

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Programa de posgrado en ciencias en  
Oceanografía Física**

---

**Circulación costera hacia el polo en el sur de Baja California**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Jonathan Bruno Valle Rodríguez**

Ensenada, Baja California, México  
2016

Tesis defendida por  
**Jonathan Bruno Valle Rodríguez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Armando Trasviña Castro**  
Director del Comité

**Dr. Emilio José Beier**  
Miembro del Comité

**Dr. Timothy Robert Baumgartner McBride**  
Miembro del Comité

**Dr. Gilberto Gaxiola Castro**  
Miembro del Comité



---

**Dr. Francisco Javier Ocampo Torres**  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Jonathan Bruno Valle Rodríguez**, como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

## **Circulación costera hacia el polo en el sur de Baja California**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Armando Trasviña Castro  
Director de tesis

La costa occidental de Baja California Sur presenta una alta variabilidad estacional e interanual de sus procesos hidrofísicos. Durante los meses de febrero a abril se presentan las temperaturas más bajas y predominan las aguas de surgencia, y aguas frías provenientes de la corriente de California advectadas hacia las zonas costeras. Entre los meses de julio y octubre las imágenes satelitales muestran temperaturas altas y se observan aguas cálidas superficiales que avanzan desde el sur del complejo lagunar Bahía Magdalena y se propagan por la zona costera hacia el norte.

Con el fin de entender más de la circulación costera y su variabilidad en Baja California Sur, en particular frente a Bahía Magdalena, se analizaron los datos de hidrografía de 6 cruceros oceanográficos realizados entre el 2011 y 2012, datos de temperatura superficial del mar del GHRSSST y de velocidades geostroficas de AVISO. Usamos un año de datos de un perfilador (febrero del 2011 a febrero de 2012) anclado al sur de Bahía Magdalena para validar 20 años de datos de altimetría costera.

Se observó la presencia de una masa de agua cálida que avanza hacia el polo en los meses de julio a octubre. Comparamos observaciones directas de las velocidades residuales a lo largo de la costa y anomalías de velocidades geostroficas obtenidas de altimetría. Estas resultan en promedios de velocidades de 0.27 m/s en toda la columna de agua y máximos de 0.8 m/s en dirección hacia el polo en los meses de julio a agosto. Los datos de altimetría tienen promedio más bajos de 0.16 m/s y máximos de 0.3 m/s para el mismo periodo.

Finalmente 20 años de altimetría ubicados entre 20 y 40 km de la costa, revelan un flujo estacional hacia el polo entre los meses de julio y octubre.

**Palabras clave: corriente hacia el polo, aguas cálidas, área costera**

Abstract of the thesis presented by **Jonathan Bruno Valle Rodríguez** as a partial requirement to obtain the Master of Sciences in Physical Oceanography.

## **Poleward coastal circulation in southern Baja California**

Abstract approved by:

---

Dr. Armando Trasviña Castro  
Thesis director

The hydrographic processes of the west coast of Baja California have intense seasonal and interannual variability. Lowest temperatures occur from February to April in part due to the upwelling season but also due to cold water advection from the California Current towards coastal areas. The seasonal maximum seen in July to October in the satellite imagery, advances from the south towards Magdalena Bay and continue north along the coast.

To understand more about the coastal circulation, and variability, off the west coast of southern Baja California we analyze hydrography data from 6 oceanographic cruises between 2011 and 2012. We also use sea surface temperature maps (GHRSSST), geostrophic current maps from altimetry (AVISO). A one-year current time series from an acoustic profiler (February 2011 to February 2012) is used to validate 20-years of coastal altimetry data.

We report the presence of a warm water mass that advances poleward in the months of July to October. We compare direct observations of the residual velocities along the coast and anomalies of geostrophic velocities from altimetry. Direct observations result in average poleward speeds of 0.27 m/s throughout the water column and maximum speeds of 0.8 m/s, in the period of July to October. Altimetry underestimates the observed currents; the average is  $0.16 \text{ ms}^{-1}$  and the maximum of  $0.3 \text{ ms}^{-1}$  for the same period.

Twenty years of coastal altimetry data, 20 to 40 km from the coast, reveal a seasonal poleward flow from July and October.

**Keywords:** poleward current, coastal upwelling, coastal oceanography

## Dedicatoria

*A mis padres, hermanos, tíos, sobrinos, a mi novia  
Laura y a todos aquellos que me alentaron en estos  
dos años.*

## Agradecimientos

A mi director de tesis, el Dr. Armando Trasviña Castro, por su paciencia, disposición, por sus acertados comentarios y consejos durante el desarrollo de esta tesis. Admiro su forma de ser, el gran conocimiento que tiene y la forma de hallar soluciones a los problemas, que lo hacen ser una persona muy eficiente. Muchas gracias por todo.

A los miembros de mi comité de tesis: Dr. Emilio Beier, Dr. Gilberto Gaxiola y Dr. Timothy Baumgartner. Agradezco sus comentarios y sugerencias durante el desarrollo de este trabajo y un agradecimiento especial al Dr. Baumgartner por aceptar ser parte de mi comité en momentos previos a la culminación de esta tesis.

A los compañeros durante la maestría con los cuales pasamos momentos agradables y a Juan Pablo con quien me aventure a ir a La Paz y soportamos su cálido clima, sus huracanes y tormentas tropicales.

A los investigadores, técnicos y estudiantes de la Unidad La Paz, entre ellos, Lalo, Alejandro, Daleth, Jorge, David, entre otros.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), así como al Departamento de Oceanografía Física por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por haberme permitido ser parte de esta institución.

A mis grandes amigas Rosmery y Yohana, y aunque Yohana ya no está con nosotros, siempre estarás en nuestra mente y corazón.

A mi novia Laura, que me apoya incondicionalmente, y siempre está brindándome su cariño y amor.

Un agradecimiento especial a mi familia que me apoya y me anima desde lejos, y a todas las personas que de alguna forma contribuyeron al desarrollo de este trabajo.

## Tabla de Contenido

	Página
Resumen en español. ....	ii
Resumen en inglés. ....	iii
Dedicatoria. ....	iv
Agradecimientos. ....	v
Lista de figuras. ....	viii
Lista de tablas. ....	x
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1 Características generales. ....	1
1.2 Antecedentes. ....	2
1.3 Objetivos. ....	4
<b>Capítulo 2. Datos y métodos</b>	
2.1 Datos. ....	5
2.1.1 Cruceros Oceanográficos. ....	5
2.1.2 Datos de perfilador acústico Doppler (ADP). ....	7
2.1.3 Sensores remotos: temperatura y corrientes geostróficas. ....	7
2.1.4 Sensores remotos: datos de altimetría costera. ....	8
2.2 Metodología. ....	11
2.2.1 Organización de datos de crucero. ....	11
2.2.2 Superficie y volumen regular. ....	13
2.2.3 Capa isotérmica, capa de mezcla y contenido de calor. ....	15

2.2.4	Corrientes obtenidas de ADP. . . . .	17
2.2.5	Sensores remotos: Temperatura superficial. . . . .	19
2.2.6	Sensores remotos: corriente geostrófica de altimetría satelital. . . . .	19

### **Capítulo 3. Resultados**

3.1	Masas de agua en Bahía Magdalena – Almejas. . . . .	24
3.2	Superficies y secciones de cruceros. . . . .	26
3.2.1	Campos Superficiales. . . . .	26
3.2.2	Secciones verticales. . . . .	29
3.3	Corrientes de ADP. . . . .	33
3.4	Velocidad geostrófica de altimetría. . . . .	35
3.5	Corrientes de ADP y de altimetría . . . . .	39
3.6	Serie de tiempo de altimetría. . . . .	41

### **Capítulo 4. Análisis y discusión**

4.1	Circulación en gran escala. . . . .	45
4.2	Capa de mezcla y contenido de calor. . . . .	48

### **Capítulo 5. Conclusiones**

5	Conclusiones. . . . .	56
---	-----------------------	----

	<b>Lista de referencias bibliográficas</b>	59
--	--	----

### **Anexo**

A.	Conservación de calor. . . . .	64
----	--------------------------------	----

## Lista de figuras

Figura	Página	
1	Esquema de la circulación superficial y la interacción de las masas de agua. Obtenido de R. Durazo, 2015. . . . .	1
2	Ubicación de las estaciones realizadas durante cada uno de los 6 cruceros frente a BMA (círculos azules), la batimetría (obtenida de GEBCO, con resolución de arco de 30 segundos) en metros y la estrella corresponde a la posición del ADP anclado. . . . .	6
3	Principios de la altimetría de radar, extraído de Vignudelli et al., 2011. . . . .	9
4	Malla regular común a todos los cruceros, los círculos azules corresponden a las estaciones (de referencia el crucero de abril de 2012). Los puntos negros están separados 4Km uniformemente en ambas direcciones (DC, DLC). Las líneas discontinuas roja y verde serán utilizadas para definir secciones verticales a través y a lo largo de la zona de estudio en todos los cruceros. . . . .	13
5	Posiciones del track 169 de altimetría (puntos azules), la posición del ADP se encuentra en el origen de U y V. Valc y Vtlc son componentes del sistema rotado paralelo al track. . . . .	22
6	Clasificación de masas de agua, TSW (tropical superficial), SAW (Subártica), StSsW (Subtropical Subsuperficial), StSW (Subtropical Superficial), GCW (Agua de la corriente del Golfo). . . . .	25
7	Distribución superficial de temperatura (°C) y salinidad (g/Kg) a 5 m de profundidad para los cruceros de Bahía Magdalena – Almejas (BMA). . . . .	28
8	Distribución de temperatura y salinidad en la sección transversal a la costa. . . . .	31
9	Distribución de temperatura y salinidad en la sección a lo largo de la costa. . . . .	33
10	Componente de la velocidad residual del ADP en sentido a lo largo de la costa durante febrero de 2011 a febrero de 2012. Las cruces corresponden a las fechas de los cruceros frente a Bahía Magdalena y la línea negra representa la profundidad de la capa de Ekman, esta es ~62 m. . . . .	35
11	Derecha, anomalía de velocidad geostrófica de altimetría (m/s) para el track 169. Izquierda, nivel del mar para el mismo periodo. Las líneas punteadas corresponden a las fechas de los cruceros en Bahía Magdalena – Almejas. . . . .	37
12	Igual a la figura 11 pero con mayor extensión desde la costa. . . . .	38

Figura	Página
13 Comparación entre la serie de velocidad residual de los datos de ADP (a 12.5 m de profundidad) y de anomalía de corriente geostrófica de altimetría costera. Las cruces rojas son los valores obtenidos por ADP y los círculos azules corresponden a la suma de las componentes anómalas de velocidad de altimetría y Ekman. . . . .	40
14 Diagrama de dispersión entre las velocidades de ADP y altimetría más Ekman. . . . .	41
15 Serie de velocidad de altimetría (m/s) desde 1993 hasta 2012 a 32 km de la costa. Los puntos rojos representan los valores de velocidad hacia el polo, los azules hacia el ecuador. Las líneas punteadas corresponden al primero de julio de cada año. . . . .	42
16 Serie de temperatura (línea naranja, de GHRSSST) acopladas a las velocidades anómalas geostróficas obtenidas de altimetría para los años de 2003 a 2012. . . . .	44
17 Mapas de temperatura y corrientes superficiales en Baja California Sur, los valores en la región delimitada por el rectángulo corresponden a los cruceros en Bahía Magdalena – Almejas. . . . .	46
18 Temperatura y corrientes geostróficas superficiales en el mes de agosto. . . . .	47
19 Profundidad de la capa de mezcla para los cruceros de BMA. . . . .	49
20 Contenido de calor para los cruceros de BMA. . . . .	51
21 SW es flujo de calor por radiación de onda corta (solar), LW es flujo de calor por onda larga, Lat es flujo de calor latente, Sen es flujo de calor sensible y Q' es la resultante de los 4 flujos mencionados. . . . .	54
22 Esquema de la circulación por balance de fuerzas. Fgp es la fuerza del gradiente de presión por unidad de masa (flecha negra), Fc es la fuerza de Coriolis (flecha celeste) y Vg es la velocidad geostrófica resultante (flecha verde); el contorno rojo corresponde a la masa de agua cálida, p1 y p2 representa la presión al interior de la masa de agua cálida y fuera de ella respectivamente. . . . .	58
A1 Almacenamiento de calor, distribución de 100 unidades de radiación de onda corta proveniente del sol a la atmosfera de la Tierra y la superficie del mar. Qs corresponde a radiación solar, Qb es el calor perdido por radiación de onda larga, Qh es calor sensible y Qe calor latente. (Tomado de Talley et al., 2011). . . . .	65

## Lista de Tablas

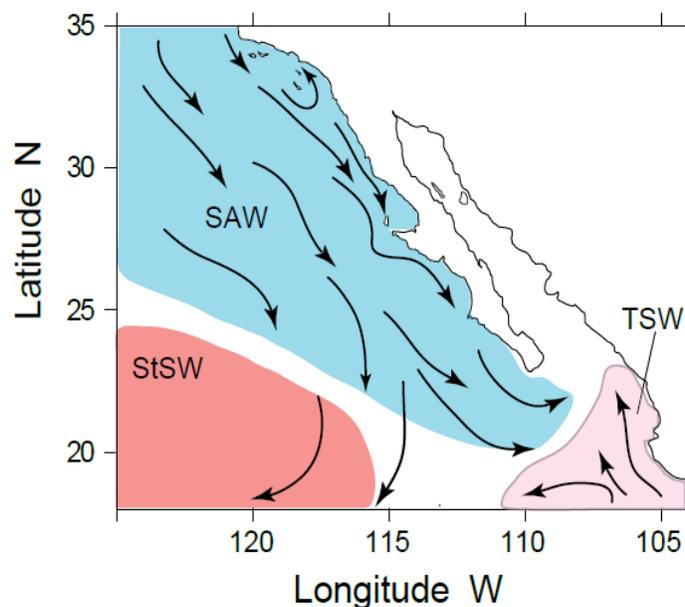
Tabla		Página
1	Clasificación de masas de agua en la región. . . . .	2
2	Misiones de satélites y periodos de actividad. . . . .	10
3	Descripción de variables en los tracks. . . . .	11
4	Criterio de $\Delta T$ para cada estación del año, los valores con asterisco son los utilizados en este estudio. . . . .	16
5	Cambios del contenido de calor entre los cruceros de BMA. . . . .	52
A1	Descripción de variables y constantes en los flujos de calor. . . . .	67

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1 Características generales

En la península de Baja California la circulación general es dominada por un sistema de frontera oriental. Este es el Sistema de la Corriente de California (SCC), que Hickey (1979) define como la región de un fuerte flujo hacia el sur. Su expresión superficial es la Corriente de California (CC), encargada de transportar aguas subárticas (SAW, por sus siglas en inglés) en la costa occidental de la península de Baja California donde se junta con aguas cálidas como la tropical superficial (TSW, por sus siglas en inglés) y la subtropical superficial (StSW, por sus siglas en inglés) que proviene del sur y suroeste de la península (Hickey 1998, Lynn y Simpson 1987), figura 1. Por debajo de la superficie (~100 m) encontramos una mezcla de dos masas de agua (Fiedler y Talley, 2006), la StSW que es subducida por debajo de la termoclina al norte de los 20°N formando un máximo de salinidad subsuperficial y se reúne con las aguas subtropicales subsuperficiales (StSsW, por sus siglas en inglés, Wyrтки, 1966) o también llamadas subtropicales submarinas (STUW, por sus siglas en inglés, O'Connor, Fine, Maillet, Olson, 2002) provenientes del Pacífico Sur. Los rangos de temperatura y salinidad para las masas de agua presentes en la región se pueden apreciar en la tabla 1.



**Figura 1:** Esquema de la circulación superficial y la interacción de las masas de agua. Obtenido de R. Durazo, 2015.

La dinámica del SCC ha sido estudiada desde 1950 hasta 1978, a través del programa CalCOFI (siglas en inglés para Investigaciones Cooperativas Oceánicas Pesqueras de California, Scripps-NOAA entre otros, EE. UU.) y desde 1997 hasta la fecha actual por el programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California, CICESE-UABC-CICIMAR-CETMAR entre otros, México).

**Tabla 1. Clasificación de masas de agua de la región**

<b>Masa de agua</b>	<b>Abreviación (siglas en inglés)</b>	<b>T (C°)</b>	<b>S</b>
Agua Subártica (Durazo y Baumgartner, 2002)	SAW	$8 \leq T \leq 21$	$\leq 34$
Agua Subtropical Subsuperficial (Wyrтки, 1967)	StSsW o STUW	$12 \leq T \leq 20$	$34.6 \leq S < 35.4$
Agua Subtropical Superficial (Durazo y Baumgartner, 2002)	StSW	$20 \leq T \leq 28$	$34.4 \leq S < 35$
Agua Tropical Superficial (Lavín et al., 2009)	TSW	$18 \leq T$	$< 34.9$
Agua del Golfo de California (Lavín et al., 2009)	GCW	$12 \leq T$	$> 34.9$

## 1.2 Antecedentes

En el trabajo realizado por Durazo y Baumgartner (2002), se reporta un flujo costero cerca de la superficie y dirigido hacia el polo en el extremo sur de la Península de Baja California. Lo encuentran al sur de Punta Eugenia, y se intensifica durante los eventos de El Niño. Este flujo hacia el polo fue dominante en octubre de 1997 y en enero de 1998, siendo detectado como un jet costero y por encima de los 100 m de profundidad al norte de Punta Eugenia; estos autores reportan que el agua en el núcleo de este jet

costero tiene características transicionales entre las aguas tropicales y subtropicales a la que se hace referencia Fiedler y Talley (2006).

En el año 2014, Zaitsev, Trasviña-Castro, Linero-Cueto, Gaxiola-Castro, Cepeda-Morales, muestran las condiciones oceanográficas frente al complejo Bahía Magdalena – Almejas, obtenidas de 6 cruceros realizados entre el 2011 y 2012. En los cruceros de julio y octubre de 2011 se aprecia un flujo de agua cálida dirigida hacia el polo y proveniente del sur de la península. Durante octubre la masa de agua cálida ocupa toda la región muestreada. En los siguientes cruceros de febrero y abril de 2012 se observa el ingreso de aguas de tipo subárticas sobre la región fluyendo hacia el sur.

La variabilidad de una zona puede estudiarse no sólo con datos obtenidos de cruceros oceanográficos, a ellos ahora se le suma la capacidad de añadir información a través de sensores remotos, en particular de la altimetría satelital, el cual en principio ha sido usada para estudios de gran escala. Por ejemplo, Strub y James (2002), describieron la circulación del Pacífico Noreste analizando datos de altimetría durante El Niño 97 – 98. Ellos encontraron un fuerte flujo residual hacia el polo durante julio-agosto al sur de la península de Baja California. Este flujo residual avanza frente a la costa occidental de Baja California (de sur a norte) en septiembre-octubre, y se extiende alrededor del Golfo de Alaska en noviembre-diciembre, mientras se debilita en México. Estas señales estacionales progresivas hacia el polo las obtienen sincronizando los máximos anuales de la altura superficial del mar en locaciones de 50 -100 km fuera de la costa, como una función de la latitud, reconstruidos de los armónicos anual y semianual.

En años recientes el reprocesamiento de los datos de altimetría a lo largo de la trayectoria satelital ha tenido como resultado una mejora en la calidad de los datos dentro del océano costero (por ejemplo, Vignudeli, et al. 2005; Roblou, Lyard, Le Henaff, Maraldi, 2007), extendiendo los datos válidos hacia los primeros 50 km cerca de la costa.

Además de la altimetría satelital, los sensores remotos han sido utilizados para obtener valores de temperatura superficial del mar, datos de vientos, y en años recientes se pueden obtener valores de salinidad superficial, entre otras variables. González-Rodríguez, Trasviña-Castro, Gaxiola-Castro, Zamudio, y Cervantes-Duarte (2012),

utilizan datos de QuikScat para vientos y de altimetría para las corrientes así como datos de clorofila, para estimar una variabilidad de la productividad primaria, en el Golfo de Ulloa durante el periodo 2003 – 2007. Al realizar un promedio mensual durante estos años, encuentran que en junio comienza un periodo de relajación del afloramiento debido a que el agua es menos fría, y al mismo tiempo presencian una masa de agua costera cálida al sur del Golfo de Ulloa ( $\sim 21^{\circ}\text{C}$ ). De julio a agosto la masa de agua cálida avanza hacia el polo hasta la mitad del Golfo ( $26.5^{\circ}\text{N}$ ). En todos los setiembrs, una corriente costera cálida hacia el polo entra al Golfo de Ulloa desde el sur, y durante noviembre esta corriente ya ocupa la mitad sur del golfo. En diciembre la circulación persiste, excepto que la temperatura superficial comienza a decrecer. Durante estos meses de verano, la corriente hacia el polo de características tropicales inhibe la productividad generando los valores más bajos de Producción Primaria Neta (NPP).

### **1.3 Objetivos**

El objetivo general es:

Caracterizar la corriente superficial hacia el polo, comprender los mecanismos que la generan y describir su variabilidad estacional e interanual en el sur de Baja California

Los objetivos particulares son:

- Describir la corriente dirigida hacia el polo, usando datos de 6 cruceros hidrográficos de la malla costera de Bahía Magdalena.
- Comparar las corrientes residuales obtenidas del ADP anclado al sur de BMA y la obtenida de altimetría costera.
- Determinar la variabilidad estacional e interanual de la serie de tiempo de altimetría
- Explicar los mecanismos responsables por la generación de la circulación hacia el polo

## Capítulo 2. Datos y métodos

---

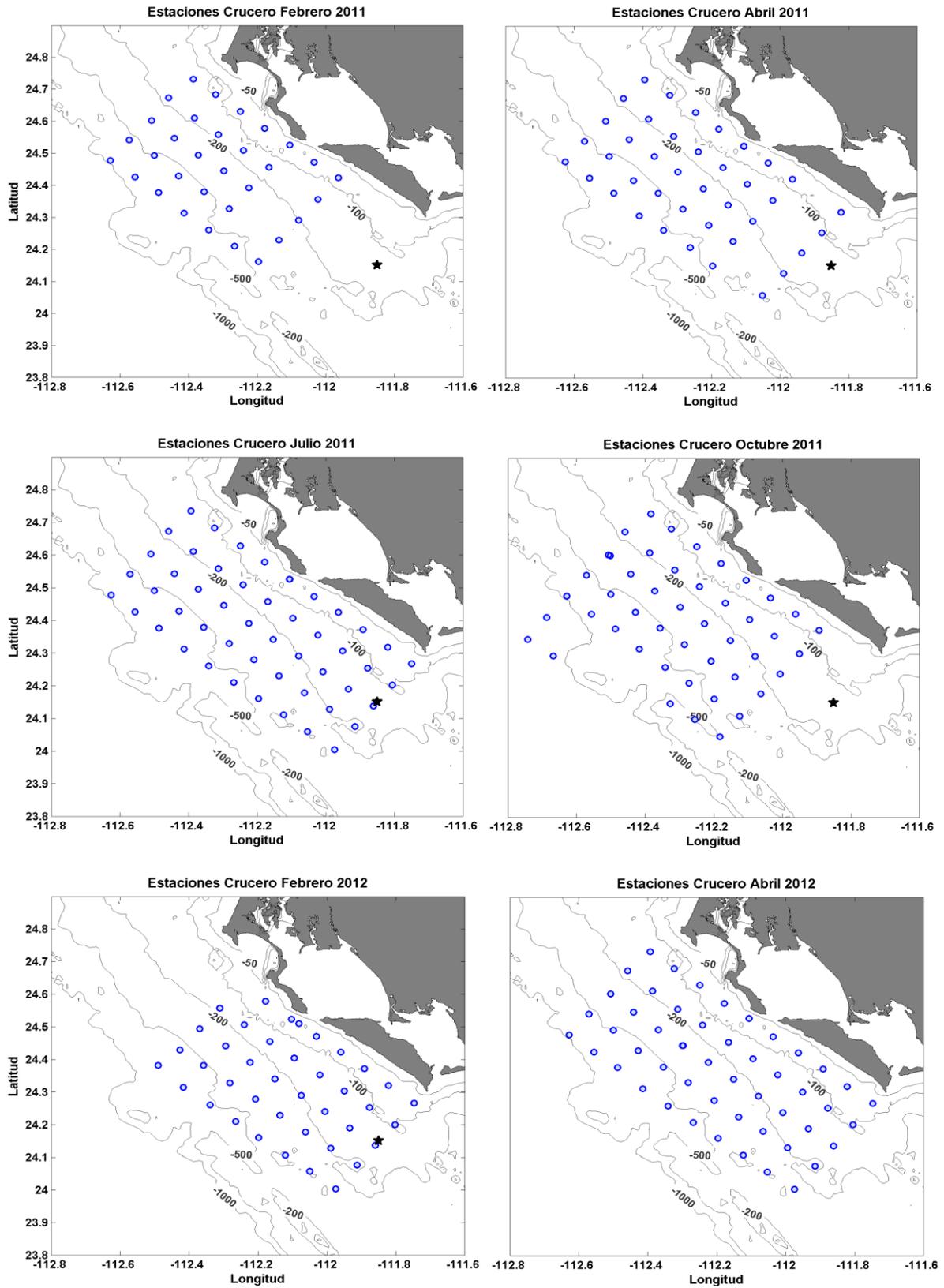
### 2.1 Datos

En el desarrollo de este estudio se utilizaron datos de sensores remotos (altimetría costera, temperatura superficial, mallas de altimetría de AVISO), datos de cruceros realizados frente a Bahía Magdalena – Almejas (perfiles de temperatura y salinidad) y series de tiempo de un perfilador de corrientes. Cada uno de ellos será descrito a continuación.

#### 2.1.1 Cruceros Oceanográficos

Se realizaron 6 cruceros frente a Bahía Magdalena – Almejas (BMA) a bordo del B/O Francisco Ulloa del CICESE; 4 de ellos durante el 2011 (9-13 de febrero, 13-16 de abril, 4-8 de julio y 25-29 de octubre), y los otros 2 en el 2012 (16-18 de febrero, 18-21 de abril), figura 2. En estos cruceros se hicieron mediciones de temperatura, conductividad y profundidad con un CTD SeaBird-9, con una frecuencia de muestreo de 24 Hz. La distancia entre estaciones es ~9 km y la profundidad de medición varió desde algunas decenas de metros en estaciones cercanas a la costa, hasta un máximo de 500 m en las estaciones más alejadas. Con este CTD se obtuvieron los perfiles de temperatura y salinidad utilizadas posteriormente.

Además de los perfiles de CTD, se utilizarán algunas secciones obtenidas con un CTD ondulante (CTDo), el cual consta de un CTD FSI MCTD 3", adaptado a un vehículo ondulante. En el año 1996, Filonov, Monzón y Tereshchenko publicaron el diseño de un vehículo barato, sencillo y útil, el cual posee aletas de sustentación que lo mantiene cerca de la superficie mientras es arrastrado por el buque; más detalles acerca de la instrumentación y la metodología usadas en el CTDo así como en el post-procesamiento de datos puede encontrarse en Filonov *et al.*, 1996; Trasviña, A. 1999.



**Figura 2:** Ubicación de las estaciones realizadas durante cada uno de los 6 cruceros frente a BMA (círculos azules), la batimetría (obtenida de GEBCO, con resolución de arco de 30 segundos) en metros y la estrella corresponde a la posición del ADP anclado.

### 2.1.2 Datos de perfilador acústico Doppler (ADP)

Durante el crucero de febrero del 2011 se instaló un ADP marca SonTek, de frecuencia acústica de 250 KHz, con resolución de velocidad de  $0.1 \text{ cm s}^{-1}$  y precisión de velocidad de  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$ . Este ADP fue anclado al sur de Bahía Magdalena – Almejas (latitud: 24.15, longitud: -111.85, Fig. 2, crucero febrero 2011), aproximadamente a 80 m de profundidad e iniciando sus mediciones el 9 de febrero del 2011 y concluyéndolas el 17 de febrero del 2012. Durante el 7 de julio del 2011 el ADP fue retirado del mar, se le extrajeron los datos correspondientes hasta la fecha y se le dio un mantenimiento al equipo, luego de unas horas fue anclado nuevamente.

El ADP fue programado para medir datos corrientes cada 30 minutos en las direcciones u, v y w, siendo estas positivas hacia el este, norte y arriba respectivamente; y en celdas espaciadas cada 5 metros.

### 2.1.3 Sensores remotos: temperatura y corriente geostróficas

Los datos de temperatura en superficie son tomadas del GHR SST (The Group for High Resolution Sea Surface Temperature, <https://www.ghrsst.org>), estos datos son generados de datos de SST de varios satélites usando una interpolación óptima con wavelets como funciones base. La versión de estos datos corresponde a ultra alta resolución de multiescala (MUR, por sus siglas en inglés), se encuentran mallados y libres de huecos, pertenecen a los productos de nivel 4 (L4), de alta resolución espacial y sin cobertura nubosa. Estos datos son producidos por el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL, por sus siglas en inglés) de la NASA y se encuentran disponibles para la fecha del 1 de junio de 2002 hasta la actualidad y pueden ser obtenidos del siguiente enlace: <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/ghrsst/data/L4/GLOB/JPL/MUR>.

Los datos utilizados son diarios y el periodo comprendido es similar al de los cruceros en BMA, la resolución espacial es de  $1 \text{ km}^2 (1 \text{ km} \times 1 \text{ km})$  y la precisión es menor a  $0.4 \text{ K}$ .

Los datos de corrientes geostróficas en superficie son tomados de los productos de SSALTO/Duacs distribuidos por la agencia de Archivado, Validación e Interpretación de datos de Oceanografía Satelital (AVISO, por sus siglas en inglés), obtenidos en:

<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global.html>.

Las velocidades geostróficas se obtienen de los gradientes horizontales de la topografía dinámica absoluta y establecidas en mallas regulares (mallado en proyección Mercator), con una resolución espacial de  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ , una precisión de  $\pm(1 - 2) \text{ cm}$  y una exactitud de  $\pm(2 - 5) \text{ cm}$ . Además son obtenidas en tiempo diferido, estos son más precisos debido a procesamientos previos antes de su disponibilidad e incluyen una combinación de datos de varios satélites (Saral/Altika, Jason-1, Jason-2, entre otros) la cual mejora la calidad de los productos. La resolución temporal varía de 10 a 35 días dependiendo de la misión satelital, y aunque sean en tiempo diferido, los valores son interpolados para obtener productos diarios. En esta tesis se usarán los períodos correspondientes a los cruceros.

#### **2.1.4 Sensores remotos: datos de altimetría costera**

La altimetría de radar mide la distancia entre el satélite y la superficie del océano, transmite pulsos de radar y recibe el eco producido en la superficie, hielo, tierra, lagos, etc.

Las mediciones a lo largo del trayecto (along-track, en inglés) de 1 Hz son promediadas sobre 7 km, que corresponde a un segundo de vuelo del satélite en órbita, y la distancia entre tracks varía entre 40-300 km dependiendo del periodo de repetición del satélite; la resolución temporal para los satélites de la tabla 2 son ~10 días (Vignudelli, Kostianoy, Cipollini, Benveniste, 2011).

Sobre el océano, se puede medir la altura dinámica del mar ( $h_d$ ), figura 3, este cálculo se realiza siguiendo la ecuación 1 (Vignudelli *et al.*, 2011):

$$h_d = H - h - h_g \quad (1)$$

Donde  $H$  es la altura de la órbita del satélite,  $h_g$  la altura sobre el geoide, ambos valores son con respecto al elipsoide de referencia y son valores conocidos;  $h$  es obtenido de la medición del altímetro, y  $h_d$  es la diferencia de los valores anteriores.

Los datos de altimetría costera son los de CTOH (Center for Topography studies of the Ocean and Hydrosphere), LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Toulouse, Francia). CTOH procesa los datos de las misiones de altimetría en sucesivos reemplazos de satélites: Topex/Poseidon (TP); Jason-1 (J1); y Jason-2 (J2), en la tabla 2 se muestra el periodo de actividad de estas misiones. Los datos contenidos en cada track de altimetría son descritas en la tabla 3. Los datos de altimetría costera pueden descargarse del siguiente enlace: <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products>.

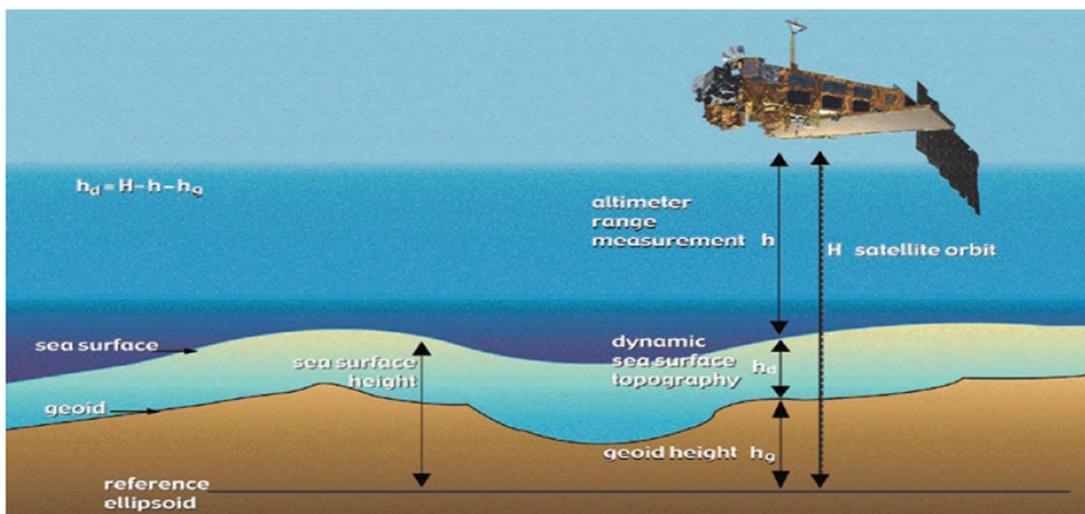


Figura 3: Principios de la altimetría de radar, extraído de Vignudelli *et al.*, 2011.

CTOH calcula una altura superficial del mar (SSH: acrónimo inglés, Sea Surface Height) adaptado costeramente para los tracks cercanos a tierra en cada ciclo y también la superficie media del mar (MSSH) en cada punto del track. La diferencia entre la SSH y la MSSH, forma la anomalía de nivel del mar (SLA: Sea Level Anomaly).

En este trabajo se utiliza la anomalía de nivel del mar (SLA, por sus siglas en ingles) de altimetría costera, generado de una herramienta de post-procesamiento denominada X-Track (Roblou *et al.* 2007; Roblou *et al.*, 2011) desarrollado por el Centro de Topografía del Océano y la Hidrosfera (CTOH). El SLA X-track está sujeto a las siguientes correcciones:

$$SLA = SLA0 - DAC - TIDES \quad (2)$$

Donde SLA0 es la anomalía de nivel del mar transversal al trayecto sin aplicar las correcciones geofísicas. La corrección dinámica atmosférica (DAC: Dynamic Atmospheric Correction) es computada de la combinación de las elevaciones de alta frecuencia obtenidas del modelo Mog2D/T-UGOm (Carrère L., Lyard F., 2003) y de las elevaciones de baja frecuencia de la ley del barómetro invertido usando los productos de presión atmosférica de la ECMWF. Las correcciones de marea (TIDES) están basadas en los modelos FES2012 (Carrère L., Lyard F., Cancet M., Roblou L., Guillot A., 2012) y GOT4.7 (Ray, 1999; 2008). El modelo global FES2012 presenta mejoras en las componentes astronómicas M2 (semidiurna) y K1 (diurna) en regiones costeras y de plataforma debido a su fina resolución de  $1/16^\circ$  además de tener una batimetría más exacta.

Los datos de altimetría usados fueron desarrollados, validados y distribuidos por CTOH/LEGOS, Francia. Los datos en este estudio van desde enero de 1993 hasta junio de 2013.

**Tabla 2: Misiones de satélites y periodos de actividad.**

<b>Misión</b>	<b>Inicio (dd/mm/yyyy)</b>	<b>Fin (dd/mm/yyyy)</b>
<b>Topex/Poseidon (T/P)</b>	02/11/1992	12/08/2002
<b>Jason-1 (J1)</b>	16/01/2002	/02/2012
<b>Jason-2 (J2)</b>	13/07/2008	En actividad

**Tabla 3: Descripción de variables en los tracks**

<b>Variable</b>	<b>Descripción</b>
lat, lon	Latitud y longitud de cada punto del track
mssh	Altura superficial promedio del mar a lo largo del track
cicles	Numero de ciclos (1 ciclo cada 10 días)
point	Número de puntos del track
time	Tiempo de cada punto del track (dd-mm-yy hh-mm-ss)
sla	Anomalía del nivel del mar de cada punto del track
tide	Corrección de marea obtenida de Global FES 12, para cada punto de track; unidades en metros
dac	Corrección global de la dinámica atmosférica del modelo MOG2D-G, para cada punto de track; unidades en metros
dist_to_coast	Distancia a la costa más cercana

## 2.2 Metodología

La estrategia del estudio consiste en describir primero los detalles del procesamiento de datos *in situ* de las campañas observacionales en Bahía Magdalena-Almejas y de los datos de ADP anclados en esa misma zona. Posteriormente se describirá la información de sensores remotos, en particular los datos de temperatura superficial del mar y de altimetría satelital.

### 2.2.1 Organización de datos de cruceo

Se utilizó los datos de CTD de las estaciones de los 6 cruceros mostradas en la figura 2, tratadas previamente con el software del fabricante del CTD, el cual lee los archivos en el formato hexadecimal (.hex) y los transforma a archivos de fácil lectura (.dat, .cnv).

El procesamiento de los datos de CTD para obtener perfiles de salinidad corregidos se hizo mediante un programa en Matlab del grupo de Oceanografía Tropical (CICESE- Unidad La Paz).

Luego utilizamos una herramienta escrita en lenguaje Matlab (grafdat; Cosío, Trasviña, 2000), para visualizar de datos de CTD. Además de poder graficar las variables y de realizar algunos cálculos sencillos, esto permite guardar un sub-conjunto de datos en matrices (archivo en formato .mat). Todos nuestros datos de cruceros fueron establecidos en matrices regulares verticalmente. Aunque las estaciones más alejadas de la costa tienen mediciones hasta los 500m de profundidad, en este estudio sólo se utilizaron valores desde la superficie hasta los 200m, debido a que el interés de este estudio se concentra en el océano superficial. Las variables que se utilizan son temperatura ( $T$ ), presión ( $P$ ), salinidad ( $S$ ) obtenida de la conductividad, también los valores de latitud y longitud de cada estación.

Con los datos de los 6 cruceros en BMA se procedió a determinar las masas de agua existentes en la zona durante el periodo de los cruceros (fig. 6) y para ello se usó la clasificación hecha en la Tabla 1. Los diagramas T-S (figura 6) han sido realizados bajo la nueva definición de la ecuación de estado del agua de mar TEOS-10 (Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010, IOC, SCOR and IAPSO).

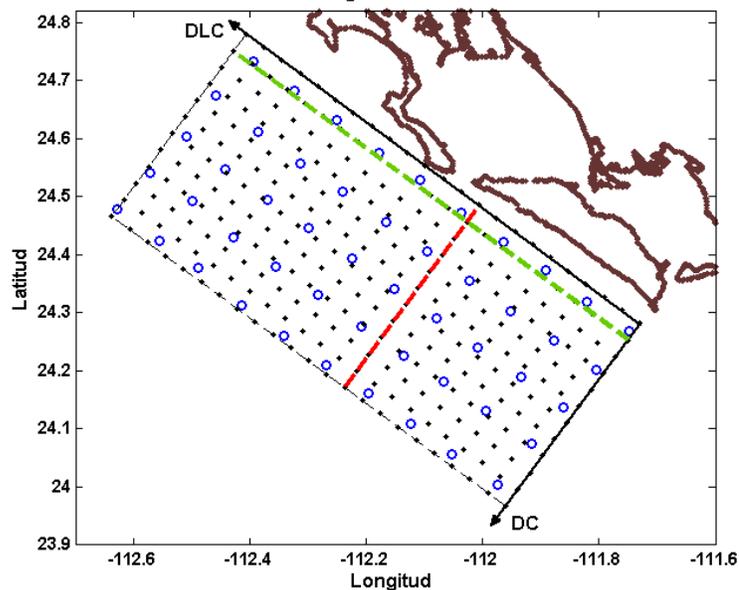
Las variables manejadas por TEOS-10 son temperatura conservativa ( $\Theta$ ) y salinidad absoluta ( $S_A$ ), en  $^{\circ}\text{C}$  y  $g\text{ Kg}^{-1}$ , respectivamente. Esta nueva definición incluye la influencia de la variación espacial de la composición del agua de mar; la temperatura conservativa representa exactamente el contenido de calor por unidad de masa de agua de mar y debe ser usado en lugar de la temperatura potencial ( $\theta$ ), mientras que la salinidad absoluta es necesaria para evaluar las propiedades termodinámicas del agua de mar.

Aunque se utilice esta nueva definición, el cambio en los valores de temperatura y salinidad muestran una variación superficial del orden de  $10^{-1}$  a  $10^{-3}$ ; mientras que las mayores variaciones se registran por debajo de los 500 m., llegando a una diferencia máxima de  $\theta - \Theta = -1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  pero siendo típico un cambio no mayor de  $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  (IOC, SCOR and IAPSO, 2010).

## 2.2.2 Superficie y volumen regular

A partir de los datos de cruceo obtenidos de la sección anterior (T, P, S, guardados en matrices), se procedió a construir un arreglo regular (mallado) de datos común a todos los cruceros. Las estaciones mostradas en la figura 2 no se encuentran espaciadas regularmente. Para formar una malla con ellos, serán interpoladas de manera que obtengamos una superficie regular (Fig. 4).

Cada punto de esta superficie regular presenta valores de temperatura, salinidad y presión. Estos nuevos valores estarán dados en un nuevo sistema de referencia, distancia a la costa (DC) y distancia a lo largo de la costa (DLC) (figura 4). Se escogió el método de interpolación objetiva de Barnes (Koch, Desjardins, and Kocin, 1983; Barnes, 1964). Se utilizó el lenguaje de programación Gri (Kelley, 2007), este lenguaje de programación tiene implementado varios métodos de interpolación, siendo el mejor de ellos el ‘método de Barnes’ porque su función de suavizado tiene escala espacial variable, lo cual permite adecuar la interpolación a regiones con escalas anisotrópicas.



**Figura 4:** Malla regular común a todos los cruceros, los círculos azules corresponden a las estaciones (de referencia el crucero de abril de 2012). Los puntos negros están separados 4km uniformemente en ambas direcciones (DC, DLC). Las líneas discontinuas roja y verde serán utilizadas para definir secciones verticales a través y a lo largo de la zona de estudio en todos los cruceros.

El algoritmo de este método es el siguiente:

- El campo mallado es estimado iterativamente. Las iteraciones sucesivas conservan características de gran escala de iteraciones previas, mientras que añade detalles a escalas más pequeñas.
- El primer estimado del campo mallado  $G_{ij}^{(0)}$  (el número dentro del paréntesis indica el orden de iteración) es dado por una suma pesada de los datos de entrada (Ec. 3).

$$G_{ij}^{(0)} = \frac{\sum_1^{n_k} W_{ijk}^{(0)} z_k}{\sum_1^{n_k} W_{ijk}^{(0)}} \quad (3)$$

Donde  $z$  son los datos de entrada y el subíndice  $k$  corresponde al  $k$ -ésimo valor de  $z$ .

- Los pesos  $W_{ijk}^{(0)}$  son definidos en términos de una función gaussiana que decae con la distancia de las observaciones a los puntos de malla (Ec. 4).

$$W_{ijk}^{(0)} = \exp \left[ -\frac{(x_k - X_i)^2}{L_x^2} - \frac{(y_k - Y_j)^2}{L_y^2} \right] \quad (4)$$

Donde  $(x_k - X_i)^2$  es la distancia entre los datos  $z = f_k^{(0)}(x_k, y_k)$  y los puntos de malla  $(i, j)$ ;  $L_x, L_y$  son las longitudes que definen la escala más pequeña  $(x, y)$  sobre el cual el campo mallado tiene variaciones significantes.

- La segunda estimación del campo mallado es dado por la Ec. 5:

$$G_{ij}^{(1)} = G_{ij}^{(0)} + \frac{\sum_1^{n_k} W_{ijk}^{(1)} (f_k - f_k^{(0)})}{\sum_1^{n_k} W_{ijk}^{(1)}} \quad (5)$$

Donde los pesos  $W_{ijk}^{(1)}$  son definidos de manera similar a  $W_{ijk}^{(0)}$ , excepto que  $L_x, L_y$  son reemplazados por  $\gamma^{1/2} L_x, \gamma^{1/2} L_y$ . El parámetro no dimensional  $\gamma (0 < \gamma < 1)$  controla el grado en el que se mejora la segunda iteración. Koch *et al.* 1983, sugieren que sólo dos iteraciones a través de los datos son requeridos para lograr la resolución deseada; de esta manera el campo mallado queda en función de 3 parámetros ( $L_x, L_y, \gamma$ ).

En este estudio se usará los valores por defecto del lenguaje de programación Gri ( $\gamma = 0.5$ ) y 2 iteraciones. El volumen regular es obtenido al juntar las superficies regulares para cada metro, desde superficie (1m) hasta los 200 m.

### 2.2.3 Capa isotérmica, capa de mezcla y contenido de calor

La capa isotérmica y la capa de mezcla son definidas como regiones homogéneas debajo de la superficie oceánica en donde existen pequeñas variaciones en temperatura y densidad con la profundidad. Estas regiones deben su existencia a la mezcla turbulenta generada de la entrada de energía por acción del esfuerzo del viento, y flujos de calor en la superficie oceánica. La importancia de la capa de mezcla se debe a que el espesor de esta capa determina el volumen o masa sobre el cual el flujo neto de calor superficial llega a ser distribuido (Chen, Busalacchi, and Rothstein, 1994).

La profundidad de la capa isotérmica (ILD) es definida como la profundidad en la cual la temperatura *in situ* ha disminuido en  $(SST - \Delta T)$ , para alguna diferencia de temperatura escogida  $\Delta T$ ; mientras que la profundidad de la capa de mezcla es calculada como el incremento de la densidad *in situ* por un factor  $\Delta\sigma_t$  de un valor en superficie. Se utilizó la metodología usada por Kara, Rochford and Hurlburt (2000), para obtener la ILD y la MLD y para los criterios de temperatura ( $\Delta T$ ) se usaron los valores que proponen estos autores y resumidas en la Tabla 4. La MLD fue determinada similarmente que la ILD pero el criterio de densidad ( $\Delta\sigma_t$ ) se estableció de la siguiente forma:

$$\Delta\sigma_t = \sigma_t(T + \Delta T, S, P) - \sigma_t(T, S, P) \quad (6)$$

Donde  $\sigma_t$  es obtenida de la ecuación de estado,  $T$  es la temperatura,  $S$  es la salinidad y  $P$  la presión con referencia a una presión a 0 dbar.

**Tabla 4: criterio de  $\Delta T$  para cada estación del año, los valores con asterisco son los utilizados en este estudio.**

Estación (meses)	Criterio $\Delta T$
Invierno (enero, febrero, marzo)	0.8*, 1.0
Primavera (abril, mayo, junio)	0.5*, 0.8
Verano (julio, agosto, setiembre)	0.2, 0.5*
Otoño (octubre, noviembre, diciembre)	0.8*

El contenido de calor es calculado según la Ec. 7 (Dijkstra, 2008)

$$H_c = \rho_0 C_p \int_{-H_f}^0 T dz \quad (7)$$

Donde  $H_f$  es una profundidad fijada, en este trabajo será igual a la profundidad de la capa de mezcla,  $T$  es el perfil de temperatura en función de la profundidad,  $\rho_0$  es la densidad promedio de la columna de agua,  $C_p$  es la capacidad calorífica del agua de mar (es la energía necesaria para calentar 1 Kg de agua de mar en 1 °C). A presión constante el valor aproximado de  $C_p \approx 4320 J^\circ C^{-1} Kg^{-1}$ . Las unidades de  $H_c$  son  $J/m^2$ .

La tasa de cambio de calor (el calentamiento o enfriamiento) almacenado en la columna de agua es calculada siguiendo la Ecuación 8.

$$\mathcal{H} = \frac{\Delta H_c}{\Delta t} \quad (8)$$

Donde  $H_c$  es el contenido de calor integrado desde superficie hasta la profundidad de la capa de mezcla,  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo entre los cruceros. Las unidades de  $\mathcal{H}$  son  $W/m^2$ .

## 2.2.4 Corrientes obtenidas de ADP

Estos datos provienen de un perfilador anclado a 80 m bajo la superficie, orientado hacia arriba, en el sur de la región de interés (ver fig. 2). Los datos de ADP se encuentran espaciados cada 5 m en la vertical y son colectados cada 30 minutos, solo se utilizó las primeras 14 profundidades, los cuales comienzan en 7.5 m y el más profundo es de 72.5 m.

Primero extraemos la velocidad de la corriente de marea, para ello hacemos un análisis armónico a toda la serie, utilizando el programa `t_tide.m` desarrollado para Matlab (Pawlowicz, Beardsley, Lentz, 2002). Este programa modela una señal de marea como la suma de un conjunto finito de sinusoides a frecuencias específicas relacionados a parámetros astronómicos. Posteriormente a la corriente total se le extrae esta señal Ec. 9.

$$V_{sm} = V_{ADP} - MA \quad (9)$$

Donde  $V_{sm}$  es la corriente residual, es decir, sin el efecto de la marea.  $V_{ADP}$  es la velocidad obtenida del ADP; y  $MA$  son los componentes de la corriente de marea astronómica.

Posteriormente, se hace una rotación a nuestra serie de datos, el cual ya sólo contiene velocidades residuales, de manera que la componente transversal a la costa quede orientada paralela al track de altimetría (figura 5). En este trabajo sólo nos interesa la componente a lo largo de la costa. Es la única que podemos obtener de la altimetría y es la que mide el flujo hacia el polo o hacia el ecuador. Las ecuaciones 10 contienen la matriz de transformación de coordenadas.

$$\begin{aligned} V_{tlc}: U_{rot} &= u_r \cdot \cos \theta + v_r \cdot \sin \theta \\ V_{alc}: V_{rot} &= -u_r \cdot \sin \theta + v_r \cdot \cos \theta \end{aligned} \quad (10)$$

Donde renombramos como  $V_{tlc}$  y  $V_{alc}$  las velocidades transversales a la costa y a lo largo de la costa respectivamente, correspondientes a las componentes rotadas ( $U_{rot}$ ,

$V_{rot}$ ). En la Ec 10 ( $u_r$ ,  $v_r$ ) son las componentes de la velocidad residual y  $\theta$  es el ángulo de rotación que escogimos como  $65^\circ$ , positivo antihorario respecto de su cero (el eje x)

Adicionalmente se calculó la capa de Ekman mediante la ecuación 11. Esta es la profundidad hasta donde se sienten los efectos de fricción del viento sobre el océano. Una descripción de la obtención de la Ec. 11 se halla en Stewart (2008).

$$D_E = \frac{7.12}{\sqrt{\sin|\varphi|}} U_{10} \quad (11)$$

Donde  $\varphi$  es la latitud,  $|\varphi| \geq 10^\circ$ ,  $U_{10}$  es la velocidad del viento a 10 m, y el coeficiente 7.12 es empírico (Ralph y Niiler, 1999).

Los valores de  $U_{10}$  se obtuvieron de los datos de Re-análisis del Centro Europeo para pronóstico de rango medio (ECMWF), para el periodo de enero de 2011 hasta febrero de 2012, 4 valores por día (0, 6, 12, 18 h).

Finalmente, las velocidades en la capa friccional, debido al efecto del viento, son calculadas mediante la Ec. 12 (Stewart, 2008).

$$\begin{aligned} u_{Ek} &= V_0 \cdot \exp\left(\frac{\pi z}{D_E}\right) \cdot \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\pi z}{D_E}\right) \\ v_{Ek} &= V_0 \cdot \exp\left(\frac{\pi z}{D_E}\right) \cdot \cos\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\pi z}{D_E}\right) \end{aligned} \quad (12)$$

Donde  $z$  es la profundidad, y  $V_0$  es la velocidad de la corriente en superficie, y definida en función del viento según la Ec. 13.

$$V_0 = \frac{0.0127}{\sqrt{\sin|\varphi|}} U_{10} \quad (13)$$

El coeficiente 0.0127 es obtenido del trabajo de Ralph y Niiler, 1999.

Por ultimo las componentes de la velocidad de Ekman son rotadas en la dirección transversal a la costa y a lo largo de la costa respectivamente. Siendo de principal

interés extraer la contribución de la velocidad de Ekman, en la dirección a lo largo de la costa, de las velocidades residuales de ADP en esa misma dirección. La extracción de estos valores se realiza en el capítulo 4, donde se hará la comparación de las velocidades obtenidas por ADP y altimetría.

### 2.2.5 Sensores remotos: Temperatura superficial

La temperatura es medida usando radiómetros (banda infrarroja térmica) que miden los primeros  $10 \mu m$  debajo de la superficie y con microondas que miden hasta  $1 mm$  de profundidad. En este trabajo se usarán los datos de temperatura en superficie nivel 4 (L4) de GHRSSST (Grupo para la Alta Resolución de la Temperatura Superficial de Mar, con resolución de  $1 km^2$ ) para el área oceánica adyacente a Baja California Sur. Estos datos son diarios, pero se mostrará los promedios de temperaturas semanales, correspondientes a las fechas de los cruceros en Bahía Magdalena-Almejas.

Una mayor información de este producto, puede ser encontrada en el documento de GHRSSST Science Team (2010).

### 2.2.6 Sensores remotos: corriente geostrófica de altimetría satelital

El balance geostrófico requiere que la fuerza de Coriolis se encuentre en balance con los gradientes de presión horizontal. Las ecuaciones geostróficas son derivadas de las ecuaciones de movimiento de un fluido geofísico, suponiendo que el flujo es estacionario y las derivadas materiales son cero, ( $du/dt = dv/dt = dw/dt = 0$ ), las velocidades horizontales son mucho mayores que las verticales ( $w \ll u, v$ ); la única fuerza restauradora es la gravedad, la fricción es despreciable y el flujo es afectado por la rotación de la Tierra (Stewart, 2008). Este balance corresponde a un océano horizontalmente infinito.

Con esas suposiciones, las ecuaciones de movimiento quedan simplificadas de la siguiente manera:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (14)$$

Donde  $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi$ , es el parámetro de Coriolis como función de la latitud. La Ec. 14 corresponde a las ecuaciones geostróficas y pueden ser escritas de la forma:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (15a)$$

$$p = p_0 + \int_{-h}^{\eta} g(\varphi, z) \cdot \rho(z) dz \quad (15b)$$

Donde  $p_0$  es la presión atmosférica en  $z = 0$ ,  $g$  es la gravedad y  $\eta$  es la altura de la superficie del mar.

Para el cálculo de corrientes geostróficas en superficie usaremos datos del programa AVISO (Archivado, Validación e Interpretación de datos de Oceanografía Satelital), con una resolución de  $1/4^\circ$  para el área de Baja California Sur correspondiente a los periodos de los cruceros. La distribución de temperatura y corrientes sobre la región nos da mayor información sobre la circulación en dicha zona y a su vez nos permitirá explicar algunas características observadas frente a bahía Magdalena – Almejas.

Las corrientes geostróficas superficiales de altimetría ( $z=0$ ) son proporcionales a la pendiente de superficie, siendo la presión sobre el nivel superficial:

$$p = \rho g \eta \quad (16)$$

Sustituyendo en (15.a), las corrientes geostróficas superficiales:

$$u_s = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}; \quad v_s = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (17)$$

En este estudio se usará principalmente los datos de altimetría costera de CTOH (descritos en la sección 2.1.4), en particular el track 169 que pasa por el sur de Bahía Magdalena (figura 5). El periodo de datos tomados será correspondiente a los del ADP (febrero de 2011 hasta febrero de 2012).

El cálculo de las corrientes a partir de altimetría costera, usando datos a lo largo del track (pase satelital), requiere de un tratamiento especial. Los datos de 1 Hz contienen ruido y variabilidad debida a ondas de alta frecuencia como las gravitacionales. Estas fuentes de variabilidad pueden afectar la precisión de las pendientes estimadas de anomalía de nivel del mar (SLA) a lo largo del track. Para mitigar este efecto se utilizó un operador diferencial (Powell and Leben, 2004). Este operador diferencia sobre grandes intervalos punto a punto, el cual es equivalente a obtener promedios de la componente de la velocidad geostrófica estimada a lo largo del track satelital (Strub *et al.*, 1997). El operador diferencial propuesto por Powell y Leben (2004) minimiza el ruido de las mediciones de SLA al computar las pendientes con promedios ponderados de SLA a lo largo del track (ec. 18):

$$\Delta_{Nt}^{pq} = \sum_{\substack{n=-p \\ \neq 0}}^q c_n \left( \frac{h_{i+n} - h_i}{n\Delta t} \right) \quad (18)$$

Donde  $\Delta_{Nt}^{pq}$  es el operador óptimo,  $h_i$  es la SLA en el punto actual (i) a lo largo del track, y  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo en segundos, p y q son los puntos antes y después del punto actual, N es el número de puntos ( $N = p + q$ ), y  $C_n$  son los coeficientes ponderados que cumplen:

$$\sum_{\substack{n=-p \\ \neq 0}}^q C_n = 1 \quad (19)$$

Los pesos pueden ser determinados minimizando el ruido en el cálculo de la pendiente de SSH a lo largo del track. El filtro suaviza el valor de  $\Delta h$ , y es usado posteriormente para el cálculo de la anomalía de la velocidad geostrófica a través del track (Ec. 20).

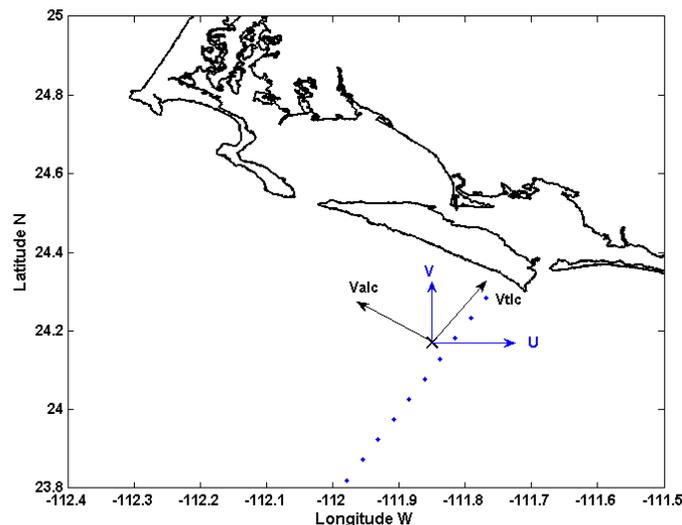
$$v_{geo} = \frac{g \Delta h}{f \Delta x} \quad (20)$$

Donde  $\Delta x$  es la distancia a lo largo del track entre dos puntos adyacentes,  $\Delta h = \Delta SLA$ . Al utilizar las pendientes de anomalía de nivel del mar, la velocidad que se calcula de ellas, corresponde a la anomalía de la velocidad geostrófica (Liu *et al.*, 2012).

Una importante característica de este operador óptimo diferencial es el minimizar el ruido para un tamaño dado, permitiéndonos elegir una escala de longitud que mejor resuelva la energía de remolinos de mesoescala.

El número de puntos utilizados en el filtro ( $N$ ) está relacionado con la longitud de onda de potencia media del operador, el cual debe ser cercanamente igual al doble del radio de deformación del primer modo baroclínico en dicha zona (ver tabla 2 de Powell y Leben, 2004). Este radio de deformación se estima suponiendo que aplica un modelo de dos capas, lo cual es válido para un océano costero subtropical. Al usar el radio de deformación el método asegura que se está removiendo de la señal el efecto de alta frecuencias que no pueden generar corrientes geostróficas.

Este filtro es ideal para estudios de océano costero donde el radio baroclínico de deformación de Rossby es pequeño (Liu *et al.* 2012). Este radio de deformación es una escala natural en el océano que está asociada a fenómenos de frontera, como corrientes de borde, frentes y remolinos (Gill A. E., 1982). Para calcular el radio baroclínico de Rossby se utilizara el método de Chelton, Deszoeke, Schlax, El Naggar, Siwertz (1998), el cual es:



**Figura 5: Posiciones del track 169 de altimetría (puntos azules), la posición del ADP se encuentra en el origen de U y V. Valc y Vt1c son componentes del sistema rotado paralelo al track.**

$$\lambda_m = \frac{C_m}{|f(\theta)|}, \quad \text{si } |\theta| \geq 5^\circ \quad (21)$$

Donde  $C_m$  es la velocidad de onda del m-ésimo modo en un sistema sin rotación. Es calculado de la siguiente forma:

$$C_m = \frac{1}{m\pi} \int_{-H}^0 N(z) dz, \quad m \geq 1 \quad (22)$$

Donde  $N(z)$  es la frecuencia de Brunt-Vaisala o frecuencia de flotabilidad.

Siguiendo los trabajos de Liu *et. al.* (2012) y de Le Hénaff, Roblou y Bouffard (2011), en este trabajo se calculará las anomalías de la corriente geostrofica derivadas de los gradientes de SLA, puesto que estamos interesados en estudiar la variabilidad estacional e interanual de los procesos costeros en nuestra zona de estudio.

El número de puntos utilizados en el operador optimo es:  $N = 4$ , con  $p = q = 2$ ; y el radio de deformación promedio obtenido en Bahía Magdalena – Almejas al evaluar la Ec. 21 con los datos de los cruceros, es alrededor de 13 Km.

## Capítulo 3. Resultados

---

### 3.1 Masas de agua en Bahía Magdalena – Almejas

La figura 6 muestra los diagramas de temperatura-salinidad para cada crucero en Bahía Magdalena-Almejas (BMA). La masa de agua subártica (SAW) está presente en todos los cruceros, en mayor proporción en los cruceros de febrero y abril típicas de las estaciones de invierno y primavera. Esta masa de agua es transportada por la corriente de California en el borde oriental del Pacífico, frente a la costa de California en EE.UU. y en las costas mexicanas de Baja California. Se observa una menor presencia, en términos de perfiles que la registran, en los cruceros de julio y octubre de 2011, correspondiente a los estaciones de verano y otoño.

Por debajo del agua subártica, se encuentra el agua subtropical subsuperficial (StSsW), por lo general a profundidades mayores a 100 m y presentan máximos de salinidad de  $34.9 \text{ g/Kg}$  en los cruceros de julio y octubre de 2011. Esta masa de agua es encontrada en todos los cruceros, con mayor presencia en los meses de verano y otoño. En los cruceros de julio y octubre, podemos encontrar hasta tres masas de agua en la región. La tropical superficial (TSW), la subtropical superficial (StSW) y el agua del Golfo de California (CGW) están presentes en diferentes zonas. Utilizando la clasificación de Durazo y Baumgartner (2002), se puede distinguir si la masa de agua frente a BMA corresponde a TSW ó STSW, sin embargo en el extremo de la península, donde inicia este flujo hacia el polo las dos primeras poseen rangos similares de temperatura y salinidad (según Tabla 1), y es difícil discernir entre ambas. La masa de agua subtropical superficial es encontrada más lejos de la costa (fig. 1). Sin embargo en esta región la circulación de gran escala de la Corriente de California y su extensión hacia la Corriente Norecuatorial se dirigen hacia el oeste, aunque no conocemos mecanismos que pudieran llevar esas aguas hacia la zona costera, no debemos descartar su influencia en la región de interés. Por otro lado, el agua del Golfo de California posee rangos de temperatura y salinidad que pueden coincidir con los valores obtenidos en los cruceros de julio y octubre y su presencia no ha sido reportada en esta zona aunque algunos valores elevados de salinidad ( $>34.9$ ) son consistentes con la presencia de esta masa de agua. La masa de Agua Tropical Superficial (TSW), domina la superficie

del Pacífico Tropical frente a México, hacia el sur de la entrada al Golfo de California. Su presencia se observa en la costa occidental en el mes de octubre, con temperaturas mayores a los 25°C y salinidades altas  $\leq 34.9 \text{ g/Kg}$ , y esto es consistente con el avance de la circulación costera hacia el polo, proveniente del Pacífico tropical mexicano. Esta idea será reforzada por los campos superficiales que se discuten a continuación.

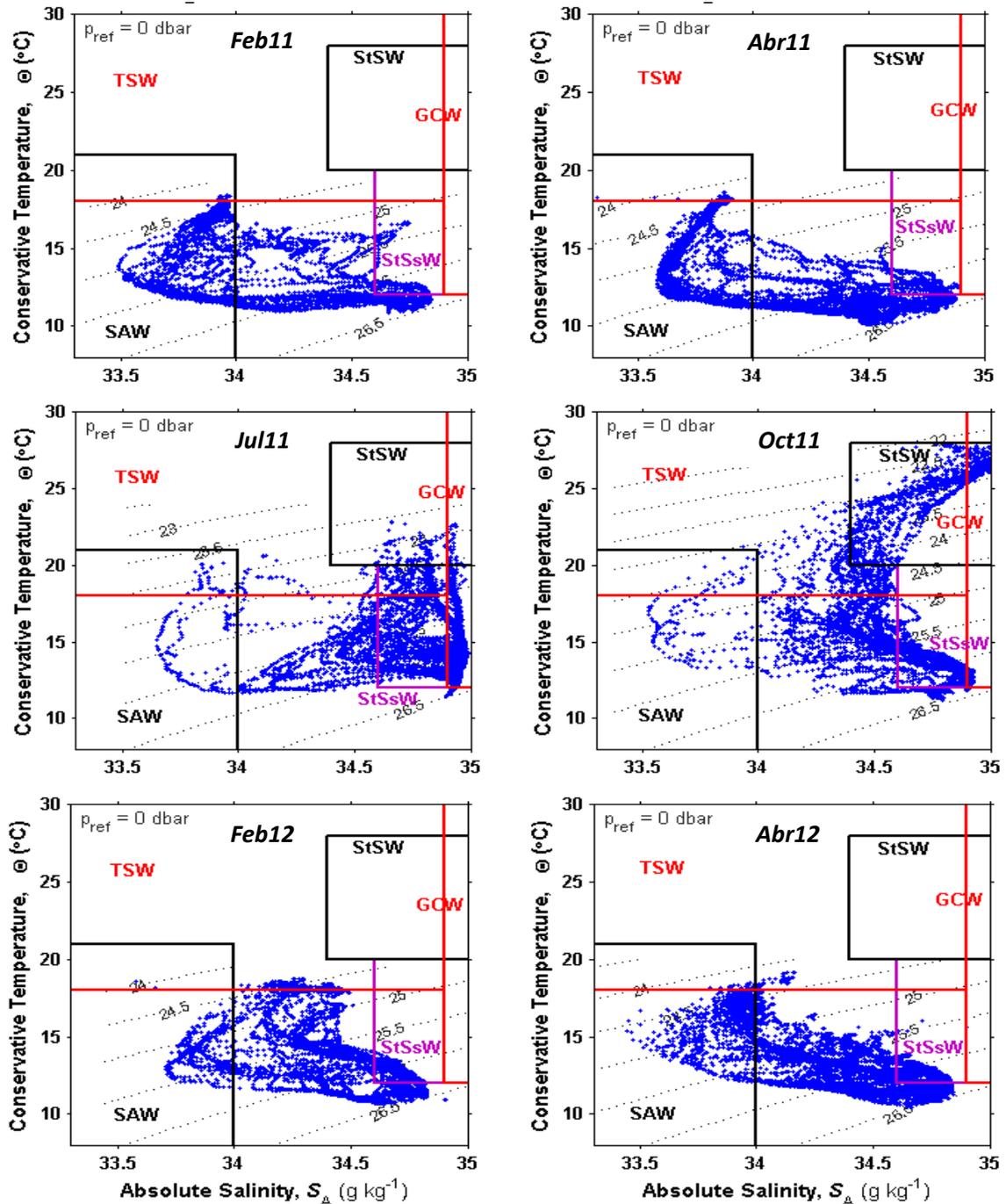


Figura 6: Clasificación de masas de agua, TSW (tropical superficial), SAW (Subártica), StSsW (Subtropical Subsuperficial), StSW (Subtropical Superficial), GCW (agua de la corriente del Golfo).

## 3.2 Superficies y secciones de cruceros

En esta sección discutimos mapas y secciones hidrográficas obtenidos durante los cruceros afuera de Bahía Magdalena-Almejas (BMA). Iniciamos con los campos superficiales y posteriormente las secciones verticales.

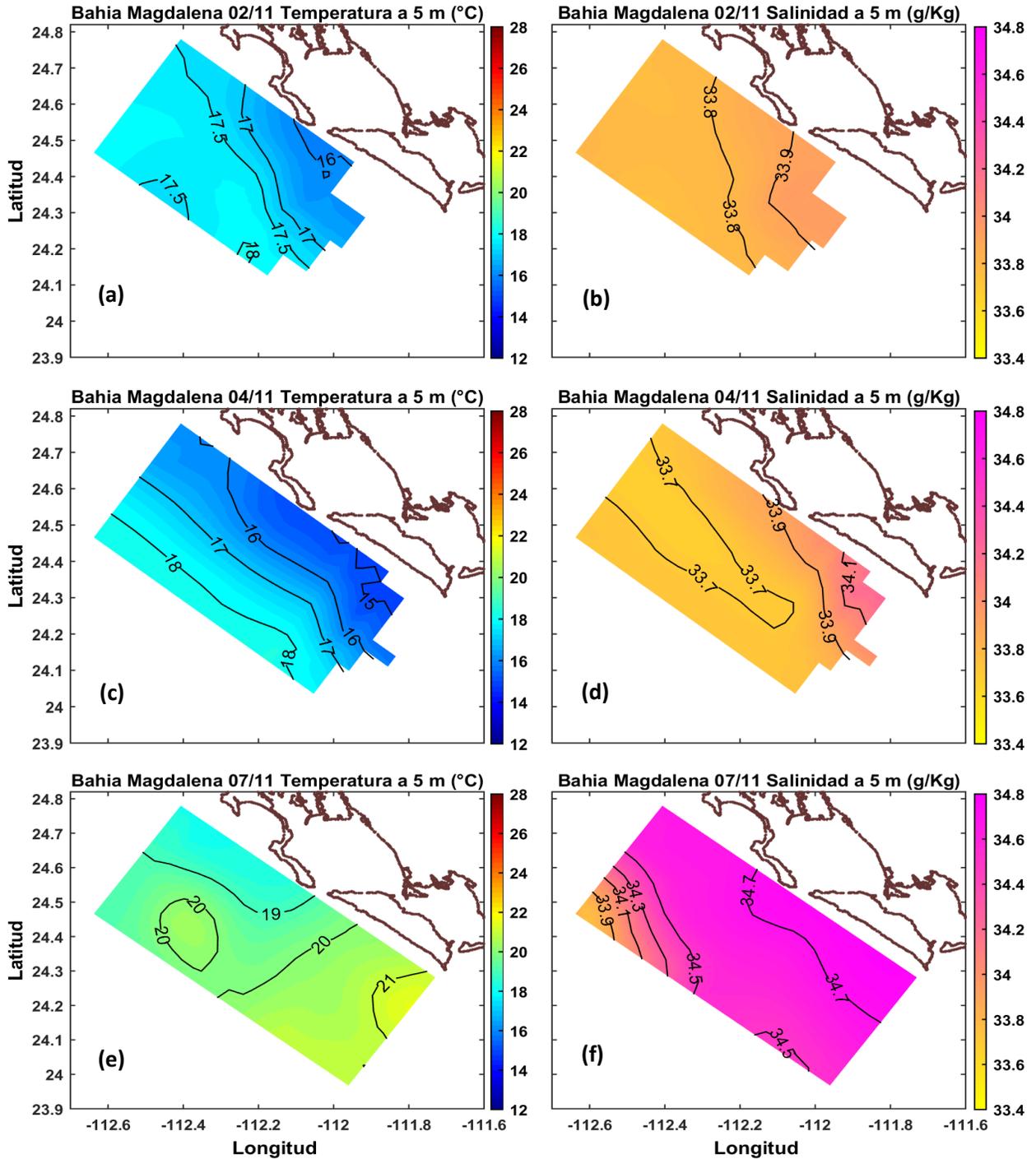
### 3.2.1 Campos superficiales

En la figura 7 se muestran las distribuciones de temperatura y salinidad frente a BMA, para cada uno de los cruceros, a una profundidad de 5 m. Se utiliza esta profundidad como referencia de la temperatura y salinidad en superficie, teniendo en consideración que a esta profundidad no se detectan variaciones diurnas en la temperatura por efectos de la radiación solar.

En los cruceros de febrero y abril de 2011 (figuras 7a para el invierno y 7c para la primavera), se observan temperaturas que van desde los 15°C hasta los 18°C, con isotermas paralelas a la costa, y la presencia de un frente térmico aproximadamente paralelo a la costa. Los cruceros de febrero y abril de 2012 presentan una distribución similar en temperatura y salinidad, y en ambos años se aprecia un frente térmico más intenso durante el mes de abril (fig. 7c y 7k). La distribución de salinidad va desde 33.7 – 34.1  $g/Kg$  y presenta un gradiente en la parte sur de la región, con mayor salinidad cerca de la costa, de nuevo más intenso en abril (fig. 7d, l). La presencia de un frente costero con salinidades mayores cerca de la costa es producto de afloramiento costero. En esta región el fenómeno de surgencia costera es común y es más intenso en los meses de primavera e inicios del verano (Zaitsev *et al.*, 2003).

En julio de 2011 (figuras 7e y 7f) se observa el incremento de las temperaturas y salinidades en la mitad sur de la zona de estudio. La distribución de salinidad muestra valores mínimos de 33.9  $g/Kg$  en la esquina noroeste pero en el sur cerca a la costa los valores de salinidad aumentan hasta 34.7  $g/Kg$ . Estos valores altos de salinidad no parecen corresponder a la influencia de aguas tropicales, típicamente de menor salinidad.

En octubre de 2011, la temperatura superficial sobre la región es mayor a 26°C y la salinidad varía entre 34.6 – 34.8 g/Kg (fig. 7g, h), y parecen provenir de una combinación de aguas tropicales y subtropicales. Este es el mes con mayor influencia de estas masas de agua en nuestra serie de cruceros y en las secciones verticales observamos un incremento en el grosor de la capa cálida que invade el océano superior.



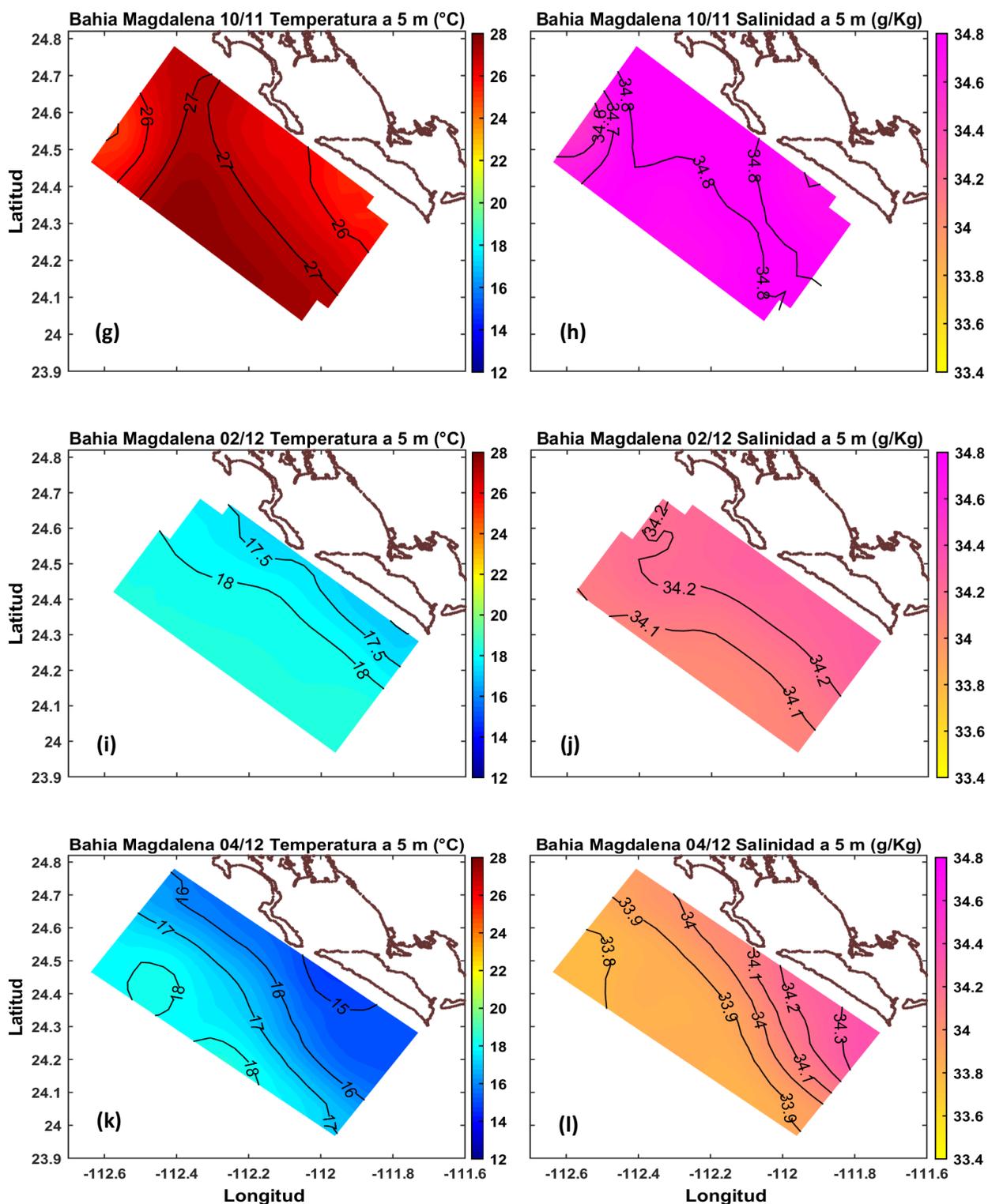


Figura 7: Distribución superficial de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) y salinidad ( $\text{g/Kg}$ ) a 5 m de profundidad para los cruceros de Bahía Magdalena – Almejas (BMA).

### 3.2.2 Secciones verticales

Las figuras 8 y 9 muestran secciones de temperatura y salinidad, transversal a la costa, definida por la línea discontinua roja en la figura 4, cercana a la boca de Bahía Magdalena.

La sección de temperatura de febrero de 2011 (Fig. 8a) muestra la elevación de las isotermas de 16 – 17°C, mientras que las isotermas de 13 – 14°C se profundizan casi hasta los 100 m. Este proceso ocurre durante y después de una surgencia costera (Zaitsev *et al.*, 2014). La salinidad (Fig. 8b) entre 30 – 40 km de la costa presenta un mínimo de 33.5 *g/Kg* centrado en la profundidad de 50 a 80 m correspondiente a aguas de la Corriente de California; mientras que en las zonas cercanas a la costa presenta un patrón correspondiente a surgencias costeras tal como lo reportó Zaitsev *et al.*, (2014).

En abril de 2011 las características de temperatura y salinidad (Fig. 8c, d) son similares a los de febrero. Las isotermas de 14 – 15°C se encuentran a una profundidad ~50 m en la zona más alejada de la costa y se elevan casi hasta la superficie cerca a la costa. La surgencia también se aprecia en la sección de salinidad donde la isolínea de 33.9 *g/Kg* se eleva hacia la superficie en dirección a la costa. El patrón de surgencia es más intenso en abril que en febrero, tal como lo reportan Zaitsev *et al.* (2014).

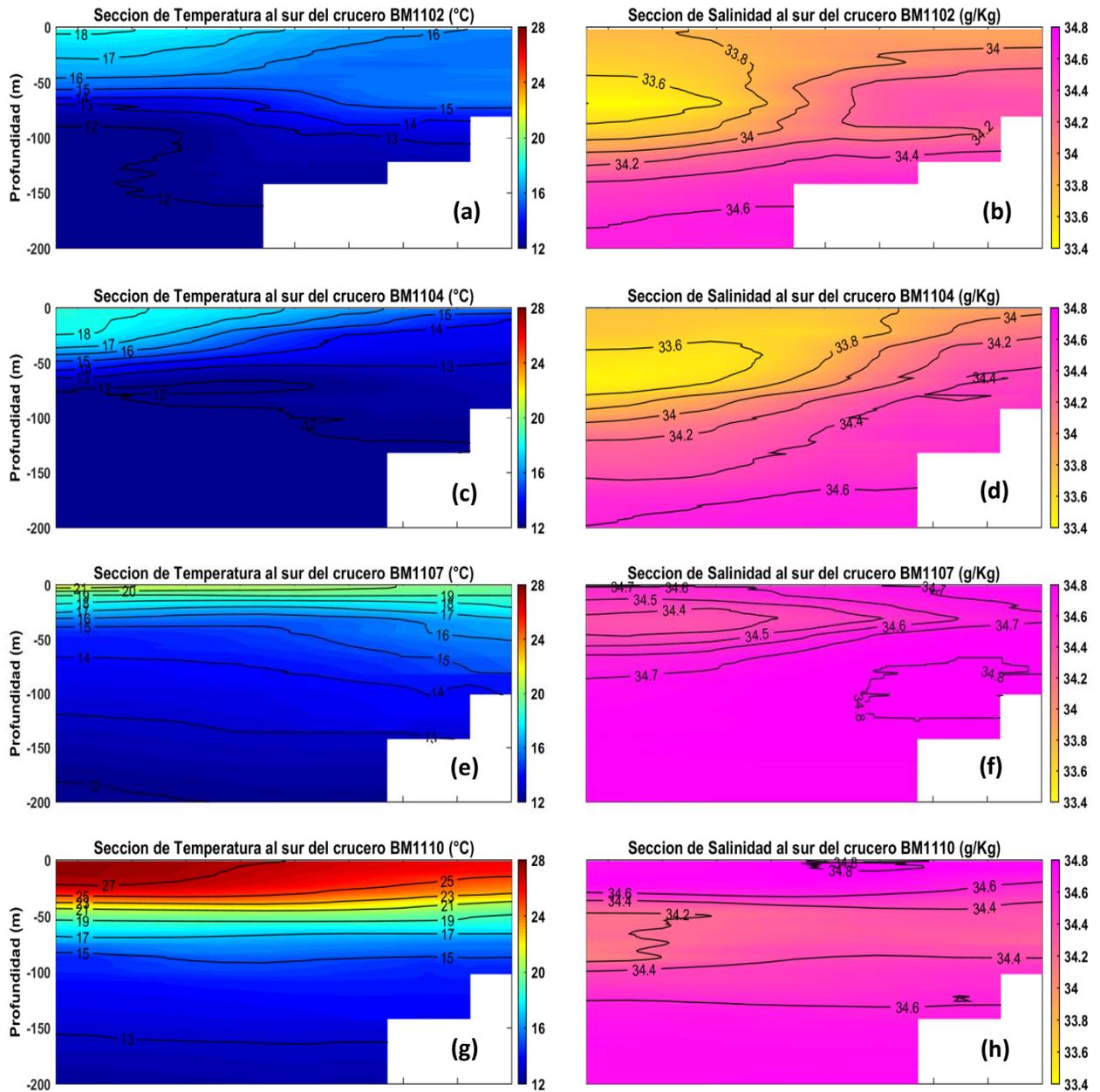
Las secciones de temperatura y salinidad de febrero y abril de 2012 (fig. 8i, j, k, l) presentan características comunes a febrero y abril de 2011, con la diferencia de que el patrón de surgencias de febrero de 2012 es probablemente menos intenso que el año anterior.

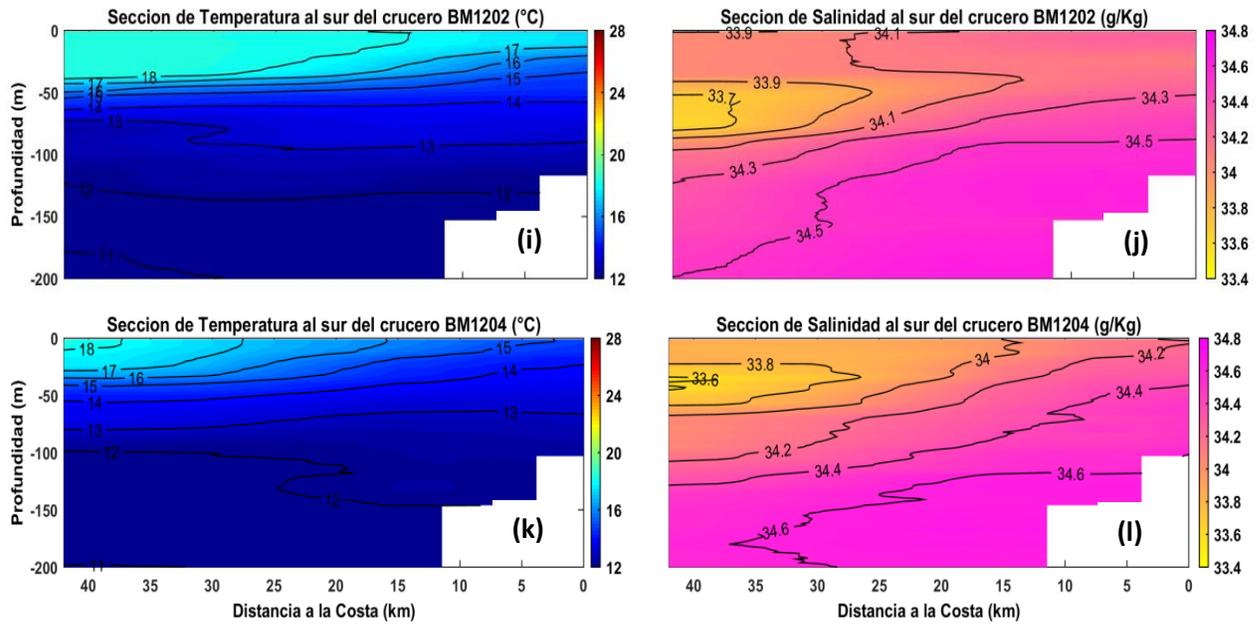
En julio de 2011 la temperatura en superficie se incrementa alcanzando los 21°C a 40 km y a más de 19°C cerca de la costa (fig. 8e). En la sección de salinidad hay valores superiores a los 34.4 *g/Kg* a 40 km de la costa y más de 34.7 *g/Kg* cerca de la costa (Fig. 8f) en la superficie lo cual corresponde a una intrusión de aguas tropicales, consistente con la influencia de un flujo costero hacia el polo.

Octubre de 2011 es la época en la que se observa la influencia de las aguas tropicales y subtropicales del sur. Presenta temperaturas muy altas en los primeros 50 m de

profundidad presentando una capa mezclada homogénea a lo largo de toda la sección (Fig. 8g), con un grosor aproximado de 50 m. Las temperaturas alcanzaron los 27°C en superficie cerca de la costa y ligeramente superiores en zonas alejadas.

La salinidad (fig. 8h) en la capa mezclada es mayor a 34.6 g/Kg. El máximo subsuperficial (100 m) es característico de la presencia de la masa de agua subtropical subsuperficial.





**Figura 8: Distribución de temperatura y salinidad en la sección transversal a la costa**

La figura 9 muestra las secciones hidrográficas, paralelas a la costa de la región de estudio, definidas por la línea discontinua verde (fig. 4), en esta figura se define el origen de los ejes utilizados, iniciando desde el sur (0 km) hacia el norte (88 km) para todos los cruceros.

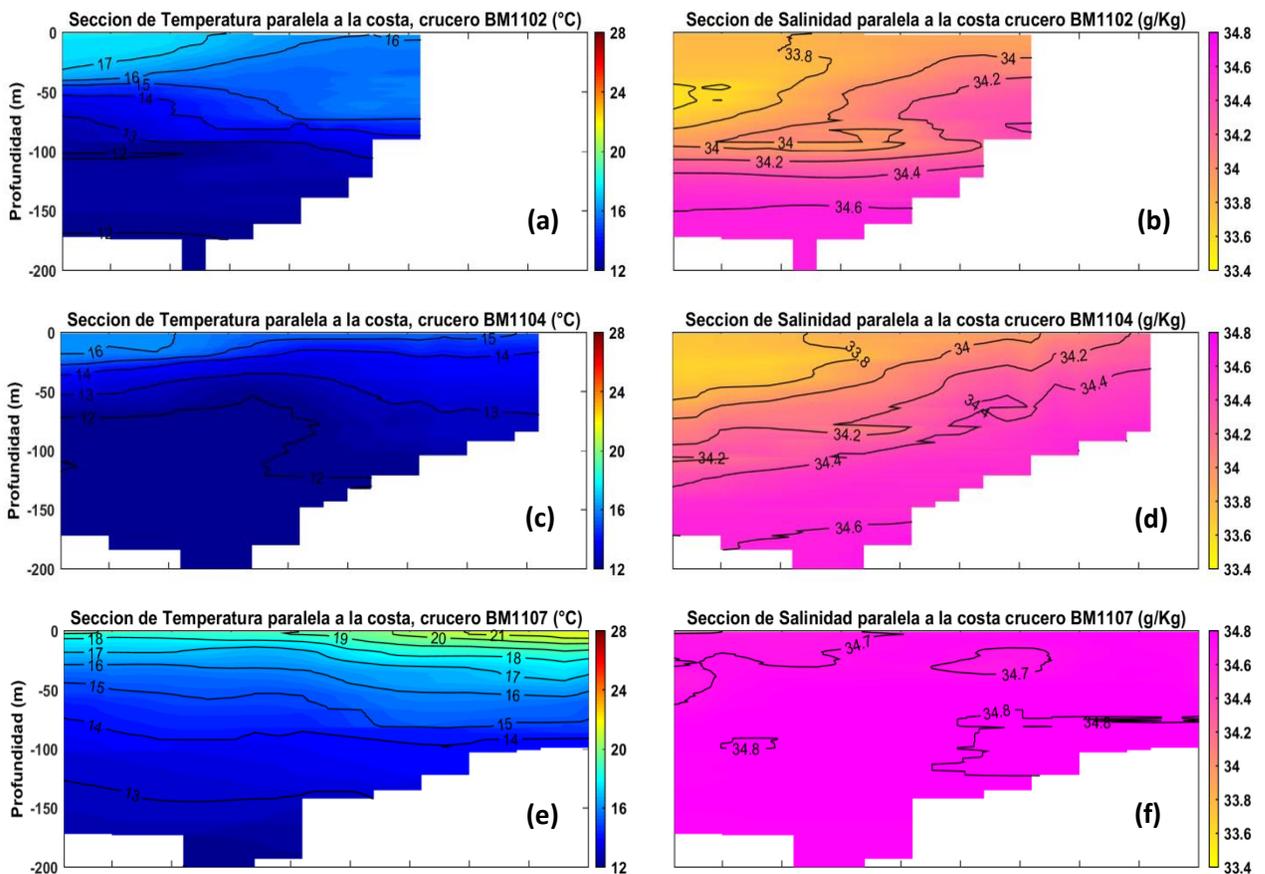
Durante Febrero de 2011, se aprecia la elevación de la estructura térmica, consistente con la surgencia en la zona alrededor de los 30 – 40 km, donde la isoterma de 16°C se eleva casi hasta la superficie (fig. 9a). En la región al norte (>80 km) esta se profundiza casi hasta los 40 m. La salinidad para ese mismo crucero (fig. 9b) presenta valores < 34 g/Kg desde los 100 m de profundidad hasta superficie entre los 50 – 88 km. Estos valores bajos de temperatura y salinidad corresponden a masas de agua subárticas transportadas por la corriente de California.

La temperatura y salinidad en abril de 2011 (fig. 9c, d) presentan un patrón de surgencia intenso, más evidente en la sección de salinidad, donde las isolíneas de 34.3 – 34.1 g/Kg llegan a superficie en la parte sur (10 – 20 km), mientras que al norte (>70 km) estas se encuentran entre los 90 – 110 m de profundidad. Esto también se observa en la sección transversal y en los mapas superficiales, consistentes con una mayor influencia de la surgencia costera en la mitad sur del área muestreada.

En la sección de temperatura de julio de 2011 (fig. 9e), se puede apreciar una intrusión de aguas cálidas superficiales provenientes del sur (0 – 20 km), las cuales corresponden a flujos hacia el polo. La salinidad es mayor a 34.7 g/Kg sobre toda la sección (fig. 9f).

En octubre de 2011, la temperatura en los primeros 50 m de profundidad es mayor a los 20°C en toda la sección (fig. 9g) además de una alta estratificación. La salinidad correspondiente (fig. 9h) muestra dos regiones de alta salinidad similar a la figura 8h.

Las secciones de temperatura y salinidad del crucero de febrero de 2012 (fig. 9i, j) se muestra más regular que en el crucero del año anterior, con menos variación de sur a norte en la región muestreada. Abril de 2012 también muestra una estructura vertical más regular sobre la región en las secciones de temperatura y salinidad (fig. 9k, l), en comparación con el año anterior.



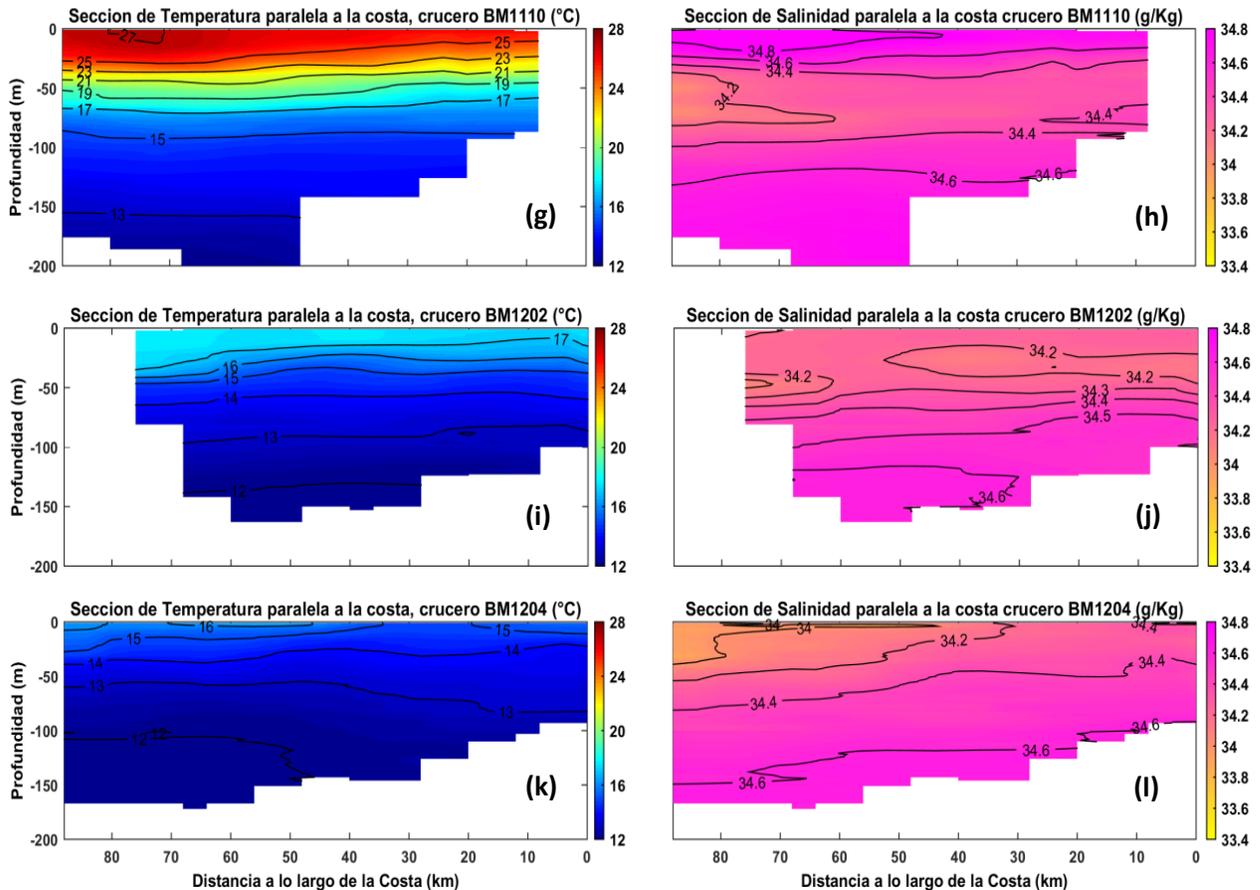


Figura 9: Distribución de temperatura y salinidad en la sección a lo largo de la costa.

### 3.3 Corrientes de ADP

A continuación se muestra las velocidades residuales del perfilador acústico, obtenidas como se indica en el capítulo 2.2.4. Los valores positivos indican un flujo hacia el polo, mientras que los negativos hacia el ecuador. La serie de tiempo inicia en el mes de febrero de 2011 y termina en febrero de 2012.

En la figura 10 se describen los perfiles de velocidad residual, paralela a la costa, de la superficie al fondo y de febrero de 2011 a febrero de 2012. Se puede observar un flujo negativo durante los meses de febrero a mediados de abril de 2011. En febrero se alcanzan valores  $\sim 0.4 \text{ m/s}$  y con máximos de  $0.75 \text{ m/s}$  (hacia el ecuador) en los primeros 40 m durante de febrero, mientras que en abril es más intenso  $\sim 0.7 \text{ m/s}$  en los 20 – 30 primeros metros de profundidad, por debajo de los 60 m disminuye la velocidad e incluso cambia su orientación. Durante los meses de mayo a junio, que son

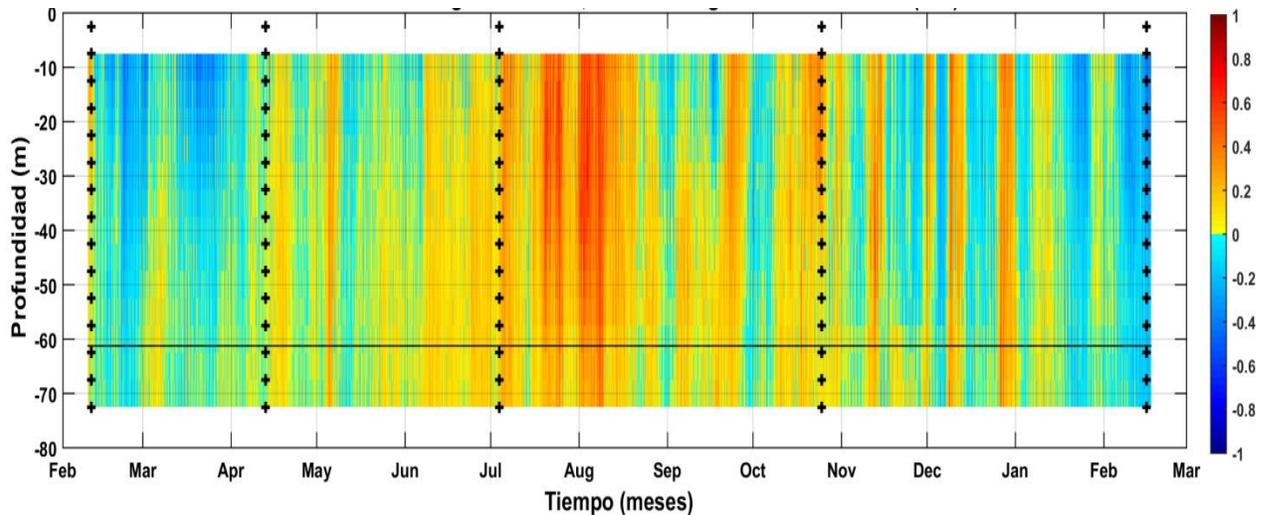
considerados como meses de transición entre invierno y verano, los flujos muestran variaciones en las direcciones hacia el polo y al ecuador, la velocidad en estos meses no supera los  $\pm 0.35 \text{ m/s}$ .

Desde julio a finales de agosto se aprecia una corriente positiva (flujo hacia el polo) que presenta máximos  $\sim 0.8 \text{ m/s}$  hasta los 50 – 60 m de profundidad entre los últimos días de julio y los primeros de agosto. Un flujo similar es visto entre la quincena de octubre y los primeros días de noviembre, pero con velocidades menores a los  $0.5 \text{ m/s}$  en toda la columna de agua.

Los meses posteriores corresponden a la transición de verano a invierno. Se puede observar desde octubre los flujos hacia el ecuador, presentando algunos periodos de cambio de corriente, hasta ser dominante y hacia el sur en febrero de 2012.

Las cruces colocadas en la figura 10, corresponden a las fechas donde se realizaron los cruceros en Bahía Magdalena – Almejas (BMA). El crucero de julio se realizó antes del máximo del flujo hacia el polo, mientras que el crucero realizado en octubre es coincidente con un periodo de flujo hacia el polo aunque de menor intensidad, como se aprecia en la figura 10.

Cabe destacar que con el perfilador acústico se puede observar la predominancia de un flujo hacia el ecuador durante febrero a abril, y un flujo hacia el polo durante julio y agosto. La alternancia de signos que se observa el resto del año se debe probablemente a actividad de mesoescala y no de corrientes costeras.



**Figura 10:** Componente de la velocidad residual del ADP en sentido a lo largo de la costa durante febrero de 2011 a febrero de 2012. Las cruces corresponden a las fechas de los cruceros frente a Bahía Magdalena y la línea negra representa la profundidad de la capa de Ekman, esta es  $\sim 62$  m.

### 3.4 Velocidad geostrófica de altimetría

Como se mencionó en el capítulo anterior, se hizo uso de datos de altimetría costera para determinar la anomalía de velocidad geostrófica en superficie. La figura 11 representa la anomalía de velocidad geostrófica en el track al sur de BMA, que es muy cercana al ADP. La ventaja de los datos de altimetría es que nos permiten obtener valores de velocidades entre los puntos de track (se encuentran separados aproximadamente 7 km), pero la limitación de esta es el periodo de repetición de los datos, es decir su frecuencia de muestreo, la cual es alrededor de 10 días.

El lado izquierdo de la figura 11 corresponde a la anomalía de velocidad geostrófica, los valores positivos indican un flujo hacia el polo, y los valores negativos hacia el ecuador. Durante los primeros meses (enero, febrero, marzo) predomina un flujo hacia el ecuador, relacionado a la corriente de California, aunque también puede tener influencia de eventos costeros. Entre mayo y junio, empieza a notarse un flujo hacia el polo cerca de los 20 – 30 km de la costa, mientras que en zonas más alejadas de la costa todavía presenta un flujo hacia el ecuador.

De agosto a noviembre, el flujo hacia el polo se hace notable sobre la región hasta los 100 km. A mediados de agosto alcanza su máximo ( $\sim 0.4$  m/s) entre los 20 – 40 km de

la costa. Un segundo máximo se puede ver en noviembre pero este se encuentra alejado de la costa (~70 km). Posterior a esos meses, el sistema vuelve a presentar flujos correspondientes a los meses de invierno, incluso llegando a ser un poco más intenso (febrero de 2012) respecto al año anterior, y alcanzando ~0.5 m/s cerca de la costa.

La anomalía del nivel del mar (fig. 11, derecha) en los meses de invierno y primavera es negativa, lo cual es producido por un transporte de aguas fuera de la costa inducido por el viento sobre la zona, produciendo un gradiente de presión negativo cerca a la costa. En los meses de verano y otoño se produce una elevación correspondiente al ingreso de masas de agua cálida sobre la región, esto produce un gradiente de presión positivo cuyo máximo se encuentra entre setiembre y octubre. La magnitud del viento es menor comparado a invierno y alejado de la costa (E. González-Rodríguez et al., 2012).

La figura 11 muestra el avance de un flujo hacia el polo que se desarrolla inicialmente cerca de la costa y a medida que se propaga, esta se extiende hacia mar abierto, además es corroborado por las pendientes positivas de la anomalía del nivel del mar. Este flujo está relacionado a las masas de agua tropicales, como se vio en los resultados hidrográficos en Bahía Magdalena.

En la figura 12 se muestra el mismo gráfico de anomalía de velocidad y de nivel del mar, pero se extiende la distancia hacia mar abierto (~600 Km), y en ella podemos notar que el flujo inicialmente costero en el mes de agosto, se extiende hasta ~250 Km de la costa a finales de noviembre. Posterior a estas fechas, se puede observar un flujo hacia el ecuador como en los primeros meses del 2011.

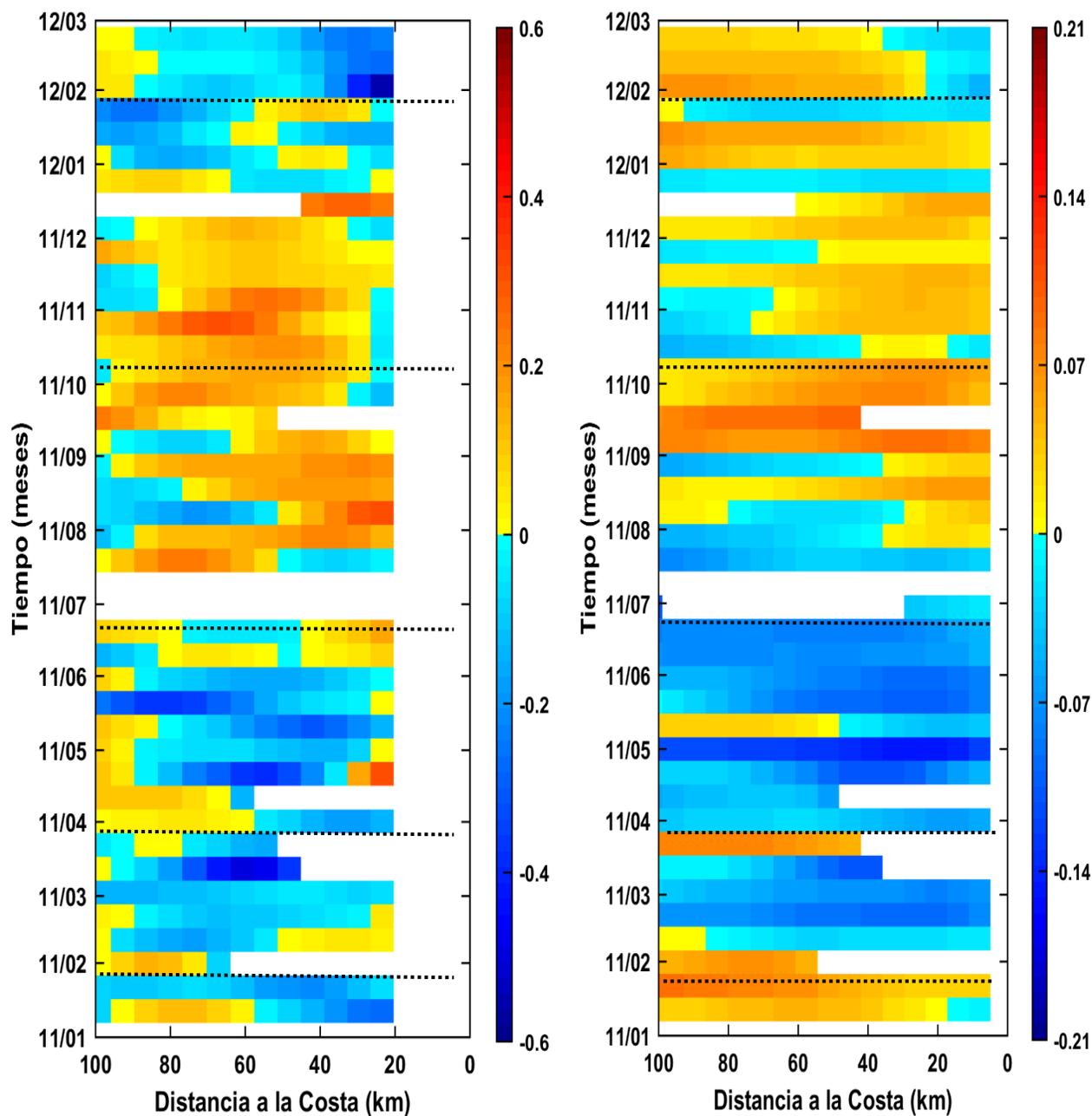


Figura 11: Derecha, anomalía de velocidad geostrofica de altimetría (m/s) para el track 169. Izquierda, nivel del mar (m) para el mismo periodo. Las líneas punteadas corresponden a las fechas de los cruceros en Bahía Magdalena – Almejas.

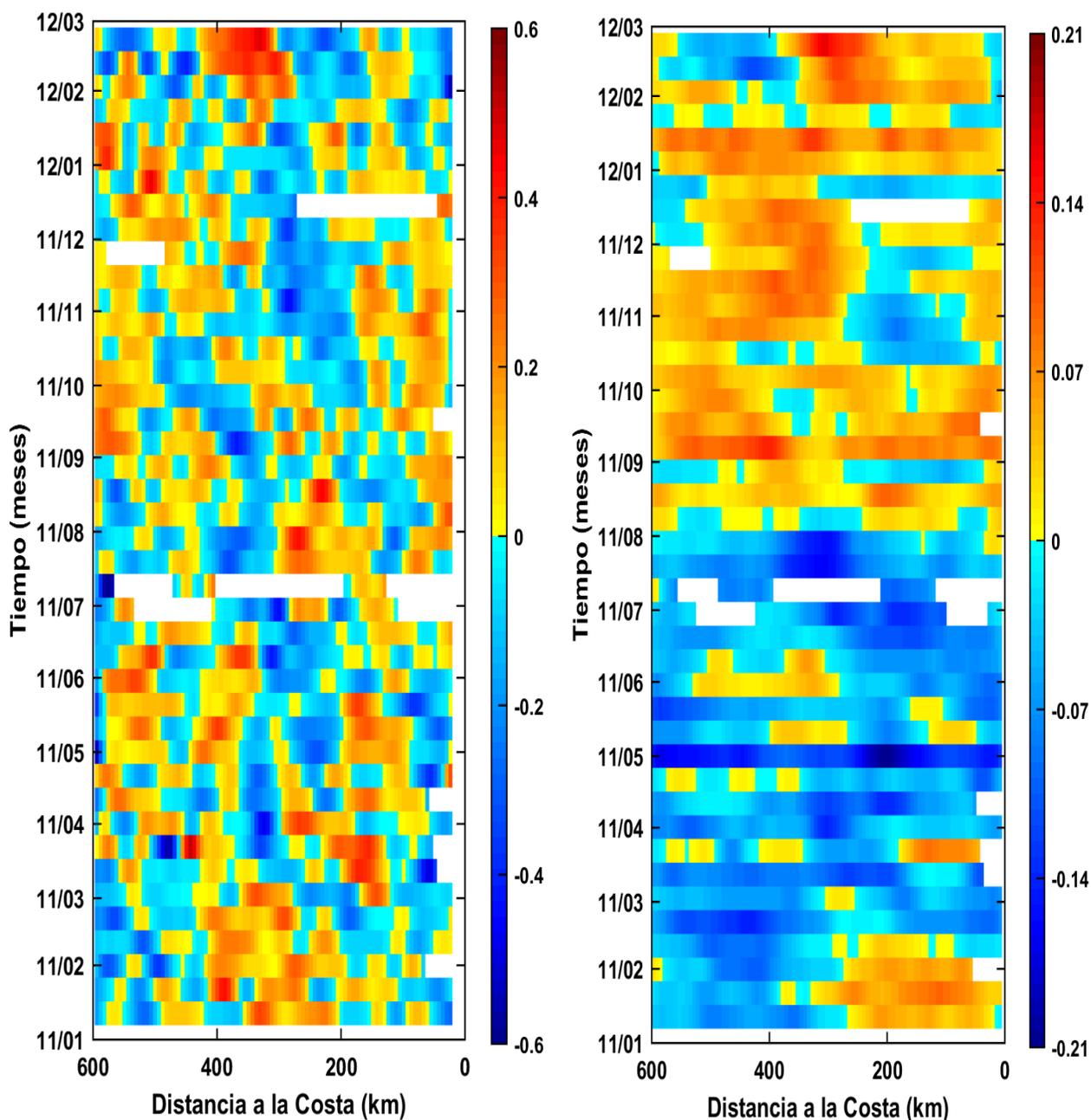


Figura 12: Igual a la figura 11 pero con mayor extensión desde la costa.

La anomalía del nivel del mar muestra dos patrones distinguibles, de enero a agosto del 2011, presenta anomalías negativas la mayor parte del tiempo y en toda la extensión de la zona (0 – 600 Km), excepto entre enero y febrero donde se aprecia una elevación en los primeros 300 Km, posiblemente corresponda a un remolino anticiclónico. De agosto a febrero de 2012, el patrón cambia y es mayormente positivo pero con episodios

negativos de gran extensión entre noviembre y diciembre alrededor de los 100 – 300 km que puede corresponder a la presencia de un remolino ciclónico sobre la región.

Los valores máximos y mínimos de anomalías de corriente geostrófica y de nivel del mar, pueden ser encontrados más allá de los 100 Km de la costa y en fechas variables, que pueden ser provocadas o inducidas por eventos de mesoescala.

### 3.5 Corrientes de ADP y altimetría

Las comparaciones de corrientes obtenidas por ADP y de altimetría las realizamos siguiendo el trabajo de Liu *et al.* (2012), en el cual hace comparaciones entre las componentes de velocidad anómala obtenidas de altimetría costera y de velocidades anómalas de ADP; además esta tesis tendrá como objetivo encontrar una relación entre los valores de corriente anómalas de ADP y anomalías de corrientes geostróficas derivadas de altimetría.

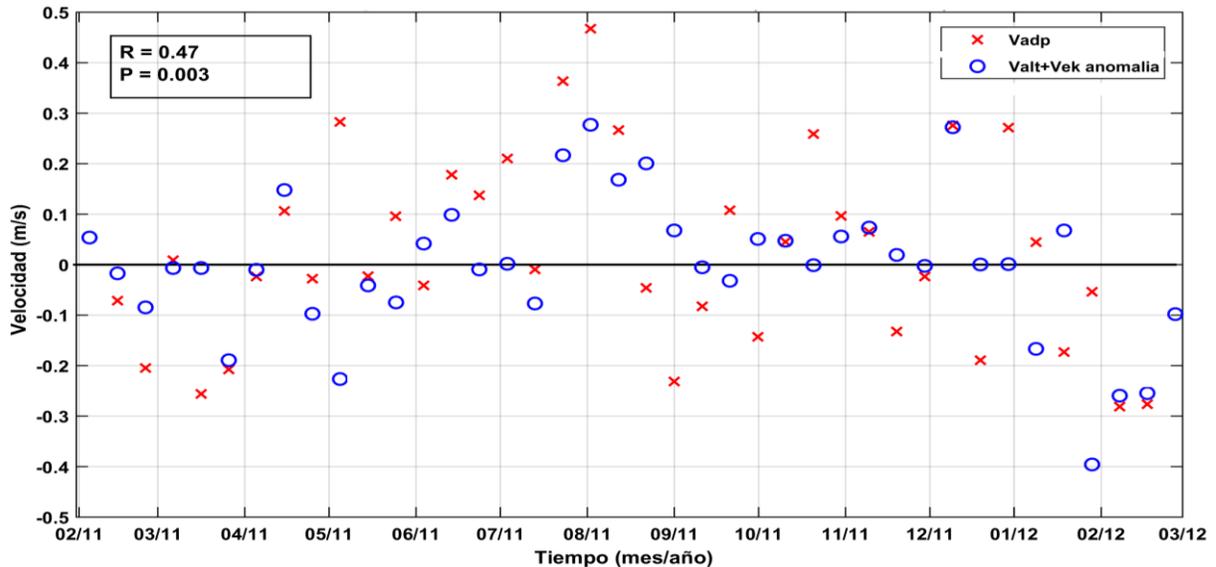
Esta comparación la haremos sólo con las componentes a lo largo de la costa de ambas series de datos. A los datos de altimetría se le añadieron las anomalías de la velocidad de Ekman (corriente impulsada por el esfuerzo del viento) en esa misma dirección. El ADP y el track de altimetría se encuentran muy próximos entre sí (fig. 5), se utilizará la serie de tiempo de un punto ubicado a ~32 Km de la costa (de altimetría), y para la serie de ADP se usara la ubicada a 12.5 m de profundidad, a la cual se le paso un filtro pasabajo (30 h) y luego se le extrajo la media.

Las contribuciones de la velocidad de Ekman (corriente impulsada por el esfuerzo del viento) sobre la columna de agua, es obtenida de los datos de velocidad del viento a 10 metros distribuidos por la ECMWF (Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas de Alcance Medio), y las componentes de la velocidad de Ekman (Ec. 11) son rotadas para obtener las componentes a lo largo de la costa. Una vez obtenidas en esa dirección, se procede a removerle el valor medio a estos datos, resultando en anomalías de la velocidad de Ekman.

La comparación de las velocidades descritas puede verse en las figuras 13 y 14. En la figura 13 se comparan la componente de la velocidad de ADP ( $v_{adp}$ ) y la componente

de la anomalía de velocidad derivada de altimetría más la componente de la anomalía de velocidad de Ekman ( $v_{alt} + v_{Ek}$ ), las dos series a lo largo del tiempo, que en nuestro caso es de febrero de 2011 a febrero de 2012. Se calcula la correlación entre ambas usando el método de correlación de Pearson, además de la significancia, la raíz cuadrática media (RMS, por sus siglas en inglés) y la desviación estándar (STD, por sus siglas en inglés) de la serie de datos.

La correlación (R) de ambas series da el valor de 0.47, y con una significancia (P) de 0.003. La RMS de los datos de las velocidades de ADP da  $0.188 \text{ m/s}$ , y para los datos de velocidad de altimetría más Ekman es  $0.139 \text{ m/s}$ . La STD de ADP es  $0.189 \text{ m/s}$ , y  $0.14 \text{ m/s}$  para altimetría más Ekman.



**Figura 13:** Comparación entre la serie de velocidad residual de los datos de ADP (a 12.5 m de profundidad) y de anomalía de corriente geostrófica de altimetría costera. Las cruces rojas son los valores obtenidos por ADP y los círculos azules corresponden a la suma de las componentes anómalas de velocidad de altimetría y Ekman.

En la figura 14, puede apreciarse la relación de dispersión entre ambas series de velocidad, la ecuación en la figura corresponde a la recta de ajuste de los datos, el cual relaciona ambas velocidades. La ecuación muestra que los valores de velocidad anómala de altimetría es casi la tercera parte de los valores de velocidad anómala de ADP a lo largo de la costa, mientras que el término independiente es del orden de la anomalía de velocidad de Ekman.

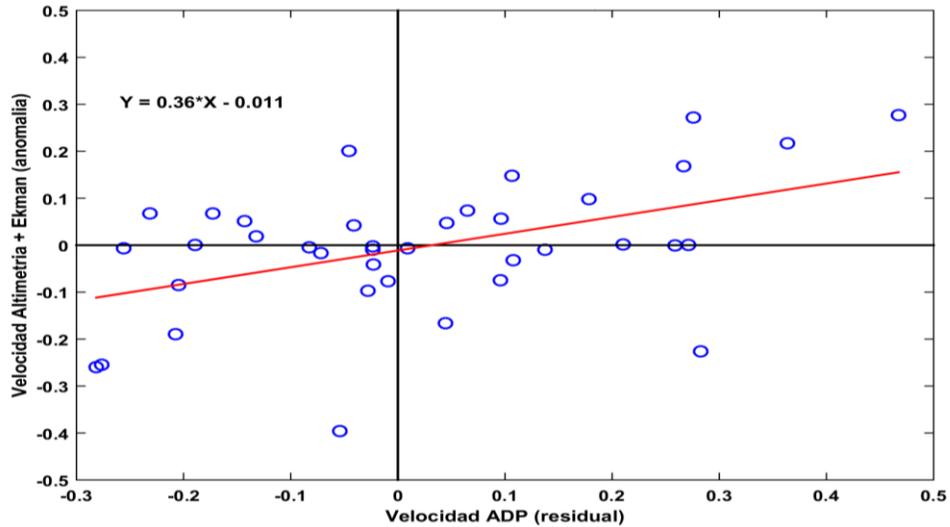


Figura 14: Diagrama de Dispersión entre las velocidades de ADP y altimetría más Ekman

### 3.6 Serie de tiempo de altimetría

En esta sección se utilizará los 20 años de datos de altimetría costera procesada por CTOH, para un punto ubicado ~32 Km de la costa. La figura 15 muestra los valores de la anomalía de la velocidad geostrofica, siendo los positivos los flujos hacia el polo (puntos rojos) y los negativos con flujo hacia el ecuador (puntos azules). Las líneas punteadas corresponden a los inicios del mes de julio de cada año.

Desde 1993 a fines de 1997, se observan flujos hacia el polo con picos máximos ( $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$ ) alrededor de los meses de agosto. Asimismo es destacable la corriente hacia el ecuador en los primeros 4 meses de cada año.

En los meses de julio a setiembre de 1998 se obtienen valores pequeños de flujo hacia el polo ( $0.1 - 0.2 \text{ m s}^{-1}$ ). En 1999 también se registran valores pequeños entre setiembre y octubre. Entre febrero y mayo de 2001 se detectan valores bajos de flujo hacia el ecuador ( $\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$ ), y en ese mismo año de julio a diciembre se observa flujos hacia el polo y alcanzando el máximo a finales de año ( $\sim 0.5 \text{ m s}^{-1}$ ).

De enero de 2003 a fines de 2007, el flujo promedio se mantiene, los primeros meses de cada año predominan los flujos hacia el ecuador, y entre julio a octubre los flujos hacia el polo. En algunos años se presenta esta señal hacia el polo con algún retraso, como en el 2007.

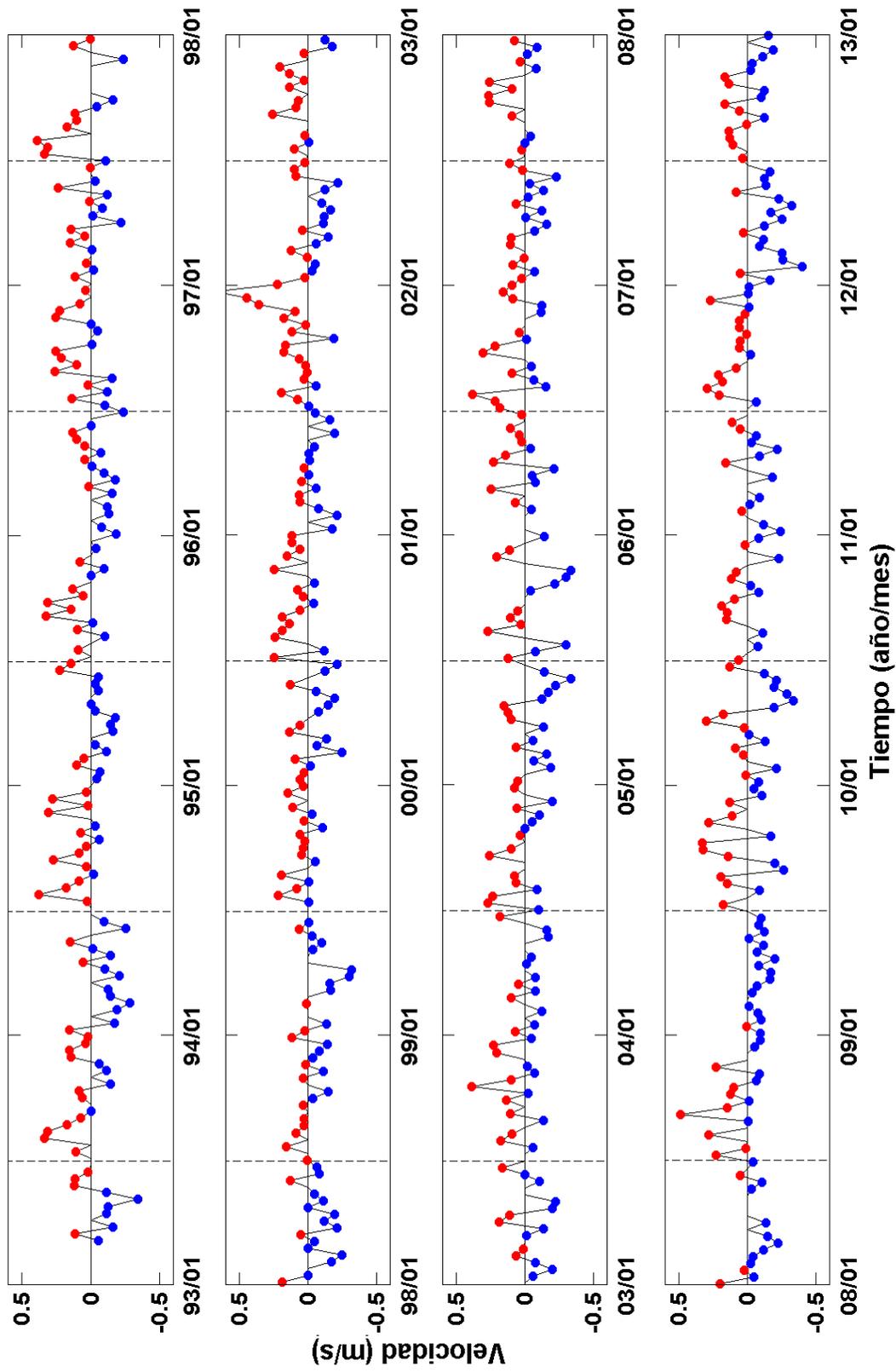


Figura 15. Serie de velocidad de altimetría (m/s) desde 1993 hasta 2012 a 32 Km de la costa. Los puntos rojos representan los valores de velocidad hacia el polo, los azules puntuadas corresponden al primero de julio de cada año.

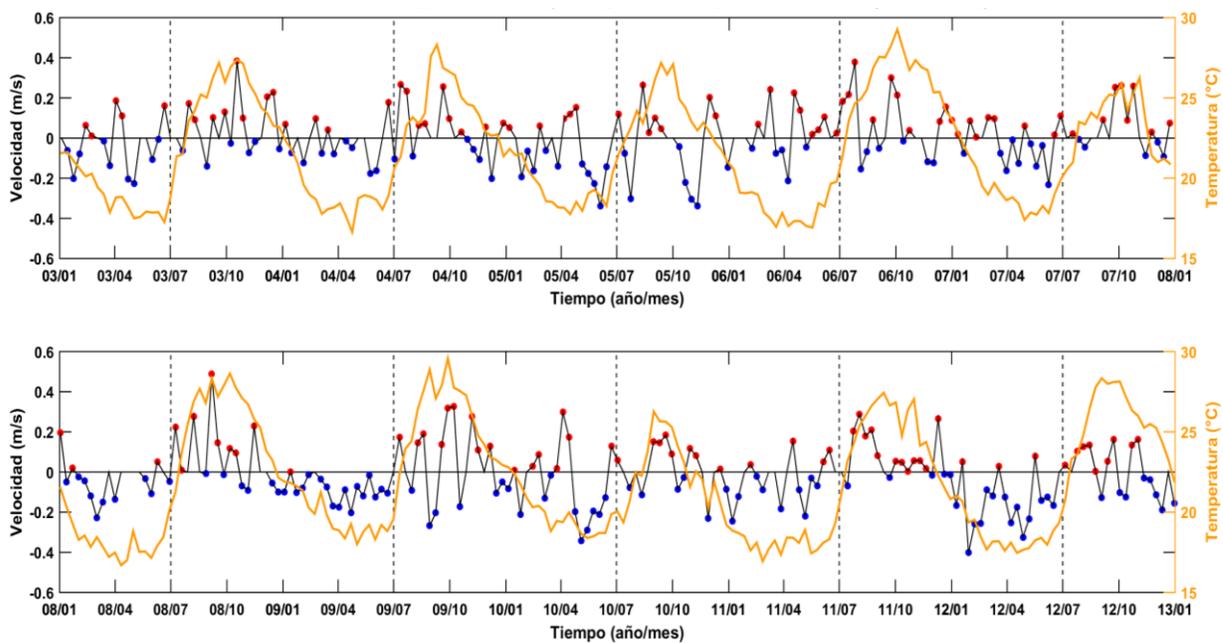
En julio y agosto de 2008 se alcanzan máximos de ( $0.5 \text{ m s}^{-1}$ ), mientras que en el 2009 el flujo hacia el ecuador es de menor intensidad que el flujo hacia el polo y el 2010 presentan mayor variabilidad en durante todo el año. De febrero de 2011 a febrero de 2012 son correspondientes a las fechas tratadas en el capítulo 2, pero ahora podemos apreciar que en los primeros 5 meses del 2012 se presentó un fuerte flujo hacia el ecuador.

La figura 16 muestra la anomalía de velocidad geostrófica para los años del 2003 al 2012 y añade una serie de temperatura superficial obtenida de GHRSSST, promediadas para las fechas de altimetría y sobre la región frente a Bahía Magdalena, Cabe recordar que los datos de temperatura superficial inician a mediados del 2002, como se indica en la sección 2.1.3.

Los valores altos de la serie de temperatura superficial coinciden claramente con los periodos de flujo hacia el polo en los meses de julio a octubre, así mismo los valores más bajos de temperatura superficial son coincidentes con el periodo de flujo hacia el ecuador (meses de febrero a abril).

Por ejemplo en octubre de 2007 (casi al final de la primera serie), las corrientes presentan una señal que se asemeja a la de temperatura, esto mismo ocurre en agosto de 2010; y en los meses de febrero a junio de 2009. Esto muestra que el efecto integrado de las corrientes también es notorio en la temperatura.

Los valores de positivos y negativos de la velocidad en los meses de transición entre verano e invierno deben su origen a probables eventos de mesoescala, más que a los flujos hacia el polo/ecuador.



**Figura 16:** Serie de temperatura superficial (línea naranja, de GHRST) acopladas a las velocidades anómalas geostróficas obtenidas de altimetría para los años de 2003 a 2012.

## Capítulo 4. Análisis y discusión

---

### 4.1 Circulación en gran escala

La circulación de gran escala en este estudio comprende la región oceánica adyacente a Baja California Sur. González – Rodríguez *et al.* (2012) mencionan que el viento sopla paralela a la costa a lo largo del año, provenientes del noroeste, con los valores más altos encontrados durante abril y velocidades del viento débil de julio a agosto.

Los datos utilizados para la observación a gran escala en este trabajo corresponden a promedios de una semana de temperatura superficial obtenido de GHRSSST y de corrientes geostróficas de AVISO (fig. 17) descritos en el capítulo 2. Las fechas indicadas en la figura 17 incluyen los días en los que se realizaron los cruceros en Bahía Magdalena – Almejas (BMA).

Los valores de temperatura en el interior de los rectángulos frente a BMA corresponden a los obtenidos a 1m de profundidad de los cruceros, puede notarse la gran similitud entre los valores obtenidos por satélite y los hidrográficos, ello nos muestra la confiabilidad de los datos de temperatura de gran resolución ( $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ ) cerca de la costa.

En los meses de febrero y abril de 2011, se aprecia la formación de meandros, los cuales advectan aguas frías sobre la región costera, de menor temperatura ( $12 - 16^{\circ}\text{C}$ ) al norte de Baja California Sur, mientras que cerca de la punta de la península son ligeramente cálidas ( $19 - 21^{\circ}\text{C}$ ). El flujo geostrófico sobre la región muestra una tendencia hacia el sur en zonas adyacentes a la costa, y en zonas alejadas de la costa la dirección del flujo es afectado por remolinos y meandros.

Febrero y abril de 2012 presentan temperaturas similares a las del 2011, pero las corrientes geostróficas muestran un patrón más claro hacia el sur con velocidades que van desde  $0.3 - 0.45\text{ ms}^{-1}$  y son correspondientes a las estaciones de invierno y primavera.

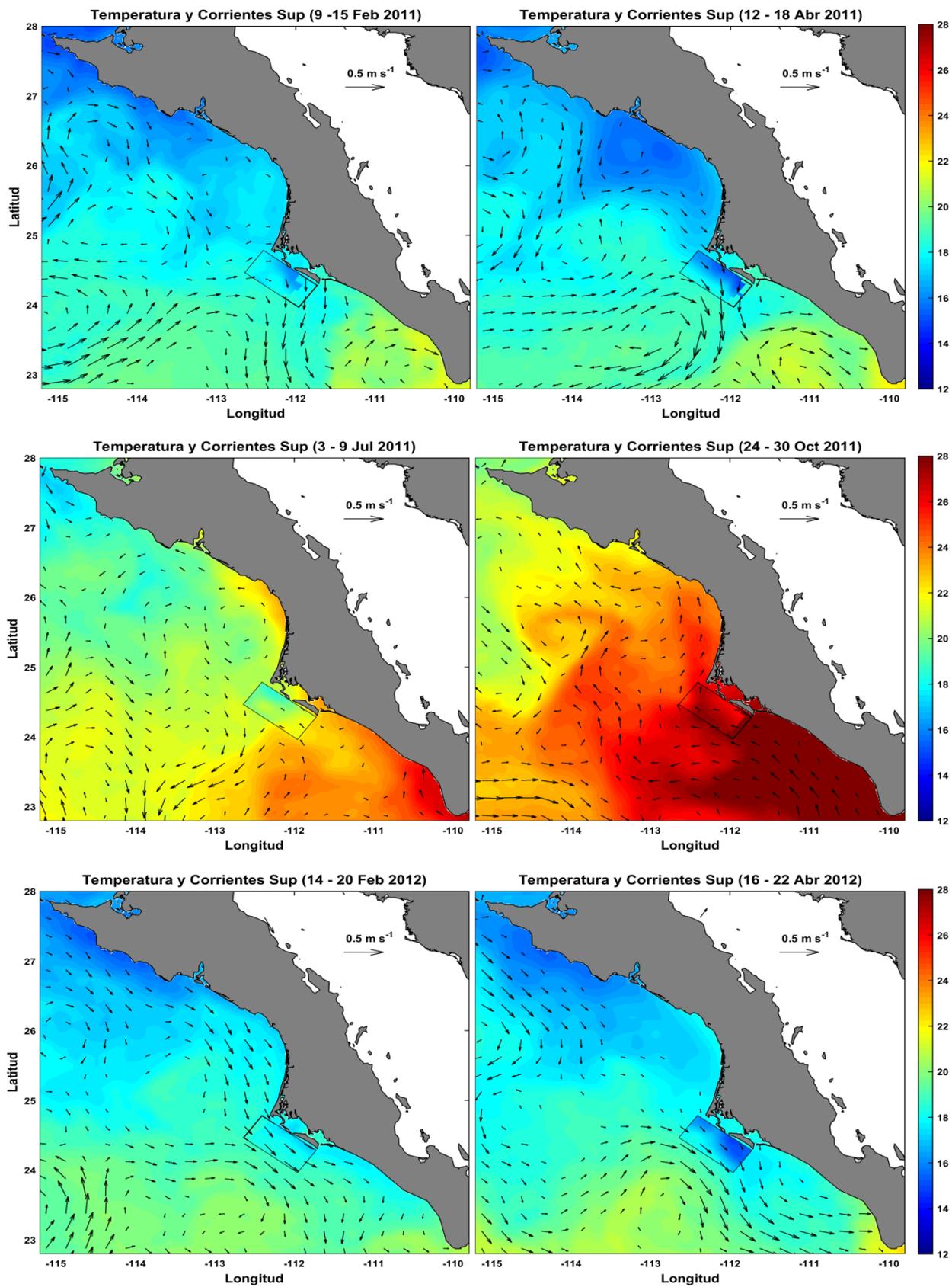


Figura 17; Mapas de temperatura y corrientes superficiales en Baja California Sur, los valores en la región delimitada por el rectángulo corresponden a los cruces en Bahía Magdalena-Almejas.

En julio las temperaturas superficiales comienzan a incrementarse sobre todo al sur de la región ( $> 20^{\circ}\text{C}$ ), las corrientes geostroicas cerca de la costa presentan valores pequeños ( $< 0.15 \text{ m s}^{-1}$ ) y sin orientación definida.

En octubre de 2011, las temperaturas en superficie son elevadas ( $> 24^{\circ}\text{C}$ ) abarcando incluso más de la mitad del Golfo de Ulloa (GU). La corriente geostroica muestra que este flujo hacia el polo ( $\sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$ ) se desarrolla pegado a la costa entre Bahía Magdalena y el Golfo de Ulloa, mientras que en la zona sur de la península se expande fuera de la costa.

Aunque es notable el incremento de temperatura en el mes de octubre, las corrientes asociadas a este periodo no corresponden a los maximos, los cuales ocurren en agosto según los datos mostrados de ADP y altimetria. La figura 18 muestra el promedio de dos semanas consecutivas de temperatura y corrientes geostroficas en superficie correspondiente a las fechas donde el flujo hacia el polo es mas intenso. En esta figura se aprecia claramente la circulacion paralela a la costa hasta el norte del golfo de Ulloa, con valores maximos alrededor de  $0.55 \text{ m s}^{-1}$  y temperaturas en la region costera que oscilan entre  $26 - 28^{\circ}\text{C}$ , mientras que al sur de la peninsula alcanzan los  $30^{\circ}\text{C}$ .

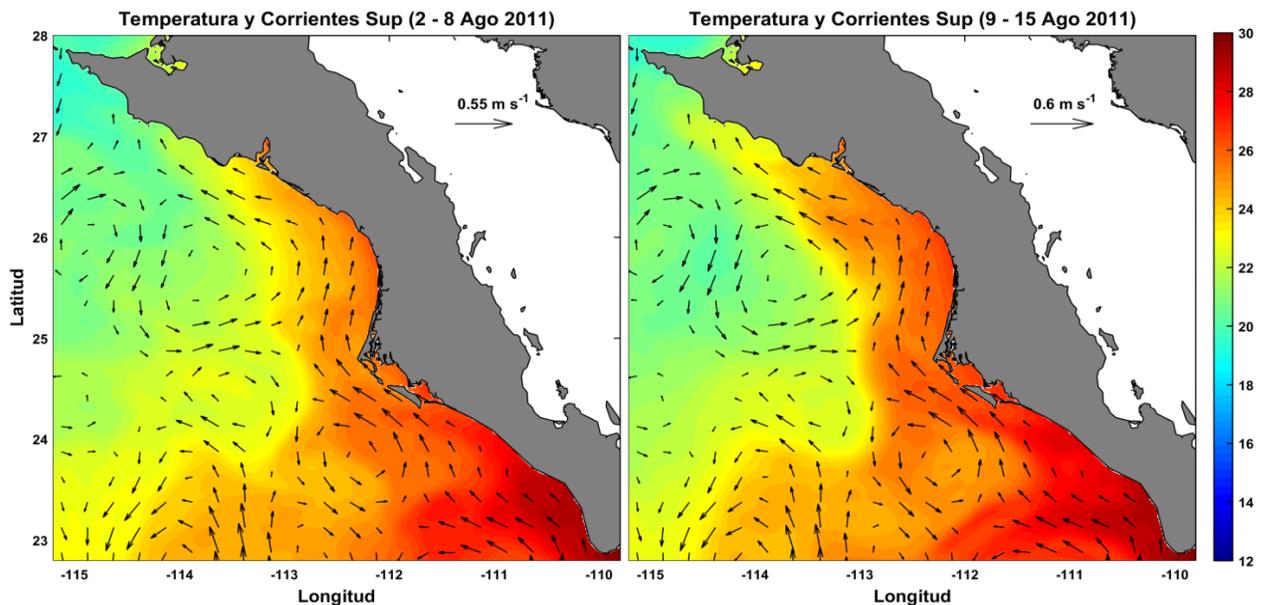


Figura 18: Temperatura y corrientes geostroicas superficiales en el mes de agosto.

## 4.2 Capa de mezcla y contenido de calor

La figura 18 muestra la distribución de la profundidad de la capa de mezcla, y en la cual puede observarse una dependencia estacional y a su vez este refleja cambios en la estratificación superficial del océano.

Siguiendo la metodología de Kara et al. (2000), la temperatura de referencia es tomada a 10 m de profundidad. Esta profundidad es escogida para eliminar cualquier posible sesgo en el perfil de datos debido a “skin effects” en la superficie del océano (Fairall et al., 1996).

En febrero de 2011 (Fig. 19a) la capa de mezcla es superior a los 20 m de profundidad. Los mayores valores (> 40 m) se encontraron en las zonas alejadas de la costa. Durante abril de 2011 la capa de mezcla fue menor en toda el área de estudio (Fig. 19b), siendo menor a 20 m cerca a la costa en el región central y extendiéndose hasta mar abierto en la región sur.

En febrero de 2012 (Fig. 19e) se observa que alrededor de un 60% de la región presenta una capa de mezcla mayor a los 30m de profundidad, mientras que la región más somera se encuentra alrededor de la entrada a la bahía. Abril de 2012 (fig. 19f) presenta en su mayoría una capa de mezcla alrededor de los 20 m y valores máximos ~35 m en la zona central y alejada de la costa.

Para el crucero de julio de 2011(Fig. 19c), la profundidad de la capa de mezcla oscila entre 15 y 30 m de profundidad, esta capa menos profunda puede deberse al ingreso de aguas cálidas sobre la región. En octubre (Fig. 19d) la región es altamente influenciada por masas de agua cálida como se vio en la figura 7g, causando una fuerte estratificación y originando una capa de mezcla casi homogénea sobre la región (~30 m de profundidad), sólo en la parte sur cercana a la costa se pueden ver valores menores a los 20 m.

Durante el periodo de observación la característica más notable son las pendientes hacia fuera de la costa en épocas de surgencias, los valores más profundos se hallan fuera de la costa. Durante el resto del año no se observan características distintivas.

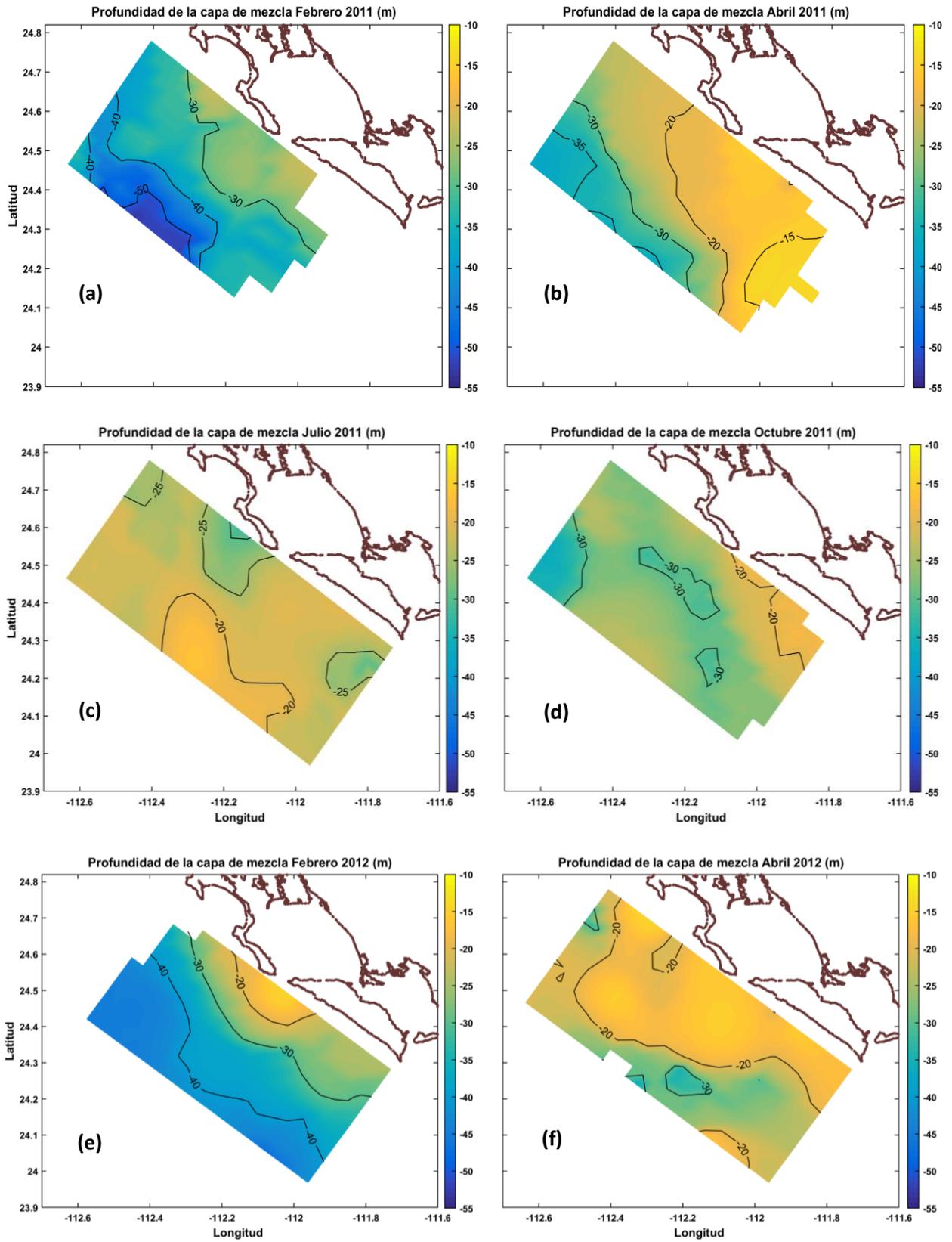


Figura 19: Profundidad de la capa de mezcla para los cruces de BMA.

El contenido de calor (figura 20) es integrado desde superficie hasta la profundidad de la capa de mezcla. La importancia del contenido de calor en la capa de mezcla radica en conocer la disponibilidad de calor mínima que puede ser intercambiada con la atmosfera, siendo el flujo de calor entre el océano – atmosfera el regulador del clima global. De manera local el contenido de calor nos permite cuantificar el efecto producido por masas de agua advectadas sobre la región. Los cálculos fueron hechos siguiendo la ec. 6, en unidades de  $J/m^2$ . Existen muchos trabajos de cálculo de contenido de calor, entre los más representativos están los de Levitus, Antonov, Boyer, and Stephens (2000); Levitus *et al.* (2012).

En la figura 20a y 20e, se aprecia un mayor contenido de calor en las zonas alejadas de BMA ( $8 - 9 \times 10^7 J/m^2$ ), correspondiente a una capa de mezcla con mayor profundidad; mientras que cerca de la costa se encuentran los valores más bajos ( $4 - 6 \times 10^7 J/m^2$ ).

En abril de ambos años se presenta menor contenido de calor (fig. 20b, f), producido por las temperaturas bajas de afloramiento costero, pero siendo abril de 2012 el que ha presentado menor contenido de calor en la región de estudio. En el mes de julio (fig. 20c), se puede ver que el contenido de calor es más homogéneo en toda la región aunque no mayor a  $6 \times 10^7 J/m^2$ . En cuanto a octubre (fig. 20d), se observan valores altos de contenido de calor, siendo mayor a  $6 \times 10^7 J/m^2$  en casi el 70 % de la zona mostrada. Se puede ver una estacionalidad muy marcada en la región frente a BMA, entre los meses de abril y octubre.

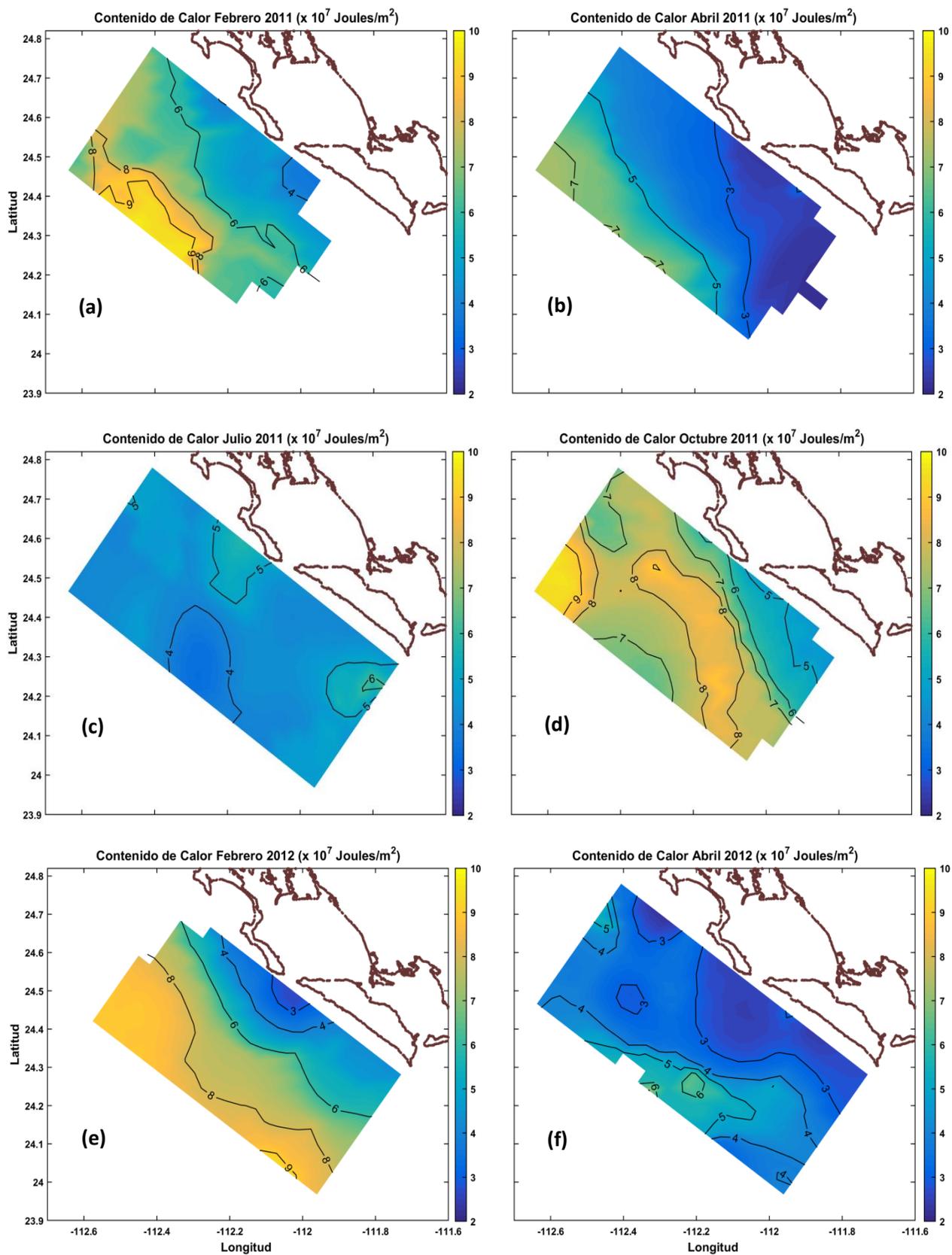


Figura 20: Contenido de calor para los cruceros de BMA.

La tasa de cambio de calor almacenado frente a Bahía Magdalena – Almejas (o también llamado calentamiento), es calculada mediante la ec.8 (sección 2.2.3 del capítulo 2), solo se mostrarán los valores promedios de la región (tabla 5), así como los valores máximos y mínimos encontrados en la región, además del periodo entre los cruceros.

Los valores positivos mostrados en la tabla 5, corresponden a una ganancia de calor por parte del sistema y los negativos a una pérdida de calor. Ambos, ganancia y pérdida de calor son relacionados principalmente con los intercambios con la atmósfera y a los flujos advectivos de agua cálidas y frías en esta región de estudio.

**Tabla 5: Cambios del contenido de calor entre los cruceros de BMA.**

Cruceros	Periodo entre cruceros (días)	Tasa promedio de cambio de calor (Watts/m <sup>2</sup> )	Tasa máxima de cambio de calor (Watts/m <sup>2</sup> )	Tasa mínima de cambio de calor (Watts/m <sup>2</sup> )
Febrero – Abril de 2011	62	-3.65	2.11	-7.1
Abril – Julio de 2011	82	0.32	4.77	-5.33
Julio – Octubre de 2011	113	2.92	5.62	-0.69
Octubre 2011 – Febrero 2012	113	-0.45	2.09	-4.34
Febrero – Abril de 2012	62	-5.62	-0.06	-11.41

Los resultados de la tabla 5 muestran ganancias de calor entre los periodos de abril a julio y de julio a octubre, siendo este último periodo el que tiene una mayor ganancia, la cual no puede ser explicada con intercambios de calor con la atmosfera y es posiblemente debido al flujo advectivo de masas de aguas cálidas provenientes del sur. Lo opuesto ocurre entre los periodos de octubre a febrero y de febrero a abril (de

ambos años) y es el periodo del 2012 el que muestra mayor pérdida de calor, producida posiblemente por efectos de un fuerte afloramiento respecto al año anterior.

Adicionalmente se calculó el almacenamiento de calor proveniente de radiación (energía solar, radiación infrarroja) y de flujos de calor provenientes de evaporación o conducción (calor sensible, latente). Los detalles de este balance de calor se muestran en el anexo A.

La conservación de calor requiere:

$$Q = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V \quad (22)$$

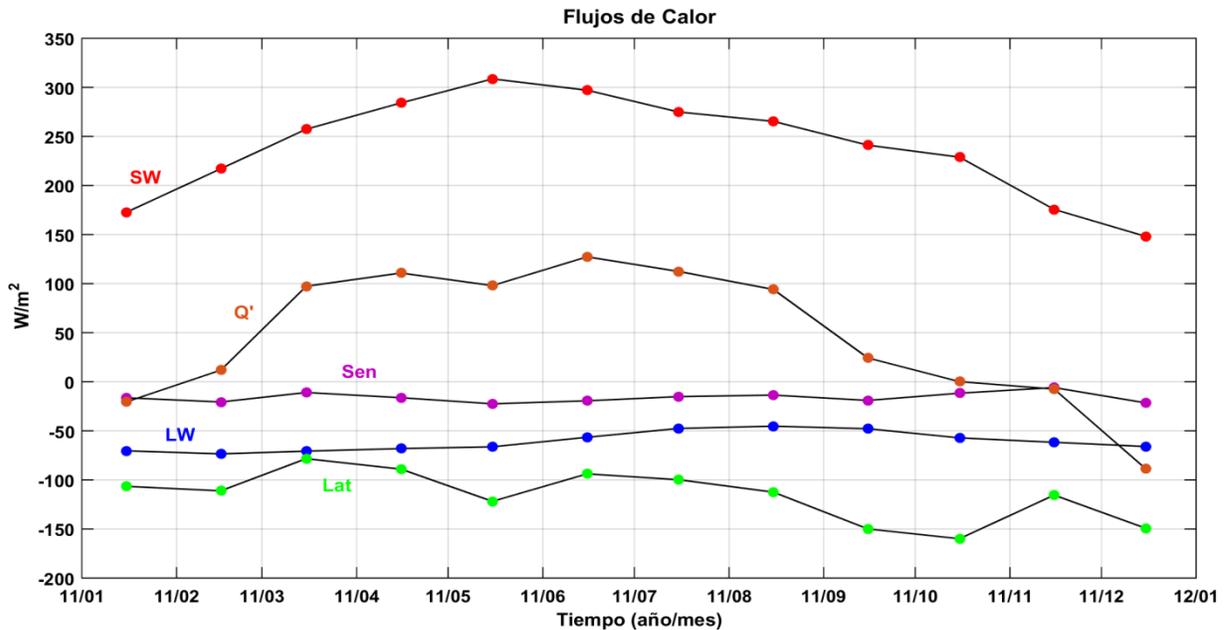
Donde  $Q$  es el calor resultante ganado o perdido.  $Q_{SW}$  es el flujo de energía solar hacia la superficie del mar (radiación de onda corta).  $Q_{LW}$  el flujo neto de calor perdido por el mar como radiación de onda larga (infrarroja) a la atmosfera.  $Q_S$  es el flujo de calor perdido o ganado a través de la superficie del mar por conducción (flujo de calor sensible).  $Q_L$  el flujo de calor perdido/ ganado por evaporación (flujo de calor latente); y  $Q_V$  es el calor llevado por corrientes (termino advectivo). Las unidades de estos flujos son  $W/m^2$ .

Los primeros 4 términos de la ecuación 22, son complicadas de calcular, por lo que el cálculo de ellas es de manera indirecta a través de las “bulk formulas” (descritas en el anexo A).

Los valores de estos 4 términos fueron tomados de la base de datos del Centro de Oceanografía Nacional de Southampton (NOCS, por sus siglas en inglés; Josey et al. 1999) y basadas en observaciones del Amplio Conjunto de Datos Internacional del Océano - atmósfera (ICOADS, por sus siglas en inglés; Woodruff et al. 1998). Este conjunto de datos posee una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  y en intervalos mensuales iniciando desde 1973 hasta la actualidad.

La figura 21 muestra los valores para los flujos por radiación, calor sensible y latente, todos ellos obtenidos para la región frente a Bahía Magdalena y durante el año 2011

(año en que se realizaron 4 cruceros). La suma de estos términos la llamaremos  $Q'$ , la cual integraremos y comparemos con el calor obtenido en los cruceros del 2011.



**Figura 21:** SW es flujo de calor por radiación de onda corta (solar), LW es flujo de calor por onda larga, Lat es flujo de calor latente, Sen es flujo de calor sensible y  $Q'$  es la resultante de los 4 flujos mencionados.

Se debe mencionar que el calor contenido en los cruceros calculado previamente es desde superficie hasta la profundidad de la capa de mezcla y el calor transmitido por debajo de la capa de mezcla es despreciable. Para el mes de julio el flujo de calor resultante ( $Q'$ ) es  $\sim 120 W/m^2$ , y en octubre es de  $12 W/m^2$ . Integrando ambos resultados para el periodo de una semana, tenemos que en julio el valor de contenido de calor es  $\sim 7.25 \times 10^7 J/m^2$ , mientras que el valor obtenido para el crucero de julio frente a Bahía Magdalena es  $\sim 4.49 \times 10^7 J/m^2$  en promedio. El calor advectivo ( $Q_V$ ) juega un rol importante sobre nuestra región de estudio y es el responsable de la disminución del contenido de calor, siendo de signo negativo en las fechas de abril a julio en donde aún permanece remanentes de corrientes hacia el ecuador. Sin embargo el incremento de temperatura superficial durante el crucero de julio (fig. 7e) puede explicarse por un incremento de calor por radiación, puesto que en el balance de los flujos mostrados en la figura 21, el calor por radiación (SW) es mayor que los otros flujos y por lo tanto es predominante en esos meses.

El calor integrado para el mes de octubre es  $7.38 \times 10^6 J/m^2$ , y el obtenido para el cruce del mismo mes es  $7.25 \times 10^7 J/m^2$ . El término advectivo (positivo, por la corriente cálida hacia el polo) sería el predominante sobre este mes, debido a que el balance de los otros flujos no es suficiente para explicar el contenido de calor en la zona, ni las altas temperaturas en superficie.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En los cruceros de febrero y abril de ambos años (2011 y 2012), se evidencia afloramiento costero (fig. 8a, c, i, k) además de flujos geostróficos hacia el ecuador observados en la figura 14. La masa de agua asociada a este flujo corresponde a las Aguas Subárticas que son transportadas por la corriente de California sobre toda la Península de Baja California.

Los datos de crucero de julio y octubre de 2011 nos muestran intrusiones de agua cálida sobre la región de Bahía Magdalena, con características de origen tropical y subtropical provenientes del sur, siendo notable en el crucero de octubre y en superficie (0 – 50 m). La presencia de estas aguas cálidas es apoyada por el flujo geostrófico durante ese mes (fig. 14). Mientras que en subsuperficie se distingue una ligera elevación de aguas subtropicales subsuperficiales hasta unos 130 m. de profundidad en este mismo crucero.

El flujo hacia el polo durante los meses de verano ocurre cuando las velocidades del viento son débiles pero aun soplando paralela a la costa y su dirección se mantiene del noroeste, destacando que la dirección de esta corriente es contra el viento.

La serie de tiempo de ADP evidencia una propagación de corriente residual constante hacia el ecuador durante los meses de febrero a abril de 2011, también que hubo eventos intensos de circulación hacia el polo durante los meses de julio y agosto de 2011 en gran parte de la columna de agua, con máximos que alcanzaron los  $0.8 \text{ m/s}$  y además se encuentran asociadas a temperatura mayores a los  $25^\circ\text{C}$ . Aunque no se tengan datos de crucero para las fechas donde el flujo hacia el polo es más intenso, debido a que fueron posteriores al crucero de julio y antes del crucero de octubre, se pueden apreciar en los datos de mayor escala (fig. 18) tanto de temperatura superficial como de corrientes geostróficas.

La fiabilidad de los datos de temperatura superficial del GHRSSST se debe a la gran similitud que poseen los valores de estos con los obtenidos por cruceros para los niveles más superficiales (fig. 17).

Hasta hace algunos años los datos de altimetría costera no eran tan confiables, el reprocesamiento de ellos en los últimos años ha mejorado la calidad de los datos cerca a la costa y aunque la resolución temporal de los datos de altimetría no sea la más óptima (cada 10 días), la cantidad de años de medición la hacen cada vez más confiable y su utilización es cada vez mayor para estudios de circulación costera a partir de la escala geostrofica, por ejemplo: Liu *et al.*, 2012, Le Hénaff *et al.*, 2011.

Los datos de corriente obtenido por altimetría cerca de la costa muestran la presencia de este flujo hacia el polo en los meses de verano y otoño y hacia el ecuador en invierno – primavera, además estos valores son similares a los estimados del ADP, aunque en difieren en magnitud, durante el periodo de febrero de 2011 a febrero de 2012. La serie de 20 años de datos de corrientes anómalas de altimetría indican que los flujos más intensos hacia el ecuador se dan en los primeros 4 meses del año (enero a abril), mientras el flujo hacia el polo ocurre frecuentemente en la mayoría de los años durante los meses de julio a setiembre, a veces con algún tiempo de retraso o adelanto con respecto al mes de julio. Los valores de anomalía de corriente geostrofica están alrededor de los 0.3 *m/s* en la zona cercana al ADP y se extienden más allá de los 50 km entre agosto y octubre.

El contenido alto de calor en los meses de julio y octubre tiene un reflejo negativo sobre la productividad primaria, como se muestra en el trabajo de González-Rodríguez *et al.* (2012), donde se muestra la disminución de la productividad primaria durante los meses de julio a diciembre para los años de 2003 a 2007. Sin embargo las temperaturas superficiales (primeros metros de la columna de agua) del crucero de julio pueden deberse tanto a flujos de poca intensidad hacia el polo así como a un calentamiento por radiación solar. Como se muestra en la figura 21, la radiación solar es la que aportan mayor energía sobre la zona. Por otro lado, en octubre el balance de calor muestra que la radiación es menor y las temperaturas altas encontradas en ese crucero en los 40 primeros metros de profundidad son debidas a un flujo de calor advectivo producidas por la corriente hacia el polo.

En la figura 22 se esquematiza el flujo hacia el polo inducido por el balance de fuerzas entre los gradientes de presión y coriolis, el cual transporta masas de agua cálida hacia el interior del Golfo de California y posteriormente sobre la región occidental de la península de Baja California.

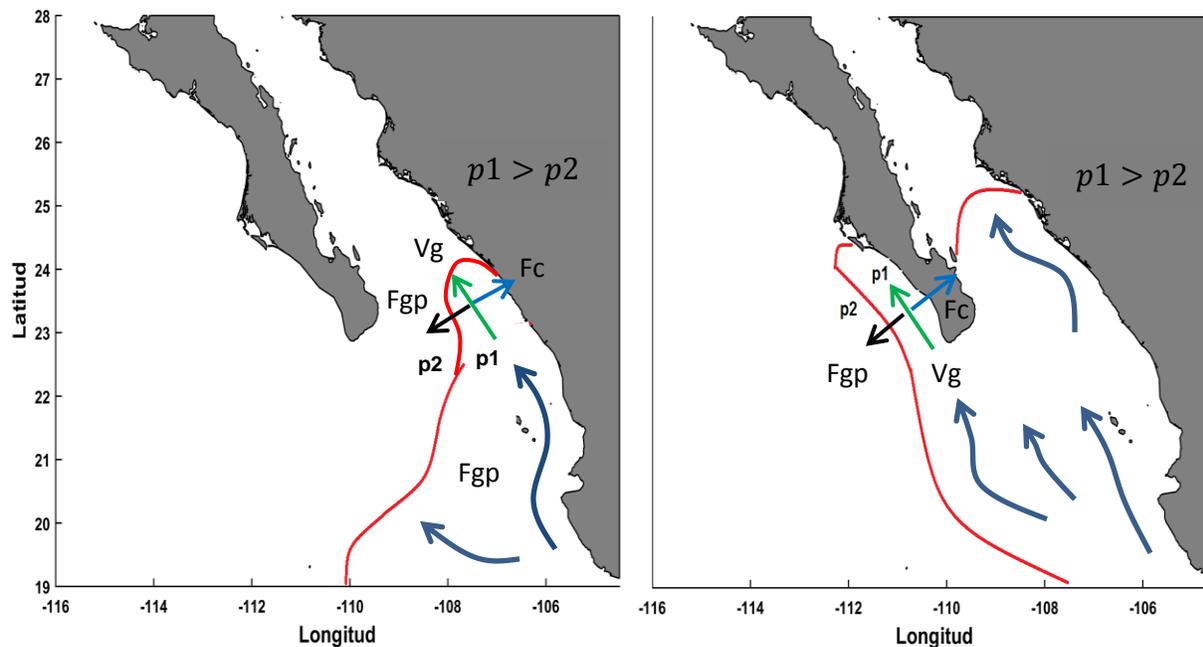


Figura 22: Esquema de la circulación por balance de fuerzas. Fgp es la fuerza del gradiente de presión por unidad de masa (flecha negra), Fc es la fuerza de Coriolis (flecha celeste) y Vg es la velocidad geostrófica resultante (flecha verde); el contorno rojo corresponde a la masa de agua cálida, p1 y p2 representa la presión al interior de la masa de agua cálida y fuera de ella respectivamente.

## Lista de referencias bibliográficas

- Barnes, S. L. (1964). A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 3(4), 396 – 409.
- Berry, D. I., & Kent, E. C. (2009). A new air-sea interaction gridded dataset from ICOADS with uncertainty estimates. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(5), 645-656.
- Carrère, L., Lyard, F. (2003). Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing – comparisons with observations. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1275, doi: 10.1029/2002GL016473.
- Carrère L., Lyard, F., Cancet, M., Roblou, L., Guillot, A. (2012). FES 2012: A new tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry measurements. Presented at the Ocean Surface Topography Science Team 2012 meeting, Venice-Lido, Italy, September 22 – 29.
- Chelton, D. B., Deszoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., and Siwertz, N. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Radius of Deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433 – 460.
- Chen, D., Busalacchi, A. J., and Rothstein, L. M. (1994). The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99(C10), 20345 – 20359.
- Clark, N. E., Eber, L., Laurs, R. M., Renner, J. A., & Saur, J. F. T. (1974). Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71. National Marine Fisheries Service SSRF – 682, U.S. Dept. of Commerce, 108 pp.
- Cosío, M. A., Trasviña A. (2000). Organización y visualización de datos de CTD. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, 20, 445 - 456.
- Dijkstra, H. A. (2008). *Dynamical Oceanography* (pp. 273 - 277). Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Durazo, R., Baumgartner, T. R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997 – 1999. *Progress in Oceanography*, 54(1), 7 – 31.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., Edson, J. B., and Young, G. S. (1996). Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 101(C1), 1295 – 1308.
- Fiedler, P. C., Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 143 – 180.

- Filonov, A. E., Monzón, C. O., Tereschenko, I. E. (1996). A technique for fast conductivity-temperature-depth oceanographic surveys. *Geofísica Internacional*, 35 (4), 415 – 420.
- GHRSSST Science Team (2010). The Recommended GHRSSST Data Specification (GDS) 2.0, document revision 4, available from *GHRSSST International Project Office*, 2011, pp123.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere Ocean Dynamics* (Vol. 30, pp. 189 – 208). Academic Press
- González-Rodríguez, E., Trasviña-Castro, A., Gaxiola-Castro, G., Zamudio, L., and Cervantes-Duarte, R. (2012). Net primary productivity, upwelling and coastal currents in the Gulf of Ulloa, Baja California, Mexico. *Ocean Science*, 8(4), 703 – 711, doi: 10.5194/os-8-703-2012.
- Hickey, B. M. (1979). The California Current system-hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4), 191-279.
- Hickey, B. M. (1998). Coastal Oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. In: Robinson A.R., Brink K.H. (Eds.) *Coastal Segment, The Sea*, 11(12). Wiley, New York. (pp. 345 - 391).
- IOC, SCOR and IAPSO (2010). The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculations and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides, 56, UNESCO, (pp 196).
- Josey, S. A., Kent, E. C., and Taylor, P. K. (1999). New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *Journal of Climate*, 12(9), 2856-2880.
- Kara, A. B., Rochford, P. A. and Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*, 105(C7), 16803 – 16821.
- Kelley, D. E. (2007). *Gri: A Program to Make Science Graphs, User's manual*. Recuperado el 10 de octubre de 2014, de <http://gri.sourceforge.net/docs.php>
- Koch, S. E., Desjardins, M. and Kocin, P. J. (1983). An Interactive Barnes Objective Map Analysis Scheme for Use with Satellite and Conventional Data. *Journal of Climate and applied Meteorology*, 22 (9), 1487 – 1503.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A., & Guest, P. (2009). SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 114(C2).
- Le Hénaff, M., Roblou, L., and Bouffard, J. (2011). Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. *Ocean Dynamics*, 61(4), 425-437.

- Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T. P. and Stephens, C. (2000). Warming of the world ocean, *Science*, 287(5461), 2225 – 2229.
- Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T. P., Baranova, O. K., Garcia, H. E., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Reagan, J. R., Seidov, D., Yarosh, E. S., and Zweng, M. M. (2012). World ocean heat content and thermosteric sea level change (0 – 2000 m), 1955 – 2010. *Geophysical Research Letters*, 39(10), doi: 10.1029/2012GL051106.
- Liu, Y., Weisberg, R. H., Vignudelli, S., Roblou, L., Merz, C. R. (2012). Comparison of the X-Track altimetry estimated currents with moored ADCP and HF radar observations on the West Florida Shelf. *Advances in Space Research*, 50(8), 1085 – 1098.
- Lynn, R. J. and Simpson, J. J. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92(12), 12947 – 12966.
- National Oceanography Centre/Southampton/United Kingdom (2008): NOCS Surface Flux Dataset v2.0. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Dataset. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds260.3/>. Accessed 6 Oct 2015.
- O'Connor, B. M., Fine, R. A., Maillet, K. A., Olson, D. B. (2002). Formation rates of subtropical underwater in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(9), 1571 – 1590.
- Powell, B. S. and Leben, R. R. (2004). An Optimal Filter for Geostrophic Mesoscale Currents from Along-Track Satellite Altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(10), 1633 – 1642.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computer & Geosciences*, 28(8), 929 – 937.
- Ralph, E. A., and Niiler, P. P. (1999). Wind-driven currents in the tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29 (9), 2121 – 2129.
- Ray, R. D. (1999). A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2, *NASA Tech Memo 209478*, 58p.
- Ray, R. D. (2008). A preliminary tidal analysis of Icesat laser altimetry: Southern Ross Ice Shelf. *Geophysical Research Letters*, 35(2), L02505, doi: 10.1029/2007GL032125
- Reed, R. K. (1977). On estimating insolation over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7(3), 482-485.

- Roblou, L., Lyard, F., Le Henaff, M. Maraldi, C. (2007). X-track, a new processing tool for altimetry in coastal oceans. In Geoscience and Remote Sensing Symposium, Montreaux, Switzerland, April 23-27, 2007, IGARSS 2007. IEEE International (pp. 5129-5133). IEEE.
- Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P., Birol, F. (2011). Post-processing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal models, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), Coastal Altimetry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 217 – 246.
- Smith, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), 709-726.
- Smith, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 93.
- Stewart, R. H. (2008). Introduction to Physical Oceanography. Recuperado el 6 de setiembre de 2013, de [http://oceanworld.tamu.edu/home/course\\_book.htm](http://oceanworld.tamu.edu/home/course_book.htm)
- Strub, P. T., Chereskin, T. K., Niiler, P. P., James, C., Levine, M.D. (1997). Altimeter derived variability of surface velocities in the California current system: 1. Evaluation of TOPEX/POSEIDON altimeter velocity resolution. *Journal of Geophysical Research*, 102(C6), 12727 – 12748.
- Strub, P. T., and James, C. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres: Part 2. 1997–1998 El Niño anomalies. *Progress in Oceanography*, 53(2), 185 – 214.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H. (2011). Descriptive Physical Oceanography An Introduction (6<sup>th</sup> Ed.) Academic Press.
- Taylor, P. K. (2000). Intercomparison and validation of ocean–atmosphere energy flux fields. Final Report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air–Sea Fluxes (SCOR Working Group 110). WMO/TD-1036.
- Trasviña, A. (1999). Procesamiento de datos de CTD ondulante. *GEOS, Union Geofisica Mexicana*, 19 (1), 33 – 43.
- Vignudelli, S., Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G. P., Manzella, G., Astraldi, M. (2005). Improved satellite altimetry in coastal systems: case study of Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophysical Research Letters*, 32(7), L07608, doi: 10.1029/2005GL022602.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.) (2011). Coastal Altimetry. (pp. 680). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-642-12795-3.
- Wyrski, K. (1966). Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 4, 33 – 68.

- Wyrski, K. (1967). Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology* 1, 117–147.
- Woodruff, S. D., Diaz, H. F., Elms, J. D., and Worley, S. J. (1998). COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(5), 517-526.
- Worley, S. J., Woodruff, S. D., Reynolds, R. W., Lubker, S. J., & Lott, N. (2005). ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, 25(7), 823-842.
- Zaytsev, O., Cervantes-Duarte, R., Montante, O., and Gallegos-Garcia, A. (2003). Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *Journal of oceanography*, 59(4), 489-502.
- Zaitsev, O., Trasviña-Castro, A., Linero-Cueto, J., Gaxiola-Castro, G., Cepeda-Morales, J. (2014). Oceanographic conditions over the continental shelf off Magdalena Bay (Mexico) in 2011 – 2012. *Ciencias Marinas*, 40(2), 89 – 112.

## Anexo

---

### A. Conservación de calor

Las variaciones temporales y espaciales de la temperatura del océano implican una transferencia de calor, de ganancia por absorción de energía solar o transportada por corrientes y de pérdida por evaporación o emisión (Steward, 2008; Talley et al., 2011).

La ecuación A1, representa la forma de cuantificar el balance de calor, donde cada término corresponde a la tasa de flujo de calor de su respectiva fuente de origen. Todos los flujos están en unidades de Watts por metro cuadrado ( $W/m^2$ ).

$$Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_L + Q_S + Q_V \quad (A1)$$

Dónde,  $Q_T$  es la tasa total de calor ganado o perdido del cuerpo de agua. Las componentes de la derecha de la ecuación A1 representan los términos con mayor contribución en el balance, y son:

$Q_{SW}$ , es el flujo neto de energía solar a través de la superficie del mar (radiación de onda corta).

$Q_{LW}$ , el flujo neto de calor perdido por el mar como radiación de onda larga a la atmosfera.

$Q_L$ , el flujo de calor perdido/ ganado por evaporación/ condensación (flujo de calor latente).

$Q_S$ , el flujo de calor perdido/ ganado por conducción (flujo de calor sensible).

$Q_V$ , el flujo de calor perdido/ ganado por el cuerpo de agua debido a corrientes (termino advectivo).

Los valores numéricos de los términos mencionados pueden ser de signo positivo o negativo, y corresponden a ganancia o pérdida de calor. El flujo de calor solar ( $Q_{SW}$ ) siempre es positivo y los de radiación de onda larga ( $Q_{LW}$ ) son negativos. El flujo de

calor latente casi siempre es negativo ( $Q_L$ ) y el flujo de calor sensible ( $Q_S$ ) puede ser positivo o negativo. El flujo advectivo de calor depende de la diferencia de temperatura entre el agua fluyendo hacia el interior de la región y el agua fluyendo fuera de la región. Ambos volúmenes transportados son iguales por conservación del volumen. Por lo tanto ( $Q_V$ ) puede ser positivo (entrada de agua cálida y salida de agua fría) o negativa (caso contrario). Otras fuentes de calor, como aquella del interior de la Tierra, cambios de energía cinética de las olas, o calor de reacciones químicas, son muy pequeñas y por lo tanto pueden ser despreciadas (Talley et al., 2011). La figura A1 muestra un esquema de los valores promedio de los términos discutidos en la ecuación A1. El flujo de calor advectivo no se muestra, debido a que este es interno del océano y es el producto de la velocidad y el gradiente de temperatura.

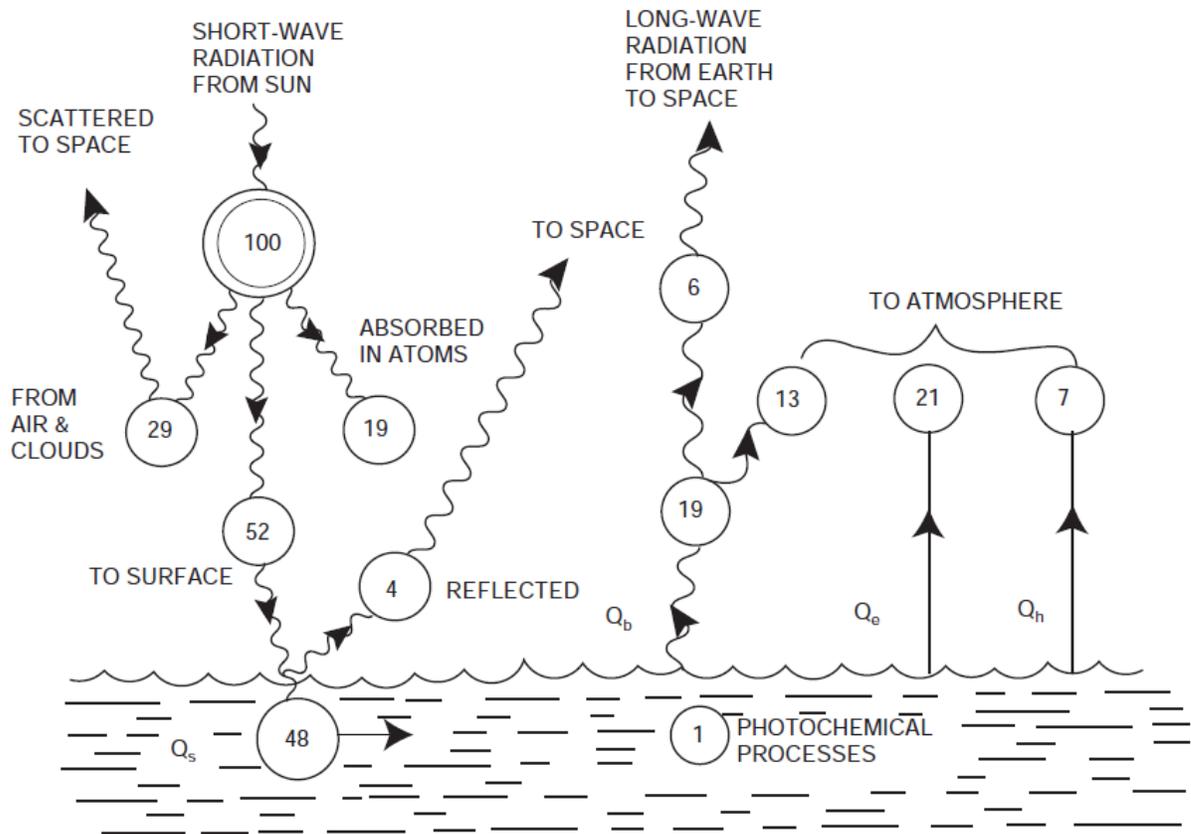


Figura A1: Almacenamiento de calor, distribución de 100 unidades de radiación de onda corta proveniente del sol a la atmósfera de la Tierra y la superficie del mar.  $Q_s$  corresponde a radiación solar,  $Q_b$  es el calor perdido por radiación de onda larga,  $Q_h$  es calor sensible y  $Q_e$  calor latente. (Tomado de Talley et al., 2011).

Para calcular las componentes del flujo de calor, se debe contar con cantidades observadas de temperatura, humedad, velocidad del viento, cobertura de nubes, entre otras. Ellas son medidas de estaciones de observación, de anclajes, de radiómetros en barcos, de boyas oceánicas, y de satélites. Cada uno de estas fuentes tiene sus propias ventajas y desventajas. Los satélites pueden dar estimaciones mejoradas de cobertura espacial pero no pueden medir exactamente todas las variables requeridas para el cálculo de flujos. Las observaciones de barcos contienen sesgos en las mediciones, que los vuelven de calidad variables y son muestreos irregulares; además la mayoría de estas mediciones se concentra en el hemisferio norte.

Los flujos de calor son calculados de las observaciones mencionadas, basadas en aproximaciones empíricas llamadas “bulk formulas”. Se pueden realizar observaciones más precisas de los flujos individuales de calor, pero tales observaciones son muy complejas y costosas por lo que no pueden ser realizadas rutinariamente (Stewart, 2008; Talley et al. 2011).

Las bulk fórmulas usadas para calcular los flujos superficiales de observaciones meteorológicas fueron revisados por el [Programa de Investigación del Clima Mundial (WCRP, por sus siglas en inglés), Comité Científico en Investigaciones Oceánicas (SCOR, por sus siglas en inglés)] Grupo de Trabajo en Flujos Superficiales (Taylor 2000).

Se utiliza la bulk fórmula de Reed (1977) para el flujo neto de onda corta, el de Clark et al. (1974) para el flujo neto de onda larga y las bulk fórmulas de Smith (1980, 1988) para los flujos turbulentos. Las fórmulas son mostradas en las ecuaciones A2 – A5.

$$Q_{SW} = (1 - \alpha)Q_c(1 - 0.62n + 0.0019\theta_n) \quad (A2)$$

$$Q_{LW} = \varepsilon\sigma_{SB}T_{sea}^4(0.39 - 0.05e^{0.5}) (1 - \lambda n^2) + 4\varepsilon\sigma_{SB}T_{sea}^3(T_{sea} - T_{air}) \quad (A3)$$

$$Q_L = \rho L C_e u (q_{sea} - q_{air}) \quad (A4)$$

$$Q_S = \rho C_p C_h u (T_{sea} - T_{air}) \quad (A5)$$

Las constantes y variables usadas en estas ecuaciones son especificadas en la tabla A1.

**Tabla A1. Descripción de variables y constantes en los flujos de calor**

<b>Símbolo</b>	<b>Variables</b>	<b>Valor y unidades</b>
$C_p$	Capacidad de calor específico del aire a presión constante.	$1030 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (*)
$C_h$	Coefficiente de transferencia de calor sensible	$1.0 \times 10^{-3}$ (*)
$C_e$	Coefficiente de transferencia de calor latente	$1.2 \times 10^{-3}$ (*)
$\rho$	Densidad del aire	$1.3 \text{ kg/m}^3$ (*)
$L$	Calor latente de evaporación	$2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ (*)
$u$	Velocidad del viento a 10 m.	$\text{m/s}$
$T_{air}$	Temperatura del aire a 10 m.	$^{\circ}\text{C}$ o $\text{K}$
$q_{air}$	Humedad específica del aire a 10 m.	$\text{kg}(\text{vapor de agua})$ $/\text{kg}(\text{aire})$
$T_{sea}$	Temperatura de la superficie del mar	$^{\circ}\text{C}$ o $\text{K}$
$q_{air}$	98% de saturación de Humedad específica en la superficie del mar (a $T_{sea}$ )	$\text{kg}(\text{vapor de agua})$ $/\text{kg}(\text{aire})$
$Q_c$	Radiación solar con cielo despejado	$\text{W/m}^2$
$n$	Promedio diario de la cobertura fraccional de nubes	<i>adimensional</i>
$\theta_n$	Elevación solar local a mediodía	<i>grados</i>
$\alpha$	Albedo (fracción de radiación que es reflejada)	<i>adimensional</i>
$\varepsilon$	Emitancia de la superficie del mar	0.98 (**)
$\sigma_{SB}$	Constante de Stefan-Boltzmann	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ (**)
$e$	Presión de vapor de agua	<i>adimensional</i>
$\lambda$	Coefficiente de cobertura de nubes dependientes de la latitud.	<i>adimensional</i>

(\*) Tomado de Stewart 2008; (\*\*) tomado de Talley et al. 2012.

Los valores de los flujos que se utilizaron en el capítulo 4, provienen de un nuevo conjunto de datos de interacción aire – mar (Berry y Kent, 2009), promediados

mensualmente y mallados. Este conjunto de datos es desarrollado por el Centro Nacional de Oceanografía de Southampton (NOCS, por sus siglas en inglés), encontrándose en su segunda versión (NOCS v2.0).

NOCS v2.0 es basado en observaciones de barcos del Amplio Conjunto de Datos Internacional del Océano - atmósfera (ICOADS, por sus siglas en inglés; Woodruff et al. 1998; Worley et al. 2005), son presentados en una malla espacial de  $1^\circ$  y con un periodo que comprende desde 1973 – 2014. Los flujos son calculados usando las bulk formulas mostradas en las ecuaciones A2 – A5.

Los campos mensuales de las variables meteorológicas y de flujos, así como sus incertidumbres estimadas, están disponibles para descargarlas del siguiente enlace:

<http://rda.ucar.edu/datasets/ds260.3/>