



Posgrado en Ciencia del Mar y Limnología



Universidad Nacional Autónoma de México

**ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL GIRO CICLÓNICO
DE LA BAHÍA DE LA PAZ**

TESIS

**Que para obtener el grado académico de
Maestría en Ciencias
(Oceanografía Física)**

Presenta

SARAI GARCÍA MIRAFUENTES

Directora de Tesis: Dra. María Adela Monreal Gómez

Comité tutorial: Dr. Noel Carbajal Pérez

Dr. Raúl Aguirre Gómez

Dr. Rodolfo Silva Casarín

Dr. Martín Merino Ibarra



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.

DEDICATORIAS

A mis padres Mario y Ale quienes con su apoyo pero sobre todo con su amor han forjado mis pasos. Los amo con todo mí ser.

A mi hermanita y amiga incondicional que a pesar de la distancia, ha estado a mi lado en todo momento. Te amo Nena.

A la persona que ha abierto un mundo de ilusiones en mi vida, David. Te amo mi niño.

**La posibilidad de realizar un sueño es
lo que hace que la vida sea interesante.**

Paulo Coelho

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Adela Monreal Gómez, por la confianza mostrada, el apoyo, la paciencia y su dirección que permitió realizar este trabajo.

Agradezco a los doctores Noel Carbajal Pérez, Raúl Aguirre Gómez, Rodolfo Silva Casarín y Martín Merino Ibarra por los comentarios, observaciones realizados durante el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. David Alberto Salas de León por las observaciones e ideas para la mejora del proyecto.

A la tripulación del B/O “El Puma” porque gracias a su apoyo a bordo del mismo se realizó la campaña oceanográfica DIPAL-I.

Al Concejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la haberme otorgado una beca con la que pude realizar mis estudios de posgrado.

A mi tía Irma por abrirme las puertas de su casa, por los muchos consejos y recomendaciones para proceder en la investigación.

A la Sra. María de Lourdes por el tiempo dedicado a la revisión de la ortografía y redacción de la tesis, muchísimas gracias.

A mi familia por todo su apoyo y motivación en los momentos de querer arrojar la toalla, muchas gracias los quiero mucho.

A todos los integrantes de los laboratorios de Oceanografía Física y de Procesos Oceánicos por esas sobremesas, risas y sobre todo por su amistad mil gracias.

A todas las personas, que ya no están físicamente a mi lado pero siempre estarán en mi corazón, a los amigos cercanos y lejanos (por la distancia) que siempre alegran mis días con sus noticias

INDICE

Resumen	
Abstract	
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Área de estudio	6
1.2. Antecedentes	8
CAPITULO II. METODOLOGÍA.....	12
2.1 Datos Hidrográficos.....	12
2.2. Datos de viento	13
2.3. Identificación de masas de agua	14
2.4. Marco teórico.....	15
2.4.1. Fuerza de gradiente de presión	15
2.4.2. Fuerza de gravedad.....	17
2.4.3. Fuerza de Coriolis.....	18
2.4.4 Fuerza de fricción	21
2.5. Ecuaciones de conservación de momentum.....	22
2.6. Aproximación geostrófica	25
2.7. Campos y corrientes barotrópicas y baroclínicas.....	36
2.8. Algunas características de vórtices	36
2.9. Vorticidad	38
CAPITULO III RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
RESULTADOS.....	40
3.1 Viento.....	40
3.2 Hidrografía	41
3.2.1 Distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad	42
3.2.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad	51
3.3 Topografía de la isoterma de 15 °C.....	63
3.4 Masas de Agua	64
3.5 Campos de velocidad geostrófica.....	66
3.6 Vorticidad relativa.....	75
3.7 Características del giro ciclónico	77
DISCUSIÓN	79
CONCLUSIONES	83
Referencias	84

Resumen

En la Bahía de la Paz se realizaron registros de Conductividad, Temperatura y Profundidad (CTD por sus siglas en inglés) en 45 estaciones hidrográficas en febrero de 2006. Dentro de la bahía se identificaron dos masas de agua; el Agua del Golfo de California (AGC) y el Agua Subtropical Subsuperficial (ASsSt). En esta época los vientos dominantes fueron del noroeste con velocidad máxima de 7 m s^{-1} . La termoclina se presentó alrededor de 50 m de profundidad. Además se calculó la velocidad geostrófica cuyo patrón de circulación muestra la presencia de un giro ciclónico centrado en la región próxima a Boca Grande, con una velocidad azimutal máxima de 28 cm s^{-1} . El giro ciclónico con un diámetro de 24 km se extiende hasta 110 m de profundidad y, es de muy baja energía en comparación con los anillos que se desprenden de las corrientes de frontera oeste.

Abstract

During February 2006 a CTD, Neil Brown was used to record Conductivity, Temperature and Pressure at 45 hydrographic stations in Bay of La Paz. Results show two water masses in the bay; Gulf of California Water (CGW) and Subtropical Subsurface Water (SSW). During the survey northwesterly winds were observed with maximum speed of 7 m s^{-1} . The thermocline was located around 50 m depth. The geostrophic velocities were calculated which exhibits a circulation pattern with a cyclonic eddy closed to Boca Grande. Its maximum azimuthal velocity was 28 cm s^{-1} . The cyclonic eddy had a diameter of 24 km, and was observed until 110 m depth, its energy was lower than those rings shift from the western boundary currents.

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

El océano está compuesto por un fluido geofísico que se encuentra en constante movimiento debido a las distintas fuerzas actuantes. Las fuerzas que controlan la dinámica en el océano se dividen en dos clases: 1) Las que causan el movimiento y 2) las que resultan del movimiento. Las primeras son: a) Fuerzas de gravitación, tanto la fuerza debida a la gravedad, como la atracción gravitacional que ejercen la luna y el sol sobre la tierra que ocasiona las mareas, b) El esfuerzo del viento; la componente tangencial que produce arrastre por fricción y la componente normal que ejerce presión sobre la superficie del mar; c) La presión atmosférica y d) Fuerzas sísmicas que actúan sobre el fondo del océano. A la otra clase de fuerzas pertenecen aquéllas que se producen cuando el fluido inicia el movimiento: a) La fuerza de Coriolis, que es una fuerza aparente sobre el agua en movimiento en un sistema en rotación (cualquier sistema sobre la tierra); b) La fuerza de fricción en las fronteras del fluido, la cual al oponerse al movimiento en el interior del fluido tiende a producir un movimiento más uniforme, esta fuerza tiende a disipar la energía mecánica del sistema, convirtiendo la energía cinética en energía calorífica (Pond y Pickard, 1997; Brown *et al.*, 1989). Cuando en el océano, en la horizontal existe un balance entre las fuerzas de gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, y en la vertical el balance se da entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza debida a la gravedad, al movimiento observado se le conoce como corrientes geostróficas, las cuales dependen del campo de densidad.

Existen diferentes movimientos en el océano, como ya se mencionó antes hay diferentes fuerzas actuando sobre el fluido y algunos de ellos tienden a rotar, formando giros, estos tienen diferentes mecanismos de formación, como son la interacción de las corrientes con cambios batimétricos o con la costa, principalmente en cabos, la interacción entre varias corrientes u otros giros, o bien como resultado del efecto del rotacional del esfuerzo del viento sobre la superficie del océano. Los cambios de la velocidad en la horizontal y en la vertical producen inestabilidades barotrópicas y baroclínicas respectivamente, que dan origen a giros en el océano; en general las inestabilidades barotrópicas son más importantes que las inestabilidades baroclínicas en la generación de los remolinos (Shore *et al*, 2007). Por otro lado, cuando un fluido en rotación es perturbado por ejemplo por un monte submarino este tiende a formar columnas paralelas al eje de rotación a lo que se le conoce como conos o columnas de Taylor, dando origen a giros (Cruz-Gómez *et al.*, 2008). Los giros se pueden generar prácticamente en cualquier parte del océano, su tamaño, al igual que su vida media varía de acuerdo a los intercambios de energía cinética y potencial.

Se ha desarrollado una nomenclatura de los vórtices en fluidos geofísicos; el término giro se utiliza principalmente para referirse a las grandes corrientes o vórtices generados por el sistema de vientos globales, se denomina anillo para describir vórtices que se desprenden de una corriente siendo la primera etapa de formación del vórtice, en cuyo caso su núcleo central tiene una muy baja vorticidad relativa; una vez que éste gana velocidad angular a través de la difusión radial del

anillo, se denomina remolino (Cruz-Gómez *et al.*, 2008). No obstante, el desarrollo de esta nomenclatura, el término giro se utiliza indistintamente para los vórtices.

El mecanismo de generación de los giros puede variar, así como el sentido de su rotación. En el hemisferio norte, cuando la circulación es en sentido contrario a las manecillas del reloj se conoce como giro ciclónico; al cual también se le llama giro frío debido a que a una misma profundidad en su centro generalmente la temperatura es más baja que en su periferia, además en la superficie libre en el centro tiene menor elevación (de unas pocas decenas de centímetros) que el exterior debido a su estructura divergente. Si por el contrario su rotación es en sentido horario, se llama giro anticiclónico y el centro es cálido y con una elevación mayor (de unas pocas decenas de centímetros) que en el exterior, ya que éstos son convergentes. A los giros ciclónicos y anticiclónicos se les llamara de núcleo frío y cálido respectivamente (Brown *et al.*, 1989).

En el siglo pasado, en la década de los 60's los giros de mesoescala en la superficie del océano eran detectados utilizando flotadores de deriva, colocados a diferentes profundidades. Más tarde, a finales de los 70's estos giros se analizaron mediante imágenes de satélite de temperatura superficial del mar y del color del océano. En la actualidad además de los métodos ya mencionados se utiliza el método geostrófico ya sea con la altimetría por satélite, o con mediciones de (CTD) Conductividad, Temperatura y Profundidad para calcular la velocidad relativa, el uso de radares espectrales (radar de abertura sintética), métodos acústicos (propagación del sonido) además los métodos directos con mediciones de corrientes para realizar el seguimiento y estudio de giros.

El estudio de la dinámica de los giros es muy interesante tanto desde el punto de vista físico como biológico. Los oceanógrafos físicos tienen la necesidad de incluir los giros de mesoescala en sus análisis y modelos para estudiar y entender las corrientes oceánicas a todas las escalas. Desde el punto de vista biológico es relevante conocer el tipo de giro que se presenta en determinada área, ya que de su sentido de rotación depende si existe afloramiento o hundimiento de la picnoclina, la cual generalmente coincide con la nutriclina. Por lo anterior se espera que exista una relación del sentido de rotación del giro con la abundancia y distribución de organismos planctónicos. En el centro de un giro ciclónico la picnoclina y nutriclina afloran, llevando nutrientes a la capa eufótica, lo cual favorece el florecimiento del fitoplancton, por lo tanto, a una gran variedad de pequeños organismos del zooplancton, contrariamente a lo que sucede en un giro anticiclónico donde existe un hundimiento de la picnoclina y nutriclina. De acuerdo a lo anterior, la presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos en una zona determinada del océano influye en la productividad biológica.

En la Bahía de La Paz se han reportado giros ciclónicos y anticiclónicos (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Obeso-Nieblas *et al.*, 2002; Saavedra Rojas, 2003), El origen del giro ciclónico subsuperficial que se ha considerado semi-permanente no ha sido bien establecido, se ha atribuido a la influencia del viento (Jiménez-Illescas *et al.*, 1997), al intercambio entre la bahía y el Golfo de California (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

Objetivo General

Determinar las características del giro ciclónico de la Bahía de La Paz, durante invierno del 2006, con el fin de conocer su extensión, la profundidad de la picnoclina y la intensidad de la velocidad azimutal.

Objetivos específicos

- Describir la hidrografía de la Bahía de La Paz, con lo cual se determina el tipo de giro que se presenta, así como su extensión en cuanto a radio y en la profundidad.
- Calcular la velocidad geostrófica en la bahía, a partir de las ecuaciones de balance geostrófico.
- Calcular la componente vertical de la vorticidad relativa en la bahía, para confirmar el tipo de giro existente.

1.1. Área de estudio

La Bahía de La Paz es una de las cuencas más importantes en el suroeste del Golfo de California, se comunica a través de dos bocas con el golfo, una al noreste (Boca Grande) con 250 m de profundidad y otra al sureste (Canal de San Lorenzo), con una profundidad de alrededor de 20 m (Fig. 1). La bahía se encuentra relativamente aislada de la mayor parte de los procesos hidrodinámicos que se dan en el Golfo de California por su situación geográfica (Salinas-González *et al.*, 2003).

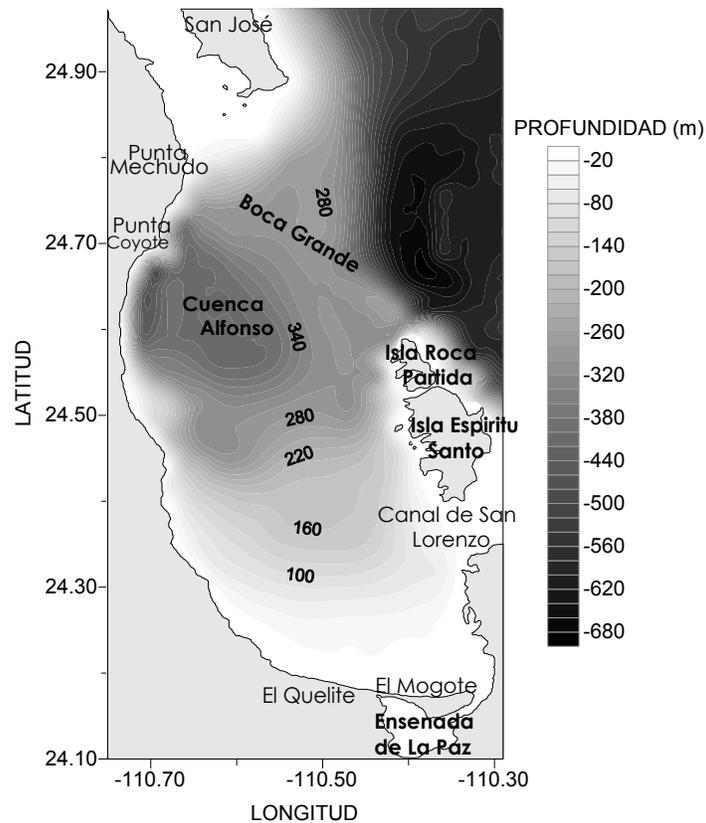


Figura 1. Localización y Batimetría de la Bahía de la Paz.

En la bahía, la región más profunda (> 400 m) es conocida como Cuenca Alfonso y en ella se presentan sedimentos laminados, debido a la baja concentración de oxígeno disuelto (Molina-Cruz *et al.*, 2002). Hacia el sur, la profundidad disminuye gradualmente con pendiente suave y playas extensas (Jiménez-Illescas *et al.*, 1997). Las características de la bahía como profundidad, la intensidad de los vientos y la radiación solar permiten la estratificación de la columna de agua y su no-uniformidad espacial da origen a un campo baroclínico. Las variaciones espaciales del campo de densidad pueden generar una circulación termohalina. Este tipo de movimiento del agua no es intenso, pero se mantiene dentro del período estacional y determina el transporte de masa a gran escala temporal.

En la bahía los vientos dominantes del sur se desarrollan de marzo a agosto mientras que de octubre a febrero los vientos provienen del noroeste (Salinas-González *et al.*, 2003). En época de tormentas los vientos pueden alcanzar los 10 m s^{-1} incrementando la mezcla vertical. La cordillera de Baja California es un obstáculo para que los vientos del noroeste y las brisas del Océano Pacífico penetren libremente a la bahía. Existe también la influencia de tormentas tropicales del sur en verano y ciclones del norte en invierno (Salinas-González *et al.*, 2003).

Las corrientes de marea en la bahía alcanzan una velocidad máxima de 32.1 cm s^{-1} , mientras que la corriente residual por marea es del orden de 1 cm s^{-1} (Obeso-Nieblas *et al.*, 2002).

1.2. Antecedentes

En la Bahía de La Paz, B.C.S. durante junio de 1998 el intercambio de agua entre el Golfo de California y la bahía se dieron principalmente a través de Boca Grande, en el noroeste de la misma. El Agua Superficial Ecuatorial (ASE) fluye del golfo a la bahía, una vez ahí, por el proceso de evaporación ésta incrementa su salinidad por encima de 35.00 y se convierte en Agua del Golfo de California (AGC). La circulación baroclínica en la bahía estuvo dominada por un giro ciclónico. El domo hidrográfico relacionado al giro, está presente hasta 150 m de profundidad aproximadamente (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). No se detectó mezcla vertical entre el agua de la capa superficial y la que está por debajo de ella, debido al desarrollo de una picnoclina muy marcada. Debido a este suceso y al aislamiento de la capa de fondo por un umbral batimétrico de aproximadamente 250 m de profundidad en Boca Grande, se tienen bajas concentraciones de oxígeno, particularmente en el agua de fondo ($O_2 < 0.1 \text{ mL}^{-1}$) de cuenca Alfonso. Los valores de clorofila son altos con largas fluctuaciones verticales entre la Bahía de la Paz ($0.04\text{-}0.05 \text{ mg m}^{-3}$) y afuera de ella ($0.04\text{-}0.25 \text{ mg m}^{-3}$).

La variabilidad hidrográfica en la Boca Norte fue analizada por Obeso-Nieblas *et al.* (2007) mediante datos de CTD de cuatro campañas de muestreo en un ciclo anual, obteniendo como resultado que en primavera y en verano no hubo capa de mezcla, con una intensa estratificación, en otoño se registró una capa de mezcla de 30 m con una temperatura de 28.5 °C. En el invierno detectaron una inusual capa de mezcla de más de 100 m, con una temperatura de 17.9 °C. Descartaron que las capas superficial y subsuperficial de la bahía y del golfo,

presentarán una estructura similar, siendo la diferencia más significativa la presencia de Agua Intermedia del Pacífico (AIP) en el golfo, la cual no penetra a la bahía debido a la barrera que representa el umbral de la Boca Norte. En los diagramas T-S observaron que en el mes de mayo había AGC, Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y AIP, mientras que en el mes de julio se identificaron cuatro masas de agua, AGC, ASE, ASsSt y AIP. En octubre detectaron una gran cantidad de ASE y una fuerte disminución del AGC; sin embargo, en el mes de febrero detectaron AGC y ASsSt únicamente. El estudio manifestó una importante variabilidad estacional de la estratificación de la bahía.

Obeso-Nieblas *et al.* (2004) estudiaron la variabilidad hidrográfica en la Bahía de La Paz, B.C.S., antes y durante El Niño de 1997-1998; a través de datos de CTD, de cuatro campañas durante julio 1996, marzo 1997, julio 1997 y marzo 1998. Los resultados mostraron variaciones espacio- temporales importantes en la estructura hidrográfica de la bahía. Durante los veranos tuvieron una completa ausencia de la capa de mezcla, con una termoclina muy marcada en el verano de 1996 ($0.25 \text{ }^{\circ}\text{Cm}^{-1}$) y de 1997 ($0.21 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$). El promedio de la temperatura incrementó de un año a otro entre $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en la superficie, $2.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en la capa de 10 a 50 m de profundidad.

El incremento de la temperatura durante El Niño 1997-1998 tuvo como resultado el hundimiento de la termoclina y de las isotermas, mostrándose el fuerte efecto de este calentamiento ($>4 \text{ }^{\circ}\text{C}$) en la capa superior de 70 m durante el verano de 1997. La estratificación se aumentó durante El Niño. En épocas de no Niño el AGC y el ASsSt están usualmente presentes. Sin embargo, durante El

Niño su presencia es diferente ya que la masa de agua ASsSt fue más abundante que el AGC y se observó una mayor incidencia del ASE.

En la Bahía de La Paz la temperatura es el factor dominante de la estructura termohalina, como resultado del análisis de los datos termoahalinos de Salinas-González *et al.*, (2003) muestran que el rango de variabilidad de temperatura fue de 10 a 29°C y su influencia sobre el campo de densidad fueron mayores que los de salinidad (de 34.7 a 35.4) debido a que la distribución de salinidad fue más homogénea.

El tipo de estructura termohalina y la estabilidad en la bahía son determinados por la superposición de dos efectos, el intercambio dinámico de agua través de la boca y los cambios termodinámicos locales en la capa superficial sometida a procesos atmosféricos (insolación, evaporación, precipitación y mezcla). En las capas profundas (parte norte de la bahía), la influencia de las aguas del Golfo de California es más intensa y en la parte somera (sur de la bahía) los procesos locales son los que dominan.

En verano y otoño la no uniformidad del calentamiento y de la evaporación, en conjunto con la intrusión del agua de mar abierto a través de las bocas, forma la distribución de masa caracterizada por una zona menos densa en los primeros 60 m al centro de la bahía, lo que debe provocar las corrientes de gradiente de densidad, las cuales con la topografía real de la cuenca compensan las inclinaciones de las isopicnas con pendiente mayor a 0.5 m km^{-1} . Esto sugiere que

al centro de la bahía se localiza una vorticidad anticiclónica (negativa) estable de origen termohalino (Salinas-González *et al.*, 2003).

CAPITULO II. METODOLOGÍA

2.1 Datos Hidrográficos

En el presente estudio, se utilizaron los registros de datos hidrográficos obtenidos durante la campaña Dinámica Paleoceanográfica de la Bahía de La Paz. (DIPAL-I) a bordo del B/O “El Puma” de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Esta campaña se realizó del 22 al 26 de febrero de 2006. Los datos de Temperatura, Conductividad y Profundidad se obtuvieron con un CTD Neil Brown en 45 estaciones hidrográficas (Fig. 2.1). La salinidad se calculó con los algoritmos de la UNESCO (Fofonoff y Millard, 1983).

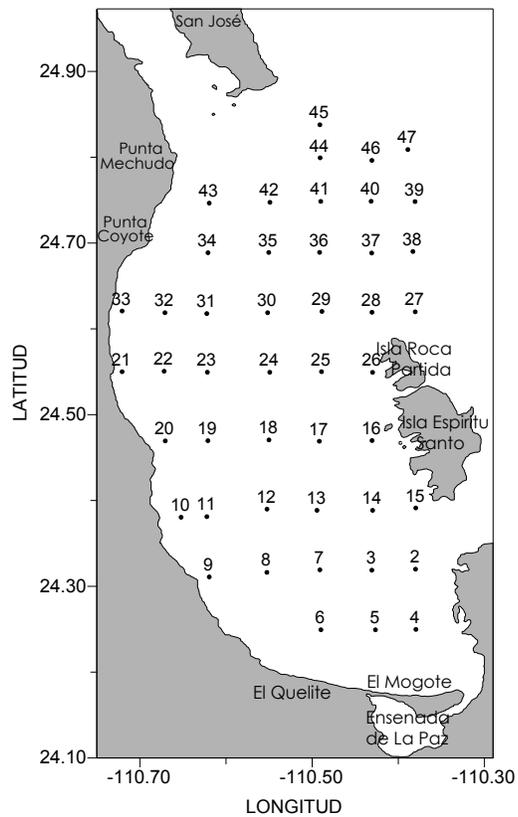


Figura 2.1. Localización de las estaciones hidrográficas en la Bahía de La Paz.

La identificación del giro y sus características; tales como localización, extensión y espesor se realizó mediante la distribución de Temperatura, Salinidad y Densidad. Con estos parámetros hidrográficos se calculó la altura dinámica y las componentes de la velocidad geostrófica con el fin de obtener el patrón de circulación y de la vorticidad relativa en la Bahía de La Paz en invierno.

Se realizaron planos horizontales: de temperatura, (superficies isotérmicas), de salinidad (superficies isohalinas) y finalmente planos de densidad (superficies isopícnas), con el objeto de conocer la distribución de estos parámetros a diferentes profundidades estándar (superficie, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200). Una vez identificado el giro ciclónico se graficaron secciones verticales de temperatura, salinidad y densidad con el fin de conocer su distribución vertical.

La distribución horizontal y vertical para cada parámetro hidrográfico se realizó usando un cierto intervalo de contorno, el cual ayuda a ver el gradiente a diferentes posiciones y profundidades.

2.2. Datos de viento

Para conocer la influencia del viento en el patrón de circulación se procesaron datos de viento de la estación meteorológica de Los Cabos B.C.S. para saber su dirección y magnitud dominantes durante los meses de enero, febrero y marzo del 2006, los cuales se obtuvieron del Sistema Meteorológico Nacional.

2.3. Identificación de masas de agua

La identificación de las distintas masas de agua en cierta localización geográfica se facilita mediante la construcción del llamado diagrama T-S (Temperatura- Salinidad), que consiste en la representación mediante puntos, en un diagrama cartesiano correspondiente a dichas variables, de los valores medidos en distintas profundidades en la estación oceanográfica considerada. Por tal motivo se elaboró un diagrama T-S para identificar las principales masas de agua que se encuentran en la Bahía de La Paz. Con el fin de conocer las masas de agua existentes en el giro se dividieron las estaciones en 3 zonas: a) las estaciones cercanas al canal de San Lorenzo, b) las estaciones en el centro de la bahía y c) las estaciones cercanas a Boca Grande (Fig. 2.2).

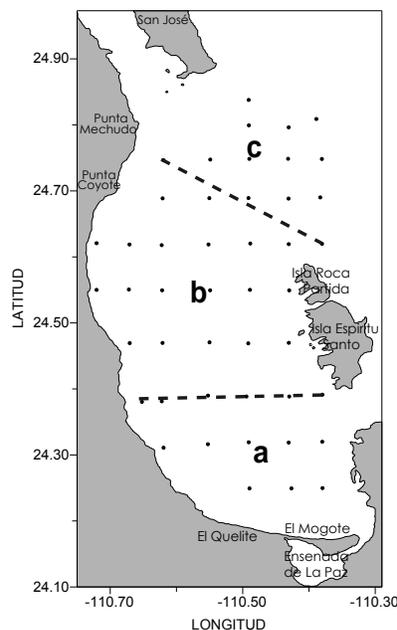


Figura 2.2. División de la bahía para la realización de Diagramas T-S, a) estaciones cercanas al Canal de San Lorenzo, b) estaciones en el centro de la bahía y c) estaciones en la Boca Grande.

2.4. Marco teórico

Antes de describir el método que se utilizó para obtener las velocidades geostróficas, es importante conocer las fuerzas que actúan en el océano, de acuerdo a la segunda ley de Newton.

2.4.1. Fuerza de gradiente de presión

El gradiente de presión se origina por la diferencia de densidad del agua de mar en la horizontal o por la diferencia de elevación de la superficie libre del océano. La densidad puede variar debido al incremento o a la disminución de la temperatura; o bien por evaporación y precipitación originando en el caso del agua de mar una variación en la salinidad.

Considerando un cubo cuyos lados sean paralelos a los ejes coordenados y de dimensiones dx , dy y dz , se puede establecer la expresión de la fuerza debida al gradiente de presión (Fig. 2.3)

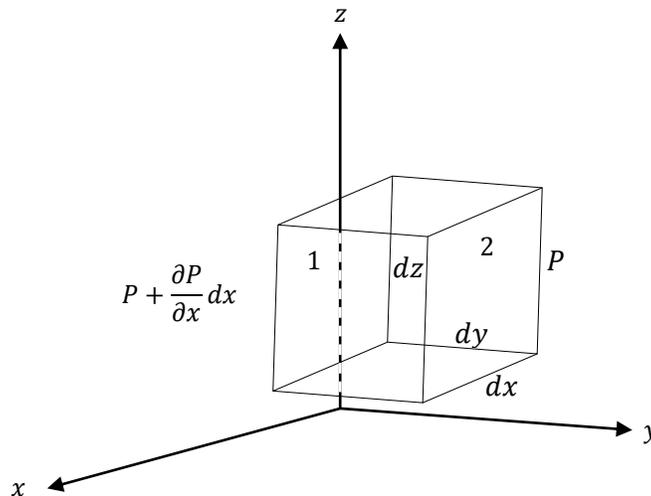


Figura 2.3. Variación de la presión en x .

La presión ejercida sobre la cara 2 es P . Mediante un desarrollo de series de Taylor limitado a dos términos se obtiene la presión de la cara 1 como:

$$P + \frac{\partial P}{\partial x} dx$$

Así, la resultante x de la fuerza debida al gradiente de presión es:

$$f_{Px} = P dydz - \left(P + \frac{\partial P}{\partial x} dx \right) dydz$$

$$f_{Px} = - \frac{\partial P}{\partial x} dx dydz$$

La componente x de la fuerza debida al gradiente de presión por unidad de masa es:

$$a_{Px} = \frac{f_{Px}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

a_{Px} es la aceleración debida al gradiente de presión y ρ es la densidad del agua de mar.

Similarmente en las otras direcciones

$$a_{Py} = \frac{f_{Py}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$a_{Pz} = \frac{f_{Pz}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z}$$

El efecto total se obtiene sumando vectorialmente las tres componentes, la aceleración debida al gradiente de presión se expresa como:

$$\vec{a}_{GP} = \frac{\vec{F}_{GP}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla P \quad (1)$$

∇ es el operador vectorial ($\nabla \equiv \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y} + \hat{k} \frac{\partial}{\partial z}$).

2.4.2. Fuerza de gravedad

La aceleración que actúa sobre un cuerpo en la cercanía de la superficie terrestre, es la que se atribuye al campo gravitacional de la tierra. Sin embargo, debido a la rotación de la tierra se genera la aceleración centrífuga, produciendo ambas, la gravedad aparente que es la resultante de la atracción gravitacional Newtoniana y la componente de la aceleración centrífuga ($\vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r})$).

En la figura 2.4 se puede observar la resultante de la aceleración centrífuga y la gravedad terrestre, llamada gravedad aparente (\vec{g}_a) la cual es menor que la gravedad terrestre (\vec{g}) y no está dirigida hacia el centro de la Tierra (McLellan, 1965). Los valores máximos de la aceleración centrífuga son sólo el 0.3% de la aceleración gravitacional. La diferencia, $[\vec{g}_a - \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r})]$ es conocida como la aceleración (\vec{g}) de un cuerpo cayendo libremente en la tierra (sin fricción). De aquí en adelante se considerará $[\vec{g}_a - \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r})]$ como \vec{g} , en la superficie de la tierra depende; sólo de la posición geográfica; es máxima en los polos (donde la aceleración centrífuga necesaria desaparece y \vec{g}_a es máxima porque el radio polar es menor que el radio ecuatorial) y es mínima en el ecuador (donde la aceleración centrífuga es máxima y \vec{g}_a es mínima). Sin embargo, la variación de

\vec{g} del polo al el ecuador es sólo del 0.5% por lo que pueden ser despreciables, así como las variaciones tan pequeñas con la profundidad por debajo de la superficie del mar, por lo que se toma el valor de g como una constante de 9.80 m s^{-2} .

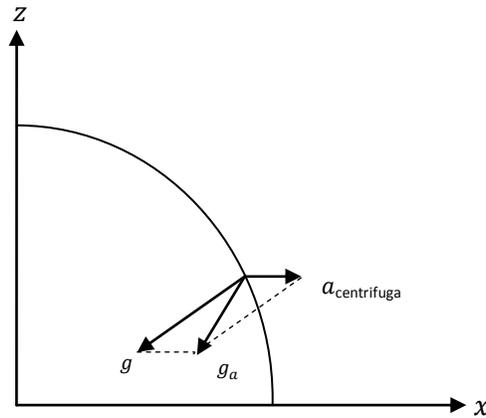


Figura 2.4 Efecto de la rotación terrestre sobre la atracción gravitacional

La fuerza por unidad de masa debida a la atracción terrestre es:

$$\vec{a}_g = \frac{\vec{F}_g}{m} = -g\hat{k} \quad (2)$$

Donde g es la gravedad terrestre más los efectos de la rotación de la tierra que la modifican. El signo negativo se debe a la forma en que se definió el marco de referencia (z positivo hacia arriba).

2.4.3. Fuerza de Coriolis

Fuerza de Coriolis debida a la rotación de la tierra es una fuerza aparente sobre el agua en movimiento en un sistema en rotación (cualquier sistema sobre la tierra); la magnitud de esta fuerza es proporcional a la rapidez del flujo que se dirige perpendicularmente a la dirección de dicho flujo. Desvía la corriente hacia la

derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Debido a la importancia de expresar los movimientos en el océano, esta fuerza debe incluirse en las ecuaciones hidrodinámicas referidas a sistemas coordenados fijos respecto a la superficie terrestre. La fuerza por unidad de masa debida al efecto de Coriolis es:

$$\vec{a}_c = \frac{\vec{F}_c}{m} = -2\vec{\omega} \times \vec{v} \quad (3)$$

Las componentes de la aceleración de Coriolis se pueden obtener al realizar el producto vectorial entre la velocidad angular de la tierra ($\vec{\omega}$) y la velocidad (\vec{v}) del fluido en el sistema de referencia no inercial de la siguiente forma:

$$\vec{a}_c = -2\vec{\omega} \times \vec{v} = -2 \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \omega_x & \omega_y & \omega_z \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

Obteniendo la aceleración debida al efecto de Coriolis como:

$$\vec{a}_c = (-2\omega_y w + 2\omega_z v)\hat{i} + (-2\omega_z u + 2\omega_x w)\hat{j} + (-2\omega_x v + 2\omega_y u)\hat{k}$$

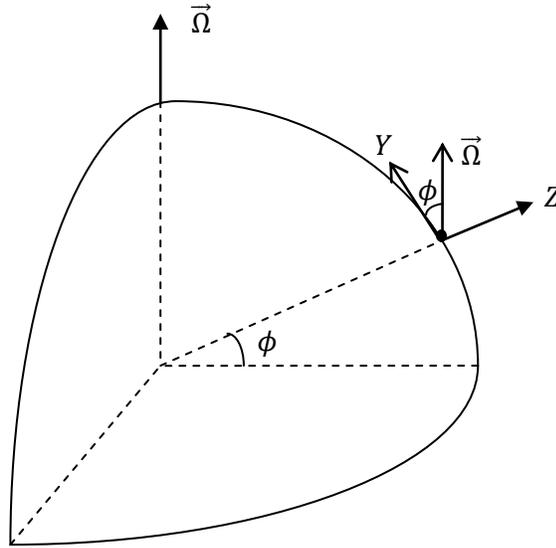


Figura 2.5. Componentes de la velocidad angular de la tierra $\vec{\Omega}$.

De la figura 2.5 Las componentes de la velocidad $\vec{\omega}$ son: $\omega_x = 0$, $\omega_y = \cos\phi$ y $\omega_z = \sin\phi$; donde ϕ es la latitud en el punto de observación. Sustituyendo en la ecuación anterior se tiene:

$$\vec{a}_c = (-2w \cos\phi + 2v \sin\phi)\hat{i} + (-2u \sin\phi)\hat{j} + (2u \cos\phi)\hat{k}$$

Generalmente en un movimiento a mesoescala en el océano $w \ll u, v$ por lo que el primer término de la componente i es despreciable.

$$\vec{a}_c = (2v \sin\phi)\hat{i} + (-2u \sin\phi)\hat{j} + (2u \cos\phi)\hat{k} \quad (4)$$

2.4.4 Fuerza de fricción

Las fuerzas fricción no surgen hasta que el movimiento se ha generado y por lo general tienden a oponerse al movimiento en lugar de mantenerlo. Los efectos friccionales surgen por la naturaleza molecular del fluido, por el viento sobre la superficie del mar, cuando la corriente choca con fronteras sólidas (costa) o entre masas de agua diferentes.

Para obtener una expresión que nos ayude a resolver la magnitud de la fricción es necesario considerar la fuerza de un pequeño elemento del fluido asociado a la naturaleza molecular del fluido y las diferencias de velocidad dentro de éste.

La fuerza de fricción neta por unidad de masa de un fluido en x está dada por:

$$F_x = \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (5)$$

La cantidad $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ es la viscosidad cinemática molecular, $\nu = (S, T, P)$ y un valor típico para el agua es de $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ con un rango de 0.8 a 1.8 veces este valor.

Al derivar la expresión F_x , se debe asumir que el fluido es incompresible y los términos de la forma $\left(\frac{\partial \nu}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)$ serán despreciados porque son pequeños con lo que se obtiene en casos reales en el océano.

El movimiento de fluido oceánico y atmosférico, puede ser turbulento (muy irregular en espacio y tiempo) porque no es sencillo resolver ecuaciones exactas para el océano, ya que las condiciones de frontera y el estado en que inicia el fluido no se puede conocer.

2.5. Ecuaciones de conservación de momentum

La dinámica de fluidos fue expresada mediante la ecuación de la cantidad de movimiento tridimensional para un fluido incompresible viscoso en 1822 por Claude Louis Marie Henri Navier. En 1845 George Gabriel Stokes obtuvo estas mismas ecuaciones de manera diferente, por lo que ahora se denominan ecuaciones de Navier-Stokes (Smits, 2007). Estas ecuaciones son utilizadas para estudiar los movimientos de los fluidos en la atmósfera y en el océano.

En el océano las fuerzas obedecen a la segunda ley de Newton la cual dice que habrá un cambio de movimiento en la masa de un fluido si se le aplica una fuerza

$$\vec{F} = m\vec{a} \tag{6}$$

En el caso donde $\vec{F} = 0$ implica que $\vec{a} = 0$, no hay cambio en el movimiento, pero sí puede persistir el movimiento; ésta sería la primera ley de Newton, que es un caso particular de la segunda ley.

Si $\vec{F} \neq 0$ entonces

$$a = \frac{\vec{F}}{m} \text{ (Aceleración o fuerza resultante por unidad de masa).}$$

Las fuerzas que actúan sobre el océano por unidad de masa son:

$$\vec{a} = \text{(Fuerza de gradiente de presión + fuerza debida a la gravedad + fuerza de Coriolis + fuerza por fricción)}$$

La fuerza de marea no es considerada en este trabajo ya que se realizó un muestreo sinóptico, su resolución no permite realizar estudios del efecto de marea; porque los intervalos de tiempo no concuerdan con los periodos en que estos fenómenos ocurren (12 hrs y 24 hrs aproximadamente).

En forma vectorial se tiene:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla P - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{a}_F \quad (7)$$

donde:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \text{Aceleración de una partícula [ms}^{-2}\text{]}$$

$$\frac{1}{\rho}\nabla P = \text{Aceleración debida al gradiente de presión [ms}^{-2}\text{]}$$

$$2\vec{\Omega} \times \vec{v} = \text{Aceleración de Coriolis [ms}^{-2}\text{]}$$

$$\vec{g} = \text{Aceleración debida a la gravedad [ms}^{-2}\text{]}$$

$$\vec{a}_F = \text{Aceleración debido a la fricción}$$

La ecuación (7) se puede escribir en sus tres componentes (x, y, z) siendo positivos, x hacia el este, y hacia el norte y z hacia arriba:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \operatorname{sen} \phi + a_{Fx}$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \operatorname{sen} \phi + a_{Fy}$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \phi - g + a_{Fz}$$

A la ecuación (7) también se le conoce como ecuación de conservación de momento lineal, que es la ecuación que gobierna el movimiento en el océano.

Si se considera un fluido estacionario ($\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = 0$) e incompresible ($\left(\frac{1}{\rho}\right) \left(\frac{\partial \rho}{\partial t}\right) = 0$), la ecuación 7 en sus tres componentes se puede escribir como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \operatorname{sen} \phi - 2\Omega w \cos \phi + a_{Fx}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \operatorname{sen} \phi + a_{Fy}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \phi - g + a_{Fz}$$

2.6. Aproximación geostrófica

A partir de la ecuación de movimiento para un fluido continuo se pueden obtener las ecuaciones para la corriente geostrófica. En el caso del estado estacionario las fuerzas que actúan sobre el océano son: la debida a gravedad, la de gradiente de presión y la de Coriolis.

$$2\vec{\omega} \times \vec{v} = -g\hat{k} - \frac{1}{\rho}\nabla P \quad (8)$$

En componentes:

$$2v \operatorname{sen}\phi - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad ; \text{ en } x$$

$$-2u \operatorname{sen}\phi - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad ; \text{ en } y$$

$$2u \operatorname{cos}\phi - g - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} = 0 \quad ; \text{ en } z$$

Teniendo en cuenta que la componente vertical de la aceleración de Coriolis es muy pequeña comparada con la gravedad ($2u \operatorname{cos}\phi \ll g$), las ecuaciones anteriores se pueden escribir como:

$$-2v \operatorname{sen}\phi = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} \quad ; \text{ en } x$$

$$2u \operatorname{sen}\phi = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y} \quad ; \text{ en } y$$

$$g = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} \quad ; \text{ en } z$$

El parámetro de Coriolis es definido como $f = 2 \operatorname{sen}\phi$

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad ; \text{ en } x$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad ; \text{ en } y$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad ; \text{ en } z$$

El movimiento descrito por las ecuaciones anteriores se le conoce como flujo geostrófico. El movimiento a gran escala de fluidos geofísicos está determinado básicamente por las fuerzas de gravedad, la fuerza del gradiente de presión y el efecto de Coriolis.

El método geostrófico para el cálculo de corrientes relativas utiliza el concepto de geopotencial, el cual es la cantidad de trabajo realizado (energía potencial ganada) al elevar una masa M a través de una distancia vertical dz en contra de la fuerza de gravedad (ignorando la fricción). El cambio de geopotencial (d) sobre la distancia vertical dz está dado por:

$$Md = dW = Mgdz \text{ (joules)}$$

$d = g \cdot dz$ (joules $\text{kg}^{-1} = \text{m}^2\text{s}^{-2}$) que expresa el cambio de energía potencial por unidad de masa.

De acuerdo a la ecuación hidrostática, d también se puede escribir como:

$$d = -\frac{1}{\rho} dP = -\alpha dP$$

donde $\alpha = \alpha_{S,T,P}$ es el volumen específico del agua de mar a cierta salinidad, temperatura y presión. Integrando de $\alpha_{35,0,P}$ se tiene:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\rho} dz = \int_{z_1}^{z_2} g dz = - \int_{P_1}^{P_2} \frac{1}{\rho} dP = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha dP$$

donde $\alpha_{S,T,P} = \alpha_{35,0,P} + \delta$

$\alpha_{35,0,P}$ es el volumen específico del agua de mar a 35 de salinidad, 0 °C de temperatura y a una cierta presión P.

δ es la anomalía de volumen específico

De la integral resulta la distancia geopotencial entre los niveles z_2 y z_1 , con las presiones P_2 y P_1 .

$$z_2 - z_1 = g (z_2 - z_1) = \int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta dP \quad (9)$$

Donde la primera integral de la ecuación (9) define la distancia geopotencial estándar ϕ_{std} como una función de la presión y la segunda integral define la llamada anomalía geopotencial ϕ que es función de la temperatura, salinidad y presión.

Las unidades del geopotencial en el Sistema Internacional de Unidades son $J kg^{-1}$ ó $m^2 s^{-2}$ con frecuencia se utiliza el metro dinámico (m din), que equivale a 10 $J kg^{-1}$. Con esta definición, el valor del geopotencial a una altura dada sobre el nivel del mar, expresado en m din, tiene un valor numérico aproximadamente igual al de esa altura expresada en m. Así, la distancia geométrica entre dos superficies

equipotenciales que se diferencian en 1 m din, es decir, en 10 J kg^{-1} , es casi un m (Pond y Pickard, 1978).

Dada una superficie cualquiera en el planeta, su intersección con la familia convenientemente elegida de superficies equipotenciales define “curvas de nivel” sobre la superficie inicial que dibujan su topografía energética, que habitualmente se denomina topografía dinámica. El cual es un gráfico formado por isolíneas que muestran las alturas dinámicas de una zona del océano. Este tipo de análisis de datos oceanográficos se utiliza para obtener información de la circulación geostrófica, ya que el fluido tiende a desplazarse a lo largo de superficies equipotenciales, o de igual altura dinámica. Es frecuente que se use como cero de la topografía dinámica un nivel de referencia distinto del nivel del mar, la razón es la extrema dificultad de la medición directa de las desviaciones respecto al geoide, que no superan los 10 m metros en toda la extensión oceánica (mientras que, el propio geoide se separa cientos de metros de una esfera perfecta).

Para determinar movimientos de corrientes de gran escala, basado en la distribución de densidad y de la presión en una región oceánica de interés, lo importante son las variaciones o anomalías horizontales de la densidad. La distribución de dichas anomalías puede relacionarse con la desviación de la superficie del mar. Esta topografía refleja los gradientes horizontales de la presión y a partir de estos es posible obtener aproximaciones de corrientes y sus anomalías.

En el océano la presión se incrementa con la profundidad. Si se requiere calcular la presión P a una determinada profundidad, z , es necesario suponer que la columna de agua por encima del punto en cuestión está en equilibrio hidrostático. De acuerdo a la ecuación hidrostática que expresa el balance entre la fuerza debida al gradiente de presión y a la fuerza debida a la gravedad, la presión dependerá tanto de la profundidad como de la densidad en la columna de agua.

La superficie isobárica, es una superficie en la cual todos los puntos tienen igual presión. En una región en la que la presión atmosférica es casi constante, la superficie del mar es una isobara. Por otro lado, la densidad en el océano varía dependiendo sobre todo de la temperatura, la salinidad y la presión.

En el mar se pueden distinguir dos situaciones respecto a la densidad. Si ésta varía de modo semejante a la presión, y por tanto las isóbaras e isopicnas son paralelas, se habla de un régimen barotrópico. Por el contrario, si las variaciones de densidad no están correlacionadas con la presión; debido, por ejemplo, a una distribución irregular de salinidad, se habla de un régimen baroclínico; en este caso las isopicnas están inclinadas respecto a las isobaras, es decir ambas superficies no son paralelas.

En el océano, cuando el agua inicia su movimiento, impulsada por el gradiente de presión, se ve sujeta a la acción de la aceleración de Coriolis, siempre perpendicular a la velocidad de la corriente, y de magnitud $|\vec{a}_c| = |f\vec{v}|$, donde $f(= 2 \text{ sen}\phi)$ es el parámetro de Coriolis. La aceleración de Coriolis, al ser perpendicular al movimiento no cambia la velocidad; es una aceleración normal y

por lo tanto tampoco cambia la energía cinética del agua en movimiento, pero sí su dirección.

La corriente, bajo la acción simultánea de la aceleración debida al gradiente de presión y a la de Coriolis, va modificando su dirección, cada vez diverge más de la inicial, hasta desplazarse perpendicularmente al gradiente de presión. En ese momento existe un balance entre estas aceleraciones y la corriente continuará su movimiento sin acelerarse. En este caso se dice que ha alcanzado el equilibrio geostrófico, y a la corriente resultante se llama corriente geostrófica. En estas condiciones de flujo geostrófico, se tiene como:

$$\vec{v} = \frac{g}{f} \tan\theta \tag{10}$$

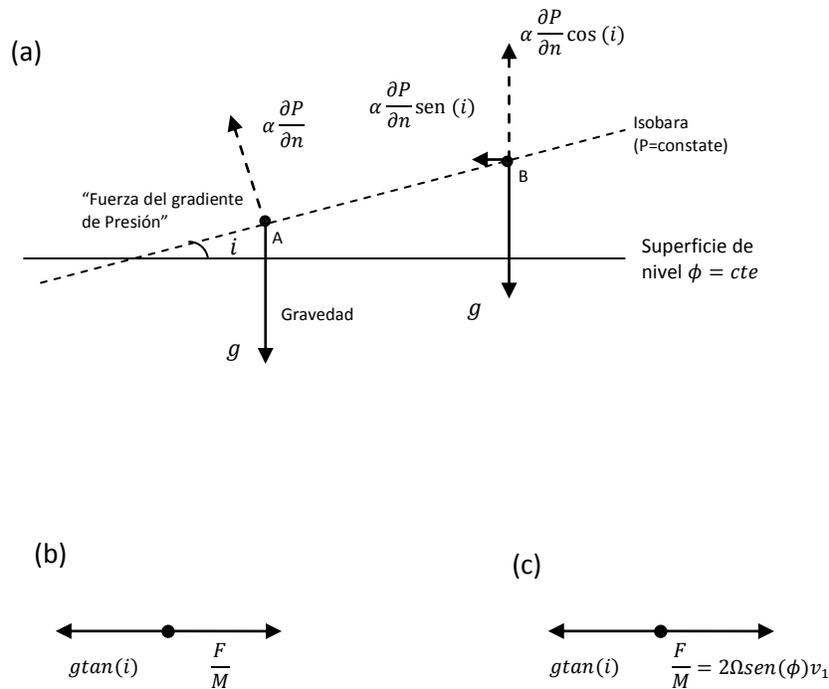


Figura 2.6 Términos de presión en relación a las isobaras y a la superficie de nivel.

Esta es la forma de la ecuación de gradiente, la cual es válida en circulación geostrófica para cualquier superficie isobárica, siendo i el ángulo que da la inclinación de la superficie con respecto a la superficie de nivel $= cte$. La velocidad del flujo geostrófico sólo depende de la latitud (a través de f) y de la inclinación de las superficies isobáricas, ecuación (10).

En contraste con las condiciones barotrópicas, la corriente geostrófica que fluye en condiciones baroclínicas depende de la profundidad, ya que las variaciones de la densidad obligan a que las isobaras no se mantengan paralelas al nivel de referencia conforme se aumenta la profundidad.

A partir de la distribución de densidad se puede conocer sólo la divergencia, el cambio de separación entre dos isóbaras dadas. Por lo tanto, sólo se pueden deducir velocidades relativas de corrientes, esto es, de la corriente a cierta profundidad respecto a otra tomada como referencia, conocida como nivel de no movimiento o de referencia. Sin embargo, si se conoce la pendiente de la isobara o la velocidad absoluta de la corriente a alguna profundidad, se puede usar la distribución de la densidad para calcular las velocidades geostróficas absoluta a otras profundidades. (Rasón. y Varela, 2002).

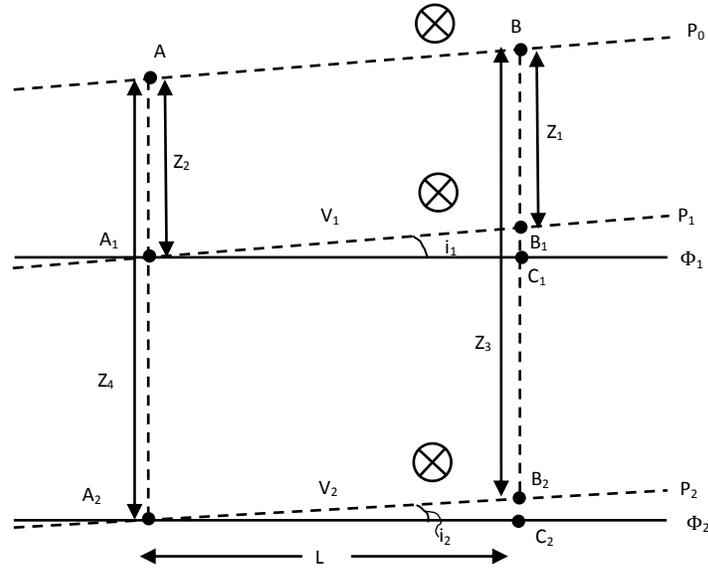


Figura 2.7 Superficies isobáricas y de nivel para el Hemisferio Norte.

En la figura 2.7, A y B representan las posiciones de las estaciones oceanográficas, la distribución de la densidad es conocida en la columna de agua a lo largo de la vertical A A₁ A₂ y B B₁ B₂. La línea AB representa la superficie libre del mar la cual se supone que está a nivel, sin embargo la pendiente no se conoce. Φ_1 y Φ_2 representan dos superficies de niveles geopotenciales pasando a través de A₁ y A₂ en la estación A, y C₁ C₂ en la estación B. Las dos superficies isobáricas P₁ y P₂ que pasan a través de A₁ y A₂ en la estación A, y a través de B₁ y B₂ en la estación B. Las pendientes de esas dos superficies isobáricas son i_1 e i_2 relativas a las superficies geopotenciales.

Si la componente de la velocidad del agua (hacia adentro del papel) sobre la superficie P₁ es v_1 y sobre P₂ es v_2 , entonces las ecuaciones geostróficas son:

$$2 \operatorname{sen}\phi v_1 = g \tan i_1 \quad (11)$$

$$2 \operatorname{sen}\phi v_2 = g \tan i_2$$

Restando ambas ecuaciones:

$$2 \operatorname{sen}\phi(v_1 - v_2) = g (\tan i_1 - \tan i_2)$$

De acuerdo con la figura (2.8) se tiene:

$$2 \operatorname{sen}\phi(v_1 - v_2) = g \left(\frac{B_1 C_1}{A_1 C_1} - \frac{B_2 C_2}{A_2 C_2} \right)$$

$$\text{Donde } L = A_1 C_1 = A_2 C_2$$

$$2 \operatorname{sen}\phi(v_1 - v_2) = \frac{g}{L} (B_1 B_2 - C_1 C_2)$$

$$\text{Ya que } B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - C_1 C_2$$

$$2 \operatorname{sen}\phi(v_1 - v_2) = \frac{g}{L} (B_1 B_2 - A_1 A_2)$$

$$\text{Porque } C_1 C_2 = A_1 A_2$$

Finalmente en el sistema de referencia con z negativo hacia abajo

$$2 \operatorname{sen}\phi(v_1 - v_2) = \frac{g}{L} [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] \quad (12)$$

De la ecuación hidrostática, en términos del volumen específico

$$gdz = -\alpha dP;$$

En la estación hidrográfica B

$$\therefore \int_{B_1}^{B_2} gdz = g(z_3 - z_1) = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha dP$$

$$\int_{B_1}^{B_2} g dz = g(z_3 - z_1) = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] \quad (13)$$

Los valores numéricos de z son negativos, por lo tanto $g(z_3 - z_1)$ tiene un valor negativo, al igual que el lado derecho de la ecuación, (13)

Similarmente para la estación hidrográfica

$$g(z_4 - z_2) = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right]$$

Multiplicando ambas ecuaciones por -1 , los términos z tienen el signo similar a la ecuación (12), restándolos y notando que los dos términos $\alpha_{35,0,P} dp$ son iguales por lo tanto se anulan y finalmente dividiendo ambos lados por L :

$$\frac{g}{L} [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] = -\frac{1}{L} \left\{ \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \right\}$$

Por lo tanto

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L \sin \phi} \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right]$$

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L \sin \phi} [\quad B - \quad A] \quad (14)$$

Casi igual a $z_2 - z_1$ en m, relativo al nivel de referencia.

La ecuación (14) es la forma práctica de la ecuación geostrofica; donde L , es la distancia entre dos estaciones hidrográficas expresada en m, δ es la anomalía de volumen específico en $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, P en Pascales (ó N m^{-2}) y $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ entonces $(v_1 - v_2)$ estará en ms^{-1} .

En caso de utilizar unidades mezcladas, es decir, presión en decibares, la anomalía de volumen específico en cm^3g^{-1} , la velocidad relativa en ms^{-1} se expresará como:

$$(v_1 - v_2) = \frac{10}{L_f} [\Delta D_B - \Delta D_A] \text{ donde } \Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta \, dP$$

(15)

En la práctica no es necesario calcular la presión de la forma $P = \int \rho g dz$, es suficiente usar $P = -10^4 z$ (z en metros y P en Pascales). La razón es simplemente que en la práctica las distancias L , son del orden de 100 km, en la vertical la estructura de densidad por lo general es muy similar, que cuando las dos integrales se calculan usando $P = -10^4 z$.

El resultado de calcular con la ecuación (14) es un valor para $(v_1 - v_2)$, la diferencia entre la corriente en el nivel P_1 y el nivel P_2 es un promedio entre las estaciones A y B, con dirección perpendicular a la línea AB que las une.

La ecuación (14) está basada en la diferencia en la distancia entre las superficies isobáricas de las dos estaciones y por lo tanto sobre la diferencia en la pendiente promedio entre A y B.

Un método sencillo para obtener la dirección de la corriente en el hemisferio norte, considera el gradiente de presión, la superficie isobárica se encuentra inclinada (figura 2.7), y la regla es que la presión más alta deberá estar a la derecha de la corriente, (viceversa en el hemisferio sur).

2.7. Campos y corrientes barotrópicas y baroclínicas

Una superficie isobárica en un fluido es aquella en la cual la presión hidrostática tiene el mismo valor, una superficie isopicnal es aquella donde la densidad del fluido es igual. Cuando la densidad del fluido es sólo función de la presión, las superficies isobáricas e isopicnas son paralelas entre sí y se le conoce como campo barotrópico. Un fluido uniformemente inclinado con la superficie de presión como aquél en el agua profunda donde la densidad esencialmente depende de la presión, la velocidad es uniforme con la profundidad es un caso típico de corrientes barotrópicas. Si la densidad está en función de otros parámetros que también varíen horizontalmente, ésta va a variar y se le llama campo baroclínico; en este caso el flujo que adiciona inclinaciones a las superficies de presión a causa de las variaciones de densidad, será un flujo con corriente baroclínica.

2.8. Algunas características de vórtices

Las características principales de los vórtices se obtienen mediante la estimación de algunos parámetros tales como, la frecuencia de Brunt-Väisälä (N) la cual es la frecuencia en la que una parcela de fluido se desplaza verticalmente, oscilando dentro de un ambiente estadísticamente estable. Esta frecuencia también conocida como frecuencia de flotabilidad se define como (e.g. Pond y Pickard, 1978).

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \quad (16)$$

El efecto relativo de la estratificación respecto a la rotación de la tierra se evalúa estimando el número de Burger (Norbury y Roulstone, 2002), el cual se define como (e.g. Olson, 1991)

$$B = \frac{g'h}{f^2 L^2} \quad (17)$$

Donde g' ($= g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2}$) es la gravedad reducida que describe la aceleración efectiva por la flotabilidad en el sistema, h es la profundidad de la picnoclina, f es el parámetro de Coriolis y L es el radio del giro, que representa la distancia del centro al lugar donde la velocidad azimutal es máxima. La distancia de influencia del giro se estimó mediante el radio de deformación de Rossby (R_d) el cual se define como (e.g. Stuart *et al. sometido*).

$$R_d = \frac{Nh}{f} \quad (18)$$

El número de Rossby (R_o) relaciona la inercia de la fuerza de Coriolis y de la rotación de la tierra sobre el fluido, se define por (e.g. Olson, 1991):

$$R_o = \frac{V}{fL} \quad (19)$$

donde V es la velocidad azimutal a una distancia L del centro.

Un giro presenta una cierta cantidad de energía potencia disponible (APE), en este caso se calculó de acuerdo a (Olson, 1991).

$$APE = \frac{g\rho}{2} (\overline{h - h'})^2 \quad (20)$$

Donde

g' describe la aceleración efectiva por la flotabilidad en el sistema.

h = es profundidad hasta donde se percibe la influencia del vórtice.

2.9. Vorticidad

Por lo general el agua en el océano efectúa movimientos rotatorios a todas las escalas, desde gran escala con giros de tamaños similares a los de las grandes cuencas oceánicas, hasta pequeña escala que considera los pequeños giros turbulentos que se observan cerca de la playa. El flujo no es necesariamente en círculos cerrados y de hecho la mayoría de las veces se presentan en forma de oscilaciones o meandros. Siempre que tengan cambios espaciales de velocidades debido a esfuerzos tangenciales con fricción se producirá una tendencia del fluido a rotar, esta tendencia es la que se conoce como vorticidad, la cual se puede definir como la tendencia a formar vórtices. Por convención se dice que la tendencia a rotar en dirección contraria a las manecillas del reloj se relaciona con vorticidad positiva, produciendo un giro ciclónico. Mientras que una tendencia a rotar en la dirección de las manecillas del reloj se relaciona con vorticidad negativa generando un giro anticiclónico. Cuando el fluido tiene un movimiento de rotación con relación a la superficie de la tierra, causado por el esfuerzo del viento y/o por el efecto de otras fuerzas friccionales, se dice que posee vorticidad relativa (ξ). Además, la tierra se encuentra en rotación y la vorticidad que adquiere una parcela de fluido en la Tierra es conocida como la vorticidad planetaria que depende de la latitud ϕ .

$$f = 2\Omega \sin\phi \quad (21)$$

La vorticidad relativa (ξ) se define como el rotacional de la velocidad del fluido y se expresa como:

$$\vec{\xi} = \nabla \times \vec{v} \quad (22)$$

La vorticidad relativa $\vec{\xi}$ es un vector tridimensional. A la suma de la vorticidad planetaria y la componente vertical de la vorticidad relativa ξ_z , divididas entre el espesor de la capa de fluido se conoce como la vorticidad potencial:

$$VP = \frac{f + \xi_z}{H} \quad (23)$$

La vorticidad planetaria es del orden de 10^{-5} s^{-1} mientras que la componente vertical de la vorticidad relativa depende de los movimientos del fluido y está dada por:

$$\xi_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (24)$$

Mediante las componentes de la velocidad geostrófica relativa se calculó la componente vertical (ξ_z) de la vorticidad relativa. Con los resultados se elaboraron isolíneas a las mismas profundidades que las corrientes.

CAPITULO III RESULTADOS Y DISCUSIÓN

RESULTADOS

3.1 Viento

Los vientos analizados en la región de estudio cubrieron un periodo de tres meses, contemplando un tiempo antes, durante y después de la campaña oceanográfica en la que se obtuvieron los datos hidrográficos. Los datos de viento de la estación meteorológica de Cabo San Lucas para los meses de enero, febrero y marzo de 2006 fueron proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional. La serie de tiempo de magnitud y dirección del viento tiene una resolución de 10 minutos, a estos datos se les realizó un análisis de frecuencia y de magnitud promedio, con el fin de obtener la rosa de vientos. Los resultados mostraron que en los tres primeros meses del 2006, los vientos predominantes fueron del noroeste (Fig. 3.1), con magnitud promedio de 7 m s^{-1} (Fig. 3.2).

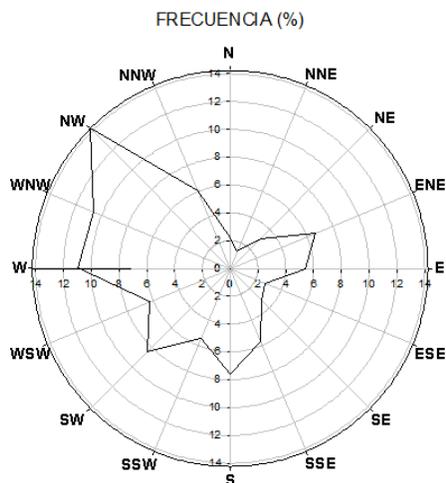


Figura 3.1.- Frecuencia de la velocidad del viento durante los meses de enero, febrero y marzo del 2006 en la estación de Cabo San Lucas, B. C. S.

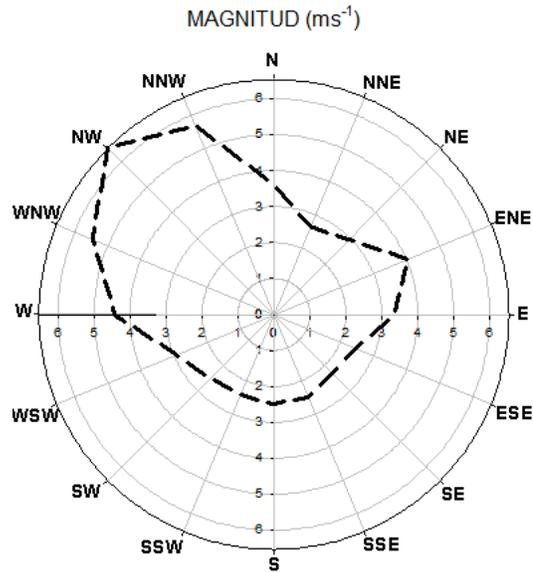


Figura 3.2.- Magnitud promedio de la velocidad del viento durante los meses de enero, febrero y marzo del 2006 en la estación de Cabo San Lucas, B. C. S.

3.2 Hidrografía

La hidrografía permite obtener una visión del movimiento del agua en las cuencas oceánicas, por lo que en las siguientes secciones se presenta la distribución horizontal de la temperatura, salinidad y densidad, así como la distribución de temperatura y salinidad en las distintas secciones verticales en la bahía.

3.2.1 Distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad

Temperatura

La distribución horizontal de temperatura a diferentes profundidades se muestra en forma de isolíneas con intervalo de contorno de 0.5 °C. La temperatura en la capa superior de 20 m de espesor tuvo una variación de 19.5 a 20 °C incrementándose de Boca Grande hacia el interior de la Bahía. A 20 m de profundidad la temperatura fue muy homogénea con valores alrededor de 19.5 °C y sólo en la zona cercana al Canal de San Lorenzo la temperatura fue de 20°C. A los 30 m de profundidad se observó mayor variación de temperatura de 18.5°C como mínima, con un núcleo frío cercano a Boca Grande. Esta disminución de la temperatura o núcleo frío en la zona cercana a Boca Grande también se observó a 50 m de profundidad presentando una temperatura mínima de 16.5 °C, en este nivel la temperatura tuvo una variación de 16.5 a 19 °C, mostrando un mayor gradiente horizontal de temperatura que la capa superior. El núcleo frío puede asociarse a la presencia de un giro ciclónico, ya que giros de este tipo muestran en su centro, una elevación de las isotermas, como se observó en la Figura (3.3). A 75 m de profundidad en el centro del giro ciclónico se observó una temperatura mínima de 15 °C, la temperatura se incrementa hacia el sur donde ésta llega hasta los 16 °C. A partir de los 100 m de profundidad en la horizontal la temperatura fue muy uniforme, la cual fue de 14 °C a 100 m a 12 °C a 200 m. (Fig. 3.4).

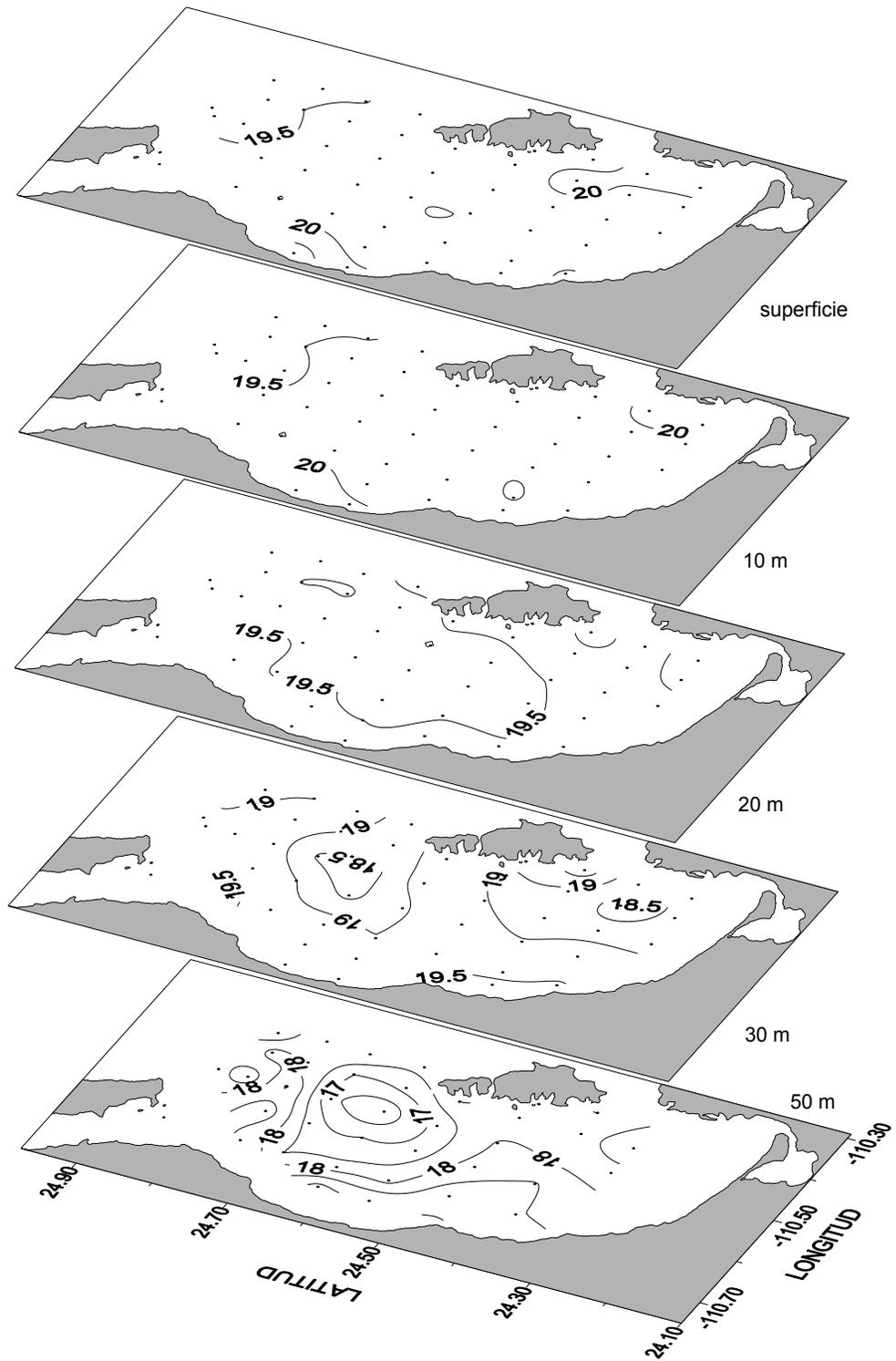


Figura 3.3. Distribución horizontal de temperatura (°C) a diferentes niveles desde la superficie hasta 50 m de profundidad.

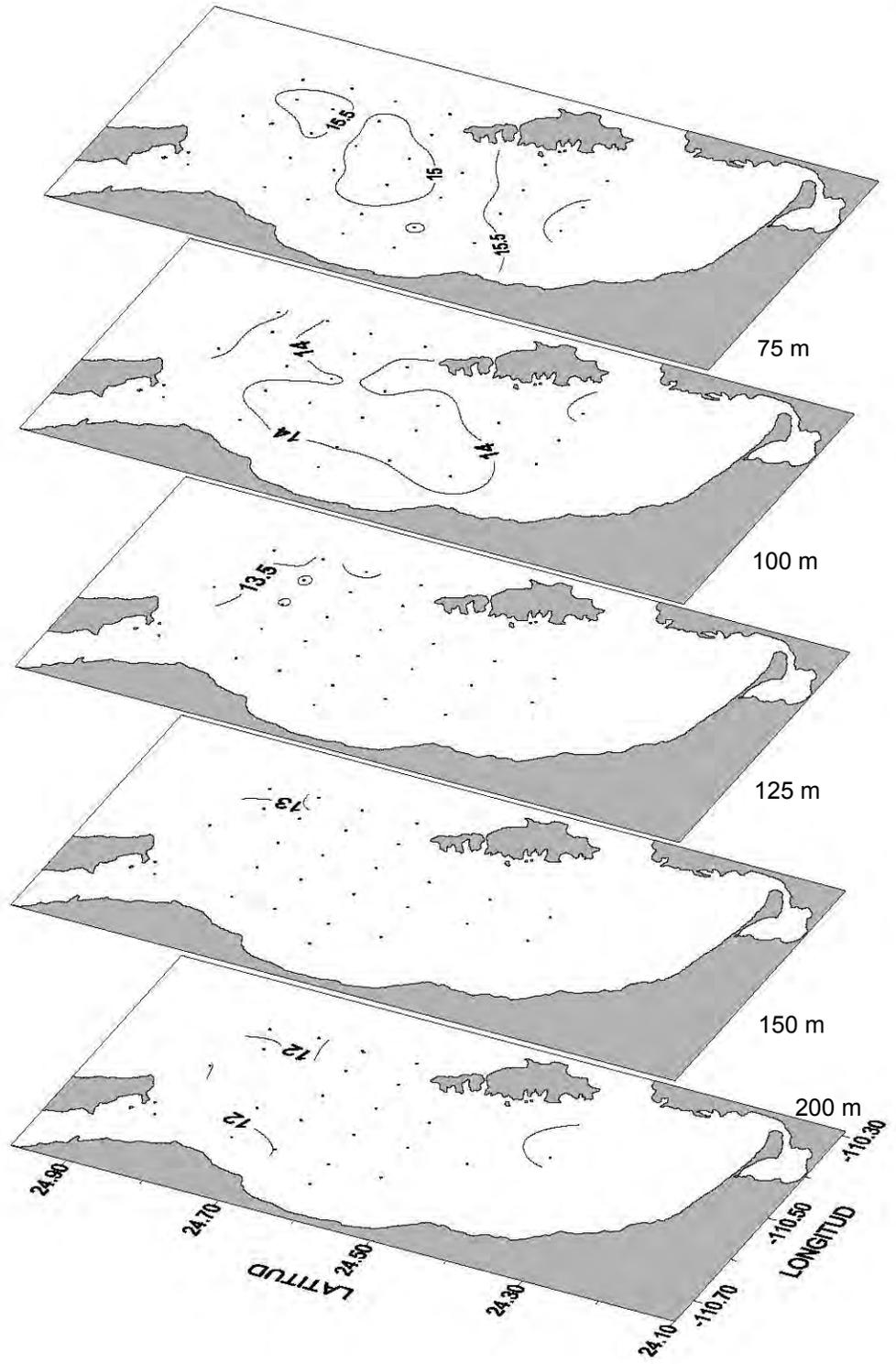


Figura 3.4. Distribución horizontal de temperatura (°C) a diferentes niveles desde 75 hasta 200 m de profundidad.

Salinidad

La distribución horizontal de salinidad a diferentes niveles se muestra mediante isohalinas con un intervalo de contorno de 0.05 ups, en la capa superior de 20 m de espesor, hubo variaciones horizontales de la salinidad de 0.15 ups, con valores máximos de salinidad en la zona sur de la Bahía, la cual es muy somera, donde se puede presentar mayor evaporación. A 30 m de profundidad, cerca de Boca Grande se observó un núcleo de baja salinidad, con valores de 35.35 ups. A 50 m de profundidad, al igual que la temperatura, la salinidad presentó el máximo gradiente horizontal, con mínimo de salinidad en el centro del núcleo, con un valor alrededor de 35.20 ups (Fig. 3.5). La salinidad tiende a disminuir con la profundidad y a partir de los 75 m de profundidad la salinidad mostró gran uniformidad en la horizontal, mientras que la disminución en la vertical es de 0.20 ups desde 75 m hasta 200 m (Fig. 3.6). La distribución de salinidad mostró cómo la salinidad disminuye con la profundidad, por lo que al observar la distribución de ésta a 50 m de profundidad, con un núcleo de baja salinidad en la zona cercana a Boca Grande, se infirió el ascenso de las isohalinas, lo cual puso en evidencia la presencia de un giro ciclónico, que reforzó lo observado con las isotermas.

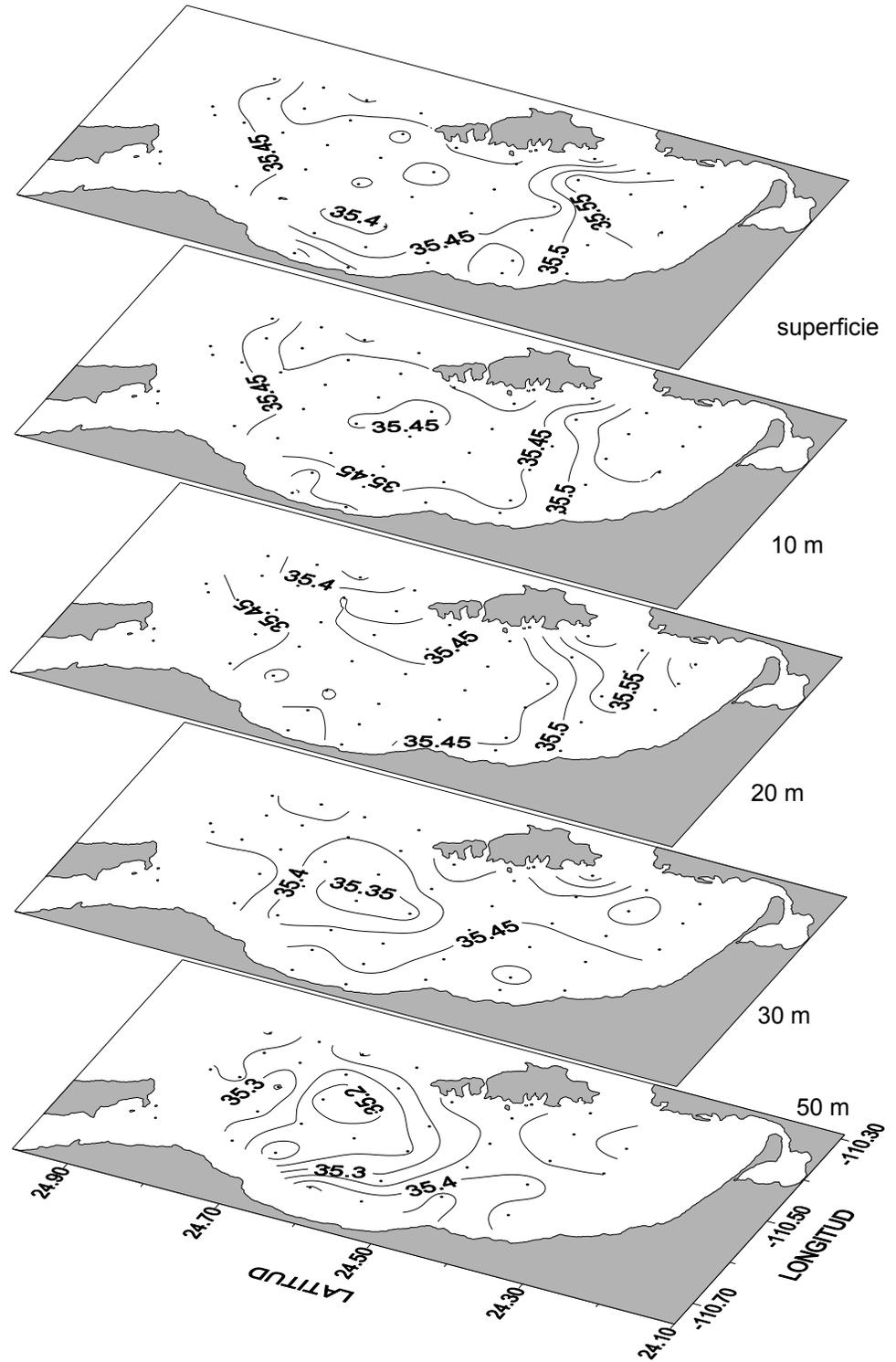


Figura 3.5. Distribución horizontal de la salinidad (ups) a diferentes niveles, desde la superficie hasta 50 m de profundidad.

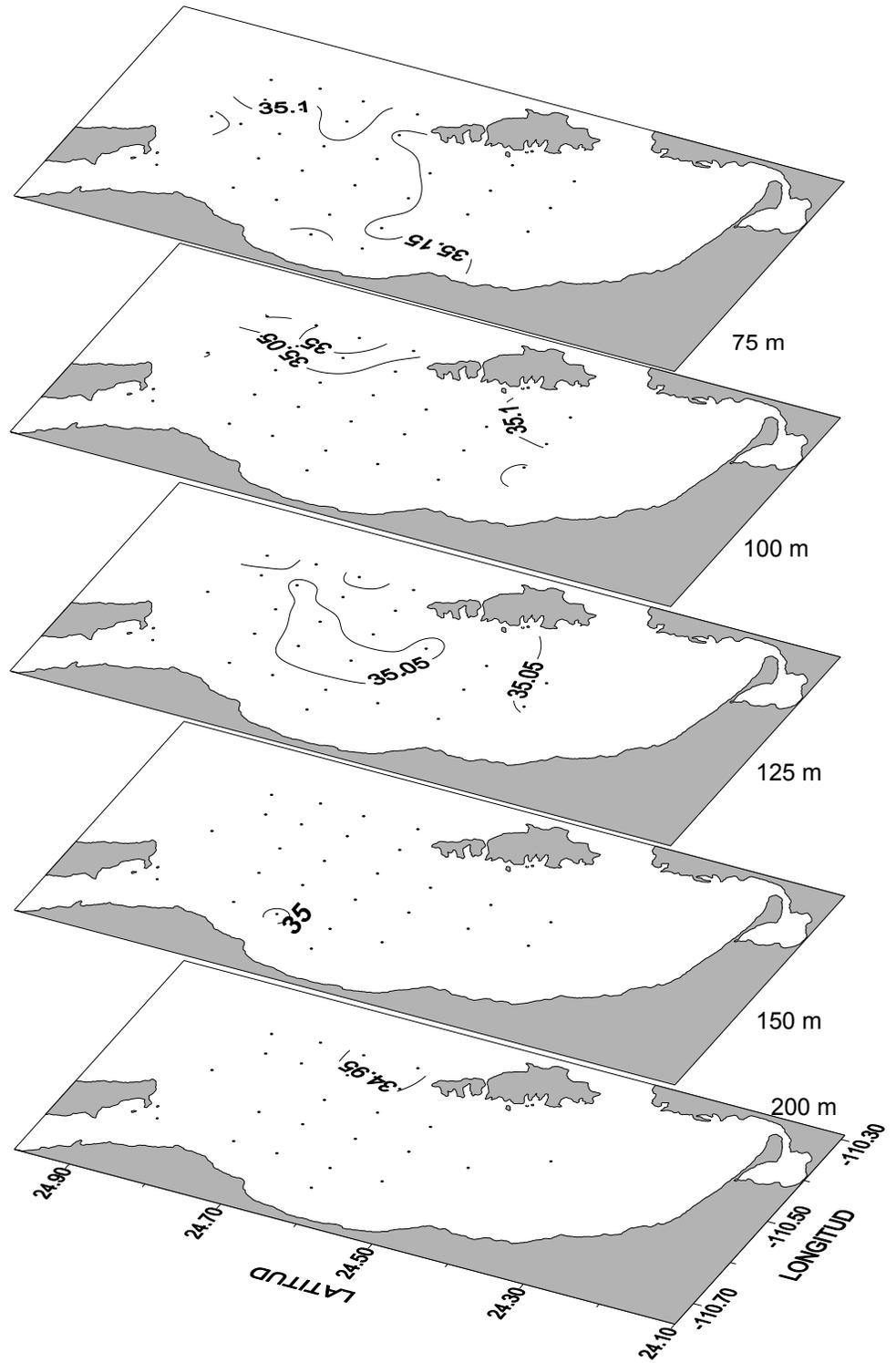


Figura 3.6. Distribución horizontal de salinidad (ups) a diferentes niveles desde 75 hasta 200 m de profundidad.

Densidad

La distribución horizontal de densidad (σ_t) se muestra a través de isopícnas con un intervalo de contorno de 0.1, en las que se pudo observar que en la superficie el máximo valor (25.25 kg m^{-3}) se presentó en Boca Grande donde se presentaron bajas temperaturas y salinidad relativamente alta, la densidad disminuyó hacia el interior de la bahía y cerca de la costa este presentó valores mínimos de 25.05 kg m^{-3} . En la profundidad de 10 m el comportamiento de la densidad fue tal que la diferencia es de sólo 0.1 kg m^{-3} . A 20 m de profundidad la densidad es muy uniforme con valores alrededor de 25.25 kg m^{-3} , mientras que a 30 m de profundidad gran parte de la bahía tuvo una densidad de 25.35 kg m^{-3} excepto en la costa suroeste donde se tuvo 25.25 kg m^{-3} . El gradiente horizontal de densidad a 50 m de profundidad fue mayor que en las capas superiores y a este nivel se observó un núcleo de agua más densa (25.75 kg m^{-3}) en la región cercana a Boca Grande (Fig. 3.7), recordando que tanto la temperatura como la salinidad disminuyen con la profundidad, el núcleo de alta densidad está relacionado con la baja temperatura. Esto indica que en la Bahía de la Paz la densidad es dominada por la temperatura. En los niveles debajo de 50 m la densidad fue muy uniforme en la horizontal, con variaciones en la vertical de sólo 0.6 kg m^{-3} entre 75 y 200 m de profundidad (Fig. 3.8).

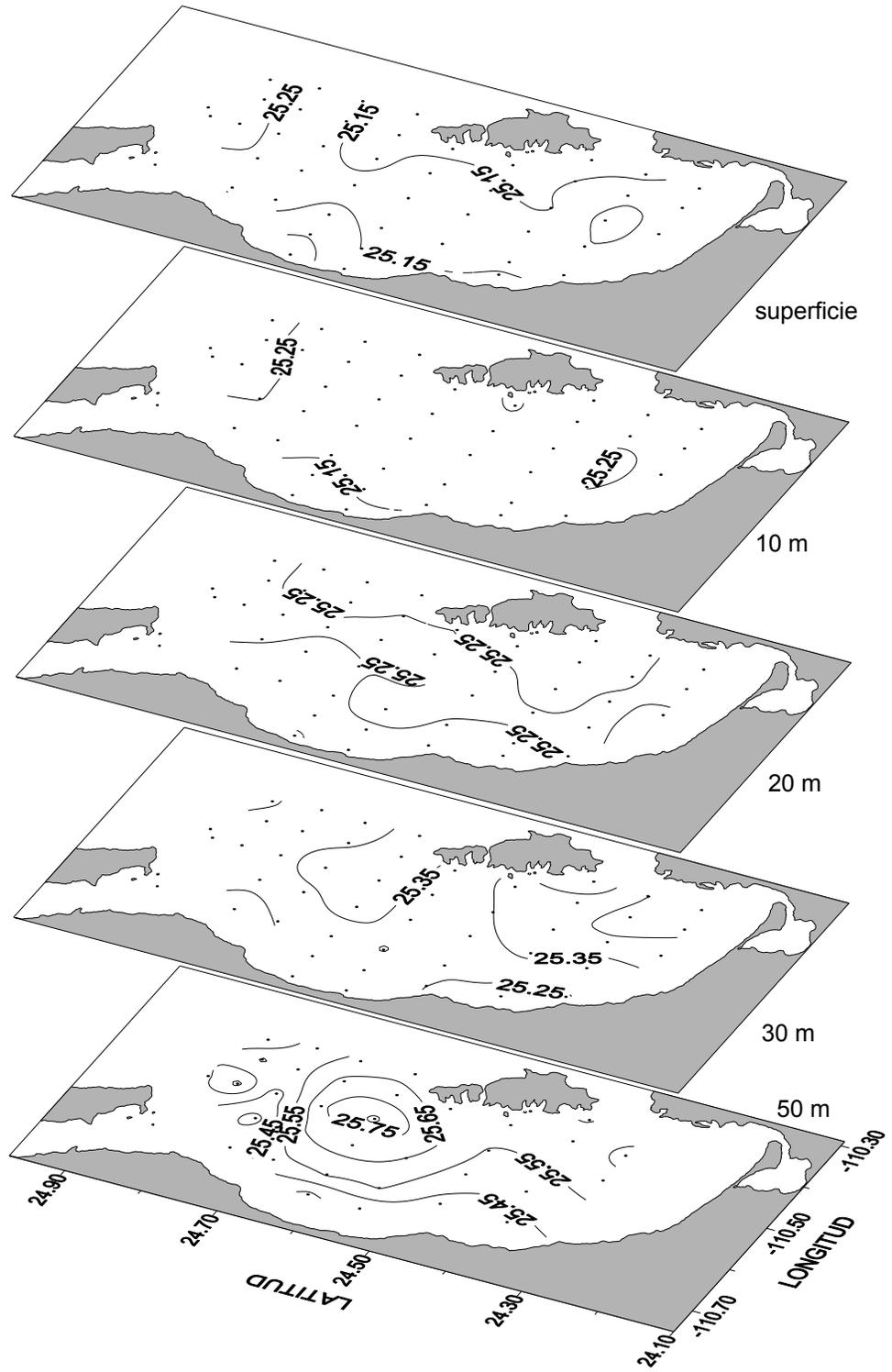


Figura 3.7. Distribución horizontal de densidad (σ_t en kg m^{-3}) a diferentes niveles desde la superficie hasta 50 m de profundidad.

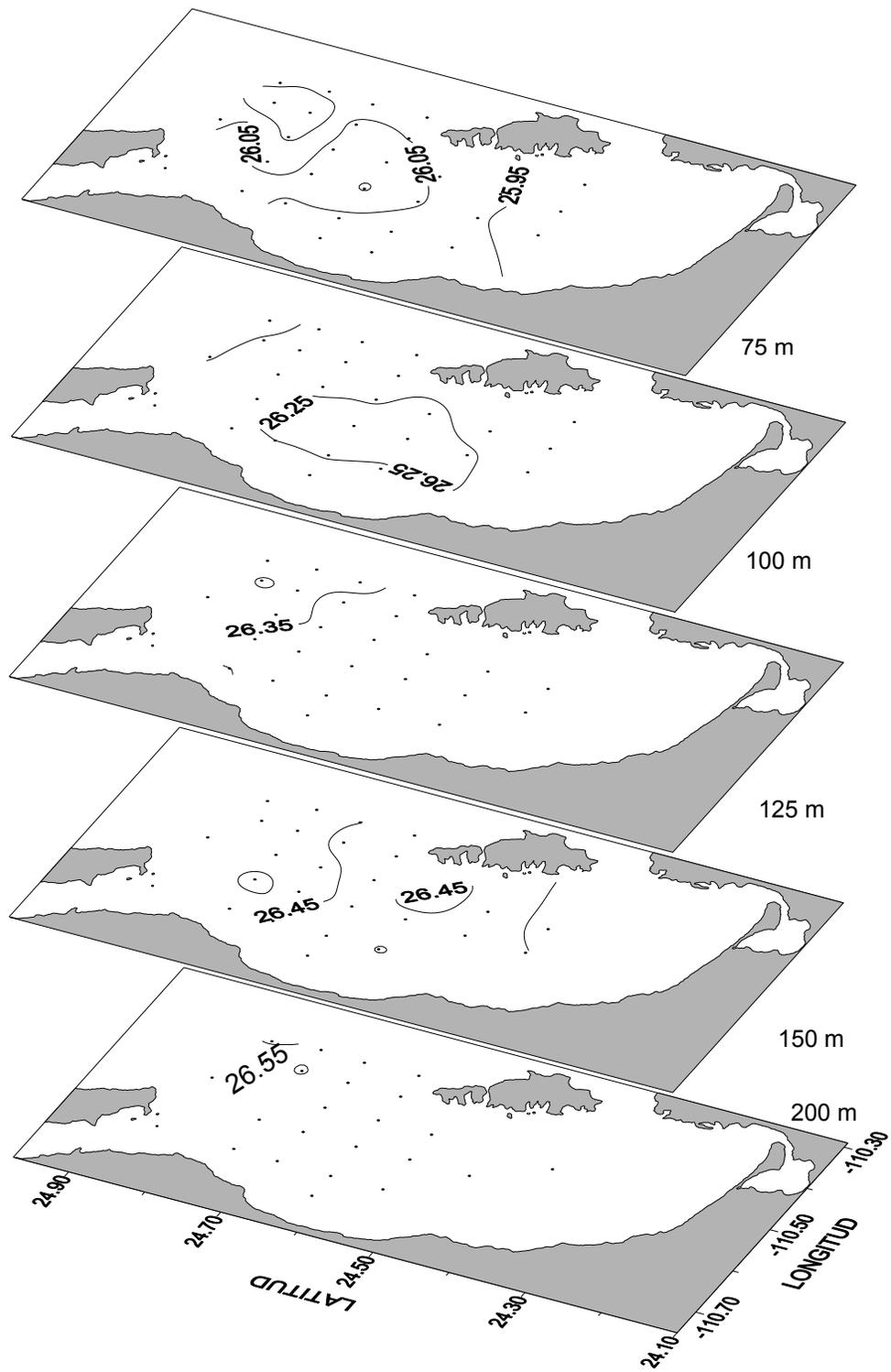


Figura 3.8. Distribución horizontal de densidad (σ_t , en kg m^{-3}) a diferentes niveles desde 75 a 200 m de profundidad.

3.2.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad

Las secciones verticales permiten analizar la profundidad a la que se encuentran las clinas, así como la forma que toman éstas; para analizar la presencia de vórtices cálidos o fríos, con descenso y ascenso de las isolinneas, respectivamente. Se analizó la distribución vertical de temperatura, salinidad y temperatura a lo largo de un transecto meridional y ocho transectos zonales (Fig. 3.9).

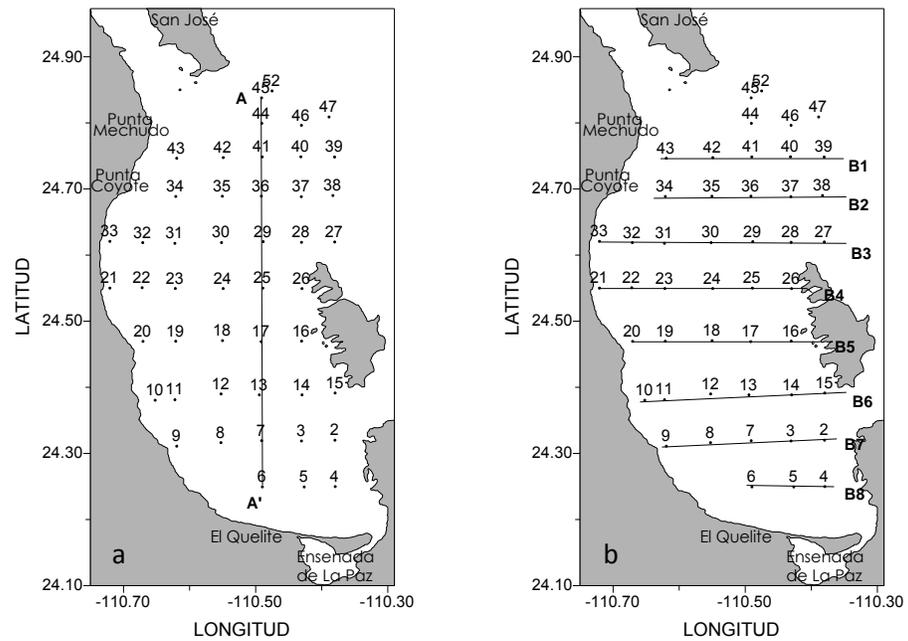


Figura 3.9. Secciones verticales en las cuales se analiza la temperatura, salinidad y densidad, a) meridional A-A' y b) zonales transectos de B₁ a B₈.

Temperatura

En la sección vertical en dirección meridional se observaron temperaturas entre 11 y 19 °C, con una capa de mezcla de 35 m de profundidad, en la parte norte del transecto la capa de mezcla es ligeramente más profunda llegando hasta los 40 m. En la parte sur en la estación 6, por ser la estación más somera parecería que la columna de agua fue homogénea. Se observó la presencia del máximo gradiente vertical en la capa desde los 35 hasta 70 m de profundidad con un límite superior e inferior de 19 y 15 °C, respectivamente. En las estaciones 36, 29 y 25 se observó un ascenso de 10 m de las isothermas (Fig. 3.10).

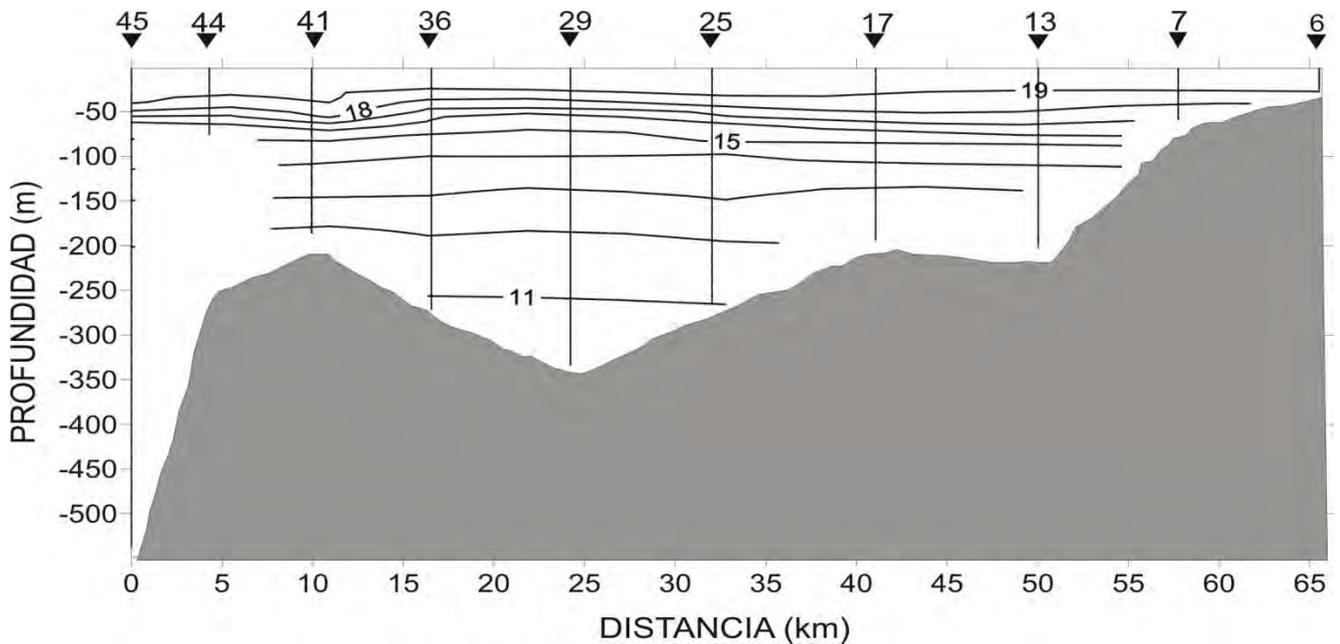


Figura 3.10. Distribución de la temperatura (°C) en dirección meridional A-A'.

Las secciones zonales se presentan ordenadas de norte a sur en la Bahía de La Paz y están a la misma escala por lo cual la dimensión de cada sección es diferente.

En la sección B1 (Fig. 3.11a) se observó una capa de mezcla desde la superficie hasta 45m con una temperatura de 19°C y la termoclina se observa desde 45m hasta 70m con un límite superior de 19°C y uno inferior de 15°C, la temperatura disminuyó conforme aumentó la profundidad.

Siguiendo hacia el sur en la sección B2, se observó un domo donde en los extremos la capa de mezcla (19°C) fue más profunda 45m y en el centro fue de 35m, hay una elevación de las isotermas lo cual también elevó la termoclina de 35m hasta 70m teniendo como límites los ya mencionados (figura 3.11b).

La sección B3 fue menos profunda, tuvo como profundidad máxima 500 m en la estación más al este (estación 27). En las estaciones 33 y 32 cercanas a la costa oeste de la bahía se observó una temperatura máxima de 20 °C y en el transecto se observó una capa de mezcla de 30 m aproximadamente, con una temperatura alrededor de 19 °C, la capa del máximo gradiente vertical se encontró entre 30 y 70 m con temperaturas entre 15 y 19 °C, las isolineas mostraron un ascenso entre las estaciones 31, 30, 29 y 28 coincidiendo con el domo frío identificado a 50 m de profundidad (Fig. 3.12a).

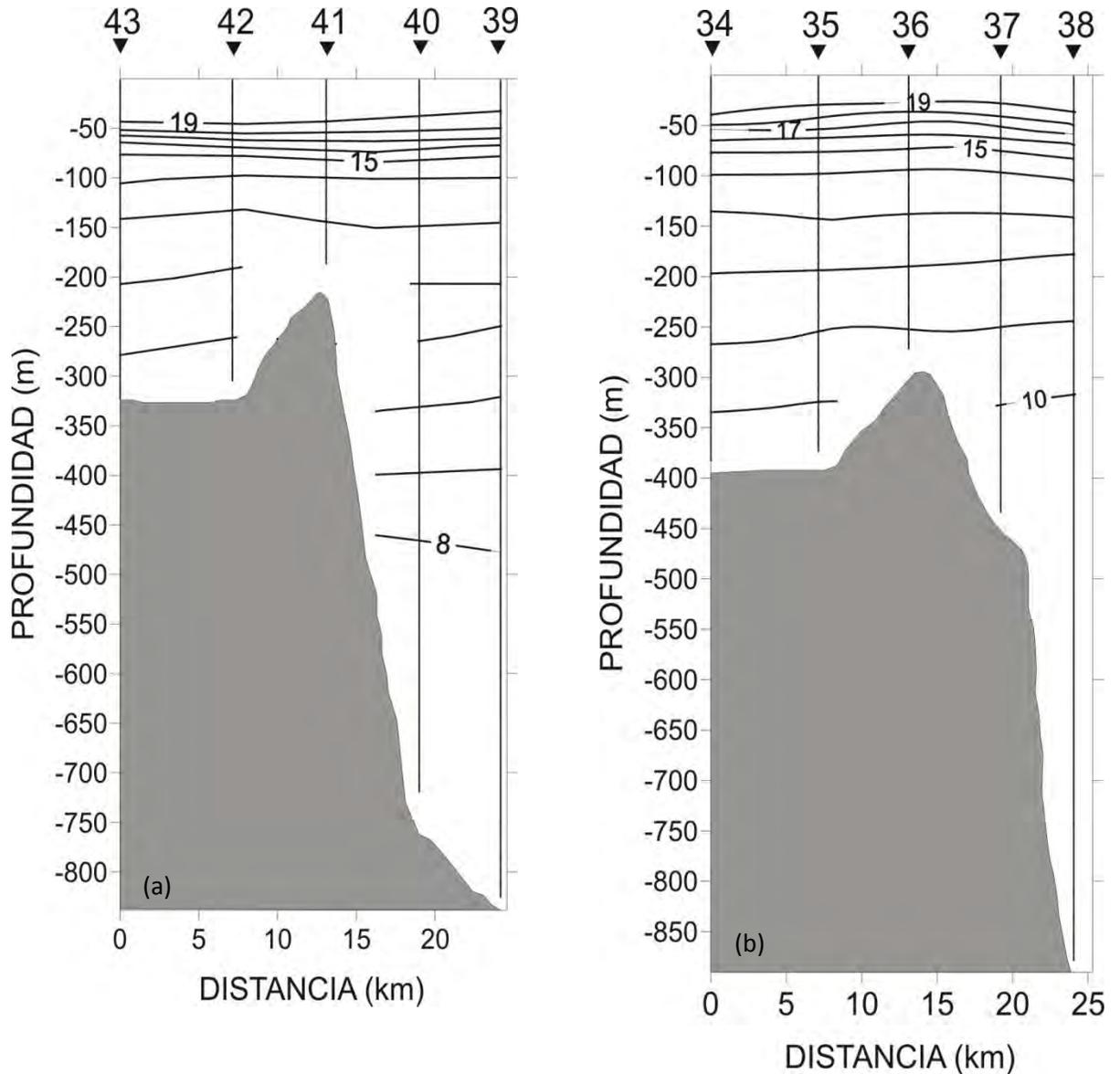


Figura 3.11. Distribución vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a lo largo de los transectos a) B1 y b) B2.

En la sección B4 se observó que sólo en la estación más cercana a la costa la temperatura en la superficie fue de 20°C , mientras que en el resto de la sección la temperatura máxima fue de 19°C , en una capa de mezcla alrededor de 30 m, la

cual se profundizó a 50 m cerca de la costa oeste, en la estación 22. La termoclina se localizó alrededor de 50 m de profundidad (Fig. 3.12b).

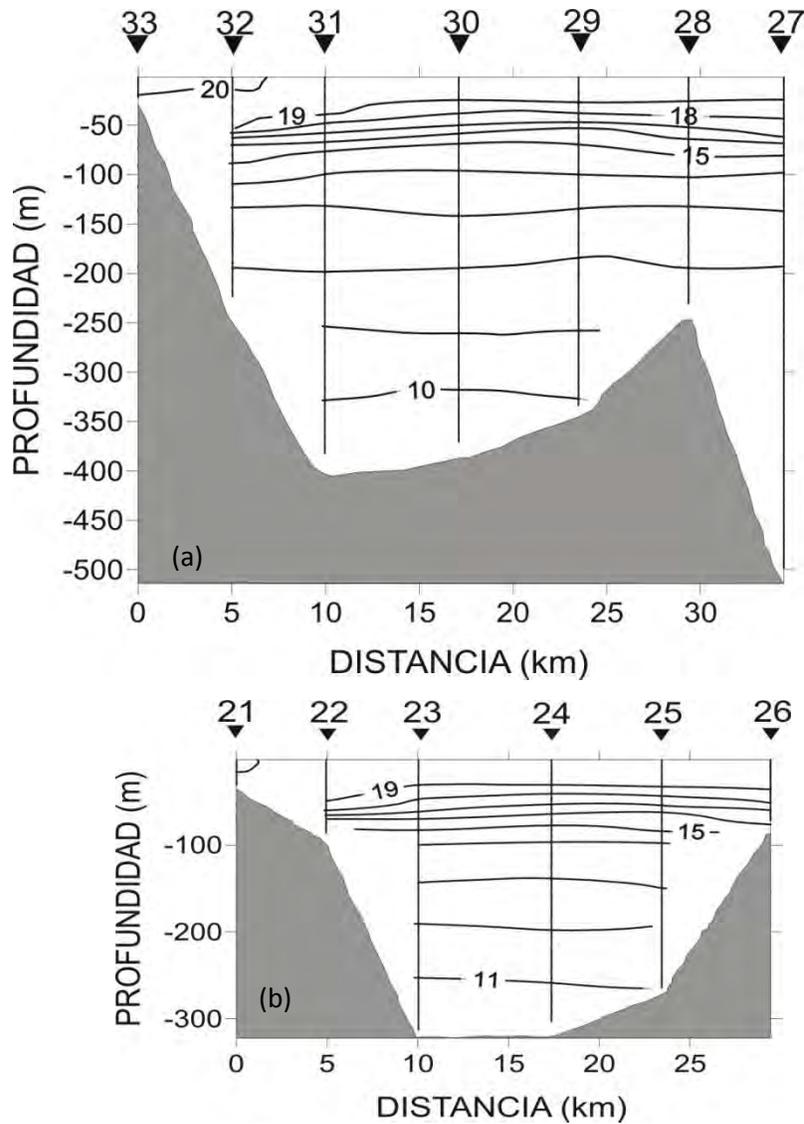


Figura 3.12. Distribución vertical de temperatura (°C) a lo largo de las secciones a) B3 y b) B4.

En la sección vertical B5 se observó que en la estación 20 localizada en la costa oeste de la bahía, la temperatura fue uniforme a lo largo de la columna de agua, mientras que en el resto de la sección se observó la termoclina alrededor de 50 m de profundidad, y cerca del fondo a 200 m de profundidad la temperatura fue encuentra alrededor de 12°C (Fig. 3.13a).

En la sección B6 se observó un ascenso de las isothermas centrado en la estación 13, en la estación 15 al este, se observó una temperatura de 20°C cerca del Canal de San Lorenzo; en esta sección la termoclina no fue tan marcada como en las secciones anteriores (Fig. 3.13b).

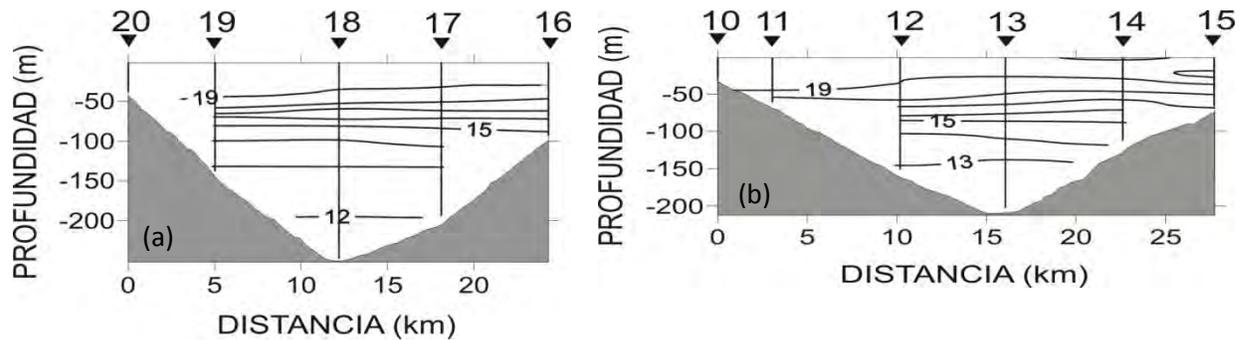


Figura 3.13. Distribución vertical de temperatura (°C) a lo largo de las secciones a) B5 y b) B6.

Finalmente las secciones B7 y B8 mostraron una pendiente de las isothermas con un ascenso en la parte oriental cerca del canal de San Lorenzo, debido a que estas secciones se encontraron en una zona muy somera con profundidad menor a 100 m, se utilizó una escala diferente a las demás secciones,

para poder analizar la distribución de las isotermas. Fue notoria la ausencia de una termoclina marcada en esta zona (Figs. 3.14 a y b)

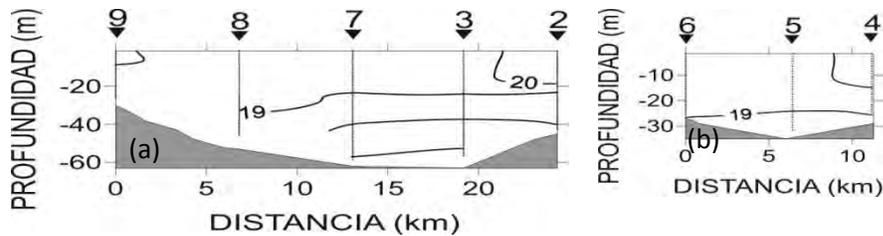


Figura 3.14. Distribución vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a lo largo de las secciones a) B7 y b) B8.

Salinidad

En la sección vertical a lo largo del transecto meridional, mostro que la salinidad disminuyó con la profundidad, la salinidad máxima de 35.50 ups se observó en la parte superior tanto al norte como al sur de la bahía en las estaciones más someras. Se observó la haloclina a una profundidad de alrededor de 50 m (Fig. 3.15). El ascenso de las isohalinas al igual que las isotermas entre las estaciones, 36, 29 y 25 confirmó la presencia del giro ciclónico. Al sur de la bahía se observó la columna mezclada y la salinidad máxima de 35.55 siendo la zona más somera, donde existe una mayor evaporación.

En la sección vertical a lo largo del transecto B1 se observó la haloclina alrededor de 50 m de profundidad, en las estaciones 43, 42 la salinidad superficial fue de 35.45 la cual disminuyó hacia el este donde se tuvo una salinidad de 35.35 en las estaciones fuera de la bahía (Fig. 3.16a).

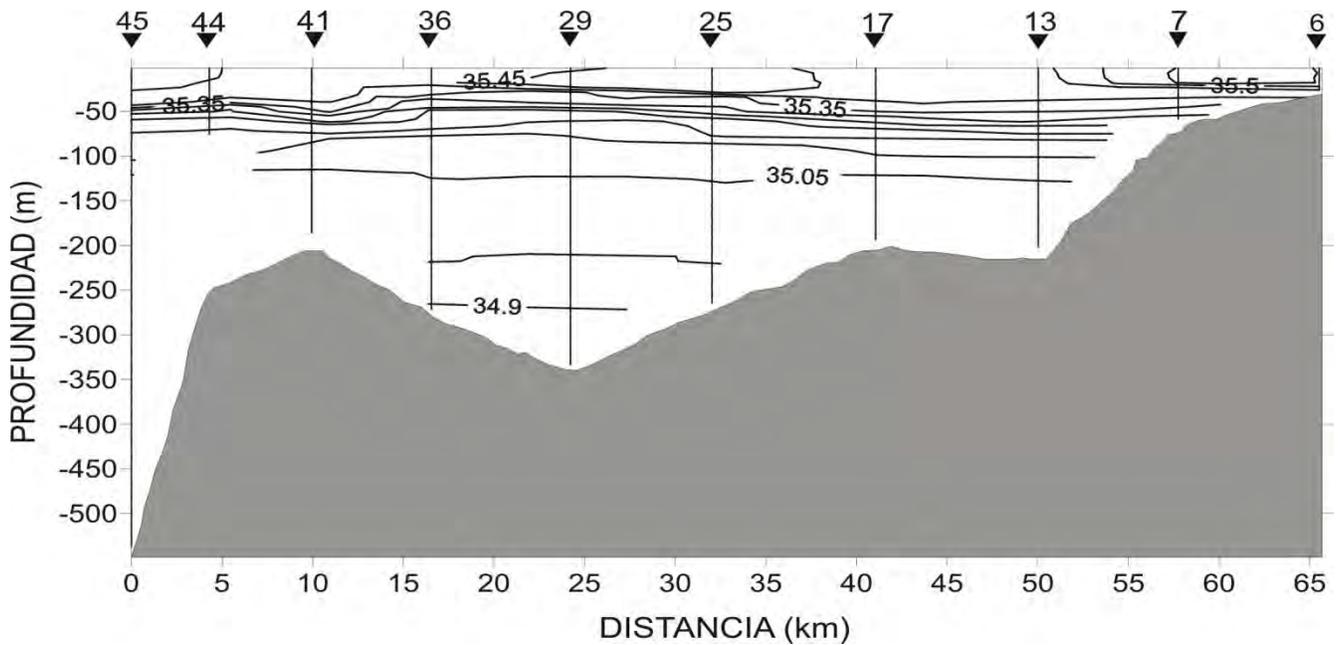


Figura 3.15. Distribución vertical de salinidad (ups) a lo largo de la sección A-A'.

La distribución de la salinidad a lo largo del transecto B2 (Fig. 3.16b) mostró que de la estación 34 a la 36 se tuvo una salinidad de 35.40 desde la superficie hasta 25 m de profundidad y la cual disminuyó hacia el este hasta 35.30 en la estación 38.

En la sección vertical a lo largo del transecto B3 se presentó una salinidad máxima de 35.55 ups en la superficie en la estación 33, la cual es la más somera y próxima a la costa oeste. La haloclina se localizó alrededor de 50 m con excepción de la zona entre las estaciones 31 y 29 donde ésta se observó a 30 m de profundidad (Fig. 3.17a), este ascenso está asociado a la presencia del giro ciclónico.

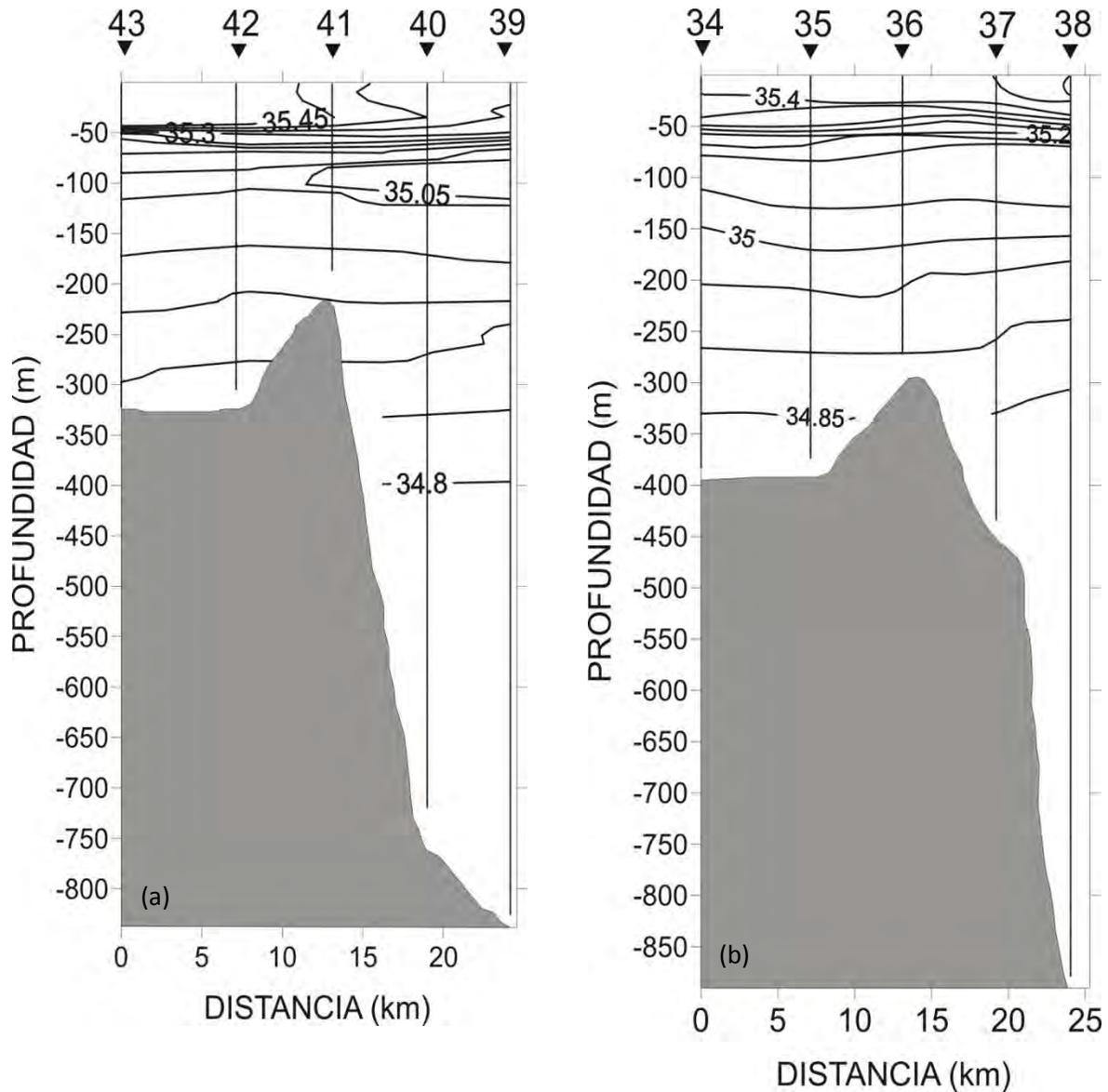


Figura 3.16. Distribución vertical de salinidad (ups) a lo largo de los transectos a) B1 y b) B2.

En la sección vertical más al sur (B4) se mostró una salinidad máxima y mínima de 35.50 y 34.85 ups, en la superficie y fondo, respectivamente (Fig. 3.17b). La haloclina se localizó entre las mismas profundidades de la sección descrita anteriormente, con máximo ascenso en la estación 24.

A lo largo del transecto B5 (Fig. 3.18a) la diferencia de salinidad entre la superficie y el fondo fue de 0.45 ups, con máximo de 35.45 ups en la superficie; la haloclina se presentó en aproximadamente 50 m de profundidad, en esta zona el ascenso no fue tan marcado como en las secciones más al norte, sin embargo, en la estación 18 se observó un levantamiento débil de las isohalinas. En la sección vertical a lo largo del transecto B6 la salinidad máxima fue de 35.6 ups en la estación más cercana a la Isla Espíritu Santo y al canal de San Lorenzo; la salinidad mínima fue de 34.95 ups en el fondo. Se observó una gradiente vertical importante entre 50 y 70 m de profundidad en las estaciones 12, 13 y 14 que alcanzó esta profundidad (Fig. 3.18b).

Las dos secciones verticales localizadas al sur de la bahía B7 y B8 mostraron salinidades que fueron de 35.55 a 35.25 ups y al igual que la temperatura, las isohalinas mostraron una pendiente hacia el este (Figs. 3.19a). En esta zona la haloclina no fue muy marcada como en la zona próxima a Boca Grande. La sección vertical B8 (Fig. 3.19b) es la zona más somera de la bahía de La Paz, la variación en la salinidad desde la superficie hasta el fondo fue de 0.15 ups, donde se pudo observar que en el extremo oeste en la superficie, la salinidad fue mayor 0.05 que en el este donde la salinidad fue de 35.50 ups y la salinidad disminuyó hasta 35.40 ups en el fondo.

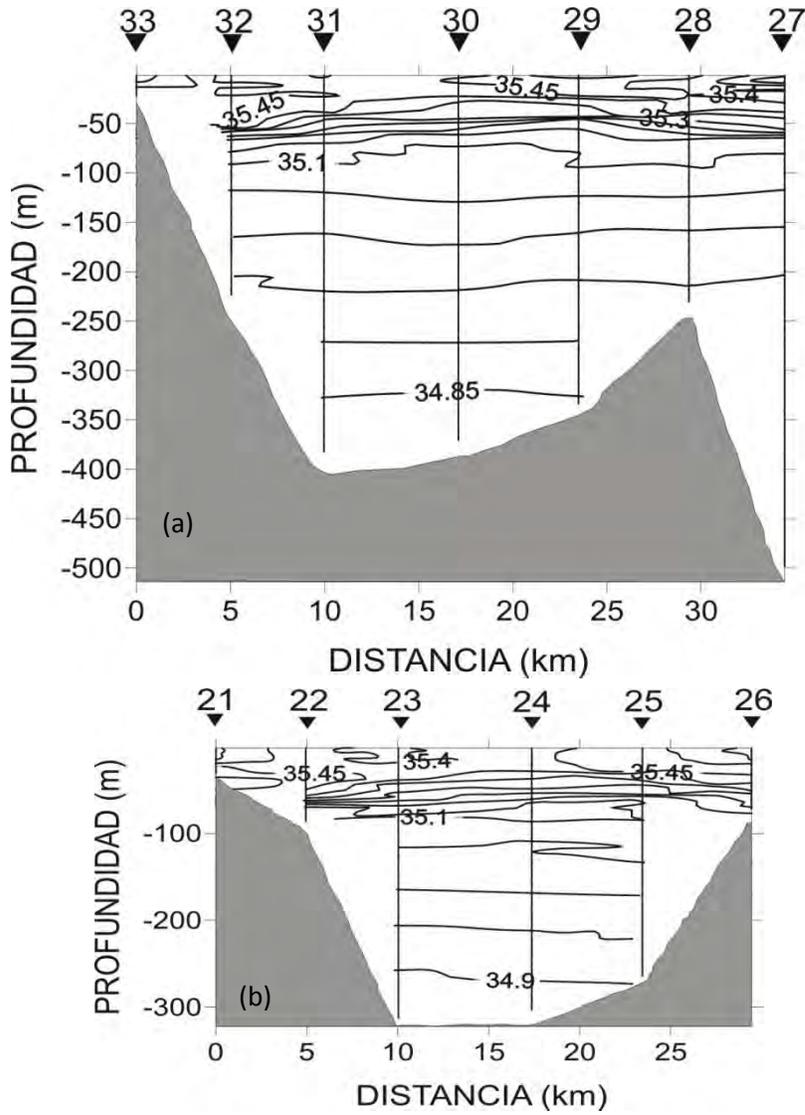


Figura 3.17. Distribución vertical de salinidad (ups) a lo largo de los transectos a) B3 y
b) B4.

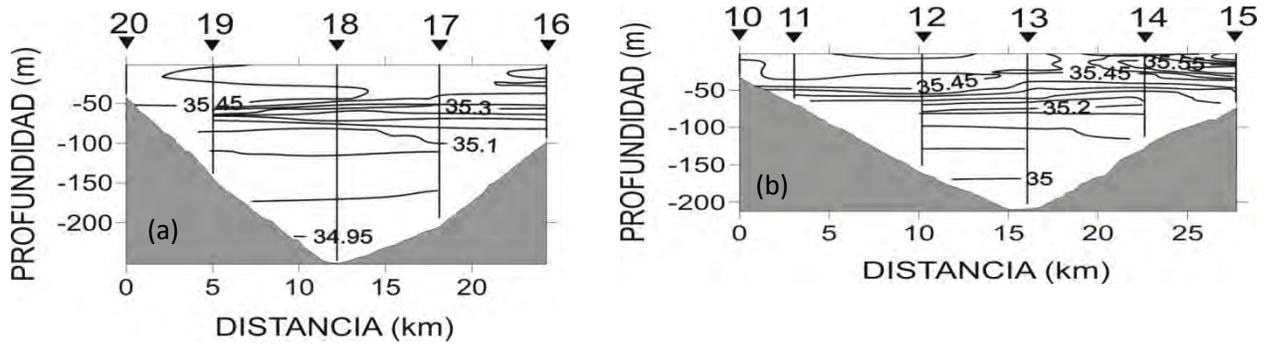


Figura 3.18. Distribución vertical de salinidad (ups) a lo largo de las secciones a) B5 y b) B6.

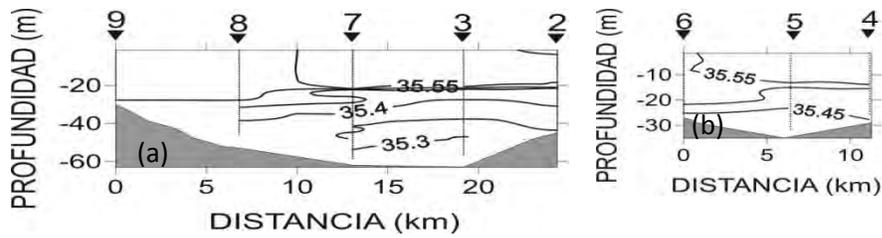


Figura 3.19. Distribución vertical de salinidad (ups) a lo largo de los transectos a) B7 y b) B8.

3.3 Topografía de la isoterma de 15 °C.

La isoterma de 15 °C se localizó por debajo de la termoclina, su distribución indica un ascenso o elevación en la zona próxima a Boca Grande. En las estaciones 29 y 30 se observó el punto donde la isoterma fue más somera, en esa zona se observó a 70 m de profundidad, dicho punto coincidió con el núcleo frío observado en la distribución horizontal de temperatura. La profundidad a la que se encuentra la isoterma de 15 °C fue aumentando conforme se alejó del centro hasta 80 m de profundidad; en las estaciones cercanas al canal de San Lorenzo se presentó a 87 m de profundidad (Fig. 3.20).

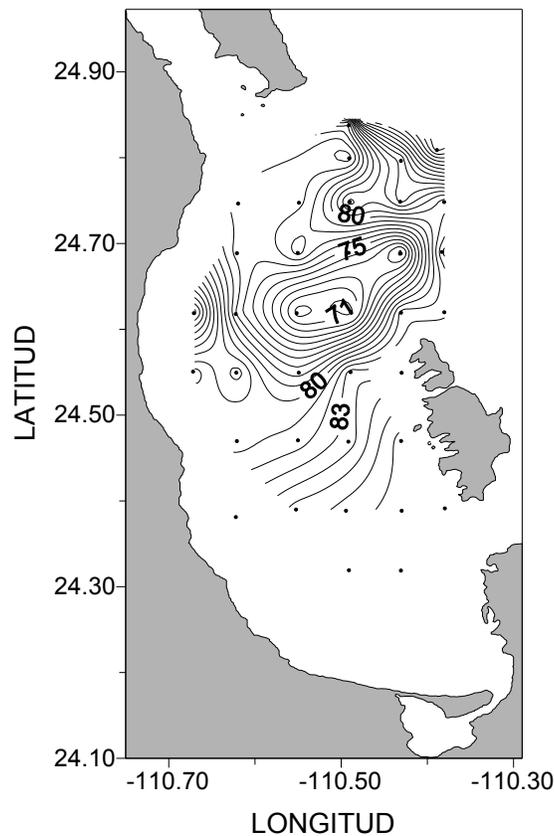


Figura 3.20. Topografía de la isoterma de 15 °C.

3.4 Masas de Agua

A través de diagramas T-S se identificaron las masas de agua presentes en la Bahía de La Paz en el mes de febrero de 2006, utilizando las características de temperatura y salinidad de las masas de agua reportadas por Torres Orozco, (1993). Con la finalidad de analizar las masas de agua existentes en la bahía, ésta se seccionó en tres áreas (Fig. 3.21); Boca Grande, Bahía de la Paz y zona cercana al Canal San Lorenzo. Los Resultados mostraron la presencia del Agua del Golfo de California (AGC, $S \geq 35.0$; $T \geq 18.0$ °C) y Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt, $34.5 < S < 35.0$; $9.0 < T < 18.0$ °C) (Fig. 3.22), en las estaciones de Boca Grande y fuera de la bahía se identificó también la presencia de Agua Intermedia del Pacífico (AIP, $34.5 \leq S \leq 34.8$; $4 \leq T \leq 9$) y Agua Profunda del Pacífico (APP, $S > 34.5$ $T < 4$) (Fig. 3.22 a).

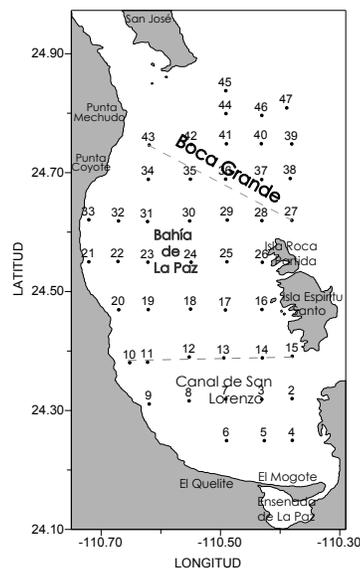


Figura 3.21. Zonas donde se realizaron los diagramas T-S en la Bahía de La Paz

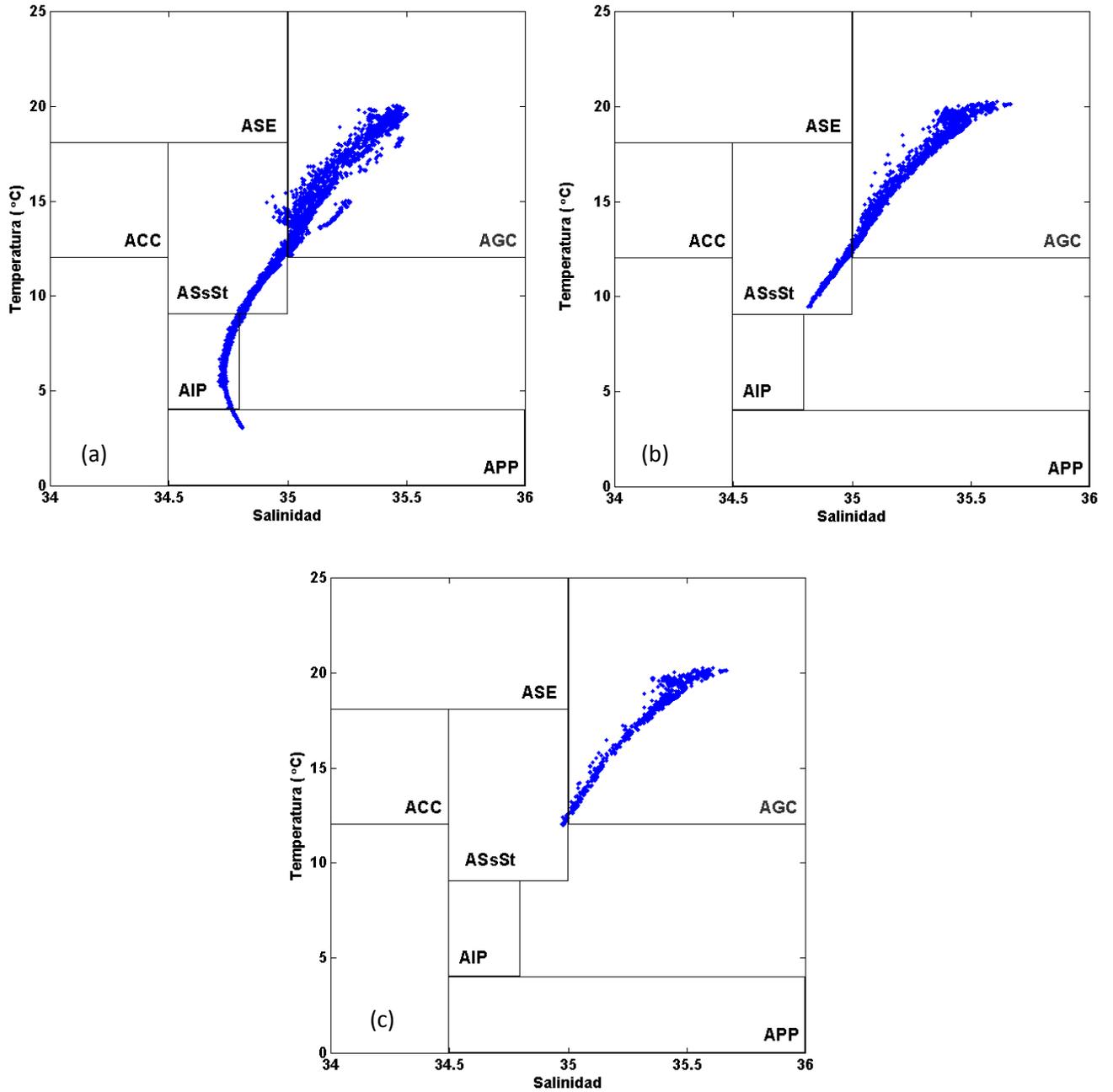


Figura 3.22.- Diagramas T-S durante febrero de 2006 para las zonas de a) Boca Grande, b) Interior de la bahía y c) área cercana al Canal de San Lorenzo.

3.5 Campos de velocidad geostrófica

El patrón de circulación geostrófica relativa al fondo, mostro la presencia de un giro ciclónico con centro en la estación 28 y tuvo una velocidad máxima de 40 cm s^{-1} en la zona de Boca Grande, al norte donde el flujo es hacia el interior de la bahía, la velocidad fue menor en la región sur de la Bahía. El giro ciclónico estuvo muy bien definido desde la superficie hasta 75 m de profundidad, en Boca grande, al norte se manifestó un flujo de entrada hacia la bahía y uno de salida hacia el norte en el extremo sur de Boca grande. El diámetro del giro ciclónico fue de aproximadamente 24 km (Fig. 3.23).

Debajo de 75 m de profundidad el giro no estuvo cerrado pero el patrón de circulación mantiene el comportamiento del giro ya que cerca de Boca Grande se observó un flujo de agua con dirección oeste que entró a la bahía y antes de llegar a la costa se desvía hacia el sur y en las estaciones cercanas la isla Roca Partida el flujo fue hacia el este, a diferencia de las capas superiores en la vecindad de esta Isla, el flujo de salida en el sur de Boca Grande fue paralelo a la isla y se dirige hacia la boca del golfo, dicho comportamiento se observó hasta los 200 m de profundidad, la disminución de la velocidad con forme aumenta la profundidad (Fig. 3.24).

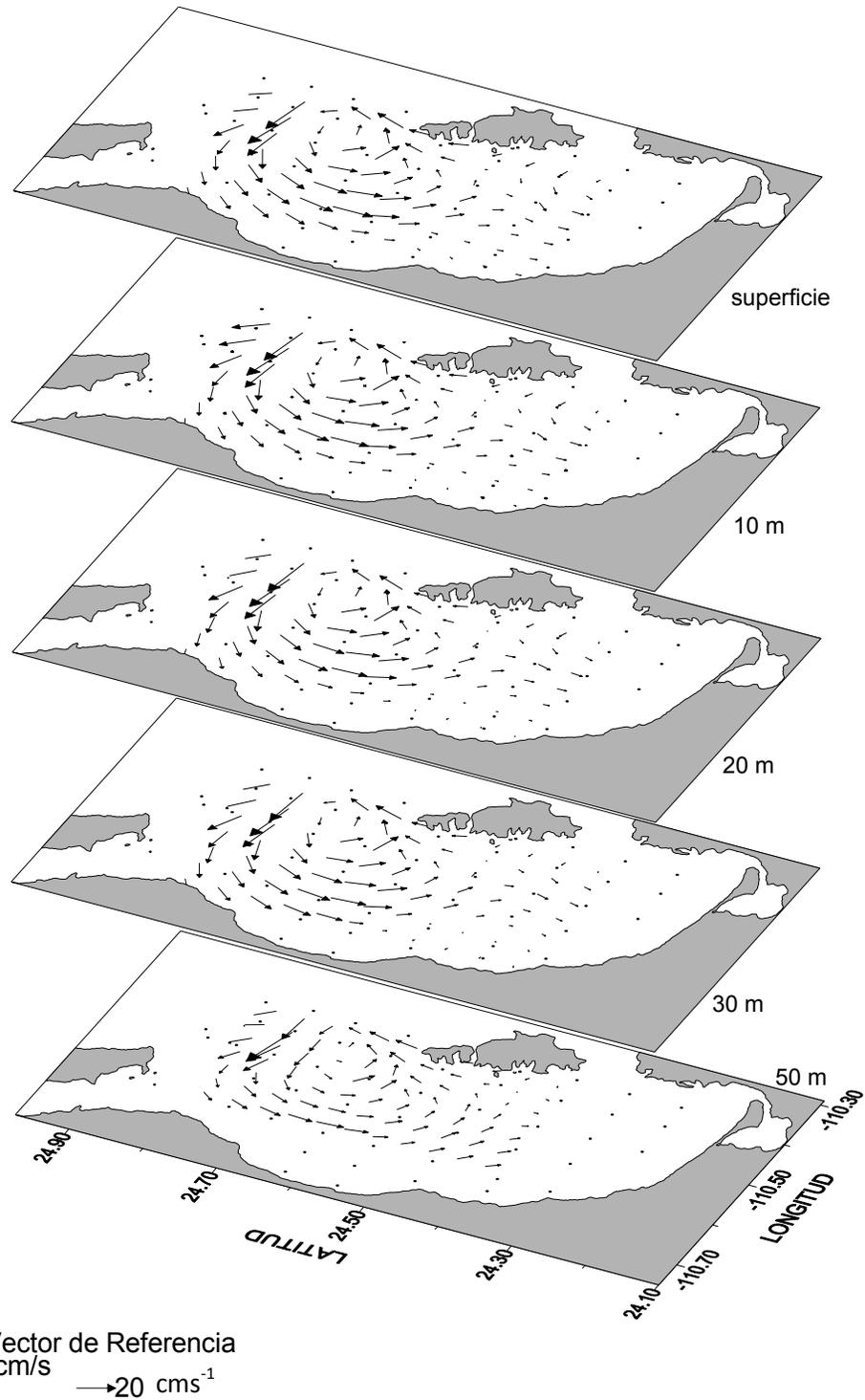


Figura 3.23.- Patrón de corrientes geostróficas (cm s^{-1}) relativas al fondo, a diferentes niveles desde la superficie hasta 50 m de profundidad.

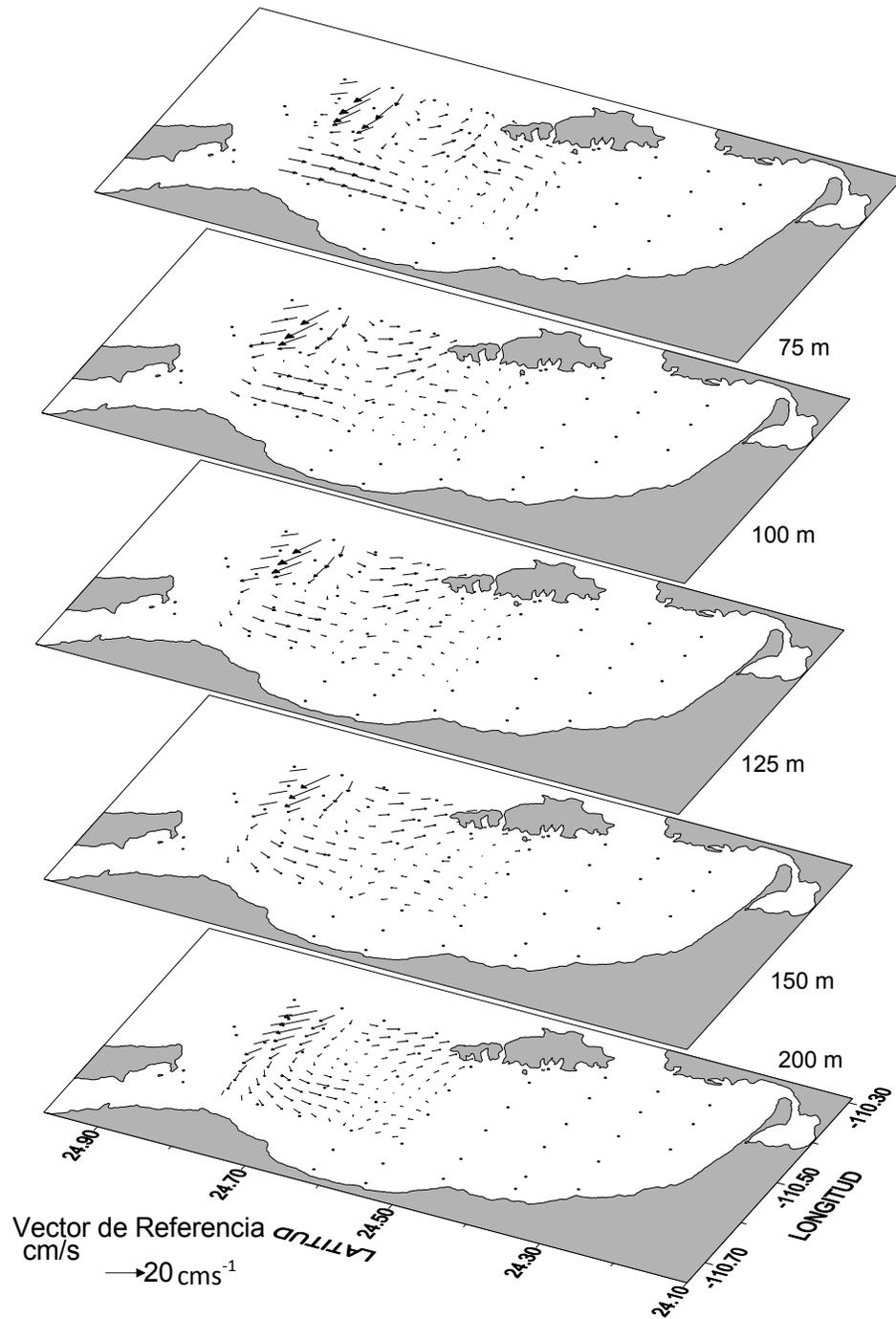


Figura 3.24. Patrón de corrientes geostroficas (cm s^{-1}) relativas al fondo, a diferentes niveles desde 75 m hasta 200 m de profundidad.

En las secciones verticales en dirección zonal, en el norte de la bahía se mostraron velocidades geostroficas negativas en la región cercana a la costa oeste; en este caso velocidades positivas describieron flujos hacia el norte y velocidades negativas indicaron flujos hacia el sur. Por lo que se observó que al norte de la bahía (Fig. 3.26 a y b) existió un flujo cercano a la costa que penetró a ésta con una velocidad máxima de 18 cm s^{-1} , en el centro de las secciones se tuvo un flujo hacia el norte con una velocidad máxima de 12 cm s^{-1} , en la sección B1 la porción oriental presentó un flujo hacia el sur desde la superficie hasta 100 m de profundidad tuvo una velocidad máxima de 12 cm s^{-1} como se muestra en la figura (3.26 a).

En la sección vertical a lo largo del transecto B2, la velocidad geostrofica mostró un flujo con dirección sur a lo largo de toda la columna de agua con una velocidad máxima de 20 cm s^{-1} y en el extremo oriental de la sección, un flujo que fue hacia el norte con una velocidad máxima de 24 cm s^{-1} como se muestra en la figura (3.26 b).

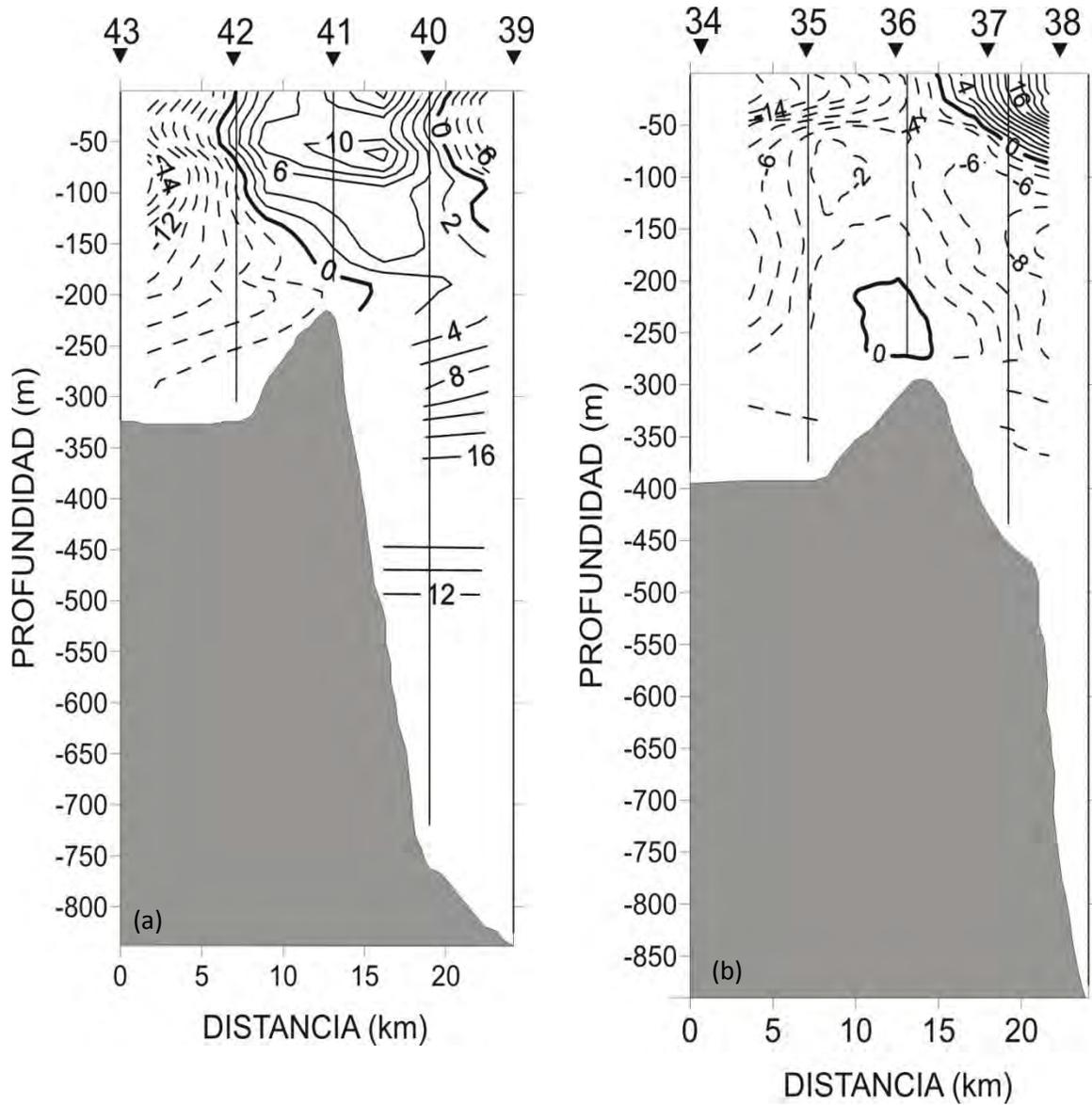


Figura 3.26. Sección vertical de velocidad geostrófica (cm s^{-1}) meridional relativa al fondo, a lo largo de los transectos a) B1 y b) B2.

En la sección vertical a lo largo del transecto B3 se observó un flujo con dirección sur desde la costa oeste hasta la zona entre las estaciones 30 y 29, la

velocidad máxima en superficie fue de 26 cm s^{-1} , el flujo hacia el sur se extendió a mayor profundidad en el centro del transecto. En el resto del transecto se invirtió el flujo hacia el norte con una velocidad máxima de 18 cm s^{-1} . En este transecto la presencia del giro ciclónico fue más evidente de acuerdo a la distribución de la temperatura, lo cual se reforzó con la distribución de las isotacas. Debajo de los 200 m de profundidad el movimiento fue muy débil (Fig. 3.27a).

En la sección vertical B4 se observó un patrón de circulación similar a la sección anterior, la corriente fue en dirección sur cerca de la costa oeste hasta 100 m de profundidad tuvo una velocidad máxima de 16 cm s^{-1} en la superficie; cerca de la estación 24 el flujo cambió su dirección hacia el norte con una velocidad máxima de 14 cm s^{-1} en la superficie y después de los 100 m la corriente fue hacia el norte en toda la sección B4 (Fig. 3.27b).

En las secciones verticales a lo largo de los transectos B5 y B6 al igual que en los transectos más al norte de la bahía se observó un flujo hacia el sur en la costa oeste, este flujo se extendió desde la superficie hasta 50 m de profundidad, con velocidad máxima de 10 cm s^{-1} (Fig. 3.28 a, b), mientras que en la porción oriental de la sección B6 hubo un flujo hacia el norte con magnitud de 8 cm s^{-1} . En la región del Canal de San Lorenzo se observó que el agua entró por este canal y siguió hacia el norte (Fig. 3.28 b).

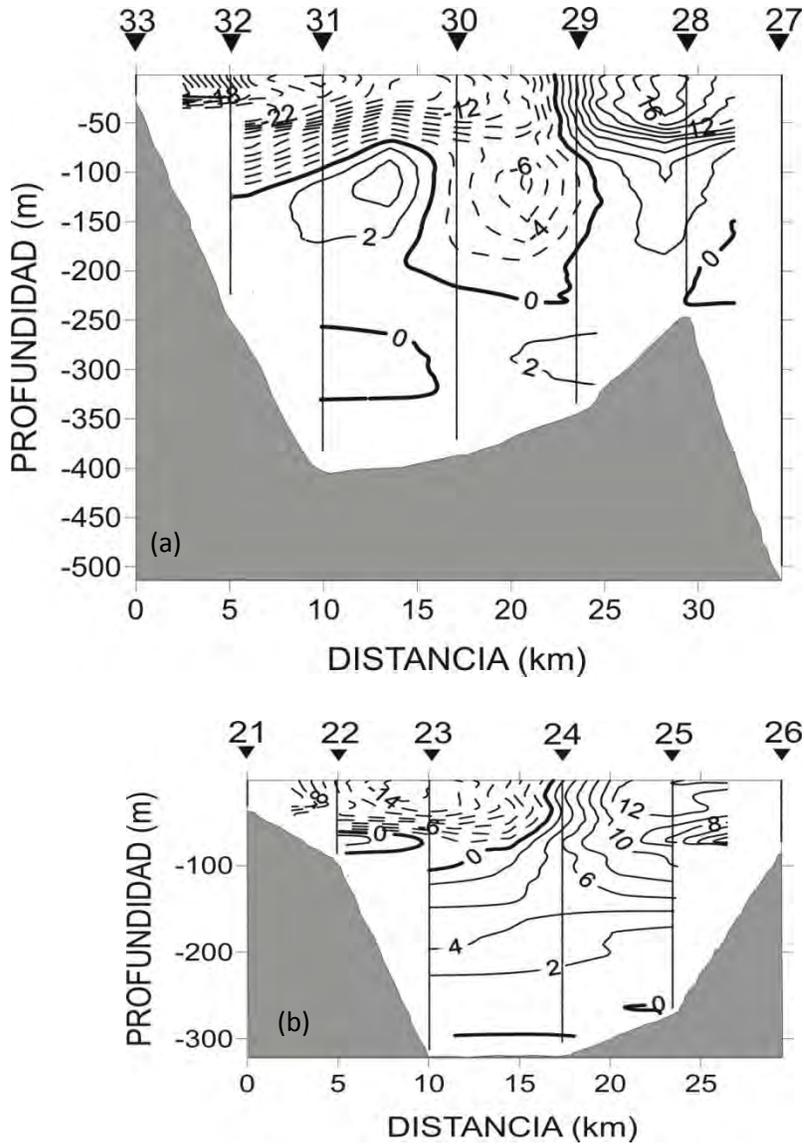


Figura 3.27. Sección vertical de velocidad geostrófica (cm s^{-1}) meridional relativa al fondo, a lo largo de los transectos a) B3 y b) B4.

En la región más somera al sur de la bahía el flujo meridional fue principalmente hacia el sur en el transecto B7, con una velocidad máxima de 8 cm s^{-1} en la superficie y sólo en el extremo este, se observó la corriente que iba hacia el norte con una velocidad de 4 cm s^{-1} , como se muestra en la figura (3.29 a), lo cual coincidió con la sección anterior. En la sección vertical en el transecto B8 también se pudo ver el mismo tipo de flujo que en el transecto anterior con una velocidad de 2 cm s^{-1} (Fig. 3.29 b).

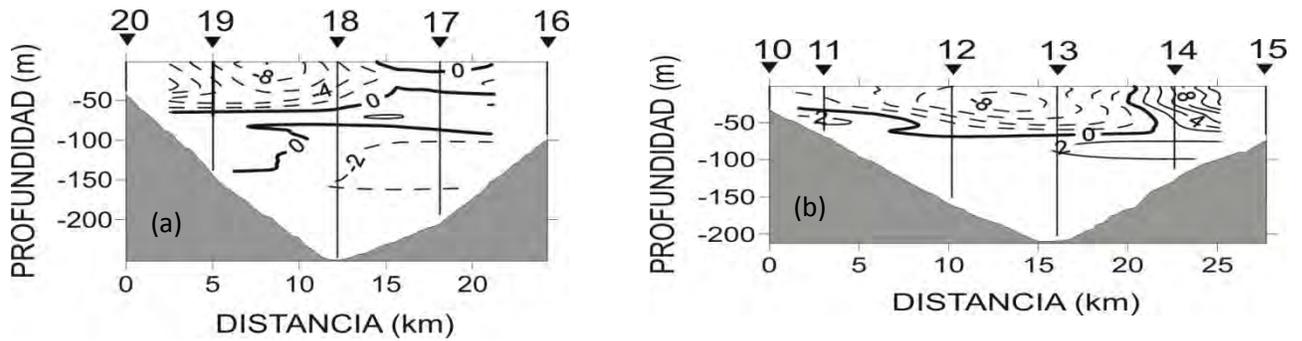


Figura 3.28. Sección vertical de velocidad geostrofica (cm s^{-1}) meridional relativa al fondo, a lo largo de los transectos a) B5 y b) B6.

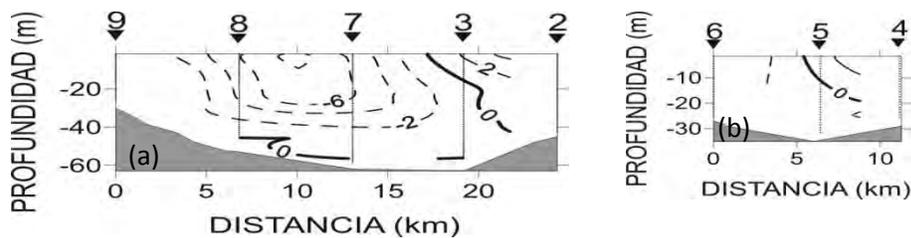


Figura 3.29. Sección vertical de velocidad geostrofica (cm s^{-1}) meridional relativa al fondo, a lo largo de los transectos a) B7 y b) B8.

3.6 Vorticidad relativa

Los cálculos de la componente vertical de la vorticidad relativa dieron como resultado en la superficie una vorticidad relativa positiva en la zona cercana a la boca Grande donde se observó el núcleo frío, y la circulación ciclónica. Cerca de la costa sobre la cuenta Alfonso se tuvo una vorticidad negativa así como frente a la Isla Espíritu Santo hay otra región con vorticidad negativa (Fig. 3.30). Este comportamiento se mantuvo hasta 20 m de profundidad.

En la capa de 30 m de profundidad la vorticidad relativa fue positiva en la mayor parte de la bahía, fue negativa sólo en la región frente la isla Espíritu Santo, en las profundidades de 50 y 75 m la vorticidad relativa fue positiva concordando con la circulación ciclónica obtenida con el patrón de velocidad geostrofica.

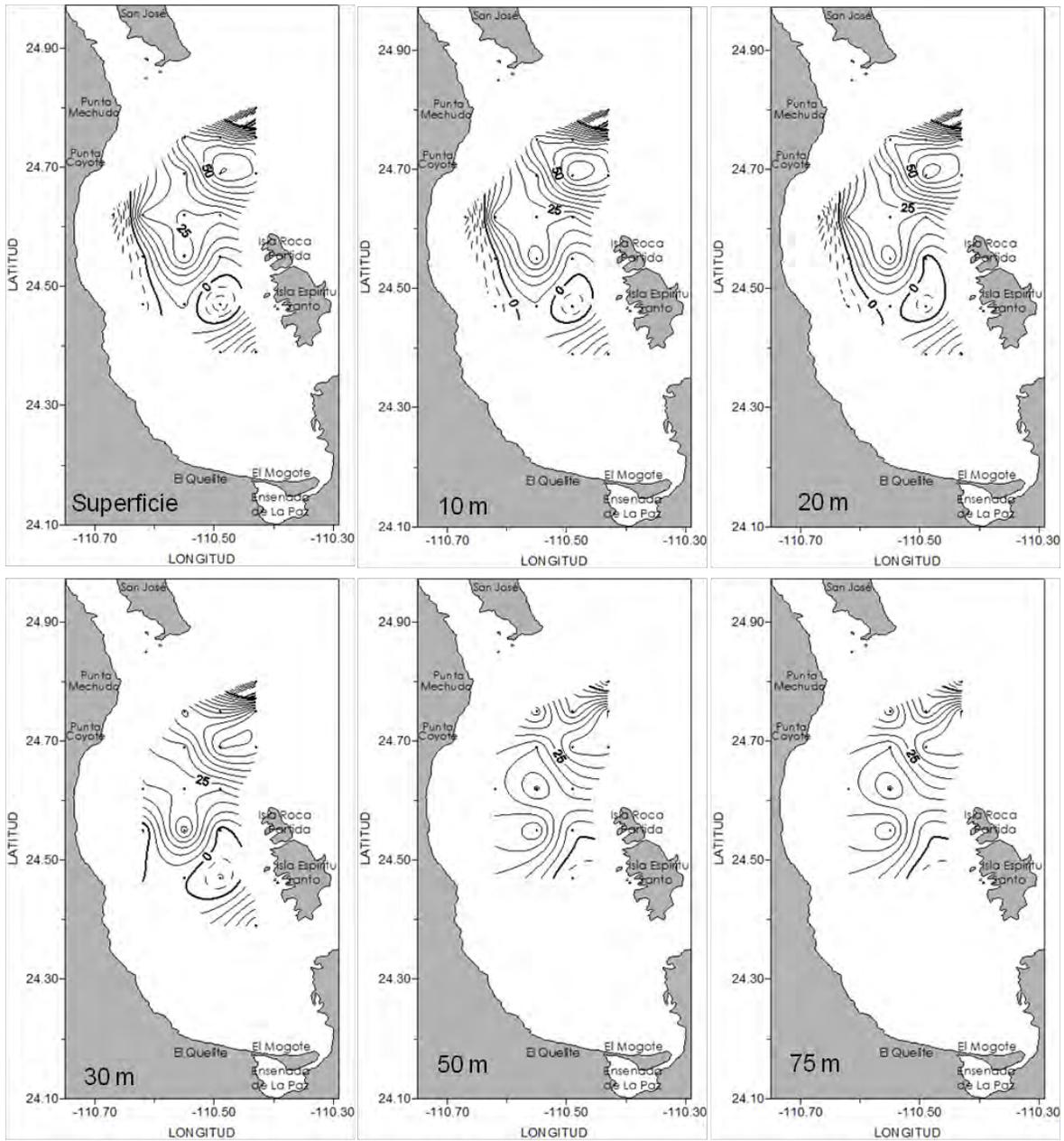


Figura 3.30. Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-6} s^{-1}) a diferentes profundidades, desde la superficie hasta 75 m de profundidad.

3.7 Características del giro ciclónico

Durante invierno (febrero de 2006) en la bahía se observó una circulación ciclónica describiendo un giro o núcleo frío (Fig. 3.31). La estructura termohalina mostro la presencia de una capa de mezcla de alrededor de 45 m de espesor. El tope de la capa de la termoclina se encontró a 30 m en el centro del giro, mientras que la base de ésta se definió con la topografía de la isoterma de 15 °C, que se describe como un domo, dicha isoterma se encontró a 70 m de profundidad en el centro del giro y a 80 m en su periferia. La isopicna de 25.7 kg m^{-3} al igual que las isotermas, mostraron una forma de domo (Fig. 3.32), ésta se observó a 47 y 60 m de profundidad en el centro y periferia del giro ciclónico, respectivamente. El núcleo frío asociado al giro ciclónico, tuvo un radio de 12.3 km, con una velocidad azimutal máxima de 28 cm s^{-1} . El giro ciclónico se extiende hasta 110 m de profundidad. La frecuencia de Brunt-Väisälä ($-N^2$) fue de $1.106 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$, que como se mencionó anteriormente es la frecuencia de desplazamiento vertical de un fluido en reposo producto de las variaciones de densidad. La importancia de la estratificación en el fluido se determinó mediante el número de Burger (B) con un valor de 0.99, con un radio de deformación de Rossby (R_d) de 12.5 km. El número de Rossby (R_o) fue de 0.4. La cantidad de energía potencial disponible (APE) fue de 3.102×10^3 joule, la cual se puede convertir en energía cinética.

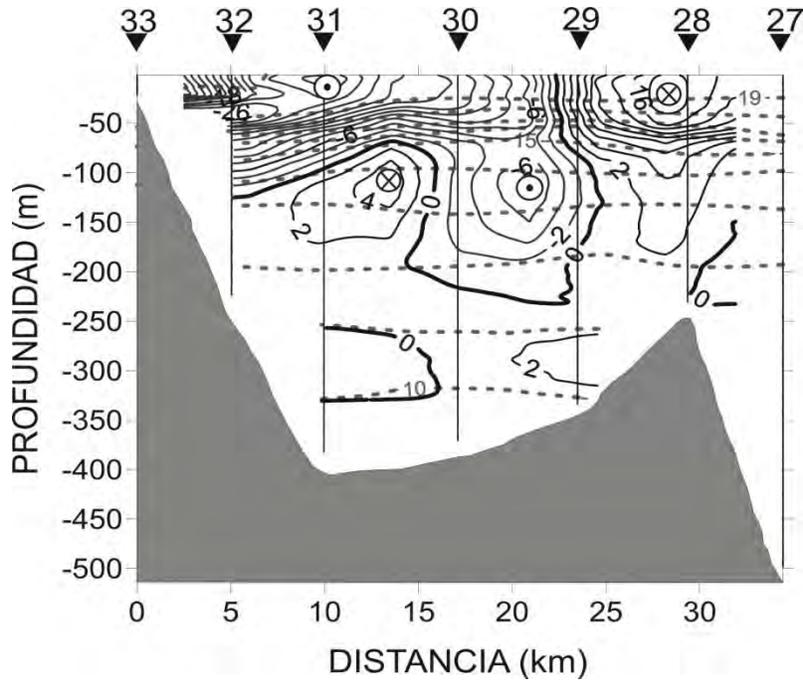


Figura 3.31.- Sección vertical de velocidad geostrofica relativa al fondo (cm s^{-1} , líneas continuas) e isothermas ($^{\circ}\text{C}$, líneas punteadas).

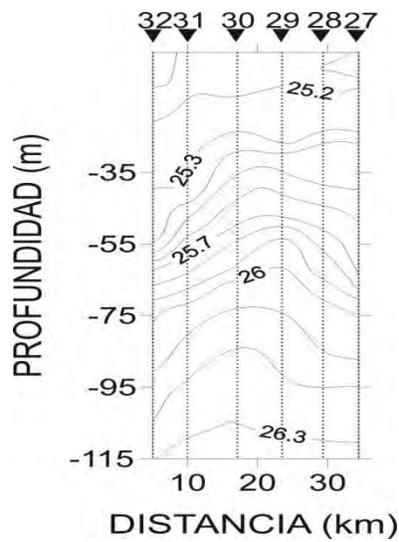


Figura 3.32.- Sección vertical de densidad (kg m^{-3}).

DISCUSIÓN

Durante febrero de 2006, tanto la hidrografía como las velocidades geostróficas mostraron la presencia de un núcleo frío con circulación ciclónica cerca de Boca Grande. Estas características de la dinámica en la Bahía de la Paz habían sido señaladas por Saavedra-Rojas (2003) para invierno de 1999 y 2000, así como la presencia de un núcleo cálido cercano a la costa oeste. No obstante que en este estudio realizado con observaciones de febrero de 2006 se observó el núcleo frío, la presencia del núcleo cálido cerca de la costa no fue muy evidente.

Al comparar la estructura térmica en los diferentes inviernos se observó la misma temperatura superficial (20° C), la diferencia radica en el espesor de la capa de mezcla; en febrero del 2000 la capa superficial presentó menor espesor que en febrero de 2006. En este estudio se observó un espesor de la capa de mezcla de 45 m similar a la que se presentó durante noviembre del 2000.

Durante invierno las masas de agua presentes en la bahía fueron el AGC y ASsSt. En Boca Grande fuera del umbral se encontró además el AIP coincidiendo con los resultados de Saavedra-Rojas (2003). En la región más profunda fuera de la bahía se observó además la presencia del APP. Una de las características de invierno dentro de la bahía fue la ausencia del ASE, mostrando el efecto de los vientos en la distribución de las masas de agua, en invierno como se mencionó anteriormente, el viento fue del noroeste inhibiendo la entrada de dicha masa de agua a la bahía. Mas aún los vientos participan en la distribución de las masas de agua ya que durante el invierno los vientos predominantes fueron del noroeste y

no permiten que el ASE pase de la boca del Golfo de California (Lavín et al., 1997 y Castro et al., 2000). Mientras que a finales de primavera y durante el verano con vientos predominantes del sureste, el ASE penetra al golfo y a la Bahía de La Paz (Monreal-Gómez et al., 2001). La presencia del AGC, dentro de la bahía puede tener dos orígenes, que entre a través de Boca Grande, o que se forme dentro de la bahía, debido a que el AGC se forma en el alto golfo debido a la alta evaporación, provocando un incremento de la salinidad. Además se ha propuesto que dicha agua también se puede formar dentro de la Bahía de la Paz durante el verano cuando la evaporación es alta y cambia las características del ASE y se convierte en AGC (Monreal-Gómez et al., 2001).

En las secciones verticales se observó una elevación tanto de isotermas como de isohalinas evidenciando un núcleo frío de baja salinidad cercano a Boca Grande. Las isopicnas mostraron que este núcleo fue de relativamente alta densidad ya que también existe un levantamiento de las isopicnas. Considerando que la densidad es función de la temperatura, salinidad y presión se puede concluir que en este caso la densidad es gobernada por la temperatura ya que la baja temperatura produce alta densidad y la baja salinidad provocaría un descenso en la densidad. Esta estructura hidrográfica se asocia a una circulación ciclónica.

Las velocidades geostróficas relativas al fondo son máximas al norte, cerca de Boca Grande; el agua entró a la bahía mediante la corriente que viene del Golfo de California, pasa por la parte norte de Boca Grande, porque durante el invierno cuando el viento es del noroeste, la corriente fluye de norte a sur por la costa oeste del golfo (Fernández-Barajas et al., 1994), y al disminuir la sección

transversal por la presencia del umbral, por conservación de masa, la velocidad aumenta. Una vez en la bahía el flujo siguió hacia la costa oeste de ésta, se desvió hacia la izquierda, es decir la corriente siguió paralela a la costa continuando hacia el sur, esta circulación pudo estar influenciada por el viento del noroeste, incrementando su velocidad. En el sur de la bahía se observó un flujo hacia el norte que probablemente está entró por el Canal de San Lorenzo. En Boca Grande, en la región próxima a la Isla Roca Partida, existió un flujo de agua hacia el Golfo de California principalmente en capas subsuperficiales. Lo anterior describe un patrón de circulación ciclónica con centro en Boca Grande próximo a Roca Partida. Se ha discutido que el campo de viento del suroeste puede ser un mecanismo de generación de circulación ciclónica (Monreal-Gómez et al., 2001), sin embargo, este patrón de circulación se ha observado durante invierno con vientos predominantes del noroeste como en este estudio. Por lo que se debe considerar un mecanismo de generación diferente al patrón de vientos, que bien podría ser el tipo de flujo que se presenta en la boca grande, debido a que el giro ciclónico no es estacional como lo es el viento, pues esta circulación se ha observado a finales de primavera (Monreal-Gómez et al., 2001), en verano (Mojica-Ramírez, 2008) y en invierno (Saavedra-Rojas, 2003).

Al comparar las características del giro ciclónico presente en la Bahía de La Paz, con los anillos ciclónicos que se desprenden de las intensas corrientes de frontera oeste, como la corriente del Golfo, la corriente de Kuroshio, la corriente circumpolar Antártica, la corriente este de Australia, y la corriente de Angulhas, se observó, que no obstante, que el número de Rossby y el número de Burger tienen

orden de magnitud muy similares a los reportados por Olson (1991), la energía potencial disponible fue 12 órdenes de magnitud menor en el giro de la bahía, que los anillos ciclónicos.

CONCLUSIONES

-Durante invierno los vientos en la región fueron predominantemente del noroeste, y las masas de agua presentes en la bahía fueron Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua del Golfo de California (AGC).

-La circulación geostrófica exhibió la presencia de un giro ciclónico con velocidad azimutal máxima de 28 cm s^{-1} , con un diámetro de 24 km y se extendió hasta 110 m de profundidad.

-La vorticidad relativa positiva confirmó la presencia del giro ciclónico en la bahía.

-El giro ciclónico presente en la bahía de la Paz fue de muy baja energía potencial disponible comparado con anillos que se desprenden de las corrientes de frontera oeste.

-El principal mecanismo de generación del giro ciclónico fue la forma del flujo a través de boca grande, el viento puede contribuir en su desarrollo y posición.

REFERENCIAS

- Brown J., Colling A., Park D., Phillips J., Rothery D., Wright J. 1989. Ocean circulation. Open University Course Team. Pergamon Press. Gran Bretaña. 238 pp.
- Castro R. Mascarenhas A., Durazo R., Collins C. 2000. Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, **26** (4):561-583.
- Fofonoff, N. P., Millard R. C. 1983. Algorithms for computations of fundamental properties of seawater. UNESCO. Pap. Mar. Sci. No. 44, 53 pp.
- Fomin, L. 1964 The Dynamic Method in Oceanography. Elsevier Publishing Company. Netherlands. 212 pp.
- Jiménez-Illescas A. R., Obeso-Nieblas M., Salas-de-León D. A. 1997. Oceanografía Física de la Bahía de La Paz, B.C.S. 31- 41. En: Urban R.J. y M. Ramirez r. (eds) 1997. La Bahía de La Paz, investigaciones y conservación. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Centro interdisciplinario de Ciencias Marinas, Scripps Institution of Oceanography, La Paz. B.C.S. 345 pp.
- Lavin, M. F., Beier, E., Badan, A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California :Escalas estacional e interanual, en: M.F. Lavin, (Ed.), Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, p.141- 171.
- Mojica-Ramírez, E. 2008. Estructura del zooplancton de la Bahía de La Paz, B.C.S. y su relación con la hidrografía durante el verano del 2004. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 74 pp.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L., Monreal-Gómez, M.A. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology* **49**:1401-1410.
- Monreal-Gómez, M.A., Salas de León, D.A. 1997. Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. En: Contribución a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3. (Ed.) M. F. Lavín-Peregrina. 183-199.

-
- Monreal-Gómez, M.A., Salas de León, D.A., Aldeco-Ramírez, J. 1999. Las surgencias costeras de América. *Geofísica*. **51**:7-43
- Monreal-Gómez, M.A., Molina-Cruz, A., Salas-de-León, D. A. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*. **30**:305-315.
- Obeso-Nieblas, M., Gaviño-Rodríguez, J. H., Jiménez-Illescas, A. R., Shirasago-Germán, B. 2002. Simulación numérica de la circulación por marea y viento del noroeste y sur en la Bahía de La Paz, B. C. S. *Oceánides* **17**(1):1-12.
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago-Germán, B., Gaviño-Rodríguez, J. H. 2004. Hydrographic variability in Bahia de La Paz B. C. S, Mexico during the 1997-1998 El Niño. *Deep-Sea Research II*. **51**:689-710.
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago-Germán, B., Gaviño-Rodríguez, J. H., Obeso-Huerta, H., Pérez-Lezama, E. L., Jiménez-Illescas A. R. 2007. Hidrografía en la Boca Norte de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas* **33**(3):281-291.
- Olson, D. B. 1991 Rings in the ocean. Annual Reviews Inc. Earth Planet **19**:283-311.
- Pond, S., Pickard, G. 1997. Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press. Gran Bretaña. 329 pp.
- Rasón, G., Varela R. A. 2002. Manual de Oceanografía Física Descriptiva. Servicio de la Universidad de Vigo. 162 pp.
- Salinas-González, F., Zaytse O. y Makarov V. 2003. Formation of the thermohaline structure of water in the Bahía de La Paz from summer to autumn. *Ciencias Marinas*. **29**(1):51-65.
- Saavedra Rojas, N.C. 2003. Estructura hidrográfica , nutrientes y pigmentos fotosintéticos de la Bahía de La Paz, Golfo de California, en febrero y noviembre del 2000. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. UNAM. 79 pp.
- Sánchez-Velasco, L., Jiménez-Rosenberg, S.P.A., Shirasago, B., Obeso-Nieblas, M. 2004. Distribution and abundance of fish larvae in Bahia de La Paz (Gulf of

-
- California) and their reallion to hydrographic variability during summer (1997-1998). *Deep-Sea Research II*. **51**:723-737.
- Shore, J., Stacey, M. W., Wright, D. G. 2007. Sources of Eddy Energy Simulated by a Model of the Northeast Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* **38**(10):2283–2293.
- Smits, A. J. 2007 Mecánica de fluidos una introducción física Alfaomega. México. 568 pp.
- Sturart, G. A., Sundermeyer, M. A., Hebert, D. *Sometido*. On the geostrophic adjustment of an Isolated Lens: dependence on Burger number an initial geometry. *Journal of Physical Oceanography*
- Swart, N.C., Anson, I. J., Lutjeharms, J.R.E. 2008. Detailed characterization of a cold Antarctic eddy. *Journal of Geophysical Research*. **113**:C01009 (1-15).