El patrón de circulación geostrófica al final de la época de nortes, tiene características de una circulación anticiclónica que contiene agua cálida y de alta salinidad, y presenta una rapidez máxima de aproximadamente 20 cm s^{-1} en el agua superficial ,con el giro anticiclónico centrado en $20^{\circ} 54' \text{ N}$ y $92^{\circ} 45' \text{ W}$ con un diámetro aproximado de 62 km. En el suroeste de la zona de estudio se distingue una circulación de tipo ciclónica.

Durante la época de fin de secas, se tiene un patrón de circulación anticiclónica con un máximo de velocidad geostrófica de 40 cm s^{-1} . El giro anticiclónico se localizó en $20^{\circ} 48' \text{ N}$ y 93° W con un diámetro de 83 km aproximadamente, encontrándose también, en el suroeste de la zona de estudio una circulación de tipo ciclónica.

El signo de la componente vertical de la vorticidad relativa determina la frontera entre el par anticiclón-ciclón presentando valores negativos y positivos respectivamente.

La topografía de la región juega un papel muy importante en la presencia del par anticiclón-ciclón subsuperficial, ya que con mayor o menor intensidad se ha observado sobre el cañón.

REFERENCIAS

- Allen, S.E., C. Vindeirinho, R.E. Thomson, M.G.G. Foreman y D.L. Mackas, 2001. Physical and biological processes over a submarine canyon during an upwelling event. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58, 671-684.
- Ardhuin, F., J.M. Pinot y J. Tintoré, 1999. Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 104, 11115-11135.
- Behringer, D.W., R.L. Molinari y J.F. Festa, 1977. The variability of anticyclonic current patterns in the Gulf of México. *Journal of Geophysical Research*, 82(34), 5469-5476.
- Csanady, G.T, 1974. Barotropic currents over the Continental Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, Vol.4, No. 3, 357-371.
- Cherubin L., X. Carton, J. Paillet, Y. Morel y A. Srpette, 2000. Instability of the Mediterranean water under currents southwest of Portugal: effects of baroclinicity and topography. *Oceanologica Acta*, 23, 551-573.
- De Madron, X.D., P. Castaing, F. Nyffeler y T. Courp, 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research*, 46, 2003-2027.
- Denman, K.L. y T.M. Powell, 1984. Effects of physical processes on planktonic ecosystems in the coastal ocean. *Oceanogr. Marine Biology Annual Review*, 22, 125-168.
- Díaz Flores M.A., 2004. *Estudio de las corrientes en la Bahía de Campeche utilizando un perfilador Acústico Doopler (ADCP)*. Tesis de Maestría en Ciencias, UNAM, 67 p. México, D.F., 2004.
- Durrieu de Madron, X., 1994. Hydrography and nepheloid structure in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*, 14, 457-477.
- Eide, L.I., 1979. Evidence of a topographically trapped vortex on the Norwegian Continental shelf. *Deep-Sea Research*, 26(6A): 601-621.
- Elliot, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of México. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1292-1309.
- Fofonoff, N.P. y R.C. Millard Jr., 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. UNESCO Technical Papers on Marine Science, 44, 53 pp.
- Furnas, M.J. y T.J. Smayda, 1987. Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank. *Continental Shelf Research*, 7, 161-175.
- Gordon, A.L., 1966. *Caribbean Sea-Oceanography*, In: *The Encyclopedia of Oceanography*. R.W.Fairbridge (Ed.), 175-181pp.
- Hughes, R.L., K.N. Ofosu y B. Hickey, 1990. On the behavior of boundary undercurrents near canyons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,259 - 20,266.

- Huh, O.K., W.J. Wiesman, Jr. y L.J. Rouse Jr., 1981. Intrusión of Loop Current waters onto the west Florida continental shelf. *Journal of Geophysical Research* 86:4186-4192.
- Hunkins, K., 1988. Mean and tidal currents in Baltimore Canyon. *Journal of Geophysical Research*, 93, 6917 - 6929.
- Klinck, J.M., 1989. Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 94, 6133-6144.
- Klinck, J.M., 1988. The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow. *Journal of Geophysical Research*, 93, 509-515.
- Knauss, J.A., 1996. *Introduction to physical oceanography*. Second Edition, Prentice Hall, New Jersey U.S.A. 309 p.
- Leipper, D.F., 1970. A sequence of current patterns in the Gulf of México. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2201-2214.
- Neil Brown, 1987. *Manual del CTD Neil Brown Instruments Systems*, unidad abordo y unidad sumergible, 297 pp.
- Masó, M. y J. Tintoré., 1991. Variability of the shelf water off the northeast Spanish coast. *Journal of Marine Systems*. 1 441-450.
- Maul, G.A., 1975. *An evaluation of the use of the earth resources technology satellite for observing ocean current boundaries in the Gulf Stream system*. NOAA Technical Report. ERL. 335 aoml 18, 125 pp.
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: Hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems*, 13(1-4), 101-121.
- Molinari, R.L., J.F. Festa y D.W. Behringer, 1978. The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *Journal of Physical Oceanography*. 8(6), 987-996.
- Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León., 1990. Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*, 29(2), 101-111.
- Nowlin, W.D., 1972. *Winter circulation patterns and property distributions*. In: *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of México*. L. R. A. Capurro y J.L. Reids (Eds.) Gulf Publ. Co., 3-15.
- Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag New York, 624 pp.
- Perénee, N., J. Verron y D. Renouard, 1997. Rectified barotropic flow over a submarine Canyon. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1868-1893.
- Pond, S. y G.L. Pickard, 1978. *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press, 241 p.
- Promebio, 1999. *Procesos Oceánicos y Mecanismos de producción Biológica en el Sur del Golfo de México*. Informe de proyecto ICMyl- CONACYT B27777-G. 72 pp.

- Rasón G. y R.A. Varela, 2002. *Manual de Oceanografía Física descriptiva*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Vigo, 162 p.
- Robinson, M.K., 1973. *Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperature and depth of the top of the thermocline: Gulf of México and Caribbean Sea*. Tech. Rep. 73-78, SCRIPPS Oceanographic Institution, University of California, San Diego.
- Rosales Navarro I.S., 2003. *Circulación geostrófica en el sur del Golfo de México*. Tesis de Licenciatura, Fac. Ingeniería, UNAM, 87 p. México, D.F., junio de 2003.
- Salas de León, D.A., M.A. Monreal Gómez, M. Signoret y J. Aldeco, 2004. Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of México. *Journal of Geophysical Research*, 109, C05012, doi:10.1029/2002JC001614.
- Salas Monreal D., 2006. *Continuously stratified flow dynamics over a hollow*. Ph.D. Dissertation. Old Dominion University.
- Vazquez de la Cerda, A.M., 1975. *Currents and waters of the upper 1200 meters of the Southwestern Gulf of México*. Tesis De Maestría en Ciencias, Texas A&M University, August 1975.
- Vidal, M.V.V., F.V. Vidal y J.M Pérez Molero, 1992. Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of México. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2155-2172.
- Voorheis, G.M., K. Agarrad y L.K. Couchman, 1973. Circulation Patterns near the tail of the Grand Banks. *Journal of Physical Oceanography*, Vol.3, No. 4, 397-405.
- Wang, G.G., 2002. Variation in species composition affects fire severity within boreal mixedwood stand in southeastern Manitoba. *Forest Ecological Management* 163: 85-92.
- Weaver, P., 1950. Variation in History of continental shelves. *Bulletine of the American Association of Petrology and Geology*, 34,351-360.
- Whitaker, R.E., 1971. *Seasonal variations of the steric and recorded sea level of the Gulf of México*. Tesis de maestría, Texas A&M University.
- Zhurbas, V.M., I.S. Oh y V.T. Paka, 2003. Generation of Cyclonic eddies in the Eastern Gotland Basin of the Baltic Sea following dense water inflows: numerical experiments. *Journal of Marine Systems*, Vol. 38, No. 3-4: 323-336.