

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



ANÁLISIS DE LA VORTICIDAD EN EL CAÑÓN DE CAMPECHE, GOLFO DE MÉXICO

T E S I S

que para obtener el grado académico de

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

Presenta

Tania Santiago Arce

Director de Tesis: Dr. David Alberto Salas de León

Comité Tutorial: Dr. Raúl Aguirre Gómez
Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Dra. Martha Signoret Poillon
Dra. Elba Elsa Villanueva Urrutia

México, D.F., 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

A mis padres: *Diógenes Santiago Girón y Beatriz Arce Nájera*

Hermanos: *Jorge Remmel y Maristmeña*

y Esposo: *Gustavo Álvarez Soto*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme abrazado en mi formación universitaria conociendo la Facultad de Ciencias y el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Al Dr. David Alberto Salas de León por brindarme la oportunidad de conocer una característica del paisaje marino, guiarme a creer nuevamente en mí y en lo hermosa que es la ciencia y, de haber conocido a un gran ser humano y científico que me brindó incondicionalmente su confianza, tiempo y espacio en el principio y fin de este trabajo.

A los sinodales: Dra. Martha Signoret Poillon, Dra. Elba Villanueva Urrutia Dr. Raúl Aguirre Gómez, Dr. Víctor Manuel Mendoza, por formar parte de mi formación académica además de sus acertadas observaciones, tiempo y sugerencias durante las evaluaciones y elaboración del trabajo de Tesis.

A la Dra. María Adela Monreal Gómez porque desde el inicio de la maestría estuvo siempre conmigo ayudando a mejorar los proyectos iniciales y éste.

A María de los Ángeles Mendoza Becerril, por tu sincera amistad y consejos para alcanzar mis sueños.

A la amiga y Dra. Elizabeth Martínez Gómez por no dejarme rendir en el intento.

Al M. en C. Manuel Augusto Cabrera por que sin su apoyo académico durante la licenciatura difícilmente hubiera llegado hasta aquí.

A Elizabeth Ávila, Verónica Vega, J. Soledad Ibarra, Carlo Magno Zárate, Ricardo Colima, Erika Mojica, Sarai García, Miguel Ángel Díaz, Jorge Castro, por su grata compañía en el posgrado y ayuda para concluir este trabajo de Tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT por la beca recibida durante mis estudios de maestría.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
ANTECEDENTES	5
ZONA DE ESTUDIO	12
DATOS	14
MARCO TEÓRICO	16
Vorticidad	16
Principales Ecuaciones	18
<i>Ecuación de Conservación de Momento</i>	18
<i>Ecuación de Continuidad</i>	18
<i>Número de Froude</i>	20
<i>Número de Rossby</i>	22
ANÁLISIS DE DATOS	23
Velocidad de la Corriente	23
<i>Cálculo de la corriente</i>	23
<i>Cálculo de la vorticidad</i>	24
<i>Obtención de la velocidad vertical de la corriente</i>	25
<i>Cálculo del Número de Froude y del Número de Rossby</i>	25
<i>Estructuras hidrográficas</i>	26
RESULTADOS	27
Estructuras Hidrográficas	27
<i>Masas de Agua</i>	27
<i>Distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad potencial</i>	29

<i>Distribuciones verticales de temperatura, salinidad y densidad potencial</i>	36
Corriente, vorticidad y componente vertical de la velocidad	
Números de Froude y de Rossby	44
	61
DISCUSIÓN	63
CONCLUSIONES	67
REFERENCIAS	68

RESUMEN

Se estudió la estructura hidrográfica, el patrón de corrientes, la distribución de vorticidad relativa y los valores de los números de Froude y Rossby en el Cañón de Campeche situado en el sur del Golfo de México, a partir de datos obtenidos durante la campaña oceanográfica PROMEBIO 3 realizada en el B/O Justo Sierra de la UNAM, llevada a cabo del 17 de abril al 1 de mayo de 2000. El análisis hidrográfico se estructuró a partir de datos de temperatura, salinidad y densidad potencial obtenidos con una sonda (CTD) Niel Brown Mark III. Las velocidades de las corrientes se obtuvieron con un perfilador acústico Doppler (ADCP) de 75 kHz. Con los datos de corrientes horizontales se calculó la velocidad vertical mediante la ecuación de continuidad y con los resultados del campo de velocidades se estimó la componente vertical de la vorticidad relativa. Finalmente se aplicó un análisis objetivo para obtener una malla homogénea de parámetros hidrodinámicos, corrientes, velocidades, vorticidad y números de Froude y Rossby. De los resultados se observan la presencia de las masas de agua Agua Común del Golfo (ACGM) y el Agua Intermedia Antártica (AIA), velocidades horizontales del orden de $3 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1}$, vorticidad positiva al suroeste de la región y vorticidad negativa hacia el oeste con un orden de magnitud de 10^{-6} s^{-1} . Se observó un giro ciclónico a los 452 m de profundidad con diámetro de 21 km y velocidad acimutal máxima de 0.07 m s^{-1} . Por otra parte, se obtuvo un comportamiento de flujos ascendentes y descendentes a diferentes profundidades (20 a 500 m) en el cañón, coincidiendo con valores positivos y negativos de vorticidad, respectivamente. Finalmente, la corriente, al descender por el cañón, formó un salto hidráulico ondulante con valores de número de Froude menores de uno indicando la formación de ondas internas en el Cañón de Campeche.

ABSTRACT

The hydrographic structure, the currents, the distribution of relative vorticity, and the Froude and Rossby numbers was studied in the Campeche Canyon southern Gulf of Mexico. Data were obtained during the oceanographic cruiser PROMEBIO 3 carried out in the R/V Justo Sierra of the UNAM, from April 17 to May 1, 2000. The hydrographic data: temperature, conductivity, and pressure were obtained with a Neil Brown Mark III CTD. The speeds of the currents were obtained with an Acoustic Doppler Profiler (ADCP) of 75 kHz. The vertical speed of the currents was calculated by means of the continuity equation, and with the results of the velocity field it was obtained the vertical component of the relative vorticity. Finally an objective analysis was applied to obtain a homogeneous mesh of hydrodynamic parameters, currents, vorticity, and Froude and Rossby numbers. From the results can be observed the presence of the Gulf Common Water (GCM) and the Antarctic Intermediate Water (AAIW) water masses, horizontal speeds of the order of $3 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1}$, positive vorticity to the Southwest of the region and negative vorticity toward the West with a magnitude order of 10^{-6} s^{-1} ; a cyclonic eddy at 452 m depth with 21 km diameter and maximum azimuthally speed of 0.07 m s^{-1} . On the other hand, a behavior of upward and downward flows was obtained at different depths (20 to 500 m) in the canyon coinciding with positive and negative vorticity values, respectively. Finally, the current when descending for the canyon formed a hydraulic jump with Froude number values smaller than one indicating the formation of internal waves in the Campeche Canyon.

INTRODUCCIÓN

La vorticidad es una cantidad física ampliamente utilizada en la caracterización de la rotación de los fluidos. En el mar su estudio es de gran importancia porque está asociada con la presencia de flujos ascendentes y descendentes. Estos son de interés en la oceanografía porque transportan energía, momento, sal y propiedades químicas, geológicas y biológicas del océano como oxígeno, sedimentos en suspensión y nutrientes, entre otros (Cruz Gómez *et al.*, 2008).

Al pasar una corriente sobre un cañón submarino, se ha observado que forma giros (Klinck, 1996) y éste comportamiento se atribuye a un efecto de conservación de la vorticidad; sin embargo, el análisis directo de esta propiedad en el estudio de flujos en cañones submarinos ha sido poco usada, empleándose comúnmente un análisis indirecto del campo de movimiento relativo, en donde la componente vertical del movimiento es tan pequeña que por lo general se desprecia, quedando los movimientos verticales solamente inferidos por las distribuciones horizontales de las diferentes propiedades hidrográficas e hidrodinámicas.

A pesar de que existen en la literatura diversos estudios relacionados con las corrientes en cañones submarinos y los efectos de éstas en la dinámica de la circulación marina desarrollados con métodos indirectos (por ejemplo geostrofico) y/o de modelación (en laboratorio y numérico), éstos no emplean la totalidad de las componentes del movimiento de las corrientes marinas, por lo tanto, no existe trabajo a la fecha que permita conocer la componente vertical de la velocidad y de la vorticidad relativa calculado por un método cuasidirecto en la zona de los cañones submarinos, que incluya la totalidad del movimiento de la corriente. Más aún, no existen trabajos de este tipo desarrollados para las corrientes del Cañón de Campeche que expliquen los movimientos verticales y los efectos generados por ellos en su dinámica y, de la misma forma, que permita determinar su dinámica de forma tridimensional. Por ello, en ésta investigación se planteó el objetivo de conocer la estructura vertical del campo hidrográfico e hidrodinámico en el Cañón de Campeche y el de ver si dichos campos forman saltos hidráulicos y ondas internas. Para lo anterior se contó con mediciones directas de temperatura, conductividad, presión y corrientes obtenidas en la campaña oceanográfica PROMEBIO 3 (Procesos Oceánicos y

Mecanismos de Producción Biológica en el Sur del Golfo de México) llevada a cabo a bordo del Buque Oceanográfico “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México, del 17 de abril al 1 de mayo de 2000.

Durante el estudio se asume que las corrientes al descender por el cañón, durante su trayecto, presentan un rotacional diferente de cero. Además, cuando las corrientes fluyen en forma descendente por el cañón sufren cambios y generan procesos hidrodinámicos, como formación de ondas internas, por lo que también se espera la presencia de un “salto hidráulico” que sería la hipótesis principal de esta tesis.

La justificación del presente trabajo consiste en aportar dicho análisis en el estudio del Cañón de Campeche, el cual forma parte de la topografía marina del sur del Golfo de México, cuyo trazo del fondo oceánico presenta un cambio abrupto en la profundidad total, lo que hace que aparezca una serie de fenómenos físicos, químicos, geológicos y biológicos de amplio interés.

El objetivo general del presente trabajo fue conocer la componente vertical de la vorticidad desarrollada por las corrientes del Cañón de Campeche y ver si hay formación de un salto hidráulico y de ondas internas en el cañón y, como objetivos particulares, el precisar si las corrientes en el Cañón de Campeche son ascendentes (vorticidad positiva) o descendentes (vorticidad negativa), obtener la magnitud de la velocidad de las corrientes, calcular el número de Froude para determinar si se presenta un salto hidráulico y calcular el número de Rossby para apoyar los resultados.

ANTECEDENTES

Se han realizado varios estudios de flujos en cañones submarinos, entre los primeros están los efectuados en 1938 en el Cañón La Jolla en California, Estados Unidos, donde las corrientes marinas que pasaban sobre él mostraron movimientos ascendentes y descendentes con períodos variables de 3 a 6 días (Shepard *et al.*, 1969).

En el Cañón DeSoto ubicado en el norte del Golfo de México, Estados Unidos, se observó la formación de giros de periodos cortos forzados por la Corriente de Lazo (Dongliang, 2002). Por otro lado, en este mismo estudio se simuló la intrusión de la Corriente de Lazo con un modelo tipo Bryan-Cox (Cox, 1984), encontrándose la formación de inestabilidades y giros asociados a los vientos del sur.

Durante las investigaciones realizadas en el Cañón de Astoria, Estados Unidos, por Perénne *et al.* (1997) y Allen *et al.* (2003), aplicaron dos modelos uno numérico y otro de laboratorio y, analizaron la dinámica de las corrientes en diferentes partes del cañón en cuatro niveles utilizándose para ello un tanque con un radio de 50 cm, encontrándose que en el nivel uno, el más superficial, el flujo no fue afectado significativamente por la batimetría del cañón y la corriente viajó en línea recta sobre el cañón. En el nivel dos, sobre el cañón, el flujo descendió y se desvió cerca de la cabeza del cañón fluyendo hacia el fondo y hacia una de las paredes cercanas a la cabeza del cañón. En el nivel tres, el flujo sobre la plataforma continental se curvó en el cañón cerca de la boca y en el nivel cuatro, el flujo profundo dentro del cañón giró ciclónicamente. La escala utilizada para los modelos de laboratorio y numérico se muestra en la tabla 1.

Tabla 1. Parámetros físicos usados en el modelo del Cañón de Astoria (Allen *et al.*, 2003).

Parámetros físicos	Cañón de Astoria	Modelo de Laboratorio	Modelo Numérico
Número de Froude	0.18	0.25	0.25
Número de Rossby	0.42	1.6	1.6
Velocidad incidente	0.2 ms ⁻¹	1.2 cms ⁻¹	1.2 cms ⁻¹

Concluyendo algunas diferencias comparativas entre los dos modelos usando fluidos homogéneos y estratificados como por ejemplo, que la vorticidad ciclónica

generada fue menor para el modelo numérico (0.052 s^{-1}) que para el modelo de laboratorio (0.52 s^{-1}), también el tamaño de la formación de un giro ciclónico fue más grande en su largo y ancho para el modelo de laboratorio y más pequeño y estrecho para la simulación numérica, además fue limitante el modelo numérico cuando se usaron flujos estratificados, finalmente los números de Froude y Rosby no presentaron diferencia al igual que para la velocidad incidente aplicando los dos modelos.

Asimismo, existen reportes de vorticidad ciclónica en estudios de flujos con modelos para el Cañón de Astoria, Estados Unidos, demostrando la presencia de una surgencia en algunas partes de este cañón (Klinck, 1996). También se han analizado los flujos en tres niveles en dicho cañón, estando estos a 50 m de profundidad que representa el agua sobre la plataforma, a 150 m cerca del borde del cañón y a 300 m de profundidad, dentro del cañón. Los resultados después de 20 días de simulación muestran un flujo frontal sobre la plataforma que desarrolló oscilaciones o meandros que llegaron a ser inestables dando origen a grandes giros y formando, dentro del cañón, una región de surgencias. Dos fuentes de formación de vorticidad ciclónica se presentaron en el modelo, la primera dependió de la fuerza de la velocidad del flujo y los detalles batimétricos en el cañón. La segunda fuente fue debida a la vorticidad planetaria. La velocidad del remolino ciclónico fue de 0.1 m s^{-1} y la vorticidad relativa fue de $0.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ con un diámetro de 5 km, la convergencia o divergencia ocurrió cerca de la orilla del cañón y dependió de la dirección del viento (She *et al.*, 2000). En el Cañón de Calvi al noroeste de la isla de Córcega en el Mar Mediterráneo, se ha observado la presencia de una circulación ciclónica (Skloris *et al.*, 2002).

De los resultados de un modelo numérico aplicado al Cañón de Perth en Australia, se observó una convergencia y una divergencia de flujo en las orillas de sus paredes, aproximadamente a 450 m de profundidad (Rennie, 2005), en donde el agua puede pasar dentro o fuera del cañón, esto ocurrió en promedio una vez al mes durante el verano y el otoño. El tamaño y la complejidad del Cañón de Perth hacen que se formen muchos giros dentro de él. Uno de los mecanismos analizados fue la interacción entre la Corriente de Leeuwin y la Corriente subsuperficial que formó pares de los giros, con giros anticiclónicos en la Corriente de Leeuwin y la formación de giros ciclónicos en la Corriente subsuperficial. Los giros anticiclónicos dominaron en la superficie, mientras que los giros

ciclónicos dominaron a los 500 m de profundidad. La Corriente de Leeuwin estuvo compuesta de afloramientos de agua, meandros y giros. Su velocidad fue de alrededor de 0.6 m s^{-1} y su velocidad máxima fue de alrededor de 1 m s^{-1} . La circulación en el cañón cambió continuamente durante el modelo sugiriendo que las corrientes fueron influenciadas por la batimetría. La corriente subsuperficial de Leeuwin interactuó más con el cañón; dentro de éste se formaron continuamente giros pequeños en la cabeza del cañón que pueden desaparecer, crecer y migrar o transformarse en pares de remolinos. La detección del desplazamiento vertical se realizó usando la velocidad vertical calculada a partir de las velocidades horizontales. La velocidad vertical a 100, 200 y 500 m de profundidad fue comparada con resultados de modelos numéricos forzados por viento, ésta velocidad fue calculada para determinar las zonas en donde predominaba la convergencia y la divergencia de flujos. El flujo vertical dentro del cañón fue más intenso a 500 m, esto es mayor que a 200 m. Los datos con ADCP obtenidos para esa región, sugirieron una circulación ciclónica centrada al oeste del área y una circulación anticiclónica sobre la cabeza del cañón durante el primer muestreo y para el segundo muestreo una pequeña circulación ciclónica (Rennie, 2005).

De un análisis numérico en el Cañón de Astoria, se observó que, las corrientes alrededor de él por arriba de los 100 m, reciben un efecto pequeño por la presencia del cañón, a 50 m de profundidad la circulación converge cerca de la cabeza y la boca del cañón; de los 40 a los 100 m de profundidad el cañón exhibió una circulación ciclónica y dentro del cañón fue anticiclónico a lo largo de la pared del cañón (Perénne *et al.*, 1997).

De un estudio de agua densa que desciende por la pendiente del Cañón Barrow en el Mar Beaufort, Alaska, se observó una vorticidad ciclónica en la boca del cañón. La irregularidad en la pendiente del cañón indujo meandros aguas abajo en profundidades donde la velocidad de la corriente fue mayor (Shaw *et al.*, 2003).

She *et al.* (2000) de simulaciones numéricas para un cañón submarino a 50, 150 y 300 m de profundidad, encontraron que a 50 m el flujo tuvo una velocidad de 20 cm s^{-1} ; a 150 m la velocidad fue de 10 cm s^{-1} y ciclónica y, a 300 m disminuyó la velocidad a 5 cm s^{-1} formando meandros.

El análisis del movimiento vertical de las estructuras de temperatura realizado a partir de un modelo numérico de flujo para estudiar la circulación cerca de cañones

submarinos (Klinck 1989; 1996) reportó que la circulación es débil sobre el centro del cañón y más grande en la cabeza (arriba de 0.2 m s^{-1}). La corriente a 127 m de profundidad presentó las mismas características. La estructura del flujo en el cañón pudo ser descrita por la vorticidad relativa y por la reducción del tamaño del vórtice. El flujo a través del cañón, genera un hundimiento de agua con reducción en el tamaño de las columnas de vórtices cerca de la superficie. Esta reducción produjo vorticidad ciclónica la cual fue evidente en la circulación, por tanto, en este análisis se dice que juega un papel importante el radio de deformación del cañón. Así, para un cañón ancho es importante el flujo alrededor de la batimetría y la reducción de la estratificación determina la distancia vertical sobre el cual el cañón afecta el flujo costero.

La circulación sobre el Cañón de Blanes localizado al noroeste del Mediterráneo se analizó con datos de CTD y ADCP en dos cruceros oceanográficos, al inicio del verano del 2003 (22-25 junio) y del otoño del 2003 (2-5 de noviembre) el promedio del volumen del flujo vertical se estimó cada 10 m desde la superficie hasta la profundidad máxima que fue de 360 m. Los campos de velocidad mostraron una tendencia ciclónica cerca de la costa sobre la cabeza del cañón, sobre la plataforma continental la tendencia fue anticiclónica. A los 100 m de profundidad y debajo de ésta, se observó un patrón diferente del flujo cerca de la boca del cañón, los vectores de velocidad siguieron las isobatas, entrando más arriba del cañón a lo largo de la corriente ascendente en la pared y saliendo del cañón sobre la corriente debajo de la pared indicando un fuerte efecto batimétrico. La principal interacción entre la corriente y la batimetría fue a 150 m de profundidad. La vorticidad fue positiva cerca de la boca del cañón con valores máximos de $0.3 f$ ($f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) a 150 m de profundidad, más abajo del cañón donde rompe la plataforma, se observó una vorticidad negativa mostrando giros anticiclónicos y ciclónicos de aproximadamente 16 km de diámetro. Las velocidades verticales resultaron negativas alrededor de la termoclina (100 m) con máximas velocidades verticales de -60 m d^{-1} a 50 m de profundidad, a 200 m de profundidad las velocidades verticales fueron positivas con valores máximos de 27 m d^{-1} . En la época de lluvia la corriente fue intensa y los flujos se estrecharon en la cabeza del cañón, los valores de la vorticidad fueron más altos en esta época que en verano estas diferencias son explicadas por las diferencias en la estratificación y en la localización de la corriente con respecto al borde de la plataforma (Flexas *et al.*, 2008).

Waterhouse *et al.* (2009), realizaron un estudio comparativo entre cañones cortos y largos encontrando una dinámica de flujos de surgencias en cañones largos y bajos números de Rossby. Este trabajo lo realizaron utilizando un tanque circular con una décima parte de exageración vertical comparada con la escala profunda del océano. Para la versión del cañón largo se basaron en la forma del Cañón Juan de Fuca, Estados Unidos, que tiene forma cuasirectangular (en U) con un radio de deformación de 7.7 km lo cual para el modelo corresponde a un valor de 3 cm. En la tabla 2 se muestran los parámetros utilizados en los modelos del laboratorio por estos autores.

Tabla 2. Parámetros utilizados en los modelos de laboratorio por Waterhouse *et al.* (2009).

Variables físicas y números adimensionales	Cañón Juan de Fuca	Modelo para el cañón largo	Modelo para el cañón corto
Longitud del Cañón	45 km	16.5 cm	8 cm
Parámetro de Coriolis	$1.08 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$	1.5 s^{-1}	1.5 s^{-1}
Velocidad incidente	10 cms^{-1}	0.3 cms^{-1}	0.3 cms^{-1}
Número de Rossby	0.12	0.14	0.14
Número de Froude	0.12	0.07	0.07
Número de Burger	0.17	0.18	0.37

Lo que se observó de los resultados de Waterhouse *et al.* (2009) en el campo de flujo a bajos números de Rossby (0.14) en tiempos entre 30 y 40 s (equivalente de 3.5 a 4.8 días a escala real), fue que el flujo que entró por un lado de la boca del cañón se dirigió hacia el centro del cañón, alcanzó la pared contraria y continuó hacia la cabeza del cañón o salió de él. El flujo dentro del cañón fue muy lento e inició una circulación ciclónica lenta con flujos ascendentes a lo largo de dicha pared. Para tiempos mayores a 60 s (equivalente a 7 días), el flujo dentro del cañón fue lento y desarrollo muy bien giros ciclónicos dentro de la pared del cañón. El primer giro fue encontrado justo dentro de la boca del cañón a una profundidad de 4 cm (equivalente a 400 m en la escala oceánica). El segundo se encontró en la cabeza. Los mecanismos que llevaron a una surgencia en ambos cañones largos y cortos, se definieron por tres procesos distintos: la advección, tiempo de dependencia del flujo y el efecto de la convergencia de isobatas. La corriente en el cañón largo es intensamente afectada por la batimetría y la convergencia de isobatas es el mecanismo

dominante que conduce a la surgencia. La advección solo es importante con velocidades de incidencia grandes.

También se han reportado valores del número de Froude menores a la unidad (0.2-0.7) en experimentos de laboratorio utilizando un tanque rotatorio con topografías en forma de V para cañones, para aguas de plumas densas incidiendo sobre estas topografías (Darelius, 2008). Por otro lado, se han encontrado números de Rossby menores que uno para experimentos en laboratorio y de modelación numérica en cañones submarinos (Perénne *et al.*, 2001; Etling *et al.* 2009, Perénne *et al.*, 1997; Klinck, 1996).

Se tiene conocimiento, de estudios teóricos y de observación, que los cañones submarinos pueden funcionar como “trampas” de energía de ondas internas (Gordon y Marshall, 1976; Wunsch y Webb, 1979, Hotchkiss y Wunsch, 1982). En el Cañón de Monterey, Estados Unidos, se ha reportado la presencia de ondas internas (Broenkow *et al.*, 1972). En la campaña Experimento Durante Ondas Internas 2 (ITEX 2) en el Cañón de Monterey de Abril de 1994 los resultados revelaron que las ondas internas pueden actuar como transportadores de agua fría y densa hasta la plataforma a los lados del cañón; sin embargo, fue difícil determinar cuando la energía de la onda interna en el Cañón de Monterey es localmente generada o se propaga desde otra región y después se concentra ahí debido a la forma de las paredes del cañón y no si es formada en la pendiente inferior crítica. El levantamiento de las isopícnas indicaron la presencia de ondas internas; en donde se observó que jugó un papel importante la pendiente inferior crítica en la intensificación de la onda, cuando la compleja topografía condujo a variaciones significativas en la horizontal en la onda interna (Rosenfeld *et al.*, 1999).

En relación al Cañón de Campeche este ha despertado intereses físicos, químicos, geológicos y biológicos en la comunidad científica. Los estudios pioneros en el Cañón de Campeche fueron los realizados por Mendoza y Ortiz Pérez (2000), Monreal Gómez *et al.* (2004), Salas de León *et al.* (2004), Rosales Navarro (2007) y Escobar Briones *et al.* (2008). Estos autores han identificado tres masas de agua hasta los 1000 m de profundidad: Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_tS_sGM) a 200 m, Agua Común del Golfo (ACGM) en la capa superior y Agua Intermedia Antártica (AIA) de 700 a 950 m de profundidad; así como, un espesor de la capa de mezcla de 40 m, la cual disminuye conforme se acerca a la plataforma continental.

En un estudio hidrográfico del verano de 1999 (Monreal Gómez *et al.*, 2004) observaron temperaturas superficiales cercanas a los 30 °C y debajo de la capa de mezcla (40 m) se detectaron dos núcleos uno cálido con 29 °C de temperatura y diámetro de 70 km y el otro frío con 25° C. Estos autores reportaron que la circulación baroclínica mostró los núcleos asociados a la presencia de un par anticiclón-ciclón, bien definidos desde los 40 y los 300 m de profundidad. Entre ambos núcleos se encontró un frente térmico que puede inducir alta productividad biológica. Estos autores establecen que el giro anticiclónico es de origen local y que la circulación geostrofica presenta una corriente hacia el sur en el talud, que disminuye con la distancia hacia el este. En el Cañón de Campeche se ha calculado la vorticidad relativa a partir de velocidades geostroficas (Rosales Navarro, 2007), siendo esta del orden de 10^{-6} s^{-1} (máxima velocidad horizontal de 20 cm s^{-1}). También, se ha estudiado el efecto de la topografía en la circulación sobre la zona del cañón siendo importante esta interacción para la formación de giros. Recientemente se midió la densidad de la macrofauna y biomasa en sedimentos del Cañón de Campeche encontrándose la más alta densidad en el centro del cañón, los valores de la densidad de la macrofauna disminuyeron significativamente con la profundidad (Escobar Briones *et al.*, 2008); y a lo largo de un frente térmico subsuperficial que se presentó en la frontera común de un giro anticiclónico y una corriente ciclónica, se reportó una gran abundancia de la cianobacteria *Trichodesmium* spp. identificando tres especies de esta cianobacteria, sugiriendo que la zona frontal detectada sobre el Cañón de Campeche pudo promover la agregación de tricomas (Aldeco *et al.*, 2009).

No obstante lo anterior no existe en México ningún trabajo acerca del análisis de la vorticidad relativa en el Cañón de Campeche a partir de datos de corrientes medidos directamente, con el interés de precisar el ascenso o descenso del flujo en el cañón. Este estudio se enfoca básicamente en el cálculo de la vorticidad relativa a partir de datos de corrientes obtenidos con un perfilador acústico Doppler (ADCP).

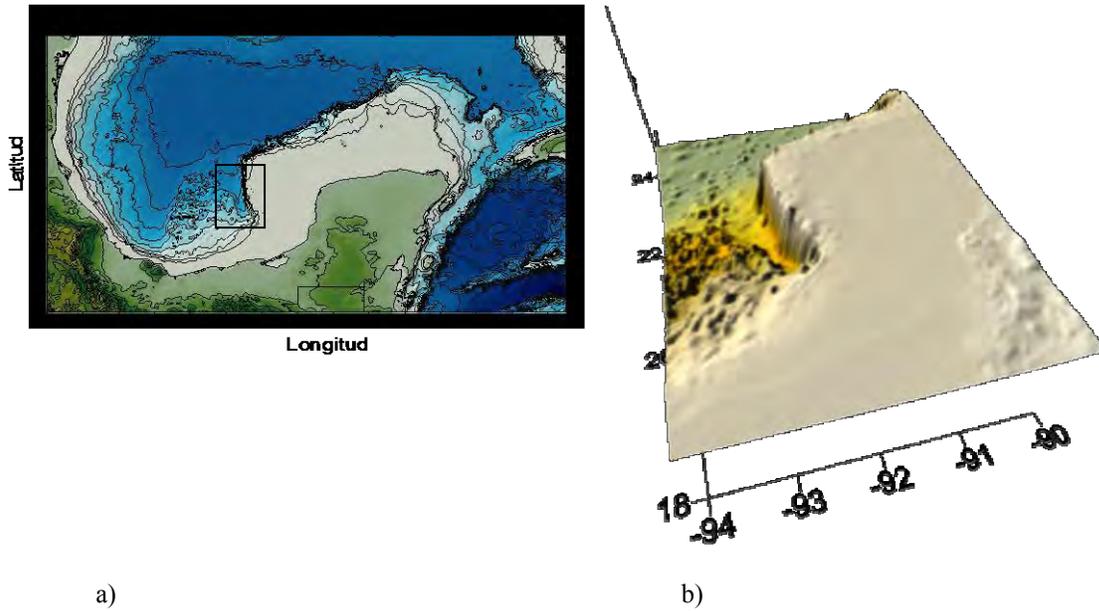
ZONA DE ESTUDIO

El Cañón de Campeche se sitúa entre las latitudes 20° 12' y 21° 36' N y longitudes 92° 24' y 93° 24' W, en el Golfo de México (Fig. 1), frente a las costas de Campeche y Tabasco en el lado oeste de la plataforma de Yucatán. Región topográficamente compleja que presenta una profundidad máxima de 160 m en la parte superior del talud y de 2800 m en su parte más profunda. Conocido con un origen tectónico que data del Jurásico, con 125 km de longitud, 55 km de ancho en la parte más profunda y con 30 km de ancho en la parte de la cabeza (Fig. 1c). Clasificado dinámicamente ancho (Rosales Navarro, 2007), porque el radio de deformación interna de Rossby de las corrientes encontradas en él, es menor al ancho del centro del cañón.

La asimetría del cañón (Fig. 1c) se explica por el diferente desarrollo de los taludes que lo flanquean y su magnitud de 350 km desde la cabecera hasta la zona de depósito por ser una depresión de contacto (Mendoza y Ortiz, 2000). La superficie del fondo del cañón es de aproximadamente 2700 km², las pendientes características varían de menos de 1 hasta 3° (Mendoza y Ortiz, 2000).

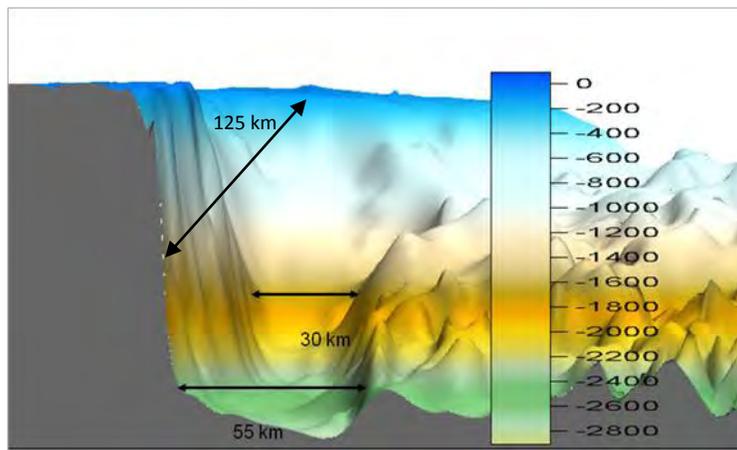
Esta área de estudio no presenta influencia directa de aporte de ríos, ni un frente halino y es afectada principalmente por la Corriente de Lazo, que es mayor en verano y por la Corriente de Yucatán (Salas de León *et al.*, 2004). También, es influenciada por una corriente de intrusión que se dirige hacia el sur (Monreal Gómez *et al.*, 2004).

Se sabe que la dinámica en un cañón submarino presenta fenómenos como formación de ondas internas, giros ciclónicos y anticiclónicos, afloramientos y convergencias de flujos (Klinck, 1996), por lo que es de esperarse que el Cañón de Campeche presente esta serie de procesos físicos.



a)

b)

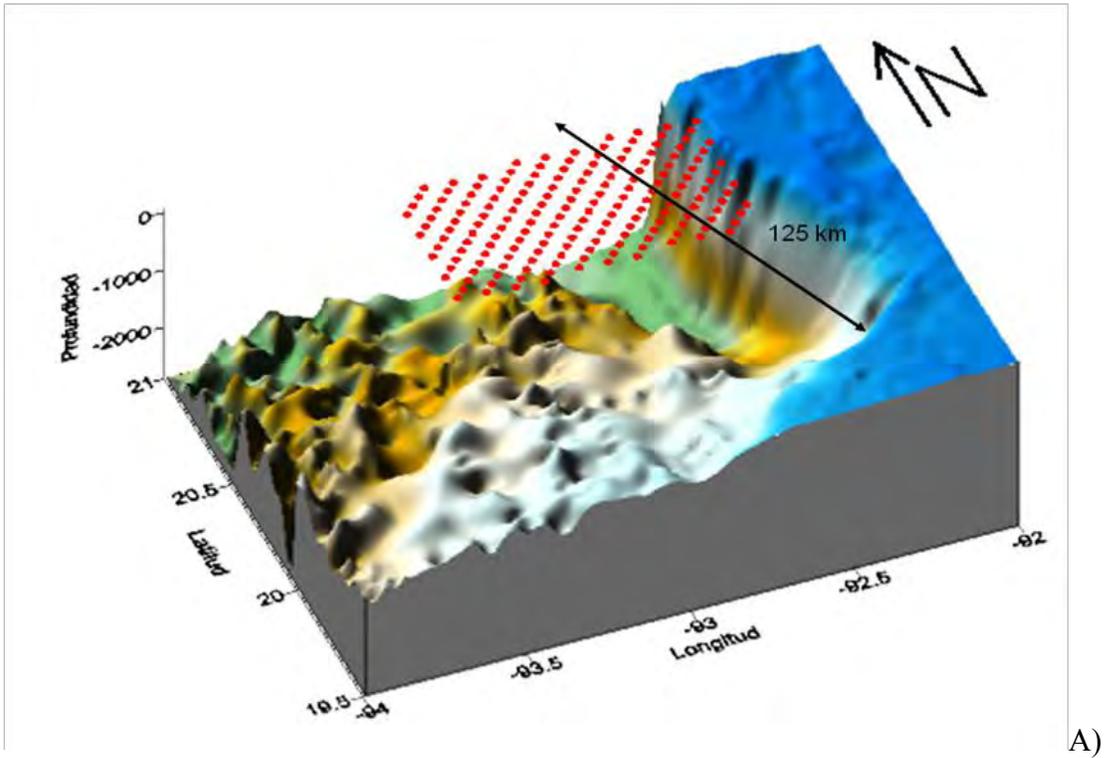


c)

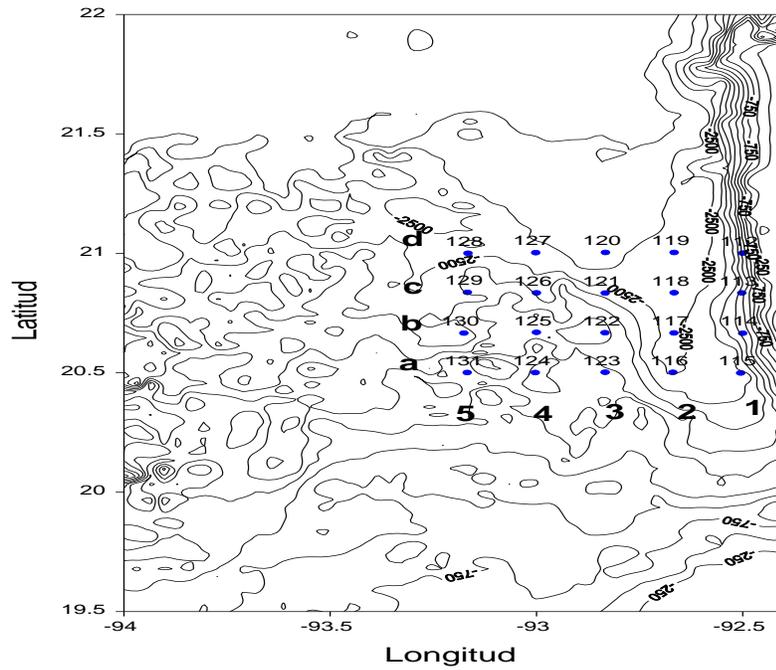
Fig. 1: a) Ubicación geográfica del área de estudio, b) Vista superior del Cañón de Campeche y, c) Vista transversal del Cañón de Campeche.

DATOS

Los datos procesados en este estudio se obtuvieron durante la Campaña Oceanográfica PROMEBIO 3 (Procesos Oceánicos y Mecanismos de Producción Biológica en el Sur del Golfo de México) llevada a cabo a bordo del Buque Oceanográfico “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México del 17 de abril al 1 de mayo de 2000. La información analizada pertenece a una base de datos de velocidad de las corrientes, que se obtuvieron con un perfilador acústico Doppler ADCP (Acoustical Doppler Current Profile) de 75 kHz (RD Instruments). Este equipo perfila y registra las componentes de la velocidad del agua en diferentes capas, llamadas celdas o bins. Tiene cuatro transductores que emiten ondas acústicas, una unidad electrónica que genera los pulsos y pre-procesa la información que obtiene de las ondas recibidas o eco y una computadora en la cual se guardan los datos y se hace un procesamiento primario (Díaz Flores, 2004). Por otro lado, se generó una base de datos del perfilador de Conductividad, Temperatura y Profundidad (CTD) MARK III, marca Neil Brown, para caracterizar la columna de agua. Con dicha información se obtuvo una distribución y variación de la temperatura, salinidad y densidad del agua. De la salinidad y la temperatura se obtiene la distribución de densidad usando las fórmulas de la UNESCO (Foffonof *et al.*, 1983). Las tres variables; salinidad, temperatura y presión, ayudan a caracterizar las masas de agua. La figura 2 muestra las estaciones realizadas con el CTD.



A)



B)

Figura 2. Batimetría y estaciones efectuadas con CTD y ADCP. A) Los puntos en color rojo son las estaciones de ADCP construidas mediante análisis objetivo y B) Las líneas de color negro indican la batimetría (m) y los puntos en color azul las estaciones de CTD. Los números en la parte inferior indican los transectos nort-sur y las letras en la parte izquierda los transectos este-oeste.

MARCO TEÓRICO

Vorticidad

En la literatura comúnmente se establece la vorticidad como una cantidad vectorial que permite caracterizar la rotación local dentro de un fluido y se expresa de la siguiente manera (Pedlosky, 1979):

$$\text{Vorticidad} = \frac{\zeta + f}{h}$$

Con ζ la vorticidad relativa, f el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$, ϕ la latitud) y h la profundidad.

La vorticidad relativa está dada por:

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

Donde \vec{v} es el vector velocidad de la corriente $\vec{v}(u, v, w)$. Por lo que, ζ está representado por

$$\zeta = \nabla \times \vec{v} = \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ u & v & w \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \end{vmatrix} = \hat{i} \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \hat{j} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \hat{k} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

Comúnmente se acostumbra analizar la componente vertical de la vorticidad relativa

$\zeta_z = \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)$, ya que se considera de mayor magnitud que las otras dos componentes.

Además, la componente vertical se asocia a flujos ascendentes y descendentes.

Es conocido que la vorticidad se manifiesta en forma de fluidos rotacionales, en cuyo proceso, las partículas se mueven en la dirección de rotación del fluido, de manera

que, si la partícula no presenta éste comportamiento estamos ante un flujo irrotacional ($\nabla \times \vec{v} = 0$), el cual no presentará vorticidad. Además habrá vorticidad bajo la condición de que exista un fluido viscoso en rotación, es decir, un fluido rotacional. Por lo tanto, la vorticidad de una masa de fluido es dos veces su velocidad angular (fig. 3).

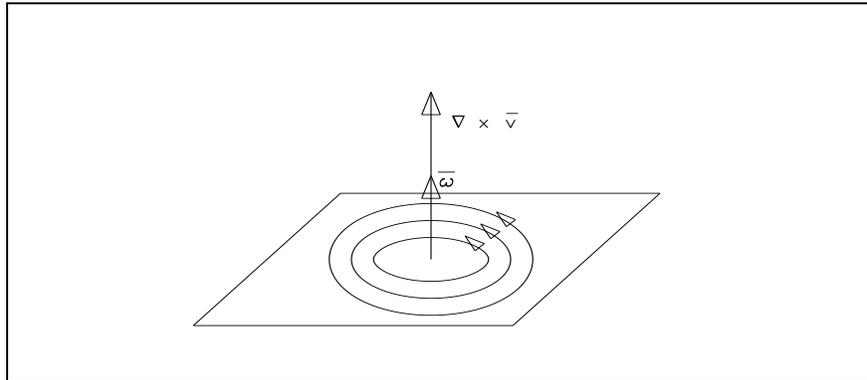


Figura 3. Representación gráfica de la relación entre la velocidad angular ($\vec{\omega}$) y la vorticidad ($\nabla \times \vec{v}$). Tomado de Juárez González (1985).

La vorticidad surge en una corriente marina siempre que el vector velocidad no sea constante a lo largo de su recorrido, que, como es sabido, se debe a los cambios o diferencias en la magnitud de ésta velocidad o de su dirección. El sentido del giro de la corriente y dirección puede ser ciclónico o anticiclónico.

Por razones convencionales se tiene que una tendencia a rotar en dirección contraria a las manecillas del reloj o en el mismo sentido de rotación de la Tierra, se relaciona con una vorticidad positiva, produciendo un giro ciclónico; mientras que el movimiento contrario, se vincula con una vorticidad negativa, generando un giro anticiclónico, esto en el hemisferio norte. Contrariamente, en el hemisferio sur, el movimiento en los giros ciclónicos y anticiclónicos resulta en el mismo sentido y en el contrario de las manecillas del reloj, respectivamente (Cruz Gómez *et al.*, 2008).

Principales Ecuaciones

Ecuación de Conservación de Momento

La ecuación de conservación de momento, o ecuación de momento, es fundamental en la dinámica de fluidos para describir el movimiento de éstos. Ésta ecuación vectorial es la expresión en lenguaje matemático que nos representa los movimientos del océano, por ejemplo, el de las corrientes oceánicas. Basada en la Segunda Ley de Newton como la derivada total de la cantidad de movimiento $\frac{D}{Dt}(m\bar{v}) = \bar{F}$, donde \bar{F} es la fuerza aplicada a un fluido de masa m que se mueve con velocidad \bar{v} . Suponiendo la masa constante podemos escribir la ecuación anterior de la forma siguiente: $\frac{D\bar{v}}{Dt} = \frac{\bar{F}}{m} = \bar{f}m$, donde $\bar{f}m$ es la fuerza por unidad de masa.

En oceanografía física cuatro fuerzas son consideradas como las más importantes: el gradiente de presión (∇p), la fuerza de Coriolis ($2\bar{\Omega} \times \bar{v}$), la fuerza producida por la atracción de la gravedad de la Tierra (g) y los esfuerzos friccionales (F_r). Así, la ecuación anterior queda expresada en términos de estas cuatro fuerzas como:

$$\frac{D\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\bar{\Omega} \times \bar{v} + \bar{g} + \bar{F}_r$$

Por lo tanto, ésta ecuación determina la cantidad de movimiento que hay en un flujo y describe como la velocidad o momento de un fluido responde a fuerzas internas y externas.

Ecuación de Continuidad

La ecuación de continuidad está basada en el Principio de Conservación de la Masa aplicado al movimiento de los fluidos, esto es, el flujo desplazado es igual al flujo entrante,

consecuentemente obtenemos la siguiente expresión matemática $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v} = 0$, que es la ecuación de continuidad para flujos compresibles. Para flujos incompresibles esta ecuación se reduce a $\nabla \cdot \vec{v} = 0$, donde la densidad ρ no cambia con el tiempo.

Si aplicamos la aproximación de Boussinesq que implica que se satisface que los cambios totales de la velocidad sean pequeños comparados con la velocidad del sonido y, que ésta velocidad no cambia con la densidad y que no es afectada por la gravedad, la ecuación de Continuidad y de Momento se reducen a:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0$$

$$\frac{D\rho}{Dt} \cong 0$$

Y las componentes de la ecuación de conservación de momento o ecuación de momento quedan como:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ \frac{dv}{dt} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

Esto porque \vec{v} tiene tres componentes (u, v, w) en las coordenadas (x, y, z). Los esfuerzos friccionales \vec{F}_r están indicados por:

$$\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \text{ en la dirección } x \text{ y las siguientes en}$$

las direcciones (y, z). A_x, A_y indican los coeficientes de turbulencia en la horizontal y A_z en la vertical esto porque se cambiaron los términos viscosos por los turbulentos siendo el

coeficiente vertical ($10^{-2} - 10^8$) regularmente mayor que el coeficiente horizontal ($10^{-2} - 10^4$).

De aquí tenemos como una primera aproximación que el gradiente vertical de la presión y la fuerza de gravedad se encuentran en equilibrio: $0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g$, denominada la aproximación hidrostática y que establece que $\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho$.

La aproximación es válida para flujos oceánicos incompresibles.

Finalmente las ecuaciones antecedentes se pueden escribir como:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(A_H \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(A_H \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \end{aligned}$$

Esto nada más para indicar las ecuaciones que gobiernan los movimientos del mar.

Para esta tesis sólo se usó la fórmula de la vorticidad relativa y la ecuación de Continuidad.

Número de Froude

El número de Froude (F) es un parámetro adimensional que expresa el efecto de la velocidad del flujo, relativo a la velocidad de fase de la longitud de una onda gravitatoria superficial. En otras palabras, es la relación entre la velocidad de una partícula de fluido y la velocidad de onda (Vallis, 2007) y se emplea para saber si existe un salto hidráulico, éste nombre se le asigna a las ondas estacionarias en un flujo de agua (Smiths, 2003). Este fenómeno físico se manifiesta, por ejemplo, cuando se deja “caer” un fluido a una cierta

distancia de una superficie, el impacto con ésta presenta un súbito aumento en el nivel del fluido, a esto último se le conoce como salto hidráulico.

En general, para tener un salto hidráulico, debe existir un impedimento al flujo del fluido, este puede ser una presa, un puente, un contenedor, o simplemente la fricción de un canal. Se dice que un flujo será supercrítico cuando el número de Froude (F) sea mayor que la unidad ($F > 1$) y subcrítico cuando el número de Froude F sea menor que la unidad ($F < 1$). El número de Froude externo se expresa de la siguiente manera:

$$F_e = \frac{U}{\sqrt{gL}}$$

Donde U es la velocidad del flujo, g la aceleración debida a la gravedad y L es la longitud característica del fenómeno de interés.

De acuerdo a Chow (1959), un salto hidráulico intenso ocurre cuando $F > 9$, un salto estable (tranquilo) cuando $4.5 < F < 9$, un salto oscilante ocurre cuando $2.5 < F < 4.5$, un salto débil cuando $1.7 < F < 2.5$ y un salto ondular cuando $1 < F < 1.7$. Para Chaudhry (1993), un “buen” salto hidráulico sucede cuando $4.5 < F < 9$.

El número de Froude interno (F) se expresa como: $F = \frac{U}{\sqrt{g'L}}$, donde U es la velocidad del flujo, g' la aceleración debida a la gravedad reducida y L es la longitud característica del fenómeno de interés; este número explica la velocidad del flujo relativo a la velocidad de fase de las ondas internas de gravedad (Elken, 2008). La expresión $\sqrt{g'L}$ indicaría la velocidad de la onda interna. La gravedad reducida g' , se manifiesta de la siguiente manera: $g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho}$, con ρ la densidad del flujo.

Número de Rossby

El número de Rossby (R_o) es una cantidad adimensional, que caracteriza la importancia de la rotación de la Tierra en un fluido, comparando la aceleración relativa debida a los términos no lineales con la aceleración de Coriolis de la siguiente manera:

$$R_o = \frac{U}{fL}$$

Donde U es la velocidad característica del fenómeno de interés, f es el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$) y L es la longitud característica del fenómeno.

Si el número de Rossby es menor que la unidad los efectos de la rotación terrestre serán importantes, por ejemplo en el caso de flujos de gran escala para el océano y la atmósfera (Vallis, 2007). Por el contrario, si los efectos de la rotación no son importantes entonces el número de Rossby deberá ser mayor que la unidad (Díaz Flores, 2004).

ANÁLISIS DE DATOS

Velocidad de la corriente

Los datos de velocidad de la corriente, obtenidos con el ADCP, son mediciones que incluyen la velocidad de las corrientes y del buque, por lo que fue necesario quitar a las velocidades registradas por el ADCP, la parte correspondiente a la velocidad del buque. El ADCP registra la velocidad aparente del fondo que corresponde a la velocidad del buque en sentido contrario, ésta hasta la profundidad de penetración del haz del ADCP, que es por lo general de 500 m. Cuando la profundidad es mayor se usa la velocidad del buque que se obtiene del cambio de la posición en el tiempo dado por el sistema de posicionamiento satelital del buque (GPS), esto se registra cada 5 minutos.

Las velocidades se registraron en nudos y en capas de 16 m; se programó el ADCP para eliminar los primeros 4 m ya que puede tener ruido inducido por el paso del buque, así como, también se eliminaron los 4 m por arriba del fondo del mar ya que estos pueden también contener ruido por el eco de la señal. Una vez que se tienen los datos de velocidad absoluta de las corrientes se eliminan los datos que presentan un valor menor a 85% de confianza respecto al eco de la intensidad de la señal. De esta manera se obtuvieron datos de velocidad absoluta de las corrientes en la zona de estudio.

Cálculo de la corriente

Para obtener una representación de las corrientes y de la vorticidad en toda la región de estudio del Cañón de Campeche se aplicó un análisis objetivo, con lo que se obtuvo una malla homogénea de estaciones (Fig. 2 A). La profundidad máxima aceptable de perfilado fue de 500 m. Finalmente se graficaron en forma vectorial las corrientes sobre el cañón, con la finalidad de visualizarla a cada profundidad.

Cálculo de la vorticidad

Utilizando los datos de velocidad absoluta de las componentes u y v , se determinó la componente vertical de la vorticidad relativa a partir de resolver numéricamente la ecuación:

$$\zeta_z = (\nabla \times \vec{v})_z = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}$$

donde $\vec{v} = \vec{v}(u, v)$. Las derivadas parciales $\frac{\partial v}{\partial x}$ y $\frac{\partial u}{\partial y}$ se pueden aproximar por $\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{v_1 - v_o}{x_1 - x_o}$

y $\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{u_1 - u_o}{y_1 - y_o}$, de ésta forma se puede obtener un cálculo del comportamiento de la

vorticidad relativa numéricamente, realizando el siguiente proceso:

- 1.- De los datos de velocidad de la corriente, se obtuvieron mallas regulares a diferentes profundidades mediante análisis objetivo.
- 2.- Se aproximaron las derivadas parciales en diferencias finitas de las velocidades sobre una distancia finita.
- 3.- En la malla se tiene una secuencia de nodos para los datos de velocidad de la corriente en un plano, como lo muestra la figura 4.

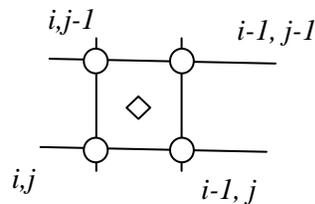


Figura 4. Esquema de notación de la malla.

4.- Finalmente se calculó la vorticidad usando la ecuación en diferencias finitas antes mencionada.

Con los resultados del cálculo de la componente vertical de la vorticidad se trazaron isolíneas de la vorticidad relativa a cada profundidad.

Obtención de la velocidad vertical de la corriente

Con ayuda de la ecuación de continuidad en tres dimensiones: $\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$, se

determinó la velocidad vertical, despejando $\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$.

De la misma manera que para el cálculo de la vorticidad podemos aproximar $\frac{\partial w}{\partial z}$ como una diferencia $\frac{w_1 - w_o}{z_1 - z_o}$, de forma tal que $w_1 = w_o - \Delta z \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} \right)$, considerando que en la superficie del mar se tiene una capa rígida así $w_o = 0$ como condición de frontera en una superficie de no movimiento, esto de manera similar a la forma de calcular las velocidades geostróficas.

Cálculo del Número de Froude y del Número Rossby

El número de Froude interno $\left(F = \frac{U}{\sqrt{g'L}} \right)$, se calculó utilizando un valor de la aceleración debida a la gravedad reducida (g') de $0.0167ms^{-2}$, utilizando los valores de la densidad de la estación 118 que está sobre el eje del cañón, calculándose de la siguiente forma:

$$g' = 9.81 \times \left(\frac{1.024758 - 1.026512}{1.024758} \right) = 0.0167ms^{-2}$$

U , la magnitud de la velocidad del fenómeno de interés con un valor en general de 0.3 m s^{-1} registrada para esta tesis y $L \sim 43 \text{ km}$ siendo ésta la longitud característica, ocupando para ello la oscilación que se presenta en total en los gráficos de la componente vertical de

la vorticidad relativa y/o de la velocidad vertical con zonas de velocidad negativa y positiva.

También se calculó el número de Rossby $\left(R_o = \frac{U}{fL} \right)$ para lo cual se utilizó $\Omega = 5.102 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $\phi = 20.48^\circ$, así $f = 2(5.102 \times 10^{-5})\text{sen}(20.48) = 5.102 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ donde U es la magnitud de la velocidad de 0.3 m s^{-1} y L la longitud característica, cuyo valor fue de $\sim 21 \text{ km}$, que corresponde al diámetro del giro ciclónico observado a los 452 m de profundidad

Estructuras hidrográficas

Las variaciones de temperatura y la salinidad en el agua de mar forman masas de agua de diferentes densidades que por el Principio de Arquímedes, las masas de menor densidad se encuentran en la superficie y las de mayor densidad se encuentran en el fondo.

Las masas de agua se identificaron mediante diagramas T-S (Temperatura-Salinidad).

La distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial se realizó para 20, 50, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900 y 1000 m de profundidad. Por otro lado, se realizaron perfiles de distribución vertical de temperatura, salinidad y densidad potencial.

Con los datos de temperatura, salinidad y densidad relativa de las 19 estaciones hidrográficas, se elaboraron 5 transectos meridionales (sur-norte) y 4 transectos zonales (este-oeste) indicados con los números 1, 2, 3, 4 y 5 y con las letras a, b, c y d, respectivamente, como se ilustra en la figura 2, para obtener distribuciones horizontales y verticales de temperatura, salinidad y densidad potencial.

RESULTADOS

Estructuras Hidrográficas

Masas de Agua

Con los valores obtenidos de datos de salinidad y temperatura y mediante diagramas T-S, se identificaron dos masas de agua en la región de estudio. El Agua Común del Golfo (ACGM) en la capa superior y el Agua Intermedia Antártica (AIA) entre 700 y 950 m de profundidad, con salinidades y temperaturas características de 36.40 y 22.5 °C y 34.88 y 6.30 °C, respectivamente.

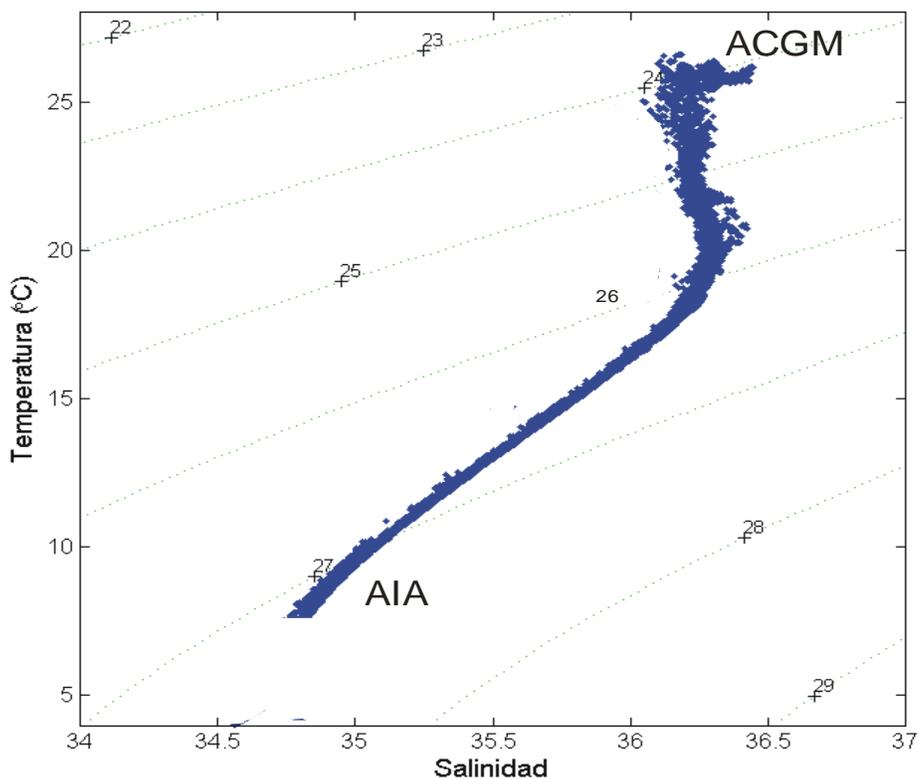


Figura 5. Diagrama T-S en el Cañón de Campeche para fines de temporada de nortes: Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA).

A partir de imágenes de satélite de altimetría del Golfo de México (Fig. 6 y 7) se puede observar una intrusión de agua fría en la zona del Cañón de Campeche durante la época del muestreo; tanto para imágenes de velocidad (Fig. 6) como de altimetría del mar (Fig. 7).

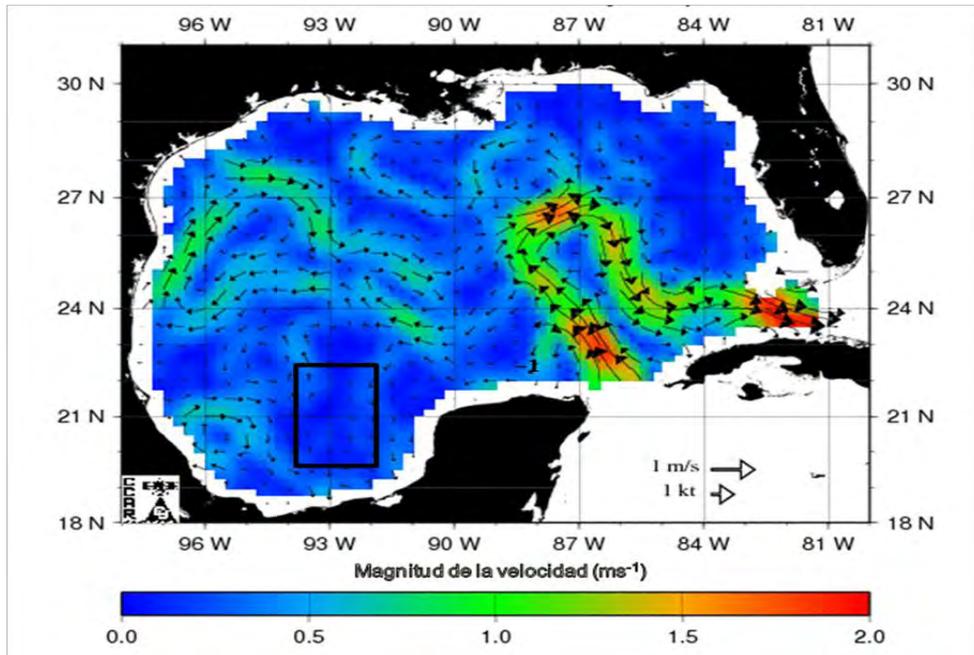


Figura 6. Imagen Satelital de velocidad en el Golfo de México para fines de temporada de nortes, Abril 24, 2000 (University of Colorado)

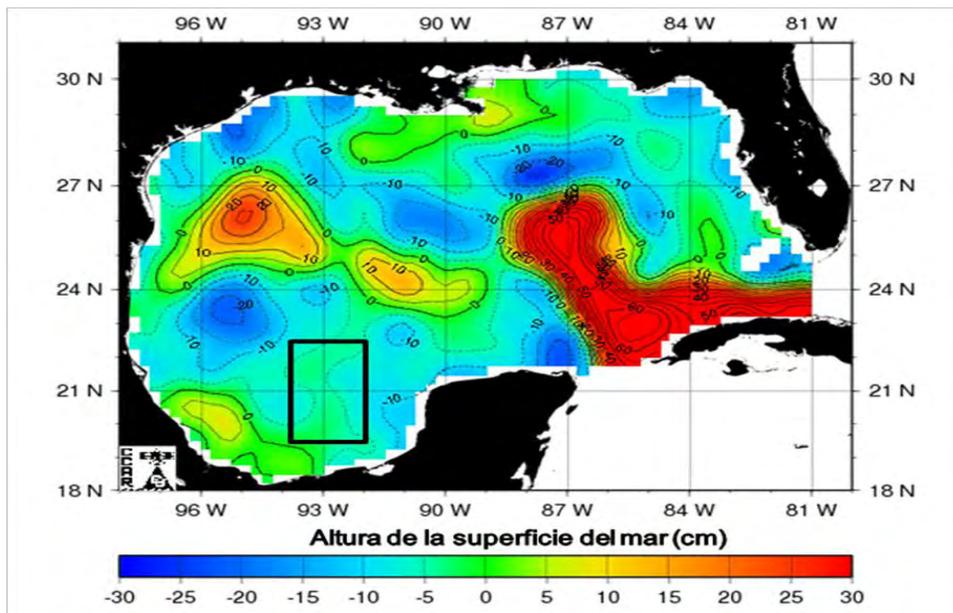


Figura 7. Imagen Satelital de altimetría en el Golfo de México para fines de temporada de nortes, Abril 24, 2000 (University of Colorado)

Distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad potencial

Los planos de temperatura, salinidad y densidad potencial a 20 m de profundidad (Fig.8) muestran un valor de temperatura del agua en general próxima a 26 °C, salinidad de 36 y densidad relativa de 24 kg m^{-3} ; sin embargo, los valores de temperatura aumentan hacia el oeste y al sur del área de estudio, observándose los mayores gradientes hacia el noreste. Esta profundidad de 20 m manifiesta la presencia de un pequeño núcleo de baja salinidad y densidad al suroeste y una intrusión de agua fría que va de este hacia el oeste debida probablemente a la surgencia de Yucatán (Furnas y Smayda, 1986) y por una corriente de intrusión (Vázquez, 1975); mientras que, a 50 m de profundidad se tiene una temperatura más alta hacia el sureste del área de estudio, con un valor de 23.9 °C y un núcleo frío en el oeste con 22.0 °C y una salinidad en general de 36.2 y densidad relativa de 24 kg m^{-3} en un núcleo de alta densidad en el mismo lugar en donde se encuentra el núcleo frío. A 20 m de profundidad la salinidad domina a la densidad (porque la superficie y subsuperficie del mar es más salina por la evaporación), mientras que a 50 m de profundidad es la temperatura la que domina la densidad, probablemente por la intrusión de agua fría.

A los 100 m de profundidad (Fig. 9) se forma una oscilación o meandro que presenta una temperatura de 19.4 °C al oeste del área de estudio, aumentando a 20.4 °C hacia el este, una salinidad de 36.3 y una densidad potencial de 26 kg m^{-3} . Valores más altos de temperatura y salinidad en el este con densidades menores. A 200 m de profundidad la estructura se invierte hipotéticamente porque seguiría hundiéndose el agua cálida que se encontraba en la superficie o a 20 m de profundidad presentándose a los 200 m de profundidad la formación de un giro anticiclónico y, los valores altos de temperatura y salinidad se encuentran en el oeste y las mayores densidades están en el este. En la distribución de densidad potencial a 100 m de profundidad, se presentó una anomalía o un mayor gradiente ubicado al noroeste, posiblemente con tendencia a la formación de un giro ciclónicamente, mientras que hacia el este se presentó un patrón de líneas cuasiparalelas.

A los 300 m de profundidad (Fig. 10) se tiene una temperatura del agua de 14.1 °C en el oeste de la zona que disminuye hasta los 13.1 °C hacia el noreste, salinidades que van de 35.65 a 35.5 y una densidad potencial de 26.7 a 26.75 kg m^{-3} indicándonos la presencia de un giro anticiclónico definido a diferencia de los 200 m de profundidad. Para la capa de 400 m se observan dos giros anticiclónicos con temperaturas más bajas que a 300 m de

profundidad, siendo éstas de 11.55 °C, salinidad de 35.27 a 35.25 y densidades de 26.9 a 26.93 kg m⁻³. Acompañan a estos giros la presencia de un pequeño giro ciclónico hacia el sur y centro del Cañón de Campeche, factiblemente a que los giros anticiclónicos al converger hacen que surga este pequeño giro ciclónico

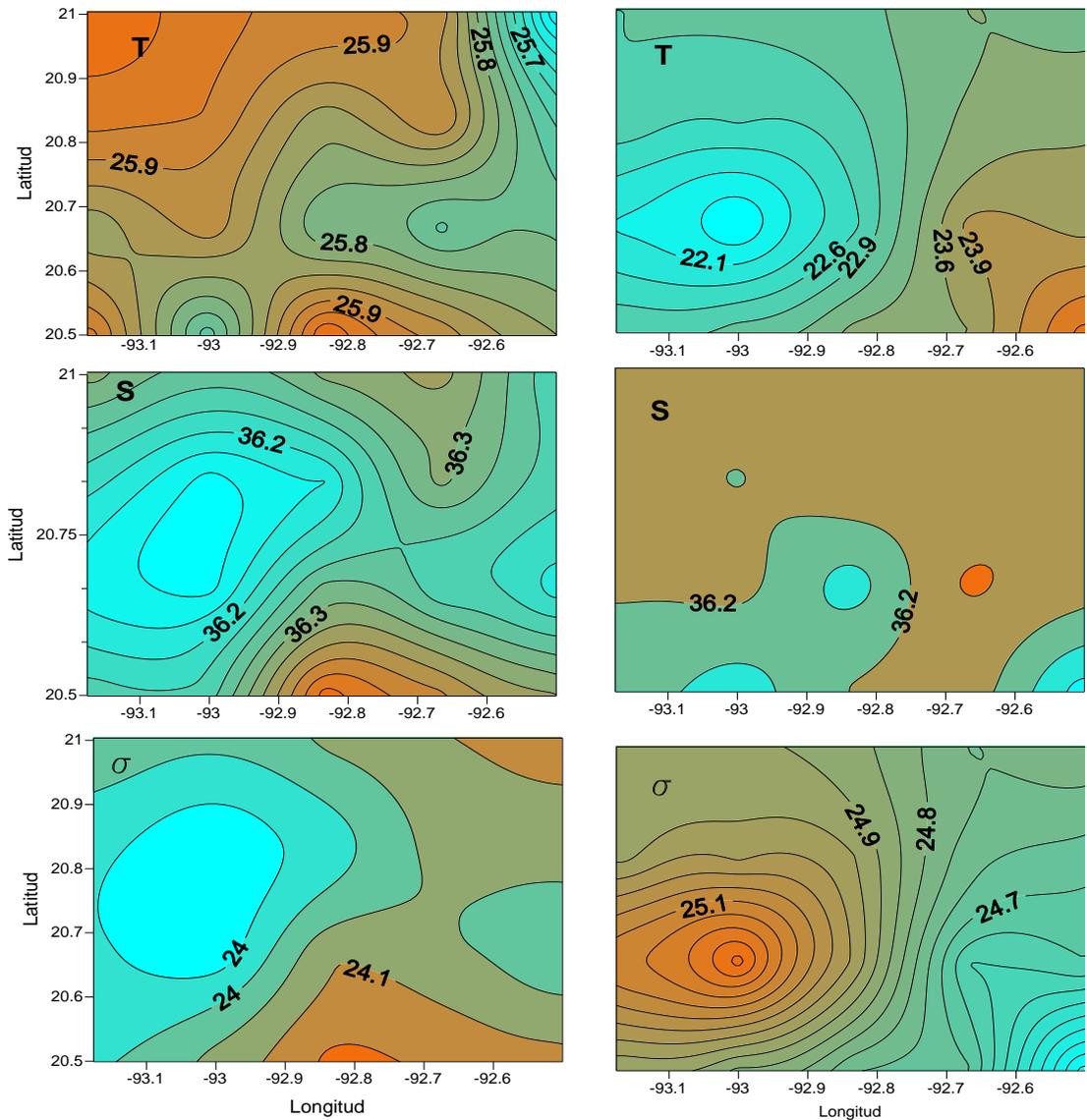


Figura 8. Distribución de temperatura (°C), salinidad y densidad potencial (kg m⁻³) a 20 m y 50 m de profundidad.

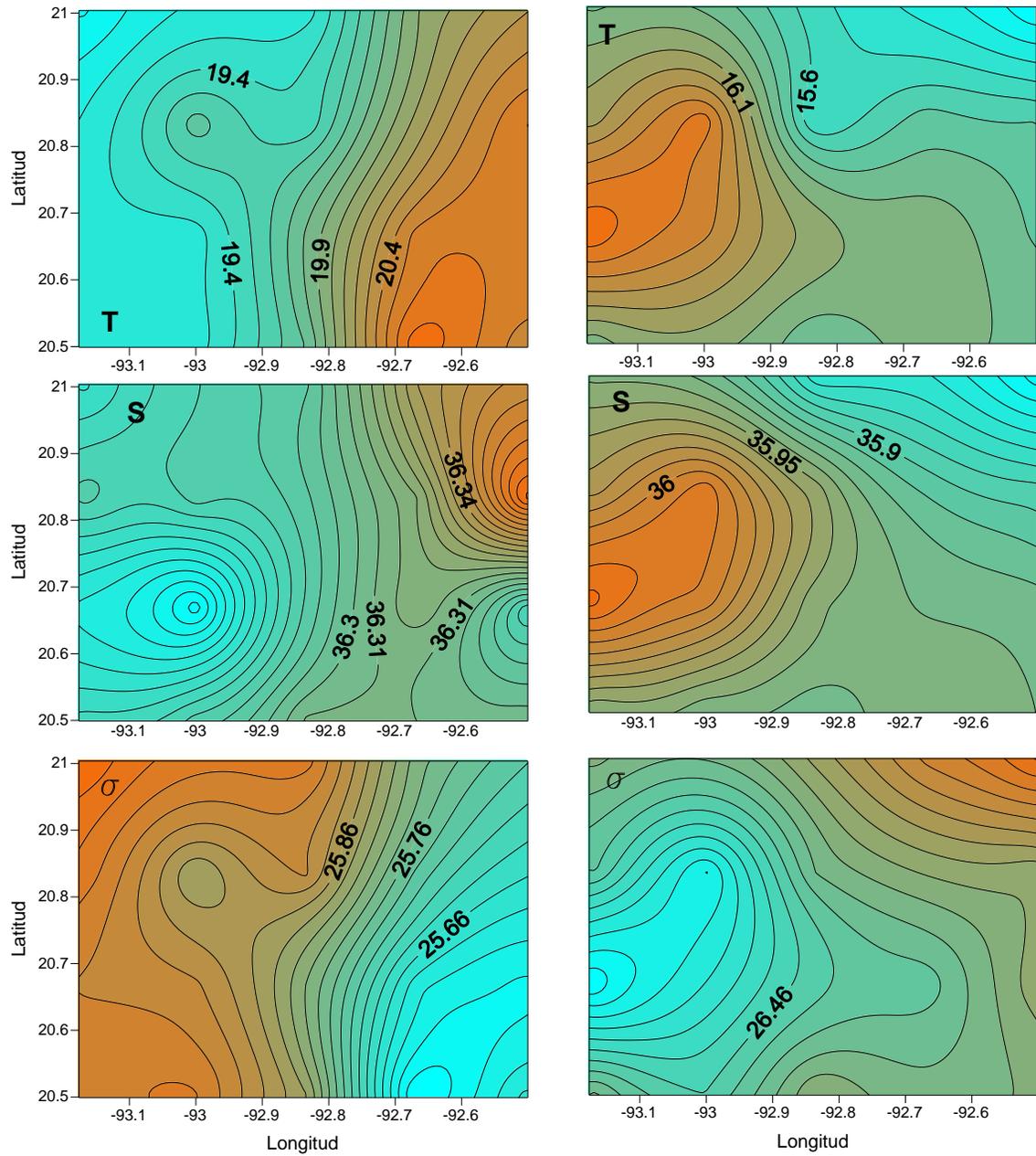


Figura 9. Distribución de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y densidad potencial (kg m^{-3}) a 100 y 200 m de profundidad.

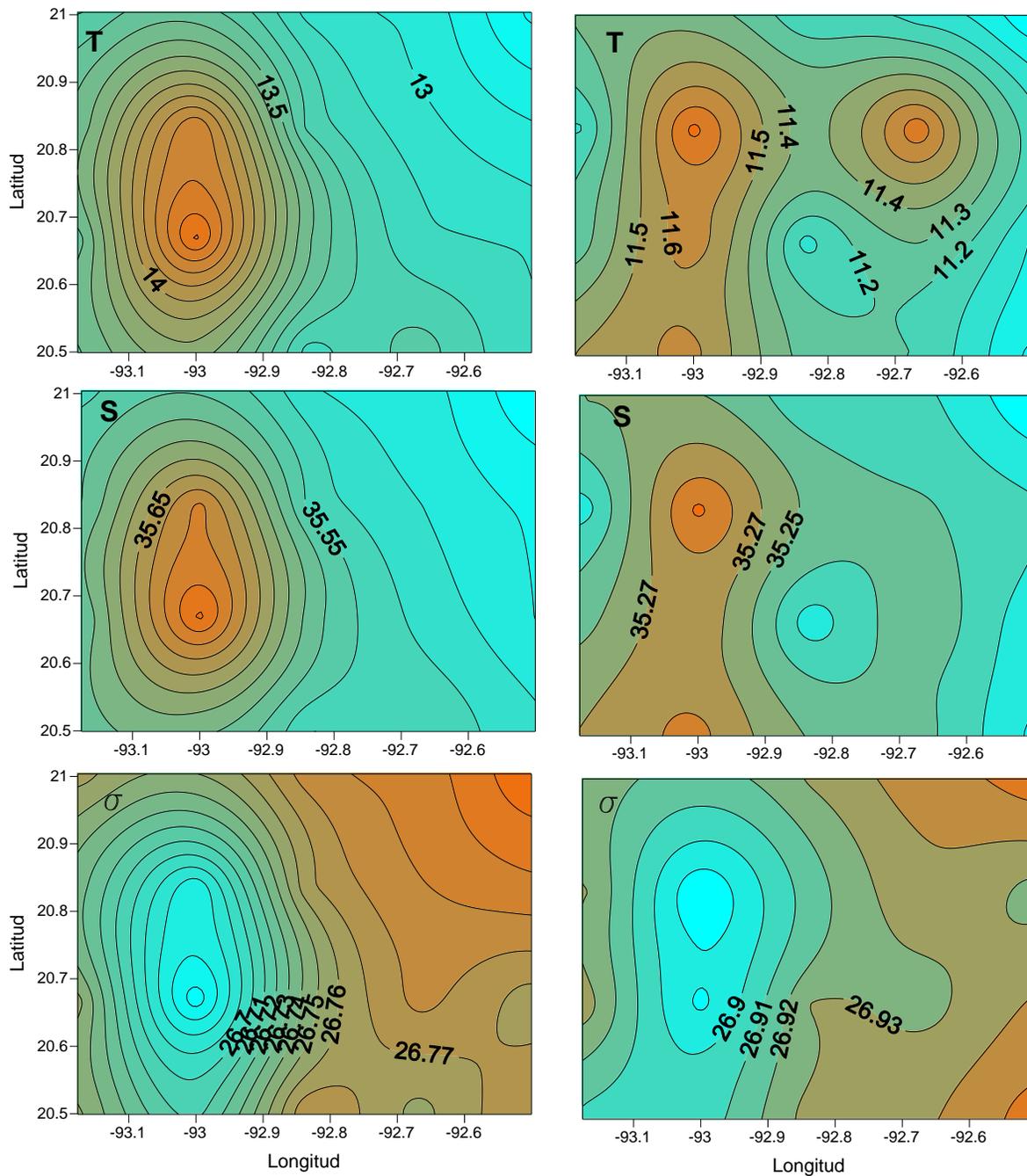


Figura 10. Distribución de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y densidad potencial (kg m^{-3}) a 300 m y 400 m de profundidad.

A los 500 m de profundidad (Fig. 11) se presentan temperaturas máximas de 10°C , salinidades de 35 y densidad potencial de 27 kg m^{-3} en el oeste, formándose un anillo de agua cálida hacia el oeste y centro del Cañón de Campeche.

A los 600 m de profundidad se registran una temperatura máxima de 8 °C, salinidad de 34.88 y densidad relativa de 27.17 kg m⁻³, observándose la presencia de dos anillos cálidos y salinos uno al centro y el otro hacia el noroeste del cañón.

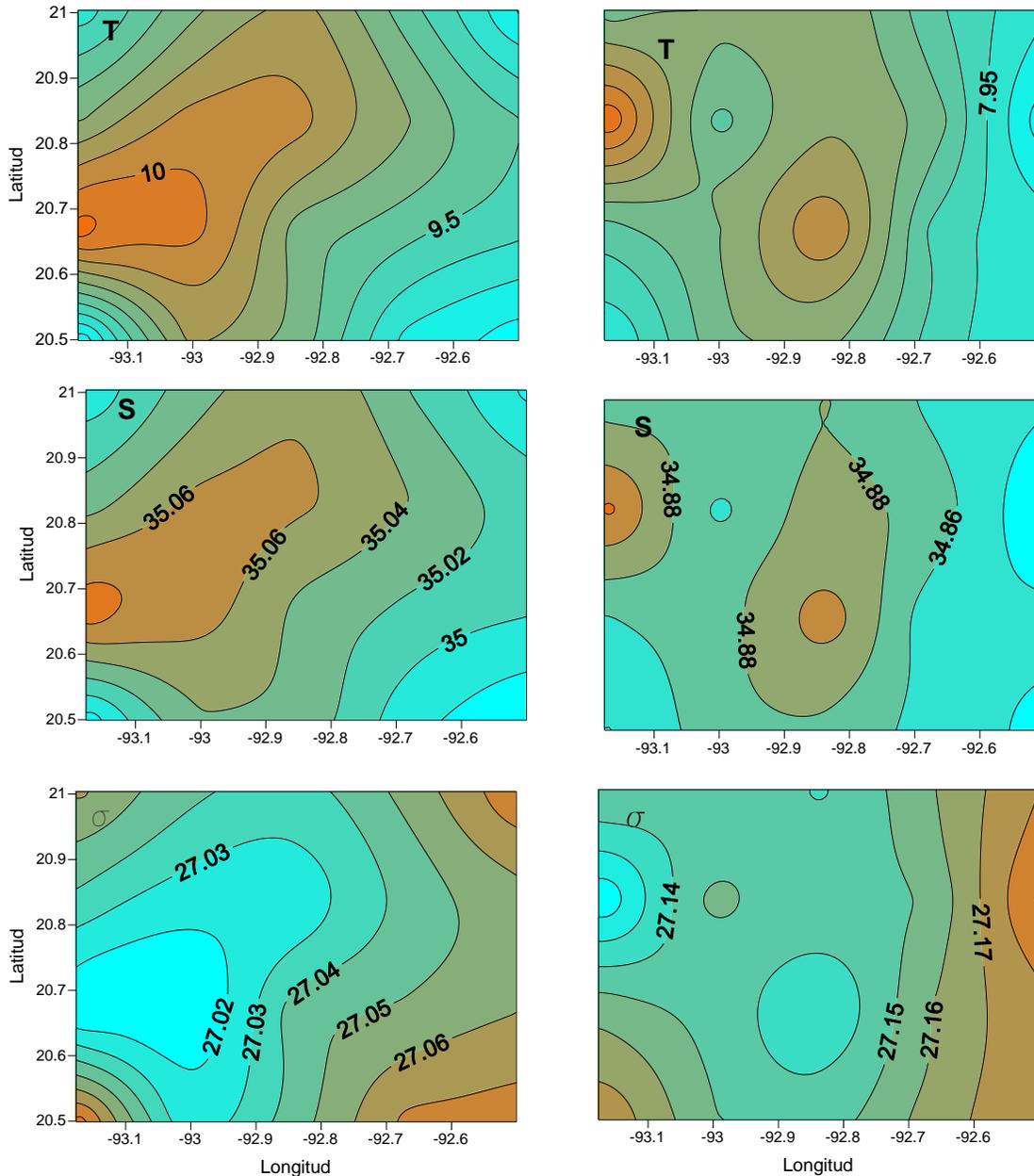


Figura 11. Distribución de temperatura (°C), salinidad y densidad potencial (kg m⁻³) a 500 m y 600 m de profundidad.

A los 700 m de profundidad (Fig. 12) se tienen temperaturas máximas de 7.18 °C, salinidades de 34.8 y 27.26 kg m⁻³ de densidad potencial. Presentándose solo un anillo cálido hacia el oeste del área de estudio. A los 800 m de profundidad la máxima temperatura es de 6.32 °C y 34.76 de salinidad y densidad potencial de 27.34 kg m⁻³. De

estos resultados se nota que a 700 y 900 m de profundidad la densidad es dominada por la temperatura.

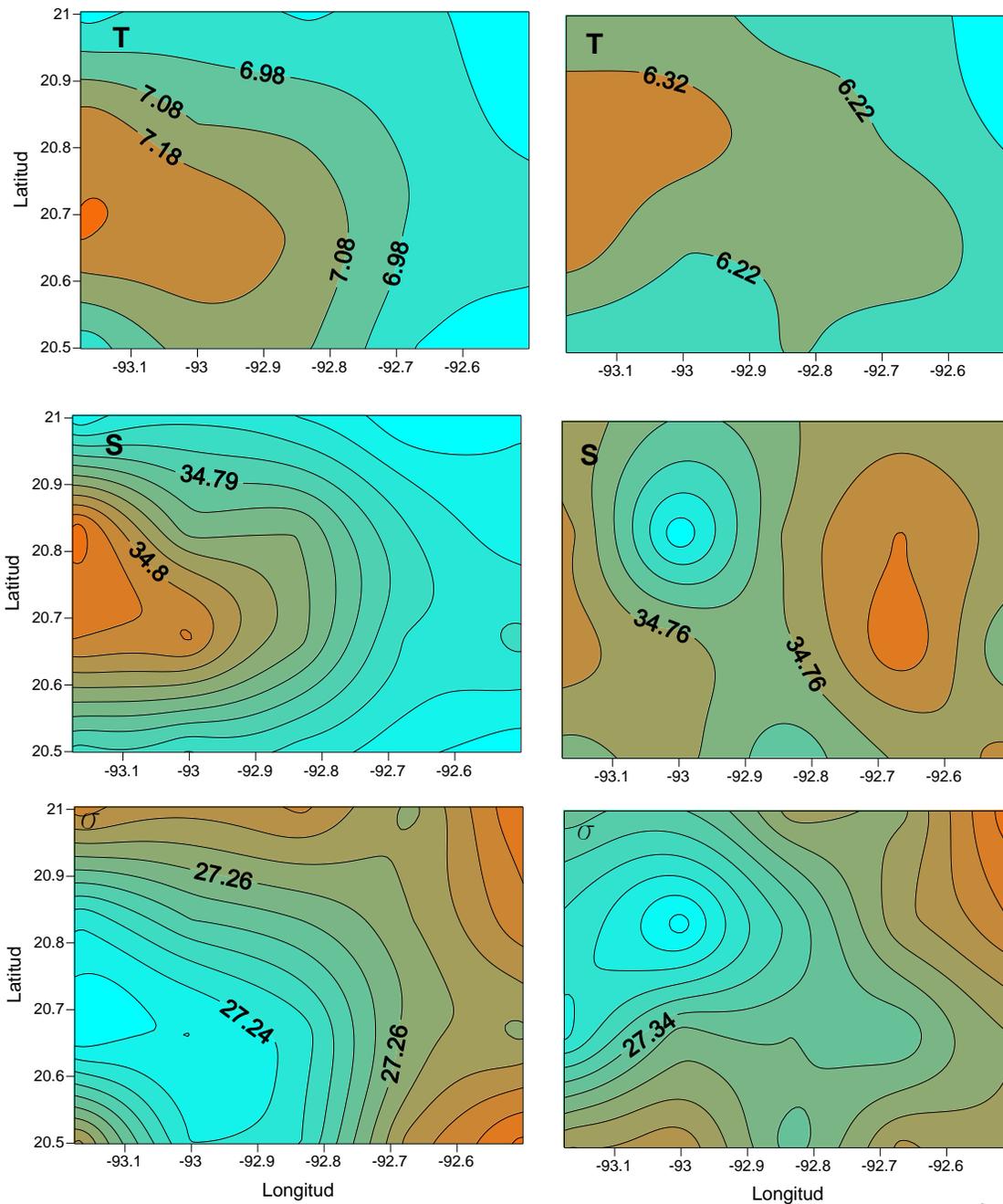


Figura 12. Distribución de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y densidad potencial (kg m^{-3}) a 700 m y 800 m de profundidad.

A los 900 m de profundidad (Fig. 13) la máxima temperatura registrada fue de 5.78°C , con salinidad de 36.3 y densidad potencial de 24.1 kg m^{-3} y para los 1000 m de profundidad la temperatura máxima fue de 5.26°C , 36.2 de salinidad y 25.1 kg m^{-3} de densidad potencial.

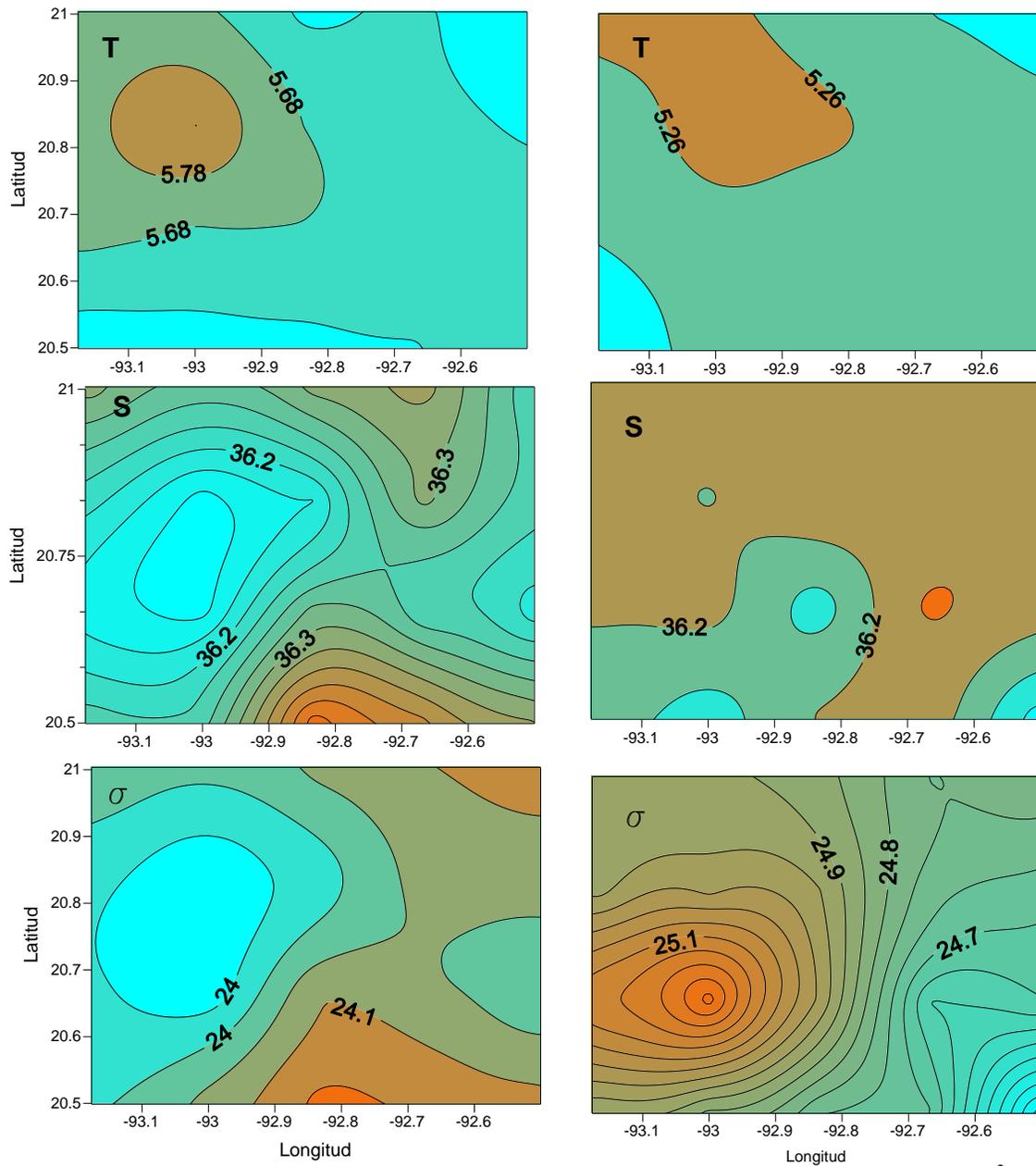


Figura 13. Distribución de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad y densidad potencial (kg m^{-3}) a 900 m y 1000 m de profundidad.

Distribuciones verticales de temperatura, salinidad y densidad potencial

En el transecto zonal a (fig. 14), se observa un ligero levantamiento de las isotermas entre los 45 m y 50 m de profundidad. Se observa una estratificación en las isopícnas. Las isohalinas presentan valores de 36.2 de los 50 m a los 150 m de profundidad y valores más bajos en el resto de la columna de agua. La estación 116 se ubica en la cabeza del cañón, mientras que la estación 123 corresponde a una parte del talud occidental del cañón, por lo que el levantamiento en las clinas puede deberse a un efecto barotrópico de la corriente al interactuar con esta pared.

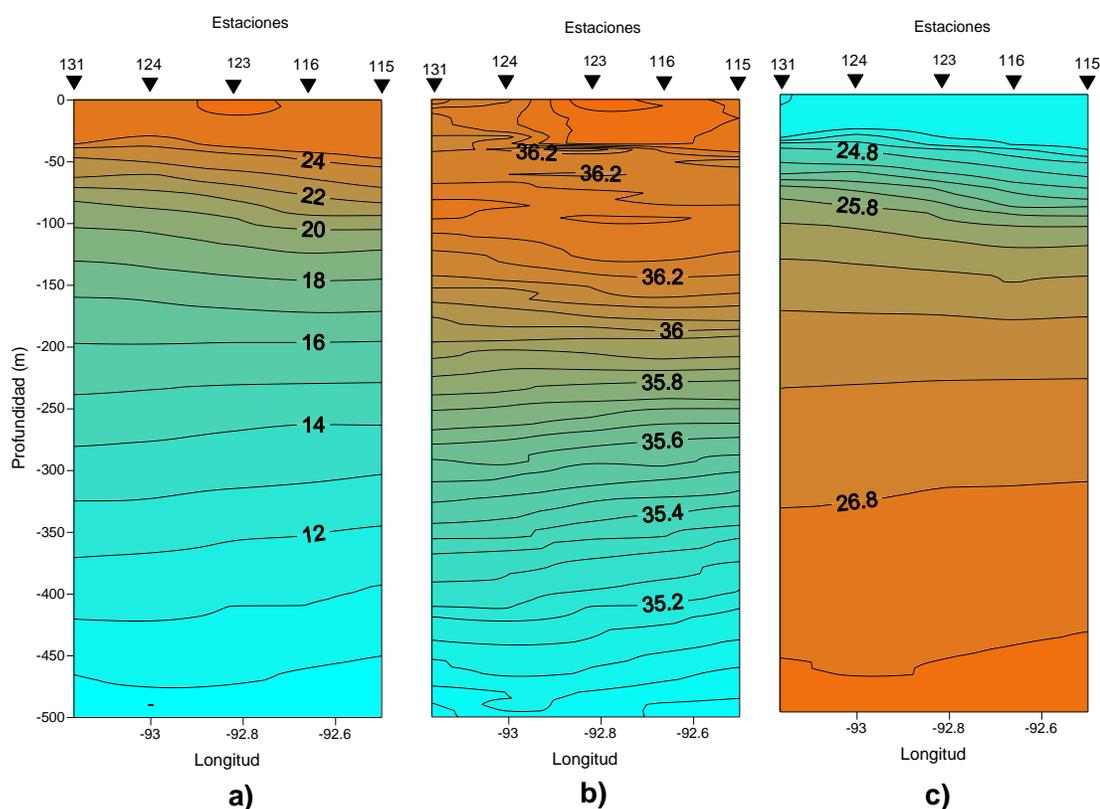


Figura 14. Transecto a: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En el transecto zonal b (fig. 15), se manifiesta con mayor intensidad el efecto del fondo en la distribución de la temperatura, la salinidad y la densidad. La estación 114 se encuentra en el talud y las estaciones 117 y 122 se ubican sobre el eje del cañón, es en estas estaciones que se observa un marcado hundimiento en las isolíneas desde aproximadamente los 200 m de profundidad. A los 180 m se produce una región de estabilidad que se puede

ver en la relativa horizontalidad de las isolíneas; para después observarse un hundimiento en las isolíneas, pero centrado sobre la estación 125. En la parte superficial, en la estación 125, esto es sobre los 150 m de profundidad, se puede ver un ascenso de las isolíneas.

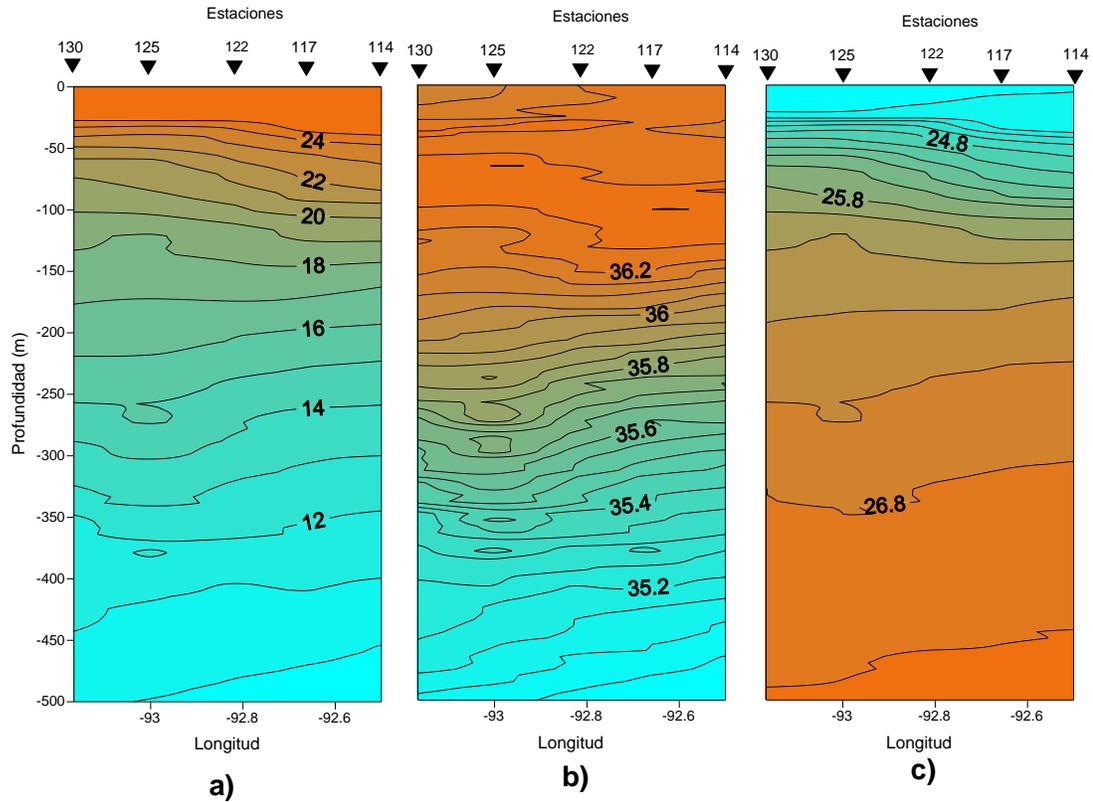


Figura 15. transecto b: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad y (c) densidad potencial (kg m^{-3}).

Para el transecto c (fig. 16), se observaron zonas de hundimientos y levantamientos al igual que para el transecto b.

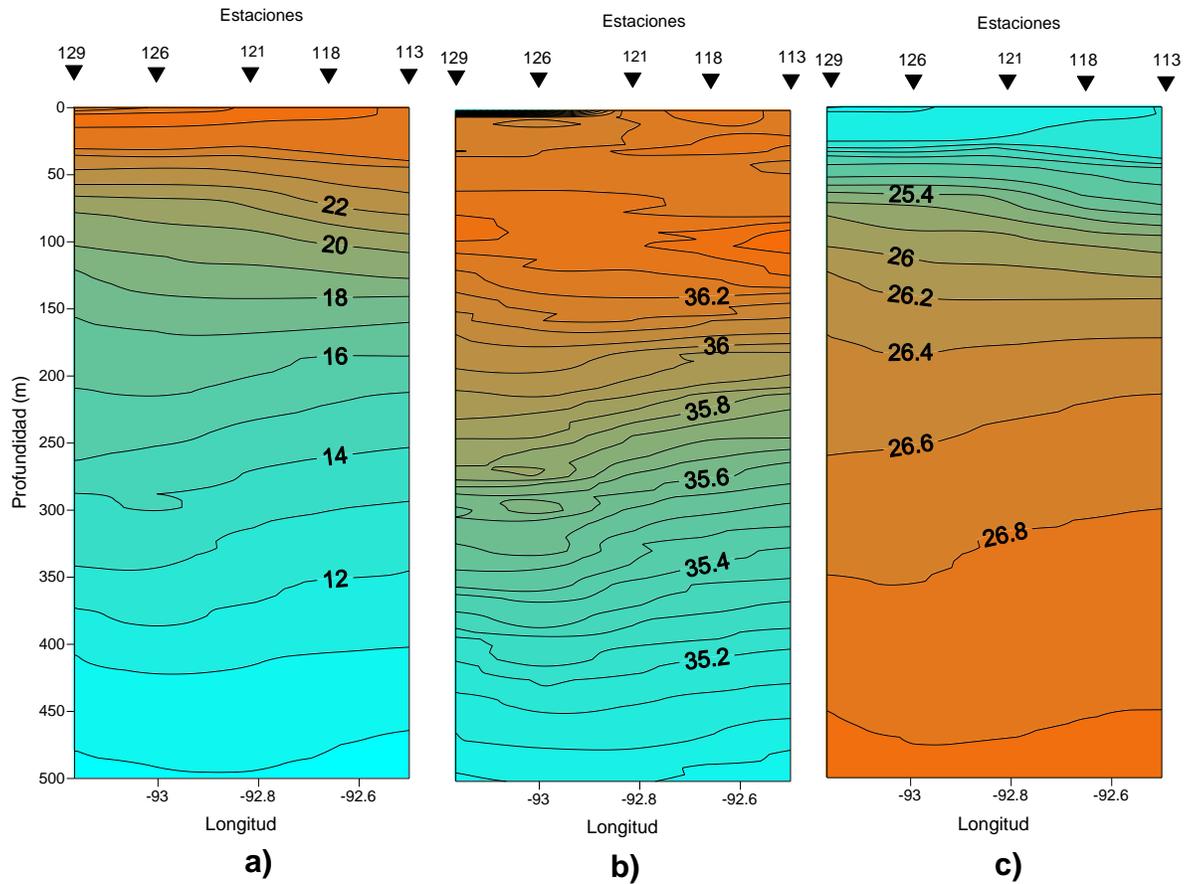


Figura 16. Transecto c: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En el transecto d (Fig. 17), que corresponde a la sección que engloba las estaciones 112 a 128, se muestra de forma muy tenue la estructura de ascenso y descenso de las isolíneas que se observaron en los transectos c y d, indicando que el efecto del cañón en este transecto ha disminuido considerablemente.

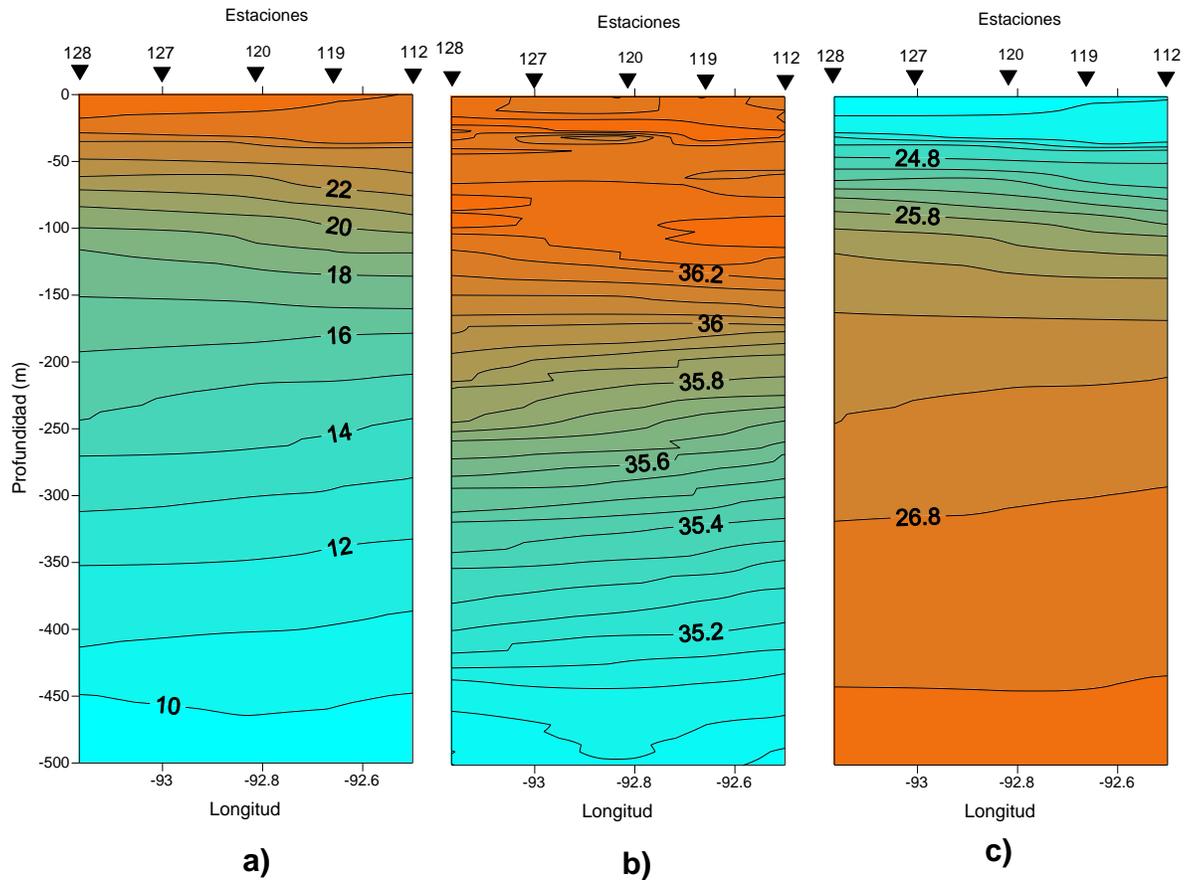


Figura 17. Transecto d: a) temperatura (C°), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En los perfiles meridionales del transecto 1 (Fig. 18), se observa la existencia de una capa de mezcla de aproximadamente 45 m de profundidad. En cuanto a la salinidad se aprecia una intrusión de agua salina entre los 100 y 150 m de profundidad entre las estaciones 112 y 114. Este transecto se encuentra sobre el borde del talud, en el que se puede ver un ligero hundimiento en las isolíneas a partir de la estación 112. En los 45 m por debajo de esta profundidad y hasta los 150 m se observa un ascenso de las isolíneas y por debajo de dicha profundidad se observa un hundimiento de las isolíneas yendo de la estación 112 a la 115. Es importante recordar que la estación 115 se encuentra cerca de la cabeza del cañón y que el levantamiento en las isolíneas en los primeros 50 a 125 m de profundidad corresponde a un efecto del talud, mientras que por debajo de dicha profundidad, el hundimiento en las isolíneas puede deberse a un efecto de fricción del cañón.

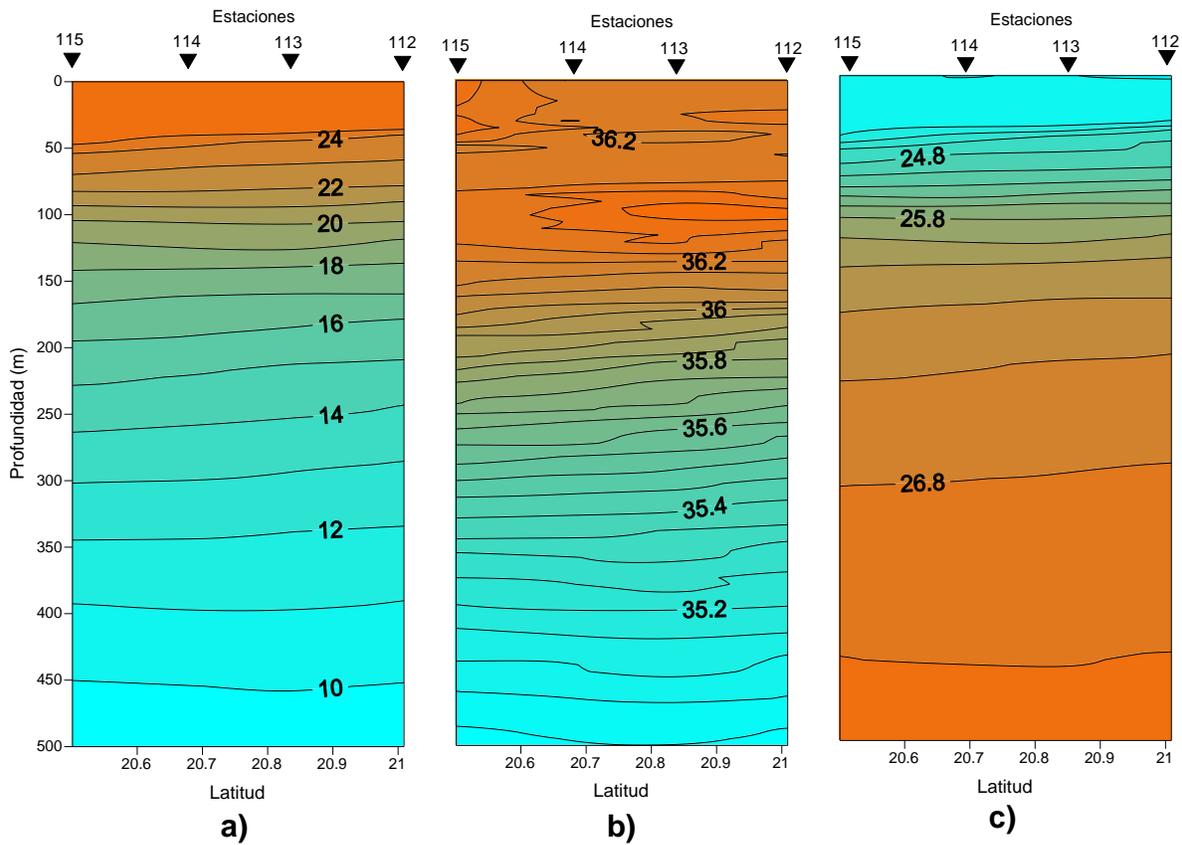


Figura 18. Primer transecto: a) Temperatura (°C), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m⁻³).

El comportamiento para el segundo transecto (Fig. 19), muestra un ligero levantamiento de las isotermas a partir de 50 m de profundidad centrado entre las estaciones 118 y 119, es interesante mencionar que este transecto se encuentra sobre el eje del cañón y a excepción de la intrusión de una lengüeta salina entre los 80 y 160 m de profundidad no muestra un efecto claro del cañón en la distribución de las isolíneas.

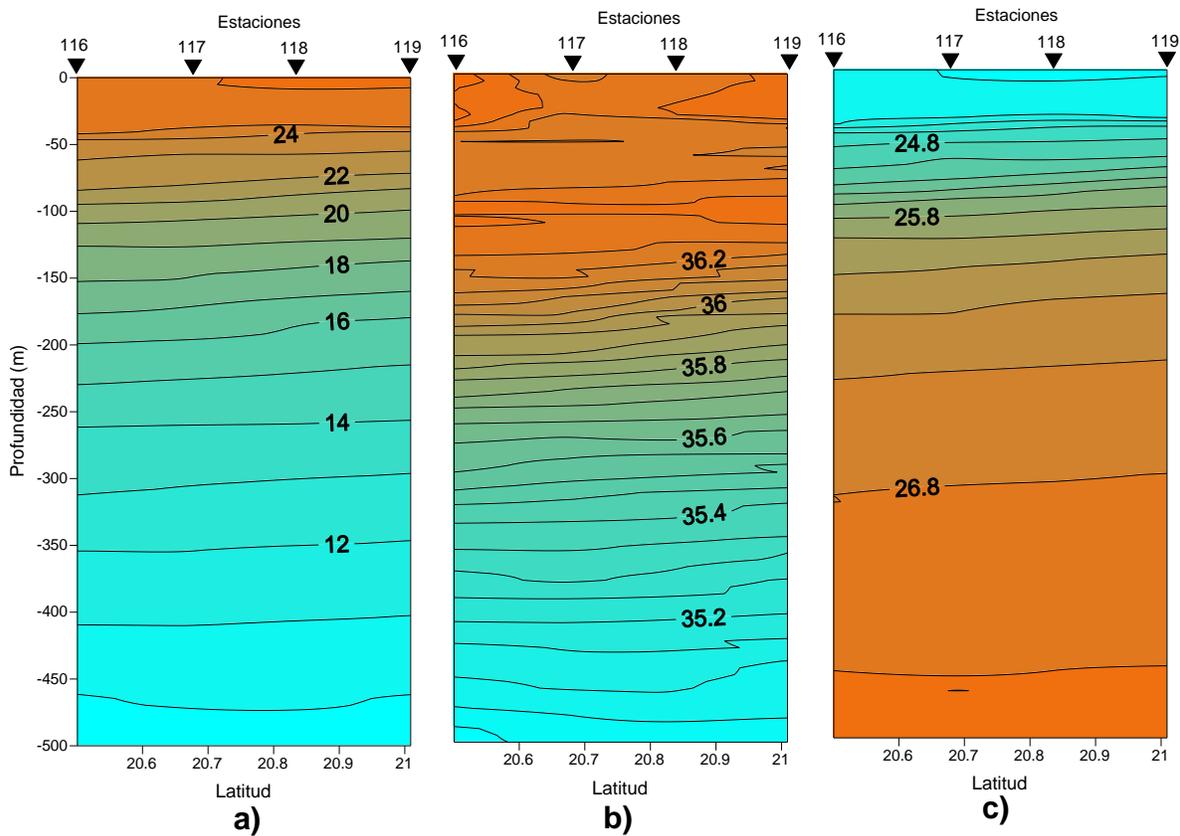


Figura 19. Segundo transecto: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

Para el transecto 3 (Fig. 20) se presenta un claro levantamiento de las isolíneas en los primeros 50 m de profundidad, pudiendo ser esto resultado de un giro ciclónico, este levantamiento es muy tenue de los 50 a los 100 m de profundidad y a partir de los 150 m de profundidad se observa el hundimiento de las isolíneas.

En el cuarto transecto (Fig. 21), es más evidente este proceso, en tanto que la capa salina subsuperficial se hace más ancha.

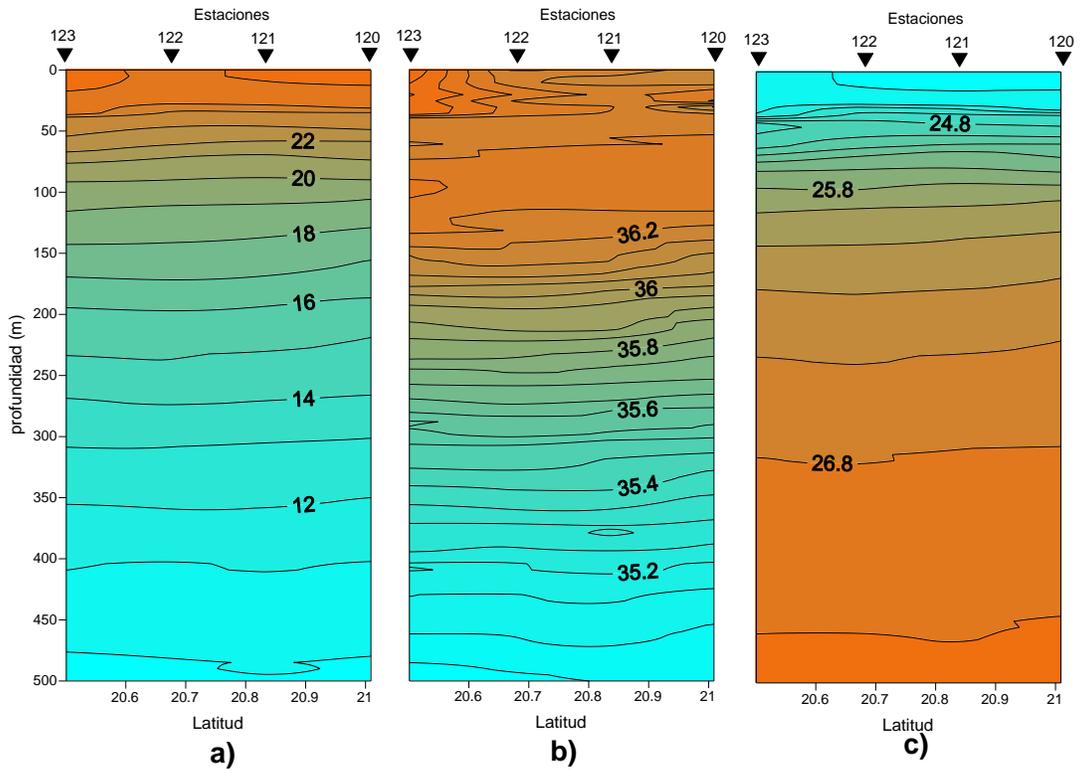


Figura 20. Tercer transecto: a) temperatura (°C), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m⁻³).

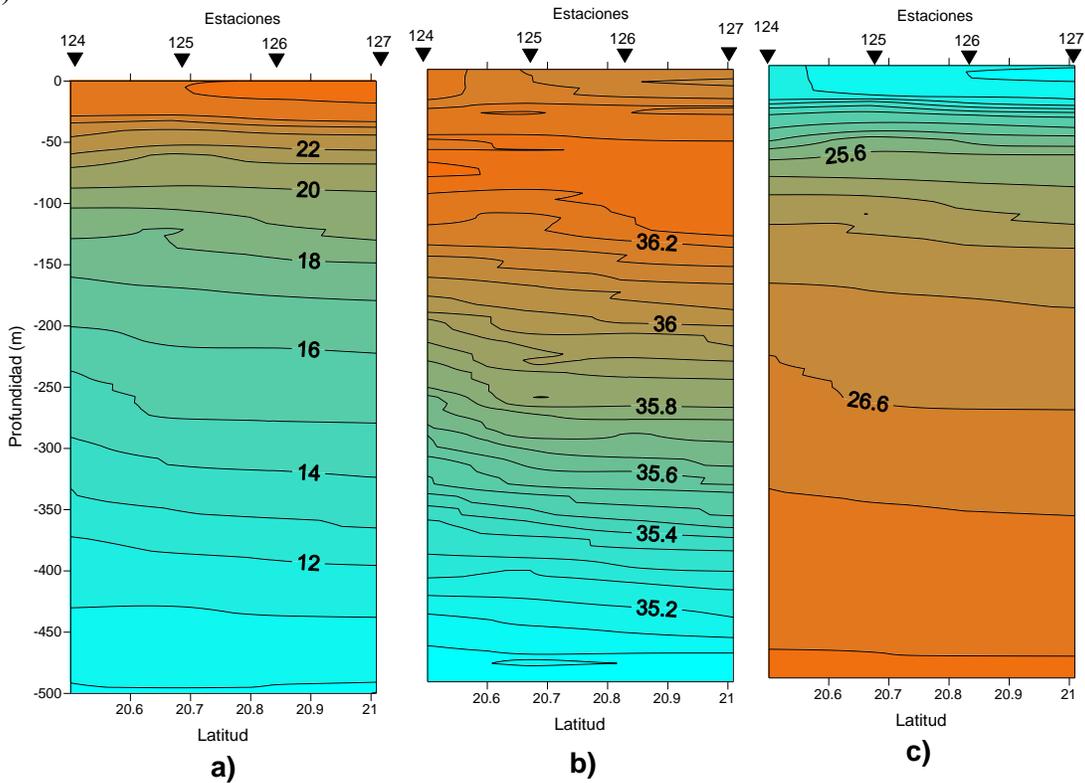


Figura 21. Cuarto transecto: a) temperatura (°C), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m⁻³).

Para el quinto transecto (Fig. 22) cambia el comportamiento de la columna de agua, presentándose un levantamiento de la isoterma a los 360 m de profundidad y un hundimiento a los 500 m de profundidad. Nuevamente se aprecia una estratificación y diferentes valores de la densidad indicando nuevamente, la posible presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos alternados verticalmente, probablemente porque al tener la presencia del giro anticiclónico a los 500 m o más de profundidad al hundirse o converger agua existirá un levantamiento o divergencia formando un giro ciclónico a los 360 m de profundidad y este causaría el efecto inverso para formar un giro anticiclónico quizá en profundidades menores como se aprecia en la isoterma con un ligero hundimiento a los 200 m de profundidad.

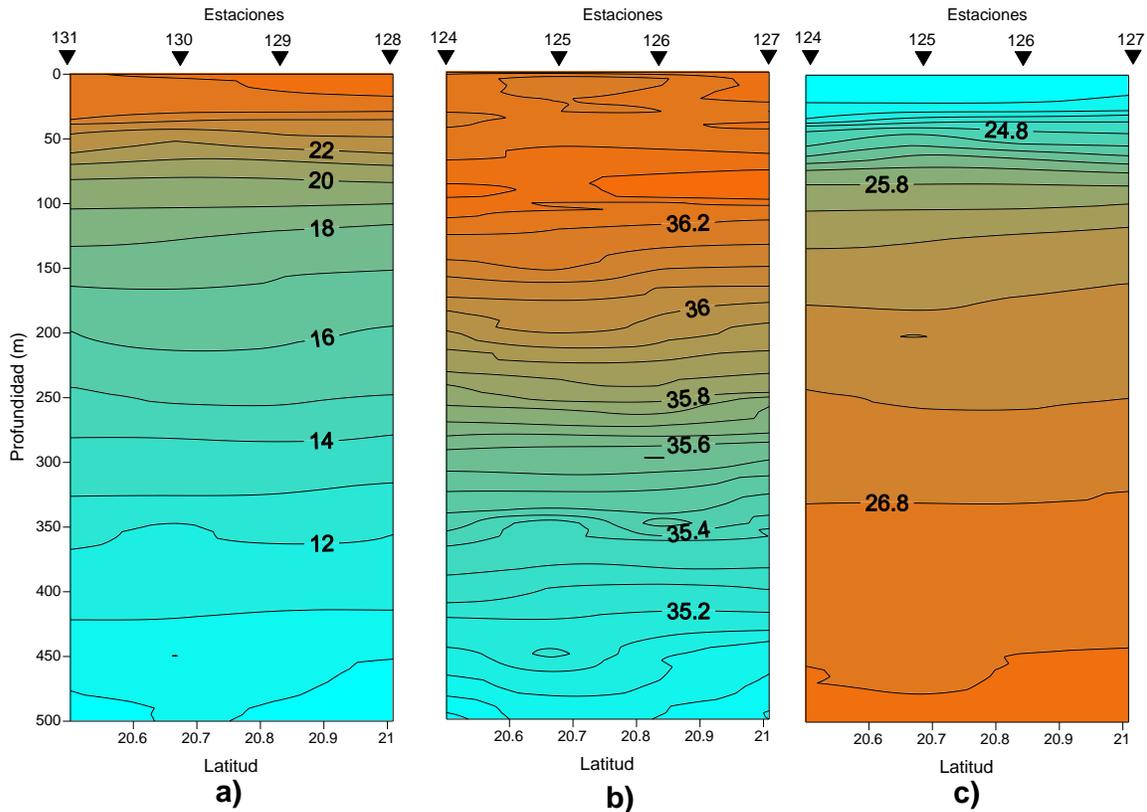


Figura 22. Quinto transecto: a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidad y c) densidad potencial (kg m^{-3}).

En general las estratificaciones dadas en las distribuciones verticales de temperatura y densidad indicaron también, la generación de vorticidad resultado de las variaciones de densidad (Hidy, 1971).

Corriente, vorticidad y componente vertical de la velocidad

De los resultados de los patrones de circulación horizontal y la componente vertical de la velocidad analizados desde los 20 m hasta los 500 m de profundidad en el Cañón de Campeche, en conjunto con los patrones de la vorticidad relativa, se desprende lo siguiente: Se presentó una circulación con tendencia ciclónica desde los 20 y hasta los 228 m de profundidad (Fig. 24-26) hacia el suroeste del área de estudio. Es interesante hacer notar la existencia de una corriente que va de sur a norte en la parte sureste de la zona, que tiende hacia el oeste en la región noreste, dando origen a una corriente hacia el suroeste. Desde los 20 y hasta los 228 m de profundidad, se conserva el patrón de corriente en forma ciclónica que va en términos generales, del sur hacia el norte y se desvía hacia el suroeste formando el giro ciclónico antes mencionado. A los 244 m de profundidad la dinámica de la corriente es completamente diferente (Fig. 28). Para la profundidad de 260 m regresa nuevamente el patrón de la corriente como lo observado en las capas superiores de los 228 m de profundidad, al igual que a los 276 m y 292 m de profundidad (Fig. 29). De manera similar sucede desde los 308 m hasta los 340 m de profundidad (Fig. 30); sin embargo, la corriente hacia el oeste tiende a ser más en dirección este-oeste. A los 356 m de profundidad (Fig. 31) nuevamente hay un cambio abrupto en la dinámica de las corrientes y a los 372 m de profundidad (Fig. 31) se presenta una tendencia a tener el mismo patrón que a los 292 m de profundidad y, así se mantiene hasta los 420 m de profundidad (Figuras 31, 32) esta tendencia sigue siendo ciclónica. Para los 436 m de profundidad (Fig. 32) nuevamente se percibe un ligero cambio en el patrón de la corriente con un meandro en los vectores en la parte noroeste. En cuanto a los 452 m de profundidad se presenta un pequeño remolino ciclónico al sur de la zona de estudio, en las longitudes 93° y 92.8° W (Fig. 33), con un diámetro de 21 km. A los 468 m todavía se alcanza apreciar el remolino ciclónico (Fig. 33); para los 484 m de profundidad se tiene una vez más una tendencia ciclónica (Fig. 34). Finalmente, la corriente a los 500 m de profundidad presenta un cambio total, con una dirección preponderantemente hacia el norte, siendo también muy homogéneo.

Por otra parte, desde los 20 m hasta los 52 m y a los 84 m de profundidad se registró una vorticidad positiva con un valor de $30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 24 a1-c1 y 25 e1), localizada hacia el

oeste de la zona de estudio; mientras que en los 68 y 100 m el valor de la vorticidad fue menor (10^{-6} s^{-1} ; Fig. 25d1 y f1); en dicha zona de vorticidad positiva se presentaron pequeñas regiones con vorticidad negativa las cuales aumentaron de tamaño a mayor profundidad; sin embargo, la mayor parte de la vorticidad negativa se presenta hacia la derecha o lado este del área de estudio y, desde los 20 hasta los 100 m permaneció constante con un valor de $-20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, excepto a los 84 m de profundidad donde se encontró una región con vorticidad de $-70 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 25 e1) de los 20.7° a los 20.8° de N y entre los 92.7° y 92.5° de E, adyacente a una región de vorticidad positiva, generando un dipolo de vorticidades; además, este dipolo se refleja también, en el patrón de la velocidad vertical, apareciendo una pequeña zona de vorticidad con valores de cero en la parte noreste, muy cerca de la pared del cañón (Fig. 25 e). También, se observaron dos pequeños dipolos de vorticidad localizados uno en 20.65° N y 93° W y otro en 20.85° N y 93° W, los cuales se mantienen constantes a lo largo de la profundidad. En tanto que las velocidades verticales ascendentes y descendentes mostraron desde los 20 hasta los 68 m de profundidad, un comportamiento similar con zonas donde se alternan velocidades positivas y negativas, estas zonas se manifestaron ordenadas verticalmente, observándose a 20 m de profundidad un punto de hundimiento de agua localizado a una longitud de 93.3° y 93.2° W, correspondiente con la zona de vorticidad negativa a esas mismas longitudes. De la misma manera sucede a los 36 m de profundidad (Fig. 24 b1), mientras que, a los 52 m de profundidad se observa que a las latitudes antes mencionadas, el flujo descendente empieza a perder este patrón, desapareciendo el dipolo formado a una longitud de 92.5° E y latitud de 20.8° N, presentando a 20 y 84 m de profundidad, un ascenso de agua con un valor máximo de $40 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$, mientras que de los 36 a los 68 m y de los 100 m de profundidad se tiene un valor de incremento de la velocidad vertical de $10 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$.

Los valores positivos de vorticidad de 20 m a 100 m de profundidad al suroeste de la región, coincidieron con la tendencia ciclónica presentada por la corriente y también, con flujos ascendentes; además, las corrientes presentaron un comportamiento constante con una tendencia a girar ciclónicamente al suroeste de la región, disminuyendo su velocidad conforme aumentó la profundidad, yendo de 0.6 m s^{-1} hasta aproximadamente 0.4 m s^{-1} .

Esta tendencia de giro ciclónico se sigue presentando en los 116 m (Fig. 26 g); sin embargo, empieza a notarse una bifurcación de esta corriente con una parte de ella

desplazándose hacia el norte y otra divergiendo hacia el oeste, coincidiendo la corriente que tiende hacia el norte con la vorticidad positiva encontrada en la zona central del área de estudio y, la corriente que fluye hacia el oeste con la vorticidad negativa presente en esa región; éste comportamiento se mantiene hasta los 228 m de profundidad, notándose que la corriente que diverge hacia el oeste, conforme aumenta la profundidad, se mueve ligeramente hacia el suroeste. La región de vorticidad negativa encontrada en las capas superiores en el lado oeste, aumenta de tamaño conforme aumenta la profundidad. Por otro lado, la zona al este disminuyó ligeramente variando su magnitud entre $-20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ y $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. A estas profundidades se presentan vorticidades positivas hacia el centro de la región, con valores que van de $20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ a $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Los dos pequeños dipolos mencionados anteriormente siguen presentándose en estas profundidades con ligeros cambios en su tamaño.

De 116 m a 196 m profundidad, se tiene nuevamente un valor de ascenso de la velocidad vertical de 10^{-6} m s^{-1} y valores negativos de la misma. De 148 m a 180 m de profundidad se registra un máximo de descenso de la velocidad vertical de $-50 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

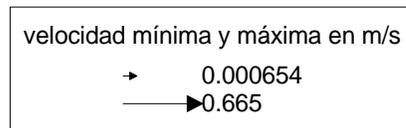


Fig. 23. Escalas de máximos y mínimos de las corrientes mostradas en las figuras.

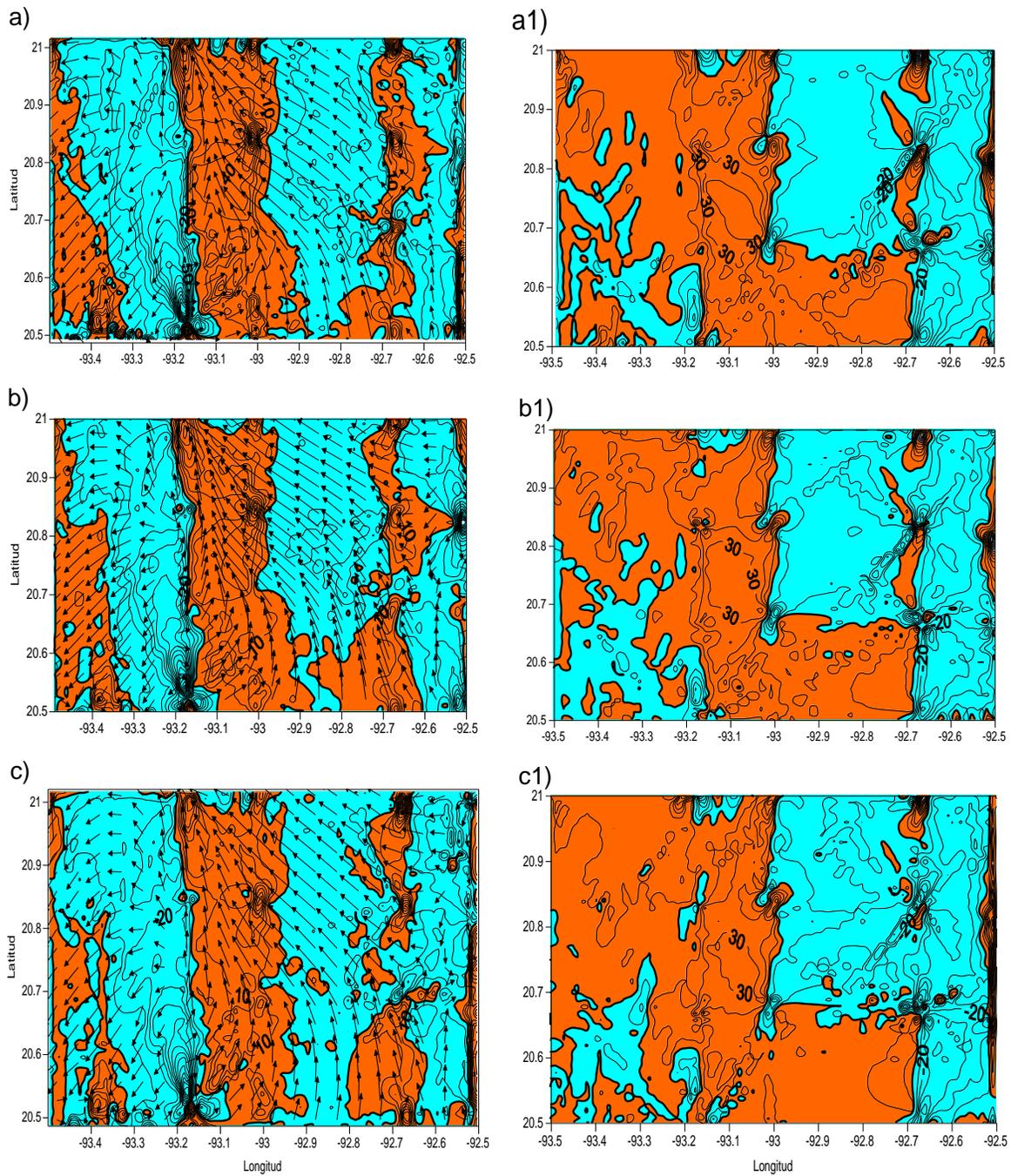


Figura 24. Patrón de circulación (m s^{-1}): a) 20 m, b) 36 m, c) 52 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En a1 (20 m), b1 (36 m), c1 (52 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

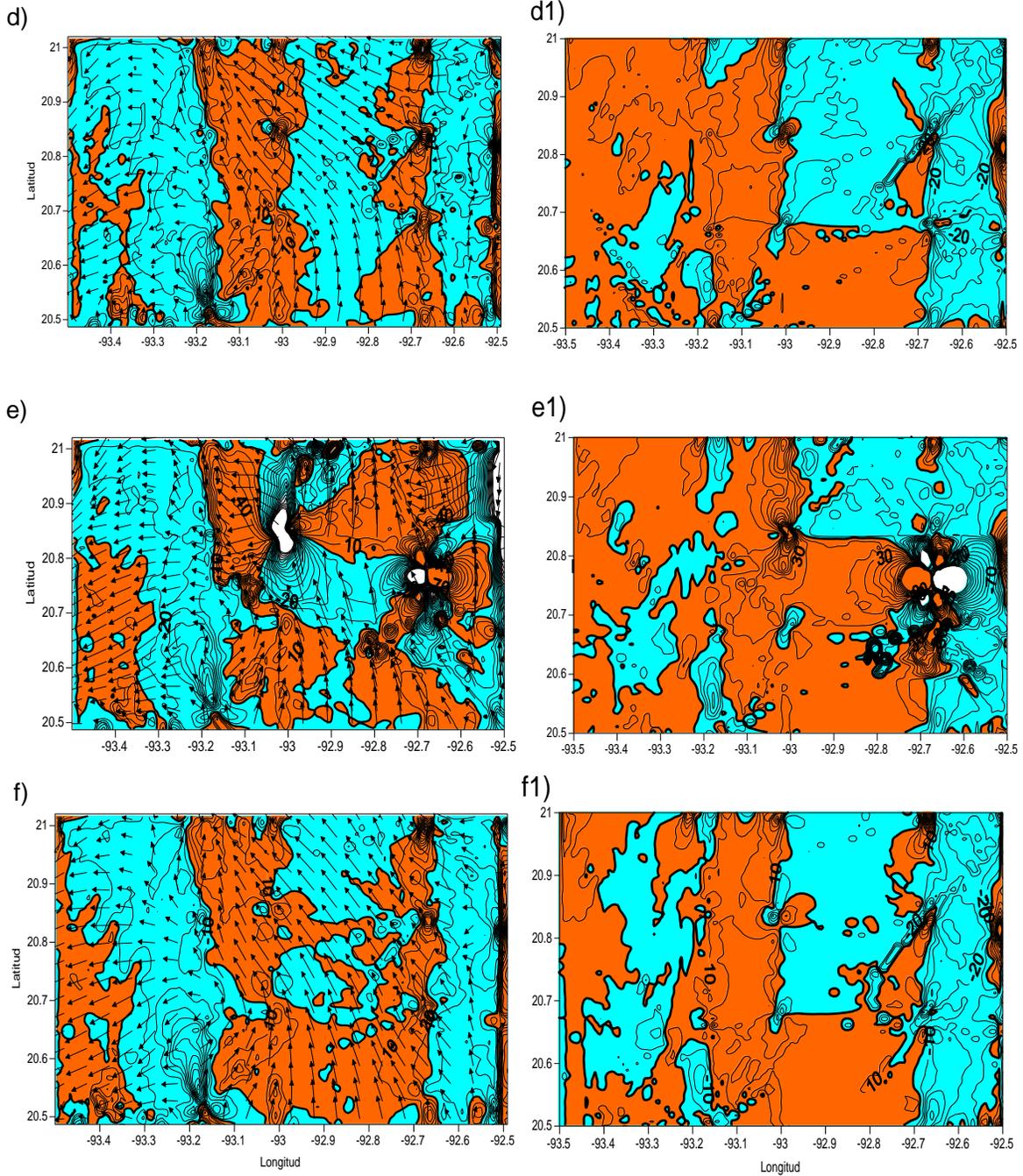


Figura 25. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: d) 68 m, e) 84 m f) 100 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En d1) (68 m), e1) (84 m), f1) (100 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

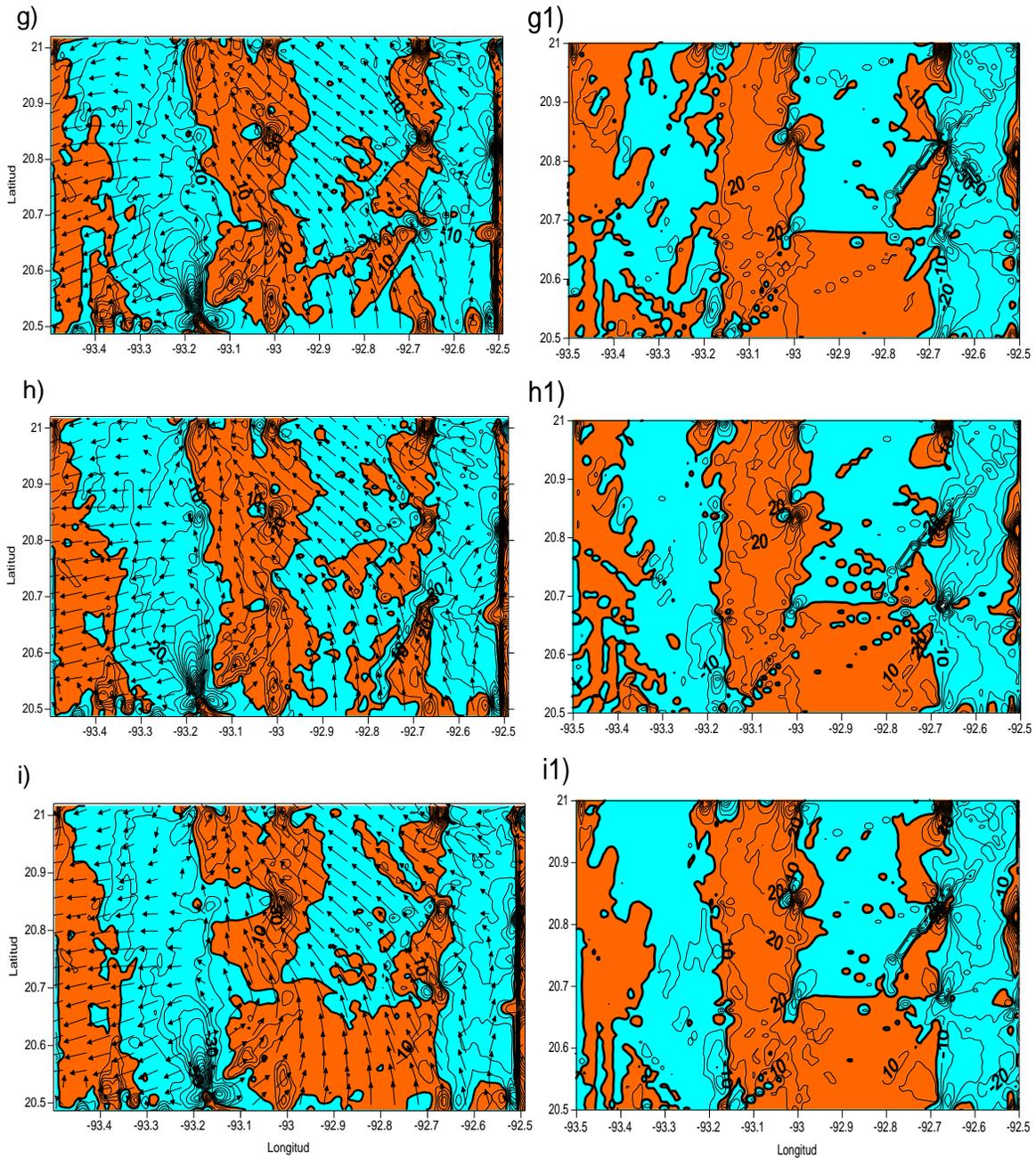


Figura 26. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: g) 116 m, h) 132 m, i) 148 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En g1 (116 m), h1 (132 m), i1 (148 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

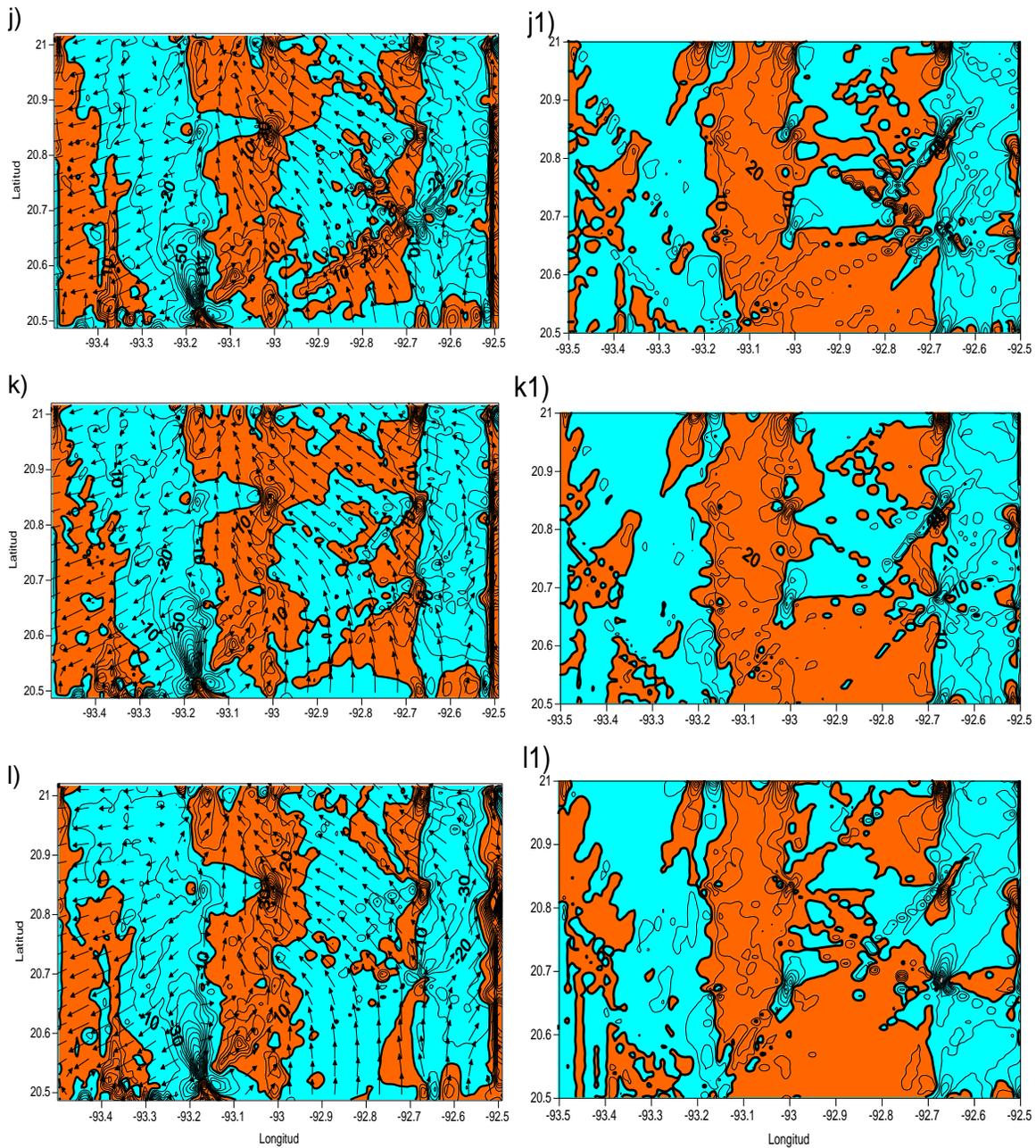


Figura 27. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: j) 164 m, k) 180 m, l) 196 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En j1 (164 m), k1 (180 m), l1 (196 m) de profundidad se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

De 212 m a 228 m permanece constante el valor de la velocidad vertical de $10 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Pero aumenta a los 244 m y 260 m de profundidad, registrando un valor de ascenso de la velocidad vertical de $40 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Fig. 28 ñ), disminuyendo este valor hasta los $10 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ en 276 m y 292 m de profundidad. De los 228 m hasta los 292 m (excepto a 260 m) se presenta un valor máximo de la velocidad vertical negativa de $-20 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

A los 244 m de profundidad el patrón de corriente mostró un cambio drástico en magnitud, dirección y sentido, toda vez que la corriente que se dirigía al oeste en las profundidades anteriores, ahora se dirige hacia el este atravesando toda el área de estudio y girando ligeramente hacia el noreste al atravesar un dipolo localizado en la parte central del área hacia los 28.5° N y 93° W . La corriente que viajaba hacia el norte y tendía a girar ciclónicamente, ahora se conduce al noreste. En esta profundidad surgen zonas simétricas de vorticidad positiva y negativa en la región sureste y en la zona del dipolo mencionado anteriormente. También, se observó que las zonas de vorticidad negativa y positiva que se mantenían en las profundidades anteriores, se ven reubicadas hacia otras regiones. Además, se observa una región de vorticidad positiva que presenta un par de corrientes, una que viene del este y otra del oeste en la esquina inferior izquierda de la zona de estudio, que chocan y se conducen hacia el sur, con valores de velocidad máxima de la corriente de 53 cm s^{-1} y de vorticidad relativa positiva y negativa de $20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ y 10^{-6} s^{-1} respectivamente.

A partir de los 260 m y hasta los 292 m de profundidad, se observó que las corrientes y la vorticidad se comportan de manera similar en las capas de los 116 m y los 228 m de profundidad; al igual que en la velocidad vertical.

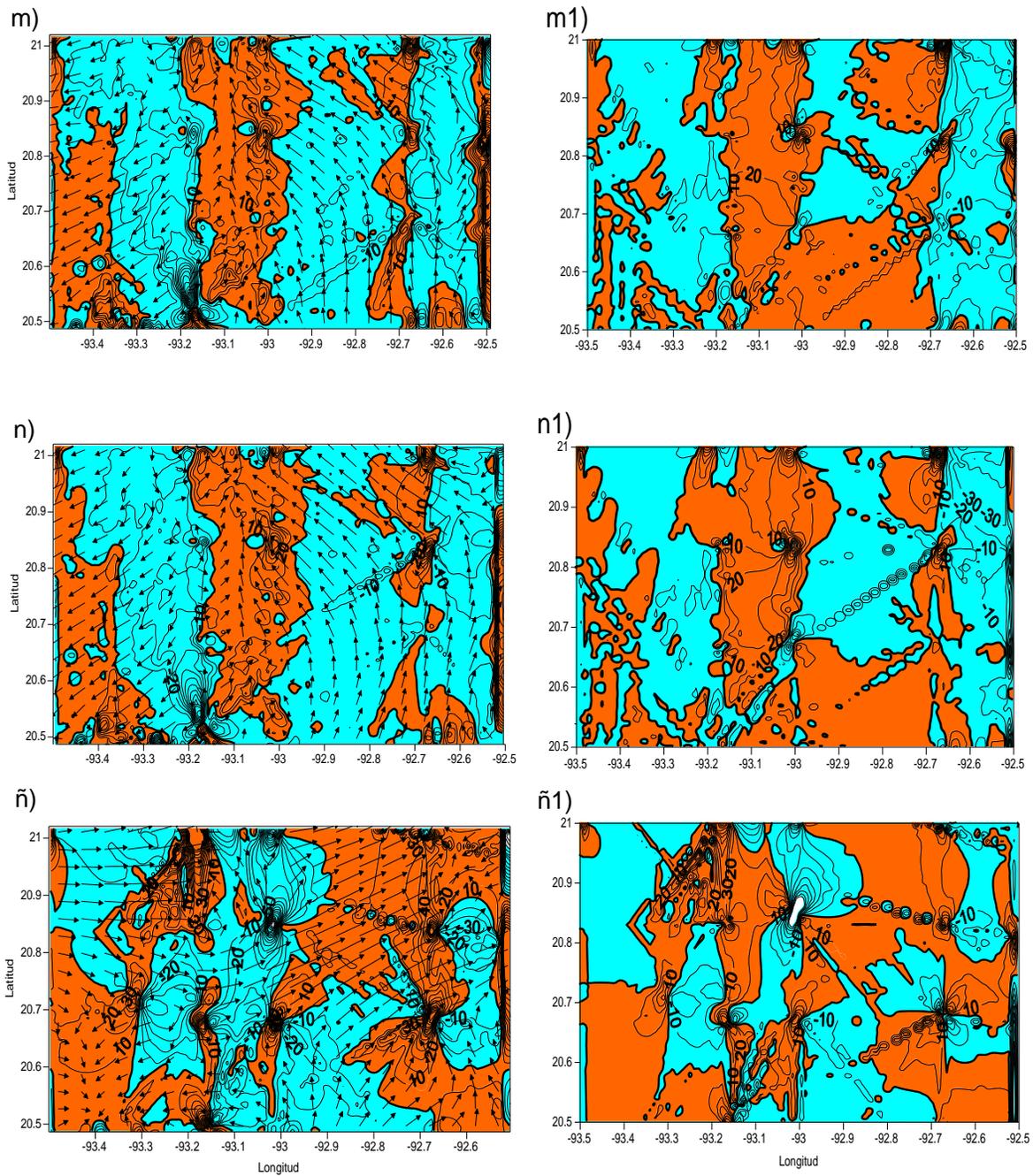


Figura 28. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: m) 212 m, n) 228 m, ñ) 244 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En m1) (212 m), n1) (228 m), ñ1) (244 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

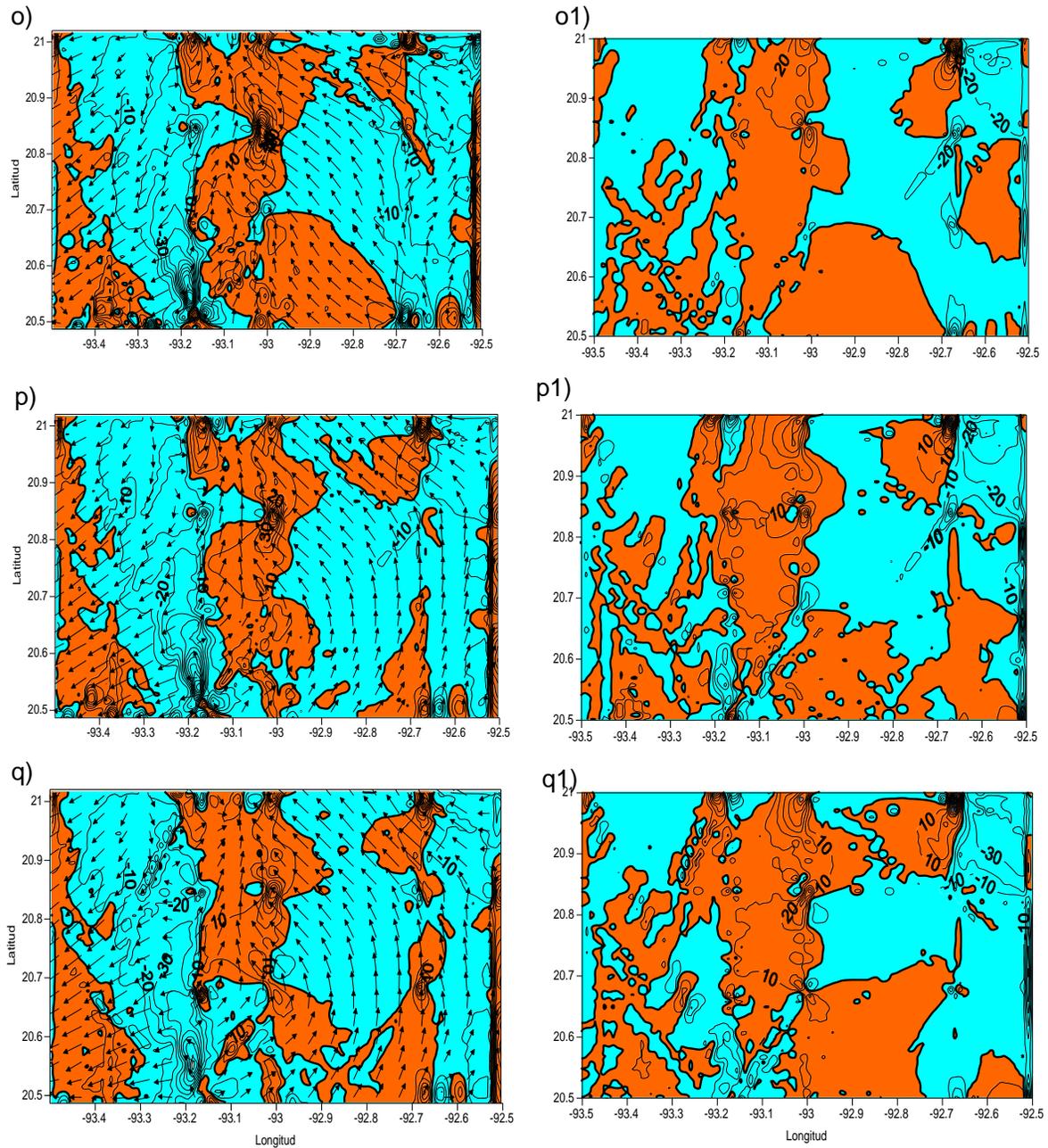


Figura 29. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: o) 260 m, p) 276 m, q) 292 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En o1 (260 m), p1 (276 m), q1 (292 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

A los 308 m de profundidad, se observó nuevamente un cambio en la magnitud, dirección y sentido de las corrientes, teniéndose una corriente que se dirige del noreste al suroeste, en el cuadrante derecho superior, con ligeras corrientes ascendentes; en el cuadrante derecho inferior se encuentra un dipolo de vorticidad (Fig. 30 r1) alrededor del cual se observan corrientes ascendentes y descendentes. Los cuadrantes izquierdos muestran una corriente predominantemente hacia el suroeste, con ligeras corrientes ascendentes y una mezcla de vorticidades positivas y negativas. En la zona cercana al dipolo, se observa nuevamente una región simétrica de vorticidades positivas y negativas, que coincide con flujos ascendentes y descendentes donde aparecen dichas vorticidades. El comportamiento anterior cambia a los 324 m y a los 340 m de profundidad en donde se observa que la corriente de los cuadrantes izquierdos tiende a ir hacia el oeste, con un aumento de la región de vorticidad negativa; mientras que en el cuadrante derecho asciende del sur hacia el norte con ligera tendencia a girar al noroeste. El dipolo de vorticidad visto en la capa de los 308 m casi desaparece en estas capas, tendiendo a aumentar la vorticidad negativa en la zona donde se encontraba; este aumento se aprecia mejor con el comportamiento vertical de la velocidad donde el flujo descendente es mayor en proporción que el flujo ascendente.

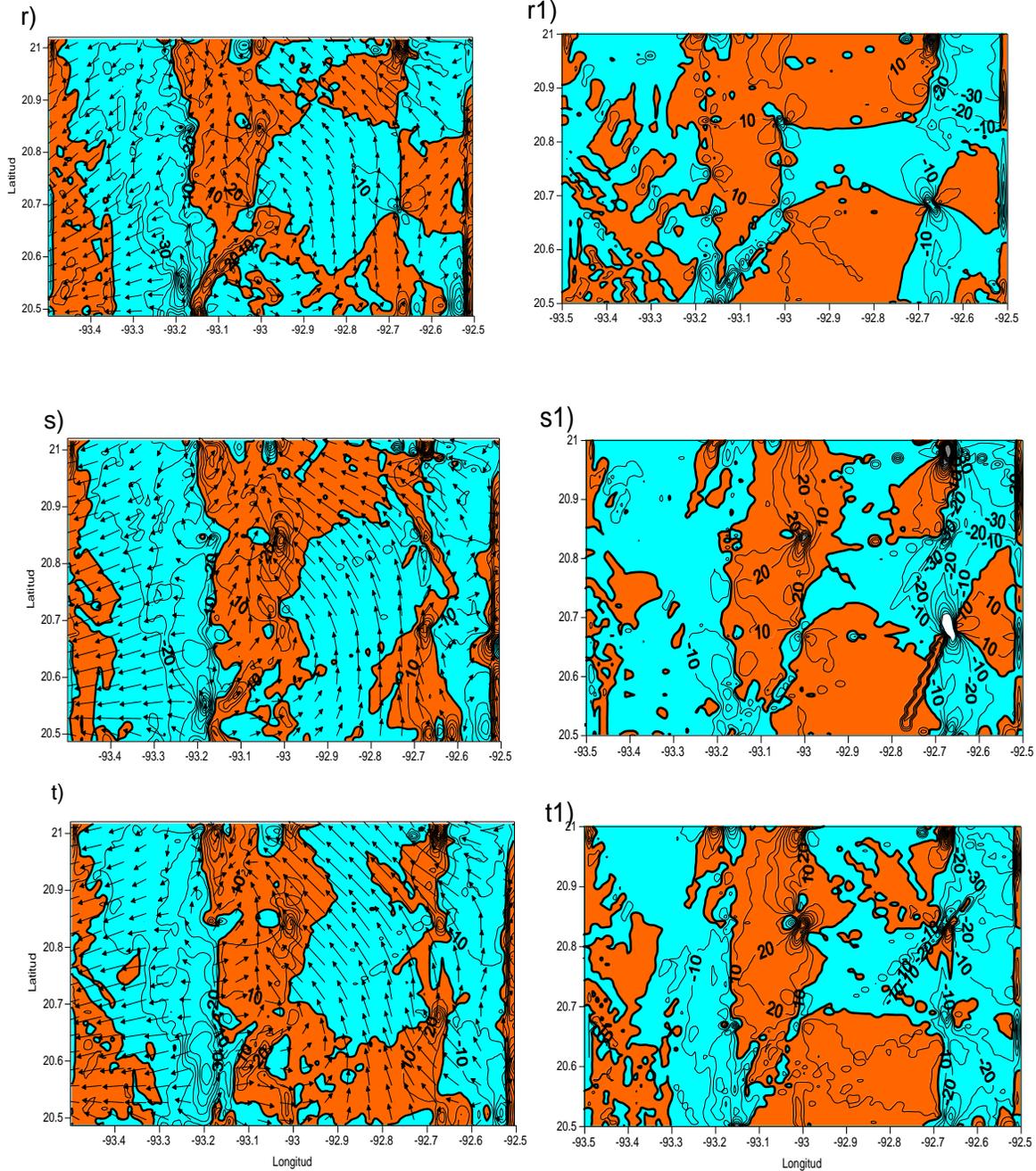


Figura 30. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: r) 308 m, s) 324 m, t) 340 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En r1 (308 m), s1 (324 m), t1 (340 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

De los 324 m a los 372 m de profundidad, una vez más, se presenta vorticidad positiva con un valor de $20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Figuras 30 s1, t1, y 31u1, v1), aunque se observa a 372 m este valor solo en la parte norte, en el resto de la zona se observa una disminución de este valor a 10^{-6} s^{-1} . También, a 388 m de profundidad se presenta vorticidad positiva de $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 31 w1). Mientras que la vorticidad negativa fue de $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ a $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ que se presentó de 308 m a los 340 m de profundidad.

En la capa de los 356 m se observó nuevamente, un cambio en el patrón de circulación y distribución de las vorticidades (similar al observado en la capa de los 244 m), en donde una corriente sin oscilaciones, que corre del oeste hacia el este, cruza la zona de estudio, tendiendo a subir hacia el noreste en la parte derecha del área de estudio. Además, se observa una región de vorticidad positiva que presenta un par de corrientes, una que viene del este y otra del oeste, en la esquina superior izquierda del cuadrante noroeste, que chocan y se conducen hacia el norte, coincidiendo con un flujo ascendente en la velocidad vertical de la corriente.

A los 372 m de profundidad, cambia nuevamente el patrón de la circulación y de la distribución de la vorticidad (Fig. 31v-v1), obteniéndose un punto de convergencia de la corriente ligeramente hacia el noroeste, manteniéndose hasta los 388 m de profundidad (Fig. 31 w). La distribución de la velocidad vertical a 356 m de profundidad coincidió con la de la vorticidad teniéndose flujos ascendentes donde existe vorticidad positiva y flujos descendentes donde aparece la vorticidad negativa.

A 404 m de profundidad todavía mantiene el mismo patrón de circulación que en las capas anteriores. En 420 m de profundidad se presenta un giro ciclónico al sureste y un meandro en el oeste. Para los 404 m y 420 m de profundidad se presenta vorticidad positiva con valor máximo de $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ y vorticidad negativa con un valor de $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, (Fig. 32 x1, y1) posteriormente a los 436 m, 452 m y 468 m de profundidad aumenta nuevamente a $20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 32 z1 y 33 a1, b1).

En los 468 m de profundidad (Fig. 33 b1) se puede apreciar un meandro al sureste y un giro ciclónico al suroeste. A 484 m y a 500 m de profundidad (Fig. 34), se observó un meandro al oeste que disminuyó con la profundidad a una corriente menos intensa.

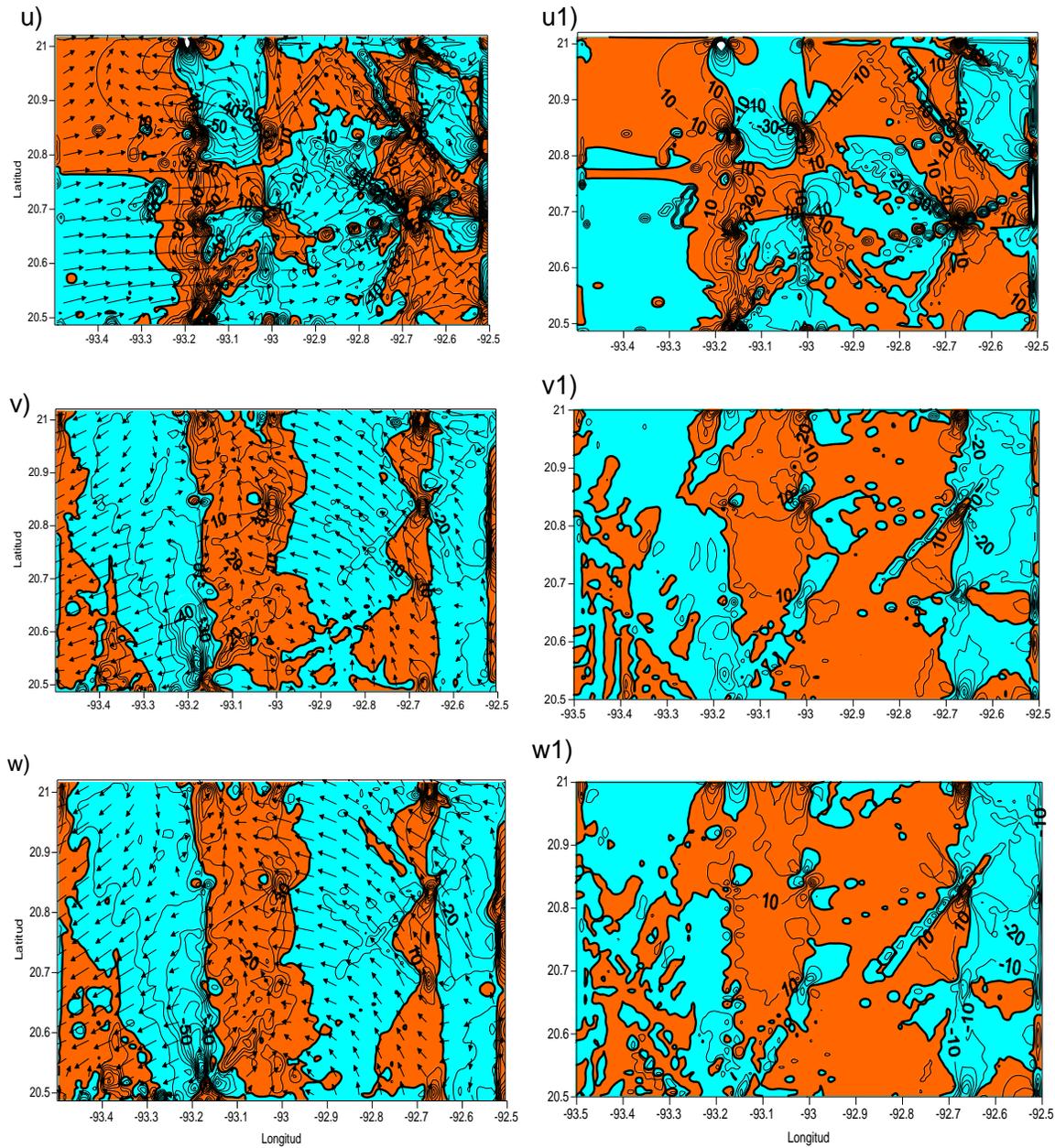


Figura 31. Patrón de circulación (m s^{-1}) a) u) 356 m, v) 372 m, w) 388 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En u1 (356 m), v1 (372 m), w1 (388 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

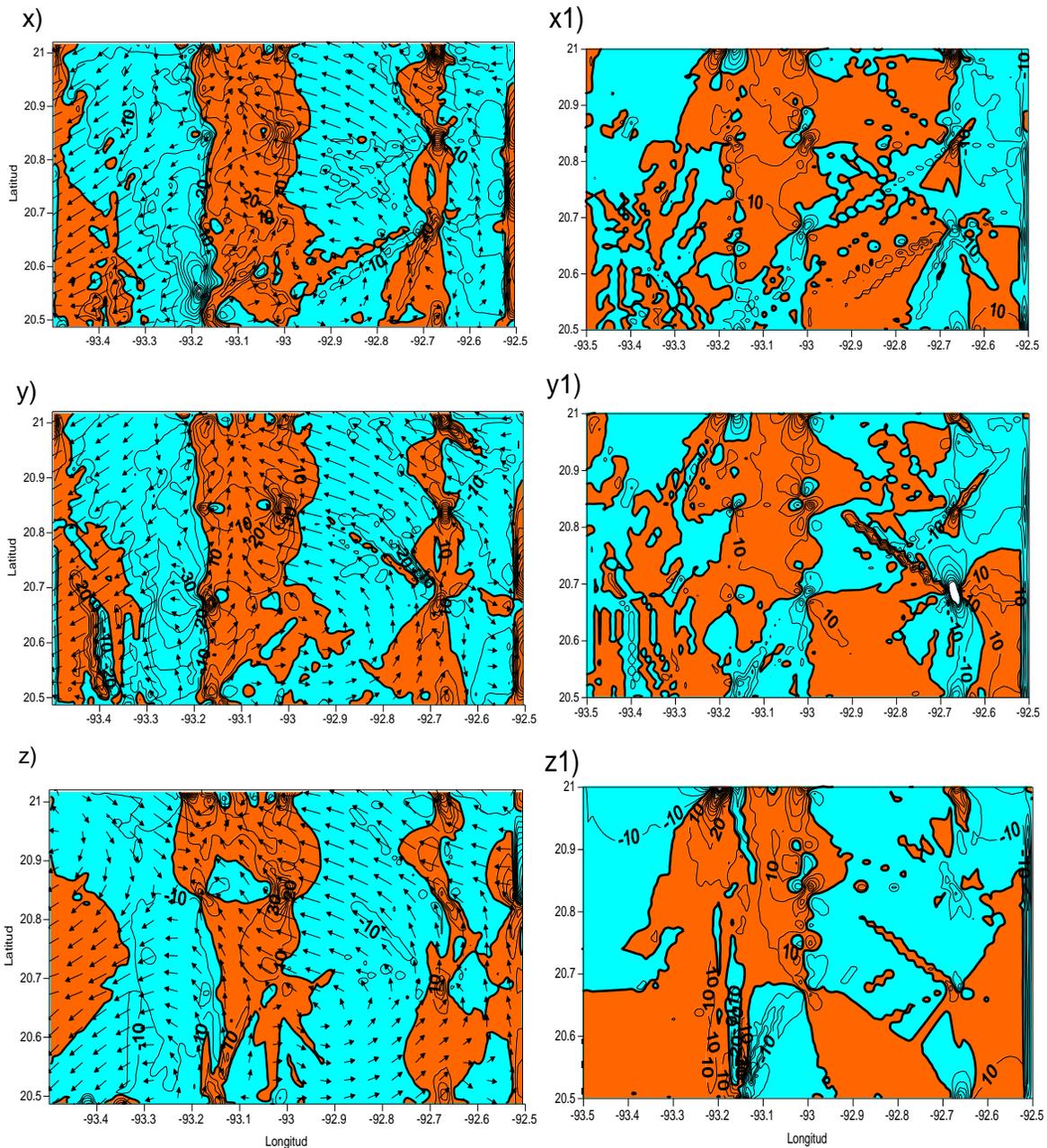


Figura 32. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: x) 404 m, y) 420 m, z) 436 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En x1) (404 m), y1) (420 m), z1) (436 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

Como ya se mencionó, a 452 m de profundidad, se observó la presencia de un giro ciclónico, coincidiendo con la región donde se presentaron vorticidades positivas (Fig. 33 a1) y un flujo ascendente. A los 484 m de profundidad se registraron vorticidades positivas; en cuanto a la velocidad vertical se tuvieron zonas de ascenso y descenso de agua (Fig. 34c-c1).

En la última capa de este estudio, a 500 m de profundidad, se observa un patrón diferente en las corrientes y las vorticidades, presentándose una tendencia de la corriente a dirigirse hacia el norte en toda el área de estudio y en la vorticidad se observa un dipolo a los 20.5° y 20.6° N y 92.7° y 92.6° W, coincidiendo el ascenso de agua con la vorticidad positiva y el descenso de agua con vorticidad negativa. La intensidad de la corriente varió con la profundidad gradualmente hasta los 500 m de profundidad. Los valores más altos de las corrientes ($40 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$) se presentaron en las capas de 244 m, 356 m y 484 m de profundidad.

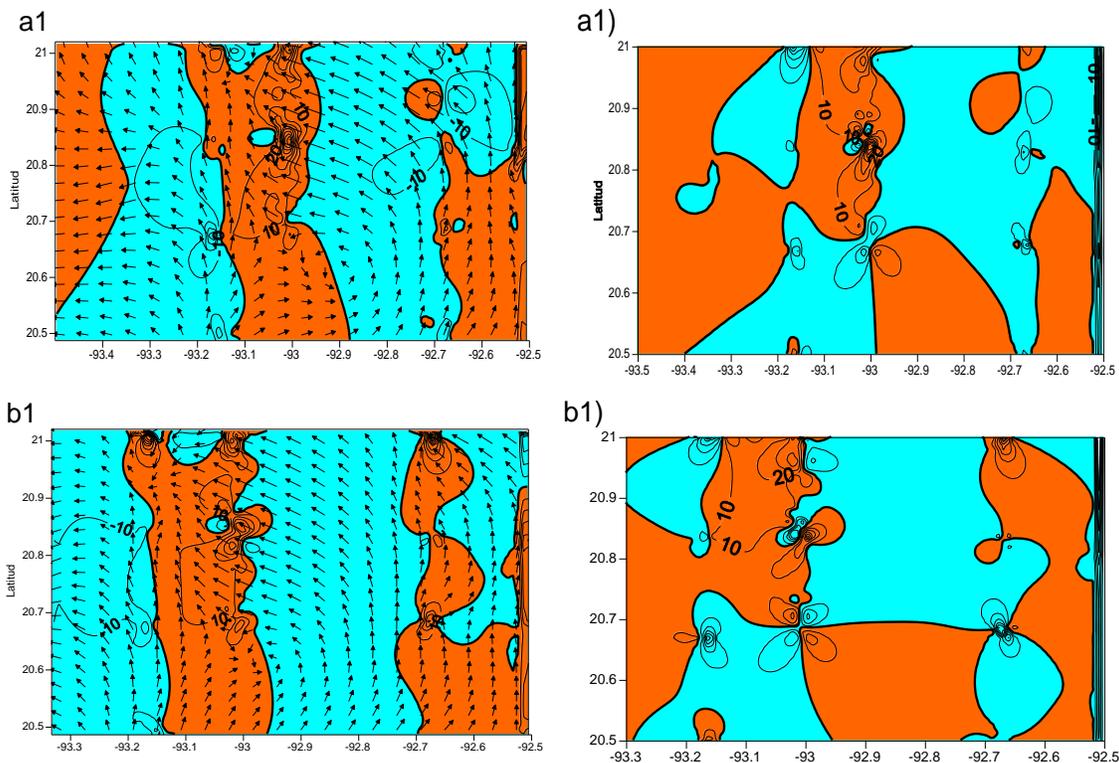


Figura 33. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: a) 452 m, b) 468 m, de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En a1 (452 m), b1 (468 m), se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

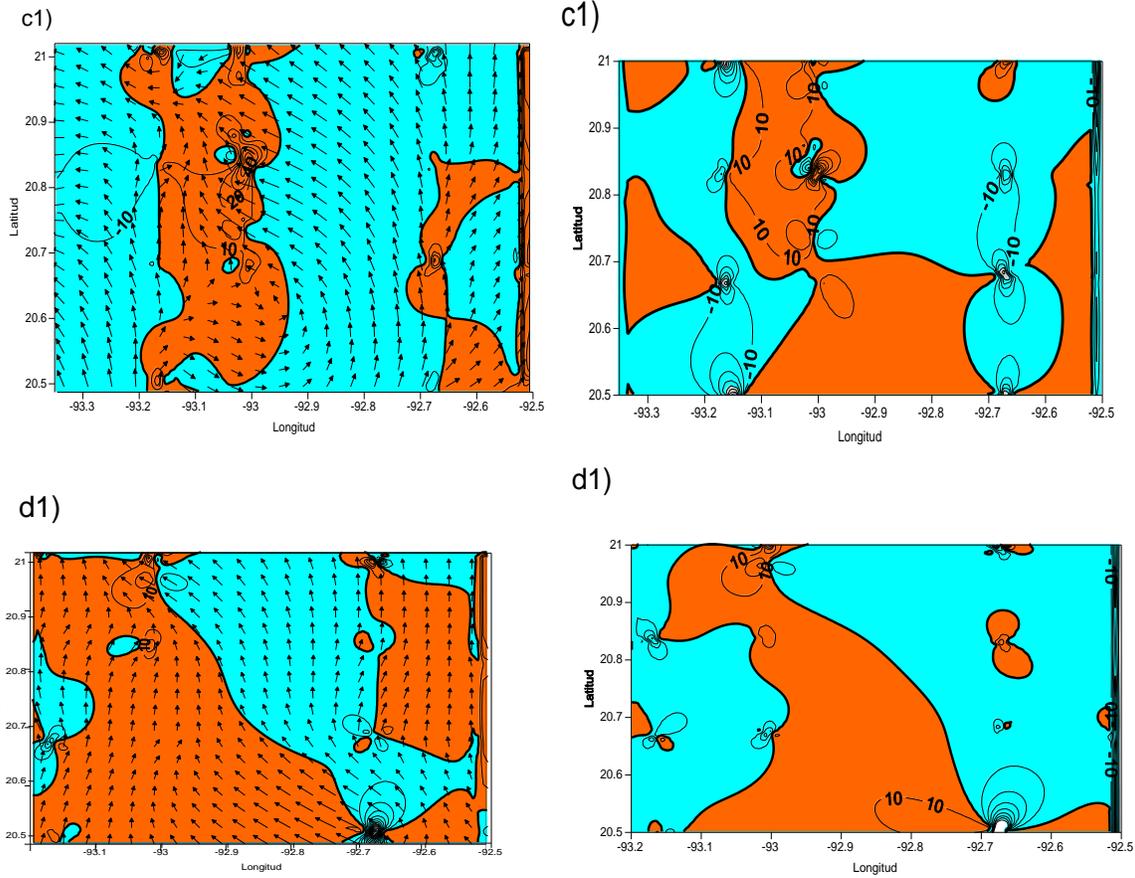


Figura 34. Patrón de circulación (m s^{-1}) a: c) 484 m, d) 500 m de profundidad, indicando con vectores las velocidades horizontales y con colores la componente vertical de la velocidad ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Los valores positivos de velocidad vertical están en color rojo y los negativos en color azul. En c1 (484 m), d1 (500 m) se muestra la componente vertical de la vorticidad relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), los valores positivos se representan en color rojo y los negativos en color azul.

Números de Froude y de Rossby

Para confirmar la sinopticidad del estudio se analizó el Número de Rossby, empleando la velocidad máxima del giro ciclónico observado a los 452 m de profundidad, que fue de 0.07 m s^{-1} , el radio aproximado del giro y el parámetro de Coriolis, dándonos $f = 2\Omega \sin\phi = 2\Omega \sin(20.48) = 5.102 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Sustituyendo este valor en la ecuación adimensional del número de Rossby se obtiene:

$$R_o = \frac{U}{fL} = \frac{0.07 \text{ ms}^{-1}}{(5.102 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1})(21000 \text{ m})} = 0.06$$

Así, $R_o = 0.06$ que es menor que la unidad, por lo tanto, de aquí se desprenden dos conclusiones la primera es que el efecto de la rotación de la Tierra es importante y la segunda que es válido el análisis sinóptico del muestreo realizado en el Cañón de Campeche.

Los resultados de cálculo del número de Froude nos permiten determinar si el comportamiento de la corriente que cae sobre el Cañón de Campeche tiene una influencia significativa debida a la rotación de la Tierra o es un fenómeno local y, de la misma manera si la corriente es influenciada por la topografía, lo que nos indicaría la presencia de saltos hidráulicos.

A nivel general, los resultados de los valores del Número de Froude mostraron un comportamiento ondulante de este a oeste en toda el área estudiada resultando lo siguiente:

$$F_o = \frac{U}{\sqrt{g'L}} = \frac{0.3 \text{ ms}^{-1}}{(0.014 \text{ m s}^{-2})(43000 \text{ m})} = 0.012$$

Este número interno de Froude indicaría la velocidad de flujo relativo a la velocidad de fase de la longitud de las ondas internas gravitatorias (Elken, 2008).

DISCUSIÓN

La comparación con los patrones de circulación horizontal, velocidad vertical, vorticidad relativa y las estructuras hidrográficas analizadas desde los 20 m a hasta los 500 m de profundidad mostraron la presencia de dos masas de agua durante la realización de este estudio, fines de época de nortes, que son el Agua Común del Golfo (ACGM), con salinidad de 36.20 a 36.40 y temperatura de 22.50 a 29°C; que presenta un mecanismo de formación de mezcla, debido a los movimientos convectivos, mezcla que solo afecta la parte superior (Elliot, 1982). Vidal *et al.* (1992), mencionan que el mecanismo principal de la formación de la ACGM es por la colisión que sufre el giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental en el oeste del Golfo de México y el Agua Intermedia Antártica (AIA), con salinidad de 34.6 a 34.88 y temperatura de 6.10 a 6.30 °C.

Con las distribuciones de temperatura, salinidad y densidad relativa, se pudo determinar que a 20 m de profundidad se presenta un giro ciclónico y una corriente de intrusión de agua cálida que corre de este a oeste. A 50 m de profundidad se presentó un giro ciclónico y a 100 m de profundidad un meandro. A 200 m se formó un meandro con tendencia a formar un giro anticiclónico, a 300 m se observó un giro anticiclónico y a 400 m de profundidad se mostraron dos giros anticiclónicos y un pequeño giro ciclónico; giros reportados también por Rosales Navarro, (2007). La distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial ratificaron la presencia de los giros ciclónicos y anticiclónicos.

Se observó un giro ciclónico bien definido a los 452 m de profundidad; con el patrón de circulación de la corriente, a partir de las distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad potencial se alcanza a apreciar un levantamiento de las isothermas entre los 430 m y 500 m de profundidad indicando la presencia de este giro ciclónico; a partir de esto se infiere un espesor del giro de aproximadamente 70 m.

La capa de mezcla coincidió con lo reportado por Rosales Navarro (2007) para fines de la época de nortes, con 45 m de espesor y temperatura superficial de 26 °C. Los planos de temperatura, salinidad y densidad potencial mostraron un giro anticiclónico a los 300 m y 400 m de profundidad, coincidiendo con hundimientos en las isothermas e isopícnas desde los 200 m hasta los 400 m de profundidad.

La circulación en la superficie del Cañón de Campeche presentó una tendencia ciclónica en el suroeste de la región y anticiclónica al noroeste, coincidiendo con lo reportado por Rosales Navarro (2007) y Díaz Flores (2004). Ésta tendencia ciclónica se observó en la corriente ascendente inferida a partir de valores positivos de la velocidad vertical. Por otro lado, los flujos descendentes en la circulación anticiclónica produjeron hundimientos en las isotermas.

La velocidad de la corriente en el Cañón de Campeche en general fue de $3 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1}$, sin embargo, se pudo observar que la velocidad horizontal máxima de la corriente que cae en el cañón fue de 0.6 m s^{-1} y por conservación de vorticidad indujo la formación de giros ciclónicos por el cambio abrupto de la profundidad (Pond y Pickard, 1983); esto hace que cambie la vorticidad potencial, resultando en la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos como los estudiados por Rennie (2005) y Rosales Navarro (2007).

La velocidad máxima de la corriente en el Cañón de Campeche que fue de 0.6 m s^{-1} mayor que la del Cañón de Astoria y de modelos de laboratorio y numérico que fueron de 0.2 m s^{-1} , 1.2 cm s^{-1} , 1.2 m s^{-1} respectivamente, mientras que, en el Cañón de Perth fue de alrededor de 0.6 m s^{-1} con una máxima registrada de 1 m s^{-1} , se puede inferir que la corriente en el Cañón de Campeche fue intensa. Cabe hacer notar que Rosales Navarro (2007) registró una rapidez máxima de la corriente con geostrofia para época de nortes de 20 cm s^{-1} o 0.2 m s^{-1} en agua superficial. Es importante hacer notar que las velocidades más intensas se encontraron en capas subsuperficiales y no en la superficie, esto concuerda con lo reportado por Shaw *et al.* (2003) para el Cañón de Barrow en el Mar Beaufort.

El cálculo del radio de deformación interna de Rossby (L_{Ri}) para este estudio fue de 16.99 km (Est. 18), mientras que Rosales Navarro (2007) reportó un L_{Ri} de 18 km, siguiendo a Klinck (1989) el Cañón de Campeche es dinámicamente ancho y por lo tanto el cañón distorsionará el flujo llevándolo a lo largo de las isobatas. En esta tesis el flujo al caer en el cañón produjo una tendencia a curvarse ciclónicamente y produjo la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos.

La presencia de ondas internas se corroboró con los valores del número de Froude y con las distribuciones verticales de temperatura, salinidad y densidad potencial dándonos valores de número de Froude menores a la unidad indicando la formación de un flujo subcrítico. Estos valores indican la formación de saltos hidráulicos ondulantes (Chown,

1959) en el Cañón de Campeche. Por otro lado, las estratificaciones analizadas en los perfiles verticales de temperatura, salinidad y densidad indicaron la presencia de ondas internas debido a los cambios que afectan la densidad con la profundidad (Hidy, 1971); condiciones similares se presentaron en el Cañón de Monterey (Rosenfeld *et al.*, (1999). Las ondas internas se desplazaron de este a oeste. Valores del número de Froude menores a uno también fueron reportados en estudios numéricos y experimentales sobre cañones submarinos como los del del Cañón Juan de Fuca, E.U. y en cañones en forma de V (Waterhouse *et al.*, 2009; darelus, 2008).

Los números de Rossby calculados en este estudio fueron menores a uno. Se sabe que a números de Rossby pequeños, la vorticidad planetaria domina sobre la vorticidad relativa (Elken, 2008); en este caso en particular se puede considerar que el fenómeno de formación de los giros es fuertemente influenciado por el efecto de la rotación de la Tierra.

La pared del Cañón de Campeche a la derecha (este) de la región de estudio es un factor de barrera importante para la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos. Esta interacción corriente-pared forma también, giros ciclónicos y anticiclónicos en el Cañón de Perth (Rennie, 2005). Rosales Navarro (2007) pone de manifiesto la presencia de estos giros por la interacción de la corriente con la pared del Cañón de Campeche. En este estudio, la principal interacción entre la corriente y la pared se observó a 244 m, 308 m, 356 m, 436 m y 500 m de profundidad, formando giros ciclónicos y anticiclónicos. A estas profundidades se presentaron las mayores velocidades horizontales, siendo éstas de 0.53 m s^{-1} , 0.52 m s^{-1} , 0.66 m s^{-1} , 0.5 m s^{-1} , a partir de este último valor disminuyó la velocidad a 0.25 m s^{-1} y en 500 m aumento a 0.37 m s^{-1} ; esto como se mencionó antes, concuerda con lo reportado por Shaw *et al.* (2003) para el Cañón de Barrow en el Mar Beaufort quienes encuentran que las velocidades más intensas están en capas subsuperficiales.

Schott (1971) caracterizó ondas internas de gravedad en el Mar del Norte con una longitud de onda del orden de $\lambda = 4.5 \times 10^4 \text{ m}$, y un periodo de onda de alrededor de 12 h; en esta tesis la longitud de las ondas internas en el Cañón de Campeche fueron de $L = \lambda = 4.3 \times 10^4 \text{ m}$, por lo que podemos utilizar la información de Schott para señalar que el periodo de las ondas internas de este trabajo es de aproximadamente 12 h, este tipo de onda con este periodo de duración, son llamadas ondas internas semi-diurnas (Roberts, 1975). Estas ondas son forzadas por la marea semidiurnas (M_2). La amplitud (η) de las ondas internas

reportadas por schott (1971) es de 2-10 m; una amplitud muy pequeña comparada con la longitud de onda ($\eta \ll \lambda$). Schott (1971) reporta que este tipo de ondas internas semi-diurnas en el Mar del Norte tuvieron una amplitud de 2 m.

A partir de esta información se obtuvieron las siguientes características de las ondas internas encontradas en el Cañón de Campeche:

$$\text{Número de onda } k = \frac{2\pi}{\lambda} = 1.4612 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$$

$$\text{Frecuencia } f = \frac{1}{T} = \frac{1}{12h} = 0.08 \text{ hs}^{-1} = 2.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$\text{Frecuencia angular } \omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} = 1.4533 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\text{Velocidad de onda o de fase } v_f = \frac{\omega}{k} = \lambda f = (43 \text{ km})(0.08 \times 10^{-5} \text{ hs}^{-1}) = 3.44 \text{ kmh}^{-1}$$

Fuentes o mecanismos de la generación de las ondas internas en el Cañón de Campeche pueden deberse a:

- 1) Se sabe que cuando la corriente fluye sobre una topografía irregular, la superficie rugosa generara la propagación de ondas internas largas con un flujo debido a/o por marea porque la velocidad máxima de la corriente es menor a la velocidad de fase de la onda (Roberts, 1975). En esta tesis la velocidad máxima de la corriente fue de 0.6 m s^{-1} mucho menor que la velocidad de fase de la onda.
- 2) Cuando se presenta una estratificación las mareas pueden inducir una oscilación de las isotermas, isopicnas e isohalinas generando ondas internas.

La irregularidad en la pendiente del cañón indujo meandros aguas abajo, en profundidades donde la velocidad de la corriente fue mayor, como lo reportado para el Cañón Barrow (Shaw *et al.*, 2003). Además, se formaron giros ciclónicos a 50 m y a 452

m de profundidad y anticiclónicos a 200 m, 300 m y 400 m de profundidad por las inestabilidades barotrópicas y baroclínicas (Albérola *et al.*, 1995; Flexas *et al.*, 2004; 2005).

La velocidad vertical calculada para las corrientes en el Cañón de Campeche se relacionó fuertemente con la vorticidad, situación observada también por Rennie (2005) en el Cañón de Perth. En nuestro análisis, estas velocidades fueron oscilatorias, disminuyendo o aumentando los valores alternadamente, observándose una tendencia a disminuir dicha velocidad vertical conforme aumentaba la profundidad.

En la mayor parte de nuestra área de estudio, cada profundidad fue dominada por un flujo ciclónico, condiciones similares a lo que reportan Waterhouse *et al.* (2009), Pérénne *et al.* (2001), Etling *et al.* (2009), Pérénne *et al.* (1997) y Klinck (1996), en los cañones que estudiaron.

CONCLUSIONES

Apoyando las hipótesis de esta tesis se desprenden las siguientes conclusiones:

1. El área estudiada presentó dos masas de agua la ACGM y la AIA.
2. El Cañón de Campeche presentó un levantamiento de la columna de agua en la cabeza, es decir, a 20 m, 50 m y 100 m de profundidad; esta agua es densa, fría y salina.
3. La corriente que cae en el Cañón de Campeche forma meandros y giros ciclónicos y anticiclónicos.
4. La pendiente del Cañón de Campeche causa la deflexión de la corriente marina forzándola a descender o ascender.
5. A los 452 m de profundidad se presentó un giro ciclónico ubicado al centro y en la parte sur del área analizada, con diámetro de 21 km.
6. Los números de Rossby y Froude indicaron una implicación por la rotación de la Tierra de la corriente marina con la topográfica del cañón.
7. El Cañón de Campeche a finales de época de norte presentó vorticidad negativa y vorticidad positiva del orden de 10^{-6} s^{-1} , observando giros anticiclónicos y ciclónicos respectivamente.
8. El cañón presenta saltos hidráulicos ondulantes, indicando ondas internas generadas por estratificación y por cambios bruscos de la batimetría del Cañón de Campeche
9. El análisis de la vorticidad en el Cañón de Campeche presentó dos fuentes de formación de vorticidad ciclónica, la primera fue por la intensidad de la velocidad de la corriente y la otra es por el fuerte gradiente batimétrico.
10. El mecanismo de formación de los giros es debido a la conservación de la vorticidad potencial inducido por efectos topográficos.

Adicional a estas conclusiones se hace una recomendación para trabajos posteriores:

Colocar anclajes en la zona del Cañón de Campeche para generar series de tiempo que permitan caracterizar las ondas internas encontradas en él y sus mecanismos de forzamiento.

REFERENCIAS

- Albérola, C., Millot, C., Font J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the Western Mediterranean Sea. *Oceanology Acta*, 18, 163-172.
- Aldeco J., Monreal Gómez M.A., Signoret M., Salas de León D.A., Hernández Becerril D.U., 2009. Occurrence of a subsurface anticyclonic Eddy, fronts, and *Trichodesmium* spp. Over Campeche canyon region, Gulf of Mexico. *Ciencias marinas*, Vol 35, No. 4, 333-344 p.
- Allen, S.E, Dinniman, M.S., Klinck, J.M., Gorby, D.D., Hewett, A.J., Hickey, B.M., 2003. On vertical advection truncation errors in terrain-following numerical models: Comparison to a laboratory model for upwelling over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 108, 1-16.
- Broenkow, W.W., McKain S.J., 1972. Tidal oscillations at the head of Monterey Submarine Canyon and their relation to oceanographic sampling and the circulation of water in Monterey Bay. Moss Landing Laboratories Tech. Pubic 72-05, 42 p.
- Chaudhry, M.H., 1993. *Open Channel Flow*. Prentice-Hall, Inc., 640 p.
- Chow, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, Inc., 680 p.
- Cruz Gómez, R.C., Monreal Gómez M.A., Bulgakov N.S., 2008. Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia*, 33(10): 741-746.
- Cox, M.D., 1984. *A primitive Equation, three-dimensional model of the ocean*. Tech. Rep. No. 1, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, N.J., 143 p.
- Darelius, E., 2008. Topographic steering of dense overflows: Laboratory experiments with V-shaped ridges and canyons. *Deep-Sea Research I*, 55, 1021-10334.
- Díaz Flores, M.A., 2004. *Estudio de las corrientes en la Bahía de Campeche utilizando un perfilador acústico doppler (ADCP)*. Tesis de Maestría. UNAM: Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Ciudad Universitaria México, D.F., 67 p.
- Dongliang, Y., 2002. A numerical study of barotropically forced intrusion in DeSoto Canyon. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2.1-2.15 p
- Elliot, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of México. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1272-1309.
- Elken, J., 2008/12/5. Scalasofvariability. Capítulo3. En <http://www.msi.ttu.ee/~elken/D03.pdf>, 27 p.

- Escobar Briones, E., Estrada Santillán E.L., Legendre P., 2008. Macrofaunal density and biomass in the Campeche Canyon, Southwestern Gulf of México. *Deep-Sea Research II*, 55, 2679-2685.
- Eitling D, Grischka M., Kreyer D., Sommeria J., Didelle H, Srdic-Mitrovic A., Boyer D.L., 2009/04/20. The effect of boundary layer turbulence on flows in the vicinity of submarine canyons. En www.Coriolis=legi.org/REPORTS00-03/Eitling.pdf, 11 p.
- Flexas, M.M., Van Heijst G.J.F., Trieling R.R., 2004. Numerical simulation of barotropic jets over a sloping bottom: Comparison to a laboratory model of the Northern Current. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1-19 p.
- Flexas, M.M., Van Heijst G.J.F., Trieling R.R., 2005. The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the Northern Current. *Journal Physical Oceanography*, 35, 790-810.
- Flexas, M.M., Boyer D.L., Espino E., Puig de Fábregas J., Rubio A., 2008. Circulation over a submarine canyon in the NW Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 113, 18.
- Foffonof, N.P., Millord Jr. R.C., 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. UNESCO Technical Papes on Marine Science, 44, 53 p.
- Furnas, M.J., Smayda T.J., 1986. Inputs subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank. *Continental Shelf Research*, 7(2): 161-175.
- Gordon, R.L., Marshall N.F., 1976. Submarine canyons: internal wave traps?. *Geophysical Research Letter*, 3, 622-624.
- Hidy, G.M., 1971. *The Waves. The Nature of Sea Motion*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 150 p.
- Hotchkiss, F.S., Wunsch C.H., 1982. Internal waves in Hudson Canyon with possible geological implications. *Deep-Sea Research*, 29, 415-442.
- Imágenes de satellite del 24 de abril 2000 /http://argo.colorado.edu/~realtime/gom_modis/ y http://argo.colorado.edu/~realtime/gom-real-time_velmag/
- Juárez González, E., 1985. *De los Fluidos a los Teoremas de Green, Stokes y Gauss*. Una construcción intuitiva. Tesis de Licenciatura en Matemáticas. Facultad de Ciencias. UNAM. 89 p.
- Klinck, J.M., 1989. Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 94, 6133-6144.
- Klinck, J.M., 1996. Circulation near submarine canyons: A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 101, 1211-1223.

- Mendoza, M., Ortiz Pérez M.A., 2000. Caracterización geomorfológica del talud y la plataforma continentales de Campeche-Yucatán, México. Investigaciones Geográficas. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 43, 7-31.
- Monreal Gómez, M.A., Salas de León D.A., Velasco Mendoza, H., 2004. *La hidrodinámica del Golfo de México. Diagnóstico Ambiental del Golfo de México*. Caso M., Pisantry I., Ezcurra E. (compiladores). Primera Edición. México. Vol. I, 626 p.
- Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 624 p.
- Perénne, N., Lavelle J.W, Smith IV D.C., Boyer D. L., 2001. Impulsively Started Flow in a Submarine Canyon: Comparison of Results from Laboratory and Numerical Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 18.
- Perénne N., Verron J., Renouard D., 1997. Rectified Barotropic Flow over a Submarine Canyon. *Journal of Physical Oceanography*. 27(9).
- Ping-Tung S., Shenn-Yu C., 2003. Effects of a baroclinic current on a sinking dense water plume from a submarine canyon and heton shedding. *Deep-Sea Research I*, 50, 357-370.
- Pond, S., Pickard, G.L., 1983. *Introductory dynamical oceanography*, 2nd edición, Butterworth- Heinemann, Oxford, 329 p.
- Rennie S.J., 2005. *Oceanographic processes in the Perth Canyon and their impact on Productivity*. Thesis for the Degree of Doctor of Philosophy of Curtin University of Technology. December, 179 p.
- Roberts J., 1975. *Internal gravity waves in the ocean*. Marine Science, Vol.2, 274 p.
- Rosales Navarro I.S., 2007. *Hidrografía y Corrientes geostróficas en la región del Cañón de Campeche*. Tesis de Maestría. UNAM: Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Ciudad Universitaria México, D.F. 89 p.
- Rosenfield L.K., Paduan J.D., Petruncio E.T., Goncalves J.E., 1999. Numerical Simulations and Observations of the Internal Tide in a Submarine Canyon, presented at 11th „Aha Hulika’ a Hawaiian Workshop Dynamics of Oceanic Internal Gravity Waves, Univ. of Hawaii at Manoa, Honolulu, Hawaii.
- Salas de León D.A., Monreal Gómez M.A, Signoret M., Aldeco J., 2004. Anticyclonic-cyclonic eddies and their impacto n near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of México. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1-10.
- Schott F., 1971. On horizontal coherence and internal wave propagation in the North Sea. *Deep-Sea Research*, 18, 291-307.

- Shaw, P.T., Chao S.Y., 2003. Effects of baroclinic current on a sinking dense water plume from a submarine canyon and heton shedding. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 50(3), 357-370.
- She, J., Klinck J.M., 2000. Flow near submarine canyons driven by constant winds. *Journal of Geophysical Research*, 105, 28,671-28,694.
- Shepard F.P., Marshall N.F., 1969. Currents in La Jolla and Scripps Submarine Canyons. *Science*, 165(3889), 177-178.
- Skirris N., Hecq H. J., Djenidi S., 2002. Water fluxes at an ocean margin in the presence of a submarine canyon. *Journal of Marine Systems*, 32, 239-251.
- Smiths A.J., 2003. *Mecánica de Fluidos Una introducción física*. Alfaomega grupo editor S.A. de C.V. México D.F. 568 p.
- Vallis Geoffrey K., 2007. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, reimpresión 2007. Inglaterra, 745 p.
- Vázquez de la Cerda, A.M., 1975. Currents and wáter of the upper 1200 meters of the southwestern Gulf of México. M. Sc., Thesis, Dept. Oceanography. Texas a &M University, 106 p.
- Vidal, M.V.V., Vidal, F.V., Pérez-Molero, J. M., 1992. Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97 (C2), 2155- 2172.
- Weaver P., 1950. Variation in History of Continental shelves. *Bulletine of the American Association of Petrology and Geology*, 34,351-360.
- Waterhouse A. F., Allen S. E., Bowie A. W., 2009. Upwelling flow dynamics in long canyons at low Rossby number. *Journal or Geophysical Research*, Vol. 114, 18 p.
- Wunsch,C., Webb, S., 1979. The climatology of deep ocean internal waves. *Journal Oceanographyc.*, 9, 235-243.