



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

**CIRCULACIÓN GEOSTRÓFICA EN LA BAHÍA DE
LA PAZ, GOLFO DE CALIFORNIA EN VERANO DE
2017**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A

MARIA GUADALUPE CONTRERAS SIMUTA

TUTORA

Dra. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ

Cd. Mx. Septiembre 2022





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Datos del Jurado

1. Datos del Alumno

Contreras
Simuta
Maria Guadalupe
5532249448
Universidad Nacional Autónoma
de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
312332721

Datos del sinodal 2
Dr.
Aguirre
Gómez
Raúl

2. Datos del Tutor

Dra.
Monreal
Gómez
María Adela

Datos del sinodal 3
Dra.
Durán
Campos
Elizabeth Johana

3. Datos de los sinodales:

Datos del sinodal 1
Dr.
Gracia
Gasca
Adolfo

Datos del sinodal 4
Dr.
Coria
Monter
Erik

4. Datos de este trabajo

Circulación geostrófica en la Bahía
de La Paz, Golfo de California en
verano de 2017
63p
2022.

Dedicatoria

A mi Padre, por que me enseñó la belleza que nos brinda el conocimiento, por apoyar y confiar en mis decisiones, por que en cada charla con usted he aprendido algo.

A mi Madre, por todos los consejos de vida que me ha dado, por enseñarme lo valiente, fuerte y noble que puede ser una persona, por tratar de entenderme.

A mi Hermana, por adoptarme desde que llegué a casa y siempre alentarme a alcanzar todas mis metas, por entenderme como persona, te amo hermanita.

A Alejandro, por darme los más sinceros y valiosos consejos.

A José, porque siempre has estado ahí para mí, porque juntos hemos crecido como personas, por tratar de entenderme y apoyarme siempre.

A mis tías por ser mujeres fuertes y hermosas, y quienes me inspiraron para seguir mis ideales.

A mis tíos y toda familia por que han estado en las buenas y en las malas.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad y el apoyo para seguir con mis estudios.

A la Dra. María Adela Monreal Gómez, por todo el apoyo, paciencia, dedicación y calidez humana que me brindó en este trabajo, además de la enorme labor de enseñanza.

Al Dr. David Alberto Salas de León, por los notables comentarios a este trabajo.

Al Mtro. Víctor Kevin Contreras Tereza, por los consejos y apoyo a este trabajo.

A los miembros de mi jurado, Dr. Adolfo Gracia Gasca, Dr. Raúl Aguirre Gómez, Dra. Elizabeth Durán Campos y Dr. Erik Coria Monter por sus valiosos comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo.

A mis profesores Adela Monreal, David Salas, Kevin Contreras, Rosalinda Monreal, Miguel Ángel Jaime V., Guillermo Munguía, Rodrigo Garza, Erika Danaé López, Aitor Lander De Icaza, Max Alcántara, Orlando Jaimes, Eduardo Gómez, Miguel Ángel Bastarrachea, Javier Miranda, Ricardo Zavaleta, Manuel Esperón, Dante Jaime Morán Zenteno y Lizeth Caballero, por ser excelentes profesores, y compartirnos su amor y pasión por la ciencia, esto motiva con creces.

A la SEMAR, por compartir los datos de velocidad del viento y hacer ser posible la elaboración de este trabajo.

El tiempo de buque de la Campaña PALEOMAR-III fue financiado por la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM, la Tripulación del B/O "El Puma", por su apoyo en la Campaña y por su esfuerzo para con la ciencia.

A Jorge Castro por su apoyo al mejorar las figuras.

A mis amigas Monse, Rulo y Arielle.

Resumen

Se presenta el cálculo de las velocidades geostróficas, con el fin de obtener el patrón de la circulación geostrófica en la Bahía de la Paz, en el verano de 2017. La geostrofia es una simplificación de las ecuaciones de momento para un fluido geofísico en rotación, donde existe un balance entre la fuerza de Coriolis y la de gradiente de presión horizontal. El cálculo se realiza, mediante datos de Conductividad, Temperatura y Profundidad obtenidos *in-situ* mediante un CTD SeaBird 19Plus, durante la Campaña Oceanográfica PALEOMAR III, la cual se llevó a cabo en agosto de 2017, además se obtuvo la velocidad vertical del agua mediante el bombeo de Ekman con los datos de viento. Los resultados muestran la presencia de un giro ciclónico en la zona de Cuenca Alfonso y un giro anticiclónico de menor intensidad en la región sur de la cuenca, se analizó el efecto del viento para conocer el mecanismo de formación del vórtice, por medio del cálculo del Bombeo de Ekman se concluye que el viento del suroeste influye en la formación del giro ciclónico. Con lo obtenido se refuerza la teoría del giro ciclónico semipermanente en Cuenca Alfonso en la Bahía de La Paz.

Palabras clave— Geostrofia, patrón de circulación, vórtice ciclónico, bombeo de Ekman, Bahía de la Paz.

Abstract

The geostrophic velocities were computed to obtain the geostrophic circulation pattern in the Bay of La Paz, during summer 2017. Geostrophic approximation is a simplification of the momentum equations for a rotating geophysical fluid, which expresses a balance between the horizontal pressure gradient and the Coriolis forces. A SeaBird CTD 19Plus was used to record Conductivity, Temperature and Depth, during the PALEOMAR III Oceanographic cruise, carried out in August 2017. These hydrographic data were used to calculate the geostrophic velocities, relative to the bottom. Additionally, the vertical water velocity was obtained by Ekman pumping equation using wind data. Results reveal a cyclonic gyre in the Alfonso Basin, and a weaker anticyclonic gyre in the southern bay. To analyze the cyclonic gyre mechanism of formation, the wind effect was studied by means of the Ekman pumping, concluding that southwesterly wind influences the formation of the cyclonic gyre. The foregoing allows us to reinforce the theory of the presence of the semi-permanent cyclonic gyre in the Alfonso basin, Bay of La Paz.

Keywords— Geostrophic currents, circulation pattern, cyclonic gyre, Ekman pumping, Bay of La Paz

Índice general

1	Introducción	1
1.1	Justificación y Antecedentes	5
1.2	Objetivo general	5
1.3	Objetivos específicos	6
1.4	Área de estudio	6
2	Metodología	9
2.1	Marco teórico	13
2.1.1	Ecuaciones de movimiento en fluidos geofísicos	13
2.1.2	Aproximación geostrófica	17
2.2	Cálculo de la velocidad geostrófica	19
2.2.1	Bombeo y succión de Ekman	21
3	Resultados	25
3.1	Serie de tiempo del viento	25
3.1.1	Viento en la estación La Paz	25
3.1.2	Viento dentro de la Bahía de La Paz	27
3.2	Masas de Agua	28
3.3	Perfiles verticales de los parámetros hidrográficos	29
3.4	Secciones verticales de temperatura, salinidad y densidad	31

3.5	Distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad	34
3.5.1	Distribución superficial de temperatura, salinidad y densidad	34
3.6	Corrientes geostróficas	37
3.6.1	Secciones verticales de velocidad geostrófica	38
3.6.2	Patrón de circulación de corrientes geostróficas	39
3.7	Bombeo de Ekman	40
4	Discusión	42
4.1	Vientos	42
4.2	Masas de agua e intercambio con el golfo	43
4.3	Estructura termohalina	45
4.4	Corrientes geostróficas	46
4.5	Mecanismos de formación del vórtice ciclónico	47
	Referencias	48

Índice de figuras

Figura 1.0.1 Divergencia y convergencia de masa en vórtices ciclónicos y anticiclónicos y afloramiento y hundimiento de la termoclina (Brown et al., 1989) (modificada).	4
Figura 1.0.2 Divergencia, convergencia de masa en vórtices ciclónicos, anticiclónicos y de media agua, mostrando el desplazamiento de las isopícnas. (McGillcuddy et al., 2007).	5
Figura 1.4.1 Localización de la Bahía de la Paz Baja California Sur: batimetría m . . .	8
Figura 2.0.1 Estaciones hidrográficas en la campaña oceanográfica <i>PALEOMAR III</i> , en la Bahía de la Paz, Baja California Sur.	10
Figura 2.0.2 Transectos obtenidos en la campaña oceanográfica <i>PALEOMAR III</i> , a) oeste-este para poder encontrar la componente meridional; b) transectos norte-sur para la componente zonal.	11
Figura 2.1.1 Esquema del flujo para derivar (Du/Dt) , donde q_{out} es el flujo de salida, q_{in} el flujo de entrada, $(\partial q/\partial t)\delta t$ es el cambio del flujo en el tiempo y $(\partial q/\partial x)\delta x$ es el cambio en la dirección x (espacio) (Stewart, 2000).	14
Figura 2.2.1 Diagrama usado para calcular las corrientes geostróficas en hidrografía (Stewart, 2000)	20

Figura 2.2.2 Efecto del viento sobre la circulación oceánica. En el hemisferio norte el transporte de Ekman se dirige a 90° a la derecha del esfuerzo del viento; produciendo flujo divergente si el viento es ciclónico (izquierda) y flujo convergente si el viento es anticiclónico (Según, <i>The open University</i>) (Brown et al., 1989).	22
Figura 3.1.1 Serie de tiempo durante el mes de agosto de 2017, en la Estación La Paz, con intervalo de muestreo de 15 <i>min</i> : a) velocidad del viento ms^{-1} SEMAR, b) velocidad del viento aplicando un filtro pasa bajas de 12 <i>horas</i> , c) velocidad del viento con un filtro pasa bajas de 24 <i>horas</i>	26
Figura 3.1.2 Velocidad del viento ms^{-1} los vectores apuntan hacia donde sopló el viento, durante julio y agosto de 2017, dentro de la Bahía de la Paz ($24.5^\circ N$, $110.5^\circ W$) a) cada tres horas (según, NOAA) y b) vientos filtrados con filtro pasa bajas.	27
Figura 3.1.3 Rosa de vientos durante julio y agosto de 2017, en la Bahía de la Paz, indicando la dirección de donde sopló el viento, porcentaje en la frecuencia, e intensidad.	28
Figura 3.2.1 Diagrama <i>T-S</i> , donde se muestra la presencia de tres masas de agua: Agua del Golfo de California (<i>AGC</i>), Agua Subtropical Subsuperficial (<i>AStSs</i>), Agua Intermedia del Pacífico (<i>AIP</i>) y Agua Superficial Tropical (<i>AST</i>).	29
Figura 3.3.1 Perfiles acumulativos de temperatura $^\circ C$, salinidad gkg^{-1} y densidad σ_t kgm^{-3}	30
Figura 3.3.2 Perfiles acumulativos de temperatura $^\circ C$, salinidad gkg^{-1} y densidad σ_t kgm^{-3} en la capa superior de los 100 <i>m</i>	31

Figura 3.4.1	Transectos Meridional y Zonal respectivamente, AA' oeste-este (estaciones de la 34 a la 28) y BB' sur-norte (estaciones de la 9 a la 43).	32
Figura 3.4.2	Secciones verticales de a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 1.0$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.05$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.25$, a lo largo del transecto AA'	33
Figura 3.4.3	Secciones verticales de a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 1.0$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.05$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.25$, a lo largo del transecto BB'	34
Figura 3.5.1	Distribución superficial: a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 0.1$, b) salinidad gkg^{-1} , $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.05$	35
Figura 3.5.2	Distribución a 30 m de profundidad: a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 0.5$, b) salinidad gkg^{-1} , $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.01$	36
Figura 3.5.3	Distribución a 50 m de profundidad: a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 0.25$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.05$	37
Figura 3.6.1	Sección vertical de componentes de la velocidad geostrófica en: a) Transecto AA' (estaciones de la 34 a la 28) componente u , b) Transecto BB' (estaciones de la 9 a la 43) componente v	39
Figura 3.6.2	Patrón de circulación geostrófica cms^{-1} , relativa la fondo, a) en la superficie, b) a 30 m y b) a 50 m de profundidad.	40
Figura 3.7.1	a) Rapidez del viento ms^{-1} durante julio y agosto de 2017, b) velocidad vertical $mdía^{-1}$ del agua en el centro del giro ciclónico en la Bahía de la Paz.	41

Capítulo 1

Introducción

Para el buen entendimiento de la dinámica oceánica es preciso conocer los distintos procesos que se llevan a cabo en el océano, además de las leyes físicas en las que están inmersos dichos procesos, algunos tales como las corrientes oceánicas, mareas y oleaje que han figurado en la historia desde hace miles de años, y son bien conocidos debido a las observaciones de estos, mientras que otros con el paso del tiempo se han incorporado (Geostrofia, Surgencias, Hundimientos, Masas de agua, etc.).

En cuanto a las herramientas matemáticas para describir la física detrás de estos procesos, se ha llegado a una serie de ecuaciones diferenciales parciales, ya que se tienen mas de una variable independiente, ante la dificultad de resolver estas ecuaciones, se propone, mediante la discretización de ecuaciones, una solución numérica, se pretende que esta solución sea lo más parecida a la solución exacta, para ello debe cumplir con tres características esenciales (consistencia, estabilidad y convergencia), en este punto ya se está hablando de un modelo matemático, para reproducir, estudiar y posteriormente predecir algún proceso oceánico.

En la actualidad se recolectan grandes cantidades de datos, para posteriormente ser analizados, en oceanografía estos datos se integran a los modelos matemáticos que son desarrollados a través de equipos de computo. En esta tesis de licenciatura se obtienen las corrientes geostróficas y el bombeo de Ekman, ya que en previos trabajos se ha encontrado un giro ciclónico relacionado con la elevación de la termoclina, pycnoclina y nutriclina lo que causa un afloramiento de los nutrientes hacia la capa eufótica, provocando alta productividad primaria, para ello se utilizaron datos de una campaña oceanografica abordo del B/O "El Puma" de la UNAM, ya que la velocidad geográfica se calcula a partir de los datos *in situ* de Salinidad, Temperatura y Presión, mismos que pueden ser derivados de ciertos instrumentos de medición, como lo es el CTD por sus siglas en inglés (*Conductivity, Temperature and Depth*), cuya función principal es detectar el cambio de estas variables en la columna de agua en relación con la profundidad. La salinidad en una función de la conductividad, y la densidad del agua de mar depende de la temperatura, la salinidad y la presión, los cuales se obtienen de los algoritmos preestablecidos por la UNESCO.

En general un CTD para ser sumergido en los sitios de muestreo, se suelen unir a un marco de metal mucho más grande llamado roseta, que puede contener botellas de muestreo de agua que se utilizan para coleccionar agua a diferentes profundidades, así como otros sensores que pueden medir propiedades físicas o químicas adicionales (CIOH-Pacífico et al., 2015). Son la salinidad y la Temperatura variables muy importantes para la oceanografía, la salinidad ayuda a determinar las regiones de origen del agua así como su densidad y los cambios de esta que conducen a cambios de presión dentro del océano y posteriormente a cambios en las corrientes, ya que son impulsados por gradientes de presión (Stewart, 2000). En cuanto al bombeo de Ekman, este se obtiene a través de datos meteorológicos como lo son la magnitud y dirección de viento.

El conocimiento obtenido de los instrumentos CTD y meteorológicos puede proporcionar una

comprensión más detallada de las características de la dinámica del océano.

Hablando acerca de los procesos hidrodinámicos estudiados mediante la geostrofia y el bombeo de Ekman, están los vórtices que son estructuras hidrodinámicas muy frecuentes en el océano, estos pueden ser ciclónicos, anticiclónicos y de media agua, de acuerdo con el sentido de rotación y al proceso de divergencia o convergencia en la capa superficial (McGillicuddy et al., 2007) donde el efecto de Coriolis se relaciona directamente.

El efecto de Coriolis es una fuerza que aparece en fluidos en movimiento que se encuentran en un sistema en rotación como lo es el océano, se manifiesta en dirección opuesta en ambos hemisferios de la Tierra. En el hemisferio norte los vórtices ciclónicos giran en sentido anti horario, mientras que los anticiclónicos y los de media agua lo hacen en sentido horario.

Los giros ciclónicos son divergentes en la superficie, lo que provoca un ascenso de la termoclina, piconclina y nutriclina (Fig.1.0.1), lo que provoca el transporte de nutrientes de aguas subsuperficiales hacia la capa eufótica, lo cual genera alta productividad biológica, contrariamente a los vórtices anticiclónicos que son convergentes en la superficie y que inducen hundimiento o descenso de las clinas. La superficie libre se hunde y se eleva unos cuantos centímetros en los vórtices ciclónicos y anticiclónicos, respectivamente (Fig.1.0.1).

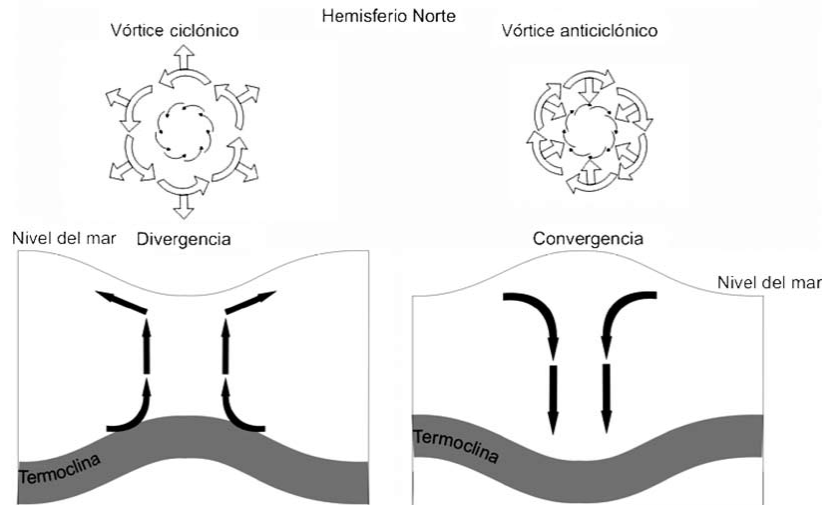


Figura 1.0.1: Divergencia y convergencia de masa en vórtices ciclónicos y anticiclónicos y afloramiento y hundimiento de la termoclina (Brown et al., 1989) (modificada).

El vórtice de media agua gira en sentido horario (Fig.1.0.2) y por el efecto del viento puede generar un ascenso de las clinas, por lo que tanto los giros ciclónicos y de media agua son vórtices que favorecen la productividad biológica al llevar nutrientes hacia la capa eufótica. Entre los vórtices que generan un ascenso de agua (ciclónico y media agua), los más frecuentes en la naturaleza son los ciclónicos que a su vez han sido llamados giros fríos y productivos, ya que sus características físicas favorecen el ascenso de agua con temperaturas menores a las encontradas en la capa de mezcla.

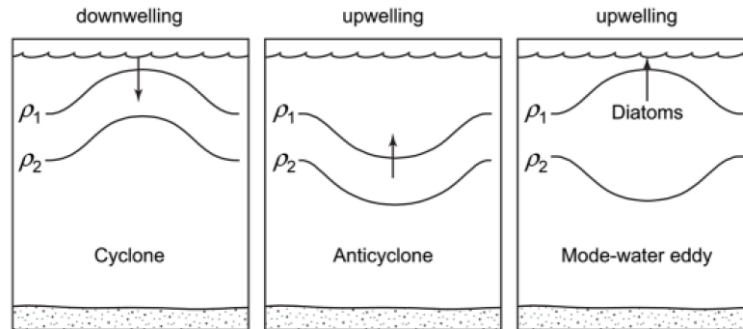


Figura 1.0.2: Divergencia, convergencia de masa en vórtices ciclónicos, anticiclónicos y de media agua, mostrando el desplazamiento de las isopícnas. (McGillicuddy et al., 2007).

1.1. Justificación y Antecedentes

En la Bahía de la Paz, en el sur del Golfo de California, se ha observado un vórtice ciclónico de meso-escala, a finales de primavera de 1998 (Monreal-Gómez et al., 2001) y finales de primavera de 2004 (Coria-Monter et al., 2017), en verano de 2009 (Durán-Campos et al., 2015), en invierno de 2006 (García-Mirafuentes, 2010). El mecanismo de generación a finales de primavera fue el viento. Se ha mencionado que dicho vórtice tiene un carácter semi-permanente, por lo que uno de los objetivos de esta tesis es obtener el patrón de circulación geostrofica en verano y analizar las características de las estructuras hidrodinámicas en la Bahía de la Paz, con el fin de reforzar los antecedentes a la teoría de la presencia del vórtice ciclónico con carácter semi-permanente, así como analizar el mecanismo de generación de la circulación.

1.2. Objetivo general

Analizar la dinámica en la Bahía de La Paz en el verano de 2017, mediante el patrón de circulación geostrofica, estructuras hidrodinámicas y su mecanismo de generación.

1.3. Objetivos específicos

Los objetivos específicos que contribuirán a desarrollar el *objetivo general* de esta tesis son los siguientes:

- Analizar los rasgos hidrográficos (temperatura, salinidad y densidad) a diferentes profundidades.
- Obtener la circulación geostrófica a partir de datos de CTD.
- Analizar los mecanismos de generación de las estructuras hidrodinámicas.

1.4. Área de estudio

El área de estudio es la Bahía de la Paz (BLP), localizada en la parte sur del Golfo de California (GC), entre las coordenadas $24.15^{\circ}N$ y $24.97^{\circ}N$ de latitud y longitudes $110.30^{\circ}W$ y $110.75^{\circ}W$, con una extensión de 8,200 *ha*. Tiene 80 *km* de largo y 35 *km* de ancho, un perímetro costero de 194.8 *km*, es el cuerpo costero más grande dentro del Golfo de California, los rangos más notables en cuanto a batimetría la dividen en dos secciones, la del sur que es somera, en donde se ubica el canal de San Lorenzo, con profundidades de hasta 20 *m* y la del norte más profunda con 420 *m* de profundidad en Cuenca Alfonso, en esta porción se localiza Boca Grande que presenta un umbral con profundidad de aproximadamente 250 *m* (Fig.1.4.1) (Monreal-Gómez et al., 2001; Obeso-Niebla et al., 2004; Jiménez-Illescas, 1996).

La BLP presenta un clima principalmente seco y árido (*BWh*), con evaporación promedio anual de 215 $\frac{mm}{año}$ que excede a la precipitación anual promedio de 180 $\frac{mm}{año}$ (Obeso-Nieblas et al., 2008). 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).

Se reportan aguas cálidas, salinas y estratificadas con características del Agua del Golfo de California (*AGC*) y Agua Subtropical Subsuperficial (*AStSs*) con un intercambio dinámico con el GC (Obeso-Nieblas et al., 2007).

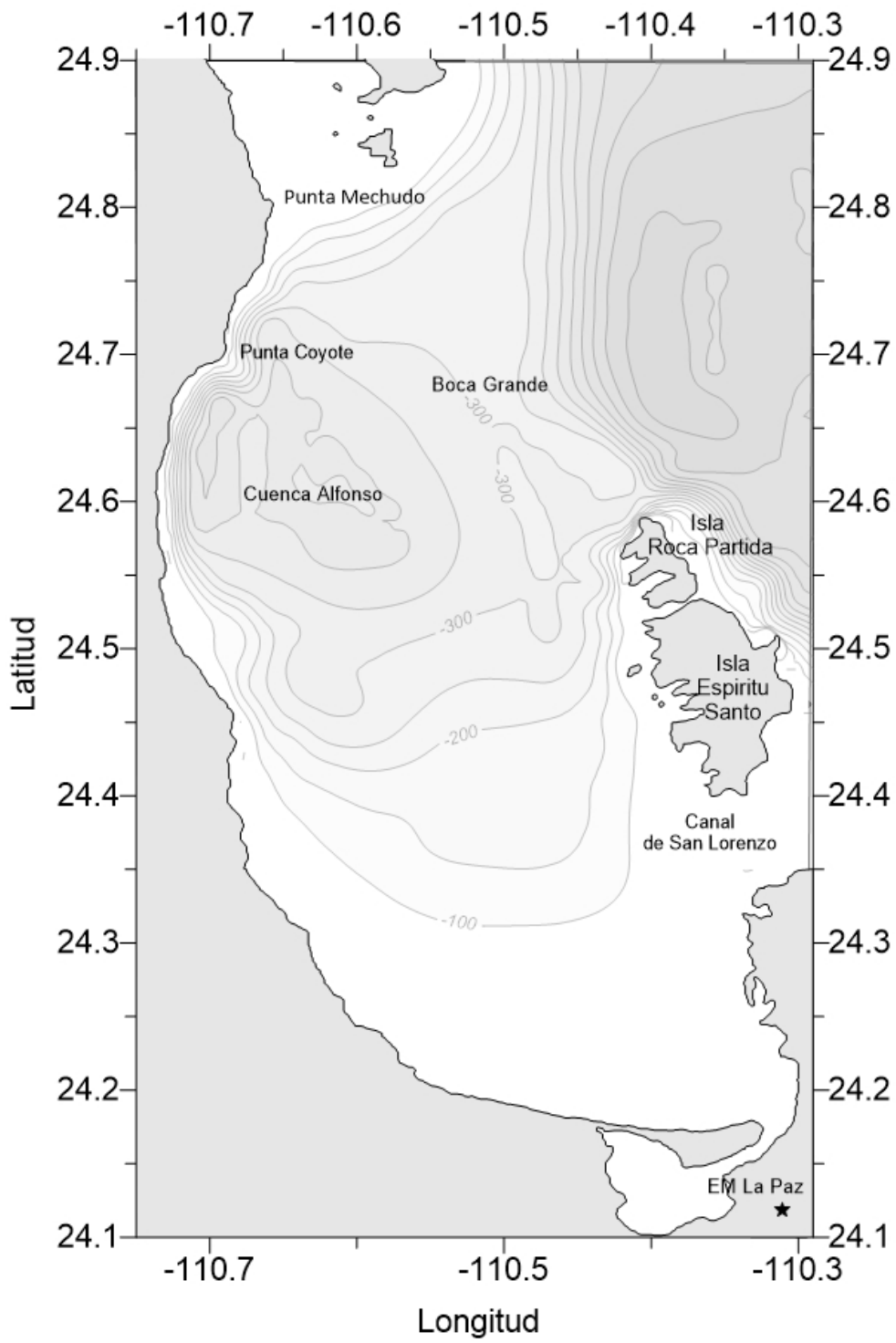


Figura 1.4.1: Localización de la Bahía de la Paz Baja California Sur: batimetría *m*

Capítulo 2

Metodología

En la campaña oceanográfica *PALEOMAR III*, a bordo del B/O “*El Puma*” en la BLP del 1 al 6 de agosto de 2017, se obtuvieron datos hidrográficos mediante una sonda CTD, para registrar los datos en 40 *estaciones* hidrográficas (Fig.2.0.1).

Se procesaron los datos registrados mediante el CTD *SeaBird 19*, con el fin de eliminar el ruido electrónico, se promediaron los datos a cada 1 *m* de profundidad, se inició a 2 *m*, con el fin de no contemplar los efectos de frontera entre la atmósfera y el océano.

Con lo anterior se formó una base de datos de parámetros hidrográficos y se obtuvieron los gráficos de perfiles y secciones verticales de temperatura, salinidad, densidad (σ_t), además de los diagramas *T-S* (temperatura-salinidad), con el fin de identificar la termoclina, haloclina, picnoclina y masas de agua, respectivamente.

En ocho transectos orientados oeste-este se obtuvo la componente meridional, así mismo en seis transectos norte-sur (Fig.2.0.2), se calculó la componente zonal de la velocidad geostrofica relativa al fondo, considerando en la horizontal un balance entre las fuerzas de gradiente de presión y de Coriolis, la ecuación hidrostática en la vertical.

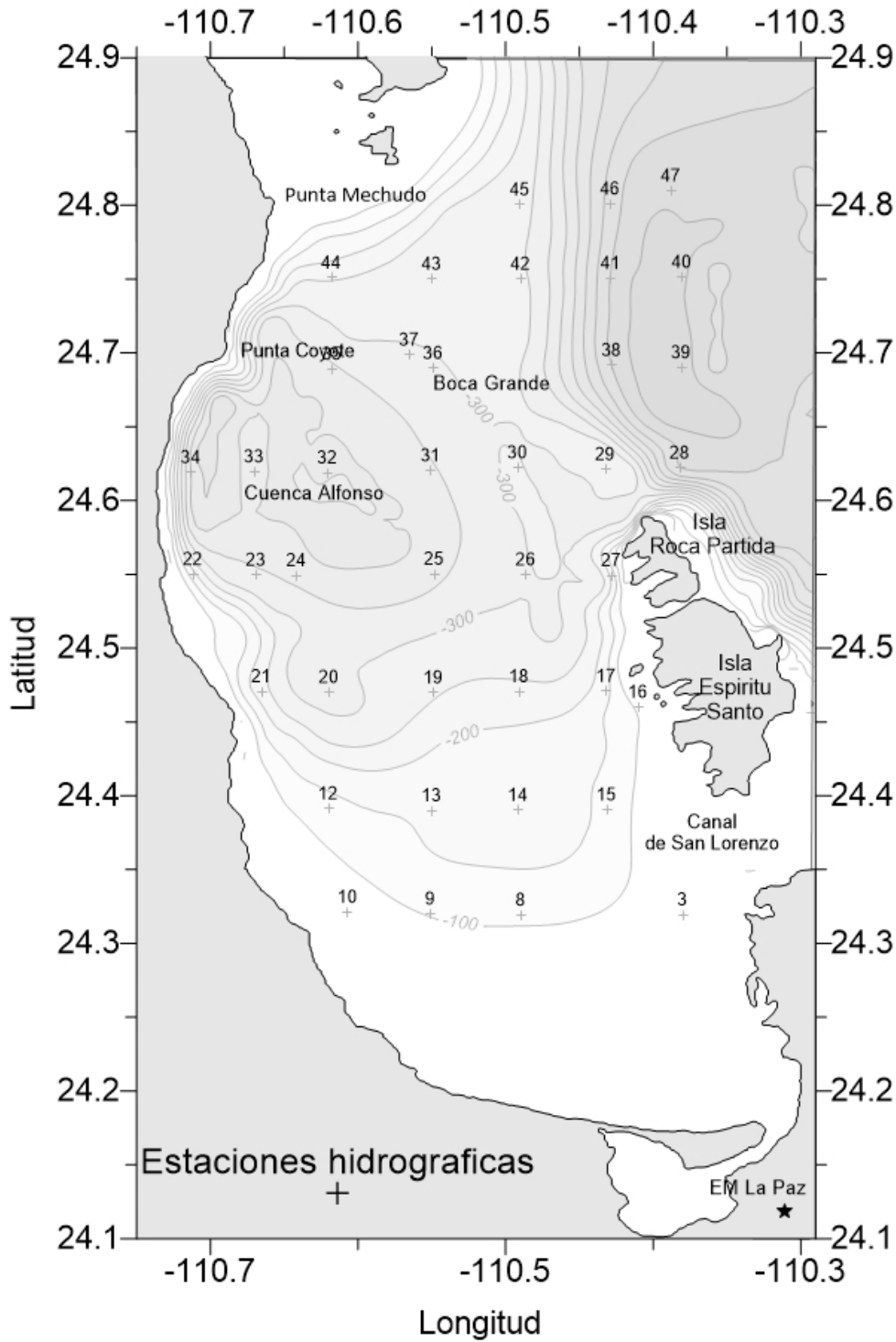


Figura 2.0.1: Estaciones hidrográficas en la campaña oceanográfica *PALEOMAR III*, en la Bahía de la Paz, Baja California Sur.

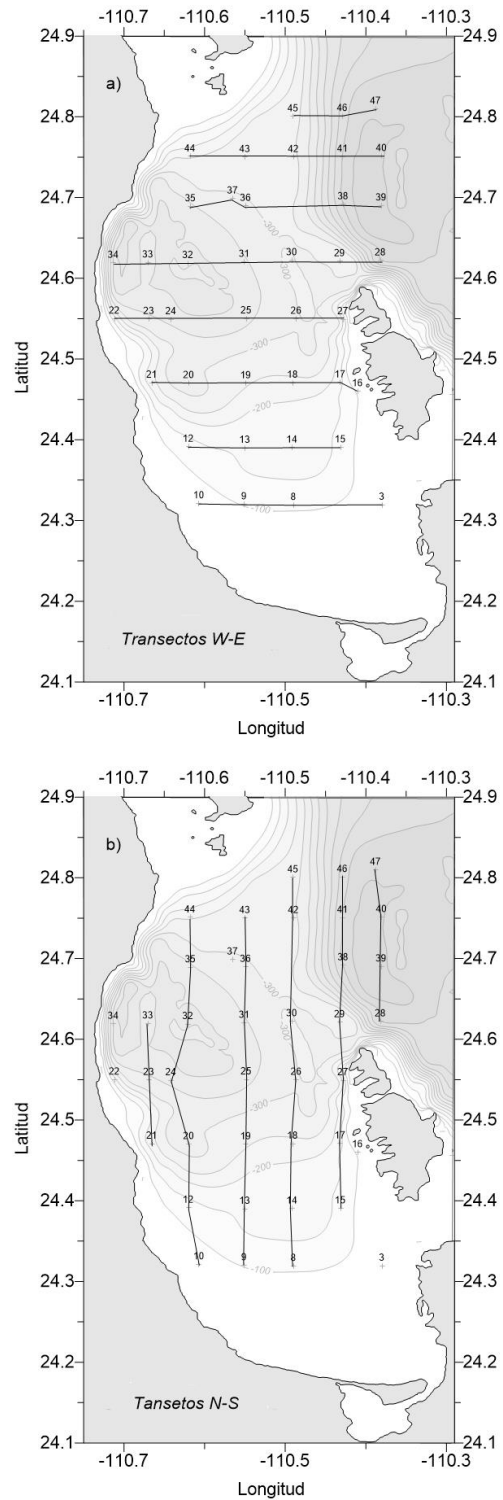


Figura 2.0.2: Transectos obtenidos en la campaña oceanográfica *PALEOMAR III*, a) oeste-este para poder encontrar la componente meridional; b) transectos norte-sur para la componente zonal.

Se obtuvieron datos meteorológicos (Dirección y Magnitud de viento, ráfaga, temperatura, Humedad relativa, Presión y lluvia), de una estación ubicada en la Bahía de la Paz B.C.S., proporcionados por la *Secretaría de Marina Nacional* (SEMAR), para el año 2017, con un intervalo temporal de 15 *min.*

Se construyó una base de datos seleccionando solo los datos correspondientes al mes de agosto, de tiempo, magnitud y dirección del viento. Cabe mencionar que el sistema en el que se trabajó fue el mks (metro, kilogramo y segundo).

Se obtuvieron datos de viento a través del *Global Forecast System* (GFS) del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). La serie de tiempo de las componentes de la velocidad del viento se obtuvo en la posición $24.5^{\circ}N$, $110.5^{\circ}W$, localizado dentro de la BLP, dicha serie se obtuvo para los meses de julio y agosto de 2017, la cual comprende datos de viento antes y después de la campaña que se llevó a cabo del 1 al 6 de agosto de dicho año. Los datos de viento tienen un intervalo de tiempo de 3 *horas*, por lo que se contó con 8 datos por día, estos datos se representaron mediante la rosa de vientos que indica de que dirección vienen los vientos, su frecuencia e intensidad. Con el fin de eliminar las variaciones de alta frecuencia como pueden ser las brisas, a los datos originales se aplicó un filtro pasabaja (*low-passed*) de 24 *horas*. Los datos de viento, tanto los originales como los filtrados, fueron representados en un diagrama de astillas indicando la dirección hacia la cual soplaron los vientos, así como la intensidad de estos. En este caso, se sombrearon las fechas en las que se realizó la campaña oceanográfica *PALEOMAR-III*.

2.1. Marco teórico

La Tierra es un planeta con forma de geoide, donde la gravedad tiene ligeros cambios debidos a la topografía ya que no es un elipsoide perfecto, nuestro planeta cuenta con un radio ecuatorial de $R_e = 6,378.1349 \text{ km}$ apenas mayor que el radio polar de $R_p = 6,356.7497 \text{ km}$, esto se debe a la rotación de la Tierra, y resulta ser este un parte aguas ya que el movimiento de los fluidos geofísicos, que son el resultado de varias fuerzas y esta característica de rotación da lugar a una de las más significativas, que es la fuerza de Coriolis, que surge precisamente por estar en un sistema rotatorio, también están la fuerza de gravedad, la de gradiente de presión, y los efectos friccionales que suelen despreciarse -esto depende de la escala en la que se trabaje-.

A su vez estas fuerzas ocasionan fenómenos como la vorticidad, mareas, circulación oceánica; así que podemos describir estos fenómenos matemáticamente, el movimiento de un fluido se describe mediante las ecuaciones de *Navier-Stokes*, que surgen de la mecánica newtoniana, estas ecuaciones deberían determinar el movimiento futuro del fluido a partir de su estado inicial.

2.1.1. Ecuaciones de movimiento en fluidos geofísicos

La mecánica de fluidos utilizada en la oceanografía esta basada en la mecánica newtoniana. Donde expresiones como la conservación de la masa, el momento, el momento angular y la energía conducen a ecuaciones muy particulares y que conforman las expresiones fundamentales con las que se explica la dinámica oceánica, por ejemplo la conservación de la masa y la sal se pueden utilizar para obtener los flujos que se pueden dar en el océano, para llegar a esta ecuación comenzamos por considerar el ejemplo simple de aceleración de flujo en una caja de fluido (Fig.2.1.1). La ecuación resultante llamada derivada total, relaciona la aceleración de una partícula (Du/Dt) con las derivadas del campo de velocidad en un punto fijo en el fluido. Se

usa esta ecuación para derivar las ecuaciones para el movimiento del fluido a partir de la Segunda Ley de Newton que requiere calcular la aceleración de las partículas que pasan un punto fijo en el fluido (Currie, 2003; Stewart, 2000).

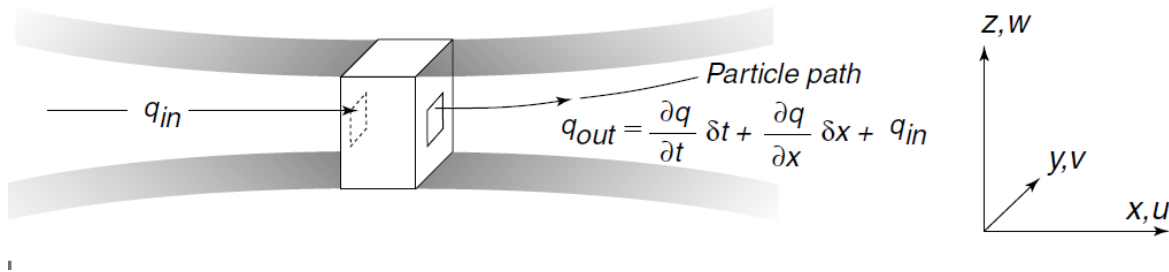


Figura 2.1.1: Esquema del flujo para derivar (Du/Dt) , donde q_{out} es el flujo de salida, q_{in} el flujo de entrada, $(\partial q/\partial t)\delta t$ es el cambio del flujo en el tiempo y $(\partial q/\partial x)\delta x$ es el cambio en la dirección x (espacio) (Stewart, 2000).

Si q puede cambiar continuamente en el tiempo y espacio, la relación entre q_{in} y q_{out} es (2.1):

$$q_{out} = q_{in} + \frac{\partial q}{\partial t}\delta t + \frac{\partial q}{\partial x}\delta x \quad (2.1)$$

La tasa de cambio de la cantidad q dentro del volumen es (2.2):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{q_{out} - q_{in}}{\delta t} = \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} \frac{\delta x}{\delta t} \quad (2.2)$$

Pero $\delta x/\delta t$ es la velocidad u ; entonces (2.2) queda como:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} \quad (2.3)$$

En tres dimensiones la derivada total (2.3), queda como (2.4):

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (2.4)$$

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla() \quad (2.5)$$

donde \mathbf{u} es la velocidad del vector y ∇ es el operador del de la teoría del campo vectorial (Freyman et al., 1964).

Ahora usando (2.4) para calcular el cambio de momento de una parcela de fluido. La segunda ley de Newton relaciona el cambio del momento de una masa fluida debido a una fuerza aplicada. El cambio es (2.6).

$$\frac{D(m\mathbf{v})}{Dt} = \mathbf{F} \quad (2.6)$$

Donde \mathbf{F} es la fuerza, m la masa y \mathbf{v} la velocidad, Aquí debemos recordar que usamos la derivada total porque se calcula la fuerza sobre una partícula, así podemos suponer la masa constante (2.7).

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = \frac{\mathbf{F}}{m} = \mathbf{f}m \quad (2.7)$$

Donde $\mathbf{f}m$ es la fuerza por unidad de masa.

Como ya se ha mencionado hay otras fuerzas importantes (gradientes de presión, fuerza de Coriolis, gravedad y fricción), estas se incorporan de la siguiente forma (2.8).

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\Omega \times \mathbf{v} + \mathbf{g} + \mathbf{Fr} \quad (2.8)$$

Donde $\frac{1}{\rho}$ es el gradiente de presión,

\mathbf{g} es la aceleración de la gravedad,

\mathbf{Fr} es fricción,

Ω es la tasa de rotación de la Tierra, 1 vuelta por día (sideral) o $\Omega = 2\pi/86400 \text{ s} = 7.292 \times 10^{-5}$ *radianes/s*.

Al expandir (2.8) en un sistema de coordenadas cartesianas, se obtiene la *Ecuación de Momento* (2.9), (2.10) y (2.11).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + fv + Fx \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - fu + Fy \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u\frac{\partial w}{\partial x} + v\frac{\partial w}{\partial y} + w\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g + Fz \quad (2.11)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis $f = 2\Omega \sin\phi$.

2.1.2. Aproximación geostrófica

El balance geostrófico consiste en una simplificación de las ecuaciones de momento para un fluido en rotación (2.9), (2.10) y (2.11), donde en la horizontal existe un balance entre la fuerza de Coriolis y la de gradiente de presión (Stewart, 2000), donde se considera un fluido invíscido, invariante en el tiempo, no divergente, con fricción despreciable (2.13), (2.14) y (2.15) donde:

$$w \ll u \wedge v \quad (2.12)$$

No hay aceleración vertical (consecuencia del balance hidrostático) y con variaciones de velocidad pequeñas a gran escala (2.12).

$$-fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad (2.13)$$

$$fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \quad (2.14)$$

$$-g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (2.15)$$

Re-ordenando (2.15) se obtiene:

$$\frac{1}{\rho} \partial p = -g \partial z \quad (2.16)$$

Sabiendo que el volumen específico (2.17) es el inverso de la densidad, y queda definido como la suma de dos partes, el volumen específico y la anomalía de volumen específico (2.19).

$$\frac{1}{\rho} = \alpha \quad (2.17)$$

$$\alpha = \alpha(s, t, p) \quad (2.18)$$

$$\alpha = \alpha(35, 0, p) + \delta \quad (2.19)$$

Sabiendo esto sustituimos (2.17) en (2.18), obteniendo (2.20):

$$\alpha \partial p = -g \partial z \quad (2.20)$$

Para obtener los gradientes de presión en el contexto de balance geostrófico (2.26), se consideran superficies de equipotencial (2.21). El cual está dado por la variación del campo gravitacional con respecto a la profundidad.

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (2.21)$$

Diferenciando se obtiene:

$$\partial \Phi = g \partial z \quad (2.22)$$

Al sustituir (2.22), en (2.20) y multiplicando por un -1 :

$$-\alpha \partial p = \partial \Phi \quad (2.23)$$

Diferenciando (2.23) en la dirección x se obtiene:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.24)$$

Sustituyendo el gradiente de presión (2.13), en (2.24), se obtiene la ecuación geostrófica en x (2.26):

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = -fv \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = -2\Omega \sin \phi v \quad (2.26)$$

2.2. Cálculo de la velocidad geostrófica

A partir de los datos hidrográficos de (temperatura, salinidad y presión) se calculan las corrientes geostróficas, obteniendo la pendiente de una superficie de presión constante, con respecto a una superficie de un nivel de no movimiento (equivalente a una superficie de geopotencial constante). Se calculan las diferencias en geopotencial ($\Phi_B - \Phi_A$) entre dos superficies de presión constante, (P_1, P_2) en las estaciones hidrográficas A y B (Fig.2.2.1), donde β es el ángulo entre la isobara y la superficie geopotencial (Stewart, 2000).

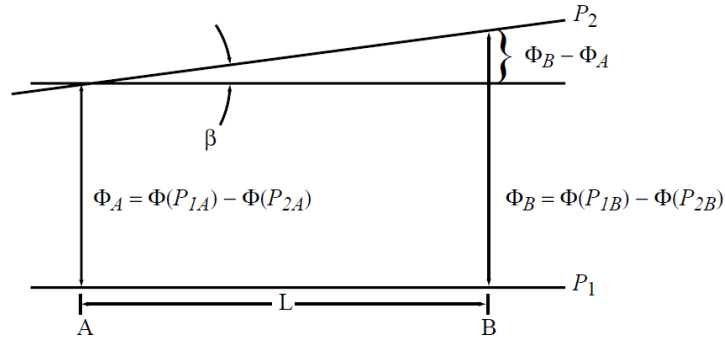


Figura 2.2.1: Diagrama usado para calcular las corrientes geostróficas en hidrografía (Stewart, 2000)

Ahora para evaluar $(\partial\Phi/\partial x)$, considerando dos superficies isobaricas (P_1, P_2) .

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(S, t, p) dp \quad (2.27)$$

Al sustituir (2.19) en (2.27).

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(35, 0, p) + \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp \quad (2.28)$$

Donde δ es la *anomalía de volumen específico*

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = (\Phi_1 - \Phi_2)_{std} + \Delta\Phi_A \quad (2.29)$$

Donde $(\Phi_1 - \Phi_2)_{std}$ es la distancia estándar entre dos superficies de presión constante (P_1, P_2) y $\Delta\Phi_A$ es la *anomalía de distancia geopotencial* entre superficies. A partir de la (Fig.2.2.1), la pendiente de la superficie superior se calcula como:

$$\frac{\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A}{L} \equiv \quad (2.30)$$

Pendiente de la superficie de presión constante P_2

Sustituyendo (2.31) en (2.26), se obtiene la velocidad geostrófica V :

$$V = \frac{(\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A)}{2L \sin \phi} \quad (2.31)$$

Donde V (2.31) es la velocidad en la superficie geopotencial superior, perpendicular al plano que contiene a las dos estaciones. La solución de este sistema es única, ya que es perpendicular al gradiente de presión, esto es debido a la influencia de la rotación de la Tierra (Yopak, 2007).

2.2.1. Bombeo y succión de Ekman

El viento genera circulación oceánica; la cual puede ser ciclónica o anticiclónica, con una capa superficial de Ekman; se observa afloramiento o hundimiento del agua, respectivamente. El flujo dentro de la capa superficial de Ekman asociado con la acción del viento convergente en un flujo anticiclónico y divergente en un flujo ciclónico (Fig.2.2.2), producen movimiento vertical hacia abajo (Bombeo de Ekman) y hacia arriba (Succión de Ekman).

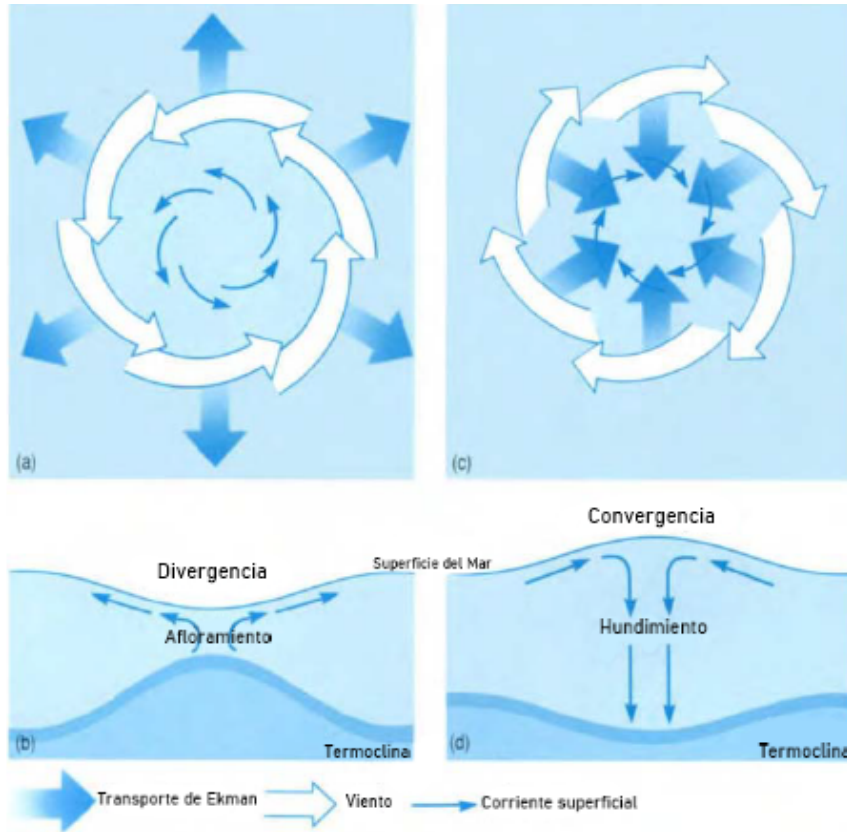


Figura 2.2.2: Efecto del viento sobre la circulación oceánica. En el hemisferio norte el transporte de Ekman se dirige a 90° a la derecha del esfuerzo del viento; produciendo flujo divergente si el viento es ciclónico (izquierda) y flujo convergente si el viento es anticiclónico (Según, *The open University*) (Brown et al., 1989).

El esfuerzo del viento (2.32).

$$\vec{\tau} = \frac{\rho_a K_a}{(1 + \varepsilon)^2} | \vec{W} - \vec{V} | (\vec{W} - \vec{V}) \quad (2.32)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire 1.25 kgm^{-3} .

$$\varepsilon = \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.33)$$

Con (2.33) tiene un valor de (≈ 0.034)

Donde:

ρ_a es la densidad del aire 1.25 kgm^{-3}

ρ_w la densidad del agua de mar 1026 kgm^{-3}

\vec{W} es la velocidad del viento

\vec{V} es la velocidad del agua debajo de la capa de Ekman.

$$K_a = \left\{ \begin{array}{l} (0.87 + 0.067 | \vec{W} |) 10^{-3} \text{ Para } 2 \leq W < 8 (ms^{-1}) \\ (1.20 + 0.025 | \vec{W} |) 10^{-3} \text{ Para } 8 \leq W < 25 (ms^{-1}) \\ (0.073 | \vec{W} |) 10^{-3} \text{ Para } W \geq 25 (ms^{-1}) \end{array} \right\}$$

K_a es es el coeficiente de arrastre del aire sobre el mar determinado según (Kondo, 1975).

El espesor de la capa de Ekman (D) (2.34) se calcula de acuerdo con:

$$D = \frac{4.3W}{(\sin\phi)^{1/2}} \quad (2.34)$$

Con valor de $\sim 30 m$

Donde:

$f = 2\Omega \sin\phi$ es la vorticidad planetaria, con valor de $6 \times 10^{-5} s^{-1}$

ϕ es la latitud $24.5^\circ N$

Ω es la velocidad angular de la tierra $7.27 \times 10^{-5} s^{-1}$

La velocidad vertical del agua o bombeo de Ekman (2.35) (Martin and Richards, 2001).

$$W_E = \frac{1}{f\rho_w} \left(\frac{\partial\tau_y}{\partial x} - \frac{\partial\tau_x}{\partial y} \right) \quad (2.35)$$

En el caso de un vórtice ciclónico circular la velocidad de la corriente marina es expresada mediante (2.37):

$$\vec{V} = (-V_\theta(r)\sin\theta, V_\theta(r)\cos\theta) \quad (2.36)$$

$$V_\theta(r) = V \left(\frac{r}{R} \right) \exp \left\{ \frac{1}{2} \left(1 - \frac{r^2}{R^2} \right) \right\} \quad (2.37)$$

Con $V_{max} = 0.55 m s^{-1}$ azimutal en $R = 10 km$ del centro del vórtice, en este caso se mantuvieron estos valores obtenidos de la velocidad geostrófica, y se utilizaron las componentes del esfuerzo del viento obtenidas de la serie filtrada del viento, para obtener así la velocidad vertical del agua en el centro del vórtice. En caso de obtener valores positivos de W_E indicaría un movimiento ascendente y viceversa en caso de valores negativos.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Serie de tiempo del viento

El viento fue analizado en dos localidades de la región de estudio, en primer lugar, datos de rapidez y dirección del viento con intervalo de muestreo de 15 *min*, en Estación La Paz (24.11°N, 110.31°W) para el mes de agosto de 2017, los cuales fueron proporcionados por SEMAR. En segundo lugar, datos de viento dentro de la BLP (24.5°N, 110.5°W), obtenidos del *Global Forecast System* (GFS) del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), de la NOAA para los meses de julio y agosto de 2017, con datos cada 3 *horas*.

3.1.1. Viento en la estación La Paz

La serie de tiempo de la velocidad del viento en la Estación La Paz (24.116°N, 110.316°W) durante agosto de 2017, con intervalo de muestreo de 15 *min*, presenta valores de rapidez del viento entre 0.5 y 9.7 $m s^{-1}$ (Fig.3.1.1a) debido a la alta resolución de muestreo es posible observar las brisas, al aplicar el filtro pasa baja de 12 *horas* se eliminó la variabilidad semidiurna

(Fig.3.1.1b), en la serie con filtro de 24 horas se eliminaron las brisas y se observó un viento dominante soplando hacia el noreste (Fig.3.1.1 c).

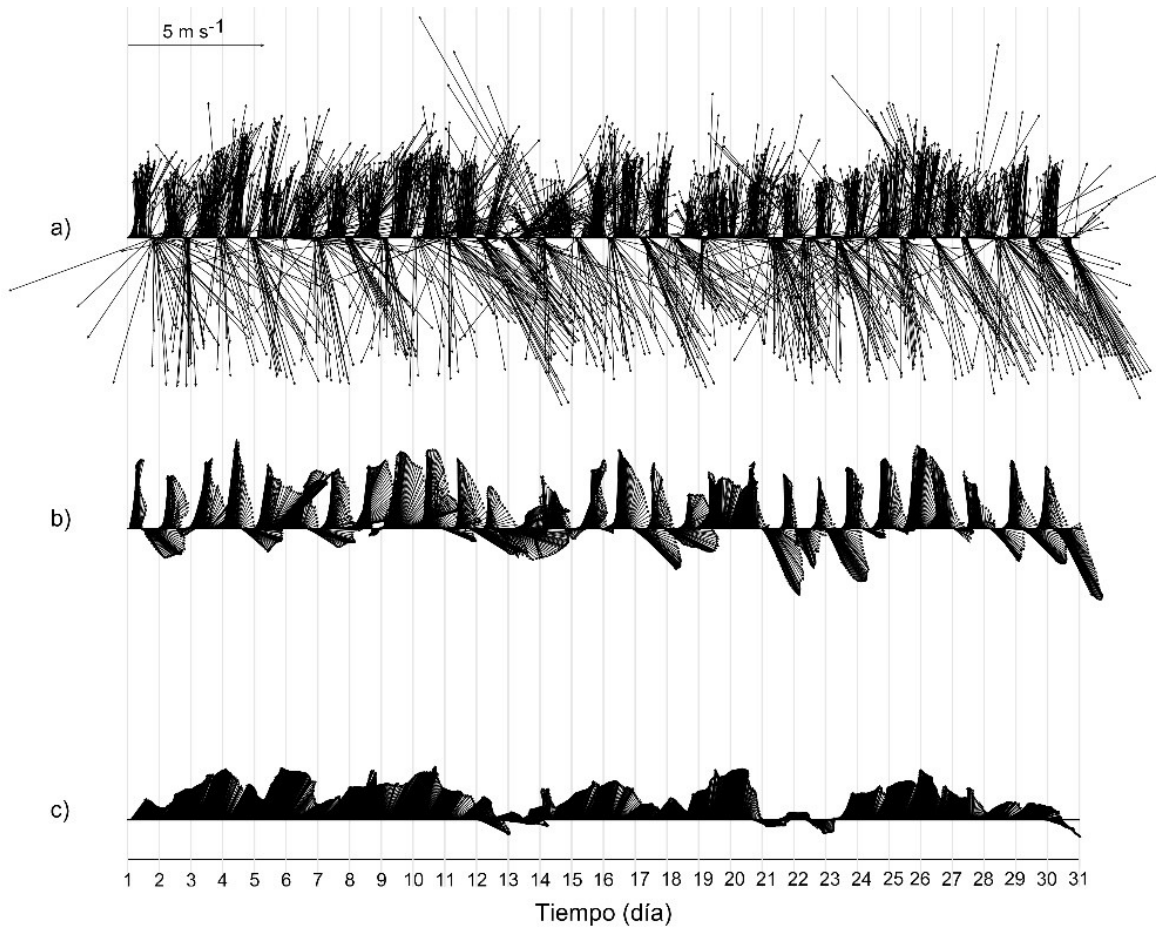


Figura 3.1.1: Serie de tiempo durante el mes de agosto de 2017, en la Estación La Paz, con intervalo de muestreo de 15 min: a) velocidad del viento ms^{-1} SEMAR, b) velocidad del viento aplicando un filtro pasa bajas de 12 horas, c) velocidad del viento con un filtro pasa bajas de 24 horas.

3.1.2. Viento dentro de la Bahía de La Paz

En el diagrama de astillas se presentan los datos de viento dentro de la Bahía de La Paz, en ($24.5^{\circ}N$, $110.5^{\circ}W$), cada 3 horas, obtenidos del GFS, así como los datos filtrados con un filtro pasa bajas con el fin de eliminar las altas frecuencias. Los vectores indican la dirección hacia donde sopló el viento; durante julio y agosto de 2017 los vientos alcanzaron una rapidez de hasta 7 m s^{-1} y soplaron predominantemente hacia el noreste (NE) y estenoreste (ENE) (Fig.3.1.2 a), lo cual es más evidente en los datos filtrados, con un filtro pasa bajas de 24 horas (Fig.3.1.2 b). El periodo sombreado en la (Fig.3.1.2), representa la fecha en la cual se llevó a cabo la campaña oceanográfica.

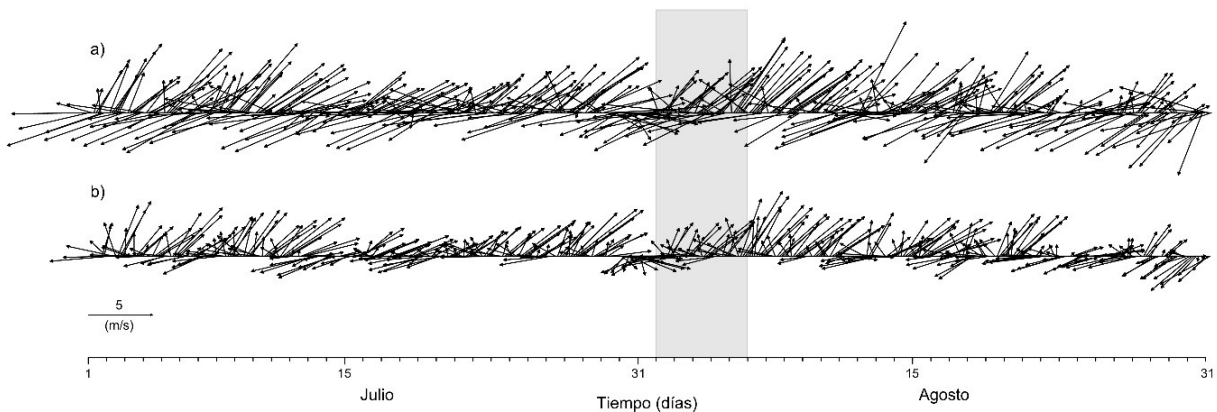


Figura 3.1.2: Velocidad del viento m s^{-1} los vectores apuntan hacia donde sopló el viento, durante julio y agosto de 2017, dentro de la Bahía de la Paz ($24.5^{\circ}N$, $110.5^{\circ}W$) a) cada tres horas (según, NOAA) y b) vientos filtrados con filtro pasa bajas.

Rosa de vientos

La rosa de vientos se realizó para los datos sin filtrar y contrariamente a la representación en el diagrama de astillas de la figura (Fig.3.1.2), la rosa de vientos muestra la dirección de donde

sopló el viento, su intensidad y frecuencia durante julio y agosto de 2017. De acuerdo a la frecuencia de mayor a menor, estos vientos vienen del suroeste (*SW*), oestesuroeste (*WSW*), estenoreste (*ENE*) y este (*E*), con rapidez máxima de 7 m.s^{-1} (Fig.3.1.3).

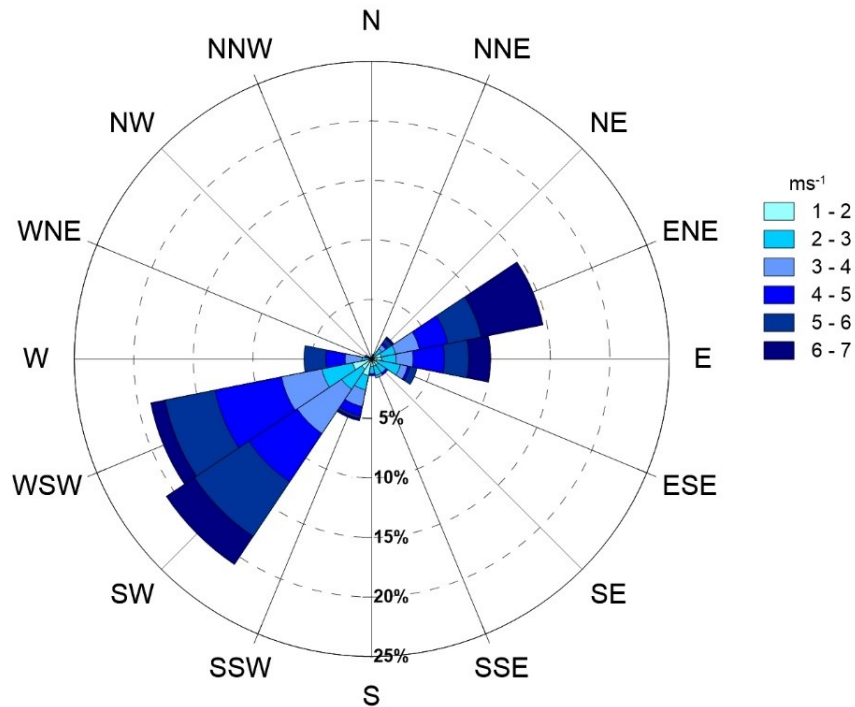


Figura 3.1.3: Rosa de vientos durante julio y agosto de 2017, en la Bahía de la Paz, indicando la dirección de donde sopló el viento, porcentaje en la frecuencia, e intensidad.

3.2. Masas de Agua

De acuerdo con el diagrama T - S en verano de 2017 se encontraron tres masas de agua en el área de estudio; Agua del Golfo de California (*AGC*), Agua Subtropical Subsuperficial (*AStSs*) y Agua Intermedia del Pacífico (*AIP*). Estas masas de agua se definen con los siguientes intervalos de temperatura y salinidad; *AGC* ($S > 34.9 \text{ gkg}^{-1}$, $T \geq 12 \text{ }^{\circ}\text{C}$); *AStSs* ($34.5 < S < 34.9 \text{ gkg}^{-1}$, $9 \leq T \leq 18 \text{ }^{\circ}\text{C}$) y *AIP* ($34.5 \leq S < 34.8 \text{ gkg}^{-1}$, $4 \leq T < 9 \text{ }^{\circ}\text{C}$). El *AGC* se en-

cuentra en la capa superficial de 150 m, abajo de ella y hasta el fondo de la bahía se presenta el *AStSs*, además en la región fuera de Boca Grande debajo de esta última masa de agua a 440 m se encuentra el *AIP*.

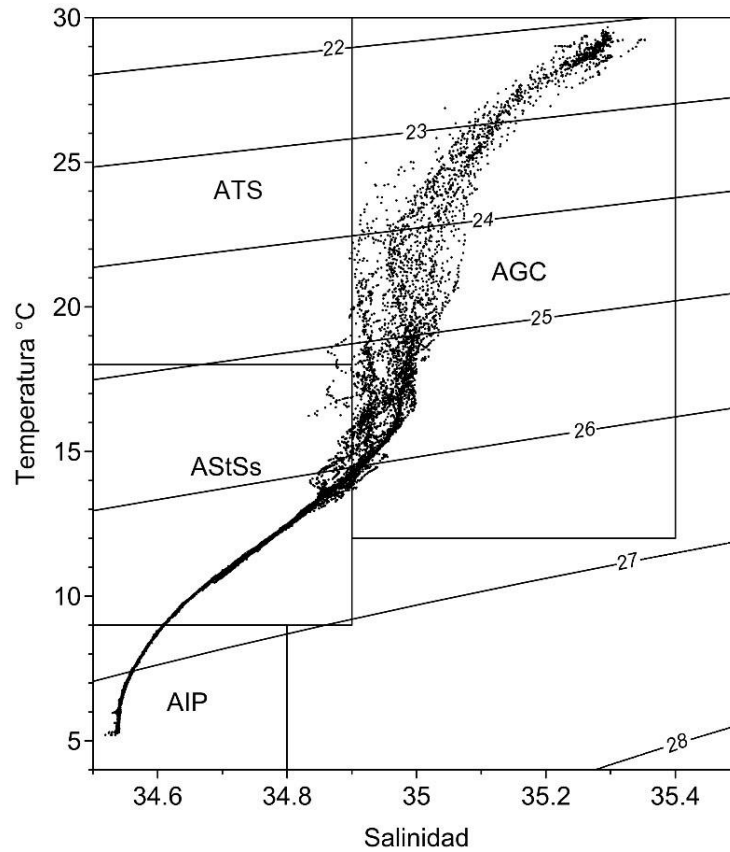


Figura 3.2.1: Diagrama *T-S*, donde se muestra la presencia de tres masas de agua: Agua del Golfo de California (*AGC*), Agua Subtropical Subsuperficial (*AStSs*), Agua Intermedia del Pacífico (*AIP*) y Agua Superficial Tropical (*AST*).

3.3. Perfiles verticales de los parámetros hidrográficos

Al considerar los perfiles acumulativos (total de estaciones hidrográficas en la zona de estudio), la temperatura presentó un intervalo entre 30.0 y 4.5 °C desde la superficie hasta el fondo en las estaciones más profundas que se localizaron en Boca Grande. La salinidad en la bahía se en-

contró en un intervalo de 35.30 y 34.50 gkg^{-1} tanto la temperatura como la salinidad disminuyen con la profundidad, mientras que la densidad σ_t varió de 22.00 a 27.30 kgm^{-3} , incrementándose con la profundidad (Fig.3.3.1). Las clinas se localizan en la capa superficial con la base de la termoclina en 30 m .

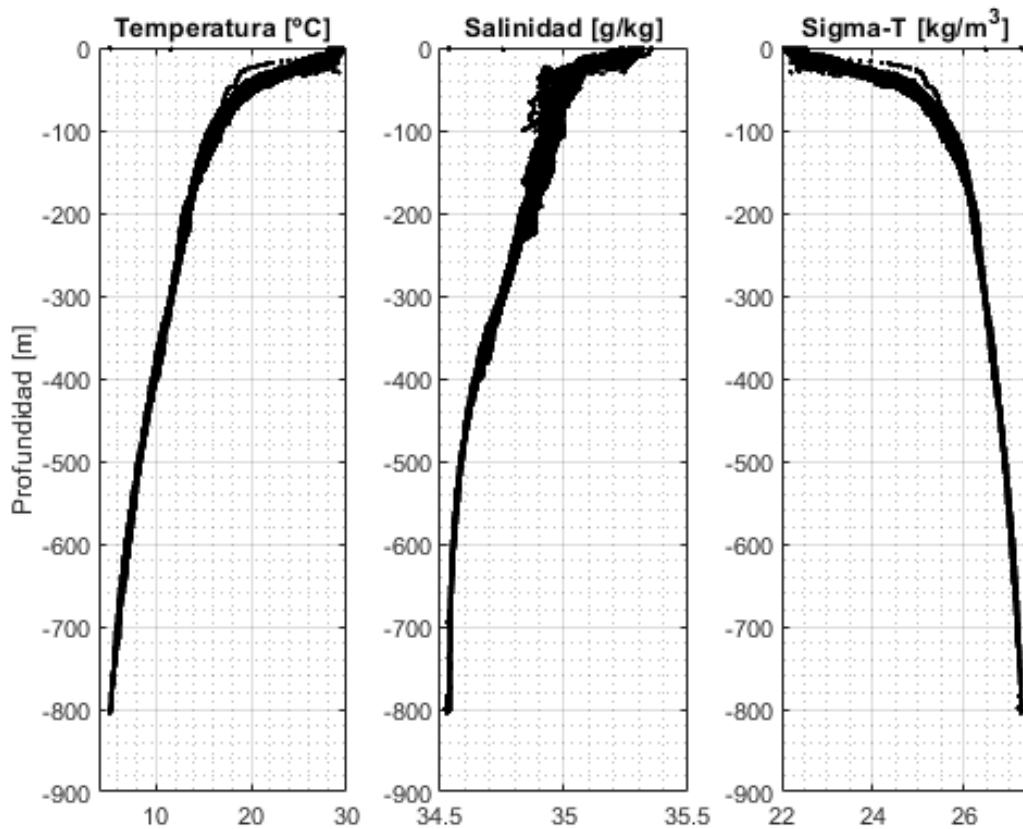


Figura 3.3.1: Perfiles acumulativos de temperatura $^{\circ}\text{C}$, salinidad gkg^{-1} y densidad $\sigma_t \text{ kgm}^{-3}$.

En la capa superior de 100 m , la temperatura, salinidad y densidad (σ_t), presentaron intervalos entre 30 y 15°C , 35.30 y 34.80 gkg^{-1} y 22 y 25.70 kgm^{-3} respectivamente, como se mencionó anteriormente la base de las clinas se localizan a 30 m de profundidad aproximadamente (Fig.3.3.2).

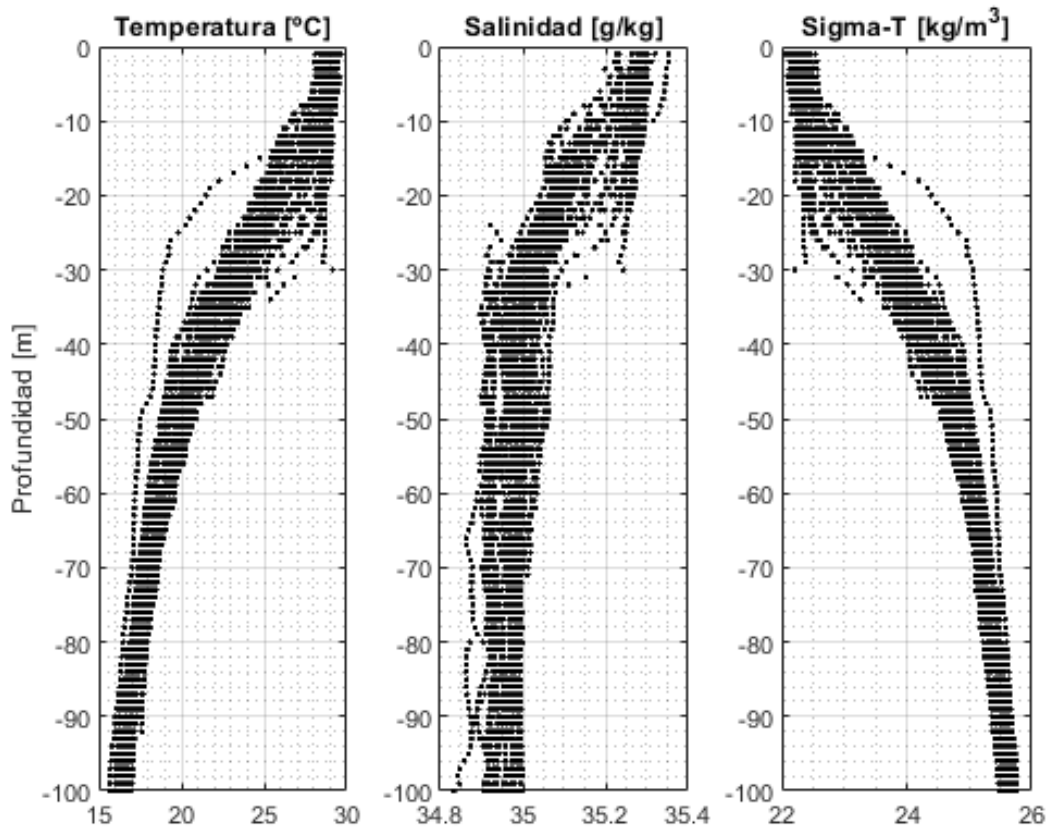


Figura 3.3.2: Perfiles acumulativos de temperatura $^{\circ}C$, salinidad gkg^{-1} y densidad $\sigma_t kgm^{-3}$ en la capa superior de los 100 m.

3.4. Secciones verticales de temperatura, salinidad y densidad

A lo largo del transecto AA' (Fig.3.4.1) orientado de oeste a este, la temperatura (Fig.3.4.2 a) y la salinidad (Fig.3.4.2 b) se encuentran entre 29 y 11 $^{\circ}C$ y entre 35.3 y 34.7 gkg^{-1} , respectivamente; ambas disminuyen con la profundidad. La densidad aumenta con la profundidad y depende de la temperatura, la salinidad y la presión, su valor va desde 21.75 en la superficie hasta 26.5

kgm^{-3} en el fondo (Fig.3.4.2c), la base de las clinas se observan aproximadamente a 30 m de profundidad y otro rasgo notorio es el levantamiento de las isotermas e isopicnas en la estación 31, desde 150 m hasta aproximadamente 25 m de profundidad, cerca de la superficie se observa un pequeño hundimiento de las isolíneas, lo cual es típico de la presencia de un vórtice ciclónico, nótese que el *Intervalo de Contorno (IC)* es diferente para cada variable (Fig.3.4.2). El *AGC* se caracteriza por tener temperatura $> 12\text{ }^{\circ}C$ y salinidad $> 34.9\text{ }gkg^{-1}$ y se encuentra en la capa de aproximadamente 150 m de profundidad y su extensión en este caso está determinada por la isohalina de $34.9\text{ }gkg^{-1}$ (Fig.3.4.2 a,b), a partir de esa profundidad y hasta el fondo de la bahía se encuentra el *AStSs*.

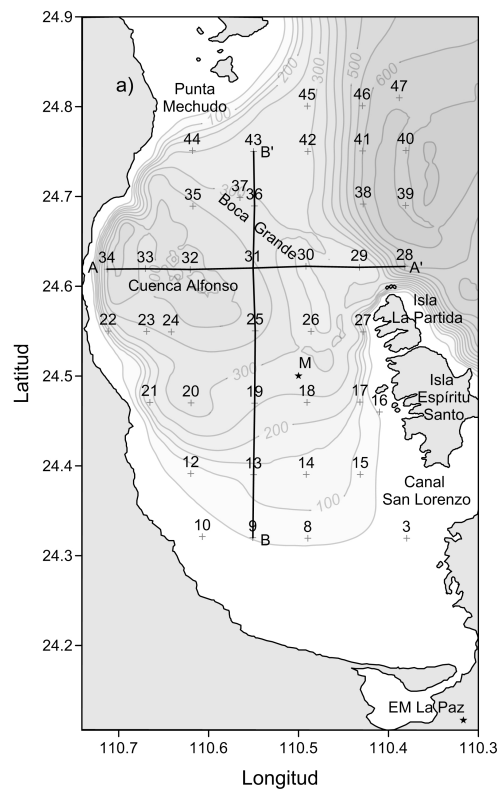


Figura 3.4.1: Transectos Meridional y Zonal respectivamente, AA' oeste-este (estaciones de la 34 a la 28) y BB' sur-norte (estaciones de la 9 a la 43).

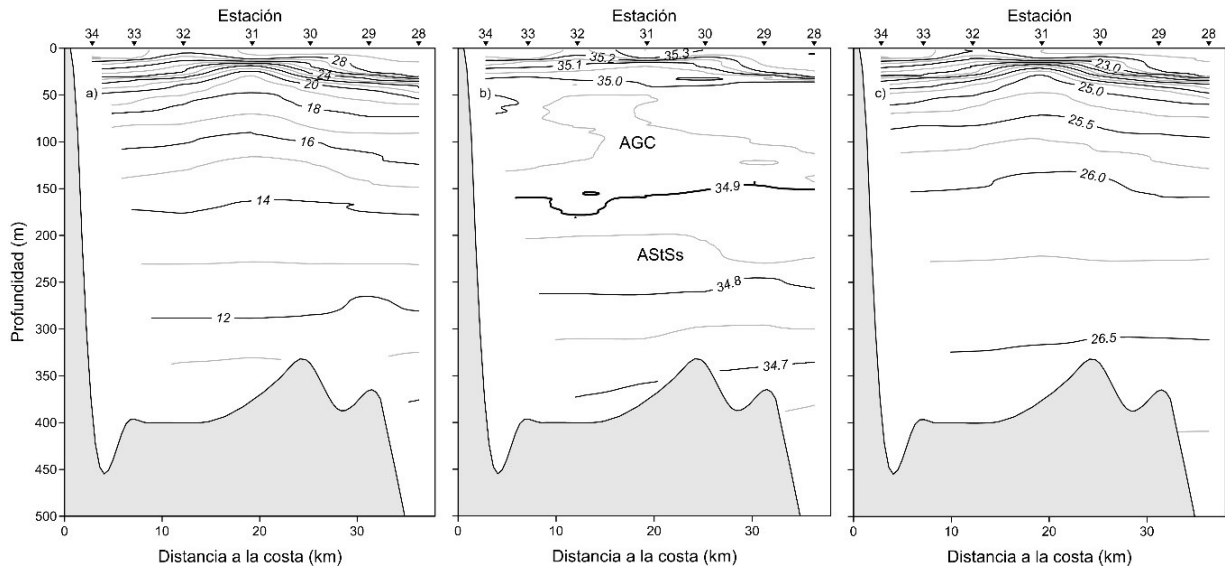


Figura 3.4.2: Secciones verticales de a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 1.0$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.05$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.25$, a lo largo del transecto AA' .

A lo largo del transecto BB' (Fig.3.4.1) el cual está orientado de sur a norte, se observan los mismos intervalos de temperatura (Fig.3.4.3 a) y de salinidad (Fig.3.4.3 b) que a lo largo del transecto AA' , la densidad varía desde 22.25 en superficie hasta 26.50 kgm^{-3} en el fondo (Fig.3.4.3 c). Al igual que en el transecto AA' , en este transecto cerca de la estación 31 se observa el levantamiento de las isotermas e isopicnas desde 150 m hasta 25 m de profundidad, mientras que cerca a la superficie se presenta un leve hundimiento de las isolíneas, que reafirma la presencia del vórtice ciclónico, con centro en dicha estación. La capa superficial de los 150 m está ocupada por AGC y debajo de ella por el $AStSs$ (Fig.3.4.3 b).

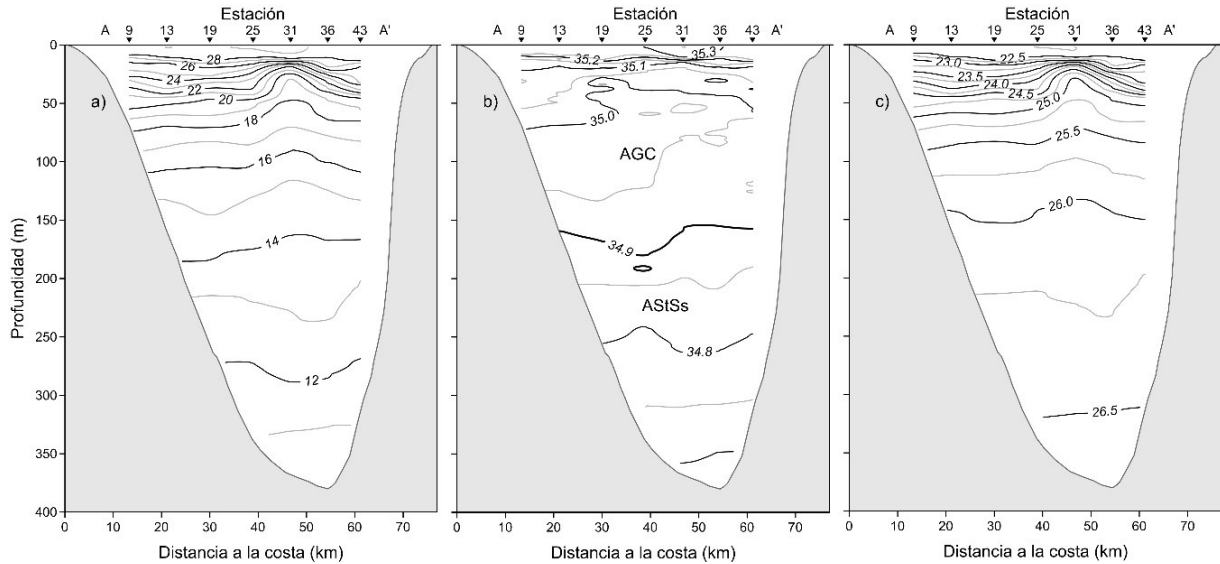


Figura 3.4.3: Secciones verticales de a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 1.0$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.05$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.25$, a lo largo del transecto BB' .

3.5. Distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad

La distribución de los parámetros hidrográficos varía con la profundidad, en este estudio se muestra su distribución en la superficie, en la base de la termoclina a 30 m y por debajo de la termoclina a 50 m de profundidad.

3.5.1. Distribución superficial de temperatura, salinidad y densidad

En la superficie alrededor de $24.6^{\circ}N$, $110.55^{\circ}W$, localizado en Cuenca Alfonso, se presenta un núcleo de baja temperatura y relativa baja salinidad, debido a que en esta región la densidad depende básicamente de la temperatura, en la localidad del núcleo frío se observa alta densidad. El intervalo de temperatura superficial es de 28.1 a $29.4^{\circ}C$, estos valores extremos se localizan

en el centro del núcleo frío y en la región de Boca Grande, próxima a la Isla Roca Partida (Fig.3.5.1 a). La salinidad superficial varía de 34.23 a 35.34 gkg^{-1} a la derecha del núcleo de relativa baja salinidad se encuentra un núcleo de mayor salinidad 35.34 gkg^{-1} , en la costa occidental se observan bajas salinidades (Fig.3.5.1 b), la densidad presenta valores desde 22.10 a 22.50 kgm^{-3} con los valores más bajos en la región sur de la bahía (Fig.3.5.1 c).

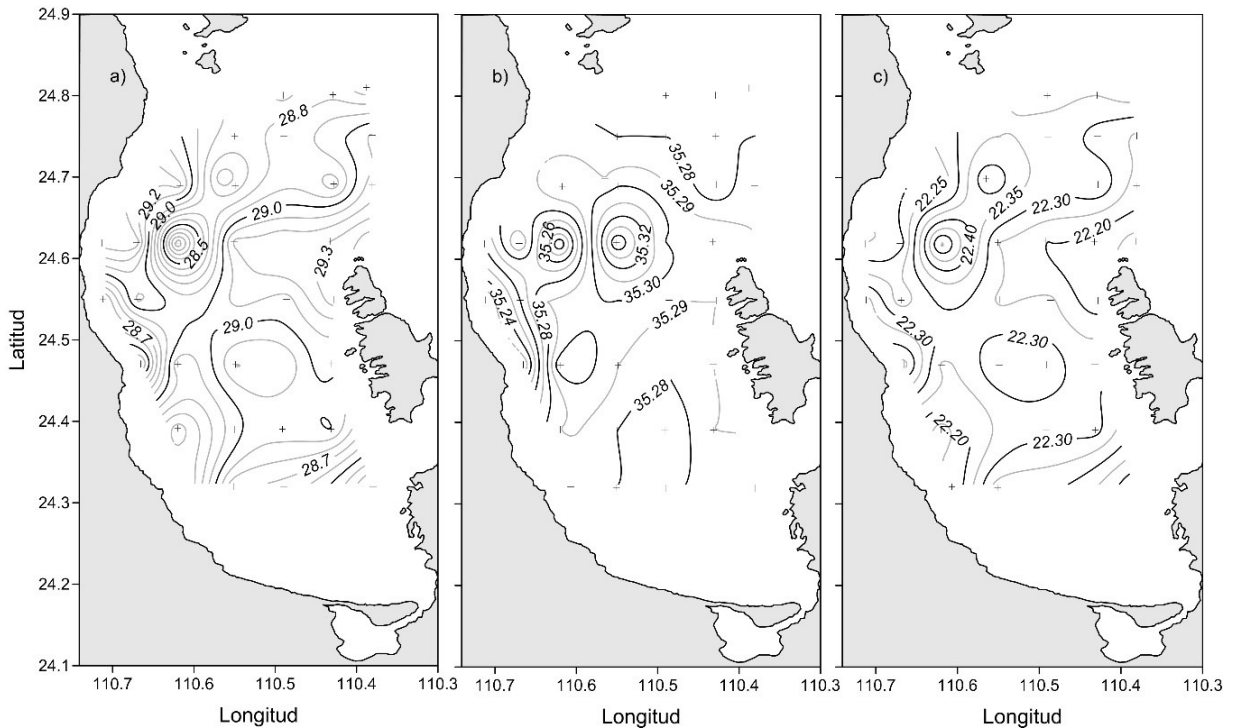


Figura 3.5.1: Distribución superficial: a) temperatura $^{\circ}C$ con $IC = 0.1$, b) salinidad gkg^{-1} , $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.05$.

En la base de la termoclina a 30 m de profundidad, se tienen mayores gradientes de temperatura y densidad respecto a la superficie, por lo que la distribución horizontal de estas variables se muestran con IC diferentes a esos utilizados en superficie, en cuanto a temperatura ésta va de 19.5 $^{\circ}C$ en el centro de un núcleo frío localizado en 24.62°N, 110.58°W, hasta 28 $^{\circ}C$ en la región de Boca Grande, próxima a Isla Roca Partida, en la periferia del núcleo frío la temperatura es de 23.5 $^{\circ}C$, el sur de la bahía es una región somera y muestra un núcleo cálido con tempe-

ratura de $24.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en su núcleo característico de un vórtice anticiclónico (Fig.3.5.2 a), en esta profundidad la salinidad se incrementa de Boca Grande hacia el interior de la bahía con valores máximos de $35.08\text{ }kgm^{-3}$ en el sur. La zona del núcleo frío presenta salinidad de $35.03\text{ }kgm^{-3}$, mientras que el núcleo cálido tiene $35.08\text{ }kgm^{-3}$ de salinidad (Fig.3.5.2 b). La densidad refleja el comportamiento de la temperatura, con un núcleo de alta y baja densidad asociados a bajas y altas temperaturas (Fig.3.5.2 c).

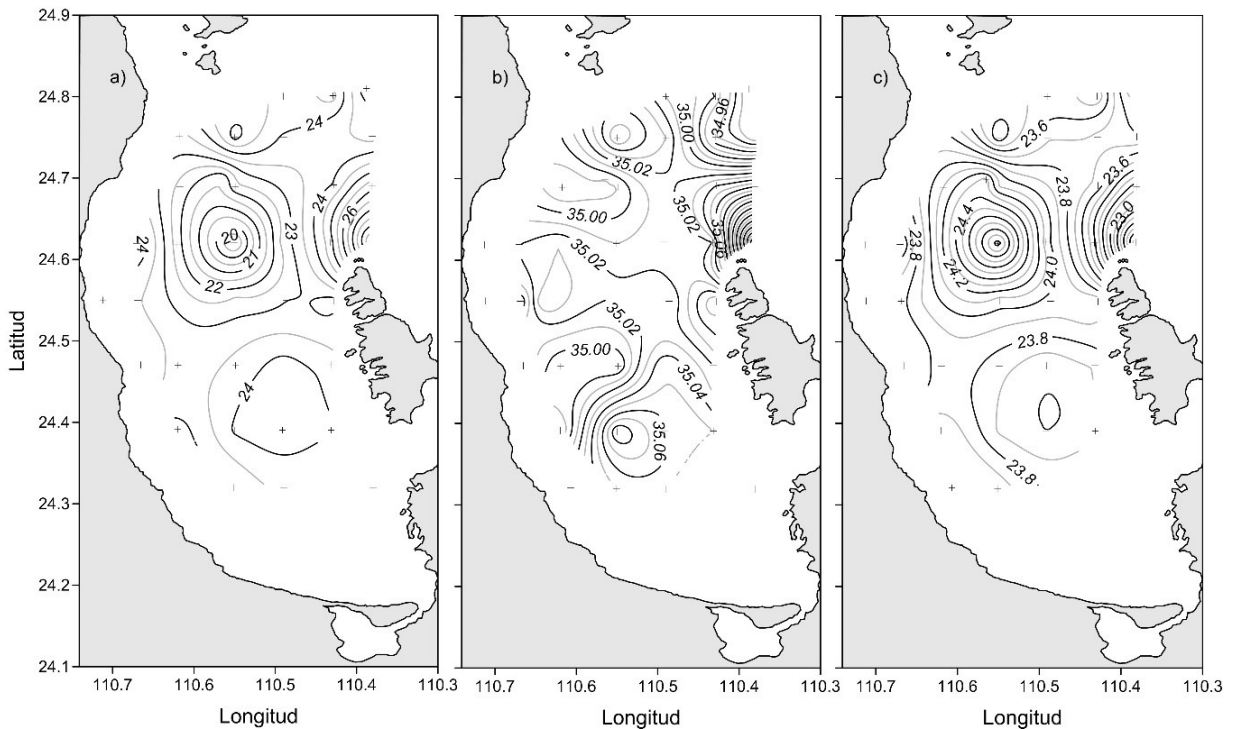


Figura 3.5.2: Distribución a 30 m de profundidad: a) temperatura $^{\circ}\text{C}$ con $IC = 0.5$, b) salinidad gkg^{-1} , $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.01$.

Por debajo de las clinas a 50 m de profundidad, la temperatura varía de 18 a $21\text{ }^{\circ}\text{C}$, con la presencia de un núcleo frío muy marcado del tamaño de la Cuenca Alfonso (Fig.3.5.3 a) a esta profundidad el núcleo frío tiene una salinidad de alrededor de $34.96\text{ }gkg^{-1}$, la cual se incrementa hacia el sur de la bahía, en la zona de Boca Grande la salinidad presenta los valores más bajos, con un gradiente halino marcado (Fig.3.5.3 b), la densidad dibuja el vórtice ciclónico con alta

densidad en su centro 25.25 kgm^{-3} y decrece hacia su periferia a 24.95 kgm^{-3} , (un pequeño núcleo de relativa baja densidad 24.60 kgm^{-3} se observa en la localidad donde se presenta el núcleo cálido en el sur de la bahía (Fig.3.5.3 c).

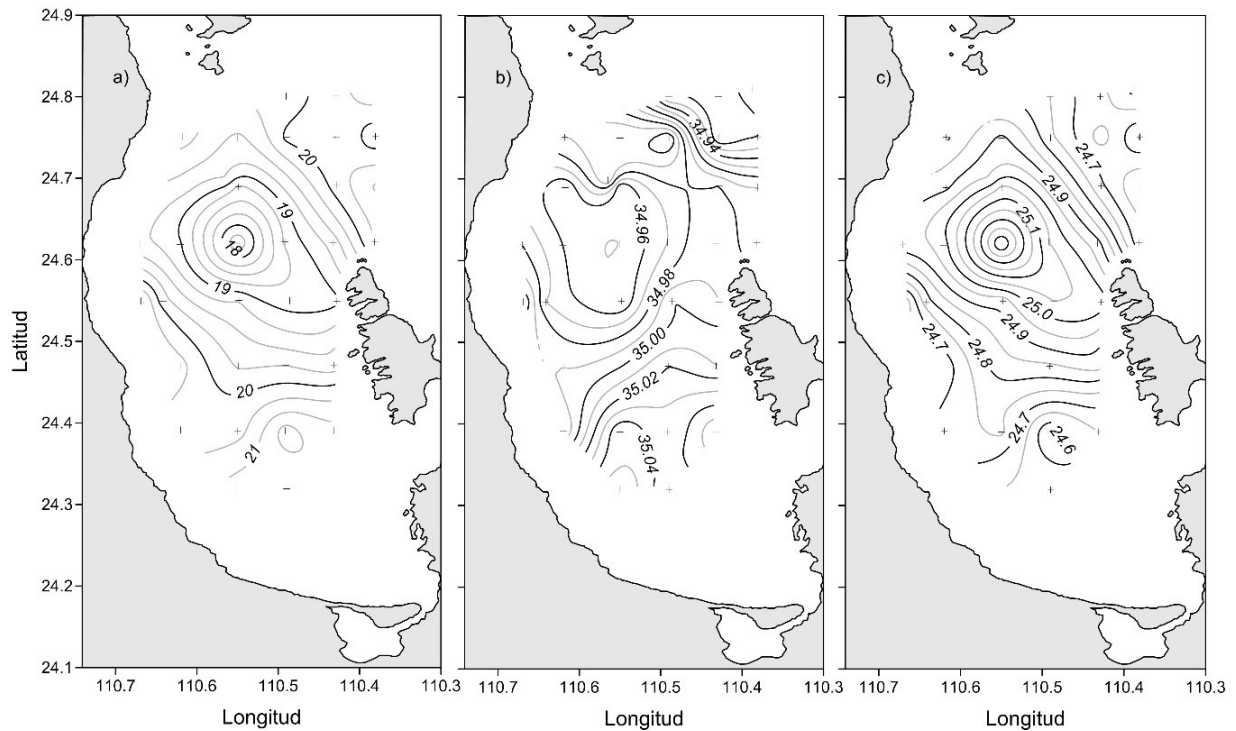


Figura 3.5.3: Distribución a 50 m de profundidad: a) temperatura $^{\circ}\text{C}$ con $IC = 0.25$, b) salinidad gkg^{-1} con $IC = 0.01$, c) densidad kgm^{-3} con $IC = 0.05$.

3.6. Corrientes geostróficas

Las velocidades geostróficas se presentan en sus componentes a lo largo de los transectos AA' y BB' (Fig.3.4.1) en el primero se presenta la componente de la velocidad en dirección hacia el norte (v), mientras que en el segundo transecto se presenta la componente hacia el este (u). Además, se presenta el patrón de circulación geostrófica en la superficie y a 50 m que corresponde a una profundidad por debajo de las clinas.

3.6.1. Secciones verticales de velocidad geostrófica

La componente hacia el norte “ v ” de la velocidad geostrófica, se muestra en el transecto AA' (Fig.3.4.1), con valores negativos en su porción occidental, es decir; a la izquierda de la estación 31 indicando una corriente hacia el sur, mientras que a la derecha de la estación 31 en la porción oriental del transecto se tienen velocidades positivas, lo que significa que la corriente va hacia el norte (Fig.3.6.1a), teniendo en la estación 31 velocidades cero, lo que indica que es la frontera entre el flujo hacia el sur y hacia el norte. A lo largo del transecto BB' (Fig.3.4.1), que está orientado de sur a norte se presenta la componente “ u ” de la velocidad geostrófica con valores positivos al sur de la estación 31 lo que indica que la corriente es hacia el este, mientras que en la parte norte la velocidad es negativa, mostrando un flujo hacia el este (Fig.3.6.1b). Al conjuntar los resultados de ambos transectos se describe la circulación geostrófica con centro en la estación 31. Estas corrientes geostróficas fueron calculadas relativas al fondo, y cerca de la superficie las velocidades alcanzaron valores de 90 cm s^{-1} .

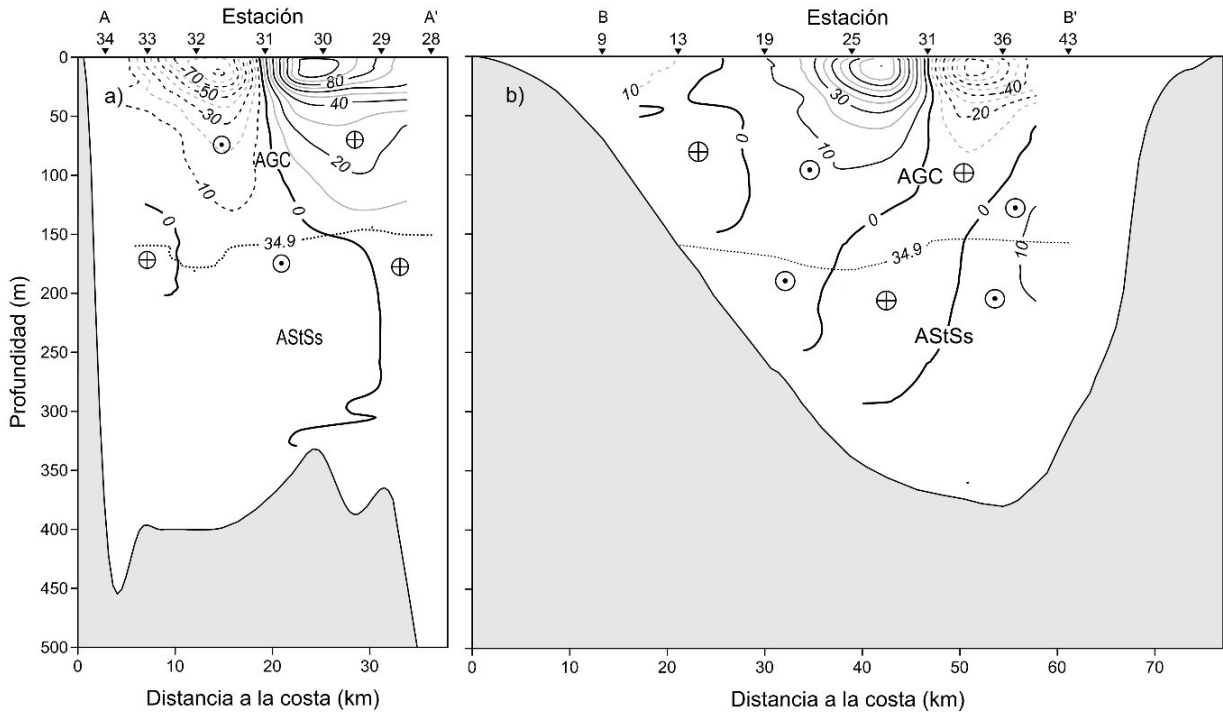


Figura 3.6.1: Sección vertical de componentes de la velocidad geostrófica en: a) Transecto AA' (estaciones de la 34 a la 28) componente u , b) Transecto BB' (estaciones de la 9 a la 43) componente v .

3.6.2. Patrón de circulación de corrientes geostróficas

El patrón de circulación geostrófica relativa al fondo dentro de la bahía de La Paz mostró una marcada circulación ciclónica centrada en $24.6^{\circ}N$ y $110.55^{\circ}W$, mientras que en la porción sur se observa una circulación anticiclónica un poco más débil, tanto en la superficie como a 30 y 50 m de profundidad. Las velocidades máximas fueron de 90 cm s^{-1} en la superficie (Fig.3.6.2 a), de 65 cm s^{-1} a 30 m (Fig.3.6.2 b) y de 45 cm s^{-1} a 50 m de profundidad (Fig.3.6.2 c), mostrando así que son corrientes baroclínicas.

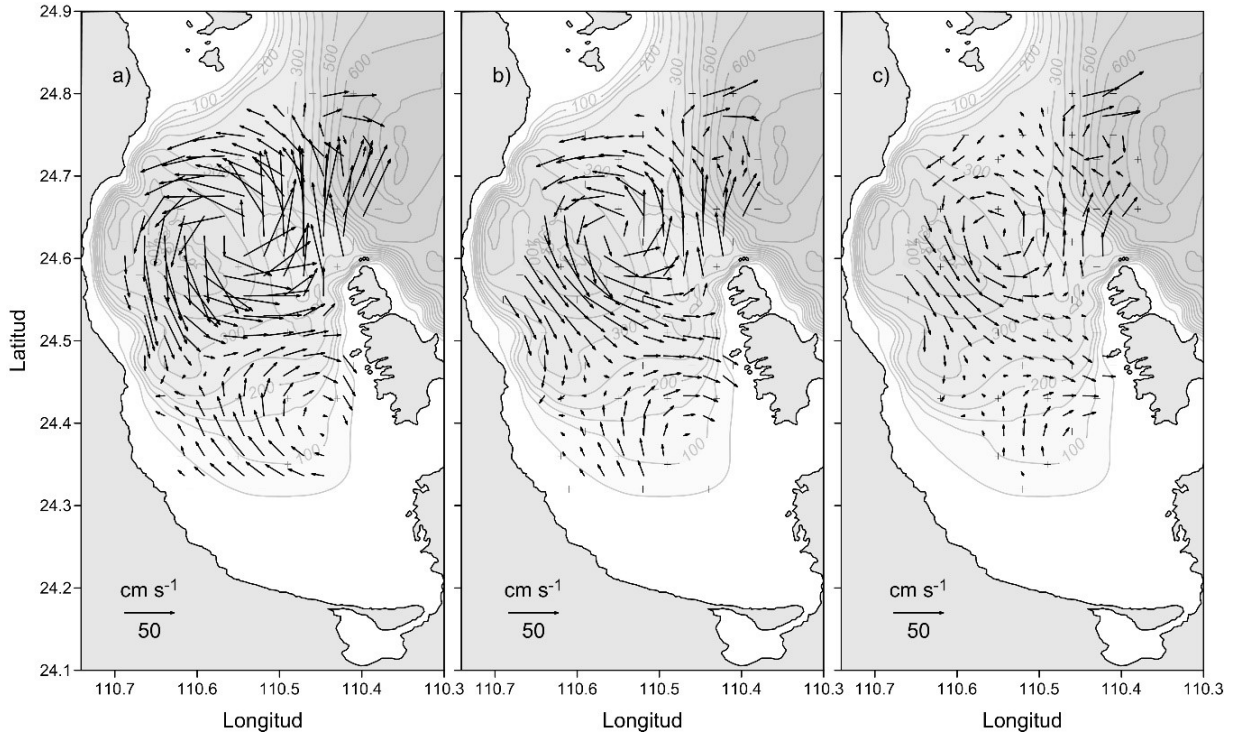


Figura 3.6.2: Patrón de circulación geostrofica $cm s^{-1}$, relativa la fondo, a) en la superficie, b) a 30 m y b) a 50 m de profundidad.

3.7. Bombeo de Ekman

Los datos de viento del GFS de la NOAA que se filtraron con un filtro pasa bajas (Fig.3.1.2 b), con el fin de eliminar el efecto de las brisas, se utilizaron para calcular el bombeo de Ekman; es decir, para calcular la velocidad vertical del agua en el centro del giro ciclónico. Los resultados obtenidos muestran valores positivos de W_E , que indica que el viento produce un movimiento ascendente, por lo que se infiere que el viento juega un papel importante en la formación de dicho vórtice ciclónico observado en la Bahía de la Paz. La rapidez del viento filtrado alcanzó valores de hasta $6 m s^{-1}$ (Fig.3.7.1 a); y se obtuvo una velocidad de ascenso del agua con valores entre 0.06 y $0.83 m día^{-1}$ (Fig.3.7.1 b), con el máximo valor de bombeo de Ekman durante la campaña oceanográfica.

La rapidez del viento antes de la campaña presenta valores al rededor de 6 m s^{-1} , como se observa en el 27 de julio de 2017. Sin embargo, la velocidad de ascenso del agua solo alcanza valores de 0.6 m día^{-1} , debido a que el cálculo del bombeo de Ekman depende de las componentes de la velocidad del viento, no solamente de su rapidez.

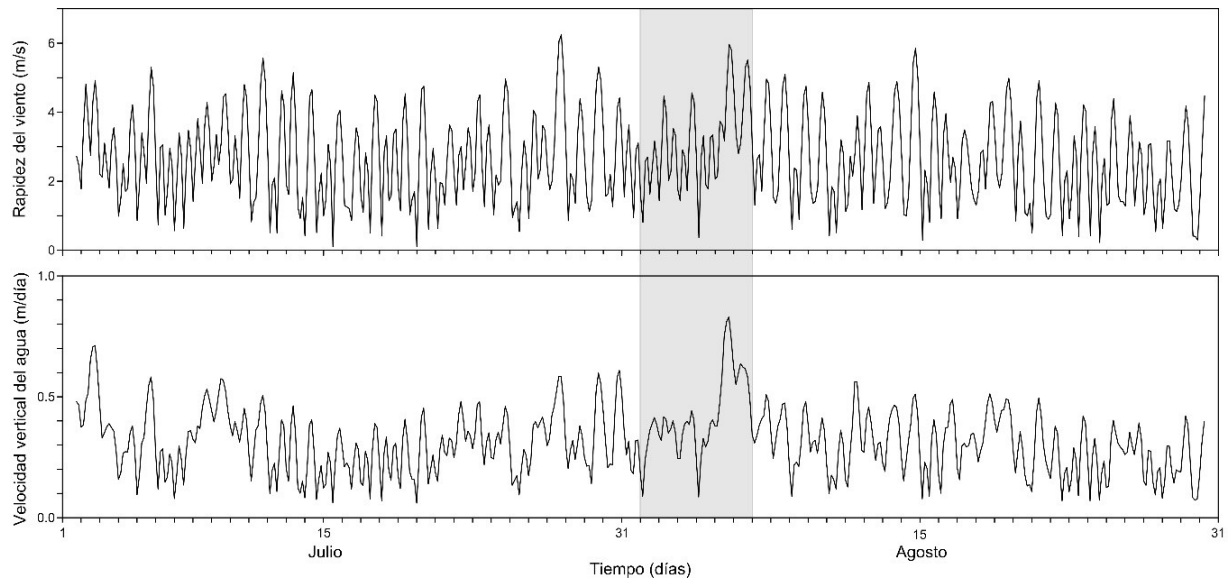


Figura 3.7.1: a) Rapidez del viento m s^{-1} durante julio y agosto de 2017, b) velocidad vertical m día^{-1} del agua en el centro del giro ciclónico en la Bahía de la Paz.

Capítulo 4

Discusión

La BLP se comunica con la porción suroeste del GC a través de Boca Grande y del Canal de San Lorenzo. El principal intercambio con el golfo se lleva a cabo por Boca Grande debido a su dimensión y profundidad, ya que el Canal San Lorenzo es muy angosto y somero pues tiene aproximadamente 18 *m* de profundidad. La dinámica de la bahía es influenciada por los procesos que ocurren en el sur del golfo, así como por los vientos y la radiación solar.

4.1. Vientos

En el GC, el campo de vientos es de carácter monzónico, con vientos predominantes del noroeste en invierno con máxima intensidad de 8 – 12 $m s^{-1}$ y del sureste en verano con vientos débiles $< 5 m s^{-1}$ y con frecuentes calmas (Roden, 1958; Douglas et al., 1993). En la bahía cuando el viento del norte es fuerte es conocido localmente como “Coyas” y los del sur como “Coromuel” (Cruz-Orozco et al., 1996). A fines de primavera, a partir de datos de viento de reanálisis para junio de 2004 en cinco sitios dentro de la bahía se obtuvo el campo de viento del oeste con magnitudes de hasta 4.5 $m s^{-1}$ (Coria-Monter et al., 2017).

Como se mencionó en el capítulo anterior, en este estudio se analizaron los vientos en dos localidades: en la estación La Paz y dentro de la BLP de diferentes fuentes de información; en la primera localidad los datos fueron obtenidos de la SEMAR, mientras que en la segunda fueron obtenidos del *Global Forecast System* (GFS) del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), de la NOAA. En ambas localidades los vientos predominantes soplaron del suroeste con magnitud de hasta 7 ms^{-1} (Fig.3.1.3), por lo que se puede considerar como un viento uniforme en la bahía.

4.2. Masas de agua e intercambio con el golfo

En agosto de 2017, en la BLP se encontraron dos masas de agua; el *AGC* y el *AStSs*, que coincide con lo reportado en junio de 2004 por [Coria-Monter et al. \(2017\)](#). En verano de 2017 en la bahía se presentó un importante volumen de *AGC*, en este estudio ésta ocupó la capa superficial de 150 m de profundidad, por debajo de ella y hasta el fondo se encontró el *AStSs*. Fuera de la bahía próximo a la región de intercambio con el GC, además de estas dos masas de agua se encontró el *Agua Intermedia del Pacífico* (*AIP*) (Fig.3.2.1). Generalmente la alta radiación solar que se presenta en verano y los vientos del suroeste producen alta evaporación, la cual a su vez puede incrementar la salinidad y generar el *AGC* a partir del *Agua Tropical Superficial* (*ATS*); llamada *Agua Ecuatorial Superficial* (*AES*) por [Torres-Orozco, 1993](#)) como fue propuesto por [Monreal-Gómez et al., 2001](#)), para fines de primavera de 1998. Lo que es un hecho es que en verano de 2017 la salinidad se incrementó de Boca Grande hacia el interior de la bahía. Otra posibilidad es que el *AGC*, en esta época haya entrado a la bahía a través de Boca Grande, lo cual es muy factible al encontrar el gran volumen de esta masa de agua, pero que a su vez en la bahía se incrementa su salinidad, debido a la evaporación.

Al comparar la distribución vertical de las diferentes masas de agua encontradas en este estudio,

con lo reportado a fines de primavera de 1998 donde se identificaron tres masas de agua adentro de la bahía en junio de 1998; distribuidas desde la superficie hasta el fondo; *AGC*, en la capa superior de 25 m, seguida por el *ATS* entre 25 y 60 m, en la capa profunda, desde 60 m hasta el fondo estuvo ocupada por el *AStSs*. Lo que se sugiere que la parte superior del *ATS* incrementó su salinidad debido al proceso de evaporación, formando así el *AGC* (Monreal-Gómez et al., 2001).

En el GC la distribución de las masas de agua en la capa superior es compleja ya que sus fronteras o límites entre ellas varían latitudinalmente a lo largo del año. En la boca del GC se encuentran el Agua de la Corriente de California (*ACC*), *ATS*, *AGC*, y *AStSs* (Fernández-Barajas et al., 1994), la intrusión y extensión del *ATS* tiene una señal estacional, durante invierno esta se localiza muy cercana de la boca, mientras que en verano esta incursiona más hacia el norte, además en la capa superior de 100 m se observan núcleos de alta salinidad, mostrando la presencia del *AGC*. En la boca del GC existe gran variabilidad espacial con flujos alternados de entrada y salida, los cuales han sido asociados a estructuras de mesoescala como vórtices los cuales pueden ser bastantes profundos (Fernández-Barajas et al., 1994). Castro et al. (2000) analizaron la estructura termohalina promedio entre 1992 y 1998, en la capa superior de 200 m y concluyeron que, en la plataforma del lado del continente, se presentó agua cálida con relativa baja salinidad que corresponde a *ATS* y *ACC*, mientras que, en el lado de la Península el agua es menos cálida y más salina con características del *AGC*. En cuanto a las corrientes geostróficas, en promedio en dicho periodo (1992 – 1998) en la boca del GC, muestran un flujo que entra por el lado continental llevando *ATS* y un flujo que sale por el lado de la Península transportando *AGC* (Mascarenhas et al., 2004). En particular en junio de 2004 se observó que la incursión de agua cálida *ATS* hacia el golfo se llevó a cabo en la costa oriental del golfo, mientras que en la costa peninsular se presentó un flujo de salida que lleva *AGC* (Lavín et al., 2009). Específicamente se presentó una corriente saliendo del GC transportando *AGC* en la costa peninsular, de 20 km de

ancho y alcanzó los 500 *m*, con un núcleo de 0.2 a 0.4 m^{-1} entre 100 y 250 *m* de profundidad (Lavín et al., 2009). Por lo que de acuerdo con la dinámica que se presenta en la boca del GC durante verano, se infiere que la gran cantidad de *AGC* que se encuentra en BLP haya entrado del GC ocupando la capa superior de los 150 *m*.

4.3. Estructura termohalina

En la Bahía de la Paz a lo largo de las secciones verticales la distribución de densidad es muy similar a esa de temperatura, así como en la distribución horizontal. La estructura termohalina en agosto de 2017 mostró una fuerte y continua estratificación desde la superficie, que concuerda con lo reportado por Obeso-Niebla et al. (2004), quienes mencionan que durante los veranos de 1996 y 1997 no se presentó capa de mezcla. La condición de los vientos débiles del suroeste y la alta radiación solar presentes en verano provocaron la intensa estratificación, en la capa de los 30 *m*, la cual está ocupada por *AGC*.

Las secciones verticales muestran la elevación de las isotermas, isohalinas e isopicnas en la estación 31 (Fig.3.4.2) y (Fig.3.4.3), en forma de domo revelando la presencia de un vórtice ciclónico que influencia la capa superior de aproximadamente 150 *m* de profundidad y se confirma su presencia a través de la distribución horizontal de los parámetros hidrográficos que muestran un núcleo frío, de baja salinidad y alta densidad en la Cuenca Alfonso (Fig.3.5.1), (Fig.3.5.2) y (Fig.3.5.3), así como la existencia de un vórtice anticiclónico de menor intensidad en el sur de la bahía.

4.4. Corrientes geostróficas

La presencia de estratificación importante en la capa superior, las corrientes baroclinicas muestran diferencias en las magnitudes a diferentes profundidades, contrariamente a lo que se encontró en febrero de 2006 por [García-Mirafuentes \(2010\)](#), cuando se observó una capa de mezcla de 50 m de espesor, donde se obtiene el mismo patrón de corrientes con magnitudes similares en la capa de mezcla, como se espera en un campo barotrópico. Las secciones verticales de las componentes de la velocidad geostrófica relativa al fondo, confirma la presencia del vórtice ciclónico con centro en la estación 31 donde la magnitud de las componentes son cero y esta estación es la frontera entre componentes positivas y negativas, mostrando componentes de la velocidad negativa al norte y oeste de dicha estación y positiva al sur y al este de ella, lo que describe la circulación en sentido contrario a las manecillas del reloj, que en el hemisferio norte corresponde a un vórtice ciclónico (Fig.3.6.1). El patrón de circulación geostrófica muestra una porción del vórtice anticiclónico en el sur de la bahía, con un movimiento en sentido de las manecillas del reloj (Fig.3.6.2). Las secciones verticales de las componentes de velocidad indican que la capa en movimiento se encuentra entre 100 y 150 m de profundidad, por lo que la capa más profunda al no presentar gran movimiento, causa baja concentración de oxígeno disuelto, incluso se ha considerado la capa como subanóxica ([Molina-Cruz et al., 2002](#)). La presencia del umbral en Boca Grande no solamente inhibe la entrada del AIP, sino que no permite el intercambio del AStSs que se encuentra en profundidades mayores a 250 m de profundidad, debido a la presencia del umbral en Boca Grande. De acuerdo con los patrones de corrientes geostróficas el agua entra a la bahía en la región cercana a Punta Mechudo y sale en la parte media de Boca Grande, así como en la región de la Isla Roca Partida en esta es más evidente a profundidades mayores a 50 m de profundidad, lo cual está de acuerdo con los resultados de ([Obeso-Nieblas et al., 2007](#)).

4.5. Mecanismos de formación del vórtice ciclónico

La presencia de la estructura ciclónica de mesoescala en la BLP ha sido reportada en diferentes estudios, casi todos coinciden que ésta se localiza en la Cuenca Alfonso que es la región más profunda 420 m y que se localiza en el noroeste de la bahía, frente a Punta Coyote. A este rasgo del patrón de circulación conocido como "vórtice ciclónico" se le ha considerado un carácter semipermanente, debido a que ha sido reportado a finales de primavera (Monreal-Gómez et al., 2001; Coria-Monter et al., 2017), verano (Sánchez-Velasco et al., 2004; Obeso-Nieblas et al., 2007), invierno (García-Mirafuentes, 2010). El mecanismo de formación ha sido muy discutido; pero se pueden resumir en tres, vientos locales, topografía de la cuenca y el intercambio con el GC. En este estudio que se desarrolló a inicios del mes de agosto de 2017, con un campo de vientos predominantes del suroeste con intensidad de $6 m^{-1}$, se observó una circulación baroclínica ciclónica en Cuenca Alfonso que sigue las isobatas, lo cual es concordante con lo reportado por Coria-Monter et al. (2017) para fines de primavera de 2004, con fuerte estratificación que involucraron los efectos del viento local y la topografía del fondo como los factores principales que regulan la posición y la extensión del vórtice ciclónico en Cuenca Alfonso. En ambos estudios el campo del viento local generó una velocidad vertical de ascenso en el centro del vórtice ciclónico en la base de la capa de Ekman; sin embargo, en este estudio durante el crucero los vientos fueron de mayor intensidad, las corrientes geostróficas fueron mayores y la velocidad de ascenso fue del doble de lo encontrado a finales de primavera de 2004.

El Bombeo de Ekman depende del esfuerzo del viento, el cual a su vez es calculado mediante las componentes de la velocidad del viento, por lo que la velocidad vertical del agua en el centro del vórtice ciclónico dependerá de dichas componentes, no solamente de la rapidez del viento, razón por la cual, no obstante que la rapidez del viento sea la misma en diferentes tiempos, la velocidad vertical del agua puede ser diferente.

Conclusiones

-En la BLP en agosto de 2017, el viento dominante sopló del suroeste alcanzando una intensidad de 6 m s^{-1} y con base en el análisis del viento en dos localidades analizadas, el campo de viento es considerado uniforme.

-En verano de 2017 la alta radiación solar y baja intensidad del viento, provocan la estratificación vertical desde la superficie hasta aproximadamente 30 m de profundidad, que se manifiesta principalmente en la temperatura y densidad, debido a que la densidad es dominada por la temperatura.

-El domo observado en la estructura termohalina desde la superficie hasta 150 m de profundidad, centrado en Cuenca Alfonso reveló la presencia de un vórtice ciclónico, en la capa ocupada por Agua del Golfo de California.

- La circulación baroclínica en la bahía fue dominada por un vórtice ciclónico, localizado en la parte norte de la bahía, mientras en la región sur existe una circulación anticiclónica de menor intensidad. Con lo cual se refuerza la teoría del giro ciclónico semipermanente en Cuenca Alfonso en la Bahía de La Paz.

-Las velocidades verticales positivas en el centro del giro ciclónico permite concluir que el viento del suroeste influye en la formación del vórtice ciclónico.

Referencias

- Brown, E., Coiling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., and Wright, J. (1989). Ocean circulation. *The Open University*. VIII, IX, 4, 22
- Castro, R., Mascarenhas, A., Durazo, R., and Collins, C. (2000). Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the gulf of california, méxico. *Cienc. Mar.*, 26(4), 561–583. 44
- CIOH-Pacífico, INOCAR, IMARPE, DHN, OFOP, and SHOA (2015). Protocolo del uso del ctd sea-bird y procesamiento de datos. *CPPS*. 2
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., Salas-de León, D. A., Durán-Campos, E., and Merino-Ibarra, M. (2017). Wind driven nutrient and subsurface chlorophyll-a enhancement in the bay of la paz, gulf of california. *Estuar. Coast. Shelf S.* 196: 290-300. 5, 42, 43, 47
- Cruz-Orozco, R., Martínez-Noriega, C., and Mendoza Maravillas, A. (1996). Batimetría y sedimentos de la bahía de la paz. b.c.s. *Oceanides 11(1)*, 21–27. 42
- Currie, I. G. (2003). Fundamental mechanics of fluids. *Marcel Dekker*. 14
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., and Reyes, S. (1993). The mexican monsoon. *J. Climate* 6, 1665–1677. 42
- Durán-Campos, E., Salas-de León, D. A., Monreal-Gómez, M. A., Aldeco-Ramírez, J., and

- Coria-Monter, E. (2015). Differential zooplankton aggregation due to relative vorticity in asemi-enclosed bay. *Estuar. Coast. Shelf S.* 5
- Fernández-Barajas, M. E., Monreal-Gómez, M. A., and Molina-Cruz, A. (1994). Thermohaline structure and geostrophic flow in the gulf of california, during 1992. *Cienc. Mar.* 20(2), 267–286. 44
- Freyman, R. P., Leighton, R. B., and Sands, M. (1964). The freyman lectures on physics. *Addison-Wesley Publishing Company.* 15
- García-Mirafuentes, S. (2010). Análisis de las características del giro ciclónico de la bahía de la paz. tesis de maestría. *Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.* 86 pp. 5, 46, 47
- Jiménez-Illescas, Á. (1996). Análisis de procesos barotrópicos y baroclínicos en la bahía de la paz, b. c. s. *Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.* 6
- Kondo, J. (1975). Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* 9 (1) 91-112.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A., and Guest, P. (2009). Sst, thermohaline structure, and circulation in the southern gulf of california in june 2004 during the north american monsoon experiment. *J. Geophys. Res.,* 114, C02025, doi:10.1029/2008JC004896. 44, 45
- Martin, A. P. and Richards, K. J. (2001). Mechanisms for vertical nutrient transport within a north atlantic mesoscale eddy. *Deep-Sea Res. II* 48: 757-773. 24
- Mascarenhas, A., Castro, R., Collins, C., and Durazo, R. (2004). Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the gulf of california, mexico. *J. Geophys. Res-Atmos.* 109, C07008, doi:10.1029/2003jc002124. 44

- McGillicuddy, D. J., Andersonand, L. A., Batesand, N. R., Bibby, T., Buesselerand, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P. G., Goldthwait, S. A., Hansell, D. A., Jenkins, W. J., Johnson, R., Kosnyrev, V. K., Ledwell, J. R., Li, Q. P., Siegel, D. A., and Steinberg, D. K. (2007). Eddy-wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton -blooms. *Science* 316: 1021-1026. VIII, 3, 5
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L., and Monreal-Gómez, M. A. (2002). Laminated sediments in the bay of la paz, gulf of california: a depositional cycle regulated by pluvial ux. *Sedimentology*, 49: 1401–1410. 46
- Monreal-Gómez, M. A., Molina-Cruz, A., and Salas-de León, D. A. (2001). Water masses and cyclonic circulation in la paz bay, gulf of california, during june 1998. *J. Marine Syst.* 30: 305-315. 5, 6, 43, 44, 47
- Obeso-Niebla, M., Shirasago, B., Sánchez-Velasco, L., and Gaviño-Rodríguez, J. H. (2004). Hydrographic variability in bahia de la paz, bcs, mexico, during the 1997–1998 el niño. *Deep-Sea Res. II* 51: 689–710. 6, 45
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago-Germán, B., Gaviño-Rodríguez, J., Perez-Lezama, E., Obeso-Huerta, H., and Jiménez-Illescas, Á. (2008). Variabilidad hidrográfica en bahía de la paz, golfo de california, méxico (1995-2005). *Rev. Biol. Mar. Oceanog.* 43(3): 559-567. 6
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago-Germán, B., Gaviño-Rodríguez, J. H., Pérez-Lezama, E. L., Obeso-Huerta, H., and Jiménez-Illescas, Á. R. (2007). Hydrography at the north mouth of la paz bay, baja california sur, mexico. *Cienc. Mar.* 33(3): 281–291. 7, 46, 47
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the gulf of california. *Pac. Sci.* 12(1): 21–45. 42

- Salinas-González, F., Zaytsev, O., and Makarov, V. (2003). Formation of the thermohaline structure of water in the bahía de la paz from summer to autumn. *Cienc. Mar.* 29(1): 51–65. 7
- Sánchez-Velasco, L., Jiménez-Rosenberg, S. P., Shirasago, B., and Obeso-Nieblas, M. (2004). Distribution and abundance of fish larvae in bahia de la paz (gulf of california) and their relation to hydrographic variability during summer (1997–1998). *Deep-Sea Res. II* 51 723–737. 47
- Stewart, R. H. (1997-2000). Introduction to physical oceanography. *Department of Oceanography, Texas A & M University.* VIII, VIII, 2, 14, 17, 19, 20
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua del golfo de california. *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, B. C., México.* 43
- Yopak, R. (2007). Comparing glider observed velocities and geostrophic currents. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences (COAS).* 21