

Tesis defendida por
Eugenio Ruiz Castillo
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Gómez Valdés
Director del Comité

Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del Comité

Dra. Paula Pérez Brunius
Miembro del Comité

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Miembro del Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador
Programa de Posgrado en
Oceanografía Física

Dr. Jesús Favela Vara
Director
Dirección de Estudios de Posgrado

Marzo 2014

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE
ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física

Circulación en la plataforma continental de Yucatán

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Maestro en Ciencias
Presenta:

Eugenio Ruiz Castillo

Ensenada, Baja California, México
2014

Resumen de la tesis de Eugenio Ruiz Castillo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Circulación en la plataforma continental de Yucatán

Resumen aprobado por:

Dr. José Gómez Valdés

Si bien los mares de plataforma continental únicamente representan el 9 % del área del océano y el 0.5 % de su volumen, son importantes por los valores sociales, económicos y biológicos que proveen. El mar de la plataforma continental de Yucatán tiene características singulares: es un cuerpo de agua somero y tropical cuyo fondo tiene una pendiente suave. Es el mar de plataforma más extenso de México y su costa está alineada zonalmente. No obstante, pocos estudios se han llevado a cabo para entender su hidrodinámica. Con el fin de dilucidar su circulación y sus masas de agua en este trabajo se examina el conjunto de datos de hidrografía obtenidos en cuatro cruceros oceanográficos realizados entre 2003 y 2009, el conjunto de datos de perfiladores acústicos obtenidos entre 2009 y 2010, así como series de tiempo de temperatura superficial del mar, de viento y de anomalía del nivel del mar elaborados de información satelital. El método geostrófico para mares someros fue elaborado e implementado para cada crucero. Asimismo, se aplicó un modelo analítico con el fin de reproducir las corrientes geostróficas en la parte profunda de la plataforma (40-200 m). Los resultados indican que agua proveniente de la subsuperficie del mar Caribe aborda a la plataforma y la abandona por el noroeste. En la región profunda de la plataforma se tiene una corriente en dirección oeste con velocidades del orden de 0.4 m s^{-1} . El momentum de esta corriente proviene del viento y del gradiente de presión baroclínico y el origen de su masa de agua se encuentra en el mar Caribe. Se encontró que la teoría desarrollada por Pedlosky (2007) para mares someros explica adecuadamente las principales características de esta corriente. Además, en la región somera (0 - 40 m) se encontraron evidencias de eventos de surgencia inducida por el transporte de Ekman perpendicular a la costa provocando un frente térmico a lo largo de la plataforma. El análisis de la altimetría reveló la existencia de una corriente costera en dirección oeste con velocidades de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$.

Palabras clave: **Abordamiento, corriente hacia el oeste, surgencia costera, plataforma continental de Yucatán.**

Abstract of the thesis presented by Eugenio Ruiz Castillo as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Physical Oceanography.

Circulation on the continental shelf of Yucatán

Abstract approved by:

Dr. José Gómez Valdés

Although the shelf seas stand for only 9 % of the ocean's area and 0.5 % of its volume, they are important for the social, economical and biological values they provide. The shelf sea of Yucatán shows interesting features: it is a shallow and tropical body of water with a gentle slope. It is the largest shelf in México and its coast is zonally oriented. Nonetheless, a few studies have been carried out about its hydrodynamics. To elucidate the circulation and water masses over the continental shelf of Yucatan, in this work it is examined a set of hydrographic data obtained from 4 oceanographic surveys carried out in the period 2003-2009, a set of data from acoustic profilers deployed between 2009 – 2010, as well as time series of sea surface temperature, wind and sea height anomaly from satellites. The geostrophic method for shallow seas was elaborated and implemented for each survey. In addition, an analytical model was applied aiming to reproduce the geostrophic currents in the deep region (40-200 m). Results indicate that subsurface water of the Caribbean Sea uplifts to “inundate” the continental shelf, and leaves it by its northwestern part. In the deep region of the shelf, there is a current flowing westward with velocities of $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$. The momentum of this current comes from the wind and from the baroclinic pressure gradient and the origin of its water mass is from the Caribbean Sea. It was found that the theory developed by Pedlosky (2007) for shallow seas adequately explains the main characteristics of this current. Besides, in the coastal region evidences were found of a coastal upwelling induced by Ekman transport perpendicular to the coast. Being this upwelling the cause of a thermal front along the continental shelf. A westward coastal current with velocities of $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ was revealed by the analysis of altimetry data.

Keywords uplift, westward current, coastal upwelling, Yucatan Continental Shelf,

A mi familia por su invaluable apoyo.

Agradecimientos

Al Dr. José Gómez Valdés por su apoyo, sus comentarios y sus consejos antes y durante la elaboración de la tesis.

A los miembros del Comité: Dr. Modesto Ortiz Figueroa, Dra. Paula Pérez Brunius y Dr. Marco Antonio Pérez Flores por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a enriquecer este trabajo.

A todo el personal del CICESE por el apoyo brindado y en especial al departamento de Oceanografía Física.

Al Dr. Rodolfo Rioja por su apoyo. Al Fondo de Ciencia Básica SEP-CONACyT con el proyecto No. 153599 y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo económico.

A “Chava” y “Leo” por sus pertinentes observaciones en los viernes de academia.

A los compañeros de generación, en especial a Samuel, Itzia y Alin. También a los amigos del posgrado, al equipo de fútbol Los Astros y al equipo de fútbol Pelicarrones F.C., a todos gracias por su compañía, por su amistad, por las carnes asadas, por las alitas, por el 2X1, por los viernes de dominó y por todo lo demás, gracias.

A Claudinha, mi pelifán número 1.

Al Dr. Gilberto Jerónimo Moreno (q.e.p.d), por motivarme a hacer esta maestría.

Y un agradecimiento a ti que estás leyendo esta tesis.

Contenido

	Página
Resumen español.....	ii
Resumen inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tablas.....	ix
1. Introducción	1
1.1 Objetivos.....	6
1.1.1 Objetivo General	6
1.1.2 Objetivos Particulares	6
1.2 Organización del trabajo	7
2. Datos y métodos.....	8
2.1 Datos de temperatura superficial.....	8
2.2 Datos de viento	10
2.3 Datos de altimetría.....	13
2.4 Datos hidrográficos.....	14
2.5 Cálculo de velocidades geostróficas en mares somero.....	17
2.6 Observaciones directas de corrientes.....	20
2.7 Descripción del modelo analítico de Pedlosky (2007)	22
2.7.1 Cálculo de velocidades mediante el modelo analítico de Pedlosky (2007).....	23
3. Resultados	25
3.1 Temperatura y viento superficial	25
3.1.1 Estadística de las series de tiempo de temperatura	25
3.1.2 Origen del agua fría en la plataforma continental.....	26
3.1.3 Promedios mensuales del viento y temperatura superficial.....	27
3.2 Circulación y masas de agua en la plataforma continental de Yucatán.....	35
3.2.1 Septiembre de 2003.....	35
3.2.2 Agosto de 2007.....	43
3.2.3 Julio de 2009	48
3.2.4 Velocidades geostróficas a partir del modelo de Pedlosky (2007).....	58
3.3 Región costera.....	60
3.3.1 Estadística de las series de viento y anomalía del nivel del mar	60
3.3.2 Evidencias de surgencia costera.....	62
4. Discusión	72
4.1 Abordamiento inducido por las variaciones de la corriente de Yucatán...	72
4.2 Corriente al oeste en la región profunda de la plataforma continental de Yucatán.....	74
4.3 Frente costero inducido por eventos de surgencia.....	77
5. Conclusiones.....	79
Referencias bibliográficas.....	80

Lista de figuras

Figura		Página
1	Plataforma continental de Yucatán.....	2
2	Puntos de medición en la plataforma a partir de sensores remotos.....	11
3	Derrotero de los 4 cruceros oceanográficos	15
4	Ubicación de las series de tiempo de corrientes sobre la plataforma continental de Yucatán.....	21
5	Promedio, desviación estándar de temperatura y varianza explicada por el armónico anual (0.0027 día^{-1}).....	26
6	Perfil de temperatura en abril de 2005 a lo largo de la latitud 21.8°N	27
7	Anomalía de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de enero a abril.....	30
8	Anomalía de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de mayo a agosto.....	32
9	Anomalía de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de septiembre a diciembre.....	34
10	Mapa de velocidades geostróficas a partir de anomalías del nivel del mar en septiembre de 2003.....	36
11	Diagrama T-S del crucero de septiembre de 2003.....	37
12	Mapa de velocidades geostróficas a 10 m de profundidad...	39
13	Mapa de velocidades gesotróficas a 50 m de profundidad...	40
14	Perfil de temperatura a lo largo de la longitud 86.7°O	41
15	Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 24°C	42
16	Mapa de velocidades geostróficas y a partir de anomalías del nivel del mar en agosto de 2007.....	44
17	Diagrama T-S del crucero de agosto de 2007.....	45
18	Mapa de velocidades geostróficas a 10 m de profundidad...	46
19	Mapa de velocidades geostróficas a 30 m de profundidad...	47
20	Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 23°C	48
21	Mapa de velocidades geostróficas a partir de anomalías del nivel del mar en julio de 2009.....	49
22	Diagrama T-S del crucero de julio de 2009.....	50
23	Mapa de velocidades geostróficas a 10 m de profundidad...	51
24	Mapa de velocidades geostróficas a 50 m de profundidad...	52
25	Velocidades observadas a 30, 35, 40 y 50 m de	

	profundidad.....	53
26	Perfil vertical de temperatura a lo largo de la longitud 87 °O.....	54
27	Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 23 °C.....	55
28	Series de tiempo de velocidades observadas en el este de la plataforma continental.....	57
29	Mapa de velocidades geostróficas a partir del modelo de Pedlosky (2007) a 10 m de profundidad.....	59
30	Espectro de potencia calculado con 8 grados de libertad de las series de tiempo de las componentes u y v del viento. ...	61
31	Espectro de potencia con 8 grados de libertad de las series de tiempo de anomalía del nivel del mar.....	62
32	Promedio de temperatura superficial del mar y campos de viento a 10 m de altura durante los cruceros que se llevaron a cabo en agosto de 2007 y julio de 2009.....	63
33	Perfiles de densidad sobre la plataforma para septiembre de 2003, agosto de 2007 y julio de 2009.....	65
34	Diagrama tiempo-longitud del promedio mensual del índice de surgencia a lo largo de la latitud 22.75 °N.....	66
35	Anomalía del nivel del mar a lo largo de los transectos de altimetría costera.....	68

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Coeficiente de correlación de la magnitud de las corrientes observadas a 30 m de profundidad.....	58
2	Radio de deformación baroclínico y velocidades de la corriente costera.....	70

Capítulo 1

Introducción

Los mares de plataforma continental se localizan entre el océano profundo y la costa. Aunque éstos tan solo representen el 9 % del área del océano y el 0.5 % de su volumen tienen una gran importancia por los valores sociales y económicos que éstas proveen. En el aspecto biológico, los mares de plataforma continental son entre 3 y 5 veces más productivas que el océano profundo y de ellas se extrae más del 90 % de las pesquerías (Pauly et al., 2002). Alrededor del 60 % de la población en América Latina vive en las zonas costeras (Lemay, 1998) y se benefician de diversas actividades que se llevan a cabo sobre las plataformas continentales como la pesca, la extracción de hidrocarburos, la industria del turismo y la del transporte, entre otras. Estas actividades han ejercido presión y han deteriorado la salud de estos sistemas. Conocer la circulación en las plataformas es importante para la planeación y regularización de las actividades humanas, ya que a través de ésta se puede entender el transporte de nutrientes y asimismo la dispersión de contaminantes, conocimiento que beneficia tanto a la actividad pesquera como a la industrial, entre otras. En este contexto es imprescindible adquirir conocimiento nuevo que sirva de base para la comprensión y funcionamiento de los ecosistemas de las plataformas continentales.

La plataforma continental de Yucatán, también conocida como Banco de Campeche (Figura 1), se encuentra en la franja intertropical y es la plataforma más grande de México. Se delimita desde el norte de la península de Yucatán hasta la isóbata de 200 m. La parte oriental del banco es más extensa al tener 300 km de anchura desde la costa hasta la latitud 24 °N, mientras que la parte occidental alcanza 200 km desde la costa hasta la latitud 23 °N. En promedio, la plataforma tiene una pendiente suave menor a $-1/1000$ (-200 m / 250 km). Al norte de estas

latitudes la pendiente es abrupta y el talud marca el inicio de la cuenca profunda que corresponde al Golfo de México (GoM). Al este de la plataforma se localiza el canal de Yucatán con 196 km de anchura y profundidades máximas por encima de los 2000 m. Al sur de la plataforma, entre la isóbata de 40 m (alrededor de la latitud 22 °N) y la costa se encuentra la región costera. La plataforma se localiza entre la longitud 91 y 86 °O, por lo tanto se encuentra entre las aguas del mar Caribe y el GoM.

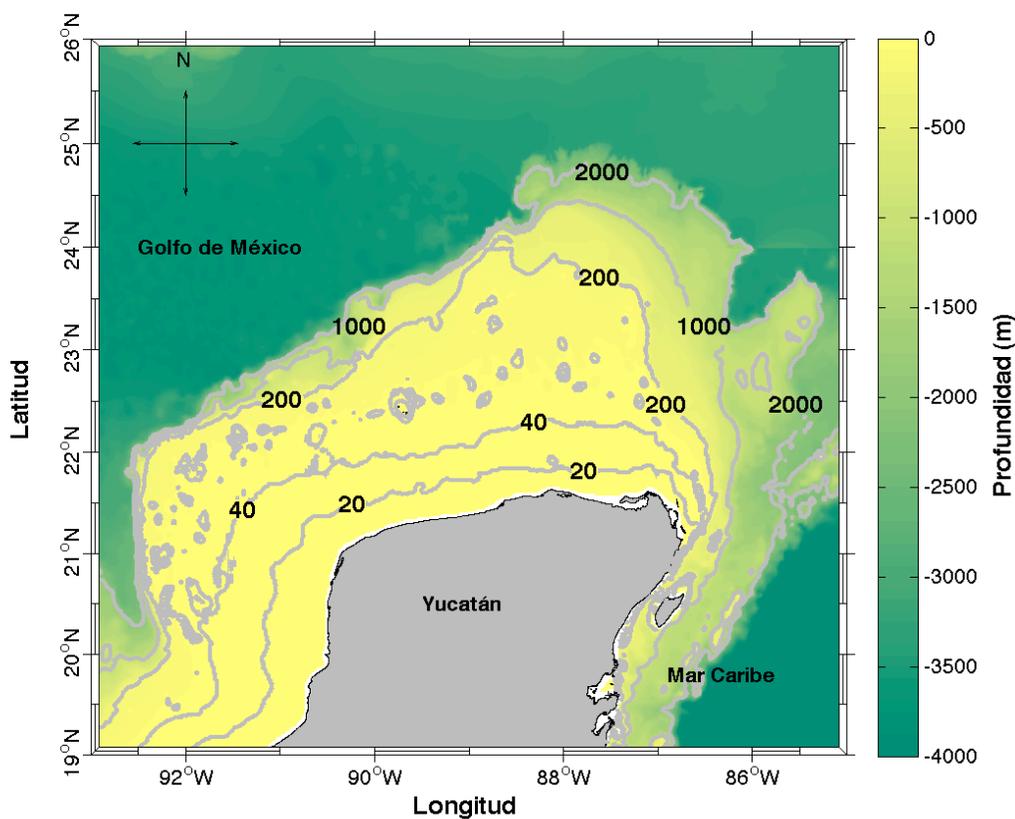


Figura 1. Plataforma continental de Yucatán. Los colores representan la profundidad. En el norte se encuentra el Golfo de México y en el sureste el mar Caribe. Las líneas grises representan las isóbatas de 20, 40, 200, 1000 y 2000 m de profundidad.

La plataforma es de origen kárstico (Aranda-Cirerol et al., 2006), por lo que carece de ríos superficiales, sin embargo cuenta con una amplia red de corrientes subterráneas por donde el agua fluye a través de cavernas (Lugo-Hubp et al., 1992). Esto permite, aunque no haya ríos superficiales, que exista aporte de aguas continentales a la zona costera debido a las escorrentías en lo que se conoce localmente como ojos de agua (Aranda-Cirerol et al., 2006; Herrera-Silveira, 2006; Enriquez et al., 2010).

En el área de estudio se distinguen tres estaciones climáticas. La primera está determinada por la época de secas (marzo-mayo), la segunda corresponde a la época de lluvias (junio-octubre), la tercera a los nortes (noviembre-febrero) y ocurren ocasionalmente huracanes entre agosto y septiembre (Herrera-Silveira, 2006).

En la plataforma de Yucatán las masas de agua se distinguen por estar estratificadas en temperatura y una de ellas, la más abundante, proviene de la subsuperficie del mar Caribe, incluso de profundidades mayores que las más profundas de la plataforma (Merino, 1997). Esto se debe a abordamiento de agua en el este de la plataforma de la subsuperficie del mar Caribe (Cochrane, 1969; Ruiz-Rentería, 1979; Pérez-de los Reyes et al., 1996; Merino, 1997). Merino (1997) identifica el origen mediante diagramas T-S desde los 220-250 m de profundidad en el mar Caribe hasta la subsuperficie (10-70 m) en el sureste de la plataforma y mediante estos diagramas sugiere que el agua abordada abandona la plataforma por el noroeste. En el canal de Yucatán y mar Caribe, en profundidades entre 220 y 250 m, se encuentran aguas con temperatura diferente y salinidad por debajo de los valores típicos de Agua Subsuperficial Subtropical (SUW, por sus siglas en inglés) los que son 23 °C y máximo de salinidad de 36.7 (Rivas et al., 2005). Hernández-Tello y Aldeco (1990) según Hernández-Tello et al. (1993), reportan que en verano la capa de mezcla incrementa su temperatura por el flujo de humedad y aire cálido de la atmósfera. Por tal motivo, como

menciona Merino (1997), el agua al abordar incrementa su temperatura por mezcla durante los meses de verano.

En general, la dinámica de las plataformas continentales es compleja y ésta no puede ser entendida en su totalidad de forma aislada de los procesos en aguas profundas (Csanady, 1997). La variabilidad de los fenómenos oceánicos puede modificar, generar o incluso suprimir ciertos procesos dinámicos característicos de la costa como los fenómenos de afloramiento. Por ejemplo, Oke y Middleton (2000, 2001) describen afloramientos producto de las variaciones de la plataforma y variaciones en la dirección de la corriente Australiana Oriental. Encontraron que si el tamaño de la plataforma disminuye la corriente aumenta su velocidad, entonces el esfuerzo del fondo incrementa el transporte en la capa de Ekman de fondo hacia la costa. En dicho estudio, Oke y Middleton (2001) también reportan que la corriente Australiana Oriental se separa de la costa y esta separación produce, por continuidad, afloramiento de aguas de la subsuperficie de la plataforma. Roughan y Middleton (2002) reportan que el máximo de nutrientes de origen subsuperficial se debe al mayor acercamiento de la corriente Australiana Oriental a la costa y que la variabilidad de la corriente puede aumentar o suprimir fenómenos de surgencia inducida por el viento. Marchesiello y Estrade (2010) y Rossi et al. (2013), utilizando el transporte de Ekman y el transporte generado por la divergencia de las corrientes geostróficas como lo describe Roughan y Middleton (2002), en conjunto con la topografía, encontraron que la intrusión a la costa del flujo geostrófico sobre la plataforma, junto con el esfuerzo del viento, es determinante para el transporte de agua subsuperficial hacia la superficie.

En el área de estudio se tienen elementos similares a los observados en la plataforma australiana. La corriente de Yucatán entra al GoM por la parte occidental del canal de Yucatán en los primeros 800 m de profundidad (Ochoa et al., 2001; Sheinbaum et al., 2002), es decir, pegada a la frontera este de la plataforma con velocidades promedio de 1.5 ms^{-1} (Sheinbaum et al., 2002; Abascal

et al., 2003) y magnitudes máximas de 3 ms^{-1} (Cetina et al., 2006). De octubre a marzo la corriente de Yucatán lleva calor al GoM, ya que durante estos meses éste lo pierde con la atmósfera (Oey et al., 2005) mientras que el resto del año el GoM gana calor. Cuando la corriente de Yucatán alcanza el GoM se desprenden remolinos anticiclónicos (Pichevin y Nof, 1997). El desprendimiento de éstos está asociado con un distanciamiento de la corriente de Yucatán de la frontera este de la plataforma (Athié et al., 2012) y bajo estos eventos la corriente tiene intrusiones mínimas al norte fluyendo principalmente al este, hacia el estrecho de Florida (Moliniari y Morrison, 1988; Athié et al., 2012) por donde la corriente abandona el GoM. Sin embargo, no toda la corriente descarga en el estrecho de Florida, ya que se desprenden filamentos del flujo principal que alcanzan el noroeste de Cuba y se van hacia el canal de Yucatán con el nombre de Contracorriente Cubana (Emilson, 1971) y ésta fuerza a que la corriente de Yucatán, al atravesar el canal, se acerque más al este de la plataforma. Por tal motivo, al igual que en la plataforma australiana, la corriente de Yucatán también se acerca y se aleja de la frontera este de la plataforma.

En la plataforma continental de Yucatán la dinámica se ha ligado principalmente al esfuerzo del viento (Mateos-Jasso, 2009). En la región de estudio los vientos predominantes son los vientos alisios (Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996). Éstos presentan variaciones estacionales en la dirección, de octubre a febrero la plataforma tiene en su mayoría vientos norestes, conocidos localmente como “nortes”, mientras que el resto del año los vientos son del este. Mediante simulaciones numéricas se ha demostrado que los vientos alisios, cuando son del este, influyen en la circulación en dirección al oeste sobre la plataforma (Mateos-Jasso, 2009; Enriquez et al., 2010) y en la transferencia de calor de la corriente de Yucatán a la región profunda de la plataforma mediante advección (Chang y Oey, 2010). En la región costera se ha encontrado una franja de agua de baja temperatura que aparece en los meses de verano y se ha sugerido que se debe a fenómenos de surgencia costera (Ruiz-Renteria, 1979; Tapanes, 1971; Zavala-

Hidalgo et al., 2006; Mateos-Jasso, 2009), ya que en verano se tienen vientos del este (Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996).

En los diversos estudios, observacionales y numéricos que se han llevado a cabo sobre la oceanografía de la plataforma continental de Yucatán, no se han reportado los patrones de circulación sobre ella obtenidos de observaciones puntuales. En el presente trabajo se describe la circulación de la plataforma continental de Yucatán con mediciones hidrográficas de cruceros oceanográficos llevados a cabo entre 2003 y 2009 por la Secretaría de Marina con sede en Puerto Progreso, Yucatán. También se utilizan mediciones directas de velocidad obtenidas con perfiladores acústicos durante el año 2009 y 2010, así como series de tiempo de datos de sensores remotos.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Analizar la circulación sobre la plataforma continental de Yucatán y estudiar su dinámica.

1.1.2 Objetivos particulares

1. Buscar evidencias de abordamiento de agua en la plataforma.
2. Analizar las corrientes geostroficas y la distribución de las masas de agua a partir de los datos de los cruceros oceanográficos.
3. Buscar evidencias de eventos de afloramientos costeros.
4. Examinar la dinámica de la plataforma continental de Yucatán.

1.2 Organización del trabajo

A continuación se presenta la organización de la tesis. En el capítulo 2 se tiene la descripción de los datos y los métodos utilizados. En el capítulo 3 y 4 los resultados y la discusión, respectivamente. En el capítulo 5 se presentan las conclusiones.

Capítulo 2

Datos y métodos

2.1 Datos de temperatura superficial

Se utilizaron series de tiempo de datos de temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) del sensor A Very High Resolution Radiometer (AVHRR por sus siglas en inglés), cuyo período abarca desde el 1 de enero de 1986 hasta el 31 de diciembre de 2009, los que se descargaron de la siguiente liga: <ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov>. Se trabajó solo con el dominio de los datos localizados entre las longitudes 84° y 93 °O y entre las latitudes 19° y 26 °N. Estos datos tienen una resolución espacial y temporal de 4 km y de 1 día, respectivamente. De tal forma que se tienen distribuciones horizontales de SST para cada día durante un período de 23 años. La limpieza de datos consistió en eliminar los valores extremos de cada día que estuvieran por encima de ± 2 desviaciones estándar a partir de la mediana de la distribución de temperatura diaria. Una vez hecho esto, se obtuvo el promedio de cada día. De éstos se calculó para cada día el promedio a partir de 15 días posteriores y anteriores y se eliminaron los datos de la distribución diaria de temperatura superficial que se alejaron más de 3.5 desviaciones estándar. A partir de los datos de temperatura superficial, sin valores extremos, se obtuvieron los campos promedios, máximo, mínimo, la desviación estándar y la anomalía de temperatura superficial de toda la serie de tiempo al igual que del promedio mensual siguiendo a Harrison (1989).

De cada punto del dominio se obtuvo una serie de tiempo y a cada serie de tiempo se le ajustó la frecuencia anual (0.0027 días^{-1}), semianual (0.0055 días^{-1}) y de cada 3 (0.0082 días^{-1}) y 4 (0.0110 días^{-1}) meses, siguiendo a Emery y Thomson

(2001). Una vez obtenido el ajuste armónico, se calculó la varianza explicada por la regresión utilizando todos los armónicos y cada uno por separado siguiendo a Hartmann (2013) en cada punto del dominio. El modelo de regresión es:

$$\hat{Y} = \sum_{i=1}^n A_n \cos(2\pi\omega_n t - \phi_n), \quad (1)$$

donde \hat{Y} es la temperatura estimada a partir del modelo, A es la amplitud de cada armónico, t es el tiempo, $2\pi\omega$ es la frecuencia y ϕ es la fase y el subíndice n denota las frecuencias desde la 1 a la 4. Una vez que se tiene la temperatura estimada se compara con la temperatura observada y se calcula el error de la siguiente forma:

$$E = Y - \hat{Y}, \quad (2)$$

donde E es el error siguiendo a Wunsch (2005) Y es la temperatura observada y \hat{Y} es la temperatura estimada del modelo de la regresión armónica. El promedio del error fue 0 y la varianza del error promedio es alrededor de 1. El porcentaje de varianza explicada se encuentra de:

$$\theta = 1 - (\sigma^2(E) / \sigma^2(Y)), \quad (3)$$

donde θ es el porcentaje de varianza explicada y $(\sigma^2(E) / \sigma^2(Y))$ es la varianza del error entre la varianza de la temperatura observada.

2.2 Datos de viento

Se utilizaron series de tiempo de la base de datos de viento Cross Calibrated Multi-Platform (CCMP, por sus siglas en inglés) de la componente “u” y “v” sobre el mar a 10 m de altura. Las series adquiridas abarcan del 1 de enero de 1988 al 31 de diciembre de 2011; los datos se descargaron de la siguiente liga: <ftp.podaac-ftp.jpl.nasa.gov>. De forma similar a los datos de SST, se trabajó solo con el dominio de los datos que se localizaran entre las longitudes 84 y 93 °O y entre las latitudes 19 y 26 °N. Estos datos tienen una resolución espacial y temporal de 25 km y de 1 día, respectivamente. Al igual que los datos de temperatura superficial, se obtuvo el promedio mensual del viento siguiendo a Harrison (1989).

Para encontrar periodicidades de las variaciones de las componentes “u” y “v” del viento en la región somera, se generaron 2 series de tiempo a partir de los campos diarios en 2 puntos de muestreo, al oeste y este (asteriscos azules en la Figura 2), y de éstas se obtuvo su espectro de potencia de las componentes “u” y “v” del viento siguiendo a Emery y Thomson (2001).

A partir de los datos de viento, se generaron 18 series de tiempo sobre la latitud 22.375 °N (puntos azules en la Figura 2) con resolución temporal de 1 día de la componente “u”, paralelo a la costa. En el caso de las series de tiempo que se encuentran al oeste de la longitud 88.5 °O, se rotó el sistema de referencia 13 ° para tener la misma orientación que la costa occidental del norte de la península de Yucatán.

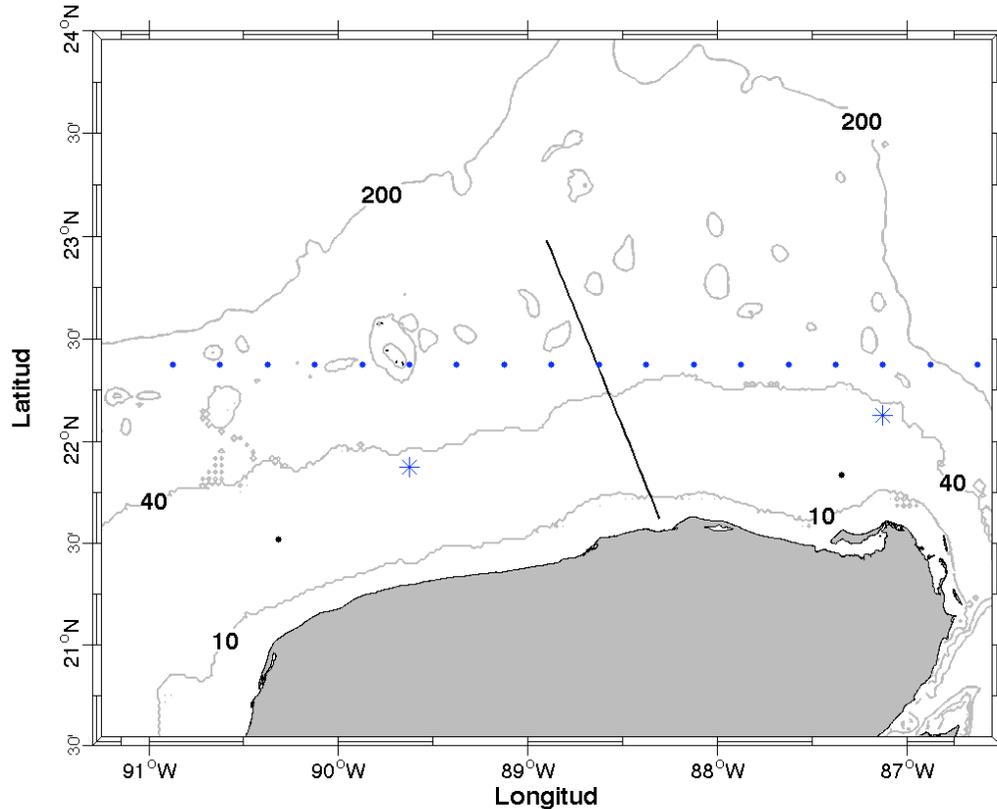


Figura 2. Los asteriscos azules representan los puntos de muestreo de las series de tiempo de la magnitud del viento. En los puntos en azul se recopilieron series de tiempo de 23 años de la componente U (paralela a la costa) del esfuerzo del viento. En los puntos negros se tienen series de tiempo de 19 años de anomalía del nivel del mar y en la línea negra hay datos de anomalía del nivel de mar durante las fechas en que se llevaron a cabo los cruceros.

De los datos de viento se obtuvo el esfuerzo del viento paralelo a la costa de la siguiente forma:

$$\tau_x = Cd\rho_a U^2, \quad (4)$$

donde τ_x es el esfuerzo del viento zonal, ρ_a es la densidad del aire que se mantuvo constante en 1.25 kg m^{-3} , U es la velocidad zonal a 10 m de altura y Cd

es el coeficiente de arrastre propuesto por Smith (1988), tal que:

$Cd \approx 1.1 \times 10^{-3}$ para valores de $U \leq 5 \text{ms}^{-1}$ y $Cd \approx 1 \times 10^{-3}(0.61 + 0.63U)$ para el rango de valores $5 < U \leq 22 \text{ms}^{-1}$.

A partir del esfuerzo del viento de la componente-x de la velocidad se obtuvo el índice de surgencia siguiendo a Marchesiello y Estrade (2010) y Rossi et al. (2013), de los datos de viento entre 1988 y 2011, del que a partir del transporte perpendicular a la costa se derivan velocidades verticales como se muestra a continuación:

$$EUI \approx \frac{\tau_x}{\rho f L_u}, \quad (5)$$

$$L_u = \max \left[\frac{0.75D}{s}; \pi \sqrt{\frac{2A_H}{f}} \right], \quad (5.1)$$

$$D = 15 \text{ m}, \quad (5.2)$$

$$s = \frac{dh}{dy}, \quad (5.3)$$

donde EUI es el transporte generado por el esfuerzo del viento, ρ es la densidad del mar, f es el parámetro de Coriolis, h es el fondo del mar, D es la profundidad, s es la pendiente del fondo, y A_H es el coeficiente de viscosidad. La densidad se calculó a partir de los promedios mensuales de temperatura superficial del mar en los mismos puntos en que se muestreo el viento suponiendo que la salinidad es constante. Por ejemplo, si el esfuerzo del viento correspondía a enero se utilizaban los valores de temperatura del promedio mensual de enero. Finalmente, utilizando la ecuación de estado para agua de mar (Fofonoff y Millard, 1983), a 1 m de profundidad y con salinidad constante de 36.4, rango en que se encuentra la

salinidad de la plataforma de acuerdo a los diagramas T-S obtenidos en los cruceros, se calculó la densidad. A partir de los datos diarios del índice de surgencia se calcularon los promedios mensuales de éste siguiendo a Harrison (1989).

2.3 Datos de altimetría

Se utilizaron series de tiempo de 2 grupos de datos de anomalía del nivel del mar provenientes del Colorado Center for Astrodynamics Research (CCAR, por sus siglas en inglés) y de altimetría costera provenientes del Center for Topographic studies of the Ocean and Hydrosphere (CTOH, por sus siglas en inglés), los que fueron descargados de las ligas: <ftp://ftp.eddy.colorado.edu> y <ftp://ftp.legos.obs-mip.fr/>, respectivamente. Los primeros son datos con una resolución espacial de 25 km y una resolución temporal de 1 día que abarcan desde el 1 de enero de 1995 hasta el 31 de diciembre de 2012. A partir de éstos se generaron mapas de anomalía del nivel del mar y de velocidades geostroficadas para septiembre de 2003, agosto de 2007 y julio de 2009.

Los segundos son datos a lo largo del transecto que siguen los satélites. Estos datos están validados para ser utilizados en regiones someras y cercanas a la costa (Roblou et al., 2007). La resolución temporal y espacial es de 10 días y alrededor de 7 km, respectivamente. Esta serie de tiempo inició desde el 1 de marzo de 1993 y terminó el 20 de agosto de 2012. Con estos datos se obtuvieron series de tiempo en dos puntos de muestreo, en el este y otro en el oeste, ambos en la región costera (puntos negros de la Figura 2).

En la región somera se utilizaron los datos de anomalía del nivel del mar del transecto alrededor de la longitud 88.5 °O desde la costa, entre 21.5 °N y 21.6 °N, hasta la latitud 22.5 °N (línea negra en la Figura 2) en los días en que se llevaron a

cabo los cruceros oceanográficos. Posteriormente se calculó la velocidad geostrófica, como se muestra enseguida, siguiendo a Christensen y Rodriguez (1979).

$$U_g = \frac{g (\eta_2 - \eta_1)}{f L}, \quad (6)$$

donde U_g es la componente zonal de la velocidad geostrófica, g es la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, η es la superficie del mar y el subíndice denota un punto de medición y L es la distancia entre los puntos de muestreo η_2 y η_1 .

2.4 Datos hidrográficos

A partir de datos hidrográficos obtenidos de 4 cruceros oceanográficos (Figura 3) por la Secretaria de Marina de México con sede en Puerto Progreso, Yucatán, realizados 1) del 20 al 26 de septiembre de 2003, 2) del 18 al 24 de abril de 2005, 3) del 1 al 8 de agosto de 2007 y 4) del 6 al 13 de julio de 2009, usando un perfilador SBE sea cat CTD, se analizaron las propiedades termodinámicas. Mediante la ecuación de estado para agua de mar (Fofonoff y Millard, 1983) se calculó la densidad potencial en todas las estaciones de cada crucero.

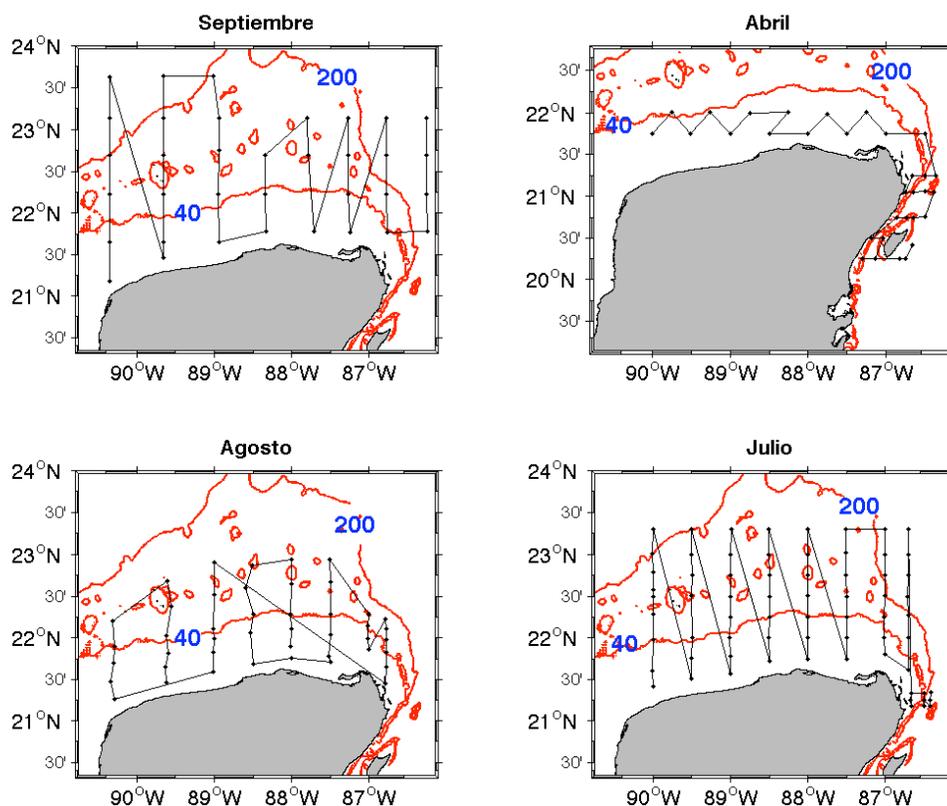


Figura 3. Derrotero de los 4 cruceros oceanográficos llevados a cabo por la Secretaría de Marina de México. Los cruceros fueron realizados del 20 al 26 de septiembre de 2003, del 18 al 24 de abril de 2005, del 1 al 8 de agosto de 2007 y del 6 al 13 de julio de 2009.

A partir de las variables calculadas y las obtenidas mediante la sonda CTD se generaron mapas a distintas profundidades, con escalas de correlación de alrededor de 50 km, y secciones de cada línea hidrográfica, con escalas de correlación en la horizontal de 50 km y en la vertical de alrededor de 30 m, tanto zonal como meridionalmente, mapeadas mediante interpolación objetiva siguiendo a Jerónimo y Gómez-Valdés (2006). De igual forma, se generaron mapas de la distribución horizontal de la profundidad de diversas isotermas. La resolución de las mallas para la generación de mapas fue de 100x100 puntos al igual que para

las secciones verticales. Para la construcción de las mallas en la vertical se utilizó la base de datos batimétricos ETOPO1 que cuenta con una resolución espacial de 1 minuto. A partir de la profundidad del lecho marino de cada uno de los 100 puntos en la horizontal se generaron 100 puntos desde el fondo hasta la superficie. Sin importar la profundidad siempre hubo 100 puntos en la vertical. Los mapas generados mediante el mapeo objetivo tuvieron un error menor al 1%.

Se obtuvieron los diagramas T-S de cada crucero oceanográfico. En cada uno de estos cruceros se graficó el diagrama T-S solo para los puntos de muestreo que se encontraran sobre la plataforma. Los valores de temperatura se dividieron cada 0.2 °C desde el valor mínimo de temperatura hasta el máximo. Posteriormente se obtuvo el promedio de los valores de salinidad que correspondieran a cada rango de temperatura y así se calculó la curva promedio del diagrama T-S. Para corroborar el origen de las aguas que circulan sobre la plataforma se obtuvo la profundidad de diversas isotermas, desde 18 hasta 26 °C, cada 1 °C, de los datos de CTD. En caso de coincidir diversas profundidades para la misma isoterma en un punto de medición se calculó el promedio de la profundidad en dicho punto. Posteriormente, se generó una malla de 100 x100 puntos que se interpoló mediante interpolación objetiva siguiendo a Jerónimo y Gómez-Valdés (2006).

Finalmente, se calculó el radio de deformación baroclínico y las velocidades de una corriente costera siguiendo a Cushman-Roisin y Beckers (2011) a partir de los datos de CTD a 10 m de profundidad, de la siguiente manera:

$$Rd = \frac{\sqrt{g'H}}{f}, \quad (7)$$

$$u_g = \sqrt{g'H}, \quad (7.1)$$

donde H es la profundidad de la columna de agua y g' es la gravedad reducida

$$g' = g \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_0} \right), \quad (7.2)$$

donde ρ_2 , ρ_1 y ρ_0 es la densidad de la capa de fondo, capa superior y la densidad promedio de cada crucero.

2.5 Cálculo de velocidades geostróficas en mares someros

Dado que las técnicas convencionales para el cálculo de velocidades geostróficas a partir de datos de CTD en aguas profundas, suponen un nivel de referencia de no movimiento a una profundidad arbitraria y además suponen que no hay fricción, no son muy adecuadas para plataformas continentales, por ello se utilizó el método elaborado por Csanady (1997) para el cálculo de velocidades geostróficas en mares someros y plataformas continentales. Para utilizar este método se dividió a la plataforma en la región costera (< 40 m) y la región profunda (entre 40 y 200 m) siendo la latitud 22°N la frontera entre éstas y se llevó a cabo el cálculo para la región profunda. Esta división se hizo con base en los mapas de temperatura superficial del mar y con los perfiles de las variables hidrográficas. A partir de éstos se encontró que ambas regiones responden a forzamientos distintos. El cálculo de velocidades mediante este método es descrito a continuación.

Partimos de las ecuaciones de movimiento en forma vectorial (8)

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \mathbf{g} \hat{k} + \mathbf{F} \mathbf{r} \quad (8)$$

donde $\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t}$ es la aceleración local, $(\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u}$ son los términos advectivos, $2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}$ es la aceleración de Coriolis, $\frac{1}{\rho} \nabla P$ es la fuerza del gradiente de presión, g es la fuerza de gravedad y \mathbf{Fr} es la fuerza friccional.

Si suponemos que los términos advectivos, la aceleración local y las fuerzas viscosas son menores que la aceleración de Coriolis, es decir, que se tiene un número de Rossby (Ro), un número de Ekman (Ek) y un número de Rossby temporal (Ro_T) mucho menor a 1, en símbolos:

$$Ro = \frac{(\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u}}{2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}} \ll 1, \quad (8.1)$$

$$Ek = \frac{\mathbf{Fr}}{2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}} \ll 1, \quad (8.2)$$

$$Ro_T = \frac{u_t}{2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}} \ll 1, \quad (8.3)$$

usando estas aproximaciones se obtiene el balance geostrófico en la horizontal (10.1) y el balance hidrostático en la vertical (10.2), es decir:

$$2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H P, \quad (9.1)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g. \quad (9.2)$$

Debido a que no se tienen mediciones directas de la presión (P), ésta se calcula de manera indirecta mediante la altura dinámica (D), la que se calcula a partir de las anomalías de densidad desde el fondo del mar (h) hasta la superficie (Stewart, 2002), en la forma:

$$\mathbf{u}_g = -\frac{1}{f\rho} \hat{k} \times \nabla_H P = -\frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla_H D, \quad (10)$$

donde

$$D = \int_h^z \sigma dz, \quad (10.1)$$

y

$$\sigma = 1 - \frac{\rho}{\rho_0}, \quad (10.2)$$

donde ρ es la densidad a una profundidad dada y ρ_0 es la densidad promedio. En el dominio costero el fondo es el límite de integración inferior y al igual que en aguas profundas entre dos lances A y B se realiza la integral desde el fondo y se le añade una integral de línea por el fondo a lo largo del transecto entre A y B como se muestra en la Ec. (11), donde ds es un elemento de la integral de línea, es decir:

$$D_B - D_A = \int_h^z \sigma(B) dz - \int_h^z \sigma(A) dz + \int_A^B \sigma_b \nabla_H h \cdot ds. \quad (11)$$

donde σ_b es la densidad del fondo. Esta definición es válida solo si la última integral es independiente del transecto entre A y B. Este es el caso si y solo si la integral de línea sobre un circuito cerrado que contiene A y B se hace cero, es decir:

$$\oint \sigma_b \nabla_H h \cdot ds = 0. \quad (12)$$

En ese caso, de acuerdo con el teorema de Stokes el rotor del vector $\sigma_b \nabla_H h$ se hace cero en todas partes como se describe a continuación. Si calculamos el rotor $\nabla_x \sigma_b \nabla_H h$ queda:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma_b \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma_b \frac{\partial h}{\partial x} \right) \equiv J(\sigma_b, h) = 0, \quad (13)$$

donde J es el Jacobiano. Esta definición es válida sí y solo si la densidad del fondo (σ_b) es función de la profundidad. La pendiente del fondo de la plataforma continental de Yucatán varía en la dirección norte-sur y la profundidad a lo largo del eje x se mantiene constante, por lo tanto $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$. Así el segundo término de la Ec. (13) se hace cero. En el área de estudio las variaciones de la densidad del fondo a lo largo del eje “x” son mínimas tal que $\frac{\partial \sigma_b}{\partial x}$ es dos órdenes de magnitud menor que la pendiente $\frac{\partial h}{\partial y} = 0.001$ por lo que el primer término tiende a cero y por lo tanto puede despreciarse. Así la Ec. (13) se satisface.

2.6 Observaciones directas de corrientes

Se utilizaron tres series de tiempo de observaciones directas de corrientes en la columna de agua obtenidos de tres perfiladores acústicos Doppler (A200DCP, por sus siglas en inglés) RDI- instrument anclados en el fondo sobre la plataforma continental (Figura 4) midiendo desde el fondo hacia la superficie. En el punto Y2 la resolución espacial de las mediciones en la columna de agua es cada 4 m. Los puntos Y2 y Y3 se encuentran en la parte occidental del canal de Yucatán a lo largo de la latitud 21.3 °N donde los instrumentos estaban anclados a una

profundidad de 61 y 115 m. La resolución espacial de las mediciones en la columna de agua de estos anclajes es cada 8 m. Estas series de tiempo abarcan desde el 5 de junio de 2009 hasta el 18 de abril de 2010. El punto PE se localiza en el sureste de la plataforma alrededor de la latitud 22.2°N y de la longitud 87°O y está anclado a 118 m de profundidad y sus mediciones más someras son a 30 m de profundidad. Esta serie de tiempo abarca desde el 2 de junio hasta el 25 de julio de 2009. La resolución temporal de las series de tiempo fue de 30 minutos. Estos datos fueron facilitados por el grupo Canek.

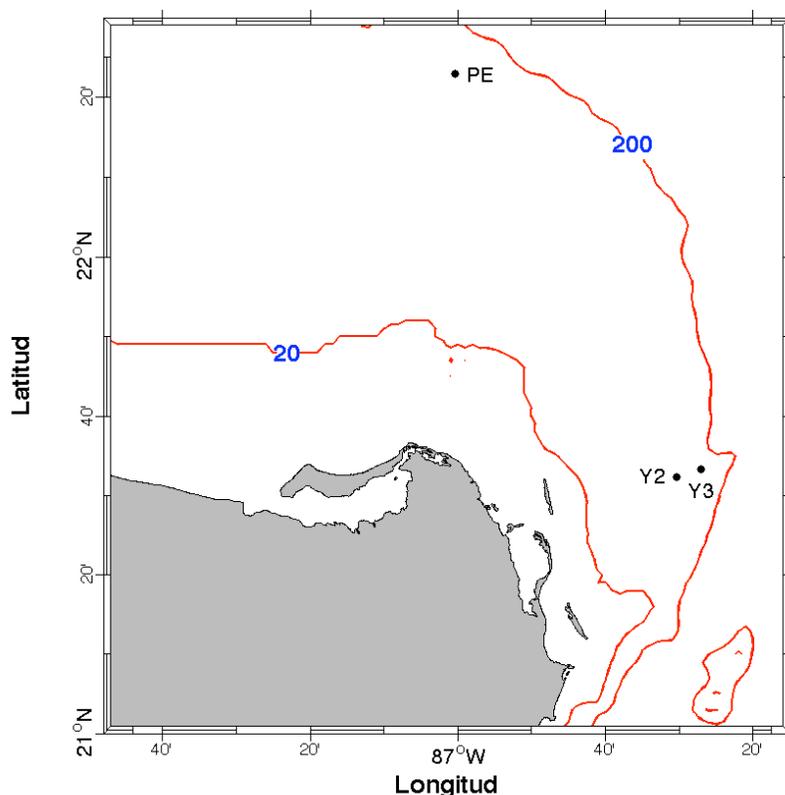


Figura 4. Ubicación de las series de tiempo de corrientes sobre la plataforma continental de Yucatán.

A partir de las series de datos se obtuvo el promedio diario de las velocidades a distintas profundidades. Se calculó el coeficiente de correlación siguiendo a Bendat y Piersol (1979) entre las magnitudes de la velocidad de los tres anclajes

en profundidades similares solo en el período en el que se tuvieran mediciones simultáneas usando la fórmula:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (v - \bar{v})(v_k - \bar{v}_k)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (v - \bar{v})^2 \sum_{i=1}^N (v_k - \bar{v}_k)^2}}, \quad (14)$$

donde v y v_k son la magnitud de las velocidades a 30 m de profundidad en dos puntos de medición y \bar{v} y \bar{v}_k es el promedio de las velocidades en cada punto de medición. Para comparar estas velocidades con el campo de velocidades calculado mediante el método de Csanady (1997), se graficó el promedio de las velocidades a distintas profundidades para el día 12 de julio de 2009, mismo día en que el crucero oceanográfico llevado a cabo por la Secretaria de Marina navegaba por la región del anclaje PE.

2.7 Descripción del modelo analítico de Pedlosky (2007)

Para explicar la dinámica en la región profunda de la plataforma se empleó el modelo analítico de Pedlosky (2007). Este presenta geometría y forzamientos similares a los observados en el área de estudio. La oceanografía de la plataforma de Yucatán tiene estratificación en la columna de agua, el esfuerzo del viento es a lo largo de la costa (Gutiérrez de Velasco y Winant 1996), eje “x”, y presenta ligeras variaciones a lo largo del eje “y”, sur-norte. Se requiere, sin embargo, que la columna de agua tenga cierta profundidad para la formación de una capa de Ekman, de acuerdo con las secciones hidrográficas ésta se encuentra alrededor de 40 m, en caso contrario la columna de agua pierde la estratificación, de tal forma

que la región costera queda excluida en este modelo donde se supone que la densidad del fondo será la misma que la densidad en la capa superior.

2.7.1 Cálculo de velocidades mediante el modelo analítico de Pedlosky (2007)

El modelo de Pedlosky (2007) tiene las siguientes características:

Orientado en el eje paralelo a la costa, eje "x", se tiene un balance entre la aceleración de Coriolis y el gradiente vertical del esfuerzo del viento. En el eje perpendicular a la costa y en la vertical se está en balance geostrófico y en balance hidrostático, respectivamente. Se tiene la ecuación de continuidad en el plano y-z y una ecuación de flotabilidad que balancea advección y difusión de densidad. Las ecuaciones son las siguientes:

$$fv = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau}{\partial z}, \quad (15.1)$$

$$fu = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (15.2)$$

$$\frac{\rho g}{\rho_0} = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (15.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (15.4)$$

$$v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{HI} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{VI} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right), \quad (15.5)$$

donde k_{HI} y k_{VI} son los coeficientes de difusión horizontal y vertical, respectivamente. Las soluciones analíticas de este modelo para la capa interior y de fondo son:

$$u_l = \frac{N^2}{f}(z+h) \left(\frac{\tau_x}{\rho_o f k_{HI}} \right) + \frac{N^2}{f} \delta \frac{\partial}{\partial y} (h-\delta) + \frac{\tau_x}{\rho_o r}, \quad (16.1)$$

$$u_b = \frac{N^2}{f}(z+h) \left(\frac{\partial(h-\delta)}{\partial y} + \frac{\tau_x}{\rho_o f k_{HI}} \right) + \frac{\tau_x}{\rho_o r}, \quad (16.2)$$

donde u_l y u_b son las velocidades en la capa de Ekman interior y la capa de Ekman de fondo, N es la frecuencia Brunt- Väisälä, τ_x es el esfuerzo del viento en la componente x , la variable r es una velocidad que se mantuvo constante con 1 m s^{-1} y δ es el espesor de la capa superior de Ekman. El espesor de la capa de Ekman se determinó de forma visual utilizando los perfiles de temperatura. Posteriormente se obtuvo el promedio del espesor de la capa de Ekman de todos los perfiles siendo éste de 20 m de ancho. El coeficiente de viscosidad horizontal k_{HI} se mantuvo constante con valores de $200 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ de acuerdo con Rossi et al. (2013). La frecuencia de Brunt- Väisälä (N) corresponde a la siguiente relación:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (16.3)$$

que fue calculada a partir de los datos de CTD obtenidos en los cruceros oceanográficos, donde z es la profundidad.

Capítulo 3

Resultados

3.1 Temperatura y viento superficial

3.1.1 Estadística de las series de tiempo de temperatura

En el mapa del promedio de temperatura superficial del mar (Figura 5) se tiene agua cálida ($27.7\text{ }^{\circ}\text{C}$) en la región del canal de Yucatán que se asocia a las aguas pertenecientes al mar Caribe. Esta agua cálida está fuera de la plataforma, que se delimita por la isóbata de 200 m. En la bahía de Campeche, alrededor de $20\text{ }^{\circ}\text{N}$ y $92\text{ }^{\circ}\text{O}$ se tiene una región de agua relativamente cálida con temperaturas por encima de los $27\text{ }^{\circ}\text{C}$. En la región costera al norte de Yucatán, en cambio, se tiene una franja con aguas de baja temperatura de alrededor de $26\text{ }^{\circ}\text{C}$. Este rasgo está limitado por la isóbata de 40 m de profundidad, que se encuentra entre la latitud $22\text{ }^{\circ}\text{N}$ y la costa.

La región con mayor variabilidad de temperatura superficial del mar, como se ilustra en la Fig. 5 se encuentra en el noroeste del área de estudio y en la costa de Campeche, mientras que la región costera y el mar Caribe presentan la menor variabilidad. Al relacionar el promedio de temperatura con su desviación estándar se aprecia que el noroeste del área de estudio alcanza temperaturas mínimas y en ocasiones pueden ser menores que las de la plataforma y la región costera.

La varianza de la temperatura subsuperficial explicada por el armónico anual se muestra en la Fig. 5. En el Golfo de México y la región profunda de la plataforma continental de Yucatán, el armónico anual explica más del 75% de la varianza de la temperatura subsuperficial, mientras que en el mar Caribe solamente explica el

60 %. En la zona donde ocurre la franja con aguas de baja temperatura, el 70 % de la varianza es explicada por el armónico anual. Así la variación de la temperatura en la plataforma se explica por ciclos anuales primordialmente. Esto quiere decir que es estacional y debe ser el efecto de la radiación solar.

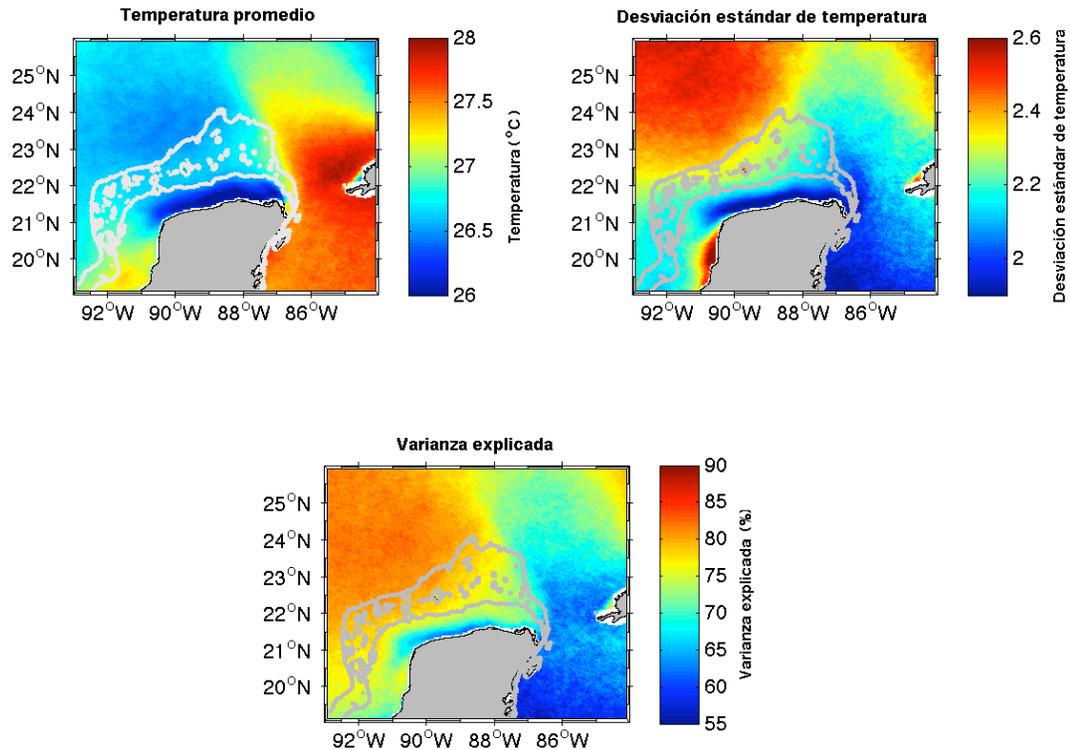


Figura 5. Promedio, desviación estándar de temperatura y varianza explicada por el armónico anual (0.0027 día^{-1}) del período de 1986 al 2009. Las líneas grises son las isóbatas de 40 y 200 m, respectivamente.

3.1.2 Origen del agua fría en la plataforma continental

Con la finalidad de ilustrar el origen del agua fría en la plataforma continental de Yucatán, se realizó un perfil de temperatura a lo largo de un transecto paralelo a la costa sobre la latitud 21.8°N . En este perfil (Figura 6) se aprecia que las aguas cálidas, con valores de 26°C , al este de 87°O , corresponden a aguas de la

corriente de Yucatán, y sobre la plataforma al oeste de 87.5°O la temperatura superficial es 2°C menor que la de la corriente. Esto se debe a que la corriente de Yucatán transporta agua cálida del Mar Caribe. Otro rasgo a resaltar es el abordamiento de agua de baja temperatura, entre 21 y 23°C , desde la subsuperficie (50 m de profundidad) del canal hasta la superficie en la longitud 87°O en el sureste de la plataforma. El agua abordada desplaza agua de mayor temperatura y una vez sobre la plataforma circula sobre el fondo y genera una capa fría en el fondo.

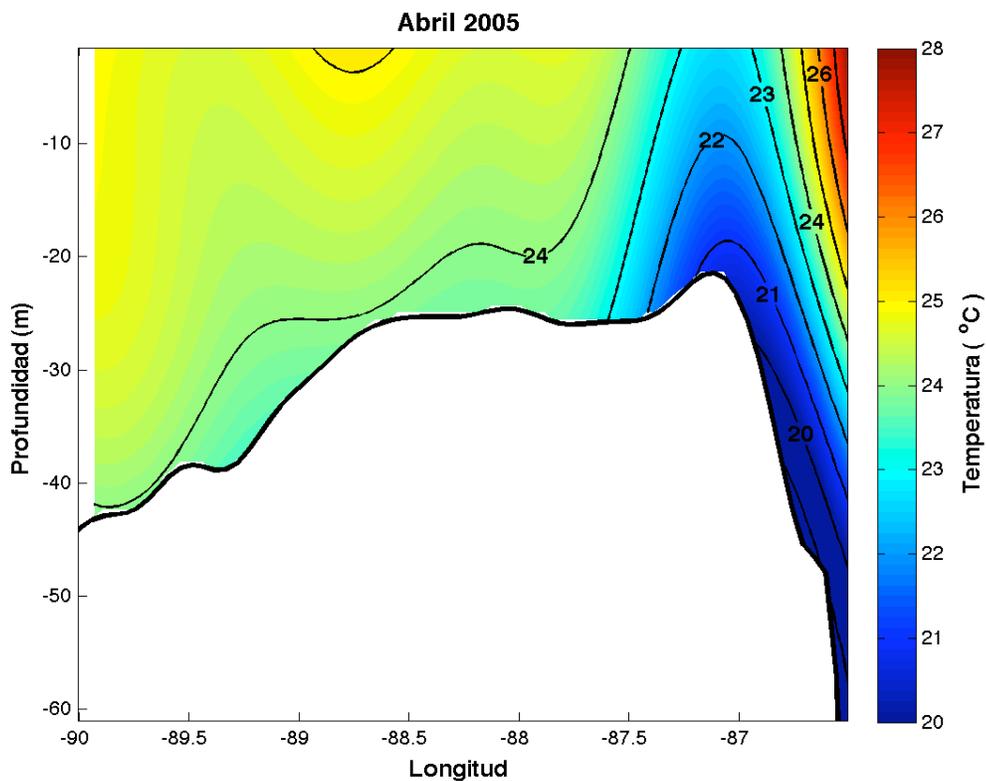


Figura 6. Perfil de temperatura en abril de 2005 a lo largo de la latitud 21.8°N .

3.1.3 Promedios mensuales del viento y temperatura superficial

El campo de anomalía de temperatura superficial de enero junto con el de viento (Figura 7) muestra que el noroeste de la región tiene aguas con anomalía de

temperatura negativa, lo que indica que el GoM tiene menor temperatura que el agua de la corriente de Yucatán. Esto se debe a que el golfo pierde calor con la atmósfera (Oey et al., 2005) y que la corriente de Yucatán transmite calor al área de estudio debido a que transporta aguas cálidas provenientes del mar Caribe. Por tal motivo la plataforma mantiene temperaturas anómalamente más bajas que las que se asocian a la corriente de Yucatán. A lo largo de la costa de la península hay una franja de agua anómalamente más fría, alrededor de $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, que sugiere circulación en dirección al oeste. Al norte de ésta, hay una franja con valores de anomalía de temperatura entre 0 y $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, delimitada por la isóbata de 200 m en forma de lengüeta, que conecta las aguas cálidas del canal de Yucatán y de la bahía de Campeche. Éste parece originarse en la corriente de Yucatán y transporta aguas cálidas de la corriente de Yucatán hacia la plataforma. El viento en el área de estudio proviene en lo general del noreste y sus magnitudes máximas son de 5 ms^{-1} .

En febrero, como se muestra en la Fig. 7, la plataforma tiene anomalías de temperatura de alrededor de $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las aguas en el canal de Yucatán, que se asocian a la corriente de Yucatán, tienen anomalías de temperaturas por encima de $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las máximas anomalías de temperatura, entre 0.6 y $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, se tienen en la bahía de Campeche. La región al noroeste es la que muestra anomalías de temperatura negativas alrededor de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. La anomalía de temperatura sobre la plataforma es menor a la de la corriente de Yucatán y mayor a la del noroeste. De manera, similar al mes anterior, la corriente de Yucatán transmite calor a la plataforma mediante advección. Así se observan en la superficie dos frentes térmicos, uno anómalamente cálido proveniente entre el mar Caribe y la plataforma y el otro anómalamente frío proveniente entre el GoM y la plataforma. La dirección de los vientos en lo general es la misma que en el mes anterior, sin embargo por debajo de la latitud $22\text{ }^{\circ}\text{N}$, los vientos son del este y son más intensos conforme se acercan a la costa, los vientos parecen alinearse con ésta.

La distribución de la anomalía de temperatura superficial en marzo (Figura 7) es similar que en el mes anterior con la excepción de la presencia de aguas anómalamente frías ($-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$), centradas en el punto $22\text{ }^{\circ}\text{N}$, $87\text{ }^{\circ}\text{O}$, en el sureste de la plataforma. Estas aguas tienen una diferencia de anomalía de temperatura alrededor de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ menor que las aguas cálidas que se asocian a la superficie de la corriente de Yucatán. Por tal motivo se infiere que el origen de esta agua anómalamente fría es de la subsuperficie del canal de Yucatán (ver Fig. 6). En la zona donde está el rasgo de baja temperatura, los vientos son del este y se alinean a la costa norte de la península. Al norte de este rasgo, sobre la plataforma, se encuentran anomalías de temperatura alrededor de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en $22.5\text{ }^{\circ}\text{N}$ y $88\text{ }^{\circ}\text{O}$ que exhibe una lengüeta cálida que se origina en la corriente de Yucatán. En las aguas que se encuentran pegadas a la costa norte de la península se encuentran aguas cálidas con anomalía de temperatura alta, que han incrementado su anomalía de temperatura por radiación solar. Éstas quedan atrapadas en la costa por la franja con anomalía de temperatura negativa, similar a lo observado por Enriquez et al. (2013), donde una franja de agua cálida incrementa su temperatura por radiación solar. La magnitud del viento ha aumentado, siendo los valores máximos aquellos que se encuentran cerca de la costa. La dirección del viento es distinta a aquella observada en los meses anteriores, ahora son vientos del este y se alinean a la costa en la región costera occidental del norte de la península de Yucatán. Al sur de la latitud $23.5\text{ }^{\circ}\text{N}$ los vientos se alinean a la costa mientras que al norte de esta latitud los vientos tienen dirección al este.

En el mes de abril (Figura 7) se aprecia agua con anomalía de temperatura baja ($\sim -0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$) en el sureste de la plataforma y que se extiende hasta los $90\text{ }^{\circ}\text{O}$. Esta agua tiene una diferencia de alrededor de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ con respecto a las aguas cálidas ($1\text{ }^{\circ}\text{C}$) en el canal de Yucatán. La región en el noroeste es la que mantiene las anomalías de temperatura negativas de toda el área con valores de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Al igual que en los meses anteriores, el Golfo de México pierde calor con la atmósfera por

lo tanto la corriente de Yucatán transmite calor al GoM, como se aprecia en el centro de la plataforma, entre la isóbata de 40 y 200 m se tiene una lengüeta cálida ($0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) y por la forma de ésta se sugiere transporte de agua cálida en dirección al oeste. Al igual que en el mes anterior, se tiene una franja cálida muy cercana a la costa, que es agua cálida atrapada por el frente de baja temperatura proveniente del sureste de la plataforma. El campo de vientos en la región se ha alineado con la costa desde la latitud 23° N , al norte de esta latitud los vientos mantienen dirección al oeste. La magnitud del viento es de 5 m s^{-1} cerca de la costa.

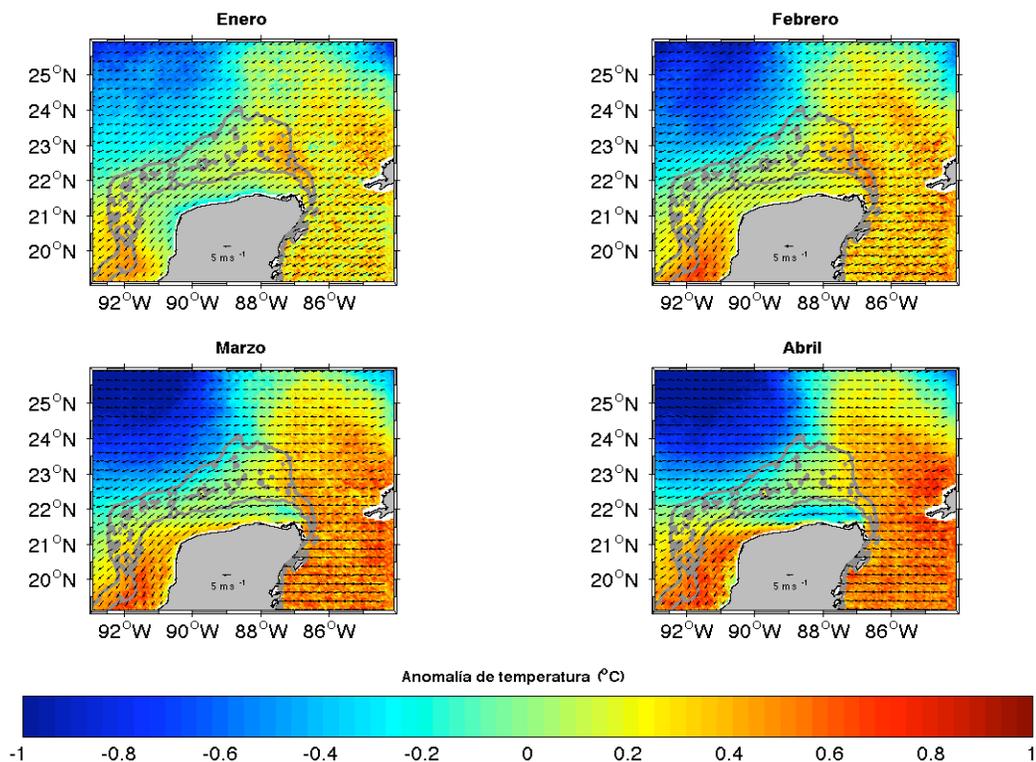


Figura 7. Anomalia de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de enero a abril. Las líneas grises son las isóbatas de 40 y 200 m.

Los mismos rasgos en el sureste de la plataforma continental que se observaron en marzo y abril están presentes en el mes de mayo (Figura 8), agua con anomalía de temperatura baja ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}$) se extiende desde el sureste de la

plataforma hasta la frontera occidental del norte de la península. Se tiene una lengüeta cálida en dirección oeste entre la isóbata de 40 y 200 m proveniente de la corriente de Yucatán. La región del noroeste se mantiene con anomalía de temperatura baja de $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Nuevamente, los vientos están alineados con la costa norte de la península de Yucatán desde la latitud $23\text{ }^{\circ}\text{N}$ hasta la costa y al norte de ésta los vientos tienen dirección al oeste, siendo su magnitud más intensa por encima de 6.5 m s^{-1} . La diferencia entre las aguas cálidas asociadas a la corriente de Yucatán y la franja anómalamente fría es de alrededor de $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Durante junio (Figura 8) están presentes los mismos rasgos sobresalientes mencionados anteriormente. Agua con anomalía de temperatura baja ($> -1\text{ }^{\circ}\text{C}$) se localiza a lo largo de la costa entre la latitud $22\text{ }^{\circ}\text{N}$, alrededor de la isóbata de 40 m, y la costa. Los vientos son paralelos a la costa al sur de la latitud $23\text{ }^{\circ}\text{N}$ y en el resto del área de estudio tienen dirección al oeste. En este mes, se tiene una diferencia de temperatura de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre las aguas de la franja de baja temperatura de la plataforma y las aguas cálidas asociadas a la corriente de Yucatán. Esta franja se extiende hasta la longitud $91\text{ }^{\circ}\text{O}$ en la superficie y sirve como una barrera y encierra agua anómalamente cálida ($1\text{ }^{\circ}\text{C}$) en la bahía de Campeche con valores máximos en toda la región. La anomalía de temperatura de las aguas del mar Caribe y de la parte profunda de la plataforma, así como del noroeste tienen valores similares, alrededor de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Durante estos meses el GoM y el norte de la plataforma ganan más calor atmosférico, por un mayor tiempo de residencia, que las aguas del mar Caribe, lo que provoca que en este mes tengan la misma anomalía de temperatura.

Las aguas con anomalía de temperatura baja ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}$) tienen su mayor intrusión en la bahía de Campeche en los meses de julio y agosto (Figura 8), pese a que la magnitud del viento ha disminuido a valores de 5 m s^{-1} en estos meses. Los vientos se mantienen paralelos a la costa, aunque el esfuerzo de la costa sobre el viento solo es visible hasta la latitud $22.5\text{ }^{\circ}\text{N}$. En los meses de julio y agosto los

vientos giran en la región noreste hacia el suroeste. La diferencia de temperatura entre las aguas de la franja fría y las de la corriente de Yucatán es alrededor de 0.8 °C. En la bahía de Campeche se tienen aguas con anomalía de temperatura de 0.5 °C. Los promedios mensuales revelan que en el mes de julio y agosto el norte de la región tiene mayor temperatura que el mar Caribe. De acuerdo con la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos (1988, en Jerónimo et al. 2012) en agosto la radiación solar es máxima en la plataforma. Por lo tanto en estos meses la corriente de Yucatán tiene una temperatura menor a las del Golfo de México debido al mayor tiempo de residencia que tienen las aguas del GoM.

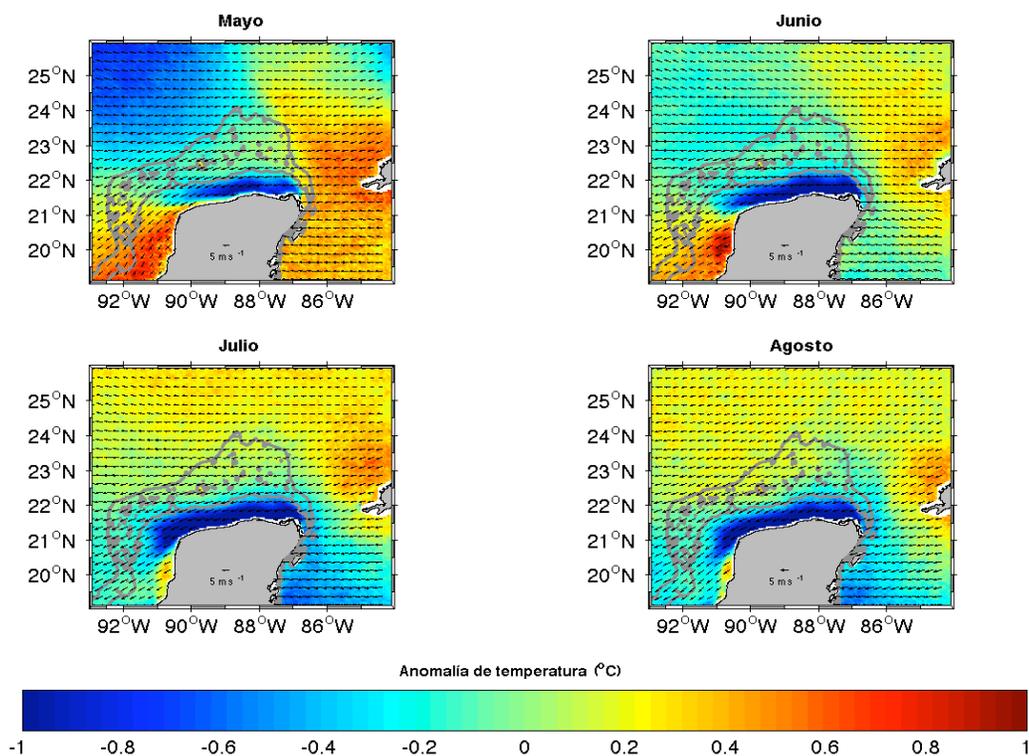


Figura 8. Anomalía de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de mayo a agosto. Las líneas grises son las isóbatas de 40 y 200 m.

En septiembre (Figura 9) la magnitud del viento es menor que en julio y agosto y los vientos se mantienen alineados a la costa al sur de la plataforma mientras que en el occidente los vientos son norestes. La franja de baja temperatura se

extiende hasta el oeste de la península de Yucatán y encierra aguas cálidas en la bahía de Campeche con valores anómalamente cálidos por encima de 0.4 °C. La diferencia entre la franja de agua fría a lo largo de la costa y las aguas asociadas a la corriente de Yucatán es menor a 0.3 °C. El resto de la región presenta valores de anomalía de temperatura alrededor de 0 °C.

En octubre (Figura 9) al igual que en enero y febrero los vientos son norestes. La franja de baja temperatura a lo largo de la costa tiene una intrusión al oeste hasta la longitud 90 °O, alrededor de 100 km menos que en septiembre, y por lo tanto, es probable que las aguas cálidas (0.8 °C) en la bahía de Campeche, se extiendan al norte hasta la latitud 21 °N. La franja de baja temperatura y las aguas cálidas del canal de Yucatán presentan una diferencia menor a 0.3 °C. El GoM pierde calor con la atmósfera (Oey et al., 2005) en este mes y por lo tanto la corriente de Yucatán es anómalamente más cálida. Las aguas asociadas a la corriente de Yucatán tienen temperaturas anómalamente cálidas por encima de 0.2 °C. El norte del área de estudio tiene menor temperatura que las aguas al sur.

En noviembre (Figura 9) los vientos son norestes y la temperatura del mar Caribe es similar a la de la bahía de Campeche. El norte de la región exhibe temperaturas anómalamente bajas (-0.6 °C). Por la estacionalidad, la región profunda de la plataforma debería mostrar anomalías de temperatura similar a las del Golfo de México, sin embargo la corriente de Yucatán transporta aguas cálidas al oeste, hacia la región profunda de la plataforma y mantiene su anomalía de temperatura alrededor de 0 °C. Similarmente a los meses anteriores se tiene una franja con anomalía de temperatura negativa delimitada por la isóbata de 40 m, con una extensión al oeste hasta 90 °O. La diferencia de temperatura entre las aguas asociadas a la corriente de Yucatán y la franja costera es menor a 0.7 °C. En el promedio de diciembre (Figura 9) hay dos máximos de temperatura en la bahía de Campeche y en el mar Caribe. La diferencia entre la franja de baja temperatura y las aguas asociadas a la corriente de Yucatán es alrededor de 0.4

°C. En el noroeste de la región se encuentra el mínimo de temperatura con anomalía negativa de -0.6 °C. Se tiene una intrusión de agua cálida mediante advección, entre la isóbata de 40 y 200 m, proveniente de la corriente de Yucatán hacia el oeste sobre la plataforma con anomalía de temperatura alrededor de 0.2 °C en 22.5 °N. Esto sugiere que sobre la plataforma, en el campo de anomalía de temperatura hay flujos al oeste con agua cálida, similar a lo sugerido por Chang y Oey (2010), quienes reportan mediante simulaciones numéricas transporte de calor sobre la plataforma proveniente de la corriente de Yucatán, generado por el esfuerzo del viento.

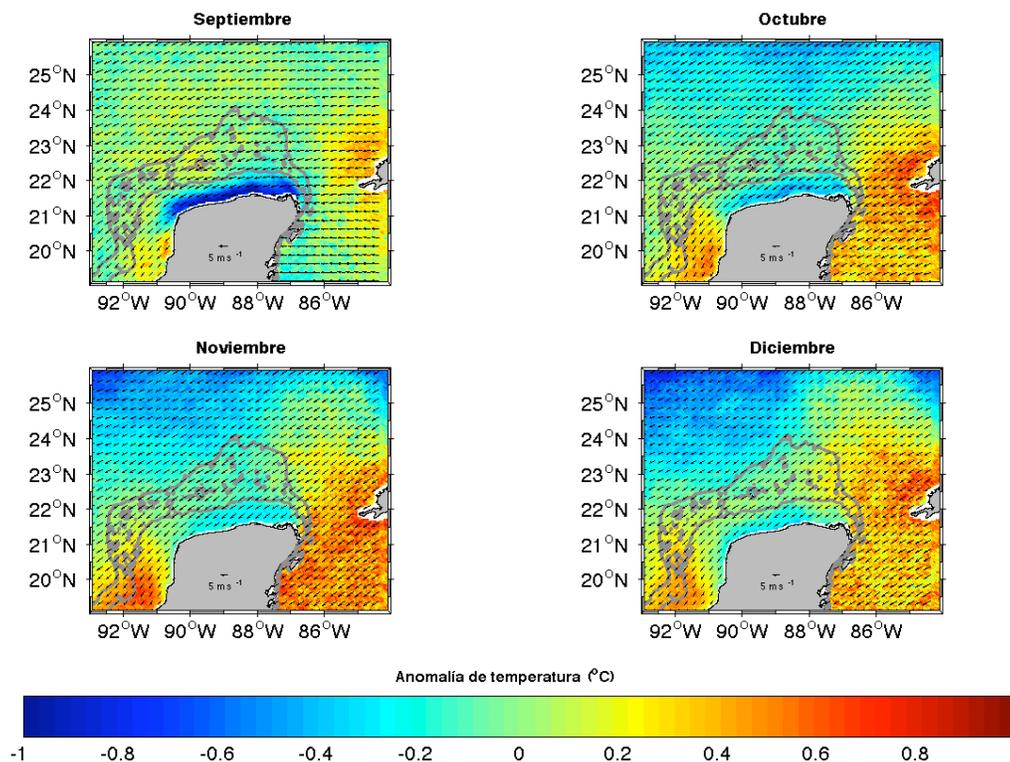


Figura 9. Anomalía de temperatura superficial del mar y promedio de viento a 10 m de altura de los meses de septiembre a diciembre. Las líneas grises son las isóbatas de 40 y 200 m.

3.2 Circulación y masas de agua en la plataforma de Yucatán

3.2.1 Septiembre de 2003

En el mapa de velocidades geostroficadas obtenidos de datos satelitales (Figura 10) se tienen velocidades máximas, del orden de 1.5 ms^{-1} , en dirección al norte en la parte central del canal de Yucatán. Este flujo es correspondiente a la corriente de Yucatán, que en regiones más al norte se transforma en la corriente de Lazo, de ésta se desprende un remolino anticiclónico con núcleo en 87°O y 25°N que bloquea al flujo en dirección hacia el norte y genera circulación hacia el oeste al norte de la plataforma en la latitud 23°N . El núcleo de la corriente de Yucatán fluye hacia el este al norte de Cuba. En la región del canal, al este del flujo principal, se tiene la Contracorriente Cubana (Emilson, 1971) en dirección hacia el mar Caribe con magnitudes del orden de 0.4 m s^{-1} . En la región occidental, en el sureste de la plataforma, se aprecia un remolino ciclónico en 86.5°O y 22.5°N con un diámetro alrededor de 100 km. Este remolino ciclónico no permite que la corriente de Yucatán circule en la parte occidental del canal, como lo reporta (Athié et al., 2012). Esta separación hace que la corriente de Yucatán se aleje de la costa de forma similar a lo observado por Moliniari y Morrison (1988) y Athié et al. (2012). Parte del remolino ciclónico fluye sobre la plataforma en dirección al suroeste. En general sobre la plataforma no se aprecia un patrón de circulación bien definido, excepto a lo largo de la pendiente continental.

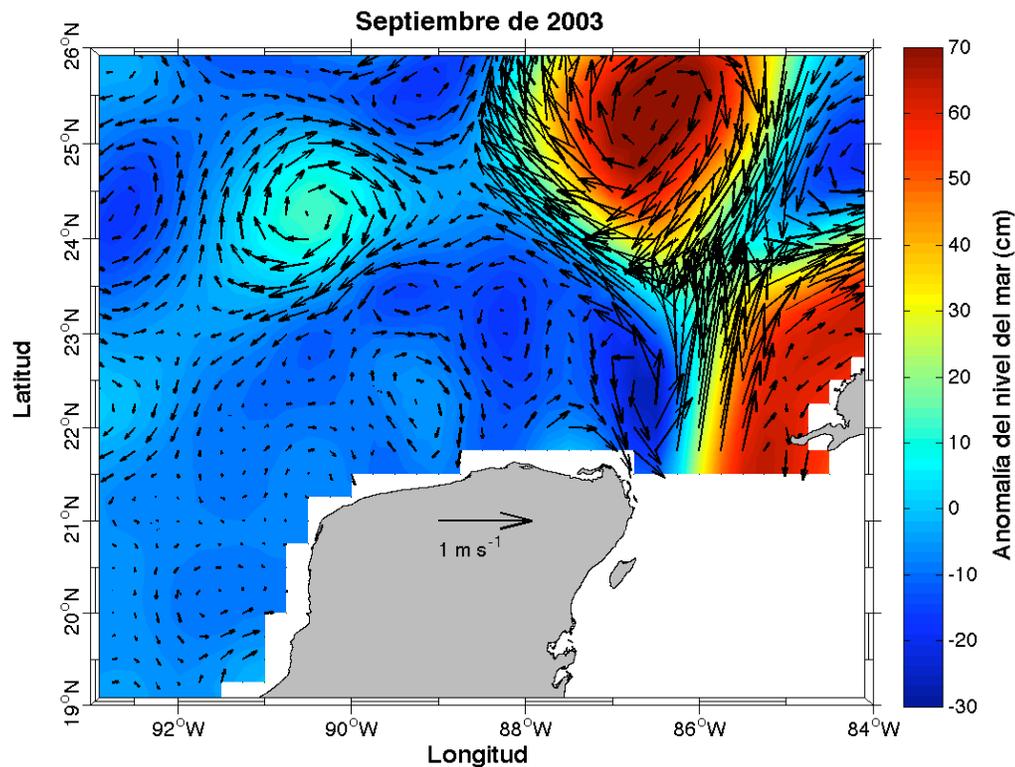


Figura 10. Mapa de velocidades geostroficadas a partir de anomalías del nivel del mar. Los datos se obtuvieron de Colorado Center for Astrodynamic Research (CCAR, por sus siglas en inglés). La anomalía del nivel del mar y las corrientes geostroficadas corresponden al 25 de septiembre de 2003.

El diagrama T-S (Figura 11) muestra que las masas de agua presentes sobre la plataforma de Yucatán corresponden a aquellas observadas por Rivas et al. (2005) sobre el canal de Yucatán y el mar Caribe (Merino, 1997), lo que confirma que el origen de las aguas en la plataforma provienen de esta región. Este diagrama indica que las aguas están estratificadas en temperatura en un rango entre los 20 y 30 °C con densidades máximas y mínimas de 26 y 23 kg m⁻³, respectivamente, y con salinidades entre 36.4 y 36.5. De acuerdo con Merino (1997), hay un abordamiento sobre la plataforma desde los 220-250 m de profundidad, y de acuerdo con Rivas et al. (2005) la masa de Agua Subsuperficial

Subtropical (SUW, por sus siglas en inglés) que se distingue por un máximo de salinidad de 36.7 (Rivas et al., 2005) y temperatura de 23 °C se encuentra entre 150 y 200 m de profundidad tanto en el mar Caribe como en el canal de Yucatán. La dispersión de datos en el diagrama T-S es atribuible a la variabilidad de periodo corto que experimentan las propiedades termohalinas en la capa de mezcla en la plataforma, esta escala no es discutida en el presente trabajo.

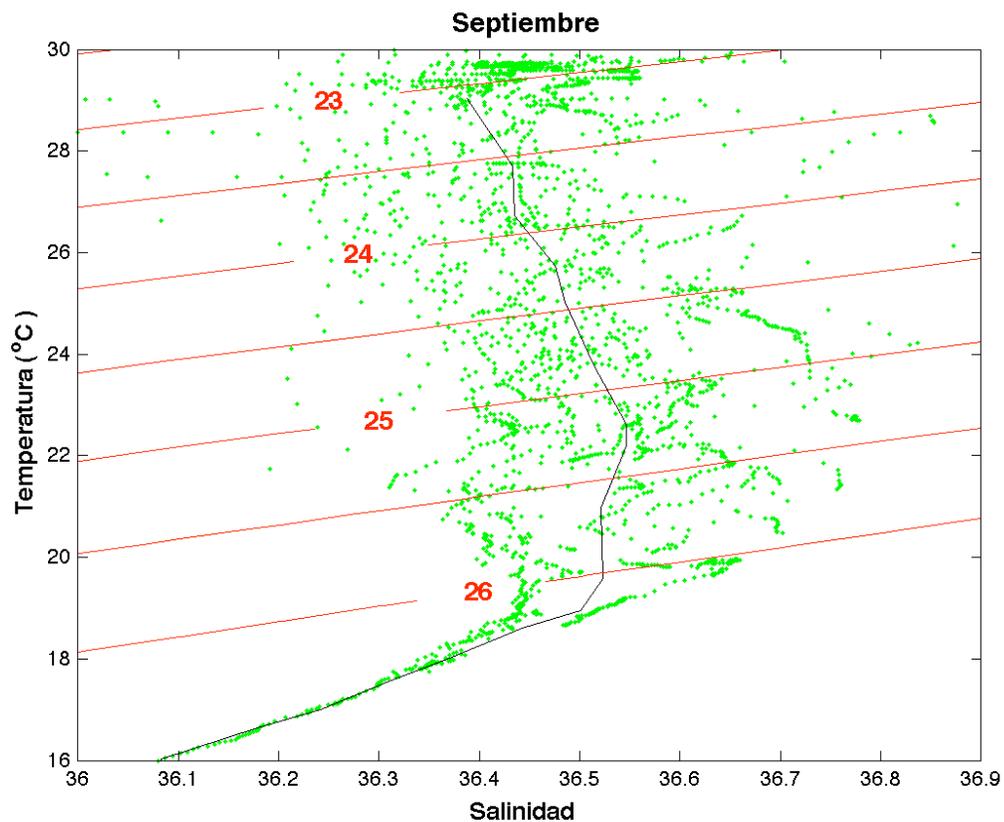


Figura 11. Diagrama T-S del cruceo de septiembre de 2003. La línea negra es la curva promedio del diagrama. Las líneas rojas son isopícnas. Sólo se incluyen los lances que se encuentran sobre la plataforma continental.

De tal forma que, los valores bajos de salinidad (36.4-36.5) sobre la plataforma se deben a que el origen de las aguas que abordaron a la plataforma provienen de

profundidades mayores a las del núcleo de la masa de agua SUW. Las altas temperaturas, entre 23 y 30 °C, que se observan en el diagrama T-S son la respuesta de la columna de agua a la alta radiación solar como lo sugiere Merino (1997).

En el campo de velocidades a 10 m de profundidad (Figura 12) se tiene, entre la longitud 86 y 87 °O, un flujo en dirección al sur y suroeste con velocidades del orden de 0.2 m/s. Este flujo puede formar parte del remolino ciclónico que se aprecia en la Fig. 10 en la parte occidental del canal de Yucatán. Entre las latitudes 22 y 22.5 °N el flujo atraviesa la isóbata de 200 m e ingresa a la plataforma mientras que al sur de 22 °N el flujo se desvía al este, por efecto de la topografía ya que el flujo siente la costa y se desvía al sureste. Las magnitudes más intensas de este flujo se ubican al oriente de la plataforma y aquellas que fluyen sobre ésta son menos intensas debido al efecto del fondo. Al oeste de 87 °O se aprecia un flujo en dirección al noroeste que abandona la plataforma entre 89 y 90 °O. Este patrón de circulación coincide con las observaciones descritas por Merino (1997) mediante el seguimiento de la isoterma de 22.5 °C. Este flujo presenta velocidades máximas del orden de 0.15 m s⁻¹ en el noroeste, donde las profundidades son mayores y por ende el efecto del esfuerzo del fondo es menor. Las magnitudes mínimas de las velocidades se presentan en el sur donde se localizan profundidades menores.

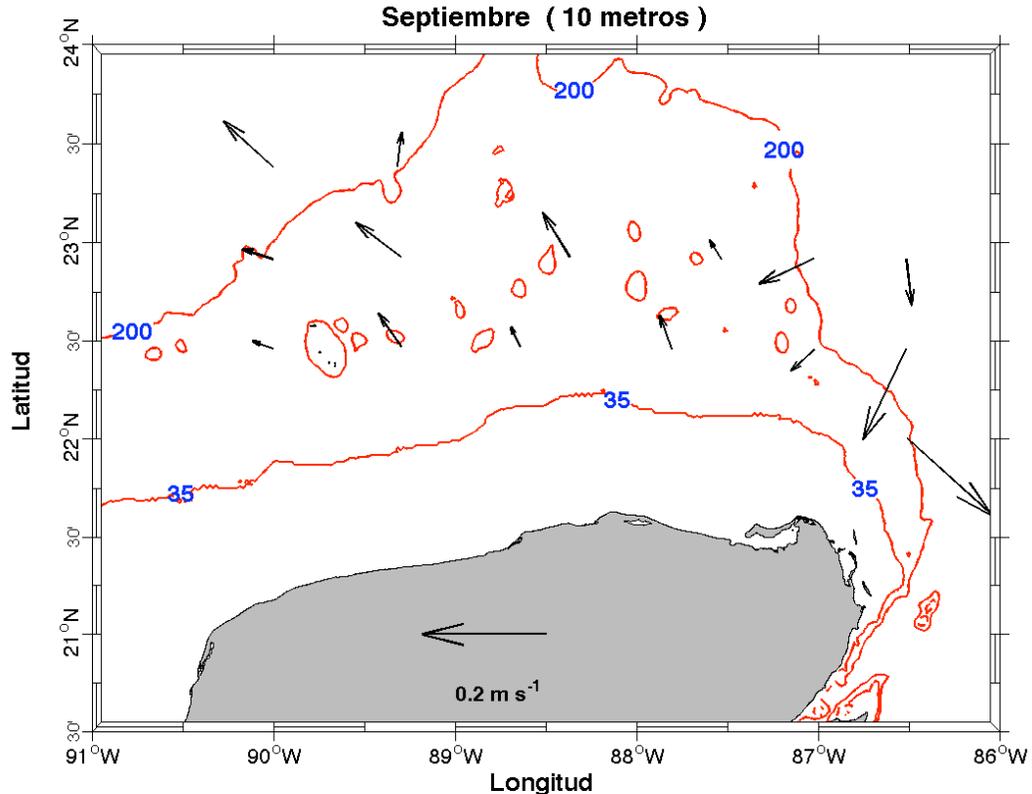


Figura 12. Mapa de velocidades geostróficas a 10 m de profundidad. Las líneas rojas representan las isóbatas de 35 y 200 m de profundidad.

En el mapa de velocidades a 50 m (Figura 13) se tiene un flujo que aborda a la plataforma al este de ésta y al norte de la latitud 22.7 °N. Al sur de esta latitud, las velocidades tienen dirección hacia el este a diferencia del mapa a 10 m de profundidad. Esto indica un flujo hacia el este, que no abordó a la plataforma y chocó con la barrera de fondo, y estas velocidades sugieren un remolino ciclónico subsuperficial con núcleo en 22.5 °N. En el noroeste de la región, el flujo abandona la plataforma de forma similar que en la Fig. 12, solo que con magnitudes menos intensas por un mayor esfuerzo del fondo por lo que sobre la plataforma la circulación es similar a 10 y 50 m de profundidad.

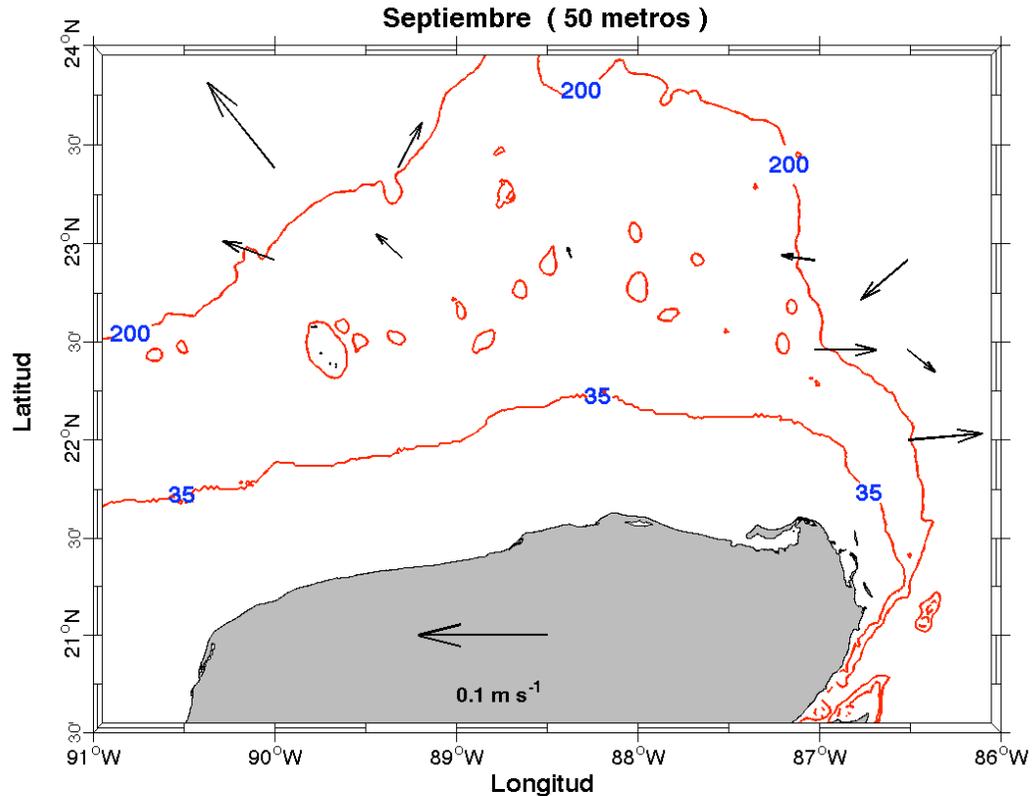


Figura 13. Mapa de velocidades geostróficas a 50 m de profundidad. La escala de velocidad ha sido modificada para mayor claridad.

El perfil de temperatura a lo largo de la longitud 86.7 °O (Figura 14) se tiene que aguas con temperaturas por debajo de 20 °C se encuentran en el fondo de la plataforma. Las isotermas de 18 y 16 °C alcanzan el mínimo de profundidad alrededor de la latitud 22.8 °N. Esto sugiere, al invocar las ecuaciones de viento térmico, junto con el campo de velocidades de altimetría y el campo de velocidades de la Fig. 13 la presencia de un remolino ciclónico. La sección de temperatura muestra que la capa de mezcla se determina por la isoterma de 26 °C, y alcanza profundidades máximas de 20 m al norte, mientras que en la costa se alcanzan profundidades mínimas. La termoclina es de alrededor de 30 m de ancho, desde 26 °C hasta 20 °C.

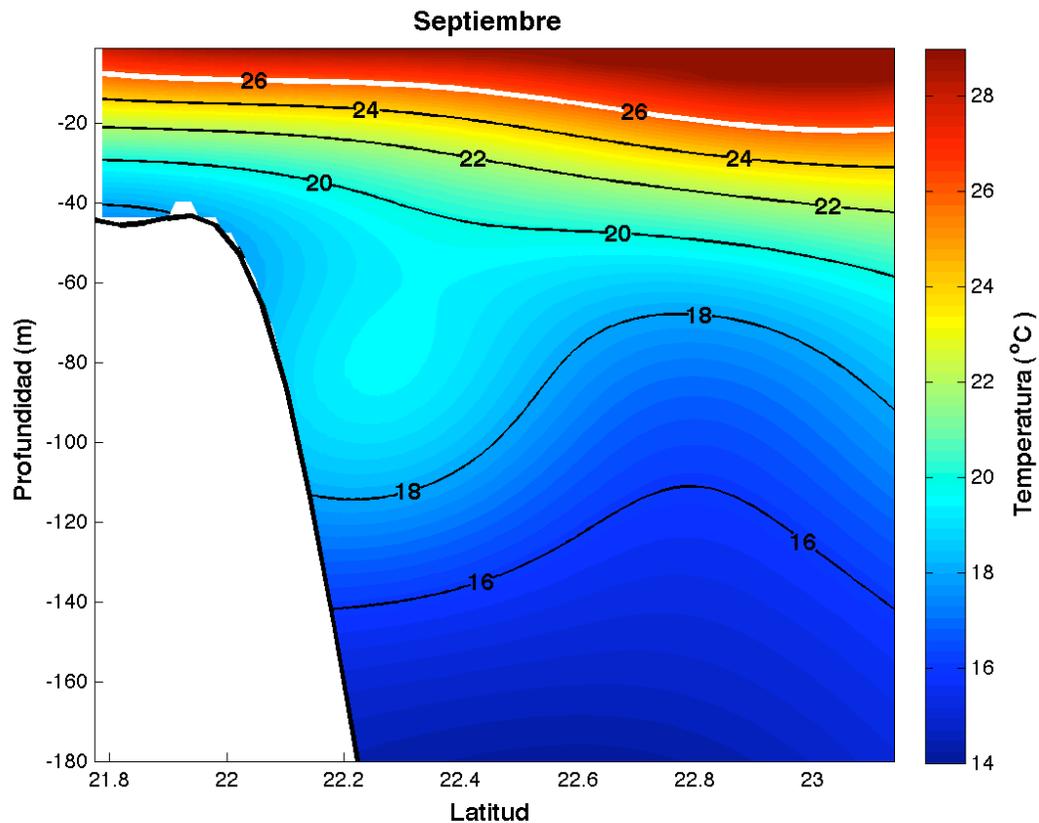


Figura 14. Perfil de temperatura a lo largo de la longitud 86.7 °O. La línea blanca representa el límite superior de la capa de mezcla.

En el mapa de profundidad de la isoterma de 24 °C (Figura 15) se muestra que ésta alcanza profundidades mayores fuera de la plataforma, tanto en el este como en el noroeste de la región de estudio. Esta isoterma se encuentra en la parte media de la termoclina. En el este la isoterma alcanza 40 m y sobre el sureste de la plataforma, alrededor de 87 °O y 21.7 °N, alcanza profundidades menores a 10 m. El levantamiento de esta isoterma desde el este coincide con las direcciones del mapa de velocidades a 10 m y el remolino ciclónico descrito en la Fig. 10 en esta región. El flujo de entrada a la plataforma es en dirección al suroeste. De tal forma que el efecto topográfico genera levantamiento de las isotermas generado por un intenso gradiente de presión. Al observar las isóbatas en la parte este de la plataforma, se aprecia que la pendiente es abrupta desde la isóbata de 200 m

hasta la de 60 m, lo que facilita que aguas de mayor profundidad alcancen regiones más someras y así aguas de baja temperatura se encuentran en el sureste de la plataforma. Al relacionar el campo de velocidades a 10 y 50 m se tiene que la isoterma de 24 °C se profundiza hacia el noroeste, de tal forma que fluye en profundidades mayores y abandona la plataforma en la misma región dónde lo hace el flujo observado en los campos de velocidad, lo que indica que el patrón de circulación en el noroeste es similar al patrón observado de la profundización de las isotermas. Las aguas del flujo en dirección noroeste incrementan su temperatura por la radiación solar y así la capa de mezcla, y por lo tanto la termoclina, alcanzan profundidades mayores en el noroeste.

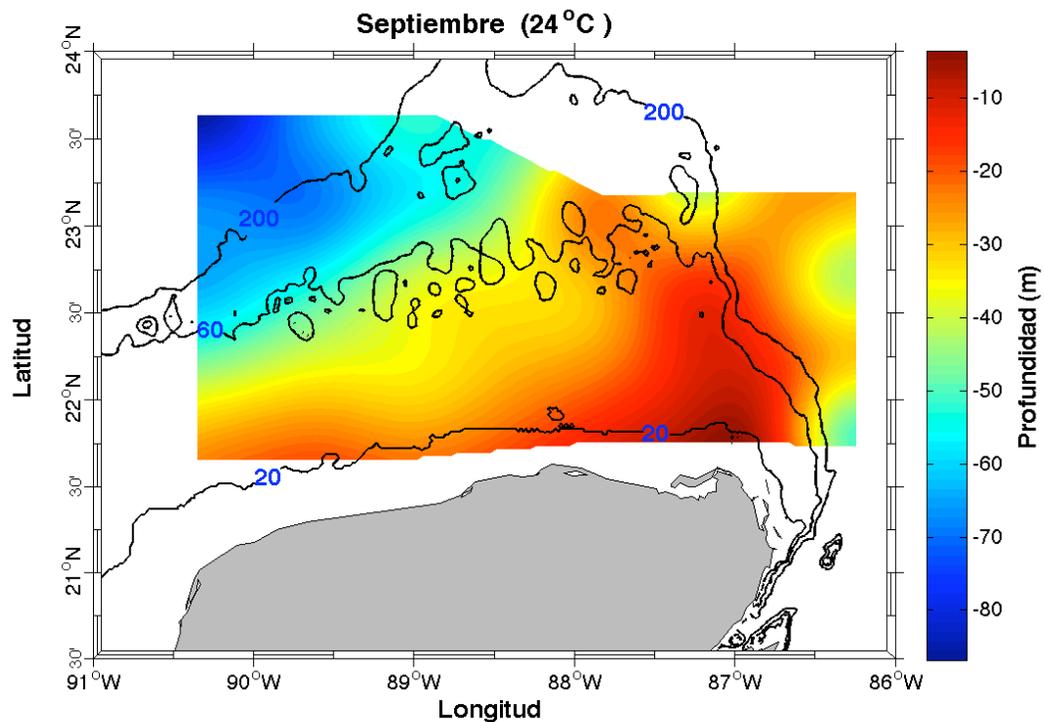


Figura 15. Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 24 °C.

3.2.2 Agosto de 2007

En el mapa de velocidades geostróficas (Figura 16) se tienen velocidades máximas, del orden de 2 ms^{-1} , en dirección al norte en la parte occidental del canal de Yucatán. Al norte del canal, en 85.5°O y 23.5°N , se localiza una corriente en forma de meandro anticiclónico que tiene un diámetro mayor a 300 km y dirige el flujo de la corriente de Yucatán al noroeste. De acuerdo con Athié et al. (2012) la corriente de Yucatán forma un meandro anticiclónico antes de desprender un remolino y este meandro evita que la corriente de Yucatán fluya hacia el norte provocando que tenga intrusiones sobre la plataforma como lo sugiere Moliniari y Morrison (1988) y Enriquez et al. (2010). De tal forma que parte de la corriente de Yucatán en la latitud 22°N gira al oeste y fluye sobre la plataforma y forma un meandro ciclónico con núcleo en 87.5°O y 22°N . Este flujo sobre la plataforma tiene dirección al oeste a lo largo de la costa norte de la península de Yucatán. En estas condiciones la circulación sobre la plataforma es determinada por el meandro de mesoescala al norte del canal de Yucatán y éste a su vez es influenciado por la corriente de Yucatán.

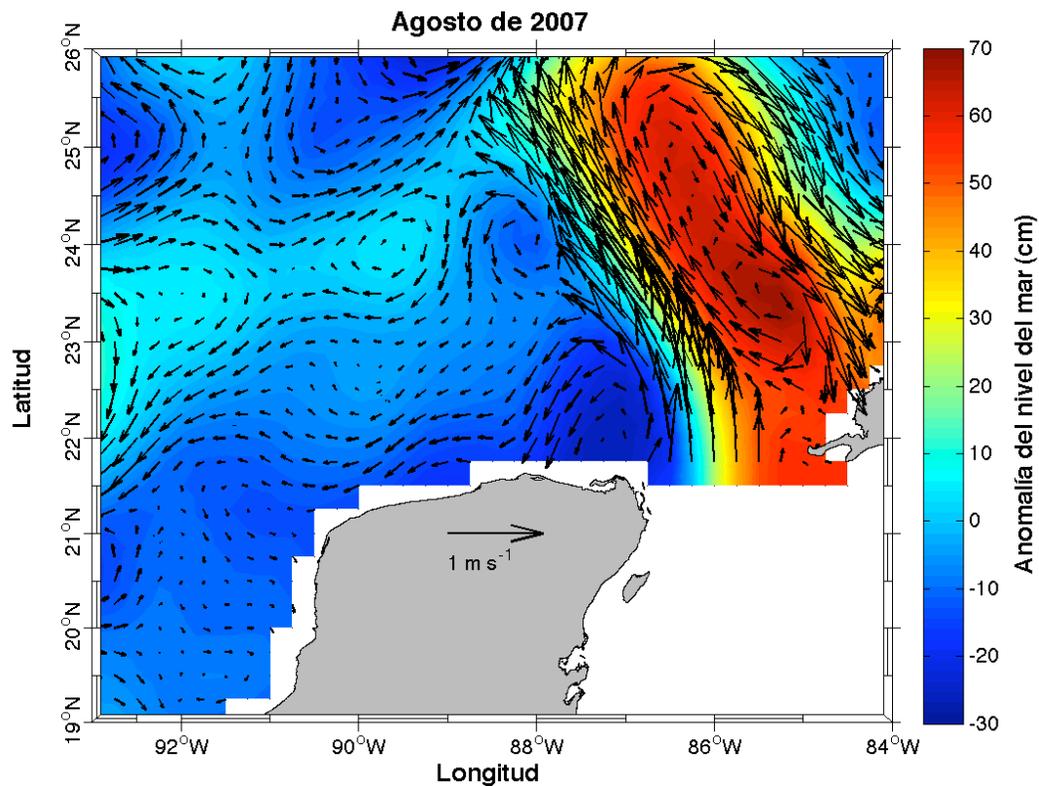


Figura 16. Mapa de velocidades geostróficas a partir de anomalías del nivel del mar. Los datos se obtuvieron del Colorado Center for Astrodynamic Research (CCAR, por sus siglas en inglés). La anomalía del nivel del mar y las corrientes geostróficas corresponden al 4 de agosto de 2007.

El diagrama T-S (Figura 17) correspondiente al crucero de agosto de 2007 muestra que la columna de agua sobre la plataforma está estratificada en temperatura en un rango entre 17 y 30 °C y tiene un núcleo de salinidad entre 36.4 y 36.5 de forma similar al diagrama T-S de septiembre de 2003. Este rango de salinidad y las temperaturas bajas identifican que el origen de esta agua es del mar Caribe por debajo del núcleo de la masa de agua SUW (Merino, 1997; Rivas et al., 2005) y los valores por encima de 23 °C de temperatura pueden ser la respuesta de la columna de agua a la radiación solar.

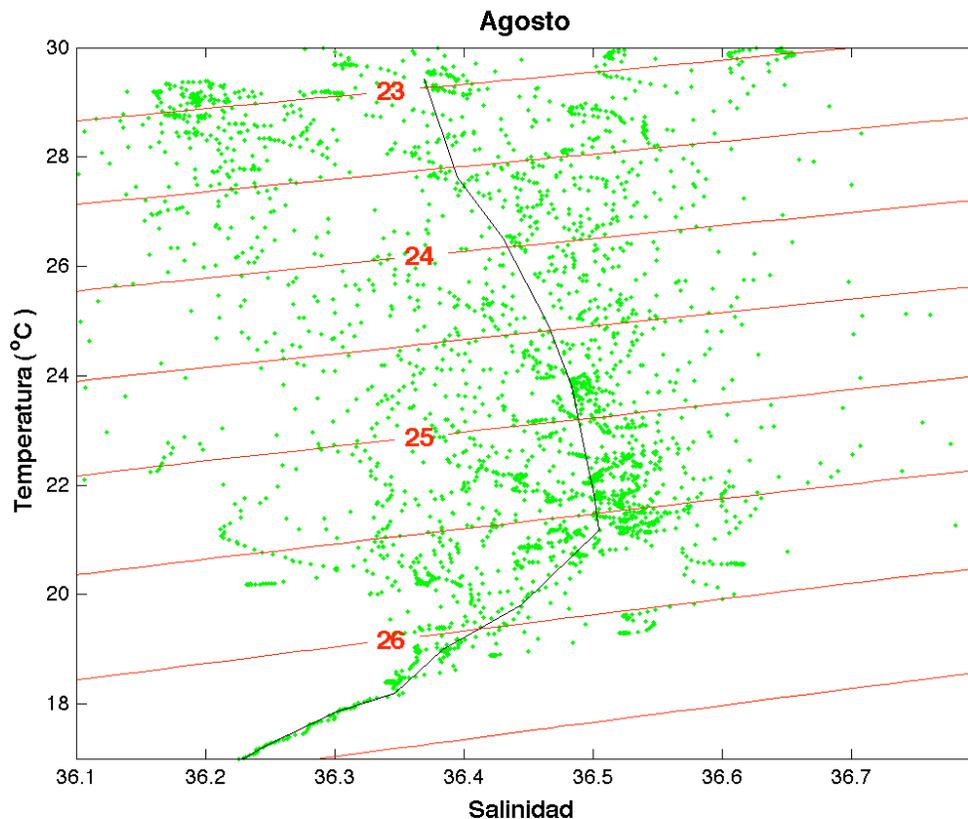


Figura 17. Diagrama T-S del cruceo de agosto de 2007. Los puntos en negro son la curva promedio del diagrama. Las líneas rojas son isopícnas. Sólo se incluyen los lances que se encuentran sobre la plataforma.

El campo de velocidades a 10 m de profundidad de agosto 2007 (Figura 18) exhibe, en lo general, un patrón de circulación de este a oeste. Este mapa muestra velocidades intensas en el sureste de la plataforma del orden de 0.5 m s^{-1} en dirección al noroeste. Alrededor de la longitud 87.7°O la dirección de las velocidades cambia hacia el norte y al occidente de 88°O se tiene un flujo en dirección al oeste con velocidades del orden de 0.2 ms^{-1} . De tal forma, que se tiene un flujo en dirección al centro de la plataforma, que en la longitud 88°O se desvía hacia el oeste y fluye en esa dirección. Al relacionar el campo de velocidades con la Fig. 16, se aprecia que el flujo anterior puede asociarse a la circulación ciclónica al norte de la península de Yucatán.

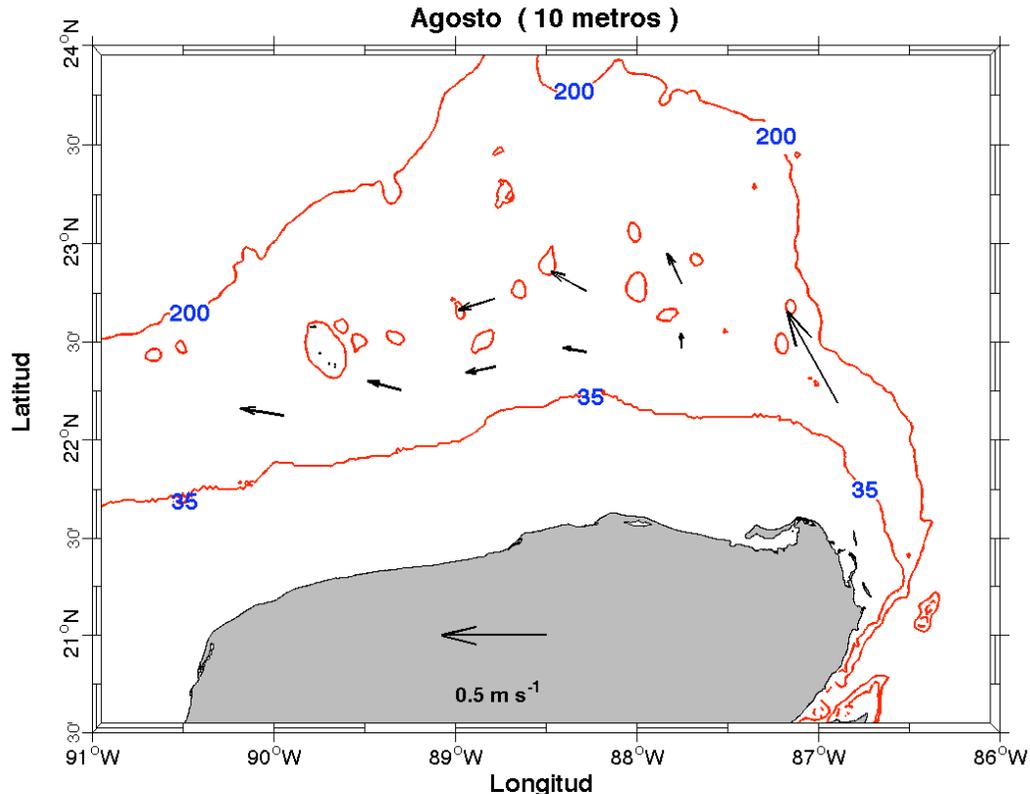


Figura 18. Mapa de velocidades geostroficas a 10 m de profundidad.

El campo de velocidades a 30 m de profundidad (Figura 19) muestra que los flujos a 10 m y 30 m son coherentes, excepto en el vector con máxima magnitud. La velocidad descende su intensidad hasta valores del orden de 0.2 ms^{-1} debido al efecto del esfuerzo del fondo. Al oeste de la longitud 87.5°O el flujo descrito en el mapa a 10 m de velocidad mantiene su misma dirección aunque la intensidad de sus velocidades ha disminuido. Esta disminución es más notoria en las velocidades al sur donde la profundidad de la plataforma es menor y por lo tanto el esfuerzo del fondo tiene mayor influencia. En las velocidades al norte, donde las profundidades son mayores, las velocidades tienen una disminución menor. Aunque el derrotero en este crucero no abarcó en su totalidad a la plataforma ni regiones externas a ésta, es posible mediante el campo de velocidades a 10 m y

30 m de profundidad suponer que el flujo ingresa por el sureste de la plataforma y forma parte del meandro ciclónico que se observa en la Fig. 16.

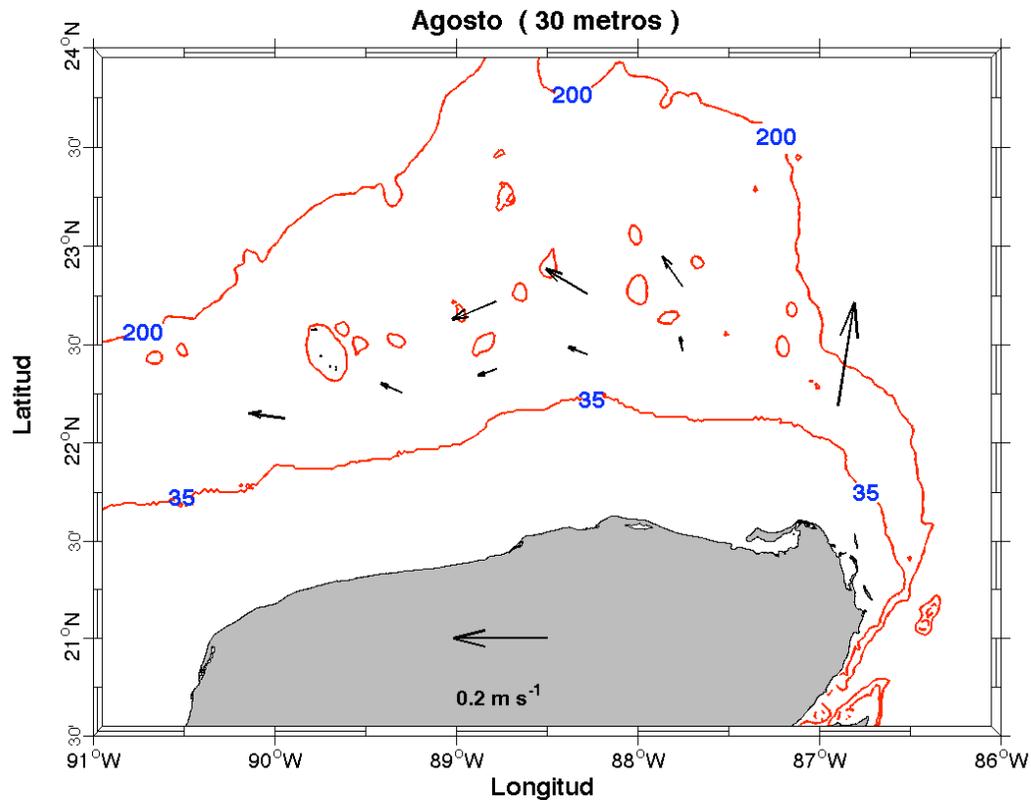


Figura 19. Mapa de velocidades geostroficas a 30 m de profundidad. El crucero en agosto de 2007 no abarcó regiones con profundidades mayores a los 50 m. La escala de velocidad ha sido aumentada para mayor claridad.

En el mapa horizontal de la profundidad de la isoterma de 23 °C (Figura 20) las profundidades mínimas (cercanas a la superficie) se localizan cerca de la costa y las máximas lejos de ésta. La profundidad se mantiene constante alrededor de los 10 m en una franja al sur de la latitud 22 °N. Al relacionar la Fig. 20 con el campo de velocidades a 10 m de profundidad, se puede inferir que el flujo en dirección al oeste de la Fig. 18 transporta aguas con temperatura de 23 °C. En el noroeste se aprecia que la superficie de la isoterma se profundiza hasta 50 m mientras que en el este alcanza profundidades menores. Esto indica que la capa de mezcla es

más profunda en el noroeste y sugiere que el flujo que ingresa por el sureste incrementa su temperatura por radiación solar en su recorrido hacia el oeste y así se profundiza la capa de mezcla.

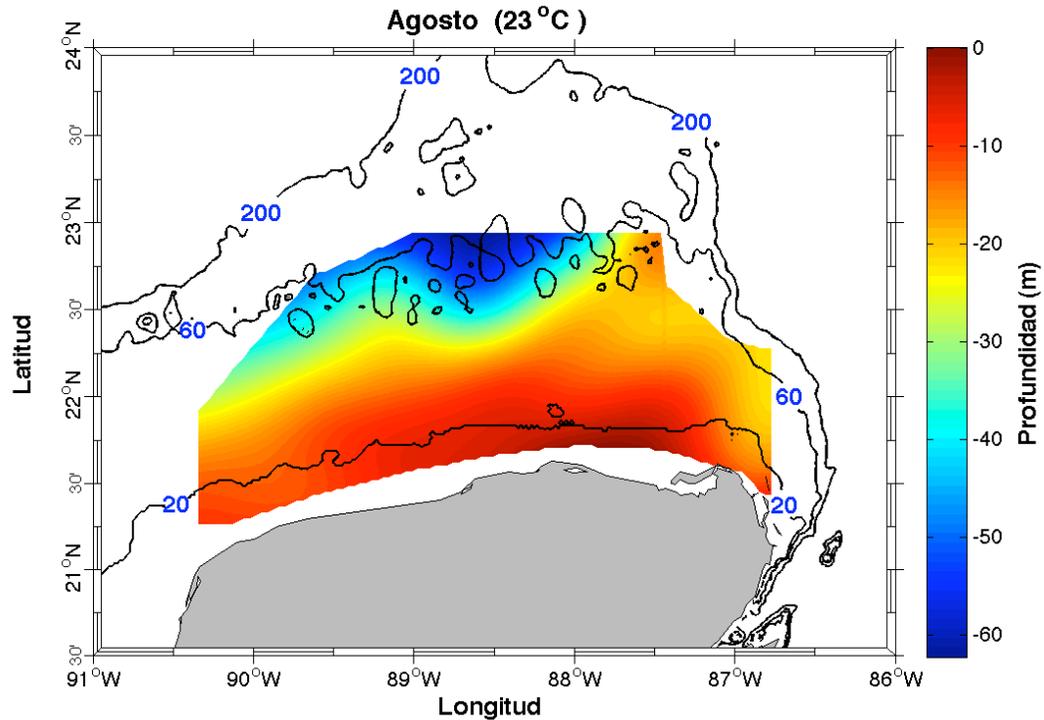


Figura 20. Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 23 °C.

3.2.3 Julio de 2009

En el mapa de velocidades geostroficas (Figura 21) se tienen velocidades máximas, del orden de 1.5 ms^{-1} , en dirección al norte en la parte occidental del canal de Yucatán que se asocian a la corriente de Yucatán. Esta corriente abandona el GoM y fluye por el norte de Cuba en dirección al este. En 87°O y 25.5°N se tiene un remolino anticiclónico con un diámetro alrededor de 300 km. Al igual que en septiembre del 2003, el remolino anticiclónico se ha separado de

la corriente de Yucatán. El flujo a lo largo del canal es en dirección norte. El remolino que se ha desprendido modifica el flujo en dirección al norte de la corriente de Yucatán y produce circulación al oeste al norte de la latitud 23 °N sobre la plataforma.

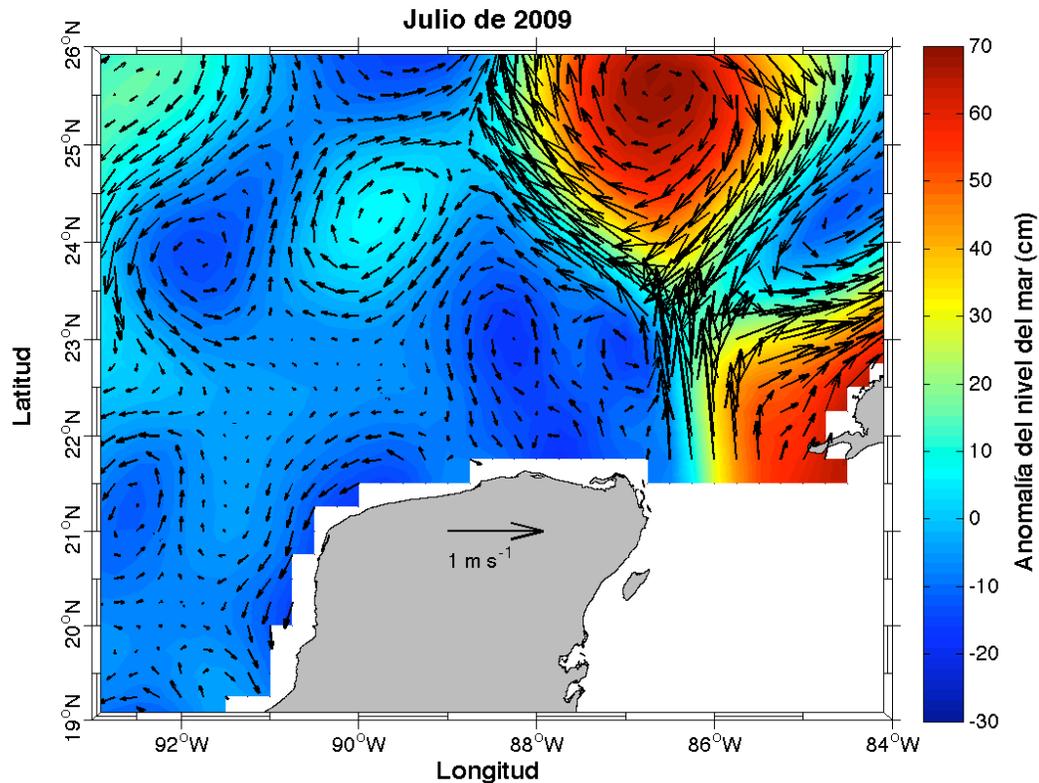


Figura 21. Mapa de velocidades geostróficas a partir de anomalías del nivel del mar. Los datos se obtuvieron del Colorado Center for Astrodynamics Research (CCAR, por sus siglas en inglés). La anomalía del nivel del mar y las corrientes geostróficas corresponden al 6 de julio de 2009.

El diagrama T-S (Figura 22) correspondiente al crucero de julio de 2009 muestra que la columna de agua en su mayoría tiene salinidad en un rango entre 36.2 y 36.7 y está estratificada en temperatura entre 16 y 30 °C. Al igual que los diagramas T-S de los cruceros anteriores el origen de la mayoría de las aguas sobre la plataforma es en la subsuperficie del mar Caribe y éstas incrementan su

temperatura por radiación solar, sin embargo, también se tienen aguas con baja salinidad entre 35.8 y 35.9 y con rangos de temperatura entre los 23 y 29.5 °C. Por los rangos de temperatura es probable que esta masa de agua se encuentre cerca de la superficie y que la baja salinidad sea producto de agua pluvial o aporte de agua fresca de tierra adentro, ya que este crucero se llevó a cabo en las fechas en que Herrera-Silveira (2006) describe como temporada de lluvias.

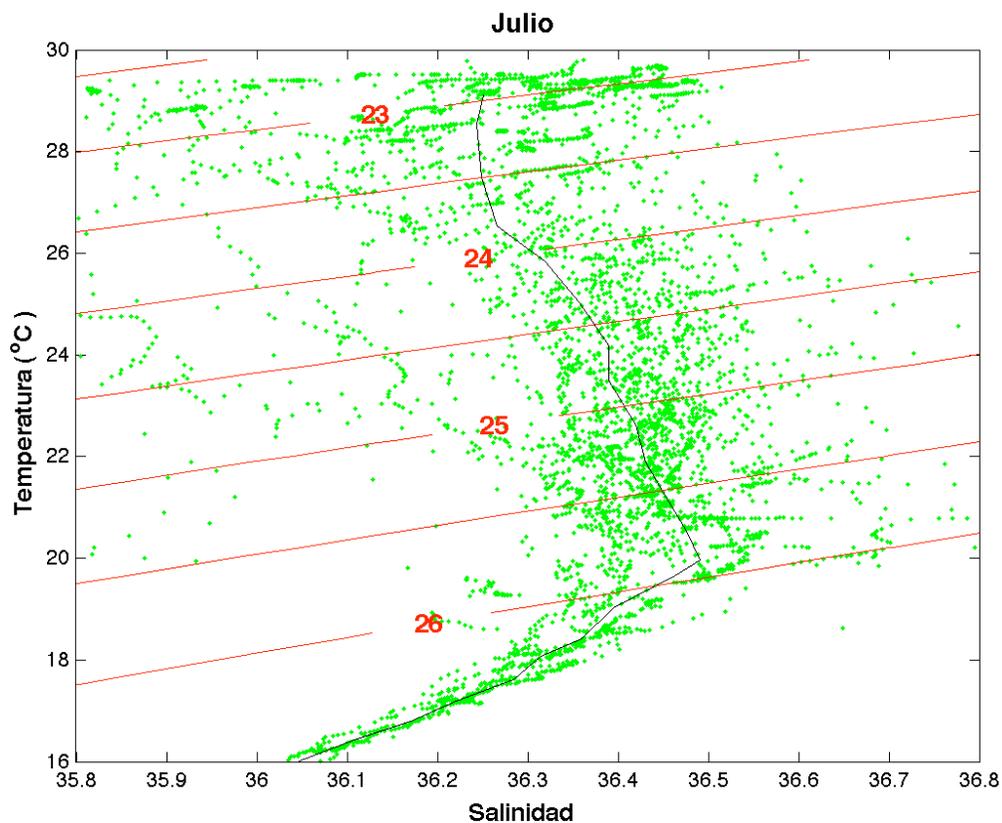


Figura 22. Diagrama T-S del crucero de julio de 2009. Los puntos en negro son la curva promedio del diagrama. Las líneas rojas son isopícnas. Sólo se incluyen los lanzamientos que se encuentran sobre la plataforma.

El campo de velocidades a 10 m de profundidad (Figura 23) revela una corriente geostrofica en dirección al oeste sobre la plataforma. Se tiene un flujo que ingresa por el este y abandona la plataforma en el noroeste entre las longitudes 89 y 90 °O y alrededor de 23 °N de forma similar a lo reportado por Merino (1997) para el

mes de julio de 1996. Este patrón es similar al del mes de septiembre de 2003, excepto cerca del canal de Yucatán. Las velocidades al oriente de la longitud 88 °O tienen dirección hacia el oeste mientras que al occidente de esta misma longitud giran en dirección hacia el noroeste. En el sureste, alrededor de 22.25 °N, las velocidades tienen dirección hacia el suroeste y al norte de esta latitud mantienen dirección hacia el noroeste siendo las más intensas aquellas ubicadas al norte.

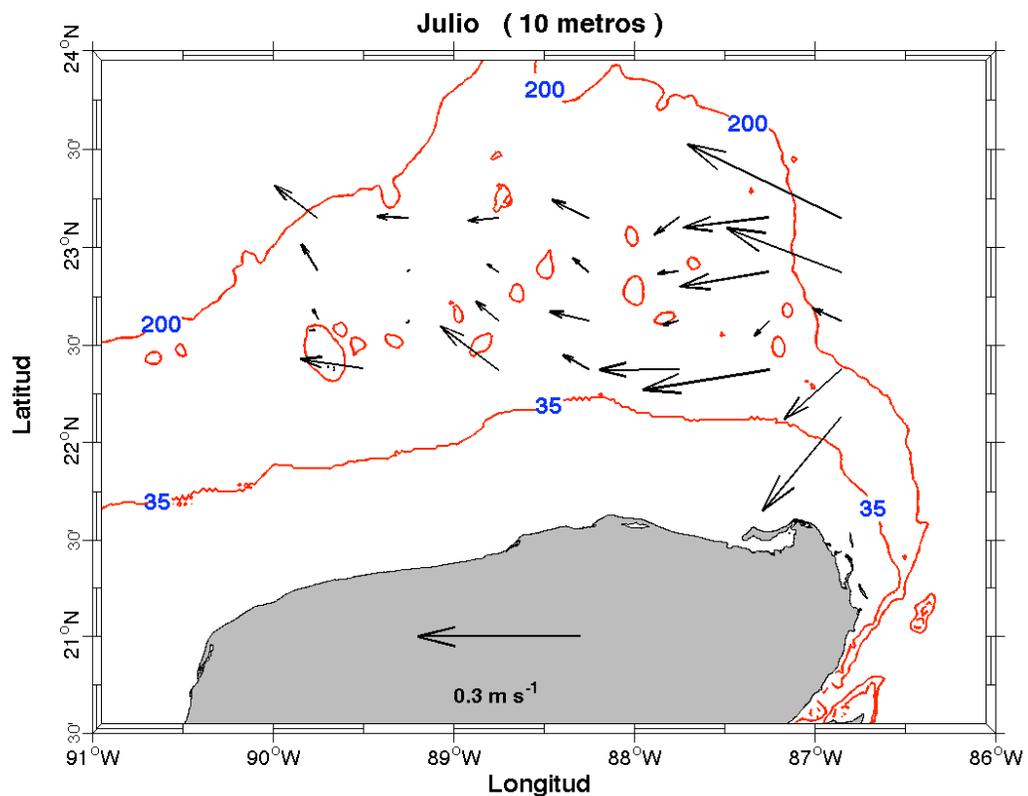


Figura 23. Mapa de velocidades geostroficadas a 10 m de profundidad.

En el campo de velocidades geostroficadas a 50 m de profundidad (Figura 24) se aprecia una corriente que entra a la plataforma por el este y la abandona por el noroeste. La magnitud de las velocidades ha disminuido. Las velocidades más intensas se tienen en el noreste de la plataforma donde el esfuerzo del fondo es menor por lo profundo de la topografía. Las velocidades en el sureste, a diferencia

del mapa a 10 m de profundidad (Figura 23), tienen dirección al norte. Esto se debe al efecto topográfico, ya que el flujo al tratar de abordar a la plataforma continental choca con la pared de la plataforma y es desviado al norte.

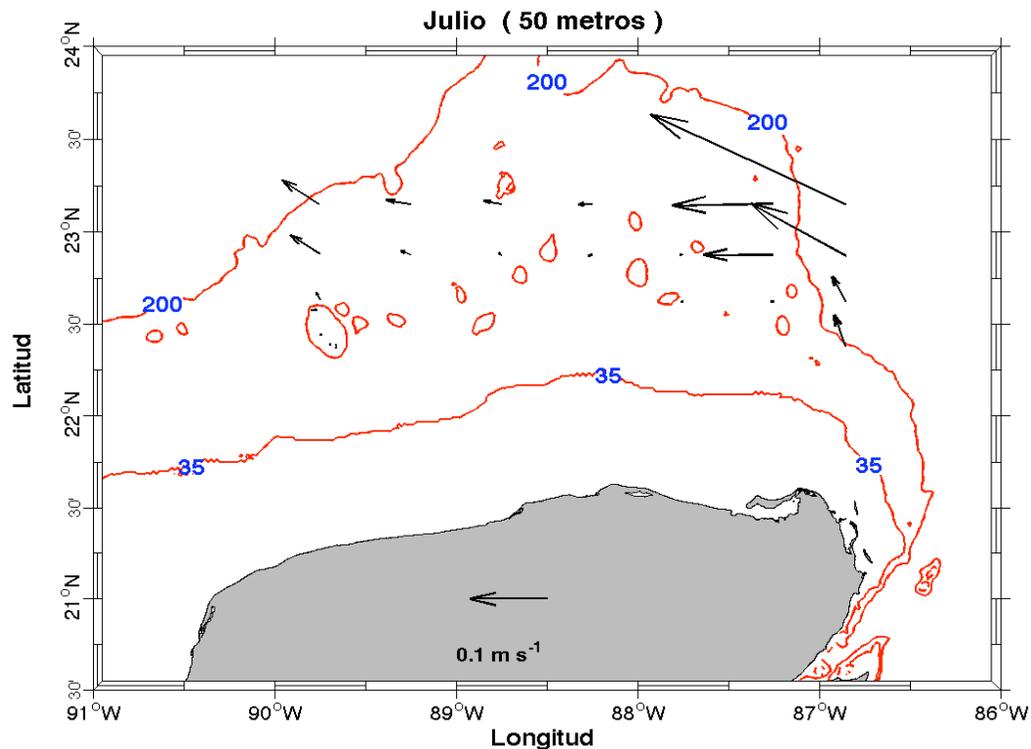


Figura 24. Mapa de velocidades geostroficas a 50 m de profundidad. La escala ha sido modificada para mayor claridad.

En la Fig. 25 se tiene el campo promedio de las velocidades para el 12 de julio de 2009, misma fecha en que el crucero oceanográfico navegaba por la región donde se encuentran anclados los perfiladores acústicos. En el mapa a 30 m, en el anclaje más al norte se tiene un flujo en dirección al suroeste con velocidad del orden de 0.3 ms^{-1} que disminuye su intensidad conforme se acerca al fondo. Tanto el orden de las velocidades como la dirección es similar a lo observado en el campo de velocidades calculado mediante el método de Csanady (1997). Los puntos de medición al sur, en la zona del canal de Yucatán dan evidencia de un flujo al oeste que cambian su dirección hacia el sur conforme se profundiza la

medición. Si se relaciona el campo de velocidad a 50 m con su batimetría, se infiere que el flujo al oeste choca con la pared de la plataforma y por lo tanto fluye al sur hacia el canal de Yucatán. De acuerdo con los campos de velocidades hay un flujo hacia el oeste que ingresa en la frontera oriental de la plataforma continental.

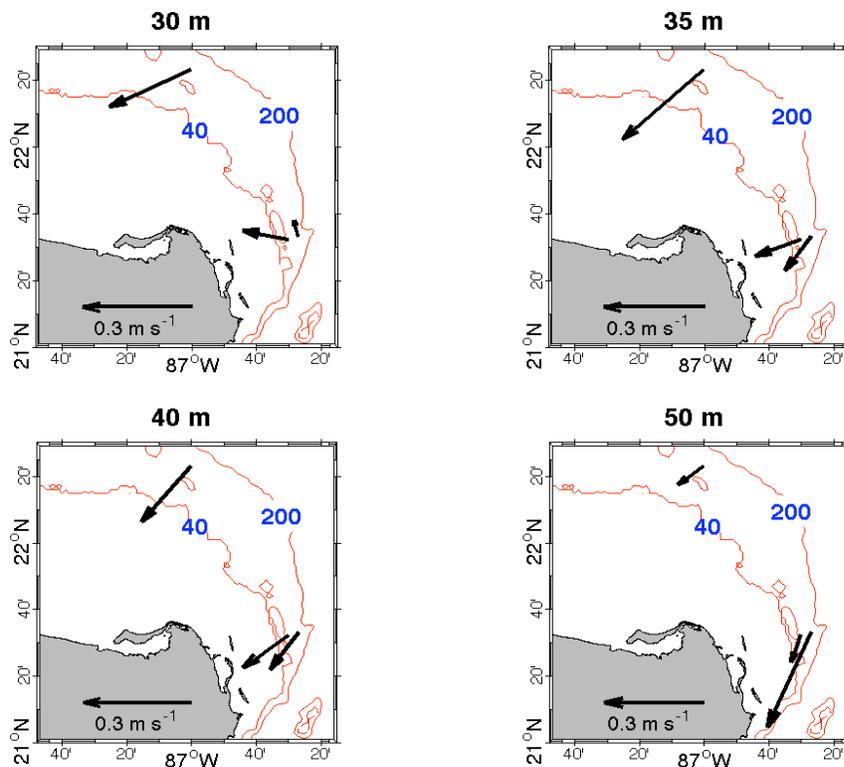


Figura 25. Velocidades observadas a 30, 35, 40 y 50 m de profundidad mediante perfiladores acústicos (ADCP). Se muestra el promedio de velocidades para el día 12 de julio de 2009.

En el perfil de temperatura de la longitud 87 °O (Figura 26) se aprecia que aguas de baja temperatura, por debajo de la termoclina que se encuentra entre 20 y 24 °C, abordan la plataforma desde 160 m de profundidad hasta la superficie y se localizan en la región costera. La capa de mezcla tiene una profundidad máxima de 50 m en 23.3 °N. Al relacionar esta figura con el campo de velocidades se tiene que la isoterma de 16 y de 18 °C se distancian en la latitud 22.6 °N. Esto se debe

a que un flujo proveniente del este al chocar con el fondo topográfico, por impenetrabilidad, aumenta la distancia entre las isotermas. De acuerdo con el mapa de velocidades a 50 m y los anclajes (Fig. 24 y 25) el flujo se desvía al norte y al sur.

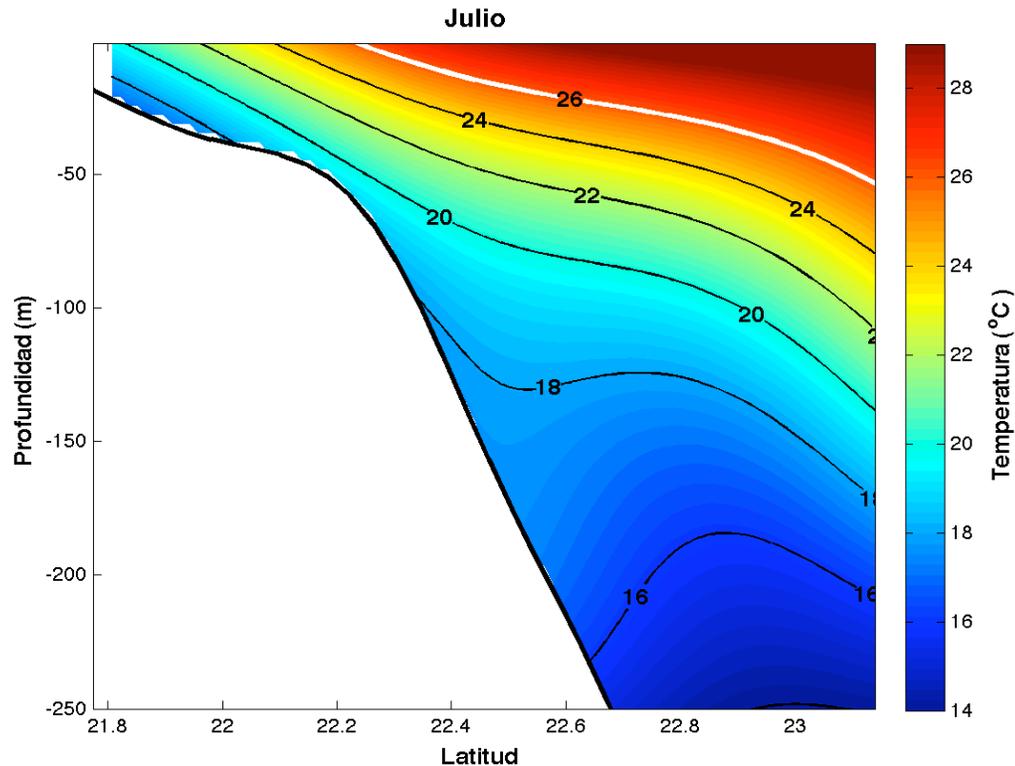


Figura 26. Perfil de temperatura a lo largo de la longitud 87 °O.

En la distribución horizontal de la isoterma de 23 °C (Figura 27), que forma parte de la termoclina, se tiene que las profundidades mayores se encuentran en el noreste y noroeste de la plataforma. Las profundidades mínimas, alrededor de 10 m, se localizan en 87 °O y 21.7 °N, de la misma manera en que ocurre en septiembre de 2003. Esta isoterma se encuentra en el fondo ya que las profundidades que se alcanzan en el mapa de color son similares a las isóbatas de la batimetría. Al relacionar la profundidad de esta isoterma con los campos de velocidades, se aprecia que aguas desde 50 m en la longitud 87 °O y 22.25 °N abordan la plataforma en dirección al suroeste y llega agua de baja temperatura

en 87.5°O y 21.7°N . La termoclina alcanza profundidades mayores en el noreste y noroeste por efecto de la radiación solar que incrementa el espesor de la capa de mezcla en esta zona. La poca profundidad de la región costera y el abordamiento de agua con baja temperatura generan una capa de mezcla delgada, en particular en el sureste. Al este de la longitud dónde se localizan las profundidades mínimas el flujo tiene dirección al oeste y al occidente de esta longitud los campos de velocidades revelan flujo al noroeste. Esto puede deberse a que el agua que arriba tiene mayor densidad que las aguas a su alrededor y así el agua fluye al noroeste desde la región somera. Al norte de la latitud 22.25°N , el agua que ingresa a 60 m mantiene esa profundidad rodeando la isóbata de 60 m en dirección al oeste y en el centro de la plataforma gira al noroeste.

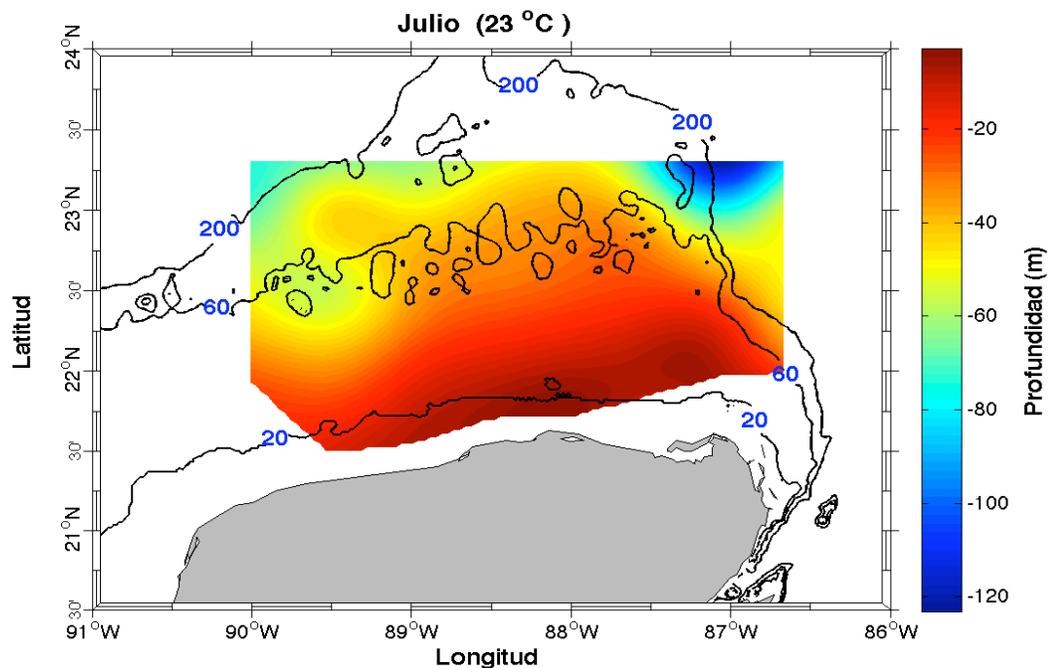


Figura 27. Distribución horizontal de la profundidad de la isoterma de 23°C .

La Fig. 28 describe el campo de velocidades en el sureste de la plataforma continental de Yucatán a 20 y 30 m de profundidad. A 20 m de profundidad, y hacia la superficie (aunque no se muestran las figuras), las velocidades son en dirección al norte en la parte occidental del canal de Yucatán. La series de tiempo de las corrientes observadas revelan que días antes del crucero oceanográfico se tienen las velocidades máximas de 2 ms^{-1} de toda la serie tanto a 20 y 30 m de profundidad (y en toda la columna de agua) y posteriormente el flujo al norte disminuye su intensidad a velocidades del orden de 0.3 ms^{-1} siendo más intenso en Y3, el anclaje ubicado más al este del canal. A 30 m de profundidad en el punto de medición PE no tiene un patrón de velocidades bien definido. A partir del 4 de julio de 2009, el flujo que se asocia a la corriente de Yucatán pierde intensidad y las magnitudes de PE incrementan y mantienen un flujo al suroeste con velocidades del orden de 0.5 ms^{-1} , mientras que las velocidades de Y2 y Y3 giran al oeste.

La Tabla 1 muestra la correlación entre las series de tiempo de la magnitud de corrientes medidas en el sureste de la región de estudio. La correlación más fuerte es entre el anclaje Y2 y Y3. Esta alta correlación se debe a que el flujo a través del canal es uniforme y responden a los mismos forzamientos. PE por el contrario, presenta correlaciones negativas con los otros perfiladores. Esto se puede apreciar en el diagrama de astillas (Figura 28), cuando la magnitud de la corriente de Yucatán es mayor, y en dirección al norte, la magnitud de la velocidad sobre la plataforma disminuye y cuando las velocidades tienden a cero sobre el canal, las velocidades en el punto PE aumentan. Esto se debe a que el flujo al norte de la corriente de Yucatán puede bloquearse por remolinos de mesoescala (Moliniari y Morrison, 1988; Abascal et al., 2003; Enriquez et al., 2010; Athié et al., 2012) y así generar circulación sobre la plataforma.

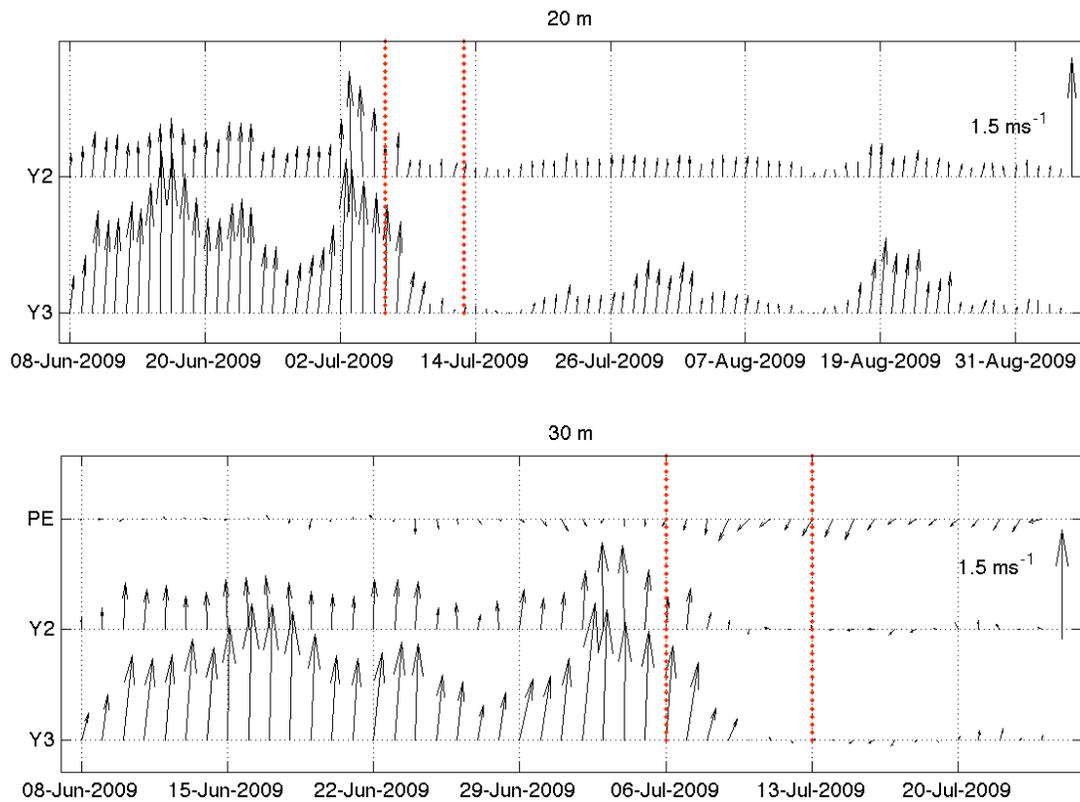


Figura 28. Series de tiempo de velocidades observadas en el este de la plataforma continental. Las velocidades corresponden al promedio de cada día entre el 8 de junio y el 5 de septiembre de 2009 (arriba) y entre el 8 de junio y el 25 de julio de 2009 (abajo) a 20 m y 30 m de profundidad, respectivamente. Los puntos en rojo indican el inicio y final del crucero realizado entre el 6 y el 13 de julio de 2009.

Tabla 1. Coeficiente de correlación de la magnitud de las corrientes en los anclajes a 30 m de profundidad. Los coeficientes de correlación tienen un nivel mayor al 95 % de significancia.

	Y3	Y2	PE
Y3	1	0.92	-0.68
Y2	0.92	1	-0.61
PE	-0.68	-0.61	1

3.2.4 Velocidades geostróficas a partir del modelo de Pedlosky

La Figura 29 muestra el campo de velocidades a 10 m de profundidad calculado mediante el modelo analítico de Pedlosky (2007) para las fechas en que se llevaron a cabo los cruceros de septiembre de 2003, agosto de 2007 y julio de 2009. En la zona costera no hay solución ya que el modelo analítico requiere de una profundidad mínima para que exista una capa de Ekman, y cómo se describe en el modelo, esta región es excluida del análisis. Las velocidades analíticas fueron calculadas a partir de los datos del esfuerzo del viento de la componente “u” con vientos de CCMP, datos de CTD obtenidos en los cruceros oceanográficos. Las coordenadas de las velocidades corresponden a los lances del derrotero. En los tres cruceros se observa que la circulación geostrófica es hacia el oeste con velocidades del orden de 0.4 ms^{-1} sobre la región profunda de la plataforma. Las diferencias de la intensidad de las velocidades se deben a que el esfuerzo del viento no es homogéneo y a que a 10 m de profundidad los valores de la frecuencia de Brunt-Väisälä varían con la latitud. Al relacionar la Fig. 29 con los campos de vientos durante los cruceros, se observa que el viento es del este. Por lo tanto el viento favorece circulación hacia el oeste al empujar la corriente en esta dirección mediante transferencia vertical de momento. El modelo considera la advección de densidad (ecuación 16.1), de tal forma que también considera frentes de diferentes densidades como sucede en el sureste del área

de estudio al existir un aboramiento de agua de baja temperatura que posteriormente se convierte en un frente horizontal (Pérez de los Reyes et al., 1996; Merino, 1997). La magnitud de las velocidades es del mismo orden que las velocidades obtenidas mediante el método de Csanady (1997), por lo que el modelo analítico de Pedlosky (2007) describe, en lo general, la circulación sobre la plataforma impulsada por el esfuerzo del viento y por un gradiente de presión proveniente del este mediante la advección de la densidad.

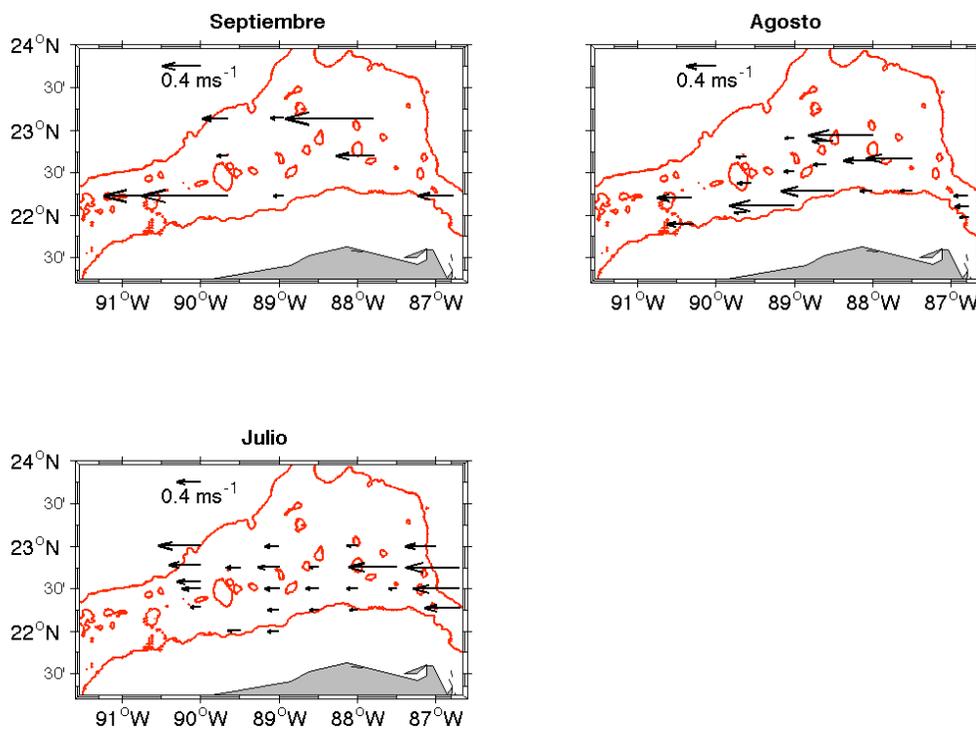


Figura 29. Mapa de velocidades calculado a partir del modelo de Pedlosky (2007) a 10 m de profundidad.

3.3 Región costera

3.3.1 Estadística de las series de viento y anomalía del nivel del mar

La Fig. 30 muestra el espectro de energía que contiene la componente U (línea azul) y la V (línea roja) en 2 puntos de medición sobre la plataforma de Yucatán. En ésta se muestra que la mayor variabilidad de los vientos, por encima del 95% de significancia, se concentra en la banda de frecuencia de 1 ciclo/año. Los espectros de potencia varían entre una localidad y la otra, sin embargo el máximo es en la misma frecuencia para los dos puntos de medición. En el punto de medición del este la componente V del viento es más energética que la componente U. Lo anterior se debe a que en este punto de medición la zona es afectada por vientos norestes y vientos surestes con magnitudes del orden de 5 ms^{-1} . Estos últimos entran al GoM por el canal de Yucatán y aumentan la variabilidad en el punto de muestreo. En el oeste, la componente U del viento es más energética ya que la transferencia de momento es generalmente hacia el oeste (Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996) y no tienen vientos del sureste por la frontera del continente. Los vientos se han alineado con la costa y por lo tanto la componente norte-sur no tiene tanta variabilidad como la este-oeste. El ciclo anual corresponde a los vientos alisios que tienen dirección hacia el oeste en verano, mientras que en invierno son vientos del noreste (Gutiérrez-de Velasco y Winant, 1996). Tanto el punto de medición del oeste como el del este muestran que la banda de frecuencias de 2 cic/año se encuentra en el límite de significancia para ambas componentes del viento.

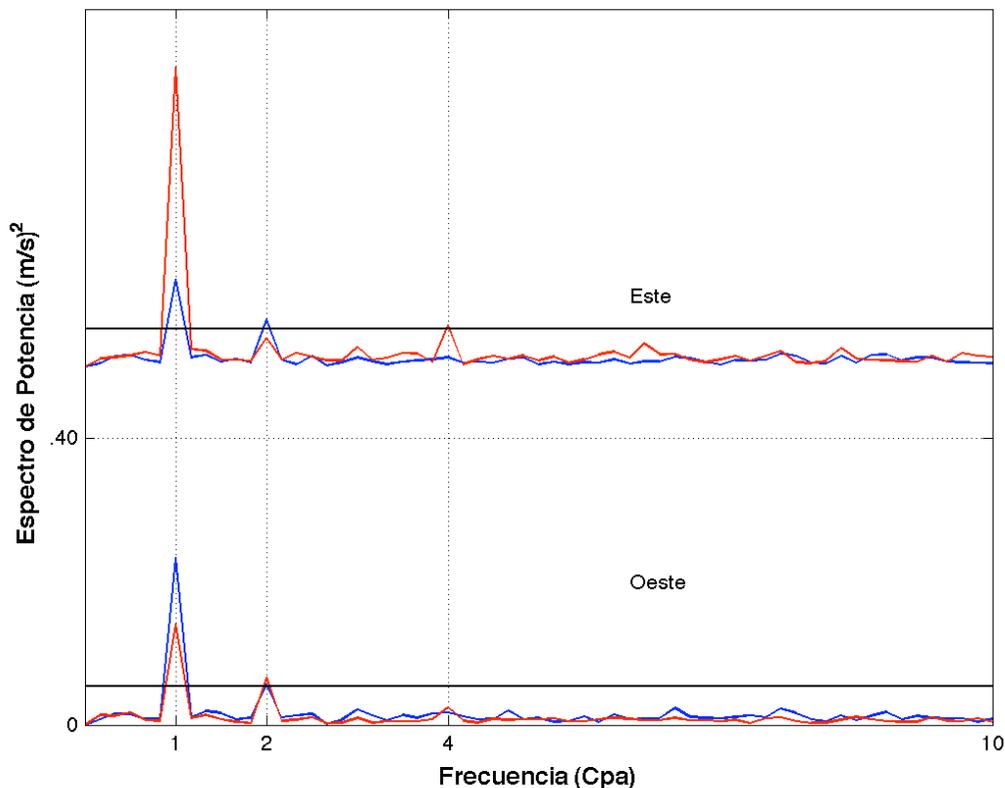


Figura 30. Espectro de potencia con 8 grados de libertad de las series de tiempo de las componentes u y v de viento. La línea azul corresponde a la componente u y la roja a la componente v y la línea negra es el nivel de significancia a 95%.

El espectro de potencia de la anomalía del nivel del mar (Figura 31) para los dos puntos de medición muestra, de forma similar al espectro de potencia de las componentes del viento, que la mayor varianza se encuentra contenida en la banda de frecuencia de 1 cic/año. Aunque la cantidad de energía varía en cada espectro, siendo mayor para el punto de medición del este, los máximos corresponden entre sí. En el punto de medición del oeste la banda de frecuencia de 2 cic/año también es significativamente energética. Al relacionar la variabilidad de la anomalía del nivel del mar y la variabilidad del viento se tiene que la mayor energía se concentra en la banda de frecuencias de 1 cic/año por lo que es

probable que la variabilidad de la anomalía del nivel del mar se deba a los forzamientos del viento. También esto puede ser para la banda de frecuencias de 2 cic/año en el punto de medición del oeste.

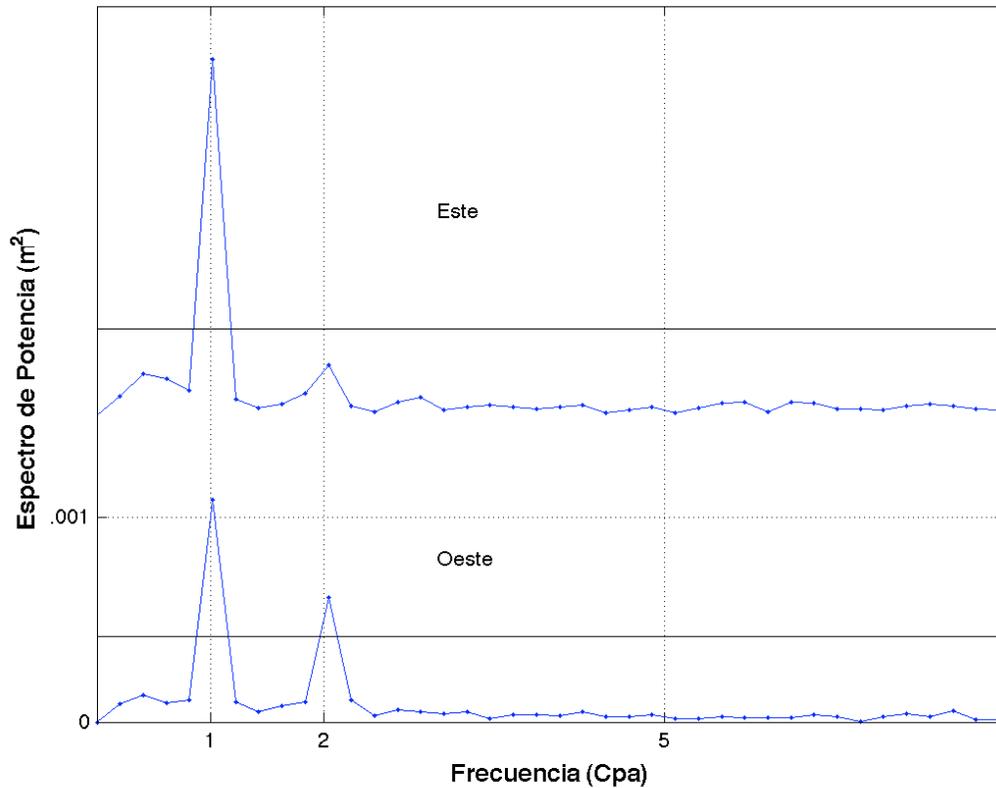


Figura 31. Espectro de potencia con 8 grados de libertad de la series de tiempo de la anomalía del nivel del mar. La línea negra es el nivel de significancia a 95%.

3.3.2 Evidencias de surgencia costera

La Fig. 32 muestra los promedios de temperatura superficial del mar y de viento a 10 m de altura durante los días en que se llevaron a cabo los cruceros en agosto de 2007 (izquierda) y julio de 2009 (derecha). En ambos casos el viento es del este y se alinea con la costa siendo favorable para el fenómeno de surgencias costeras. Los mapas de temperatura superficial del mar, durante las fechas del

crucero muestran, en la región costera, un frente de baja temperatura que sugiere, por su forma, un flujo en dirección este-oeste con un ancho alrededor de 25 km que bordea la línea de costa. Este flujo puede ser producto de surgencias costeras como lo describe Winant (1980). Al existir transporte perpendicular fuera de la costa, transporte de Ekman, se genera un flujo compensatorio hacia la costa por el fondo de la plataforma que transporta aguas frías hacia la superficie (Chereskin, 2001).

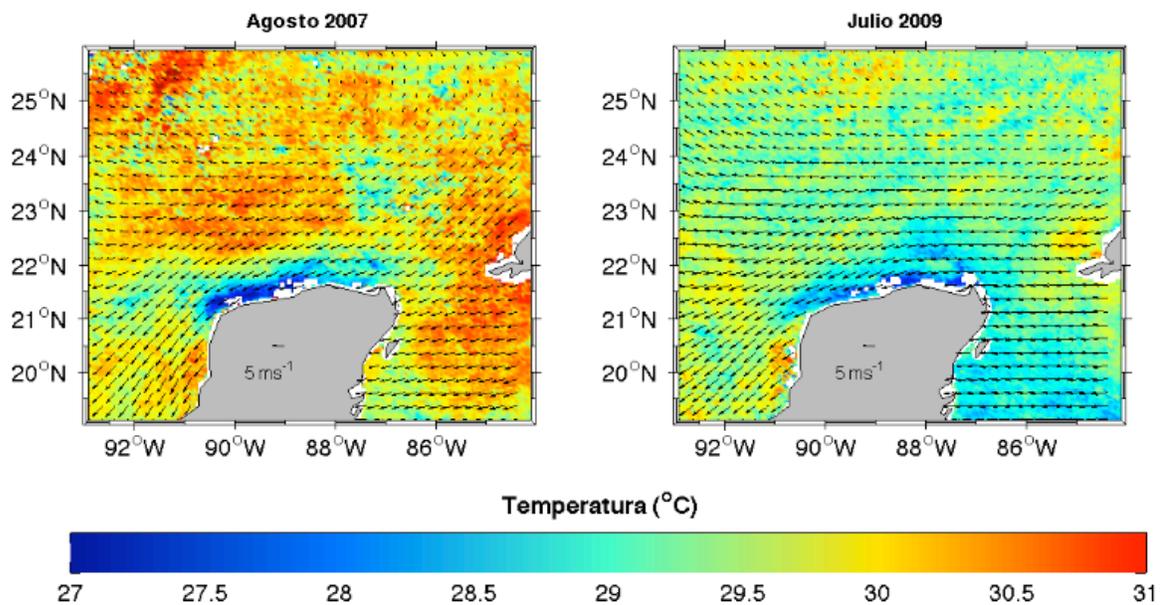


Figura 32. Promedio de temperatura superficial del mar y campos de viento a 10 m de altura durante los cruceros que se llevaron a cabo en agosto de 2007 y julio 2009. No hubo datos de SST para las fechas en que se llevó a cabo el crucero de septiembre de 2003.

La Figura 33 muestra la distribución vertical de la densidad durante los cruceros en tres transectos perpendiculares a la costa, siendo el primer renglón el que corresponde a septiembre de 2003, el segundo a agosto de 2007 y el tercero a julio de 2009. En éstos la columna de agua está estratificada y hay un levantamiento de las isopícnas hacia la costa de la península de Yucatán. Lo anterior sugiere que agua densa de la subsuperficie es acarreada a profundidades

someras, e incluso alcanza la superficie, al sur de la latitud 22 °N. Este comportamiento es similar en los tres cruceros. Sin embargo, aguas de la subsuperficie no siempre alcanzan la superficie. En el caso de septiembre (primer renglón de la Fig. 33) la isopícnica que identifica la capa de mezcla no corta la superficie en los primeros dos transectos en el este, mientras que en la parte oeste sí lo hace y la pendiente de las isopícnas es más abrupta. En agosto (segundo renglón), se aprecia que agua de la subsuperficie alcanza la superficie en la región costera al sur de la latitud 22 °N en toda la costa norte de la península de Yucatán. De manera similar al caso de septiembre el transecto del este (87.6 °O), presenta un suave levantamiento de las isopícnas mientras que en los transectos occidentales, se aprecia pendientes abruptas en éstas. Esto coincide con las temperaturas más bajas en la costa occidental de la Fig. 32. En el caso de julio, en los tres transectos la isopícnica que representa a la capa de mezcla corta la superficie alrededor de la latitud 22 °N. Por debajo de ésta, las isopícnas presentan pendientes abruptas a lo largo de la plataforma. Este comportamiento de la densidad en la región costera coincide con los promedios mensuales de temperatura superficial. Cerca de la costa aparece una franja de baja temperatura que se delimita alrededor de la latitud 22 °N y alrededor de esta latitud la isopícnica que delimita la capa de mezcla corta la superficie. Al igual que los promedios mensuales de temperatura superficial, estos transectos exhiben un comportamiento similar a los campos de temperatura de la Fig. 32. El viento es paralelo a la costa y favorable para eventos de surgencias costeras. Lo anterior sugiere que el esfuerzo del viento genera un transporte de Ekman fuera de la costa y un flujo compensatorio por el fondo hacia la costa. Sin embargo, es probable que la capa de Ekman de fondo del flujo en dirección oeste, descrito en 3.2, produzca un transporte también hacia la costa.

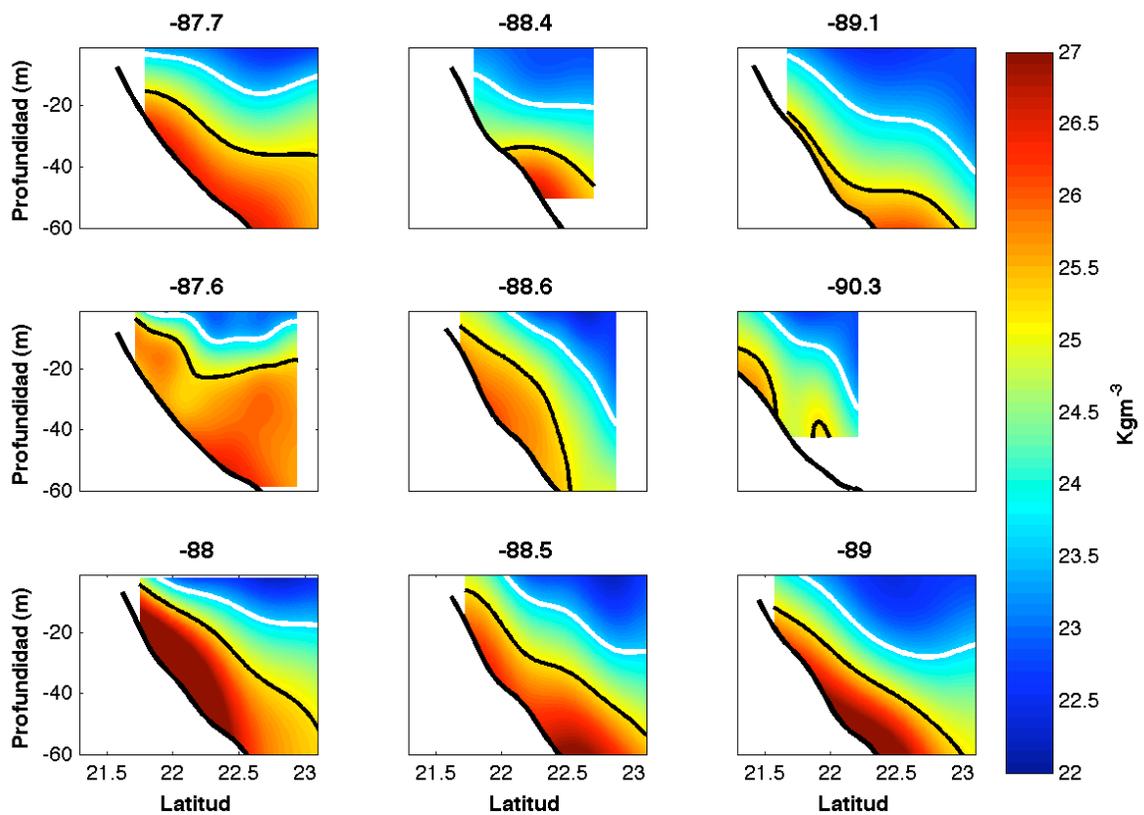


Figura 33. Perfiles de densidad sobre la plataforma para septiembre de 2003, agosto de 2007 y julio de 2009 (primer, segundo y tercer renglón, respectivamente). La línea blanca corresponde a la profundidad de la capa de mezcla mientras que la línea negra es la isopícna de 24 kg m^{-3} .

La Fig. 34 muestra el diagrama tiempo-longitud, donde en el eje “x” se encuentra la longitud, a lo largo de la latitud 22.375°N , y en el eje “y” el tiempo. El mapa de color es el índice de surgencia calculado siguiendo a Marchesiello y Estrade (2010) y Rossi et al. (2013) utilizando solamente el esfuerzo del viento alineado a la costa. La escala de colores es la velocidad vertical en m día^{-1} donde los valores positivos indican velocidades hacia la superficie. En este diagrama se aprecia que los eventos favorables a surgencias son durante todo el año, siempre positivos, siendo los más favorables aquellos con velocidades verticales alrededor de 2.6 m día^{-1} que se encuentran en la parte occidental de la costa norte de Yucatán, entre

90.5 y 88 °O, entre marzo y junio. En esta región la costa presenta inclinación hacia el suroeste. En esos mismos meses la parte oriental presenta valores de 1.6 m día⁻¹. Se tiene entre octubre y noviembre un segundo máximo en la región occidental con valores por debajo de 1.8 m día⁻¹ y valores de 1.6 m día⁻¹ en el oriente. Entre julio y septiembre se encuentran los valores mínimos en ambas regiones de tal forma que en estos meses se tienen las condiciones menos favorables para la ocurrencia de surgencias costeras.

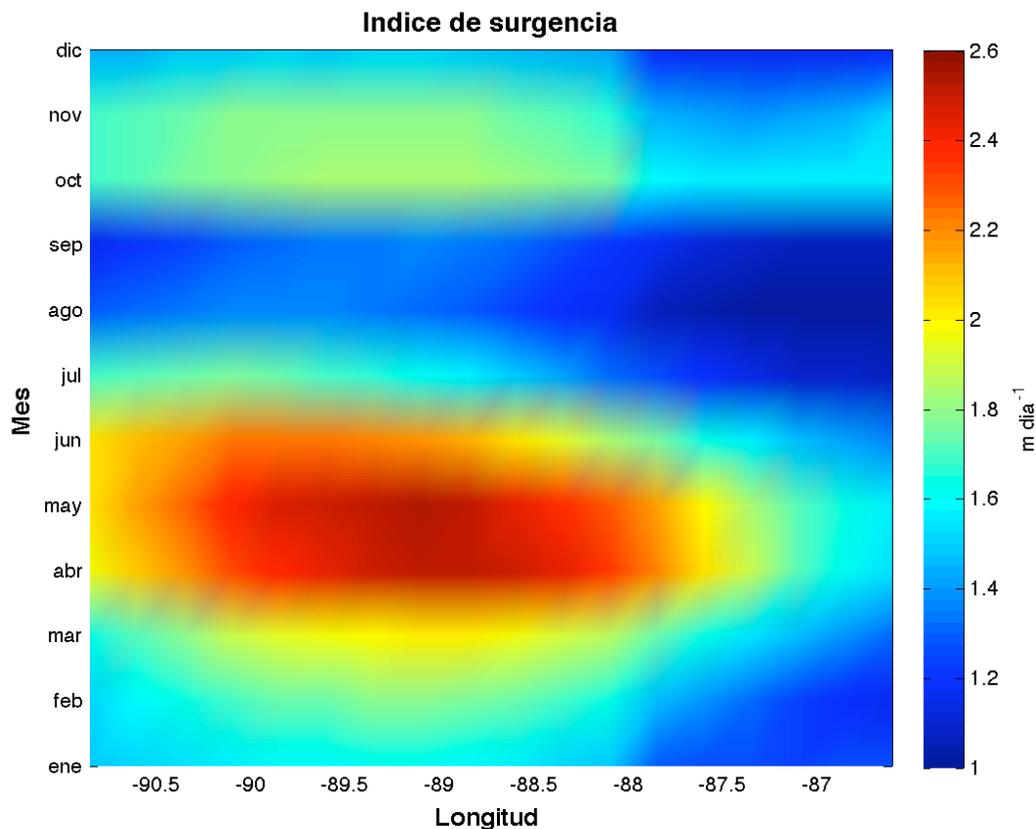


Figura 34. Diagrama tiempo-longitud del promedio mensual del índice de surgencia a lo largo de la latitud 22.75 °N. En la escala de colores se observan las velocidades verticales.

La Fig. 35 muestra la anomalía del nivel del mar a lo largo de los transectos de altimetría en la región costera en la longitud 88.3 °O. Los datos corresponden a la

anomalía del nivel del mar durante septiembre de 2003 (primera columna), agosto de 2007 (segunda columna) y julio de 2009 (tercera columna). En septiembre de 2003 se tiene un flujo costero en dirección hacia el oeste a lo largo de la costa. Lo anterior se deduce por los valores altos de anomalía del nivel del mar, del orden de 0.18 m, al norte de la región costera (22.4 °N) mientras que en la costa (21.5 °N) se tienen los valores mínimos de 0.12 m. En el caso de agosto de 2007 se tiene un comportamiento similar que en septiembre. La anomalía del nivel del mar presenta valores mínimos (-0.06 m) en el sur, alrededor de 21.7 °N, y valores máximos en el norte de 0 m al norte de la región somera en 22.5 °N, lo que origina un flujo costero en dirección al oeste a lo largo de la costa. En el caso de julio de 2009 (tercer renglón) se observa pegado a la costa un flujo en dirección este debido al máximo (0.04 m) de anomalía del nivel del mar en 21.7 °N y un mínimo (0.01 m) en 22 °N. Al norte de esta latitud la anomalía del nivel del mar incrementa hasta valores de 0.03 m en 22.4 °N y más al norte hasta valores de 0.06 m en la latitud 23 °N. Lo que origina un flujo en dirección oeste. En las tres fechas en que se llevaron a cabo los transectos la diferencia entre los máximos y mínimos es alrededor de 5 cm en una distancia alrededor de 60 km en la región somera.

La pendiente positiva de la anomalía del nivel del mar puede ser el producto de un fenómeno de surgencia como lo muestra Tilburg (2003). Lo anterior se debe a que si el esfuerzo del viento es paralelo a la costa se genera un transporte hacia mar adentro, en este caso en la costa se tiene un hundimiento de la superficie libre. El levantamiento del nivel del mar en el norte de la región somera genera un chorro costero como se muestra a continuación (Adaptado de Winant (1980) para una costa zonal):

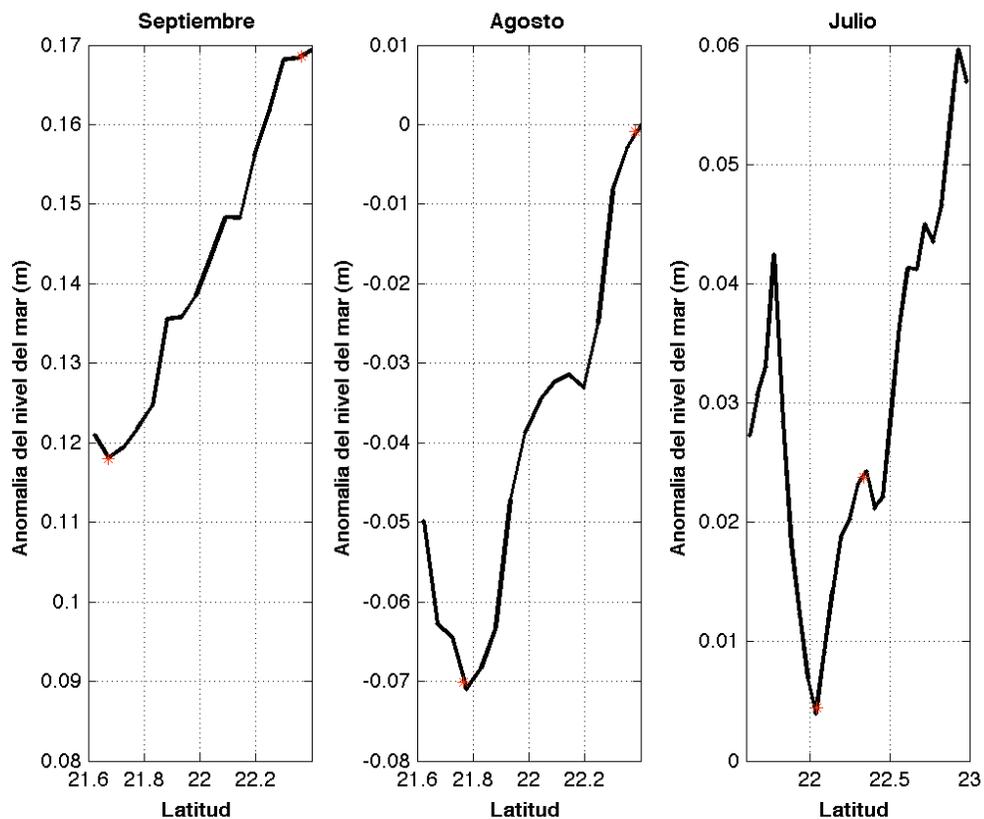


Figura 35. Anomalia de altura del nivel del mar de los transectos de altimetría costera X-track. Los puntos en rojo son las coordenadas y las alturas que se utilizaron para hacer el cálculo de las velocidades geostróficas. Las anomalías de nivel del mar corresponden a los días 26 de septiembre de 2003, 4 de agosto de 2007 y 10 de julio de 2009.

Si se parte de la ecuación de momento linealizada para el eje “y” (sur-norte) y si en la vertical suponemos balance hidrostático, densidad constante y fondo plano entonces:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (17)$$

$$P = \rho g(\eta - z), \quad (17.1)$$

donde η es la superficie libre del océano. Si integramos desde el fondo (h) hasta la superficie ambas ecuaciones y sustituimos 17.1 en 17 queda:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -g(H + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad (17.2)$$

y si suponemos un número de Rossby temporal menor a 1 entonces la ecuación 17.2 queda:

$$fU = -g(H + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad (17.3)$$

De tal forma que se tiene un transporte hacia el oeste sobre la región costera de la plataforma de Yucatán cuando el gradiente de la superficie del mar es positivo como sucede en la Fig. 35. La profundidad de la columna de agua (H) es la misma, sin embargo las variaciones en η al incrementar o disminuir, aumentan el transporte de agua (U). Si la pendiente de la superficie libre $\left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)$ es abrupta entonces el transporte a lo largo de la costa, eje “x”, será mayor.

Tabla 2. Radio de deformación baroclínico y velocidades del chorro costero. Las velocidades se obtuvieron siguiendo a Cushman-Roisin y Beckers (2011) y a Christensen y Rodriguez (1979).

Crucero	Radio de deformación baroclínico (km)	Velocidad teórica (ms^{-1}), siguiendo a Cushman-Roisin y Beckers (2011)	Velocidad a partir de la anomalía del nivel del mar (ms^{-1})
Septiembre de 2003	13.5	-0.7	-0.12
Agosto de 2007	16.2	-0.8	-0.18
Julio de 2009	14.2	-0.74	-0.11

La Tabla 2 muestra el promedio del radio de deformación baroclínico (columna 2), las velocidades de la corriente costera de surgencia siguiendo a Cushman-Roisin y Beckers (2011) (columna 3), ambos a partir de datos de CTD, y las velocidades calculadas siguiendo a Christensen y Rodriguez (1979) (columna 4) a partir de los transectos de anomalía del nivel del mar. En la Tabla 2 se observa que el radio de deformación baroclínico es del mismo orden en los tres cruceros alrededor de 15 km y las velocidades oscilan entre 0.40 y 0.70 ms^{-1} . De acuerdo a Csanady (1997) el flujo costero provocado por surgencias debe estar a 1 radio de deformación baroclínico de la costa. Al comparar esta distancia con la Fig. 35 donde la costa se encuentra en 21.6°N , vemos que el levantamiento de la superficie del nivel del mar comienza al sur de la latitud 21.8°N , en septiembre de 2003 y agosto de 2007, y por lo demostrado por Winant (1980) se tiene un flujo hacia el oeste con frontera al sur en estas latitudes. Por lo tanto se tiene un chorro costero que se encuentra alrededor de 1 radio de deformación baroclínico de la costa durante las fechas en que se llevaron cabo los cruceros en septiembre y

agosto. En el caso de julio de 2009, el chorro costero se localiza 40 km más al norte. Lo que implica que exista algún fenómeno que inhiba la surgencia costera en esta longitud como podría ser una onda atrapada a la costa.

Las velocidades que se muestran en la Tabla 2, siguiendo a Cushman-Roisin (2011), son mayores que las obtenidas siguiendo a Christensen y Rodríguez (1979), sin embargo, el resultado obtenido mediante ambos métodos es del mismo orden y con el mismo signo. Se tiene que en julio como en septiembre ambos métodos dan los resultados mínimos mientras que en agosto se tienen las velocidades máximas. Es posible que la sobre estimación de la magnitud, mediante el modelo de Cushman-Roisin y Beckers (2011), se deba a que la profundidad de la columna de agua se mantiene constante.

Capítulo 4

Discusión

4.1 Abordamiento inducido por las variaciones de la corriente de Yucatán.

El abordamiento de agua de la subsuperficie del mar Caribe a la plataforma no puede explicarse mediante el mecanismo típico Ekmeniano (Merino, 1997), donde el esfuerzo del viento paralelo a la costa produce un transporte hacia mar adentro en la capa superficial y un transporte vertical de agua subsuperficial (Chereskin, 2001); otros mecanismos se han sugerido para explicarlo. Cochrane (1969) propuso que la fricción del fondo, producida por la corriente de Yucatán y la pendiente de la plataforma, generaba un transporte al oeste en la capa de Ekman de fondo, lo que provocaría ascenso de agua profunda hacia la plataforma. Por otra parte, Jiménez (2004), usando modelos numéricos, demuestra que los esfuerzos que el fondo ejerce sobre el fluido son muy débiles para sostener eventos de afloramiento como el observado por Merino (1997). Pérez-de los Reyes (1996) sugiere que la corriente de Yucatán, en balance geostrófico, puede chocar con el fondo de la plataforma y producir un flujo vertical ageostrófico. Este flujo se produce paralelamente a las superficies isopícnicas y no destruye la estratificación, lo que genera una capa superficial y una profunda como lo reporta Merino (1997), y el flujo profundo alcanza la plataforma y genera un frente horizontal en dirección oeste en verano de 1994 e invierno de 1995, siendo más intenso el primero y por lo tanto mayores los gradientes verticales y horizontales de temperatura. Por otro lado, Merino (1997) sugiere que el abordamiento es estacional y su estacionalidad se debe a la corriente de Yucatán, sin embargo Sheinbaum et al. (2002) muestra que la corriente de Yucatán no tiene estacionalidad. Aún así, parece ser que la explicación más convincente para el

abordamiento es que éste sea la respuesta a las variaciones de la corriente de Yucatán (Jiménez, 2004) similar a lo reportado por Oke y Middleton (2000, 2001) y Roughan y Middleton (2002) para la corriente Australiana Oriental y la plataforma oriental de Australia como se describe a continuación.

La corriente de Yucatán en ciertas ocasiones forma un meandro en el norte de la plataforma (Moliniari y Morrison, 1988; Athié et al., 2012) que provoca que la corriente tenga intrusiones máximas hacia la frontera este de la plataforma. En estos eventos las aguas de la subsuperficie de la corriente de Yucatán abordan a la plataforma. Este evento es similar a lo que reportan Roughan y Middleton (2002) para la corriente Australiana Oriental, donde el máximo de nutrientes de origen subsuperficial se debe a la máxima intrusión de la corriente sobre la plataforma. Este comportamiento se tiene en agosto de 2007. La imagen de altimetría describe un meandro anticiclónico que desvía el flujo de la corriente de Yucatán al noroeste, hacia la plataforma continental de Yucatán y por lo tanto aguas de la subsuperficie del mar Caribe abordan a la plataforma.

En el caso contrario, la corriente de Yucatán se separa de la frontera este de la plataforma (Moliniari y Morrison, 1988; Athié et al., 2012). Esta separación produce flujos al sur y velocidades verticales hacia el este de la plataforma continental. Estos eventos son similares a lo reportado por Roughan y Middleton (2002) donde la corriente se separa de la costa y esta separación genera que aguas de la subsuperficie de la plataforma alcancen la superficie. De acuerdo con las imágenes de altimetría en septiembre de 2003 la corriente de Yucatán se ha separado del este de la plataforma y la profundidad de las isotermas muestran que agua aborda a la plataforma.

Las masas de agua que circulan sobre la plataforma provienen de la subsuperficie del canal de Yucatán. Las aguas que abordan a la plataforma tienen salinidades (36.4- 36.5) por debajo del máximo del punto de inflexión de salinidad 36.7 de la

masa de agua SUW que en el canal de Yucatán se encuentra entre los 150 y 200 m de profundidad (Rivas et al., 2005). Merino (1997) reporta que las aguas sobre la plataforma provienen de una profundidad entre los 220 y 250 m y alcanzan profundidades mínimas en el sureste de ésta. Sin embargo, las aguas que circulan en la plataforma tienen temperaturas en un rango entre 18 y 30 °C. Lo anterior se debe a que una vez que agua de baja temperatura aborda a la plataforma, ésta incrementa su temperatura debido a la radiación solar como lo sugiere Merino (1997). De tal forma, como lo muestra la profundidad de las isotermas, la termoclina tiene mayor profundidad en el noroeste que en el sureste. Lo anterior debido a que las aguas en el noroeste tienen un mayor tiempo de exposición a la radiación solar que las aguas del sureste y este que acaban de abordar a la plataforma con aguas de baja temperatura.

Al utilizar la temperatura como trazador, se muestra que agua de baja temperatura proveniente del talud, aborda la plataforma desde profundidades mayores a las máximas de la plataforma por la frontera oriental y abandona a la plataforma en el noroeste de ésta. Por lo tanto, se sugiere una circulación de este a oeste sobre la plataforma.

4.2 Corriente al oeste en la región profunda de la plataforma continental de Yucatán

En septiembre de 2003 se tiene un flujo en dirección al oeste que ingresa a la plataforma por la parte este y la abandona por el noroeste con velocidades del orden de 0.2 ms^{-1} , esto coincide con la circulación sugerida por Merino (1997). Las velocidades más intensas sobre la plataforma se encuentran en la región profunda, en la parte norte, mientras que las menos intensas en el sur. Esto probablemente se debe a que el esfuerzo del fondo es mayor en las partes someras.

En agosto de 2007 se tiene circulación al oeste en la región profunda de la plataforma con velocidades del orden de 0.5 ms^{-1} , estas velocidades son las más intensas de los tres meses en que se llevaron a cabo los cruceros. El flujo ingresa en la parte sureste con dirección al noroeste y en la longitud 87.5°O gira al oeste.

Las observaciones directas de corrientes muestran que antes del crucero oceanográfico de julio de 2009, la corriente de Yucatán iba en dirección norte en la columna de agua en la parte occidental del canal de Yucatán. Durante el crucero un evento, que podría ser un remolino ciclónico, cambió la dirección del flujo hacia el oeste a 30 m de profundidad y hacia el fondo el flujo cambió de dirección hacia el sur en los puntos de medición Y2 y Y3. A 20 m de profundidad las velocidades disminuyeron su intensidad. Antes del crucero oceanográfico las velocidades en el punto PE estaban desorganizadas y en el momento en que los anclajes Y2 y Y3 disminuyen su velocidad el punto PE muestra velocidades en dirección al suroeste hasta el final del periodo de medición. La dirección y magnitud del punto PE es del mismo orden y tiene la misma dirección que la velocidad calculada mediante el método de Csanady (1997) para la misma región. En julio de 2009 se tiene una corriente en dirección oeste que ingresa por el este de la plataforma con velocidades máximas de 0.3 m s^{-1} y la abandona por el noroeste.

Esta corriente interactúa con la topografía, ya que las velocidades disminuyen conforme se aproximan al fondo como se observa en los campos de velocidades a partir de los perfiladores acústicos y los mapas de velocidades geostróficos calculados por el método de Csanady (1997) a 10 y 50 m de profundidad. El flujo en dirección al oeste, cerca del fondo de la plataforma, choca con la pared oriental de la plataforma y modifica su trayectoria. Lo anterior también se aprecia en septiembre de 2003, al generarse un remolino ciclónico. En julio de 2009, el flujo superficial en dirección al oeste, en la frontera oriental de la plataforma gira al sur

como lo muestran los anclajes Y2, Y3 y Pe (Figura 25) al chocar con la pared de la plataforma en el este.

Los contrastes de temperatura permiten utilizar a esta propiedad como trazador de las aguas provenientes del mar Caribe y de la corriente de Yucatán. La corriente de Yucatán es la encargada de transportar calor hacia el GoM en invierno (Oey et al., 2005). De tal forma, en los promedios mensuales, de diciembre a mayo se tiene transporte de calor de las aguas cálidas al norte del canal de Yucatán, que se asocian a la corriente de Yucatán, hacia la región profunda de la plataforma similar a lo que encuentra Chang y Oey (2010), mediante simulación numérica. Ellos reportan que el viento genera un transporte de agua cálida hacia el oeste sobre las plataformas continentales. Durante los meses de verano en los promedios mensuales de temperatura superficial no se puede distinguir este transporte de agua cálida ya que no se aprecia diferencia de temperatura. Sin embargo, sí se aprecia en invierno. En esta estación los vientos del este no son tan intensos como en verano. Debido a lo anterior se puede suponer que en verano, cuando los vientos del este tienen magnitudes máximas, hay transporte hacia el oeste en la región profunda de la plataforma. El viento promedio durante los cruceros era del este, a lo largo de la costa. Estas condiciones son favorables para el transporte de agua cálida de la corriente de Yucatán hacia la plataforma en la región profunda con magnitudes alrededor de 5 ms^{-1} .

Con las evidencias anteriores, las velocidades calculadas mediante el modelo analítico de Pedlosky (2007) describen circulación hacia el oeste en la región profunda, con valores de 0.40 m s^{-1} en las que el esfuerzo del viento transmite momentum. Las velocidades calculadas mediante el modelo analítico de Pedlosky (2007) son del mismo orden y tienen la misma dirección que las velocidades calculadas mediante el método de Csanady (1997).

4.3 Frente costero inducido por eventos de surgencia

En los mapas de estadística básica de los datos de temperatura superficial del mar se aprecia una franja de baja temperatura (26 °C) en la región costera. Por la forma de esta franja, se sugiere un frente entre aguas de baja temperatura en la costa y aguas de alta temperatura mar adentro. En esta región se encontraron evidencias que sustentan la generación de surgencias inducidas por el viento paralelo a la costa. Las imágenes de los promedios mensuales de temperatura superficial, de marzo a septiembre, muestran agua de baja temperatura en la costa junto con viento del este, es decir, viento paralelo a la costa y favorables a eventos de surgencia. Similarmente la inclinación de las isopícnas hacia la costa sugieren este tipo de evento. Donde agua de baja temperatura de la subsuperficie de la plataforma alcanza la costa al sur de la latitud 22 °N. Esto coincide con los promedios de las imágenes de temperatura superficial y viento a 10 m de altura para las fechas en que se llevaron a cabo los cruceros, ya que se observa en la costa agua de baja temperatura y viento alineado a la costa en dirección oeste. Al extender la búsqueda a escalas temporales y espaciales mayores, el promedio mensual del índice de surgencia muestra que a lo largo del año las condiciones son favorables para este fenómeno siendo las épocas más propicias entre abril y junio para la parte temporal, y, en la parte espacial el occidente de la plataforma es la región más propicia para surgencias costera. Al analizar la anomalía del nivel del mar a lo largo de la longitud 88 °O en las fechas en que se llevaron a cabo los cruceros, se aprecia que el nivel del mar en la costa es menor que al norte de la región costera. Este comportamiento en la superficie es otro indicio de eventos de surgencia costera como lo describe Tilburg (2003). La intensidad de la surgencia costera está relacionada con los abordamientos de agua de la subsuperficie del mar Caribe a la plataforma. Si se tiene un abordamiento y al mismo tiempo sucede un evento de surgencia, entonces el evento de surgencia será más intenso resultando tal vez en un aporte de nutrientes mucho mayor.

A los fenómenos de surgencia costera se les asocia un chorro costero (Csanady, 1997), en este caso en dirección oeste. Las magnitudes de este chorro pueden ser calculadas de diversas formas, entre éstas sobresale el método de la inclinación de la superficie libre del mar que permite, mediante el gradiente de la anomalía del nivel del mar, tener estimaciones de las velocidades. Éstas demuestran un flujo en dirección oeste con velocidades del orden de 0.20 m s^{-1} , siguiendo a Christensen y Rodríguez (1979). Dado que el índice de surgencia, en promedio, es favorable para estos eventos a lo largo del año, se tiene que en la región costera la circulación es hacia el oeste, posiblemente durante todo el año. Sin embargo, no se puede descartar que la franja fría sea generada también por el transporte en la capa de Ekman de fondo de la corriente al oeste en la región profunda.

Capítulo 5

Conclusiones

1. Agua proveniente de la subsuperficie del mar Caribe aborda la plataforma por la parte este y la abandona por el noroeste. Este abordamiento está ligado a las variaciones de la corriente de Yucatán, es decir, al acercamiento y al alejamiento de la corriente de la frontera este de la plataforma.
2. En la región profunda de la plataforma continental de Yucatán se tiene una corriente en dirección oeste con velocidades del orden de 0.4 ms^{-1} . Esta corriente es impulsada principalmente por el esfuerzo del viento.
3. En la región costera se encontraron evidencias de eventos de surgencia que transportan agua de la subsuperficie de la región profunda de la plataforma hacia la costa. Estos eventos inducen una corriente costera, en este caso en dirección oeste, con velocidades del orden de 0.15 ms^{-1} .

Referencias bibliográficas

Abascal, A. J., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., y Badan, A. 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.* 108 (C12)18-24.

Aranda-Cirerol, N. Herrera-Silveira, J. A., Comín, F.A. 2006. Nutrient water quality in a tropical coastal zone with groundwater discharge, northwest Yucatán, Mexico. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 68, 445-454.

Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., & Sheinbaum, J. 2012. Impact of Caribbean cyclones on the detachment of Loop Current anticyclones. *J. Geophys. Res.* 117, C03018, doi:10.1029/2011JC007090.

Bendat, J. S., & Piersol, A. G. 1971. Random Data: Analysis and Measurement Procedures. Wiley-Interscience, New York. 407 pp.

Cushman, B., & Beckers, J. M. 2011. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. Academic Press, Waltham, Massachusetts. , 828 pp.

Cetina, P., Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., & Badan, A. 2006. Circulation along the Mexican Caribbean coast. *J. Geophys. Res.* 111, C08021, doi:10.1029/2005JC003056.

Chang, Y.-L., & Oey, L.Y.. 2010. Eddy and Wind-Forced Heat Transports in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 40, 2728-2742. doi:10.1175/2010JPO4474.1.

Chereskin, T. K., & Price, J.F. 2001. Ekman Transport and pumping. In Encyclopedia of Ocean Sciences, J. H. Steele, S. A. Thorpe, and K. E. Turekian, eds., Academic Press, 809-815.

Christensen, N. & Rodriguez, S. 1979. A Study of Sea Level Variations of Currents of Baja California. *J. Phys. Oceanogr.* 9, 631-638.

Cochrane, J. D. 1969, Water and Circulation on Campeche Bank in May. *Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. Spec.*, pp. 123-129.

Csanady, G. T. 1997. On the Theories that Underlie Our Understanding of Continental Shelf Circulation. *J. Oceanogr.* 53, 207-229.

Emery, W., & Thomson, R. E. 2001. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon Press, New York. 634 pp.

Emilsson, I. 1971. Note on the Countercurrent in the Yucatan Channel and the Western Cayman Sea. *Geofís. Intl.* 11 (3), 139-149.

Enriquez, C., Mariño-Tapia, I. J., & Herrera-Silveira, J. A. 2010. Dispersion in the Yucatan coastal zone: Implications for red tide events. *Cont. Shelf Res.* 30, 127-137.

Enriquez, C., Mariño-Tapia, I. Jeronimo, G., Capurro-Filograsso, L. 2013. Termohaline processes in a tropical coastal zone. *Cont. Shelf Res.* 69, 101-109.

Fofonoff, P. & Millard, R.C. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, 1983. *Unesco Technical Paper. In Mar Sci*, 44, 53 pp.

Gutiérrez-de Velasco, G., & Winant, D. 1996. Seasonal patterns of wind stress and stress curl over the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 101 (C8), 18127-18140.

Harrison, D. E. 1989. On Climatological Monthly Mean Wind Stress and Wind Stress Curl fields over the World Ocean. *J. Clim.* 2, 57-70.

Hartmann, D. L. 2013. Objective Analysis: Course Notes. Department of Atmospheric Sciences, University of Washington. 265 pp.

Hernández-Tellez, J. y Aldeco, J. 1990. Flujo superficial de calor latente y sensible en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo durante 1988. Memoria del VIII Congreso Nacional de Oceanografía. Mazatlán, Sin., November 21 through 23, 1990. En: Hernandez-Tellez, J., Aldeco, J., Salas de León, D.A., 1993. Cooling and Heating due to latent and sensible heat over the Yucatan continental shelf. *Atmósfera* 6, 223-233.

Herrera-Silveria, J. 2006. Coastal Lagoon of Yucatan (SE, México): Research, Diagnostic and Management. *Ecotropicos* 19 (2), 94-108.

Jeronimo, G. & Gomez-Valdes, J. 2006. Temperatura y salinidad promedio sobre una superficie isopícnica de la parte superior del océano frente a Baja California. *Cienc. Mar.* 32 (4), 663-671.

Jerónimo Moreno, G., Gómez Valdés, J. Badillo, M., López Aguilar, K., Galindo Sanchez, C. E., Gallardo, A., Loera, J., Arroyo Pedraza L. y Chiappa Carrara, X. (2012) Variación estacional de temperatura y salinidad en la laguna de la Carbonera, Yucatán, 2009-2010. En: Alberto J. Sánchez, Xavier Chiappa-Carrara, Roberto Brito Pérez, Editores, Recursos Acuáticos Costeros del Sureste Volumen II. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 2012

Jiménez Lagunes, L. 2004. Modelación Numérica del Afloramiento en la Plataforma Continental de Yucatán. Tesis de Maestría, CICESE. 103 pp.

Lemay, M. H. 1998. Coastal and Marine Resources Management in Latin America and the Caribbean. Strategy Paper No. ENV-129, Inter-American Development Bank. Environment Division Sustainable Development Department, Washington, D.C. Recuperado 10 de marzo de: <http://www.iadb.org/en/publications/publication-detail,7101.html?id=18823>

Lugo-Hubo, J., Aceves-Quesada, J. F., Espinasa-Pereña, R. 1992. Rasgos Geomorfológicos Mayores de la Península de Yucatán. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista del Instituto de Geología* 10 (2), 143-150.

Mateos Jasso, A. 2009. Estudio sobre la estacionalidad de la surgencia en Yucatán. Tesis de Maestría, UNAM. 102 pp.

Marchesiello, P., & Estrade, P. 2010. Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *J. Mar. Res.* 68, 37-62.

Merino, M. 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: Hydrographic evidence. *J. Mar. Systems.* 13, 101-121.

Moliniari, R. L., & Morrison, J. 1988. The Separation of the Yucatan Current From the Campeche Bank and the Intrusion of the Loop Current Into the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 93 (C9), 10645-10654.

Ochoa, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Candela, J., & Wilson, D. 2001. Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *J. Mar. Res.* 59, 725-747.

Oey, L. Y., Ezer, T., & Lee, H.-C. 2005. Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. En: W. Sturges & A. Lugo-Fernandez, Editores, *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, American Geophysical Union, Washington, D.C.. doi:10.1029/161GM04

Oke, P. R., & Middleton, J. H. 2000. Topographically induced upwelling off Eastern Australia. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 512-531.

Oke, P. R., & Middleton, J. H. 2001. Nutrient enrichment off Port Stephens: the role of the East Australian Current. *Cont. Shelf. Res.* 21, 587-606.

Pauly, D., Christensen, V., Guénette, S., Pitcher, T. J., Sumalia, R., Walters, C.J., Watson, R., & Zeller, D. 2002. Towards sustainability in world fisheries. *Nature* 418, 689-695.

Pedlosky, J. 2007. The Coastal Bottom Boundary Layer: A Note on the Model of Chapman and Lentz. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 2776-2784.

Pérez-de-los-Reyes, R., Del Río, V., Signoret, M.P., Gallegos-García, A., Penié-Rodríguez, I., Gil-Varona, C., Bulit, C., Melo-González, N., Muller-Karger, F., Cerdeira-Estrada, S., & Merino-Ibarra, M. 1996. Reporte de un Frente Hidrológico al NE de la Península de Yucatán; Manifestaciones Físicas, Químicas e hidrológicas. Boletín de la Sociedad Meteorológica de Cuba; publicación electrónica, 2(1) 13 pp.

Pichevin, T., & Nof, D. 1997. The momentum Inbalance paradox. *Tellus*, 49, 298-319.

Rivas, D., Badan, A., & Ochoa, J. 2005. The ventilation of the Deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 1763-1781.

Roblou, L., F. Lyard, M. Le Henaff, & C. Maraldi. 2007. X-Track, a new processing tool for altimetry in coastal oceans. Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland, ESA Sp-636.

Rossi, V., Feng, M., Pattiaratchi, C., Roughan, M., & Waite, A. M.. 2013. On the factors influencing the development of sporadic upwelling in the Leeuwin Current System. *J. Geophys. Res.* 118,1-14. doi:10.1002/jgrc..20242,2013

Roughan, M., & Middleton, J. H. 2002. A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia. *Cont. Shelf. Res.* 22, 2551-2572.

Ruíz-Rentería, F. G. 1979. Upwelling North of the Yucatan Peninsula. Master Thesis, University Texas A & M. 85 pp.

Smith, S. D. 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.* 101(22), 22495-22512.

Sheinbaum, J. Candela, J., Badan, A., & Ochoa, J. 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1-6.

Stewart, R. 2002. Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography, Texas A&M University. 341 pp.

Tapanes, J. J. 1971. Pronóstico de los afloramientos costeros y una aplicación al Banco de Campeche. *Geofís. Intl.* 11 (3),127-138.

Tilburg, Charles E. Across-Shelf transport on a Continental Shelf: Do Across-Shelf Winds Matter? *J. Phys. Oceanogr.* 33, 2675-2688.

Winant, Clinton D. 1980. Downwelling over the Southern California Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 10, 791-799.

Wunsch, C. 2005. Discrete Inverse and State Estimation Problems: with Geophysical Fluid Applications. Cambridge University Press, Cambridge. 371 pp.

Zavala-Hidalgo, J., A. Gallego-García, B. Martínez-López, S. L. Morey, J. J. O'Brien. 2006. Seasonal Upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynam.* 56, 333-338. doi: 10.1007/s10236-006-0072-3