



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**CIRCULACIÓN Y ESTRUCTURAS DE MESOESCALA EN EL GOLFO DE
TEHUANTEPEC A PARTIR DE OBSERVACIONES HIDROGRÁFICAS Y
ALTIMETRÍA SATELITAL**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

CLAUDIA IVETTE ARAICO GONZÁLEZ

TUTORES PRINCIPALES:

**DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. MIGUEL ÁNGEL AHUMADA SEMPOAL
UNIVERSIDAD DEL MAR**

COMITÉ TUTOR

**DRA. MARÍA LUISA MACHAÍN CASTILLO
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. JAVIER ALDECO RAMÍREZ
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA, IZTAPALAPA
DRA. LIGIA PÉREZ CRUZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

CD. MX., JUNIO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



**CIRCULACIÓN Y ESTRUCTURAS DE MESOESCALA EN EL GOLFO DE
TEHUANTEPEC A PARTIR DE OBSERVACIONES HIDROGRÁFICAS Y
ALTIMETRÍA SATELITAL**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

CLAUDIA IVETTE ARAICO GONZÁLEZ

TUTORES PRINCIPALES:

**DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. MIGUEL ÁNGEL AHUMADA SEMPOAL
UNIVERSIDAD DEL MAR**

COMITÉ TUTOR

**DRA. MARÍA LUISA MACHAÍN CASTILLO
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. JAVIER ALDECO RAMÍREZ
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA, IZTAPALAPA
DRA. LIGIA PÉREZ CRUZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

MÉXICO, CD. MX., JUNIO 2018

UNAM - Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Pá!! Tú y Yo juntos..... en mi examen.

AGRADECIMIENTOS

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCML) y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) por darme la oportunidad de realizar mis estudios de Maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por haberme otorgado la beca de estudios de posgrado.

Al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por el uso de los datos obtenidos durante el crucero TEHUA-I a bordo del B/O "El Puma" realizado del 16 al 24 de junio de 2003. El financiamiento para el tiempo de barco para la realización de esta campaña fue cubierto por la Universidad Nacional Autónoma de México.

A la Secretaría de Marina Armada de México por permitir el uso de los datos de CTD de los cruceros oceanográficos, SC-OCVER-0107, SC-OCVER-0208, SC-COYVER-0209, COLSI-MOGOT-01-10 realizados del 3 al 12 de julio de 2007, del 25 de mayo al 8 de junio de 2008, del 20 al 31 de julio de 2009 y del 14 al 27 de junio de 2010, respectivamente.

A la Dra. María Adela Monreal Gómez y al Dr. Miguel Ángel Ahumada Sempoal por la dirección y plena disposición para el desarrollo de esta investigación.

A los miembros de mi comité tutorial: Dra. María Luisa Machaín, Dr. Javier Aldeco Ramírez y Dra. Ligia Pérez Cruz, quienes evaluación tras evaluación mostraron entusiasmo e interés por el correcto desarrollo de este trabajo.

A todas las mujeres que integran el departamento de servicios escolares, Diana, Lupita, Chantal, Gaby y Yazmín, de verdad que siempre tenían una sonrisa y brindaban la orientación necesaria ante cualquier situación académica.

ÍNDICE

| | Pag. |
|--|------|
| RESUMEN | |
| CAPÍTULO I: MARCO TEÓRICO | |
| 1.1. Introducción | 1 |
| 1.2. Área de estudio | 2 |
| 1.3. Hipótesis | 5 |
| 1.4. Objetivos | 5 |
| 1.4.1. Objetivo Principal | 5 |
| 1.4.1.1. Objetivos Particulares | 5 |
| CAPÍTULO II: MÉTODO | |
| 2.1. Generación y procesamiento de datos | 6 |
| 2.2. Corrientes geostróficas | 8 |
| 2.2.1. Naturaleza y posibles mecanismos de formación de vórtices de mesoescala | 10 |
| 2.3. Reconocimiento de masas de agua y cálculo de la profundidad de la capa mezclada | 12 |
| CAPÍTULO III: RESULTADOS | |
| 3.1 Altimetría satelital | 13 |
| 3.2 Mapas de altura dinámica y distribución horizontal de salinidad y temperatura | 15 |
| 3.3 Estructura vertical e identificación de masas de agua | 20 |
| CAPÍTULO IV: DISCUSIONES | 29 |
| CAPÍTULO V: CONCLUSIONES | 34 |
| REFERENCIAS | 35 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | Pag. |
|-------------|------|
| Figura 2.1 | 7 |
| Figura 3.1 | 14 |
| Figura 3.2 | 15 |
| Figura 3.3 | 17 |
| Figura 3.4 | 18 |
| Figura 3.5 | 19 |
| Figura 3.6 | 20 |
| Figura 3.7 | 21 |
| Figura 3.8 | 22 |
| Figura 3.9 | 23 |
| Figura 3.10 | 25 |
| Figura 3.11 | 25 |
| Figura 3.12 | 26 |
| Figura 3.13 | 26 |
| Figura 3.14 | 27 |
| Figura 3.15 | 28 |

| | | |
|-------------------|---|----|
| Figura 4.1 | Temperatura superficial del mar y vectores de viento a 10 m de altura sobre el nivel del mar, correspondiente a cada periodo de muestro. a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 e: COLSI-MOGOT01-10. | 30 |
| Figura 4.2 | Bombeo de Ekman y vectores de velocidad geostrófica correspondiente a cada periodo de muestro. a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 e: COLSI-MOGOT-01-10. | 31 |

RESUMEN

A partir de mediciones *in situ* y de altimetría satelital se analizaron la circulación y estructuras de mesoescala en el Golfo de Tehuantepec en condiciones de verano durante las campañas oceanográficas TEHUA-I (16 al 24 de junio de 2003), SC-OCVER-0107 (3 al 12 de julio de 2007), SC-OCVER-0208 (25 de mayo al 8 de junio de 2008), SC-COYVER-0209 (20 al 31 de julio de 2009) y COLSI-MOGOT-01-10 (14 al 27 de junio de 2010). En los cinco periodos de muestro se observaron una cuña de baja salinidad ($32\text{-}33.5\text{ gkg}^{-1}$) localizada al NE de la región oriental, un vórtice ciclónico (130-330 km) centrado $\sim 94.5^\circ\text{W}$ y 15°N , un giro anticiclónico (50-250 km) con centro aproximado 96°W y 15.5°N y se identificó el flujo de una corriente cálida y poco salina hacia el W alrededor de los 15°N . De los vórtices observados sólo los presentes durante el crucero TEHUA-I no estuvieron en balance geostrófico. Con base en el cálculo del bombeo de Ekman y el Número β de Rossby se infiere que el mecanismo generador del dipolo presente durante el crucero TEHUA-I fue el viento, los vórtices ciclónicos presentes durante los crueros SC-COYVER-0209 y COLSI-MOGOT-01-10 fueron generados por inestabilidades barotrópicas, mientras que los observados durante los crueros SC-OCVER-0107 y SC-OCVER-0208 fueron generados por la acción conjunta del esfuerzo del viento e inestabilidades barotrópicas.

En conjunto, el análisis de la estructura termohalina y el ensamble de alturas dinámicas derivadas de datos hidrográficos y los vectores de velocidad geostrófica de la altimetría satelital, la presencia del Agua Tropical Superficial y el Agua Subtropical Subsuperficial y el paso de dicha corriente cálida hacia el oeste confirman el paso de la Corriente Costera de Costa Rica por el Golfo de Tehuantepec, la cual presenta una trayectoria similar a la de invierno en la que es desviada hacia mar abierto por un vórtice anticiclónico dentro de la región occidental cuando hay presencia de vientos del norte, por otro lado, se observó que ésta salió del golfo y alcanzó los 97°W en ausencia de vientos del norte durante el crucero SC-OCVER-0208.

Circulación y estructuras de mesoescala en el Golfo de Tehuantepec a partir de observaciones hidrográficas y altimetría satelital

Capítulo I: MARCO TEÓRICO

1.1. Introducción

Desde el punto de vista dinámico se puede definir al océano como un sistema turbulento, la circulación dentro de éste es dominada por las variaciones de mesoescala, las cuales incluyen procesos que son lo suficientemente grandes (desde unos cuantos kilómetros hasta aproximadamente 500 km) y de suficiente duración (con periodos que oscilan de días a meses) como para sentir el efecto de la rotación de la tierra [Morrow y Le-Traon, 2011]. Las distintas interacciones dentro de este sistema, tales como el forzamiento del viento, el efecto de la topografía, las inestabilidades baroclínicas y barotrópicas [Gill, 1982] y descargas de ríos, pueden dar origen a estructuras de mesoescala tales como frentes oceánicos que puede presentar meandros los cuales a su vez pueden dar origen a vórtices [Gill, 1982; André *et al.*, 2009; Petrenko *et al.*, 2009; Morrow y Le-Traon, 2011]. Este tipo de mecanismos pueden jugar un papel importante en la modulación ó intrusión de corrientes dentro de sistemas dinámicos tales como el de la Bahía de Benguela, en el que la circulación está dominada por una entrada de agua relativamente poco salina [Prasana-Kumar *et al.*, 1992]; el de la Bahía de Tosa en el que debido al efecto combinado entre la topografía y los movimientos perpendiculares a la costa de la Corriente de Kuroshío se regula la presencia de un giro topográfico dentro de ésta [Awaji *et al.*, 1991]; el de la Bahía de La Paz donde el afloramiento de agua es debido a la circulación ciclónica producida por vientos del oeste y la topografía de la zona [Coria-Monter *et al.*, 2017] ó como en nuestra área de interés, el Golfo de Tehuantepec donde el alcance de la Corriente Costera de Costa Rica y la presencia de giros de mesoescala están en función de la dinámica estacional es decir; del campo de vientos y de la variación de la circulación regional en la porción norte del Pacífico Tropical Oriental (PTO) [Kessler, 2006; Barton *et al.*, 2009; Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

El Pacífico Tropical Oriental es la región oceanográfica delimitada por el trópico de Cáncer (23 °N), el trópico de Capricornio (~23 °S), al este por la costa del continente Americano y según Wyrcki, (1965a) al oeste por el meridiano de los 130 °W. Wyrcki [1965a] describió que durante verano el Domo de Costa Rica (DCR, una elevación en la termoclina) se ubica a los 80 °W y 5 °N y la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR, agua con características de T: 19-28 °C; S: 34.5-35 ‰) sigue la línea de costa hasta Cabo Corrientes donde converge con la Corriente de California (CC) y así unirse al flujo hacia el W de la Corriente Nor-Ecuatorial (CNE) mientras que durante invierno, la posición del DCR no está bien definida y

la CCCR es ligeramente desviada en dirección SW (aproximadamente a los 17 °N) hasta unirse con la CNE. Estudios más recientes reportan un patrón de circulación en el que se observa a la CC alcanzando los 20 °N donde se bifurca y la porción cercana a la costa se desvía hacia el E mientras que la otra porción se desvía hacia el W alimentando la CNE [Kessler, 2006; Godínez *et al.*, 2010; Cepeda-Morales *et al.*, 2013] y se reporta la presencia de la Corriente Costera Mexicana [Lavín *et al.*, 2003] que recorre desde los 98 °W y 15 °N hasta los 20 °N donde interactúa con la circulación anticiclónica entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas [Lavín *et al.*, 2003; Pantoja *et al.*, 2012; Portela *et al.*, 2016]. De esta manera se descarta el paso de la CCCR hasta Cabo Corrientes y se establece que su alcance depende de la estacionalidad del Tazón de Tehuantepec (TT; una depresión de la termoclina situada ~13 °N y 105 °W) y la del DCR, cuya posición se redefinió alrededor de los ~9 °N y 87 °W [Kessler, 2006]. De abril a junio la circulación es influenciada por la intensificación del flujo anticiclónico del TT, mientras que de julio a septiembre, la intensificación del DCR propicia que la CCCR se adentre en el GT hasta aproximadamente los 95 °W [Kessler, 2006]. Dicha corriente que alcanza hasta los 400 m de profundidad puede reconocerse dentro de los primeros 100 m como un núcleo de alta temperatura (25-28 °C) y baja salinidad (33.2-34) [Badán, 1997] y en su fracción subsuperficial (150-400 m) por temperatura y salinidad que varían entre 18-25 °C y de 34.5-35 gkg⁻¹, respectivamente, que corresponden a la STUW [Wyrski, 1965, 1966; Badán, 1996]. La trayectoria de esta corriente es ondulante debida a la presencia de giros de mesoescala [Brenes *et al.*, 2008; Araico-González, 2012; Salazar-Ceciliano, 2016; Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

No obstante que a partir de estos trabajos se han logrado identificar los principales componentes de la circulación del PTO, la circulación de mesoescala es menos conocida [Trasviña y Barton, 2008], y en el caso del GT, la mayoría de los estudios se han concentrado en la circulación superficial generada por eventos de vientos Tehuanos los cuales se presentan principalmente en invierno [Barton *et al.*, 2009], existiendo un vacío en el conocimiento de la dinámica del GT en verano.

1.2. Área de estudio

El GT se localiza entre los 14-16 °N y 93-96 °W, dentro de la porción norte del PTO. La columna de agua presenta una capa mezclada cuya profundidad no es mayor a 70 m [Araico-González, 2012; Reyes-Hernández *et al.*, 2016] con temperatura de ~30 °C y salinidad de ~34.5 ups [Blackburn, 1962; Araico-González, 2012], una fuerte termoclina (0.26 °C/m) cuya profundidad del límite superior oscila entre 10 y 50 m [Barton *et al.*, 2009] y un decaimiento gradual de la temperatura a partir de los 150 m [Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

De noviembre a abril, la circulación del GT es influenciada por vientos predominantes del norte con magnitudes de $10\text{-}20\text{ ms}^{-1}$ y con duración de 3-6 días conocidos como "Tehuano" [Stumpf, 1975; Steenburg *et al.*, 1998; Barton *et al.*, 1993; Romero-Centeno, *et al.* 2003) que desplazan agua superficial hacia el sur causando un descenso en la superficie del océano en la zona costera, una diferencia $\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a lo largo del chorro del viento y el arrastre de agua desde los lados [Roden, 1961; Stumpf y Legeckis, 1977; Álvarez *et al.*, 1989; Brown *et al.*, 1992; Lavín *et al.*, 1997; Barton *et al.*, 1993; Trasviña *et al.*, 1995; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998; Trasviña y Barton, 1997; Filonov y Trasviña, 2000; Trasviña y Andrade, 2002; Trasviña *et al.*, 2003; Palacios y Bograd, 2005] lo que desvía el paso de la CCCR hacia el sur alrededor de los $95\text{ }^{\circ}\text{W}$ [Stumpf, 1975; Barton *et al.*, 2009], al disminuir ó cesar el forzamiento del viento, se observa un reajuste de la circulación en el que la CCCR sigue su trayectoria hacia el norte llegando no más allá de Puerto Ángel [Barton *et al.*, 2009] donde se desarrolla un giro anticiclónico de ~ 200 km de diámetro [Roden, 1961; Stumpf, 1975; Barton *et al.*, 2009]. No obstante que la presencia de vientos del norte puede observarse a lo largo del año, de mayo a octubre se considera de "no Tehuanos", pues los vientos del norte son menos intensos ($<10\text{ ms}^{-1}$) dando paso a los forzamientos generados por huracanes y tormentas tropicales del Pacífico Tropical Oriental [Stumpf, 1975]. Con respecto a la circulación, del alcance de la CCCR durante esta temporada se tienen que: a) hay periodos de no Tehuanos en los que no se observa un patrón coherente de ésta a su paso por el GT [Trasviña y Barton, 2008], b) la trayectoria de esta corriente a lo largo de la costa del GT corresponde a un flujo hacia el W que se desvía hacia el ecuador conforme se acerca a la parte central del GT [Salazar-Ceciliano, 2016]; c) La CCCR se adentra al GT siguiendo la línea de costa y conforme se aproxima a la región occidental del GT su trayectoria es desviada hacia el sur debido a la presencia de un giro anticiclónico [Barton *et al.*, 2009; Flores-Vidal *et al.*, 2011; Gómez-Valdivia *et al.*, 2015], una vez fuera del golfo, esta trayectoria es mantenida por el flujo anticiclónico del TT [Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

De manera más específica, independientemente de la estacionalidad, se destaca que el GT suele estar ocupado por vórtices de mesoescala; llamando la atención un patrón recurrente de circulación dipolar dentro de los primeros 500 km cercanos a la costa [Barton *et al.*, 1993; Trasviña y Barton, 2008; Barton *et al.*, 2009; Flores-Vidal *et al.*, 2011]. De acuerdo con la topografía dinámica el vórtice anticiclónico centrado aproximadamente a los $96\text{ }^{\circ}\text{W}$ [Roden, 1961; Blackburn, 1962; Trasviña y Barton, 2008; Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Chapa-Balcorta *et al.*, 2015; Reyes-Hernández *et al.*, 2016] con diámetro cercano a los 150 km [Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012], es más longevo de ~ 56 días [Trasviña y Barton, 2008] y se propaga en dirección SW [Trasviña y Barton, 2008; Salazar-Ceciliano, 2016]; mientras que su contraparte ciclónica, centrada aproximadamente a los $95\text{ }^{\circ}\text{W}$ es apenas perceptible [Stumpf *et al.*, 1975;

González-Silvera *et al.*, 2004]. Barton *et al.* [2009] sugieren que esta asimetría pudiera deberse a una corriente relativamente cálida y poco salina que fluye hacia el oeste siguiendo la costa y que los autores han asociado con la CCCR. Por otra parte, la generación del dipolo está principalmente asociada al esfuerzo del viento perpendicular a la costa, con sentido hacia mar abierto [Stumpf *et al.*, 1975; Stumpf y Legeckis, 1977; Trasviña *et al.*, 1995; Trasviña y Barton, 2008; Flores-Vidal, 2011], cuya ocurrencia y magnitud ($>15 \text{ ms}^{-1}$) dentro del GT es mayor durante la temporada de Tehuanos, mientras que en la temporada de no Tehuanos se ha registrado que bastan esfuerzos de viento de 0.25 Nm^{-2} (rapidez del viento de $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$) para generar dicho dipolo, de no ser así, sólo se observa la presencia de un giro ciclónico en la cabeza del golfo ($\sim 95^\circ \text{W}$ y 15.5°N) [Stumpf, 1975; Flores-Vidal *et al.*, 2011] que parece ser alimentado por una corriente costera hacia el oeste [Flores-Vidal *et al.*, 2011] que se adentra en el GT por la parte oriental que es asociada a la CCCR [Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Reyes-Hernández *et al.*, 2016] con magnitud de $0.1 - 0.66 \text{ ms}^{-1}$ [Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Reyes-Hernández *et al.*, 2016; Salazar-Ceciliano, 2016] y con un ancho aproximado de 100 km [Salazar-Ceciliano, 2016]. Por otro lado se ha hipotetizado que la generación de estos giros es debida a inestabilidades producidas por el paso de la corriente cálida hacia el W [Zamudio *et al.*, 2006; Flores-Vidal *et al.*, 2014] ó por la propagación de ondas de Kelvin que se manifiestan como un flujo hacia el polo, el cual se amplifica en magnitud, dando como resultado la presencia de giros que una vez formados se desplazan hacia el oeste como ondas de Rossby [Zamudio *et al.*, 2001; Zamudio *et al.*, 2006; Willet *et al.*, 2006].

1.3. Hipótesis

Se espera que durante el verano, la circulación del Golfo de Tehuantepec esté dominada por una corriente cálida y poco salina que fluye hacia el oeste siguiendo la costa del golfo pudiendo ser desviada hacia mar adentro debido a la presencia de vórtices de mesoescala.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo Principal

Caracterizar la dinámica del Golfo de Tehuantepec en verano

1.4.1.1. Objetivos Particulares

- a) Analizar la circulación en los veranos de 2003, 2007-2010
- b) Determinar si existe una corriente que fluye hacia el oeste siguiendo la costa del golfo y con agua cuyas características termohalinas corresponden a la CCCR
- c) Analizar si existen vórtices recurrentes y determinar su naturaleza

Capítulo II. MÉTODO

2.1. Generación y procesamiento de datos

Los datos hidrográficos fueron obtenidos en Campañas Oceanográficas a bordo de los Buques de Investigación Oceanográfica "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México (para la campaña TEHUA-I del 16 al 24 de junio de 2003) y el BI-03 "Altair" de la Secretaría de Marina Armada de México (para las campañas oceanográficas SC-OCVER-0107, del 3 al 12 de julio de 2007, SC-OCVER-0208, del 25 de mayo al 8 de junio de 2008, SC-COYVER-0209, del 20 al 31 de julio de 2009, COLSI-MOGOT-01-10, del 14 al 27 de junio de 2010), durante las cuales se realizaron mediciones de conductividad, temperatura y presión con un CTD Sea-Bird modelo SBE 19-01 SEACAT Profiler con calibración de fábrica a intervalos de 0.5 segundos. La profundidad máxima de los lances varió entre los diferentes periodos de muestreo, siendo entre 500 y 1000 m.

La toma de datos en verano de 2007 a 2010 se organizó a lo largo de una red de muestreo que distribuye las estaciones en transectos perpendiculares a la costa (aproximadamente 230 km de separación entre uno y otro). Con base a la posición de estos transectos, para el presente trabajo el GT se ha dividido en región Occidental (ROc), región Central (RC) y región Oriental (ROr) (Figura 2.1). Durante los periodos de 2007-2010, la red de muestreo está delimitada por las coordenadas 15.8° N y 97.3 °W (del extremo NW) y 13.4 °N y 93.8 °W (extremo SE), adicionalmente, para el periodo de verano de 2003 se realizó una red de estaciones con una mayor resolución en la que se muestreó el área entre la región Central y la región Oriental delimitada por 95.52 °W y 15.70 °N (extremo NW) y por 93.08 °W y 14.75 °N (extremo SE), mientras que para el periodo de 2010 se adicionaron dos transectos a la derecha-izquierda de la RC.

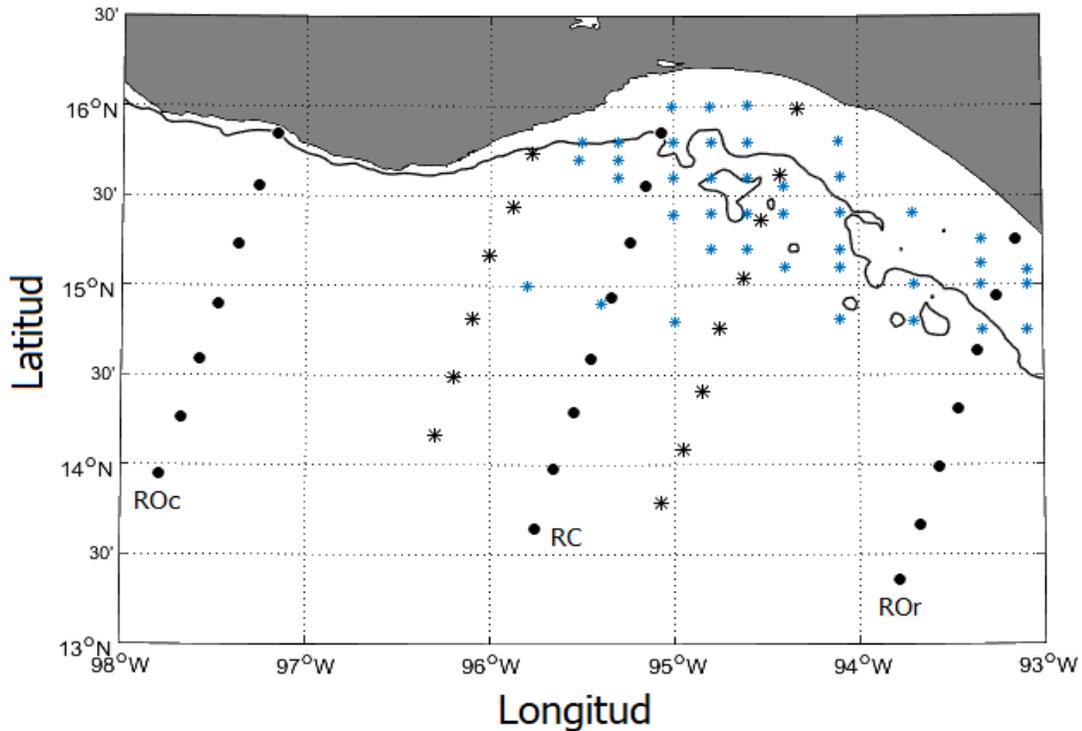


Figura 2.1. Área de estudio con estaciones de muestreo (asteriscos azules crucero 2003, puntos negros cruceros 2007-2010, asteriscos negros transectos adicionales del crucero 2010). Línea de contorno negra indica el límite de la plataforma continental (200 m), según la base de datos ETOPO2 (www.ngdc.noaa.gov).

Una vez filtrados los datos se realizó el promedio a cada metro a lo largo de la columna de agua para presión, temperatura y conductividad con el software de fábrica SEASOFT versión 4. A partir de matrices generadas para cada periodo de muestreo se procedió a realizar el cálculo de la Temperatura Potencial (θ), Salinidad Absoluta (S_A) y la Densidad Potencial (σ_θ) con ayuda de las rutinas TEOS 10 (www.teos.10.org/), para el cálculo de las propiedades físicas del agua de mar.

Los datos satelitales de la anomalía superficial del mar (SSH, por sus siglas en inglés) son promedios semanales con resolución de $\frac{1}{4}$ de grado generados por SSALTO/DUACS (Developing Use of Altimetry for Climate Studies) y distribuidos por AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), con el apoyo de CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service, <http://marine.copernicus.eu/>). Estas bases de datos obtenidas de distintas misiones cuentan con la corrección telemétrica la cual permite obtener las variables geofísicas requeridas, en este caso las anomalías de la superficie del mar, para posteriormente obtener los vectores de velocidad geostrofica, a partir de las librerías de acceso público OPeNDAP (Open-source Project for a Network Data Access Protocol). Cada imagen se creó a partir de datos promediados semanalmente y organizados en una malla con proyección Mercator, las cuales fueron empleadas para obtener el campo de velocidad geostrofica dentro del área de estudio en los diferentes años de muestreo.

2.2. Corrientes geostróficas

El movimiento geostrófico es aquel resultado del balance entre la fuerza del gradiente horizontal de presión en un océano en rotación y la fuerza de Coriolis (Pond y Pickard 1978, Tomczak y Stuart 2001, Stewart 2008). En términos de la ecuación de movimiento el flujo geostrófico supone ser estacionario y los términos advectivos son muy pequeños que se desprecian, entonces la derivada total de las componentes de la velocidad son cero ($du/dt = dv/dt = dw/dt = 0$), además se supone que se encuentran en balance hidrostático, sin fricción y la dinámica se expresa como

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v_g \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u_g \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.3)$$

El balance hidrostático puede ser evaluado en términos de la función geopotencial:

$$\Phi = \int_{-z}^0 g dz \quad (2.4)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad y $-z$ es la profundidad.

Si la distancia entre dos superficies equipotenciales es calculada en función del trabajo necesario para mover un cuerpo de masa M entre ellas y con densidad ρ , se puede suponer que el valor de la presión en un punto es función de las variaciones en la elevación del mar (ζ) y de la altura de la columna de agua sobre dicho punto, entonces:

$$p = - \int_{-z}^0 \rho g dz \quad (2.5)$$

$$dp = -\rho g(-z + \zeta) \quad (2.6)$$

Para llegar a la forma empleada para calcular la dirección y magnitud de las corrientes geostróficas se sigue el desarrollo matemático a partir de una modificación de la ecuación hidrostática (2.4) quedando en términos del volumen específico α :

$$\frac{\partial p}{\rho} = -g \partial z$$

$$\alpha \partial p = -g \partial z \quad (2.7)$$

quedando la ecuación hidrostática de la siguiente manera:

$$\alpha \hat{c}p = \partial \Phi \quad (2.8)$$

y si el flujo geostrófico es el balance entre el gradiente horizontal de presión y la aceleración de Coriolis, en el entendido en que se trata de la velocidad geostrófica se puede ignorar el subíndice g de las ecuaciones 2.1 y 2.2 y se obtiene que

$$\frac{\alpha \hat{c}p}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 2\Omega v \text{sen} \varphi \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \Phi(p = p_0)}{\partial x} = 2\Omega v \text{sen} \varphi \quad (2.10)$$

y para evaluar $\partial \Phi / \partial x$ debe integrarse (2.7) entre dos superficies isobáricas, es decir, de presión constante (P_1, P_2) para obtener la anomalía geopotencial en cualquier estación A:

$$\Delta \Phi_A = \Phi_2 - \Phi_1 = \int_{P_{2A}}^{P_{1A}} \delta dp \quad (2.11)$$

donde $\delta = \alpha(S, T, p) - \alpha(35, 0, p)$ es la anomalía de volumen específico. Numéricamente, la anomalía geopotencial es aproximadamente el 0.1% de la distancia entre Φ_2 y Φ_1 que en oceanografía es conocida como altura dinámica y expresa la relación entre la presión ejercida sobre una parcela de agua a lo largo de una distancia cuyas unidades son dinm^{-1} .

Considerando ahora la anomalía geopotencial entre dos superficies de presión P_1 y P_2 calculada en dos estaciones hidrográficas A y B separadas una distancia L y tomando como nivel de referencia el nivel donde las líneas de geopotencial y de presión constantes son paralelas. Siendo así, la pendiente de la interfaz superior es

$$m = \frac{\Delta \Phi_B - \Delta \Phi_A}{L} \quad (2.12)$$

y por lo tanto la velocidad geostrófica es

$$V = \frac{(\Delta \Phi_B - \Delta \Phi_A)}{2 L \Omega \text{sen} \varphi} \quad (2.13)$$

donde V es al velocidad en una superficie geopotencial superior, que es perpendicular al plano de las dos estaciones, por lo que la descripción de movimientos en dirección zonal y meridional dentro del área de estudio obedece a la convención: valores positivos indican movimientos en dirección E y N, valores negativos en dirección W y S.

Con el objeto de poder cuantificar el flujo geostrófico cercano a la costa, se decidió seleccionar un nivel de no movimiento de 75 m, el cual fue usado por Barton *et al.* [2009] y por debajo de la profundidad

máxima de la capa mezclada, con el fin de abarcar las estaciones sobre la plataforma continental. Dicho cálculo se realizó para los cruceros de 2007-2010. Por otro lado, este mismo cálculo se realizó en un transecto diagonal para los datos del crucero TEHUA-I para inferir la presencia de vórtices dentro de la región Centro-Oriental.

2.2.1. Naturaleza dinámica y posibles mecanismos de formación de vórtices de mesoescala

Una vez que se identificaron los vórtices dentro del GT, una manera de inferir los posibles mecanismos de formación de dichas estructuras es evaluar, en primera instancia, si se encuentran o no en balance geostrofico.

El número de Rossby es un criterio empleado para evaluar la relación existente entre las fuerzas inerciales y el parámetro de Coriolis de un sistema en rotación el cual se define como:

$$Ro = \frac{U}{Lf} \quad (2.14)$$

donde U , L y f corresponden a la velocidad de flujo del fluido, la longitud del flujo y el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin \varphi$), Ω es la velocidad angular de la tierra y φ es la latitud respectivamente; en el caso en el que $Ro \ll 1$ significa un dominio de la fuerza de Coriolis sobre las fuerzas inerciales, mientras que si $Ro \gg 1$ indica el predominio de las fuerzas inerciales sobre el parámetro de Coriolis [Babu *et al.*, 1991; Chelton *et al.*, 1998; Cai *et al.*, 2007; Stewart, 2008; Osinsky *et al.*, 2010].

Una de las características más importantes de un flujo oceánico una vez que ha adquirido una escala de longitud en la que los efectos de la rotación de la tierra deben tomarse en cuenta es que éste seguirá moviéndose en ausencia de fuerzas inerciales, describiendo una circulación ciclónica (anticiclónica) cuyo radio de inercia dependerá de f y U , mientras que el periodo de rotación dependerá sólo de f : $T_i = 2\pi/f$ y durante su trayectoria el comportamiento y las propiedades del flujo depende del tamaño relativo y del radio de deformación denominado Radio interno de deformación ($R_d = c/f$; $c = \sqrt{g'h}$). En el caso de un océano estratificado en el que el comportamiento y las propiedades de un vórtice dependerán de su tamaño en relación con el radio de deformación, el R_d correspondiente en el cual se toma en cuenta el efecto de la estratificación es llamado Radio interno de deformación de Rossby (R_{int})

$$R_{int} = \frac{\sqrt{(g' h)}}{f} \quad (2.15)$$

donde $g' = g(\sigma_{\theta 2} - \sigma_{\theta 1})/\sigma_{\theta 0}$ es la gravedad reducida, $\sigma_{\theta 2}$ es la densidad de la base de la termoclina, $\sigma_{\theta 1}$

es la densidad del límite superior de la termoclina, $\sigma_{\theta\theta}$ es la densidad promedio de la termoclina, h la profundidad promedio de la capa mezcla. De acuerdo a la relación anterior se pueden clasificar las estructuras en geostróficas y ageostróficas, se tiene que las estructuras son geostróficas si el radio observado de un vórtice es mayor al R_{int} calculado, mientras que son ageostróficas si el radio observado es menor al R_{int} obtenido.

A partir de lo anterior, si el vórtice se encontró en balance geostrófico se siguió el criterio empleado por Zamudio *et al.* [2006] quien empleó el número Beta de Rossby para evaluar si los vórtices fueron generados por inestabilidades barotrópicas o baroclínicas, el cual está dado por la siguiente relación:

$$R_{\beta} = v / \beta r^2 \quad (2.16)$$

donde v es la velocidad en la orilla del vórtice, r es el radio del vórtice y $\beta = f / rt$, donde rt es el radio de la tierra; valores del número Beta del orden de 1 (10) sugieren que el mecanismo generador fue una inestabilidad barotrópica (baroclínica).

Por otro lado, se calculó el Bombeo de Ekman para inferir si el viento contribuyó en la formación de dichas estructuras: [Martín y Richards, 2001]

$$W_E = \frac{1}{f\rho_w} \left(\frac{\partial\tau_y}{\partial x} - \frac{\partial\tau_x}{\partial y} \right) \quad (2.17)$$

donde f es la vorticidad planetaria ó parámetro de Coriolis, ρ es la densidad del agua y

$$\vec{\tau} = \frac{\rho_a \kappa_a}{(1+\varepsilon)_w^2} \vec{V}_a - \vec{V} \quad |(\vec{V}_a - \vec{V}) \quad (2.18)$$

$\varepsilon = \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^{\frac{1}{2}}$; $\kappa_a = (0.87 + 0.067 |\vec{V}|) \times 10^{-3}$; \vec{V} es la velocidad del aire y \vec{V} es la velocidad de la corriente

registrada a la profundidad de Ekman (D_E)

$$D_E = \frac{4.3 \vec{V}_a}{\sqrt{\text{sen } \varphi}} \quad (2.19)$$

a partir del cual si se obtienen valores de $W_E > 0$ indican velocidades de ascenso (zonas de divergencia) y por el contrario $W_E < 0$ indican velocidades de descenso (zonas de convergencia).

2.3. Reconocimiento de masas de agua y cálculo de la profundidad de la capa mezclada

Para poder corroborar la presencia de la Corriente Costera de Costa Rica dentro del GT, la identificación de las masas de agua Tropical Superficial y Subtropical Subsuperficial se realizó con base en los trabajos de Badán [1997], Monreal-Gómez y Salas-de-León [1998], Reyes y Murad [2004] y Fiedler y Talley [2006], los índices termohalinos proporcionados por Sverdrup *et al.* [1942], Tomczak y Stuart [2001] y el Atlas del Océano Pacífico, producto del Experimento de Circulación del Océano Mundial (WOCE de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica, NOAA, por sus siglas en inglés). Para el presente trabajo se hará uso de la nomenclatura empleada por Fiedler y Talley [2006].

La profundidad de la capa mezclada se calculó de acuerdo a Kara *et al.* [2000], quienes emplean diferencias de temperatura ($\Delta\theta$) entre un nivel de referencia establecido a 10 m de profundidad y el nivel anterior donde $\Delta\theta$ es mayor o igual a 0.25 °C (incremento utilizado por Reyes-Hernández *et al.*, 2016) lo que los autores denominaron capa de temperatura constante (CTC). A partir de esta aproximación, se calcula la densidad a 10 m ($\sigma_{\theta 10}$) y a la profundidad máxima de la CTC ($\sigma_{\theta P}$), con el fin de obtener una diferencia de densidad entre el nivel de referencia y la profundidad máxima de la CTC ($\Delta\sigma_{\theta} = \sigma_{\theta P} - \sigma_{\theta 10}$). Una vez obtenido la $\Delta\sigma_{\theta}$, la PCM se define como la profundidad a la cual el cambio de σ_{θ} excede el valor obtenido de la $\Delta\sigma_{\theta}$.

Capítulo III. RESULTADOS

3.1. Altimetría satelital

En general, los promedios de las alturas dinámicas y los campos de velocidad geostrófica asociados para cada periodo de muestreo (Figura 3.1) muestran como rasgo común durante los cinco cruceros la presencia de vórtice de diferentes signos y diámetros. En la RC alrededor de los 94.5 y 95 °W y 15 °N se observa un vórtice ciclónico cuyo diámetro es de 190 y 240 km en los cruceros SC-OCVER-0107 y SC-OCVER-0208, respectivamente (Fig. 3.1b y c). El diámetro de esta estructura osciló entre 190 km (SC-OCVER-0107) y 240 km (SC-OCVER-0208) (Figura 3.1b y c) y las alturas dinámicas oscilaron entre 0.5 y 0.7 dinm^{-1} correspondientes a los periodos SC-OCVER-0107 y SC-COYVER-0209, respectivamente. De manera análoga, dentro de la ROc, entre los 95.5-96.0 °W y 15 °N se observa una circulación anticiclónica que durante los periodos SC-OCVER-0107 y SC-COYVER-0209 (Figura 3.1b y d) se presenta como un vórtice anticiclónico bien definido (de ~230 km de diámetro) con alturas dinámicas de entre 0.85-0.95 dinm^{-1} , para el periodo TEHUA-I (Figura 3.1a), dicha estructura muestra un diámetro aproximado de 100 km y altura dinámica cercana a las 0.75 dinm^{-1} adyacente a otra estructura de igual tamaño en su flanco suroeste; por otro lado, en los periodos SC-OCVER-0208 y COLSI-MOGOT-01-10, dichas estructuras son considerablemente de menor dimensión (~50 km; 0.7-0.75 dinm^{-1}) que las observadas en los otros periodos y su posición fue más cercana a la costa (al norte de los 15.5 °N).

De manera particular, durante el periodo SC-OCVER-0208 (Figura 3.1c) se observa un franja de aproximadamente 50 km de ancho a la que corresponden los valores máximos de altura dinámica para ese periodo de muestreo (0.85 dinm^{-1}) que sigue la línea de costa desde la ROr hasta la ROc. El flujo asociado a la topografía dinámica se adentra al área de estudio alrededor de los 14 °N, siguiendo la línea de costa con velocidades cercanas a los 0.5 ms^{-1} . Como se puede observar en la figura (3.1c), al salir de la estructura ciclónica alrededor de los 96 °W este flujo es redirigido hacia la costa como parte de un meandro correspondiente a la circulación anticiclónica antes mencionada y sale del GT por arriba de los 15.5 °N en la ROc.

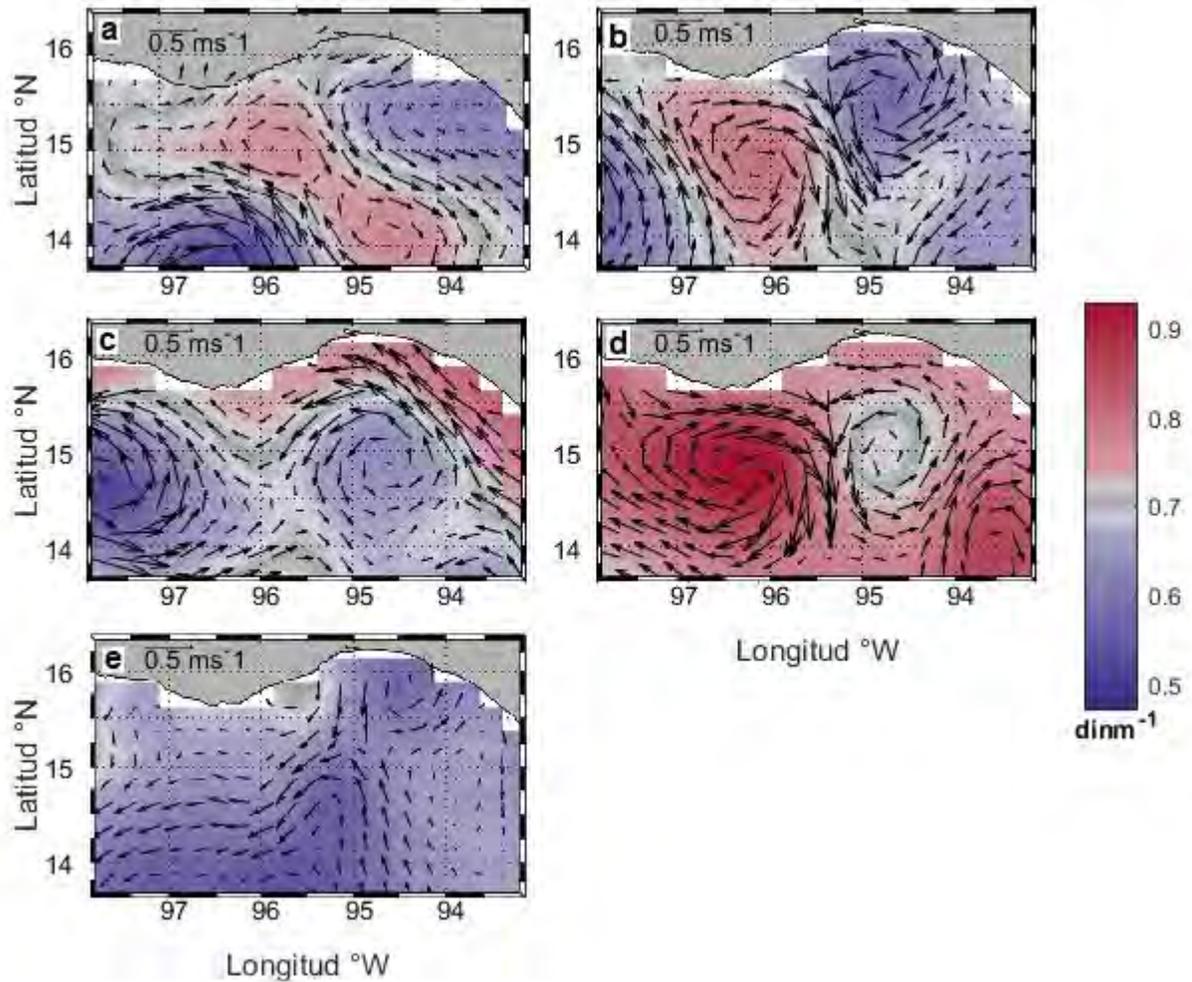


Figura 3.1. Alturas dinámicas y velocidad geostrófica asociadas proveniente de mediciones satelitales durante los cruces. a: TEHUA I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 y e: COLSI-MOGOT-01-10.

Dando seguimiento a este flujo se puede observar que éste inicia en el flanco NW del DCR (87 °W y 11 °N) (Figura 3.2c) con un ancho aproximado de 200 km y velocidades de 0.5 ms^{-1} . Para los periodos SC-OCVER-0107, SC-COYVER-0209 y COLSI-MOGOT-01-10 (Figura 3.2b, d, e), dicho flujo costero presenta vórtices cuyo diámetro no excede el ancho de este ($\sim 200 \text{ km}$) hasta llegar a la entrada del golfo ($\sim 91 \text{ °W}$ y 14 °N) donde por efecto de estructuras ciclónicas sigue la línea de costa hasta la RC, donde se une con el vórtice ciclónico recurrente en los cinco periodos de muestreo (Figura 3.2b y e).

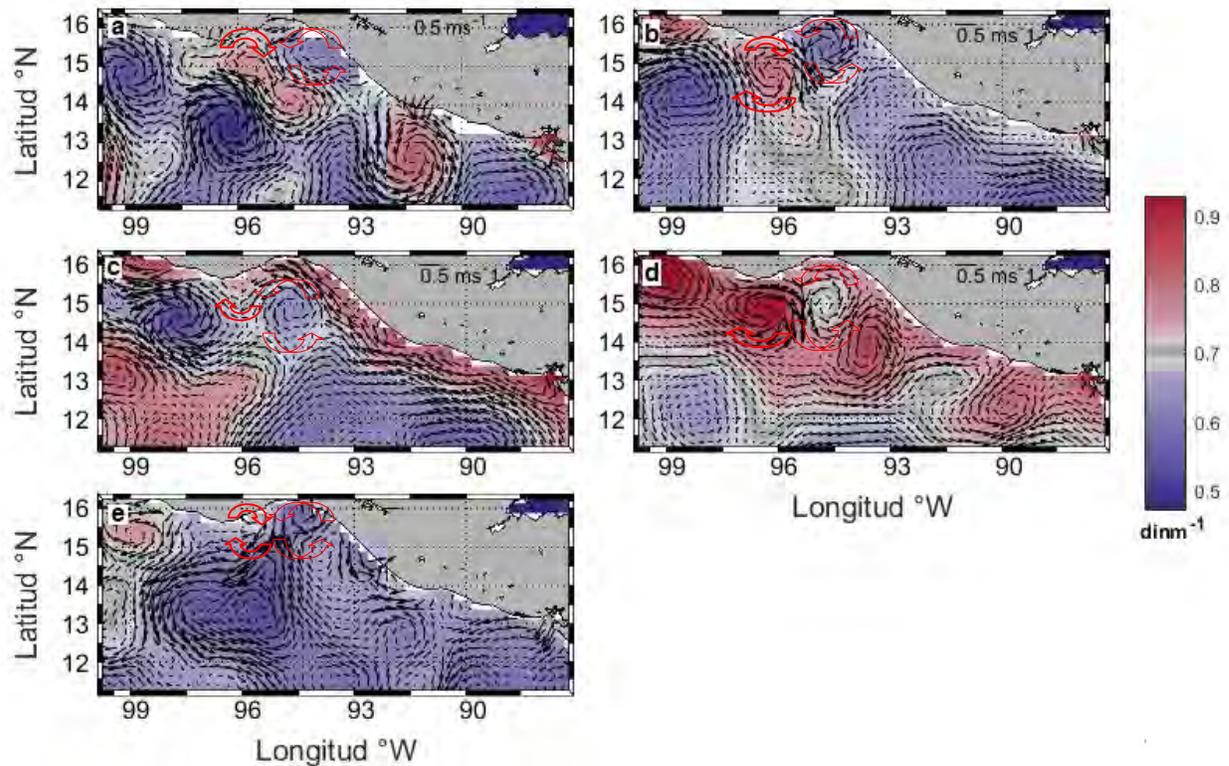


Figura 3.2. Altura dinámica y velocidad geostrofica asociada provenientes de mediciones satelitales en un dominio mayor al del Golfo de Tehuantepec correspondientes a los crueros. a: TEHUA I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 y e: COLSO MOGOT-01-10. Flechas rojas indican la dirección del flujo ciclónico (contra las manecillas del reloj) y anticiclónico (con las manecillas del reloj).

3.2. Mapas de altura dinámica y distribución horizontal de salinidad y temperatura

Las alturas dinámicas relativas a 75 m (Figura 3.3) indican una depresión alrededor de los 95 °W y 14.5-15.0 °N con valores para cada periodo que oscilan entre 0.3 - 0.4 dinm^{-1} ; en la porción NE de la ROr y al NW de dichas depresiones se observa una elevación en la altura dinámica (3.7-4.5 dinm^{-1}) de la que se puede inferir un flujo anticiclónico a ambos extremos de la depresión en la RC del GT para los periodos de muestreo TEHUA-I, SC-OCVER-0107, SC-COYVER-0209 y COLSI-MOGOT-01-10 (Figura 3.3a, b, d y e), excepto para el periodo SC-OCVER-0208 donde se observa el inicio de una circulación anticiclónica cercana la costa, alrededor de los 96 °W y 15.5 °N así como la señal de un vórtice ciclónico centrado a los 15 °N de la ROc (Figura 3.3c). Sobreponiendo el campo vectorial de velocidad geostrofica derivado de la altimetría satelital se observa que las estructuras dentro de este campo también fueron identificadas a partir de los datos *in situ* en superficie y a 50 m (Figura 3.4).

De los vórtices ciclónicos observados dentro de la RC, la estructura de menor dimensión fue la correspondiente al periodo de muestreo de 2003 con diámetro aproximado de 130 km, mientras que para 2007, 2008, 2009 y 2010 sólo se pueden observar parcialmente las estructuras de las que se pueden inferir

diámetros aproximados de 220 km, 230 km, 220km y 300 km, respectivamente; a diferencia de las estructuras ciclónicas, los vórtices anticiclónicos observados en la ROc durante los periodos de muestreo 2008 y 2010 presentaron diámetros menores al de las estructuras ciclónicas, que oscilaron los 90 km y 150 km, respectivamente, mientras que para 2003, 2007 y 2009 el tamaño de dichas estructuras fue similar al de los vórtices ciclónicos con diámetros aproximados de 100 km, 230 km y 220 km, respectivamente. Con base en el cálculo del R_{int} de éstas estructuras se infiere que los vórtices ciclónicos presentes en los cruceros SC-OCVER-0107 (2007), SC-OCVER-0208 (2008), SC-COYVER-0209 (2009) y COLSI-MOGOT-01-10 (2010) y los vórtices anticiclónicos observados durante los cruceros SC-OCVER-0107 y SC-COYVER-0209 fueron de naturaleza geostrófica ya que los radios teóricos de 181.33 km, 172.97 km, 194.95 km y 195.52 km, respectivamente, fueron menores a los observados. Por otro lado el dipolo presente durante el crucero TEHUA-I (2003) y las estructuras anticiclónicas presentes en la ROc durante los cruceros SC-OCVER-0208 y COLSI-MOGOT-01-10 fueron de naturaleza ageostrófica con radios teóricos de 155.81 km, 17.97 km y 195.52 km, respectivamente.

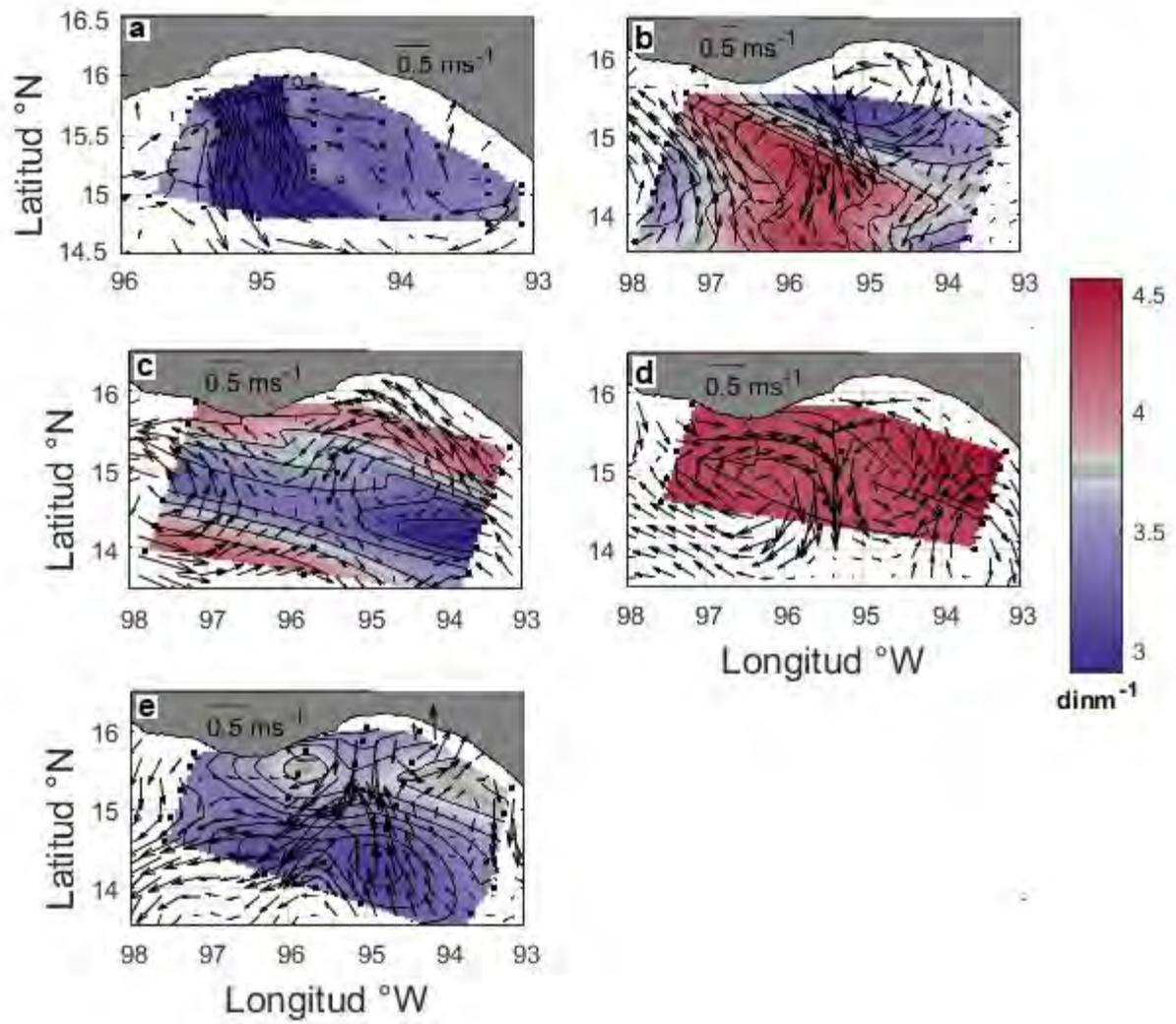


Figura 3.3. Mapa de alturas dinámicas a 5 m relativas a 75 m obtenidas de mediciones *in situ* y vectores de velocidad geostrofica provenientes de datos satelitales. Intervalo de 0.1 dinm^{-1} durante los cruceros a: TEHUA I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER0208, d: SC-COYVER-0209, e: COLSI-MOGOT-01-10.

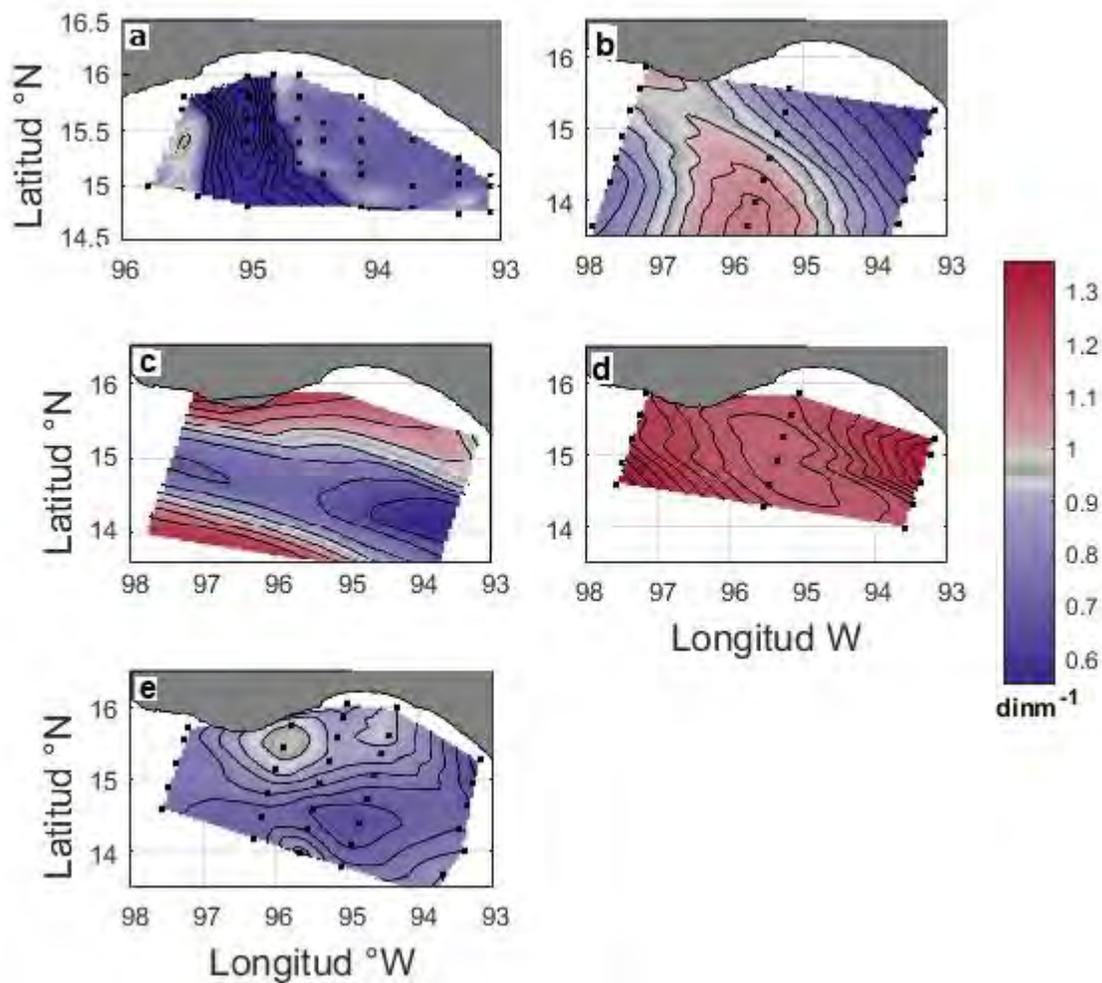


Figura 3.4. Mapa de alturas dinámicas a 50 m relativas a 75 m de mediciones *in situ*. Intervalo de 0.1 dinm^{-1} durante los cruces a: TEHUA I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209, e: COLSI-MOGOT-01-10.

La distribución de salinidad S_A (Figura 3.5) muestra una cuña de agua con valores menores a 33.7 gkg^{-1} introduciéndose en el GT por el extremo NE de la ROOr. De acuerdo a la distribución de temperatura superficial (Figura 3.6), el agua poco salina mencionada está asociada a temperaturas superiores a los $29.5 \text{ }^\circ\text{C}$, salvo en las zonas asociadas a las estructuras ciclónicas donde la temperatura disminuye en $0.5\text{-}1 \text{ }^\circ\text{C}$. Cabe señalar que para el periodo del crucero TEHUA-I esta cuña presentó valores de salinidad cercanos a los 34 gkg^{-1} y la temperatura fue bastante uniforme alrededor de $29\text{-}29.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 3.6a).

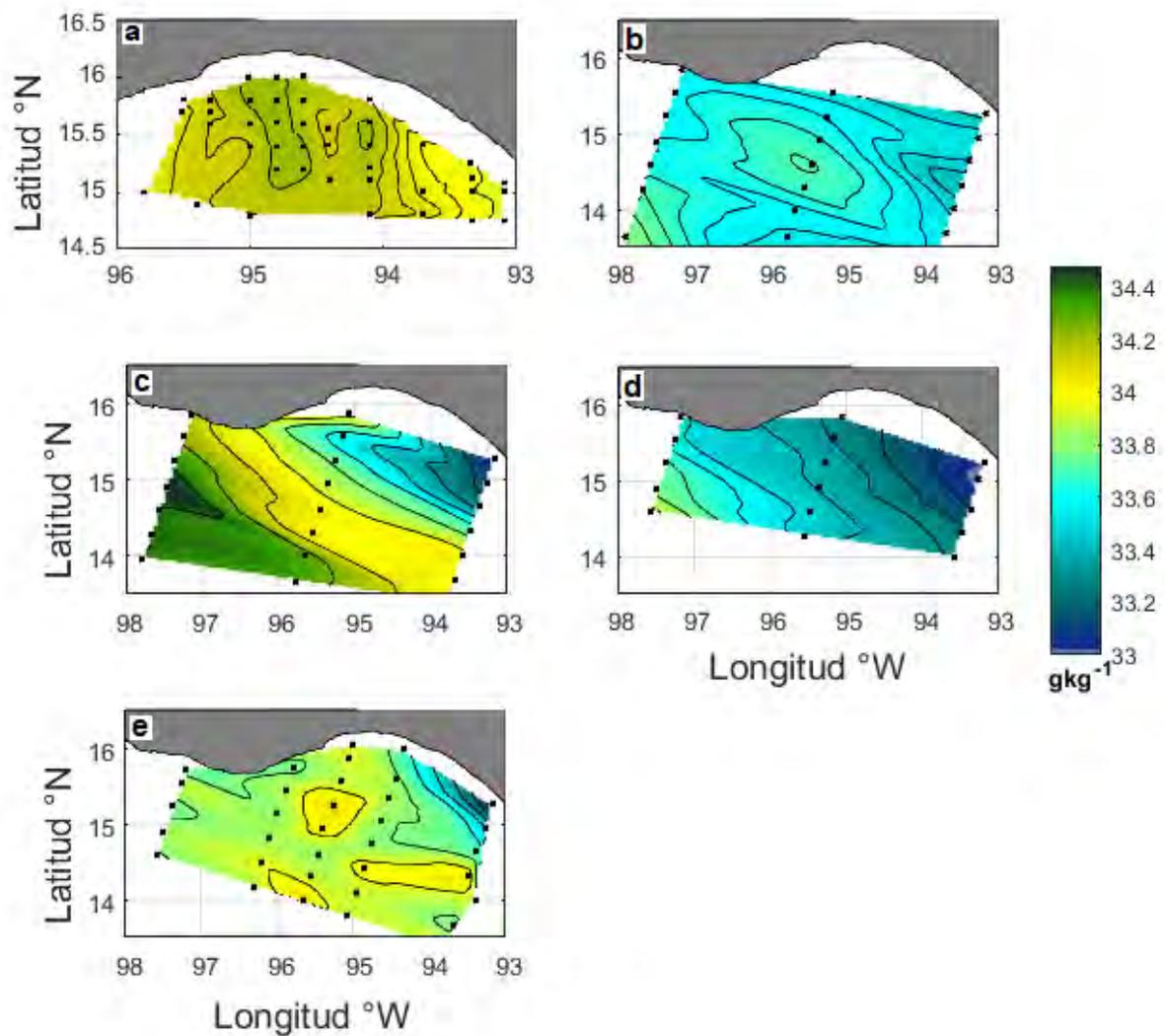


Figura 3.5. Distribución de salinidad a 5 m. Intervalo de contorno de 0.1 gkg^{-1} durante los cruceros. a: TEHUA I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209, e: COLSI-MOGOT-01-10.

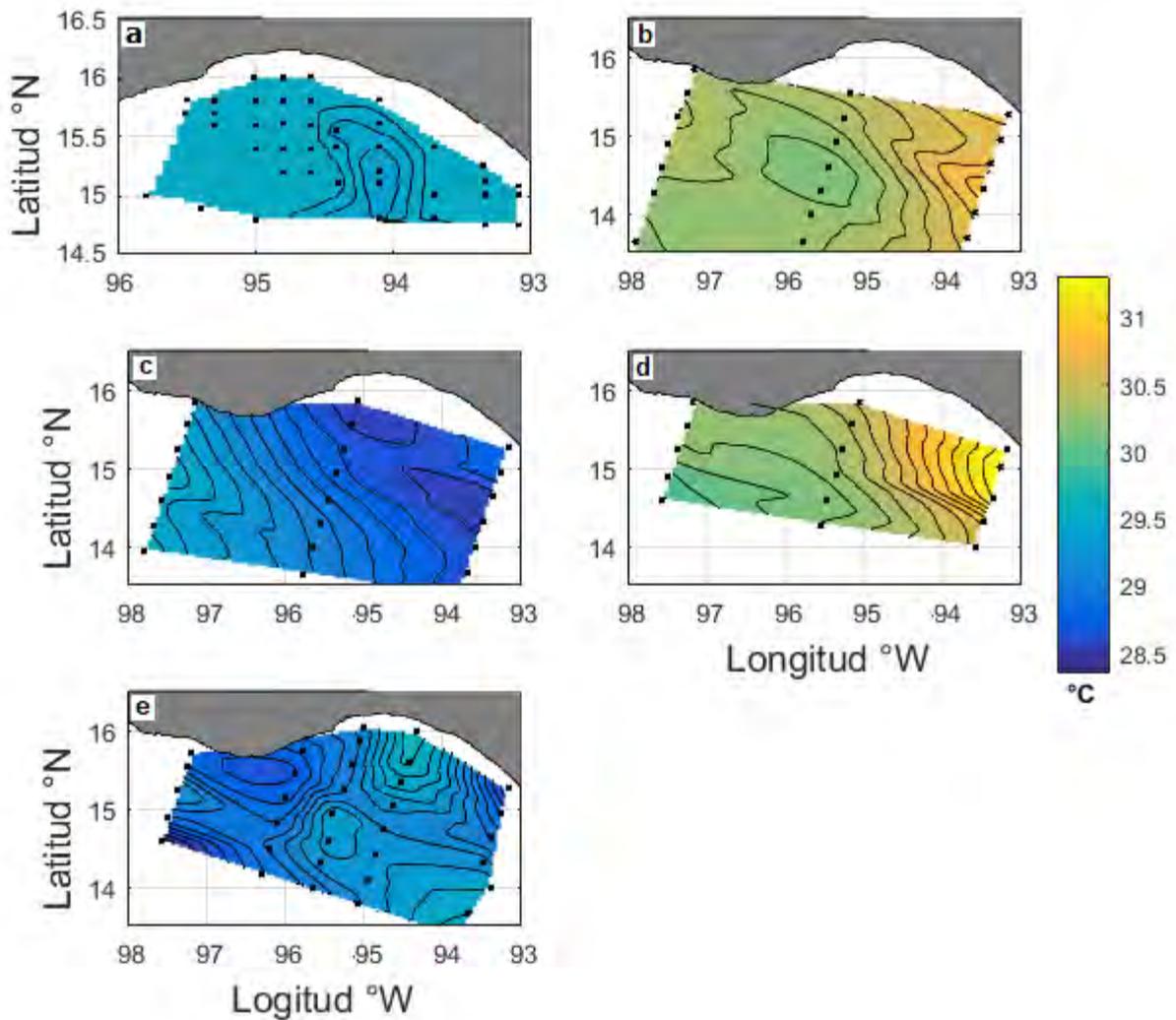


Figura 3.6. Distribución de temperatura potencial θ a 5 m. Intervalo de contorno de 0.5° C durante los crueros a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209, e: COLSI-MOGOT-01-10.

3.3. Estructura vertical e identificación de masas de agua

La velocidad geostrófica durante el crucero TEHUA-I (Figura 3.7) muestra un indicio de flujo hacia el E (0.1 ms^{-1}) en el extremo sur del transecto c que comprende desde superficie hasta aproximadamente 40 m, sin embargo desde el extremo norte hasta los 15° N domina la presencia de un flujo hacia el W ($0.15\text{-}0.35 \text{ ms}^{-1}$; 1.7 Sv) por arriba de los 70 m que se mantiene en dirección y magnitud hasta los 95.5° W (transecto a) donde pasa por debajo de los 30 m, debido a la presencia de un contraflujo de la misma magnitud que comprende la parte superficial de la columna de agua a lo largo de todo el transecto. El transecto d, diagonal dentro de la red de muestreo, comprende desde los $93.2\text{-}95.5^{\circ}$ W y de los 14.7 a 15.7° N, en este se observa claramente un flujo hacia el norte ($\sim 0.4 \text{ ms}^{-1}$) desde los 93.6° W hasta los 94.5

°W donde inicia un contraflujo de intensidad similar que alcanza los 94.4 °W. En conjunto con el flujo zonal observado (~1.48 Sv), se puede inferir un patrón de circulación ciclónica dentro de la RC del GT consistente con lo mostrado por la topografía dinámica satelital e *in situ*.

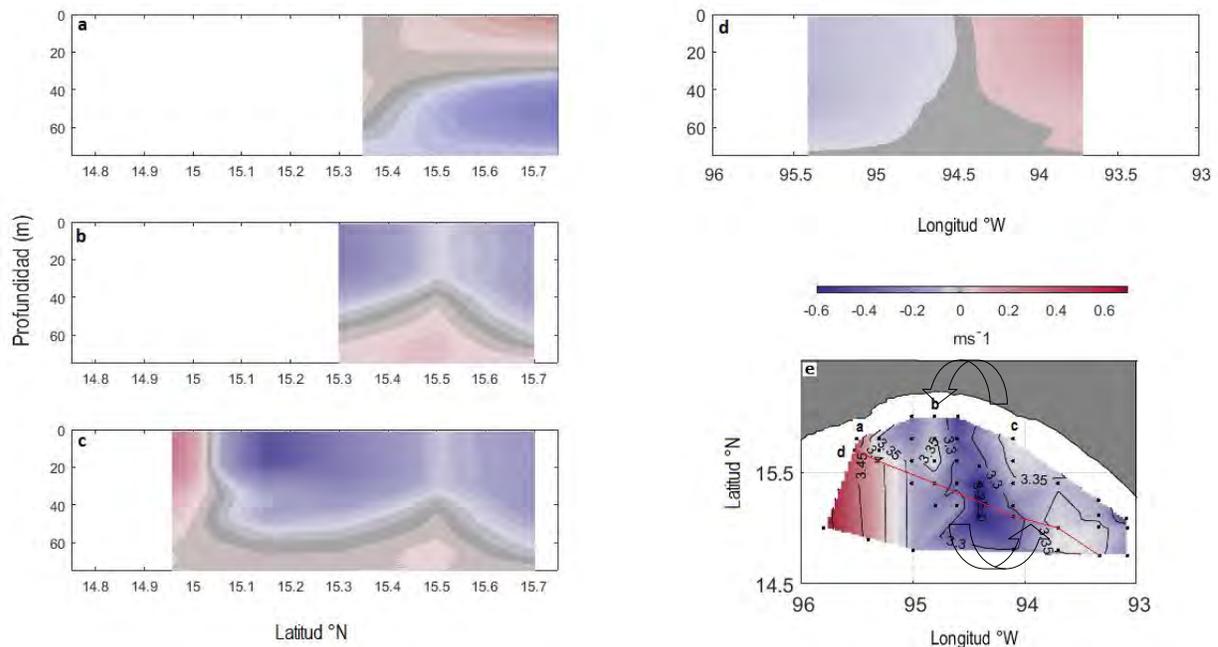


Figura 3.7. Secciones verticales de velocidad geostrofica relativa a 75 m durante el crucero TEHUA-I. a: región Centro-Occidental, b: región Central, c: región Centro-Oriental, d: transecto diagonal dentro de la red de muestreo (sobre la línea roja en e). Flechas indican la dirección del flujo ciclónico.

Para el crucero SC-OCVER-0107 se puede observar que el flujo en dirección W se adentra al GT por la RO_r ~14 °N con magnitud de la velocidad en el núcleo de ~0.2 ms⁻¹ (Figura 3.8a), con base a los contornos de altura dinámica, se puede inferir que al adentrarse al GT forma parte de la circulación ciclónica en la RC alrededor de los 95.2 °W y 15.8 °N, dado que el flujo en dirección E (~0.7ms⁻¹) corresponde con el flanco sur de la estructura ciclónica mostrada en la topografía dinámica. Una vez que alcanza la RO_c el flujo hacia el W vuelve a estar presente en la porción más al norte de esa región (14.5-15.5 °N) con magnitud cercana a 0.4 ms⁻¹ y un transporte aproximado de 3.3 Sv.

Durante el crucero SC-OCVER-0208 (Figura 3.8b) el flujo hacia el W se adentró en el GT alrededor de los 14.5 °N en la RO_r con magnitud ~0.6 ms⁻¹ (~3.9 Sv) desde superficie hasta aproximadamente 75 m de profundidad, conforme se desplaza hacia la RC presentó una ligera disminución en magnitud a 0.4 ms⁻¹ que mantuvo hasta salir del GT. En las tres regiones la velocidad muestra que el extremo sur de cada transecto fue ocupado por un flujo hacia el E de magnitud aproximada a 0.4 ms⁻¹ sugiriendo una circulación ciclónica entre los 14 y 15.5 °N.

En el crucero SC-COYVER-0209 se observa un flujo hacia el W ($\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$) que se adentra al GT como parte de una circulación anciclónica centrada en $\sim 14.9^\circ \text{N}$ sugerida por la topografía dinámica (Figura 3.8c), que comprende desde la superficie hasta los 60 m de profundidad; pasando por la RC como parte del vórtice ciclónico alrededor de los 15.5°N y manteniendo su trayectoria hasta llegar la ROc donde gana espesor dentro de la columna de agua (0-75 m) pero sigue estando rodeado por contraflujos de la misma magnitud al norte y sur de los 15°N .

Finalmente, durante el crucero COLSI MOGOT-01-10 se puede observar de manera distinta a los periodos previamente descritos, un flujo hacia el oeste ($0.2\text{-}0.6 \text{ ms}^{-1}$) que comprende desde la superficie hasta los 75m, la señal de éste es bastante notoria desde la ROr hasta salir del golfo por arriba de los 15°N (Figura 3.8d). La velocidad geostrofica dentro de las tres regiones sugiere la presencia de un flujo hacia el W, por arriba de los 15°N con magnitud de $0.2\text{-}0.6 \text{ ms}^{-1}$ y un transporte entre 2.5-3.9 Sv.

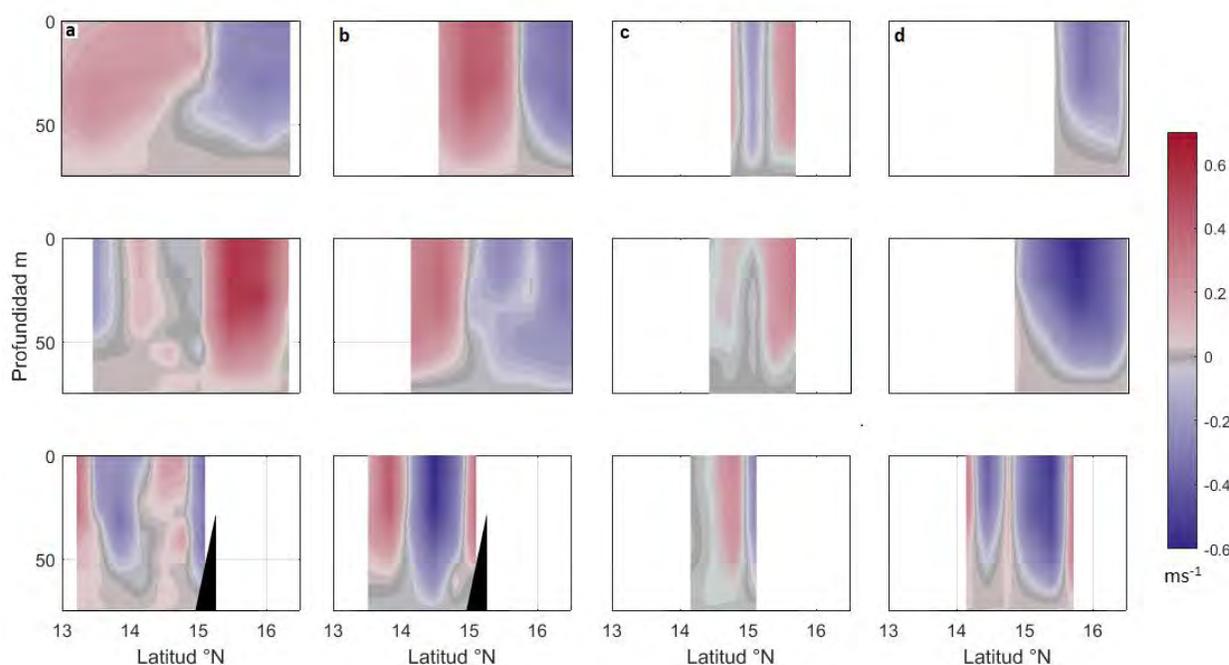


Figura 3.8. Secciones perpendiculares a la costa de velocidad geostrofica relativa a 75 m. De arriba para abajo renglón 1 corresponde a la región Occidental, renglón 2 a la región Central y renglón 3 a la región Oriental. a: SC-OCVER-0107, b: SC-OCVER-0208, c: SC-COYVER-0209 d: COLSI-MOGOT-01-10.

Con respecto a los lentes de agua relativamente menos salina $32\text{-}33.5 \text{ gkg}^{-1}$ se observan mayormente en la ROr alrededor de los 93.5°W y los 15°N , alcanzando hasta los 50 m de profundidad durante los periodos SC-OCVER-0107 y OC-OCVER-0208 (Figura 3.9b, c). Por otro lado, la entrada de agua relativamente poco salina se observa a lo largo de los transectos alcanzando hasta los 265 km mar adentro (SC-OCVER-0107), excepto en el crucero COLSI-MOGOT-01-10 que se restringe dentro de los primeros 15 m y se extiende a solo 45 km de la costa (Figura 3.9 e). Para el crucero TEHUA-I, se alcanza

a percibir una salinidad relativamente más uniforme (~ 34.3 gkg $^{-1}$) confinada dentro de la PCM y la presencia de lentes de baja salinidad (32-33.5 gkg $^{-1}$) dentro de la ROr del GT es imperceptible.

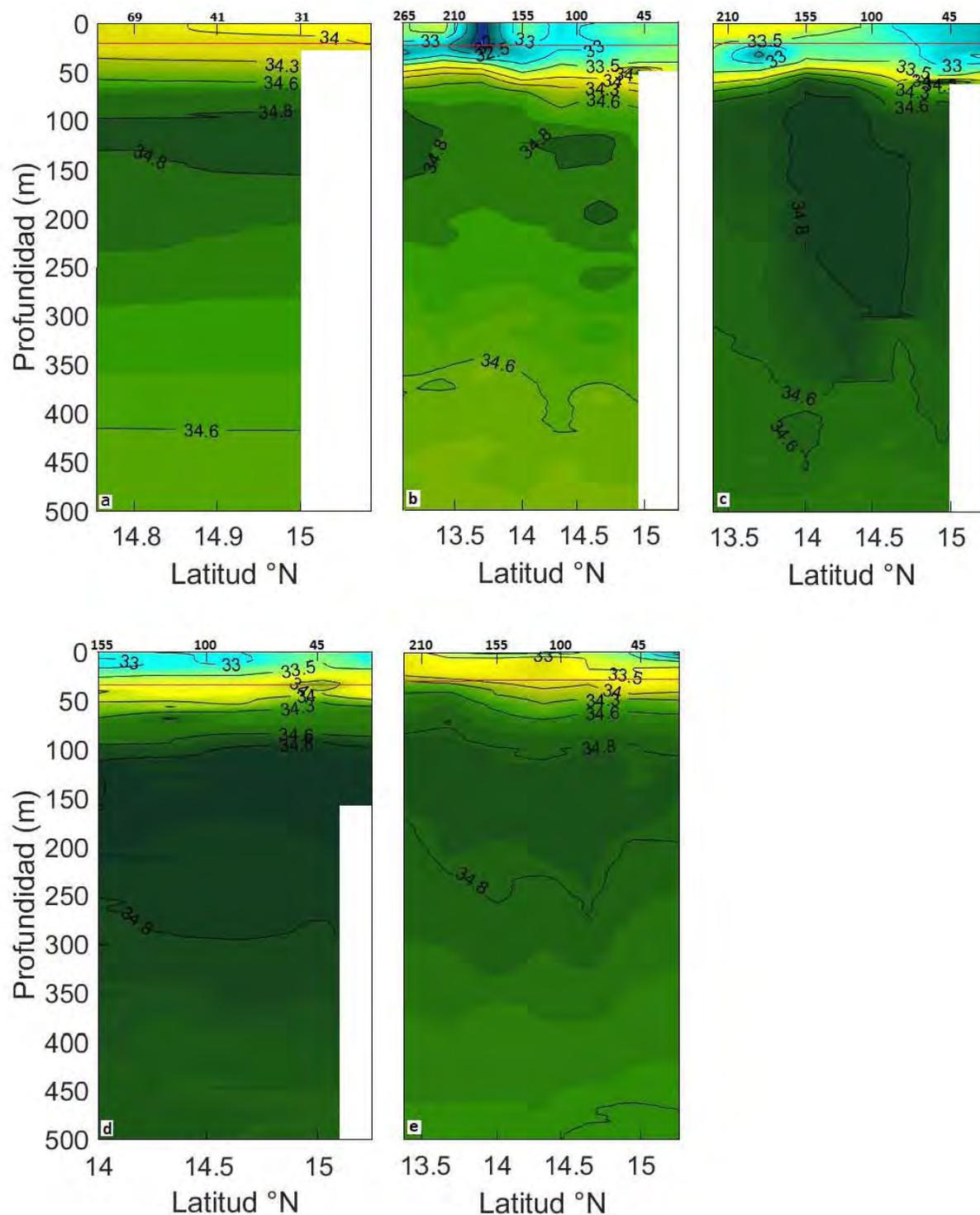


Figura 3.9. Secciones verticales de salinidad correspondientes a la ROr de cada periodo de muestreo en los cruceros: a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 y e: COLSO MOGOT-01-10. Línea roja indica la PCM promedio para cada periodo, eje equis superior: distancia a la costa en km.

Las secciones verticales de densidad muestran que la columna de agua presenta una estructura definida por una capa mezclada cuya profundidad promedio durante los cinco periodos varió entre 19-33 m (Figuras 3.10 a 3.14) con σ_θ promedio de 21.09 kgm^{-3} (θ : $29.32 \text{ }^\circ\text{C}$; S_A : 33.95 gkg^{-1}). El espesor de la piconclina va de los 25-55 m (salvo en el periodo TEHUA-I con espesor de 20-70 m) y valores de σ_θ entre $21.5\text{-}25.5 \text{ kgm}^{-3}$, por debajo de ésta se observó un aumento gradual de densidad que alcanzó los 29 kgm^{-3} a partir de los 450 m de profundidad.

Dentro de la PCM se vio la presencia de lentes de baja densidad (σ_θ : $19.8\text{-}20.5 \text{ kgm}^{-3}$) asociados a la entrada de agua cálida y poco salina (θ : $29.5\text{-}31 \text{ }^\circ\text{C}$; S_A : $32.8\text{-}34 \text{ gKg}^{-1}$) en la ROr del GT; estas estructuras profundizaron la base de la piconclina dentro de la zona costera en los periodos SC-OCVER-0107 (Figura 3.11) y SC-OCVER-0208 (Figura 3.12) que alcanzó los 100 y 90 m, respectivamente; contrariamente a lo ocurrido en los periodos de muestreo de 2007 y 2008, para el periodo SC-COYVER-0209 (Figura 3.13), este lente de baja densidad se localizó fuera de la costa, la base de la piconclina se profundizó hacia fuera de la costa alcanzando los 100 m. Esta agua contenida por arriba de la piconclina (0-40 m) y cercana a la costa se reflejó en un flujo geostrófico hacia el W durante los periodos de 2007 y 2008 y hacia el E durante el periodo de 2009. Durante los 5 periodos de muestreo se observa un domo en la piconclina alrededor de los $15 \text{ }^\circ\text{N}$ dentro de la RC (Figura 3.10c, 3.11b, 3.12b, 3.13b y 3.14b) correspondientes con el vórtice ciclónico observado en la topografía dinámica alrededor de los $95 \text{ }^\circ\text{W}$ y $14.5 \text{ }^\circ\text{N}$, el cual se puede percibir hasta aproximadamente los 300 m de profundidad en los cruceros TEHUA-I y COLSI-MOGOT-01-10, hasta aproximadamente 150 m de profundidad durante los cruceros SC-OCVER-0107 y SC-COTVER-0209 y finalmente hasta aproximadamente los 450 m de profundidad durante el crucero SC-OCVER-0208.

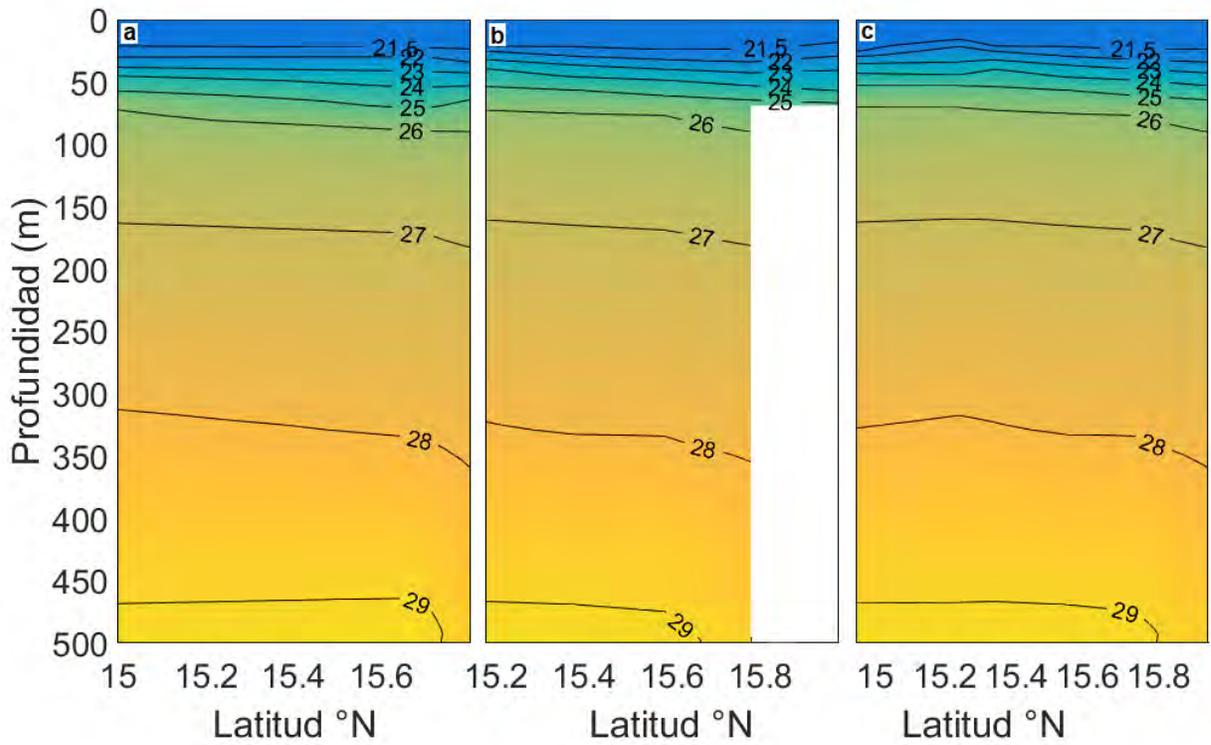


Figura 3.10. Secciones perpendiculares a la costa de σ_0 a partir de datos de CTD correspondientes al Crucero TEHUA-I. a: región Centro-Occidental, b: región Central, c: región Centro-Oriental.

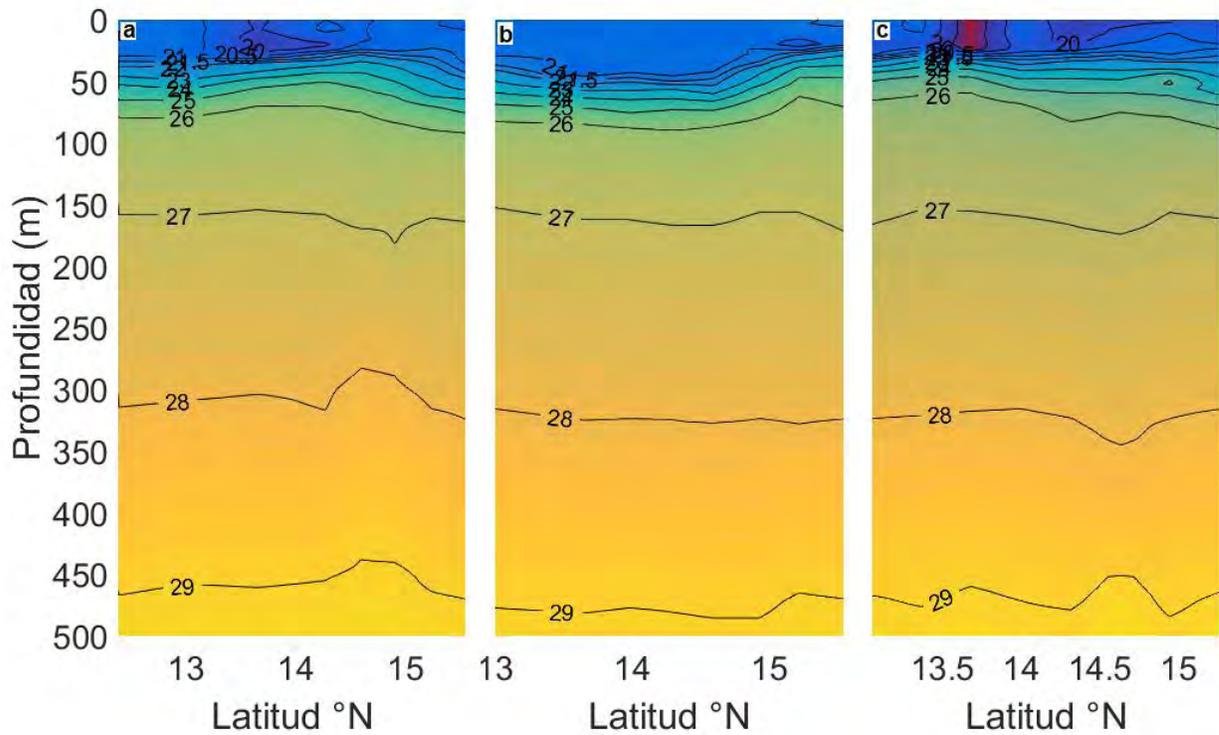


Figura 3.11. Secciones perpendiculares a la costa de σ_0 a partir de datos de CTD correspondientes al Crucero SC-OCVER-0107 a: región Occidental, b: región Central, c: región Oriental.

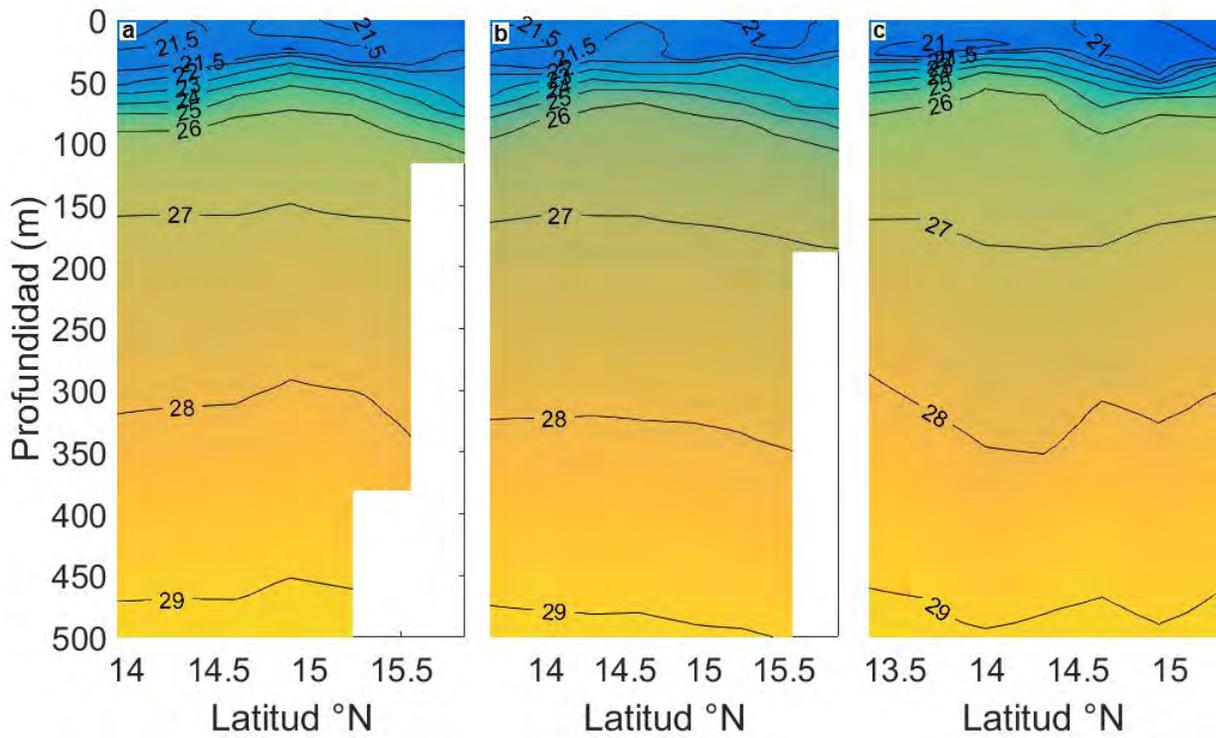


Figura 3.12. Secciones perpendiculares a la costa de σ_0 a partir de datos de CTD correspondientes al Crucero SC-OCVER-0208 a: región Occidental, b: región Central, c: región Oriental.

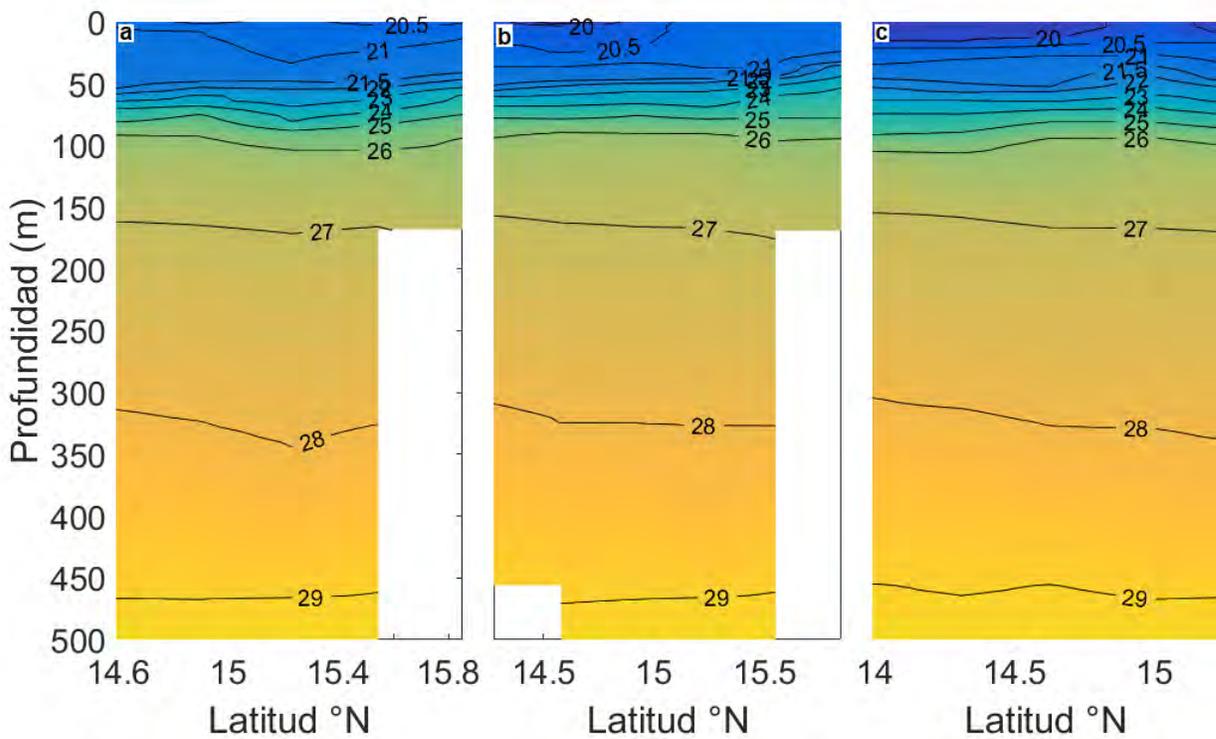


Figura 3.13. Secciones perpendiculares a la costa de σ_0 a partir de datos de CTD correspondientes al Crucero SC-COYVER-0209 a: región Occidental, b: región Central, c: región Oriental.

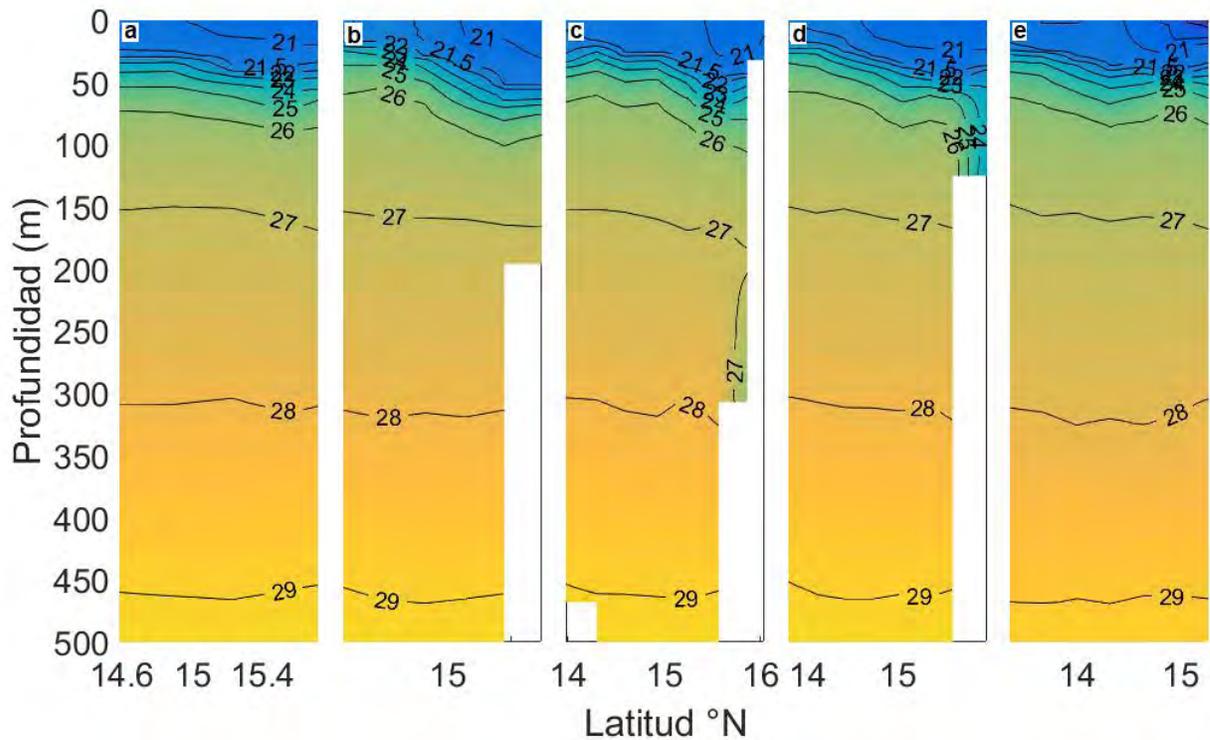


Figura 3.14. Secciones perpendiculares a la costa de σ_θ a partir de datos de CTD correspondientes al Crucero COLSI-MOGOT-01-10 a: región Occidental, b: región Centro-Occidental, c: región Central, d: región Centro-Oriental y e: región Oriental.

Para los cinco periodos de muestreo la distribución termohalina dentro de la capa superior (0-500 m) muestra que la cuña de agua poco salina (Figura 3.15b) puede ser asociada a la presencia de Agua Tropical Superficial (TSW, θ : 24-31 °C; S_A : 33-34.3 gkg⁻¹) de 0 - 50 m, inmediatamente por debajo de la haloclina (por debajo de los 60 m hasta alrededor de los 380 m), se puede observar un núcleo de máxima salinidad que es asociado al Agua Subtropical Subsuperficial (STUW, θ : 10-25 °C; S_A : 34.3-34.75 gkg⁻¹) y finalmente el Agua Intermedia del Antártico (AAIW, θ : <10 °C; S_A : 34.5-34.75 gkg⁻¹) por debajo de los 380 m.

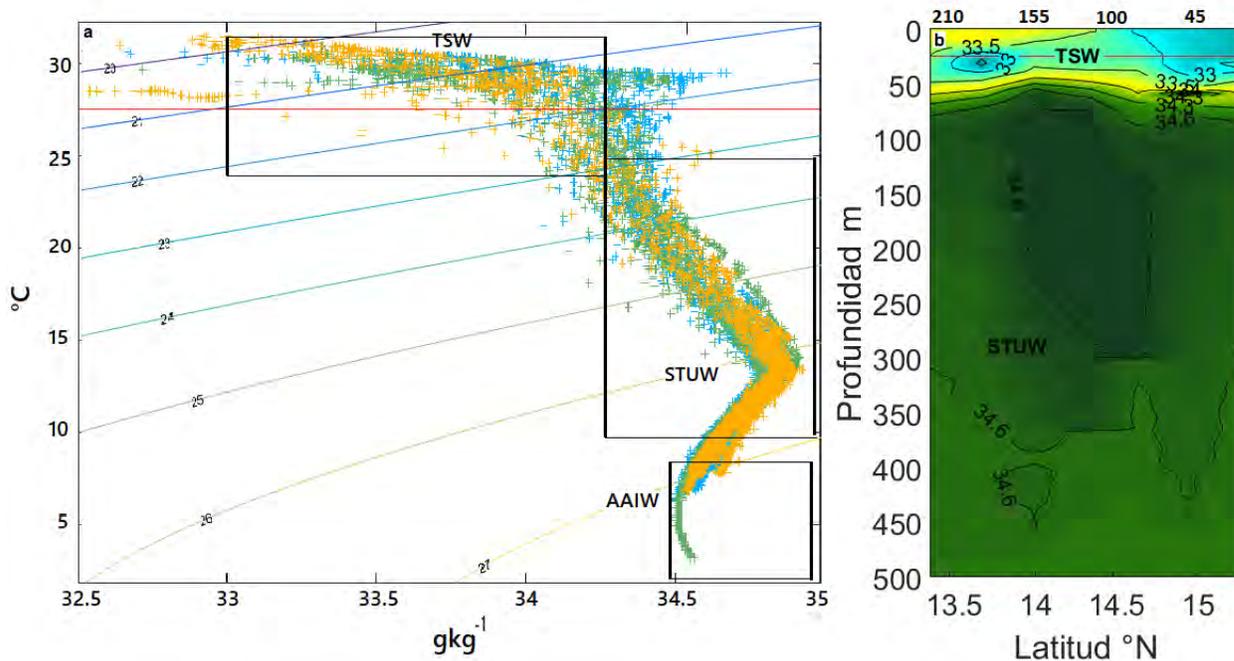


Figura 3.15. a Diagramas θ - σ_t para los cinco periodos de muestreo . Color azul regi3n Occidental, color verde regi3n Central, color amarillo regi3n Oriental, lnea roja: θ promedio de la capa mezclada. b secci3n perpendicular a la costa de la regi3n Oriental mostrando la distribuci3n de las masas de agua TSW y STUW durante el crucero SC-OCVER-0208.

Capítulo IV: DISCUSIONES

En los cinco periodos de muestreo, las alturas dinámicas destacan la presencia de un vórtice ciclónico centrado alrededor de los 94.5 °W y los 15 °N y una circulación anticiclónica alrededor de los 96 °W y los 15 °N que son rasgos recurrentes en el GT; durante el verano estas estructuras han sido asociadas a vientos del norte no tan intensos como los Tehuanos (8-10 ms⁻¹) que son capaces de reorganizar la circulación superficial [Flores-Vidal *et al.*, 2011]. No obstante a lo anterior, solamente durante el periodo TEHUA-I ambas estructuras (ciclónica y anticiclónica) no estuvieron en balance geostrófico, lo que difiere con los otros periodos de muestreo. De acuerdo con trabajos previos dentro de la zona, se ha registrado que la generación de vórtices durante la temporada de no Tehuanos puede ser debida a la presencia de vientos del norte con magnitudes aproximadas a los 8 ms⁻¹ (τ : ~0.2 Nm⁻²) los que son capaces de reorganizar la circulación dentro del GT, dando como resultado la presencia de un dipolo ubicado en la cabeza del golfo [Trasviña y Barton, 2008; Flores-Vidal *et al.*, 2011], no obstante, al disminuir la intensidad de dichos vientos (<7 ms⁻¹ τ : ~0.1 Nm⁻²) ya no se observa la presencia de un dipolo, sino una circulación ciclónica por el restablecimiento de la circulación local [Zamudio *et al.*, 2006; Flores-Vidal *et al.*, 2011]; por otro lado, periodos en los que hay ausencia de vientos del norte se observa que dicha circulación ciclónica es alimentada por el paso de una corriente hacia el W [Flores-Vidal *et al.*, 2011], la que a su paso presenta inestabilidades barotrópicas [Willet *et al.*, 2006; Zamudio *et al.*, 2006] por lo que no es necesario que soplen vientos intensos como para que la corriente sea desviada y forme vórtices; por último se ha sugerido que ondas de Kelvin hacia el polo se manifiestan como un flujo hacia el norte el cual se amplifica en magnitud y extensión que al llegar al GT rompen como vórtices que migran hacia el SW [Zamudio *et al.*, 2001; Willet *et al.*, 2006; Zamudio *et al.*, 2006; Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

Considerando la naturaleza ageostrófica del dipolo presente durante el crucero TEHUA-I se esperaría que sólo para dicho periodo de muestreo el campo de viento fuera predominantemente del norte, ya que Flores-Vidal *et al.* [2011] y Reyes-Hernández *et al.* [2016] reportan que durante el verano son los vientos del norte los que generan dichas estructuras dentro del GT, no obstante, la Figura (4.1) muestra que durante los cruceros TEHUA-I, SC-OCVER-0107, SC-COYVER0209 y COLSI-MOGOT-01-10 predominaron los vientos del norte en la RC del GT con magnitudes aproximadas de 7, 5, 8 y 2 ms⁻¹, respectivamente, mientras que durante el crucero SC-OCVER-0208 los vientos predominantes dentro de la RC fueron del oeste con magnitudes cercanas a 3 ms⁻¹.

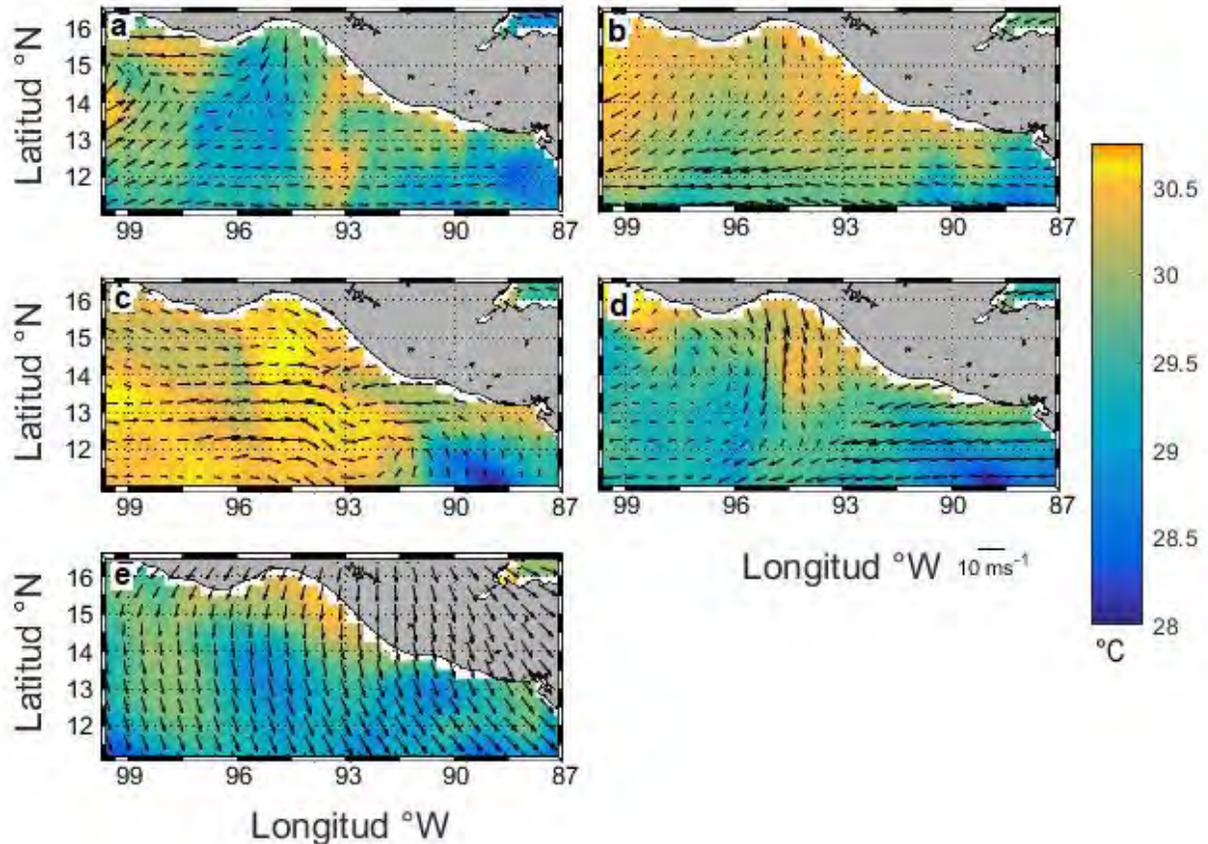


Figura 4.1. Temperatura superficial del mar y vectores de viento a 10 m de altura sobre el nivel del mar, correspondiente a cada periodo de muestro. a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 e: COLSI-MOGOT01-10.

Stumpf *et al.* [1975] indican que no obstante que los vientos no son de la misma magnitud que en invierno, los vientos del norte están presentes la mayor parte del año dentro del GT. El cálculo del bombeo de Ekman mostró un acoplamiento entre las estructuras ciclónicas mostradas por los vectores de velocidad geostrofica con las zonas de bombeo positivo durante los periodos TEHUA-I, SC-OCVER-0207 y SC-OCVER-0208 (Figura 4.2a, b, c), con velocidades de ascenso $0.11-1 \text{ md}^{-1}$, $1.48-1.64 \text{ md}^{-1}$ y de $0.69-0.9 \text{ md}^{-1}$, respectivamente. En conjunto, los valores de W_E y el cálculo del R_{int} sugieren que el mecanismo generador del vórtice ciclónico y su contraparte anticiclónica presentes durante el periodo TEHUA-I es el viento, esto asociado a la ausencia de la cuña de agua poco salina ($S_A: 32.8-33.6 \text{ gkg}^{-1}$) lo que resta estratificación dentro de los primeros metros de la columna de agua permitiendo una mayor transferencia de energía hacia el interior del océano que con respecto a los demás periodos. En el caso de los cruceros SC-OCVER-0207 y SC-OCVER-0208, la naturaleza geostrofica de los vórtices asociada a las velocidades de ascenso, sugieren que el viento actúa en conjunto con otro forzamiento para la generación de estos vórtices dentro del GT.

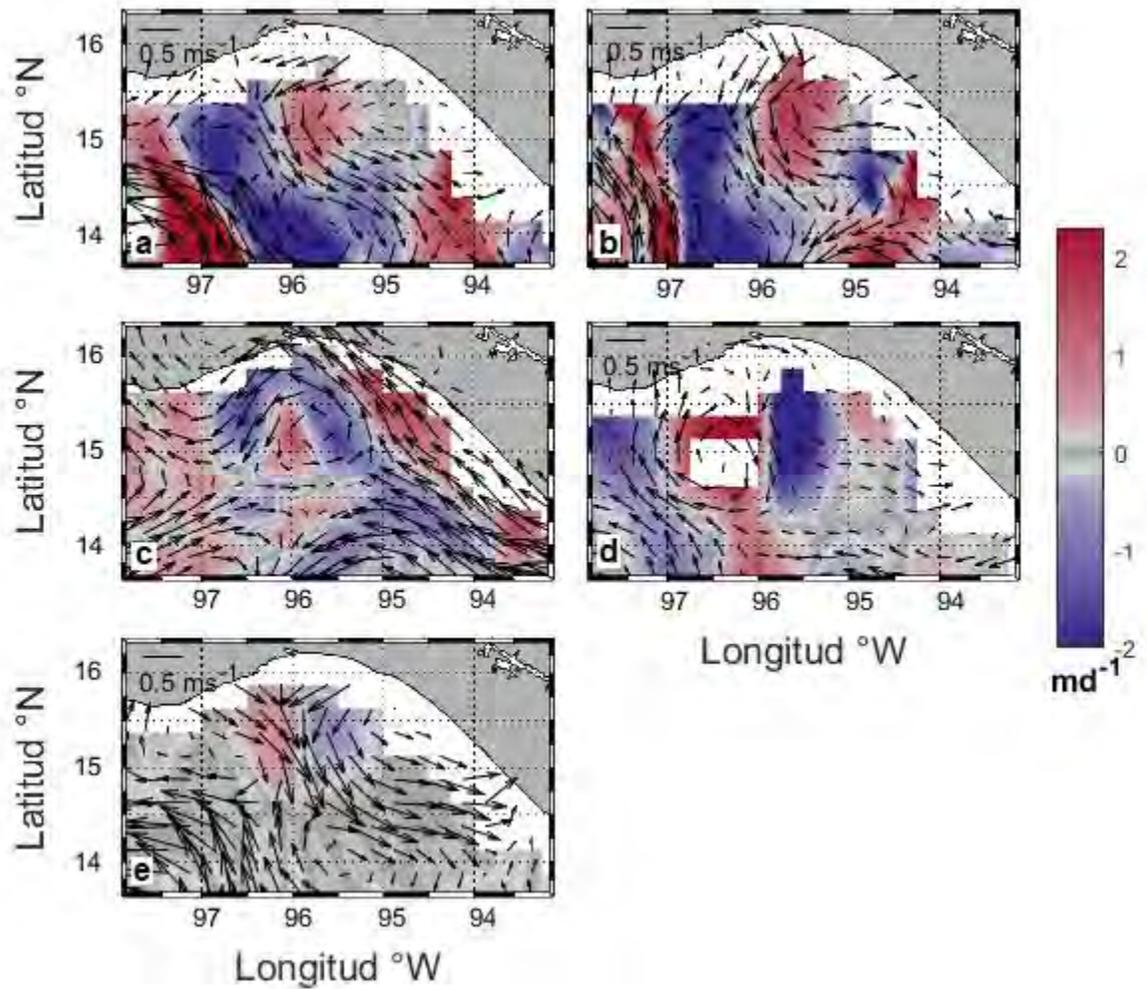


Figura 4.2. Bombeo de Ekman y vectores de velocidad geostrófica correspondiente a cada periodo de muestro. a: TEHUA-I, b: SC-OCVER-0107, c: SC-OCVER-0208, d: SC-COYVER-0209 e: COLSI-MOGOT-01-10.

Reyes-Hernández *et al.* [2016] sugieren que además del dipolo en la cabeza del golfo, generado por el esfuerzo del viento, la presencia vórtices de ambos signos dentro del GT es debida a la migración hacia el norte de un flujo subinercial (0.21 km d^{-1}) generado al SE del GT, en el Golfo de Nicoya ($\sim 85^\circ \text{W}$, $\sim 9.5^\circ \text{N}$), el cual también ha sido observado en los meses de febrero y marzo como parte de un análisis de la dinámica subinercial del GT en temporada de Tehuanos [Flores-Vidal *et al.*, 2014]. Tomando en cuenta lo anterior y haciendo uso del número Beta de Rossby se puede inferir que el tipo de inestabilidad que generó estas estructuras es barotrópica ya que los valores obtenidos para cada periodo fueron de 2.25 en SC-OCVER-0107, 1.12 en SC-OCVER-0208, 1.26 en SC-COYVER-0209 y 1.21 en COLSI-MOGOT-01-10, lo que sugiere que pudieran haber sido generados por el paso del flujo costero y de agua poco densa hacia el W, observado mas al norte de los 15°N dentro de la RC.

Con respecto a esta agua poco densa ($S_A < 33.5 \text{ gkg}^{-1}$; $T > 25^\circ \text{ C}$) registrada por arriba de los 50 m de profundidad dentro de la región Centro-Oriental, ésta ha sido observada en los trabajos realizados en distintas épocas del año (Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Chapa-Balcorta, 2015; Reyes-Hernández 2016) quienes la asocian a TSW, por debajo de los 100 m de profundidad el núcleo de alta salinidad ($34.6\text{-}34.8 \text{ gkg}^{-1}$) está asociado a STUW [Wyrcki, 1965a; Badán, 1997; Fiedler y Talley, 2006; Barton *et al.*, 2009; Araico-González, 2012; Reyes-Hernández *et al.*, 2016] que proviene de las costas de América Central y que viaja hacia el norte como parte de la CCCR [Wyrcki, 1965; Barton *et al.*, 2009; Barton *et al.*, 2009; Reyes-Hernández, *et al.*, 2016]. Según Wyrcki [1965], Stumpf y Legeckis [1977] y Barton *et al.* [2009] durante invierno el flujo de la CCCR hacia el polo sigue la línea de costa del GT hasta llegar a la región central ($\sim 95^\circ \text{ W}$) donde es desviada hacia mar adentro por efecto del esfuerzo de los Tehuanos, una vez relajado o en ausencia del viento, se restablece un patrón de circulación en el que la CCCR llega a la región Centro-Occidental del GT donde es desviada por la presencia de un vórtice anticiclónico ($\sim 96^\circ \text{ W}$) [Stumpf y Legeckis, 1977; Barton *et al.*, 2009]. Estudios recientes sugieren que durante verano el paso de la CCCR dentro del golfo es bloqueado y desviado hacia el sur por vórtices anticiclónicos en el límite occidental del GT $\sim 96.5^\circ \text{ W}$ generados por pulsos moderados de vientos del norte [Flores-Vidal *et al.*, 2011; Reyes-Hernández *et al.*, 2016].

En conjunto con las masas de agua, la presencia de TSW y STUW a lo largo de las tres regiones y el ensamble de alturas dinámicas derivadas de datos hidrográficos con los vectores de velocidad geostrofica de la altimetría satelital sugieren el paso de la CCCR por el GT, con un ancho aproximado de 150 km que se adentra por la parte costera del extremo SE del GT (91.5° W , 14° N) y sigue la línea de costa hasta la RC. Dependiendo de la presencia de un vórtice anticiclónico dentro de la RO_r (observado durante los cruceros TEHUA-I, SC-OCVER-0107 y SC-COYVER-0209) esta pareciera ser desviada casi totalmente hacia el SE salvo por un filamento que es redirigido hacia la cabeza del golfo por efecto de la circulación ciclónica reportada previamente en la RC, conforme se aproxima a la RO_c esta interactúa con la circulación anticiclónica reportada a los 96° W y sale del GT por la RO_c alrededor $15\text{-}15.5^\circ \text{ N}$ (a menos de 45 km de la costa), lo que sugiere que en verano se sigue un patrón de circulación similar al de invierno. Por otro lado, si la CCCR es un flujo inestable [Barton *et al.*, 2009; Flores-Vidal *et al.*, 2011] y el campo de viento presenta vientos del norte para cuatro de los periodos de muestreo, la presencia de los giros anticiclónicos de naturaleza ageostrofica dentro de la RO_c ($\sim 96^\circ \text{ W}$) pudiera ser debida a la acción conjunta del esfuerzo del viento y las inestabilidades generadas por la velocidad de corte entre la CCCR y la costa. Por otro lado, se puede observar que durante el crucero SC-OCVER-0208 la CCCR presentó un mayor alcance zonal hasta aproximadamente los 97° W , la diferencia de éste, con respecto a los demás

periodos de muestreo fue que el campo de viento presenta vientos predominantemente del W hasta $\sim 93^\circ\text{W}$ donde convergen con vientos del E (Figura 4.1c), alrededor de los 95°W la magnitud del viento aumentó hacia el sur produciendo una zona de divergencia alrededor de los 15°N lo que contribuyó con la circulación ciclónica dominante durante este periodo, mientras que los vientos del E produjeron un apilamiento de agua en la zona costera dentro de la ROr lo que pudo contribuir con un aumento en las alturas dinámicas y por lo tanto una mayor definición de la CCCR al entrar al GT.

Capítulo V: CONCLUSIONES

- Las estructuras recurrentes durante los cinco periodos de muestreo en el GT son una corriente hacia el W cercana a los 15 °N, un giro ciclónico centrado ~94.5 °W y 15 °N, un giro anticiclónico con centro aproximado 96 °W y 15.5 °N y un lente de agua de baja densidad en la región oriental.
- Se encontró evidencia del paso de la CCCR durante los cinco periodos de estudio.
- La CCCR presenta un patrón de circulación similar al de invierno siguiendo la línea de costa hasta la ROc:
 - En presencia de vientos del norte, la CCCR saldrá del GT al sur de los 15 °N como parte de una estructura anticiclónica centrada alrededor de los 96 °W.
 - En ausencia de vientos del norte, la CCCR sigue la línea de costa más allá del límite occidental del GT hasta llegar a los 97 °W.
- La presencia del dipolo (ciclón-anticiclón) se observa en verano con vientos del norte con menor intensidad que los Tehuanos.

De acuerdo al Radio interno de deformación de Rossby:

- El dipolo encontrado durante la campaña TEHUA-I y los vórtices anticiclónicos dentro de la ROc durante las campañas SC-OCVER-0208 y COLS-MOGOT-01-10 fueron ageostróficos.
- Los vórtices ciclónicos observados durante los periodos de estudio de 2007-2010 y los vórtices anticiclónicos observados en los periodos de estudio 2007 y 2009 fueran geostróficos.

De acuerdo al valor de β :

- Los vórtices ciclónicos son generados por inestabilidades barotrópicas.

De acuerdo al Bombeo de Ekman:

- Con respecto al periodo TEHUA-I, el dipolo presente en la región central es generado por el esfuerzo del viento.
- La presencia de los giros anticiclónicos dentro de la ROc del GT está asociada a inestabilidades baroclínicas en conjunto con el esfuerzo de vientos del norte.
- Durante el crucero SC-OCVER-0208, vientos del oeste contribuyen a la formación del vórtice ciclónico.

LITERATURA CITADA

- Álvarez L. G., A. Badán-Dangon, A. Valle (1989), On coastal currents off Tehuantepec. *Estuarine, Coastal and Shelf Research* 29: 89-96.
- Amador J. A., E. J. Alfaro, O. G. Lizano, V. O. Magaña (2006), Atmospheric forcing of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 101-142.
- André G., P. Garreau, P. Fraunie (2009), Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of *in-situ* measurements using a three-dimensional model. *Cont. Shelf Res.* 29: 407-423.
- Awaji T., K. Akitomo, N. Imasato (1991), Numerical study of shelf water motion driven by the Kuroshio: Barotropic Model. *J. Phys. Oceanog.* 21 1:11-27.
- Badán A. (1997), La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano. En: M. F. Lavín, (Ed), Contribuciones a la Oceanografía Física en México. *Unión Geofísica Mexicana*, pp. 99-112.
- Barton E. D., M. L. Argote, J. Brown, P. M. Kosro, M. Lavín, J. M. Robles, R. L. Smith, A. Trasviña, H. S. Vélez (1993), Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, México. *Oceanogr. S.* 6, 1:23-30.
- Barton E. D., M. F. Lavín, A. Trasviña (2009), Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500.
- Blackburn M., (1962), An oceanographic study of the Gulf of Tehuantepec. *US Fish and Wildlife Service Special Scientific report. Fisheries*, 404, 64 pp.
- Brenes C. M., F. Lavín, A. S. Mascarenhas (2008), Geostrophic circulation between the Costa Rica Dome and Central America. *Deep-Sea Res. I*, 55:608-629.
- Brown J., E. D. Barton, A. Trasviña, H. S. Velez (1992), Estimation of surface winds from upward looking Acoustic Doppler Current profilers. *J. Geophys. Res.* 97, 17: 925-930.
- Cepeda-Morales J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier, V. M. Godínez (2013), The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off México. *Deep-Sea Res. I*, 76:1-12.
- Chapa-Balcorta C., J. M. Hernandez-Ayon, R. Durazo, E. Beier, S. L. Alin, A. López-Pérez (2015), Influence of post-Tehuano oceanographic processes in the dynamics of the CO₂ system in the Gulf of Tehuantepec, México. *J. Geophys. Res.* 120, doi: 10.1002/2015JC011249.
- Chelton D. B., M. G. Schlax, R. M. Salmelson, R. A. Szoeké (2007), Global observation of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Coria-Monter E., M. A. Monreal-Gomez, D. A. Salas-de León, E. Durán-Campos, M. Merino-Ibarra (2017), Wind driven nutrient and subsurface chlorophyll-*a* enhancement in the Bay of La Paz, Baja California. *Estuarine, Coastal and Shelf Research* 196: 290-300.
- Fiedler P. (1992), A seasonal Climatologies and variability of Eastern Tropical Pacific surface waters. NOAA Technical Reports. NFMS USA. 109: 1-65.

- Fiedler P. C., L. D Talley (2006), Hydrography of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69:143-180.
- Filonov A. E., A. Trasviña (2000), Internal waves on the continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, México. *Estuarine, Coastal and Shelf Research* 50, 4: 531-548.
- Flores-Vidal X., R. Durazo, C. Channe, P. Flament (2011), Circulación costera en ausencia del viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con redares de alta frecuencia. *Cienc. Mar.* 37(4A): 496-512.
- Flores-Vidal X, R. Durazo, L. Zavala-Sansón, P. Flament, C. Chavanne, F. J. Ocampo-Torres, C. Reyes-Hernández (2014), Evidence of inertially generated coastal trapped waves in the eastern tropical Pacific. *Jour. of Geophys, Res. Oceans.* 119:3121-3133. doi:10.1002/3013JC009118.
- Gill A. E. (1982), Atmospheric-Ocean Dynamics. *New York Academic Press.* 680 pp.
- Godínez V. M., E. Beier, M. F. Lavín, J. A. Kurczyn (2010), Circulation to the entrance of the Gulf of California for the satellite altimeter and hydrographic observations. *Jour. of Geophys, Res.* 115 doi: 10.1029/2009JC005705.
- Gómez-Valdivia F., A. Parés-Sierra, A. L. Flores-Morales (2015), The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. *Cont. Shelf Res.* 110: 100-107.
- González-Silvera A., E. Santamaria-del-Angel, R. Millán-Núñez, H. Manzano-Monroy (2004), Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Res. II;* 51:587-600.
- Hansen D. V., G. A. Maul (1991), Anticyclonic current rings in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.,* 96: 6965-6979.
- Kessler W. S. (2006), The circulation of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 181-217.
- Lavín M. F., J. M. Robles, M. L. Argote, E. D. Barton, R. Smith, J. Brawn, M. Kosro, A. Trasviña, H. S. Vélez, J. García (1997) Física del Golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo XVIII,* 3: 97-106.
- Lavín M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdez, V. M. Godínez, J. García (2006), On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res.,* 33 L02601, doi: 10.1029/2005GL024686, 2006.
- Martin A. P., K. J. Richards (2001), Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy. *Deep-Sea Res. II,* 48: 557-773.
- Monreal-Gómez M. A., D. A. Salas-de León (1998), Dinámica y estructura termohalina. En: M. Tapia-García (Ed), El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos. Universidad Autónoma Metropolitana, pp. 14-26.
- Morrow R., L. T. Pierre-Yves (2011), Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry. *Advanc. in Space Res.,* 50: 1062-1076, doi:10.1016/j.asr.2011.09.033.
- Neumann G. (1968), Ocean currents. *Elsevier Oceanography Series,* American Elsevier Publishing Co. Ltd. New York. 350 pp.
- Palacios D. M., S. J. Bograd (2005), A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the Northeastern Tropical Pacific. *Geophys. Res.,* 32 L23606, doi:10.1029/2005GL024324, 2005.

- Pantoja D. A., S. G. Parés-Sierra, F. Gómez-Valdivia (2012), Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific. *Cienc. Mar.* 38(2): 36-379.
- Petrenko A. A., A. M. Doglioli, F. Nencioli, M. Kersalé, Z. Hu, F. D'Ovidio (2017), A review of the LATEX project: mesoscale to submesoscale processes in a coastal environment. *Ocean Dynam.* Doi: 10.1007/s10236-017-1040-9.
- Portela E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P. C. Fiedler, L. Sánchez-Velasco, A. Trasviña (2016), Water masses and circulation in the Tropical Pacific of the Central Mexico and surrounding areas. *J. Geophys. Oceanogr.* doi: 10.1175/JPO-D-160068.1.
- Pond S., G. L. Pickard (1978), *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press, Oxford. 241 pp.
- Prasanna-Kumar S., M. T. Babu, D. P. Rao (1992), Energy and generating mechanism of a subsurface, cold core eddy in the Bay of Bengal. *Indian J. Mar. Sciencs.* 21: 140-142.
- Reyes-Hernández C., P. Murad (2005), Estructura hidrográfica del Golfo de Tehuantepec en septiembre de 2004: Crucero TEHMAL04. En: *Oceanografía y Meteorología del Golfo de Tehuantepec, GEOS, Vol. XXV, No. 1, Noviembre.*
- Reyes-Hernández C., M. A. Ahumada-Sempoal, R. Durazo (2016), The Costa Rica Coastal Current, eddies and wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Southern Mexican Pacific. *Cont. Shelf Res.* 114: 1-15.
- Roden G. I. (1961), Sobre la circulación producida por el viento en el Golfo de Tehuantepec y sus efectos sobre las temperaturas superficiales. *Geofísica Internacional* 1, 3: 55-77.
- Romero-Centeno R., J. Zavala-Hidalgo, J. J. O'Brien (2003), Isthmus of Tehuantepec Wind Climatology and ENSO Signal. *J. Clim.* XVI: 2628-2639.
- Salazar-Ceciliano J.P. (2016), *Corrientes costeras en el Golfo de Tehuantepec*. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- SEMARNAT, CNA (2002), *Compendio básico del agua*. México 2001.
- Soto-Mardones L., A. Parés-Sierra, J. García, R. Durazo, S. Hormazabal (2004), Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL (region off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep-Sea Res. II* 51:785-798.
- Sverdrup H. U., M. W. Jonson, R. H. Fleming (1942), *The oceans: their physics, chemistry and general biology*. Prentice-Hill, Inc; New York, 1087 pp.
- Steenburgh W. J., D. M. Schultz, B. A. Colle (1998), The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, México. *Amer. Meteor. Soc.* 126: 2673-2691.
- Stewart H. R. (2008), *Introduction to Physical Oceanography*, Texas A&M University: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book_pdf_files.html, 345 pp.
- Stumpf H. G. (1975), Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, México. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 383-388.

- Stumpf H. G., R. V. Legeckis (1977), Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 7, 648:658.
- Tomczak M., G. J. Stuart (2001), Regional Oceanography: An introduction. *Butler & Tanner Ltd*, Gran Bretaña. Versión pdf 1.1.
<http://gyre.umeoce.maine.edu/physicalocean/Tomczak/regoc/pdfversion.html>, 298 pp.
- Trasviña A., E. D. Barton, J. Brawn, H. S. Vélez, P. M. Kosro, R. L. Smith (1995) Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, México: The asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100, 20: 649-663.
- Trasviña A., E. D. Barton (1997) Los Nortes del Golfo de Tehuantepec: la circulación costera inducida por el viento. En: M. F. Lavín (Ed.), Contribuciones a la Oceanografía Física en México. *Unión Geofísica Mexicana*, pp. 25-46.
- Trasviña A., D. Lunch-Cota, A. E. Filonov, A. Gallegos (2000) La Oceanografía y el Niño. Magaña R. V. En: Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil. Secretaría de Gobernación, México, pp. 69-101.
- Trasviña A., C. A. Andrade (2002) Circulación Costera del Pacífico tropical Oriental, con énfasis en la Cuenca Cálida Mexicana, Circulación oceánica y climatología tropical en México y Colombia. Diálogo entre Pares 1, *Consejo Nacional de Acreditación- Ministerio de Educación*, Corcas Editores, 9-37. Bogotá, Colombia.
- Trasviña A., E. D. Barton, H. S. Vélez, J. Brawn (2003) Frontal subduction of a cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, México. *Geofísica Internacional* 42, 1:101-114.
- Trasviña A., E. D. Barton (2008) Summer circulation in the Mexican Tropical Pacific. *Deep Sea Res. I*, 55: 587-607.
- Umatani S., T. Yamagata (1989). Response of the Eastern Tropical Pacific to Meridional migration of the ITCZ: The generation of the Costa Rica Dome. *J. Phys. Oceanogr.* 21:346-363.
- Velázquez-Muñoz F. A., J. A. Martínez, C. Chavane, R. Durazo, P. Flament (2011) Circulación costera forzada por el viento en el golfo de Tehuantepec, México. *Cienc. Mar.* 37(4A): 443-456
- Willet C. S., R. L. Leben, M. F. Lavín (2006) Eddies and Tropical Instability Waves in the Eastern Tropical Pacific. *Progr. Oceanogr.* 69: 218-238.
- Wyrski K. (1965a) Corrientes superficiales del Océano Pacífico Oriental Tropical. Boletín IX, 5, *Comisión Interamericana del Atún Tropical*, La Jolla, California. 279-303.
- Wyrski K. (1965b) The annual and semiannual variations of sea surface temperature in the North Pacific Ocean. *Limnol. Ocean.* X, 3: 307-313.
- Wyrski K. (1966) Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 4: 33-68.
- Zamudio L., A. P. Leonardi, S. D. Meyers, J. J. O'Brien (2001) ENSO and Eddies on the Southwest Coast of Mexico. *Geophys. Res.* 28:1 13-16.
- Zamudio L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, S. L. Morey (2006) Interannual variability of Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111, C05001, doi:10.1029/2005JC003182.