



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MARY LIMNOLOGÍA



# **ANÁLISIS DE CORRIENTES Y PROCESOS BAROCLÍNICOS EN LA PLATAFORMA DE YUCATÁN**

**T E S I S**

**que para obtener el grado de Doctor en Ciencias del Mar  
(Oceanografía Física)**

**presenta el Maestro en Ciencias**

**JAVIER ALDECO RAMÍREZ**

**Jurado**

**Dr. Xavier Chiappa Carrara  
Dr. Martín Merino Ibarra (Presidente)  
Dra. María Adela Monreal Gómez  
Dr. Carlos Mortera Gutiérrez  
Dr. David Alberto Salas de León (Director de Tesis)  
Dr. Felipe Vázquez Gutiérrez  
Dra. Elba Villanueva Urrutía**

México, D. F., julio del 2009



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS.....	1
LISTA DE TABLAS.....	5
RESUMEN.....	6
ABSTRACT.....	8
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN.....	10
CAPITULO 2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	14
CAPITULO 3. HIPÓTESIS.....	15
CAPITULO 4. OBJETIVOS.....	17
CAPITULO 5. ÁREA DE ESTUDIO.....	18
CAPITULO 6. ANTECEDENTES.....	21
Corriente de Yucatán y Corriente de Lazo.....	24
Oceanografía de la Plataforma de Yucatán.....	26
Características térmicas de la Plataforma de Yucatán.....	29
Ondas internas.....	31
Procesos Baroclínicos.....	32
CAPITULO 7. METODOLOGÍA.....	34
Campañas oceanográficas.....	34
Obtención de series de tiempo.....	35
Toma de datos y procesamiento de las series de tiempo.....	36
Procesamiento de datos.....	37
<i>Análisis termodinámico.....</i>	37
<i>Metodología para calcular el almacenamiento de calor.....</i>	40
Análisis de series de tiempo.....	42
CAPITULO 8. RESULTADOS.....	44
Campañas oceanográficas.....	44
<i>PLAYUC (6 a 17 de enero de 1990).....</i>	44
<i>YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).....</i>	50
<i>PYZO194 (21 al 27 de abril de 1994).....</i>	56
Series de tiempo.....	63
<i>Serie S1 (11 a 21 de marzo de 1988 ).....</i>	63
<i>Serie S2 (19 de mayo a 5 de junio de 1988).....</i>	67
<i>Serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988).....</i>	72
<i>Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1983 ).....</i>	75
<i>Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993 ).....</i>	78
Velocidades de calentamiento.....	81
CAPITULO 9. DISCUSIÓN.....	88
CAPITULO 10. CONCLUSIONES.....	101
REFERENCIAS.....	104

## LISTA DE FIGURAS

Fig. 5.1.	Zona de estudio. Las isolíneas con cotas señalan la profundidad (m). Los puntos señalan estaciones oceanográficas de los muestreos sinópticos (Lagrangianos). El punto al sur del arrecife Alacrán se denominó “Estación Canopus”, donde se realizaron muestreos para obtener las series de tiempo (Euleriano). La nomenclatura A1 etc. y B1 etc., corresponden a los cuadrantes de temperatura superficial (TSM) registrados por los satélites de la NOAA (Modificado de Aldeco <i>et al.</i> 2004).....	19
Fig. 7.1.	Perfil idealizado de temperatura usado en el cálculo de contenido de calor (de Meelh, 1984).....	38
Fig. 8.1.	Distribución de la temperatura (°C) superficial (a) y salinidad (b), tomada con el termosalinómetro cada 30 minutos durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).....	45
Fig. 8.2.	Distribución de la temperatura (°C) en superficie (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (c), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad, durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).....	46
Fig. 8.3.	Distribución de la salinidad superficial durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990). Distribución de la salinidad en superficie (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (c), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad, durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).....	48
Fig. 8.4.	Distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $\Delta T = TSM - T_a$ ) (a), flujo de calor latente ( $Q_e$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (b) y del flujo de calor sensible ( $Q_s$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (c), durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990). Los círculos negros representan estaciones efectuadas durante la noche y los círculos vacíos estaciones efectuadas durante el día. (modificada de Hernández-Téllez <i>et al.</i> , 1993).....	49
Fig. 8.5.	Distribución horizontal de la temperatura (°C) en la superficie (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).....	52
Fig. 8.6.	Distribución superficial de la salinidad (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).....	53

Fig. 8.7.	Distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $TSM - T_a$ ) ( $^{\circ}C$ ) (a), del flujo de calor latente ( $Q_e$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (b) y del flujo de calor sensible ( $Q_t$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (c), durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990). Los círculos negros representan estaciones efectuadas durante la noche y los círculos vacíos estaciones efectuadas durante el día (tomada de Hernández-Téllez <i>et al.</i> , 1993).....	55
Fig. 8.8.	Distribución superficial de la temperatura ( $^{\circ}C$ ) (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).....	57
Fig. 8.9.	Distribución superficial de la salinidad (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).....	59
Fig. 8.10.	Distribución superficial de la oxígeno disuelto (mL/L) (a), a 10 (b), 20 (c), 30 (d), 40 (e), 50 (f), 75 (g), 100 (h), 125 (i) y 150 (j) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).....	60
Fig. 8.11.	Distribución superficial de porcentaje de saturación de oxígeno disuelto (%) (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).....	62
Fig. 8.12.	Distribución de temperatura ( $^{\circ}C$ ) contra profundidad (m) y tiempo (h). Serie S1 (11 al 21 de marzo de 1988).....	63
Fig. 8.13.	Variación temporal de la temperatura ( $^{\circ}C$ ) por nivel contra tiempo (día) unidades de 3 h). Serie S1 (11 al 21 de marzo de 1988).....	64
Fig. 8.14.	Espectro de energía (FFT) de la serie de temperatura a 20 m de profundidad. Serie S1 (11 al 21 de marzo de 1988).....	65
Fig. 8.15.	Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S1 (del 11 al 21 de marzo de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).....	65
Fig. 8.16.	Distribución de temperatura ( $^{\circ}C$ ) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie S2 (19 de mayo al 5 de junio de 1988).....	68
Fig. 8.17.	Variación temporal de la temperatura ( $^{\circ}C$ ) por nivel contra tiempo (d). Crucero Serie S2 (19 de mayo al 5 de junio de 1988).....	68
Fig. 8.18.	Espectro de energía FFT y MEM de la serie de temperatura a 40 m de	

	profundidad. Serie S2 (19 de mayo al 5 de junio de 1988).....	69
Fig. 8.19.	Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S2 (19 de mayo al 5 de junio de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).....	70
Fig. 8.20.	Distribución de temperatura (°C) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie S3 (24 de septiembre al 5 de octubre de 1988).....	72
Fig. 8.21.	Variación temporal de la temperatura (°C) por nivel contra tiempo (d). Serie S3 (24 de septiembre al 5 de octubre de 1988).....	73
Fig. 8.22.	Espectros de energía FFT y MEM de la serie de temperatura superficial. Serie S3 (24 de septiembre al 5 de octubre de 1988).....	74
Fig. 8.23.	Espectros de energía FFT y MEM de la serie de temperatura a 40 m. Serie S3 (24 de septiembre al 5 de octubre de 1988).....	74
Fig. 8.24.	Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S3 (24 de septiembre al 5 de octubre de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).....	75
Fig. 8.25.	Variación temporal de la temperatura (°C) (a), salinidad (b) y saturación de oxígeno (%), por nivel (m) y contra tiempo (d). Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1993).....	76
Fig. 8.26.	Distribución de la temperatura (°C) (a) y salinidad (b) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1993).....	77
Fig. 8.27	Variación temporal de la temperatura (°C) (a), oxígeno disuelto ( $\text{mL L}^{-1}$ ) (b), del porcentaje de saturación de oxígeno (%) (c), a 10 m y 40 m de profundidad, y variación temporal del flujo de calor latente ( $Q_e$ ) ( $\text{W m}^{-2}$ ) (d). Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993).....	79
Fig. 8.28.	Espectros de energía (FFT) de la series superficial, a 10, 20, 30 y 40 m de profundidad, de temperatura (a) y salinidad (b). De la series a 10 m (línea continua) y a 40 m (línea de puntos) de profundidad, de oxígeno disuelto (c) y de por ciento de saturación de oxígeno disuelto (d). Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993).....	80
Fig. 8.29.	Espectros de energía (FFT) de la series de flujo de calor latente ( $Q_e$ ) (línea de puntos) y de flujo calor sensible ( $Q_t$ ) (línea continua). Serie COYU93 (25 de noviembre al 7 de diciembre de 1993).....	81

Fig. 8.30.	Perfiles de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) inicial (i) y final (f) de los muestreos de Series S1, S2 y S3. Los números de las líneas punteadas representan la profundidad (m) de la capa de mezcla usada para el cálculo de la cantidad de calor almacenada.....	82
Fig. 8.31.	Perfiles promedio de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante los muestreos Series S1, S2 y S3.....	83
Fig. 8.32.	Perfiles de velocidad de calentamiento ( $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) durante los muestreos Series S1, S2 y S3.....	84
Fig. 8.33.	Temperatura superficial del mar (TSM) ( $^{\circ}\text{C}$ ) promedio durante los muestreos Series S1, S2 y S3 (segmentos gruesos), valores climáticos de TSM de la NOAA (línea continua) y valores observados de TSM en 1988 (línea cortada).....	86
Fig. 8.34.	Velocidades de calentamiento ( $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) durante los muestreos Series S1, S2 y S3 (segmentos gruesos), velocidades de calentamiento climático (línea continua) y velocidades de calentamiento observadas en 1988 para este estudio (línea cortada).....	87

## LISTA DE TABLAS

Tabla 7.1	Nombres y fechas de las series de tiempo obtenidas en la Estación Canopus.....	35
Tabla 7.2.	Nombres y fechas de las campañas oceanográficas realizadas a la Plataforma de Yucatán.....	36
Tabla 8.1.	Flujos de calor latente ( $Q_e$ ) y sensible ( $Q_s$ ) ( $Wm^{-2}$ ). Campaña oceanográfica PLAYUC (6 a 17 de enero de 1990).....	50
Tabla 8.2.	Flujos de calor latente y sensible ( $Wm^{-2}$ ), campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).....	56



# CAPITULO 1

## INTRODUCCION

En años recientes el interés por los procesos oceanográficos costeros se ha incrementado, gracias a que la sociedad se ha dado cuenta que el conocimiento de la dinámica de la región costera le permite un mejor desarrollo de sus actividades.

Las aguas de la plataforma continental del estado de Yucatán son ricas en cuanto a pesca se refiere. En la plataforma de Yucatán la pesquería de la langosta, de pulpo, de mero, de tiburón y de picudos deja importantes recursos económicos a la región. Al oeste de la Península de Yucatán se encuentra el Arrecife Alacrán, uno de los arrecifes coralinos más grandes de México. Juárez (1975) señaló que el Banco de Campeche es sitio de reproducción de especies de interés comercial (sardinias, atunes, roncós y chernas, entre otros), tanto neríticas como oceánicas, durante todo el año. En las costas de Yucatán, hoy la actividad turística rige el desarrollo poblacional y económico de la región.

Bessonov *et al.* (1968) establecieron que la dinámica de las aguas del Banco de Campeche, región comprendida por las plataformas continentales de los estados de Yucatán y Campeche, son inducidas por una de las ramas de la Corriente de Yucatán que penetra por el norte de Cabo Catoche y por una corriente que proviene por el oeste, desde la Bahía de Campeche.

Oceanográficamente la Plataforma de Yucatán (PY) presenta algunos procesos que la hacen relevante para el quehacer científico. Es una región donde se presenta fuerte evaporación (Blumberg y Mellor, 1985), capaz de modificar considerablemente las características salinas del agua superficial. El viento, proveniente del este la mayor parte del año (Mosiño, 1964; Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996), genera surgencias zonales (afloramientos) débiles (Tapanes, 1972). La Corriente de Yucatán tiene un ciclo anual que se inicia con una fuerte penetración en primavera, se intensifica en verano y desprende un remolino anticiclónico durante el otoño para después debilitarse durante el invierno (Leipper, 1970, Biggs *et al.*, 1998) y deja sentir su influencia sobre la plataforma de Yucatán. Dado que el eje de la Corriente de Yucatán, al pasar por el Canal de Yucatán, se

pega o separa de la punta nororiental de la península (Molinari y Morrison, 1988), genera o permite el desarrollo de diferentes procesos que se reflejan o se detectan sobre la plataforma de Yucatán. Cuando el eje de la corriente pasa cerca de la península son dos los procesos más conspicuos que se observan. El primero es la formación de un giro ciclónico de pequeña magnitud, que se posiciona al norte de Cabo Catoche y que induce una intensa surgencia (Merino-Ibarra, 1992). El segundo es lo que se ha dado en llamar surgencia batistrófica, esto es, generada por el efecto del roce de la corriente con el límite exterior de la plataforma continental alrededor de los 24° N. Esta surgencia se genera por fricción con el fondo, a diferencia de la generada por el viento y en este caso la componente de la aceleración de Coriolis disminuye para compensar la reducción de la velocidad por efecto de la fricción, ocasionando que la componente perpendicular al flujo disminuya y exista un transporte neto hacia la región menos profunda (Hsueh y O'Brien, 1971). Cuando el eje de la corriente se aleja del talud de la plataforma de Yucatán, se forma una corriente subsuperficial que fluye de oeste a este por debajo de la termoclina (Ruíz, 1979).

La plataforma de Yucatán es afectada por el paso de huracanes de gran intensidad, por ejemplo el Gilberto en 1988. El conocimiento de las tasas de intercambio de calor entre el océano y la atmósfera es fundamental en el estudio del balance de calor oceánico; así como, también en el almacenamiento de energía y humedad de la atmósfera (Villanueva-Urrutia, 1991). Otro aspecto importante es que la evolución de la temperatura superficial del mar es un pobre indicador del almacenamiento de calor, debido a que la capa de mezcla puede ser afectada por la intrusión o erosión de la termoclina (Meelh, 1984); sin embargo, es un buen indicador de surgencias frente a las costas de Yucatán (Bunker, 1976).

La importancia de la temperatura en la capa de mezcla del océano ha sido ampliamente discutida debido a las consecuencias de El Niño, la Oscilación del Sur, (Lehodey *et al.*, 1997), la Niña y los procesos inherentes al cambio climático global. De aquí que, el conocimiento de la temperatura superficial del mar (*TSM*), la profundidad de la capa de mezcla (*PCM*) y en general del perfil térmico en el océano; así como, el cálculo del contenido y almacenamiento de calor, a partir de datos históricos y/o recientes, toma gran importancia (Alexander y Penland, 1996). Por ejemplo, Levitus (1987) estima el contenido y almacenamiento de calor para el océano usando una escala global y bases de datos históricos. De igual manera hacen Etter (1983) y Etter *et al.* (1987) para el Golfo de México

y Mar Caribe, respectivamente. Sin embargo, para regiones costeras poco profundas existe poca información. En otro contexto, pero ligado a los procesos termodinámicos del océano, Boudreau *et al.* (1992) encuentran retrasos significativos en el hundimiento de postlarvas de langosta con la presencia de una termoclina intensa y Salmon (1990) cuestiona la termoclina como frontera interna en modelos numéricos.

Estudios de series de tiempo (muestreo Lagrangiano) de temperatura están revelando procesos antes no observados en los muestreos sinópticos (muestreo Euleriano). Baste señalar la presencia de una estructura superadiabática que por la noche tiene  $\delta T / \delta Z < 0$  ( $z$  positiva hacia arriba; Anis y Moum, 1992, 1994), o la separación de señales de calentamiento superficial en un flujo turbulento de calor y otro de advección vertical (Lee y Rudnick, 1996).

De acuerdo con Bunker (1980) el flujo de calor latente se incrementa directamente con la *TSM*, esto porque el contenido de humedad de la capa molecular arriba de la superficie del mar se incrementa. Cuando se encuentra agua fría en la superficie del mar por efectos de surgencia, la tasa de mezcla en la capa molecular se reduce y causa una disminución del flujo de calor latente.

La plataforma continental de Yucatán, al centro del golfo de México (Fig. 5.1), está influenciada por el Agua Superficial del Caribe (CSW), el agua de las surgencias de Yucatán (YUW) (Merino, 1997) y el Agua Común del Golfo (GCW). El comportamiento de la temperatura en la región presenta dos señales fuertes, similares a las de un monzón; una durante los meses de invierno, que es debida al paso de masas de aire frío continental polar provenientes de Norteamérica llamados localmente “nortes” y otra que corresponde al efecto de los alisios durante el resto del año (Gutiérrez de Velasco y Winant, 1996). Los ciclones tropicales que se presentan durante el verano y principios del otoño producen modificaciones en la estructura térmica del océano (Sakaida *et al.*, 1998; Stramma y Cornillon, 1986). El huracán Gilberto, que pasó de depresión tropical a huracán el 8 de septiembre 1988 justo al este de las Antillas Menores, fue clasificado como tormenta tropical en la tarde del 9 de septiembre. Gilberto llegó a ser huracán el día siguiente y tocó la península de Yucatán el 14 de septiembre. Su ojo se movió hacia el oeste del Golfo de México cruzando la zona de estudio tratada en esta tesis y su entrada final al continente fue en la tarde del 16 de septiembre. Sus vientos máximos fueron de  $83 \text{ m s}^{-1}$  y causó una

disminución de la temperatura superficial de hasta 6 °C (-0.69 °C d<sup>-1</sup>) a la derecha de su trayectoria (Jacob *et al.*, 2000; Peabody y Amos, 1989).

Los procesos hidrodinámicos y termodinámicos en la plataforma de Yucatán son importantes para entender la dinámica y termodinámica del Golfo de México y en especial de la Bahía de Campeche. Hasta el momento no se conoce la respuesta térmica de la columna de agua en la plataforma de Yucatán ante el paso de frentes fríos atmosféricos, huracanes y el forzamiento por el agua de la surgencia de Yucatán a escala pequeña, no obstante su importancia en aspectos climáticos, interacción océano-atmósfera o en pesquería.

Cabría destacar que los procesos señalados son de carácter oscilatorio, con frecuencias muy bajas. Aunque los forzamientos son distantes, las señales, algunas, se modifican en el estrecho de Yucatán o en el borde continental, los cuales funcionan como radiadores. Las ondas del este y los nortes son entes de meso escala espacial, no así temporal. Los procesos atmosféricos de la mitad fría o caliente del año pueden ingresar energía al sistema Plataforma de Yucatán en frecuencias similares. Sin embargo, la impedancia (resistencia) de una columna de agua no estratificada *versus* una estratificada, será diferente. En el caso estratificado probablemente la capa superficial responda al forzamiento superficial. El estrato inferior probablemente responda a otros forzamientos no de índole directamente atmosférica, sino que en bajas frecuencias del orden subinercial, entre otras.

## RESUMEN

La oceanografía de la Plataforma Continental del estado de Yucatán fue estudiada mediante el análisis de series de tiempo y cruceros sinópticos en un intervalo de 5 años. A partir de la revisión bibliográfica se establece su variabilidad tanto por procesos locales como por distantes. Entre los primeros se encuentran la marea, los nortes y huracanes y, de los segundos la influencia del roce de la corriente de Yucatán con el talud este, que genera afloramientos y vórtices de microescala.

Del análisis de series de tiempo se obtienen las siguientes conclusiones: a) A fines de otoño e invierno la columna es homogénea y en primavera y a principio de otoño se estratifica, b) Durante el paso de nortes el flujo de calor latente es considerable y debido a la escasa profundidad la inercia térmica es pequeña, lo que se traduce en un fuerte y rápido cambio de temperatura, c) Durante las temporadas de estado estratificado, la erosión del piso de la termoclina plantea el flujo diferencial de los estratos, atendiendo forzamientos diferentes el estrato superior y el inferior. Para el estrato superior en general se puede suponer los vientos alisios, para el inferior no se logro discernir, d) Las oscilaciones a distintos niveles en la columna de agua, presentan frecuencias bien diferenciadas. Se abarca la banda comprendida entre las gravitacionales giroscópicas (periodos mucho mayores que las ondas internas), inerciales, la frecuencia de oscilación del golfo y procesos meteorológicos. En los estratos superiores la señal solar es fuerte. En la termoclina las señales mareales tienen predominancia; sin embargo son perceptibles oscilaciones de la Corriente de Yucatán de alta frecuencia. También son perceptibles frecuencias de resonancia de la cuenca del golfo. En el estrato inferior se observó ruido, probablemente generado por las ondas de marea que interaccionan con el borde de la plataforma.

Del análisis sinóptico se obtuvieron las siguientes conclusiones: a) El afloramiento causado por el roce de la Corriente de Yucatán está siempre presente, aunque disminuido durante la temporada que el eje de la corriente se encuentra lejos de la Plataforma (otoño e invierno). La surgencia al norte de la zona de estudio es intensa durante la formación de la corriente de Lazo. Los procesos de evaporación sobre la plataforma están determinados por el descenso de la temperatura superficial del mar (TSM) ocasionado por los afloramientos,

b) El levantamiento de las isopícnas por efecto de la circulación en el borde de la plataforma, genera la incursión de agua fría sobre la plataforma. Su cantidad y su destino es difícil discernirlo, c) El agua que aflora en el este de la península tiene bajo contenido de oxígeno y, según otros autores es rica en nutrientes. Sin embargo, no se observó una sobresaturación de oxígeno disuelto. d) El agua fría que es llevada a la superficie debe encontrar su nivel de equilibrio, por lo que debe fluir al norte de la Península (escurriéndose). La baroclinicidad sobre la plataforma debe generar flujos atendiendo los gradientes de presión locales, que se deben sumar a los forzamientos lejanos.

Por último, debido a su escasa profundidad, el sitio es susceptible de recibir fuertes cambios de temperatura y de velocidades de calentamiento del agua con respecto al patrón climático de la región.

## ABSTRACT

The oceanography of the continental shelf of the state of Yucatan was studied through the time series analysis and synoptic cruises in a 5 year period. From the bibliographic revision its variability stated due to local and distant processes. Among the first are listed the tide, northern winds and hurricanes and, from de former the influence of the Yucatan current friction against the east continental slope that generates upwelling and micro scale vortexes.

Time series analysis yielded the following conclusions: a) At late fall and winter the water column is homogeneous as in spring and early fall is stratified. b) During the northern wind pass the latent heat flux is important and due to the shallowness the thermal inertia is small, which is translated as strong and fast changes in temperature. c) During the stratified state seasons the erosion of the sea floor enhanced the vertical gradient flow between each layer, producing different forcing between the upper and lower layers different forcing. For the upper layer it is in general supposed the trade winds, for the lower layer it was not achieved to discern. d) Oscillations at different levels of the water column showed well differentiated frequencies. It was encompassed the band included between the gravity gyroscopic (periods much larger than the internal waves), inertial, Gulf oscillation frequency and meteorological processes. In the upper layer the solar heating signal is strong. In the thermocline the tidal signals have predominance; also are collectables resonance frequencies of the Gulf basin. In the lower layer was observed noise probably generated by the tide waves interacting with the shelf break.

From the synoptic analysis the following conclusions were obtained: a) the upwelling caused by the friction of the Yucatan current is always present, although diminished during the season when the current axis is found far the shelf (fall and winter). The upwelling at northern study area is intense during the grow up of the Loop current. The processes of evaporation over the shelf are determined by the descend of the sea surface temperature (SST) generated by the upwelling. b) The uplift of the isotherms by the circulation effect on the shelf break generates the incursion of cold water over the shelf. Its amount and final fate is difficult to discern. c) The upwelled water at the eastern side of the

peninsula has low oxygen content and, according to other authors is nutrient rich. However dissolved oxygen was not observed over saturation. d) Cold water that is carried to surface must find its equilibrium level, in order to find it, water must flow toward the northern side of the Peninsula (draining). The baroclinicity over the shelf must generate flows according to local pressure gradients that must be added to far forcing.

Finally, the system due to its shallowness is susceptible to receive strong water temperature and heating velocities changes compared to the region climatic standard.



## **CAPITULO 2**

### **PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

La circulación subtermoclina y el balance de calor en la región de la Plataforma de Yucatán ha sido difícil de estimar. La estructura térmica de la columna de agua en la plataforma continental indica una fuerte estratificación durante el verano y una columna homogénea durante el invierno. No se conoce con certeza la separación de la columna de agua en dos estratos diferenciados que, probablemente, responden a forzamientos diferentes o con una respuesta diferente. La circulación superficial está influenciada por los vientos alisios; sin embargo, se presume la existencia de una contracorriente que fluye por abajo de la termoclina y por arriba de la profundidad del borde externo de la Plataforma de Yucatán, pudiendo ser celdas de recirculación, ó una circulación bien definida. El problema planteado a estudiar en esta tesis es revisar las manifestaciones de la circulación subtermoclina, evaluar el balance de calor en la Plataforma de Yucatán y establecer bajo qué condiciones se presenta una interfase que diferencie dos estratos de dinámicas diferentes.

## **CAPITULO 3**

### **HIPÓTESIS**

Durante la temporada cálida del año en la Plataforma de Yucatán se forma una intensa termoclina que separa en dos estratos la columna de agua, respondiendo cada uno a forzamientos diferentes y, por ende, presentan dinámicas diferentes.

Las hipótesis a comprobar son las siguientes:

- a) La ganancia de calor durante los meses calientes del año aporta la condición necesaria y suficiente para la formación de una fuerte termoclina.
- b) La fricción de la Corriente de Yucatán contra el fondo debe desarrollar, debido a la Teoría de Ekman, un flujo hacia las áreas someras, el cual debe generar señales a nivel capa de mezcla y subtermoclina.
- c) El exceso de flujo para la formación de la Corriente de Lazo y durante el proceso de desprendimiento de giros de ésta última, forman un gradiente de presión que favorece el flujo hacia la plataforma de Yucatán.
- d) Procesos de escala local, como giros ciclónicos con características semipermanentes, pueden aportar componentes de circulación baroclínica.

## **CAPITULO 4**

### **OBJETIVOS**

Para entender la circulación subtermoclina sobre la Plataforma continental de Yucatán, se plantean los siguientes objetivos:

- a) Conocer la estructura térmica de la Plataforma de Yucatán, con énfasis en la formación de la termoclina.
- b) Mostrar las características notorias de las oscilaciones observadas en la estructura térmica en un punto al norte de Puerto Progreso, Yucatán y proponer las causas posibles que las originan.
- c) Estimar cuantitativamente los flujos de calor sensible y latente sobre la Plataforma de Yucatán durante las diferentes estaciones del año.
- d) Aclarar la existencia de un término advectivo, corriente subtermoclina, que modifica la estructura térmica de la región.
- e) Describir los procesos baroclínicos sobre la plataforma continental de Yucatán desde las perspectivas Lagrangiana y Euleriana (espacio y tiempo).

## CAPITULO 5

### ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio está localizada sobre la plataforma continental del estado de Yucatán entre las latitudes  $21^{\circ} 30'$  y  $24^{\circ}$  N y las longitudes  $86^{\circ} 30'$  y  $91^{\circ}$  W (Fig. 5.1). La región es poco profunda y el borde norte de la plataforma continental se encuentra a aproximadamente 200 km de la costa de Yucatán. El borde de la plataforma está a aproximadamente 160 m de profundidad y el talud contiguo se caracteriza por una fuerte pendiente, en algunas zonas dicha pendiente es de 0.01. Sobre la plataforma se encuentra el Arrecife Alacrán, considerado como uno de los más grandes de México. El fondo de la plataforma se caracteriza por ser rocoso y con restos de coral. Cerca de la costa es arenoso, lo que permite el arrastre camaronero. El área de estudio se localiza al oeste del Estrecho de Yucatán, zona hidrodinámica, termodinámica y biológicamente importante para el Golfo de México. En esta región el plancton se manifiesta generalmente con una relativa abundancia (Mitchell y Benson, 1981), observándose lugares de surgencias (Tapanes, 1972; Merino, 1997) que en algunos casos suelen perdurar durante todo el año.

En la zona de estudio se efectuaron tres campañas de medición en un punto localizado a  $22^{\circ} 11'$  N y  $89^{\circ} 48'$  W (Fig. 5.1), en la Plataforma Continental de Yucatán, México, mediante las cuales se obtuvieron series de tiempo. El punto está a 22.3 km al sur de Isla Pérez, la cual es parte del Arrecife Alacrán. El punto de estudio está en el centro de la zona más profunda del canal que se forma entre Puerto Progreso y el arrecife Alacrán y tiene una profundidad máxima de 50 m. El punto se nombró “Estación Canopus”.

La región presenta mareas predominantemente diurnas, con un nodo o punto amfidrómico muy próximo y fuertes cambios de fase (Salas de León y Monreal Gómez, 1989; Zetler y Hansen, 1971). En esta zona se presenta forzamiento astronómico directo en la componente  $M_2$ , siendo la componente diurna de mayor importancia que la semidiurna (Grijalva, 1971).

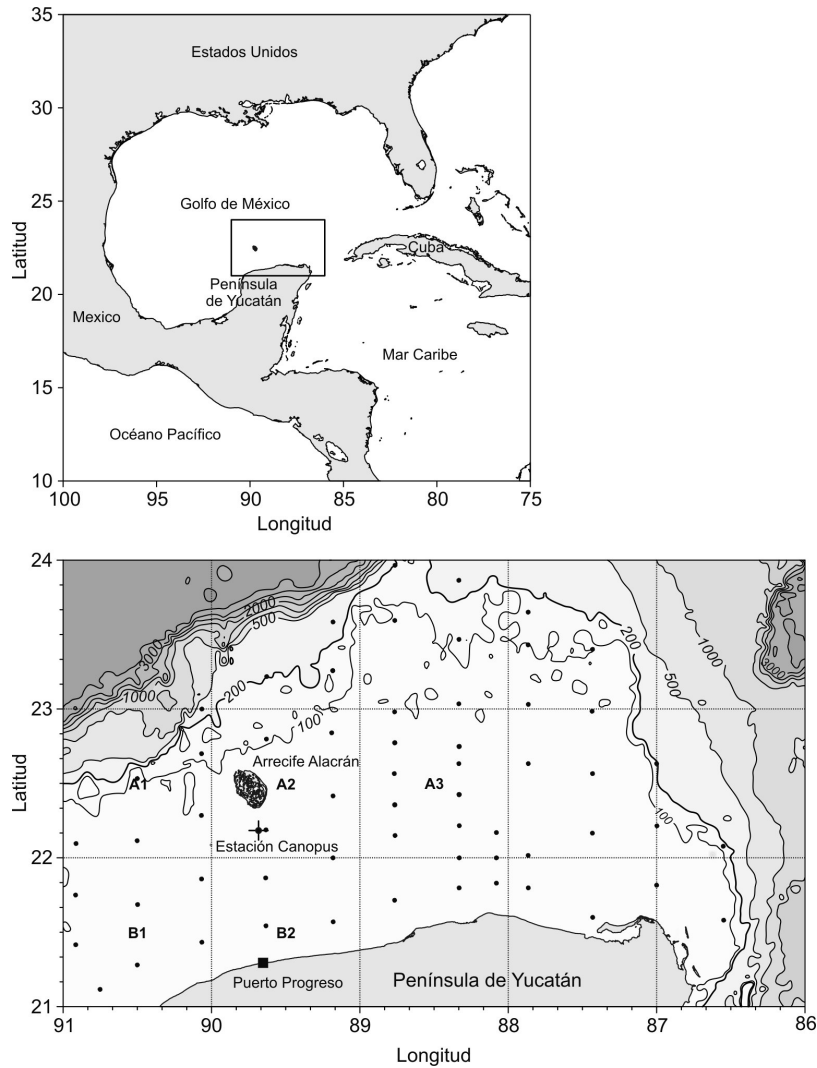


Fig. 5.1 Zona de estudio. Las isolíneas con cotas señalan la profundidad (m). Los puntos señalan estaciones oceanográficas de los muestreos sinópticos (Lagrangianos). El punto al sur del arrecife Alacrán se denominó “Estación Canopus”, donde se realizaron muestreos para obtener las series de tiempo (Euleriano). La nomenclatura A1 etc. y B1 etc., corresponden a los cuadrantes de temperatura superficial (TSM) registrados por los satélites de la NOAA (Modificado de Aldeco *et al.* 2004).

El clima en la Plataforma de Yucatán es tipo tropical cálido con precipitaciones abundantes. La región es influenciada por las aguas del Mar Caribe, del Golfo de México Central, de la Plataforma de Campeche, de las surgencias frente a Cabo Catoche, Laguna de Lagartos y Puerto Progreso, Yuc.; también es afectada por la influencia de los “nortes” tipo 8b y parte de ellos de tipo 8a (máximos en invierno y desaparecen en verano; Klaus, 1973).

Barren la región los ciclones tropicales y las ondas cálidas y húmedas del Caribe durante la primavera y el verano. Los sedimentos en las costas de Yucatán, son carbonatados y en su mayoría de origen biótico (Nolasco-Monteri y Carranza-Edwards, 1988). En el lecho de la plataforma continental de Yucatán los sedimentos se pueden considerar como similares y pertenecientes a un mismo grupo de arenas-carbonatadas (Lecuanda-Camacho y Ramos-López, 1985).

Para fines de este trabajo, la plataforma de Yucatán (PY) y la Plataforma Continental del Estado de Campeche (PC) conforman el Banco de Campeche. Se pondrá especial énfasis en la región este de la PY porque se considera la zona que manifiesta directamente la influencia de la fuerte Corriente de Yucatán (CY).

## CAPITULO 6

### ANTECEDENTES

La plataforma continental del estado de Yucatán es una región poco profunda con un pronunciado talud continental y es oceanográficamente interesante porque es influenciada por las aguas de la Bahía de Campeche y por las corrientes de Yucatán y de Lazo. Es afectada por el forzamiento atmosférico y las surgencias que ocurren sobre el área y que condicionan los procesos biológicos y químicos de la región (González, 1975; López-Veneroni *et al.*, 1984; Espinoza, 1989; García, 1976; Ruíz-Rentería, 1979; Flores-Téllez y Villa-Aguilar, 1984; Merino-Ibarra 1992). El arrecife de coral más grande del golfo de México, el arrecife Alacrán, está localizado al norte de Puerto Progreso, Yuc. Bessonov *et al.* (1968) establecieron la importancia de los afloramientos en cuanto a la producción de biomasa sobre la Plataforma de Yucatán y reportaron un alto grado de estabilidad (gradiente térmico fuerte) durante verano y otoño que correlacionan con los contenidos de oxígeno disuelto. En 1975 De la Lanza *et al.* (1976) realizaron dos campañas oceanográficas a la Plataforma de Yucatán, sus resultados describieron la surgencia zonal. Merino-Ibarra (1992), además de hacer una descripción desde el punto de vista químico - biológico de los procesos de surgencia que ocurren en la Plataforma de Yucatán, estableció la estructura de dos capas para su análisis y la estacionalidad de los procesos. Bogdanov *et al.* (1968) realizaron un estudio en donde señalaron las regiones de alta productividad biológica y comercial en el Golfo de México y Mar Caribe, estos autores encontraron que el noreste de la Plataforma de Yucatán puede ser considerada como una región de surgencias durante todo el año; mostraron también las variaciones estacionales en la biomasa y cantidad de plancton. Estos afloramientos probablemente son más frecuentes en la primavera y el verano (Merino, 1997).

De acuerdo con Ichiye (1962), en el Golfo de México las masas de agua superiores son afectadas por los cambios estacionales y es la salinidad la que revela más claramente las características de estas masas. Sin embargo, en las capas superficiales, donde los efectos del calentamiento y enfriamiento superficial pueden cambiar la temperatura tanto

periódicamente como aperiódicamente y, donde los cambios de salinidad pueden ocurrir como un resultado de la evaporación y precipitación (y otros forzamientos externos), ni la temperatura ni la salinidad pueden ser consideradas estrictamente como propiedades conservativas (Newmann y Pierson, 1966).

Nowlin (1972) concluyó que un factor dominante en la creación de nuevos tipos de agua en el Golfo de México, parece ser la reducción de la fuerza del máximo de salinidad asociado con el agua subsuperficial subtropical (SUW) y que la región del Banco de Campeche parece ser un punto focal para la formación, modificación y distribución de masa de agua en el Golfo de México. La región de la Plataforma de Yucatán presenta afloramientos inducidos por el viento (Ruíz-Rentería, 1979; Tapanes, 1972) y por fricción de la Corriente de Yucatán (CY) con el talud oriental de la PY (López-Veneroni *et al.*, 1984); sí durante el invierno éstos no se presentan o se ven disminuidos por los nortes, aún así se produce una intensa mezcla vertical (Tapanes, 1972; Aldeco y Hernández Téllez, 1989). De la Lanza *et al.* (1976) mostraron el corrimiento de las isothermas por efecto de la advección de aguas frías expuestas por la surgencia zonal. Ruíz-Rentería (1979) presenta la salinidad superficial de la PY y es notorio el aumento desde 36.1 en el borde este de la plataforma hasta los 36.5 en los 90° W. En el trabajo de De la Lanza *et al.* (1976) se aprecia que durante su muestreo en julio la diferencia de salinidad entre el oeste (36.3) y el este (36.2) de la región de estudio es de 0.1 con una gran lengua en el centro causada probablemente por la surgencia zonal. De acuerdo con Nowlin (1972) la salinidad del núcleo de la Corriente de Yucatán durante febrero-marzo es de 36.75 ( $\sigma_T = 25$ ), la del núcleo de la Corriente de Florida (CF) de 36.35 y sobre la región este de la PY de 36.40. La salinidad superficial de la CY y la de la CF son similares, de 36. El agua subsuperficial del Caribe, o Agua de la Corriente de Yucatán tiene en invierno, en su núcleo, una temperatura de 22.5 °C y salinidad de 36.75. Este mismo autor encuentra que en la región este de la PY y sobre el Estrecho de Florida los diagramas T-S muestran curvas menos regulares con el máximo de salinidad a menor salinidad y temperatura. Nowlin (1972) suponía que las aguas de alta salinidad (36.5 - 36.6) podían moverse desde el este de la PY en una capa friccional de fondo y luego ascender para dar una alta salinidad superficial en la región oeste de la PY. Sin embargo, sus estaciones al este de la PY mostraban una columna homogénea de 36.32 y sus estaciones al norte y noroeste de la PY tenían 36.67. Nowlin (1972), notó este



rasgo en el Estrecho de Yucatán y sugirió que parte de la Corriente de Yucatán fluye por el canal interior que se encuentra entre la Isla Cozumel y el Bajo Arrowsmith, generando una vigorosa mezcla vertical.

Furnas y Smayda (1987) a partir de resultados obtenidos en un crucero en julio de 1987 encuentran que debido al levantamiento geostrófico de las isopícnas asociado a la Corriente de Yucatán, aguas que se encuentran debajo de la termoclina (subtermoclina) ingresan a la PY, encontrándose la isoterma de los 22 °C (base de la termoclina) a una profundidad de 43 m. Estos autores señalaron que la región donde se encontró más superficial esta isoterma de 22 °C fue la esquina SE de la PY, al norte de Cabo Catoche. Al norte y al oeste de la PY la isoterma de 22 °C se ubicó por debajo del borde de la PY. En el área del Estrecho de Yucatán y el agua limitada por la Corriente de Lazo los valores de salinidad (35.9 a 36.2) son típicos del agua del Caribe durante el invierno. El agua que aflora a los 85° 30' W y 24° N, frente al talud continental es de origen subtropical subsuperficial (36.7 y 23 °C) y está asociada a un cambio abrupto del contorno batimétrico del talud continental (López-Veneroni *et al.*, 1984). Bunker (1976) señala, desde el punto de vista de almacenamiento de calor, que la región de afloramientos en 23° N y 88° W está activa a partir de mayo y hasta octubre con el período más intenso en julio y agosto.

En el mismo punto donde se generaron las series de tiempo que aquí se reportan, Aldeco y Aguilar-Sánchez (1989) realizaron tres cruces para generar series de tiempo. Algunos de sus resultados permitieron mostrar el proceso intrusivo subtermoclino (Aldeco y Sánchez-Juárez, 1990). Por otro lado, Furnas y Smayda (1987) sugieren que la capa de fondo se puede mover más rápido que la capa superficial y concluyen que los procesos intrusivos de este tipo frecuentemente no se muestran en rasgos superficiales. Bulanienkov y García-Díaz (1975) y posteriormente Cabello y Ruíz (1989), concluyen que en el talud oriental de la Plataforma de Yucatán, durante todo el año, se observa una contracorriente dirigida hacia el Mar Caribe. Esta contracorriente se sitúa debajo de las aguas de la Corriente de Yucatán, como promedio a unos 100 m de profundidad, está dirigida a lo largo de las isobatas y tiene su origen probablemente en la Bahía de Campeche. Candela *et al.* (2002) proponen que esa corriente hacia el Caribe, es el resultado del balance de vorticidad entre la Corriente de Yucatán y la plataforma.

Existen varios trabajos relacionados con el flujo de calor latente, sensible y el

almacenamiento de calor para el Golfo de México y áreas adyacentes (Colón, 1963; Hastenrath, 1966 y 1968; Leipper y Volgenau, 1972; Bunker, 1976; Etter, 1976 y 1983; Etter *et al.*, 1987; Hernández-Téllez y Aldeco, 1990a y 1992; Adem *et al.*, 1991; Villanueva, 1991) y también para explicar el acoplamiento con la atmósfera (Klaus, 1973; Grivel, 1979; Mosiño, 1964; Henry y Thompson, 1976; Bulanienkov y García-Díaz, 1975; Lewis *et al.*, 1989); sin embargo, las escalas a las cuales trabajaron estos autores nos permiten decir poco sobre la región de la Plataforma de Yucatán.

### **Corriente de Yucatán y Corriente de Lazo**

Austin (1955) hace una primera descripción del giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Yucatán y lo señala como permanente. Es el primer autor que muestra en su trabajo tendencias de circulación ciclónica sobre la PY. Bessonov *et al.* (1968) a partir de 5 cruceros con transectos perpendiculares a la costa, sobre el Banco de Campeche, determinan dos tipos de circulación en función de la velocidad de la Corriente de Yucatán; el tipo uno es cuando la velocidad de la Corriente es mayor a 3 nudos (verano y otoño), presenta bajas temperaturas en la región este del Banco y valores de salinidad de ésta misma región menores a 32.2 y hacen mención de la presencia de una circulación ciclónica al norte de Cabo Catoche. El tipo dos de circulación (invierno y primavera) se refleja con un aumento de temperatura de las aguas del fondo de la Plataforma.

Leipper (1970) reúne información de 8 cruceros para estudiar la variabilidad de la Corriente de Lazo (CL) en el este del Golfo de México. Este autor utilizó además datos de cruceros realizados desde mayo de 1964 a noviembre de 1966 y establece que la estructura de la CL rara vez cambia en forma significativa corriente abajo a lo largo de la trayectoria de flujo y que los principales cambios en la estructura térmica ocurren por advección horizontal, esto es por movimiento de la CL en la dirección normal al flujo. Este autor establece que hay una notable similitud entre todas las secciones transversales de temperatura obtenidas cruzando la CL aún después de pasar por el Canal de Yucatán o antes de salir por el Estrecho de Florida. Su estudio lo basa en la topografía de la isoterma de 22 °C y establece los términos “penetración primaveral” y “dispersión otoñal”. Define para su estudio, la trayectoria de la CL como la posición del intervalo de la topografía de

los 22 °C ubicada entre los 150 y 200 m de profundidad, con esto determina el patrón de movimiento de la Corriente de Lazo en las diferentes épocas del año. Es de hacer notar que en las figuras de Leipper (1970) se presenta la posibilidad de la existencia de una circulación ciclónica sobre la PY durante los meses de verano y otoño de 1966. También es de hacer notar que el núcleo de la Corriente de Yucatán (de Lazo, corriente abajo) nunca sube a la PY. La variabilidad de los esquemas de circulación pueden cambiar en los diferentes meses y en diferentes años (Nowlin, 1972; Bessonov *et al.*, 1968). Maul (1977), estudió la variabilidad de la Corriente de Lazo en el Golfo de México propuesta por Leipper (1970) y estableció que efectivamente existe un ciclo de penetración, crecimiento, separación de un giro anticiclónico y decaimiento de ésta. Estudió además el crecimiento de la Corriente de Lazo dentro del Golfo de México y llega a la conclusión de que se requiere un exceso de 4 Sv (Sverdrup; 1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) con respecto al flujo que sale por el Estrecho de Florida y que para mantener el nivel del mar en el Golfo de México, el exceso debe salir por una corriente intermedia en el Canal de Yucatán por debajo de los 500 m, esta corriente intermedia fue mostrada por Candela *et al.* (2002). Dado que su trabajo está orientado a correlacionar observaciones con imágenes de satélite, muestra también la presencia de pequeños vórtices generados cuando la Corriente de Yucatán pasa pegada a la costa y es bifurcada por la presencia de la Isla Cozumel, Q. Roo, generando así, vórtices de pequeña escala entre los dos núcleos de alta velocidad. Estos vórtices de pequeña escala pueden generarse también, en el lado de la frontera ciclónica y migrar hacia la costa. Molinari y Yager (1977) discutieron la variación de la velocidad de la corriente superficial en el Canal de Yucatán durante mayo de 1972. Para esto, usan serie de cruceros efectuados en el transecto comprendido entre Isla Mujeres, Yuc. y Cabo San Antonio, Cuba y, mediciones directas de la velocidad en la superficie con las cuales calculan el flujo geostrofico hasta los 800 m de profundidad. Estos autores reportan un flujo hacia afuera del Golfo de México por debajo de los 600 m en la región oeste del Canal de Yucatán. De las fluctuaciones en cuanto al volumen transportado por arriba de la superficie de  $\sigma_T = 27$ ; aclaran que no tienen ningún efecto en cuanto a la penetración de la Corriente de Lazo en el Golfo de México. Es de hacer notar que en el trabajo de Molinari y Yager (1977) lo más que se aproximan a la costa mexicana es a los 86° 30' W, esto es, por afuera de la PY y antes de hacer contacto con ella. De su análisis, sugieren que la vorticidad potencial puede

ser casi constante en la región del núcleo principal de la Corriente de Yucatán y que durante mayo de 1972 el núcleo de la Corriente pasó por los 86° 18' W.

Sturges y Evans (1983) en su estudio sobre variabilidad de la Corriente de Lazo dentro del Golfo de México, muestran que el incremento de velocidad de la corriente al oeste de Florida se presenta primero que el avance o penetración de la Corriente de Lazo dentro del Golfo de México y establecen que la Corriente de Lazo (Corriente de Yucatán corriente abajo) dista de presentar un pico espectral único en cuanto a su distancia de penetración y época, ya que se encuentran dos picos espectrales, uno a 8 meses y el otro a 30 meses. Reportan además, que la velocidad de la Corriente en la Plataforma frente a Tampa y San Petesburgo, Florida, no está asociada al viento. La separación de la Corriente de Yucatán es variable y por lo tanto la penetración de ésta en el Golfo. Durante los eventos de mayor penetración el eje de la Corriente (isoterma de 20 °C) se aproxima más a la PY y lo contrario ocurre durante los eventos de menor penetración. En general, la mayor penetración es durante el verano y otoño y la mínima en invierno. La variabilidad de la posición de la CY puede ejercer diferentes patrones de flujo de agua subtermoclina o de toda la columna (Molinari y Morrison, 1988).

La presencia de un giro ciclónico en el sur del Golfo de México (Bahía de Campeche) fue reportada por Rosales Navarro (2007), Salas de León *et al.* (2004) y Díaz Flores (2004) a partir de observaciones. Mediante modelación numérica por Monreal-Gómez y Salas de León (1990), donde el giro ciclónico fue forzado únicamente por la Corriente de Yucatán y se observa que alcanza a afectar la plataforma de Campeche.

### **Oceanografía de la Plataforma de Yucatán**

Varios autores (Rossov y Santana, 1966; Furnas y Smayda, 1987) han reportado intensas corrientes sobre la Plataforma de Yucatán y sólo algunos la existencia de una contracorriente. Los resultados de estos autores dan pauta para pensar que posterior a los procesos de desprendimiento de giros anticiclónicos por parte de la Corriente de Lazo, es cuando se desarrolla la contracorriente en dirección hacia el Caribe sobre la PY. Esta contracorriente se considera que no es un evento permanente. Su existencia ha sido descrita por Rossov y Santana (1966) y Rossov (1967). Este último autor explica que la causa del

surgimiento de la Contra Corriente de Yucatán (CCY) y de la Corriente del Banco de Campeche (CBC) es debida a que el aporte de aguas del Atlántico y del Caribe que llegan al Golfo de México, no son compensadas por una salida equivalente de éstas a través del Estrecho de Florida.

Bessonov *et al.* (1968) establecen que la dinámica de las aguas del Banco de Campeche está determinada, por un lado, por una de las ramas de la Corriente de Yucatán que penetra por el norte de Cabo Catoche y, por el otro, por una corriente que proviene de la Bahía de Campeche al oeste. El agua de la Bahía de Campeche penetra a la Plataforma de Campeche por el oeste. Agua superficial del Centro del Golfo de México y agua de la Plataforma de Campeche puede penetrar hacia el oeste de la Plataforma de Yucatán pasando entre Cayo Arenas y el Arrecife Alacrán. Cochrane (1969) analizó 5 cruceros realizados durante el mes de mayo en diferentes años y concluye que las características hidrográficas del SE de la PY corresponden a agua formada localmente debido a la intensa mezcla de fondo. Aunque menciona como poco probable la procedencia de agua desde el oeste hacia el SE de la PY, sus figuras y resultados de mediciones de velocidad del agua usando correntómetros parecen indicar lo contrario. Emilsson (1971) aclara que debido a las dificultades en lo que se refiere a los niveles de referencia del método geostrofico y la extrapolación hacia el fondo, el método no puede dar resultados conclusivos y comenta que en vista de la delicada relación entre el Mar Caimán y sus regiones adyacentes, el contraflujo sobre el lado de Yucatán puede ser un fenómeno temporal, relacionado a períodos cortos o cambios estacionales en el campo de viento ó en la relación termohalina entre el Golfo de México y el Mar Caimán. Bulanienkov y García-Díaz (1975) concluyen que en el talud oriental del Banco de Campeche, durante todo el año, se observa una contracorriente dirigida hacia el Mar Caribe. Esta contracorriente se sitúa por abajo de las aguas de la Corriente de Yucatán, como promedio a unos 100 m de profundidad y está dirigida a lo largo de las isobatas. Furnas y Smayda (1987) mencionan que la velocidad de dos paracaídas soltados al suroeste del arrecife Alacrán, a 10 m de profundidad, fue de 17.9 y 6.7 cm s<sup>-1</sup> hacia el oeste; en uno de estos trazadores la trayectoria fue hacia el NW, NE y finalmente hacia el suroeste. Estos autores establecen que la distribución horizontal y vertical de temperatura, nutrientes y clorofila *a* durante julio de 1987 señalan a las aguas de la subtermoclina en la corriente de Yucatán, como la fuente probable de agua fría pegada al

fondo sobre la mayoría de la PY. Sin embargo, no muestra el destino final de esta agua de fondo, ya que puede deslizarse hacia el fondo al salir de la PY o aflorar. También sugieren que la capa de fondo se puede mover lateralmente más rápido que la velocidad de los paracaídas y concluyen que los procesos intrusivos de este tipo frecuentemente no son caracterizados por rasgos superficiales. De las observaciones con geoelectrocinetógrafo Nowlin (1972) detecta en estaciones al norte de la Plataforma de Campeche, corrientes con velocidades de 5 a 30  $\text{cm s}^{-1}$  con dirección hacia el este. De algunas de sus mediciones con cuerpos de deriva, al norte de la PY (22° 30' N), se observan corrientes con componente hacia el este de 20  $\text{cm s}^{-1}$ .

Ruíz-Rentería (1979) presentó una interesante sección transversal de temperatura frente a Cabo Catoche, Yuc., en la cual describe un domo de agua fría pegado al fondo; este autor utilizó un modelo matemático y justificó la dirección de flujo hacia el este; esto es saliendo de la PY.

Durante un crucero oceanográfico en el cual se obtuvieron tres series de tiempo: Series 1, Series 2 y Series 3, Aldeco y Aguilar-Sánchez (1989) observaron para Series 1 que la velocidad media a 15 m de profundidad fue de 5  $\text{cm s}^{-1}$  hacia el oeste. La componente N-S fue prácticamente nula. Durante Series 2 la velocidad media fue de 4  $\text{cm s}^{-1}$  hacia el oeste y 2  $\text{cm s}^{-1}$  hacia el norte; esto es, la corriente fue hacia el WNW. En Series 3, debido a falla del equipo, únicamente se obtuvo el promedio de 3 días dando como resultado una velocidad hacia el este de 1.78  $\text{cm s}^{-1}$  y hacia el norte de 13.64  $\text{cm s}^{-1}$ , con una resultante hacia el NNE. Cabello y Ruíz (1989) analizaron la circulación del Canal de Yucatán durante la primavera de 1997, antes y después de la profundidad umbral, y muestran la existencia de una corriente, por abajo de los 100 m, con dirección al sur, esto es, saliendo del Golfo de México, la cual llaman Contracorriente de Yucatán (CCY) y afirman que es una extensión de la corriente del Banco de Campeche. Hasta el momento no se sabe si la intrusión de agua subsuperficial penetra continuamente sobre la PY ó varía en intensidad, pero dada la amplia distribución de esta capa de agua densa a través de la PY, es probable la existencia de algún nivel de flujo (Furnas y Smayda, 1987; Aldeco y Sánchez-Juárez, 1990). Mediante un modelo numérico Hsueh y O'Brien (1971) hicieron la descripción del proceso de surgencias causado por la circulación de una corriente rápida con plataforma continental a la izquierda del flujo (p. ej. la costa occidental de la Península

de Florida con la Corriente de Lazo ó el talúd occidental de la PY con la corriente de Intrusión); explican que en un océano homogéneo el afloramiento es una consecuencia del ajuste necesario debido a la reducción de la aceleración de Coriolis provocada por la fricción del fondo.

### **Características térmicas de la Plataforma de Yucatán**

Debido a que los procesos físicos que controlan la temperatura del agua sobre la plataforma muestran fuertes variaciones estacionales (Aldeco *et al.*, 2004) y en reconocimiento a su importancia en el entendimiento de las variaciones climáticas, los estudios térmicos reciben recientemente mucha atención; sin embargo, tales estudios han sido en su mayoría confinados a áreas oceánicas abiertas, mar adentro de las plataformas continentales (Etter *et al.*, 1985).

Las diferencias de temperatura en la frontera aire-mar son principalmente causadas por la radiación de onda larga y los flujos de calor latente (evaporación) y sensible (Simpson y Paulson, 1980). La primera y la evaporación son las causas del enfriamiento de la superficie (dependiendo de la temperatura del aire y de la humedad absoluta). El último, el flujo de calor sensible, calentará o enfriará la superficie del mar dependiendo de si el aire adyacente está más caliente o más frío que el mar. Las variaciones diurnas de temperatura en la capa superficial son debidas al calentamiento por la radiación solar absorbida. Normalmente el intervalo de variación es pequeño debido a que la mezcla es dominante sobre la difusión térmica molecular (Deschamps y Frouin, 1984). De acuerdo con Bunker (1980) el flujo de calor latente se incrementa directamente con la TSM, esto es porque se incrementa el contenido de humedad de la capa molecular del aire arriba de la superficie del mar; cuando se encuentra agua fría (por ejemplo en una área de surgencia) la razón de mezcla en la capa molecular de aire se reduce resultando una disminución en el flujo del calor latente.

Se han realizado extensos estudios sobre el balance de calor oceánico del Golfo de México y el Mar Caribe (Colón, 1963; Hastenrath, 1968; Nowlin y Parker, 1974; Etter, 1976 y 1983, Etter *et al.*, 1987, Hernández-Téllez y Aldeco, 1990a y 1990b). Etter *et al.* (1987) discutió los promedios mensuales del flujo neto de calor (sensible más latente)

previamente obtenidos por Bunker, Budyko, Hastenrath y por Lamb y Colón (en Etter *et al.*, 1987) y observa que el máximo valor de flujo neto de calor se encontró durante el fin de otoño, siendo más alto en el Golfo que en el Caribe.

Nowlin y Parker (1974) trataron los efectos de un norte (aire continental frío y seco) sobre la plataforma continental del noroeste del Golfo de México y señalan las modificaciones de la masa de agua subsuperficial y la gran pérdida de calor oceánico. Adem *et al.* (1991) utilizaron un modelo termodinámico en la capa de mezcla (con grosor de 60 m), con y sin advección de calor por corrientes y, simulan la TSM sobre una base mensual. Muestran explícitamente el transporte de calor por corrientes para la temperatura de la capa mezclada (TSM) en el Golfo de México. Las escalas espacial y temporal en el modelo de estos autores son más grandes que la usadas en esta tesis.

Bunker (1976) en su estudio de flujo de energía sobre el Océano Atlántico postuló que el agua que fluye alrededor de la península de Yucatán encuentra aire moderadamente húmedo y caliente, por lo cual gana más calor en verano que lo que pierde en invierno; y también que los nortes débiles no extraen grandes cantidades de calor. Eventualmente define un “índice de surgencias” que representa la diferencia entre la TSM del agua costera y aquella del agua adyacente costa afuera; sus cálculos los realizó para el área de surgencia localizada en 23° N y 88° W, al norte de Cabo Catoche.

Hernández-Téllez y Aldeco (1990a) calcularon los flujos de calor latente y sensible en un punto al norte de Puerto Progreso, Yuc. (22° 11' N y 89° 41' W) y describen las variaciones de dos series de tiempo de diferentes estaciones. En su primer período (marzo de 1988) la llegada de dos nortes moderados (separados tres días) fueron seguidos por un enfriamiento superficial. Esta pérdida de calor también fue observada en el almacenamiento de calor de la columna de agua (Aldeco *et al.*, 2004). Durante el segundo período (mayo-junio de 1988), entre las 12 y las 15 h, el flujo de humedad y de aire caliente indujo un calentamiento superficial y almacenamiento de calor en la columna de agua. Hernández-Téllez y Aldeco (1990b) calcularon el balance de calor debido a la mezcla con las aguas de surgencia del área al norte de Cabo Catoche, esto es, se parametrizó e incluyó el término advectivo de la ecuación de balance de calor.

El calor involucrado en los anillos anticiclónicos no es determinante de la temperatura de la Bahía de Campeche (Adem *et al.*, 1993). Lo que sí es importante es el



área de surgencias en la cabeza del Cañón de Campeche. Desde otro punto de vista, si la bahía está fría el aire marítimo tropical procedente del este se condensa y no llueve en la costa, consecuentemente habrá sequía en la vertiente este de México. Entonces, si se encuentra un flujo consistente de agua fría sobre el fondo de la PY, éste puede corresponder a un año con lluvias, de otra forma el agua fría estará absorbiendo el calor del aire húmedo en forma de calor latente.

### **Ondas internas**

Estudios precursores en relación a ondas internas y corrientes asociadas han sido intensamente realizados en la región adyacente a la costa de California, E.U.A. (Arthur, 1954 y 1960; Leipper, 1955; Reid, 1956; Carsola *et al.*, 1965, Cairns, 1968; Cairns y Nelson, 1970; Winant, 1974 y Winant y Olson, 1976). Sin embargo, los estudios concernientes a la descripción y reporte de ondas internas para el Golfo de México son escasos y para la Plataforma de Yucatán prácticamente nulos.

El delgado estrato superior en la región de la costa de California hace visible el efecto de las ondas internas en la superficie (LaFond y Lafond, 1969); en el Golfo de México, con una termoclina más profunda este efecto se observa rara vez. Otra condición que se ha asociado a la presencia de ondas internas es la fertilización de la columna de agua en zonas costeras en mares oligotróficos, esto debido a la turbulencia creada por las oscilaciones verticales de la interfase térmica (Sander, 1973).

La variabilidad de la estructura térmica de una región permite conocer, además de la presencia de ondas internas, la variación del contenido de calor y los flujos de éste, ya sean advectivos o hacia la atmósfera (Aldeco y Hernández-Téllez, 1989; Hernández Téllez y Aldeco, 1990a, 1990b). Si esta variabilidad se presenta en un solo punto, además de lo anterior se pueden conocer las frecuencias a las cuales está oscilando la columna o parte de ésta si es que la interfase térmica o termoclina está separando procesos de la capa superior e inferior.

Dado el fuerte gradiente térmico que se observa en la columna de agua sobre la PY, de finales de primavera a inicios del otoño, los procesos oscilatorios que se presentan en la interfase son una respuesta a forzamientos lejanos. La zona costera presenta en esta misma

temporada florecimientos de fitoplancton, algunos probablemente debidos a surgencias forzadas por el viento y, en otras ocasiones a mezcla inducida por ondas internas (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2006).

Ondas internas solitarias a frecuencias diferentes de las de las componentes de marea que les dieron origen son difíciles de interpretar y entender (Vlasenko *et al.*, 2008). Es común escuchar sobre la transferencia de energía de altas a bajas frecuencias, por ejemplo la generación de swell por el sea. Sin embargo, se ha demostrado que el talud continental funciona como radiador de alta frecuencia ante la acometida de ondas de marea, ondas del este u oscilaciones del Atlántico tropical de baja frecuencia.

El periodo de rotación inercial ( $T_i$ ) en la latitud de la estación Canopus es 31.70 h ( $T = 2\pi / f$ , donde  $f$  es la frecuencia inercial a  $\phi = 22.11^\circ$  N), por lo que las oscilaciones con periodos menores ( $T < T_i$ ) corresponden a la frecuencia subinercial y reciben el nombre de gravitacionales giroscópicas, sean de superficie o internas (Pond y Pickard, 1983). Las ondas con periodos mucho menores a  $T_i$  recibirán poca influencia de la rotación de la Tierra.

### **Procesos baroclínicos**

En un fluido barotrópico las superficies isobáricas e isostéricas son paralelas; en este caso la densidad es constante a lo largo de una superficie de presión constante. Además, a partir de la ley de gas ideal esto implica que para la atmósfera barotrópica, la temperatura es constante sobre una superficie de presión constante (Holton, 2004).

En un océano barotrópico el flujo es el mismo en todos los niveles y no hay esfuerzo cortante vertical.

Si un fluido no es barotrópico es baroclínico. En los fluidos baroclínicos las superficies de presión y de densidad se interceptan, y como tal se presenta un gradiente de temperatura y/o de salinidad sobre una superficie de presión constante. La variación de la salinidad en mar abierto influye poco con respecto al efecto de la salinidad (Newman y Pierson, 1966). En el caso baroclínico la circulación será diferente a niveles diferentes.

Un fluido barotrópico puede tornarse baroclínico por la advección de masa y/o flujo de energía, excepto si la densidad es constante (o igual).

Un fluido baroclínico es inestable y tenderá a generar circulación (vorticidad), de tal modo que las superficies isostéricas e isobáricas queden paralelas; acomodo de mínima energía. De acuerdo con la estructura o acomodo de la masa y/o energía en la masa de agua la circulación que se establece es convergente (rotacional negativo) o divergente (rotacional positivo).

La circulación sobre la plataforma y talud del estado de Yucatán responde a la mesoescala, por lo que se presume y asume un número de Rossby del orden de uno [ $Ro = O(1)$ ].

Cuando una onda de marea oceánica, que es primordialmente generada por una fuerza de cuerpo, ingresa a una plataforma continental, se divide en una onda superficial menos energética y en otros modos internos (con longitudes de onda y velocidades de propagación diferentes). Este proceso de cascada, de marea barotrópica a componentes baroclínicos conduce a la transformación de la energía de marea hacia energía turbulenta y calor, un proceso importante para la dinámica del océano subsuperficial.

En este trabajo se describen las estructuras térmicas sobre planos horizontales como manifestaciones de procesos baroclínicos. La correlación de estos procesos con frecuencias conocidas distan de ser explicados. La frecuencia de muestreos en la generación de las series de tiempo fue de 3 h ( $\Delta t = 3$  h), por lo que se esperaron procesos en las frecuencias sub y supra mareales, gravitacionales giroscópicas (baroclínicas) en el orden de la frecuencia inercial, probablemente bajas frecuencias generadas por una vibración *per sé* de la Corriente de Yucatán y las generadas por el roce con el talud y la plataforma. Los procesos meteorológicos que se observan en la zona son reflejados en la capa superficial. Es de hacer notar que la energía de las frecuencias mareales ensombrece procesos no generados por las fuerzas de cuerpo de las mareas.

## CAPITULO 7

### METODOLOGÍA

Se efectuaron dos tipos de toma de datos, uno con el buque fondeado para generar series de tiempo de las principales variable a diferentes profundidades, y otro mediante cruceros oceanográficos en los cuales se realizaron calas hidrográficas en estaciones preestablecidas.

La información que se analizó en esta tesis fue obtenida durante ocho campañas oceanográficas realizadas sobre la Plataforma de Yucatán. Cinco de ellas generaron series de tiempo en diferentes épocas del año, que son observaciones eulerianas, las cuales denominaremos: S1, S2, S3, SERIE-PLAYUC y COYU93 (Tabla 7.1). Parte de los resultados obtenidos fueron publicados en Aldeco y Aguilar-Sánchez (1989). Las otras tres campañas oceanográficas abarcaron el área de estudio, en estaciones específicas, siendo observaciones lagrangianas (sinópticas) que se nombraron como: PLAYUC, YUCPLA y PYZO194 (Tabla 7.2). Dos campañas, PLAYUC y YUCPLA, fueron realizados abordo del B/O “Justo Sierra” de la UNAM, el resto de las campañas se efectuaron en buques de la Secretaría de Marina – Armada de México. Las fig. 5.1 muestra la zona de estudio, los puntos representan las estaciones efectuadas durante las campañas oceanográficas y el lugar marcado como estación Canopus es el punto en donde se obtuvieron las series de tiempo.

#### **Campañas oceanográficas**

Las estaciones efectuadas durante las campañas oceanográficas PLAYUC, YUCPLA, COYU y PYZO194 (Tabla 7.2) se muestran en la figura 5.1. Dos campañas, PLAYUC y YUCPLA, fueron realizados abordo del B/O “Justo Sierra” de la UNAM, el resto de las campañas se efectuaron en buques de la Secretaría de Marina – Armada de México. Durante estos cruceros se obtuvieron datos de diversos parámetros meteorológicos y oceanográficos con la metodología que adelante se expone.

Con la diferencia entre la temperatura superficial del mar ( $TSM$ ) y la temperatura de la atmósfera ( $T_a$ ) se calculó el intercambio de energía entre el mar y la atmósfera. Con los

datos oceanográficos y meteorológicos obtenidos se elaboraron planos horizontales.

### Obtención de series de tiempo

Las tres series de tiempo de temperatura de la columna de agua (S1, S2 y S3), fueron obtenidas a partir de anclar el B/O “Altair” de la Secretaría de Marina – Armada de México (Tabla 7.1, Fig. 5.1), en el punto denominado Estación Canopus, que se ubica en 22° 11’ N y 89° 41’ W, del 11 al 21 de marzo (11 días, S1) y del 19 de mayo al 5 de junio (18 días, S2); posteriormente el Buque de Investigación Pesquera (BIP) “Onjuko” fue colocado en la misma posición del 24 de septiembre al 5 de octubre (13 días, S3). Los tres muestreos fueron realizados en el año de 1988. Posteriormente se ancló el B/O H-02 “Aldebarán”, de la Secretaría de Marina – Armada de México, en las coordenadas mencionadas, del 21 al 29 (9 días) de marzo de 1993, obteniéndose la serie de tiempo serie-PLAYUC. La serie de tiempo COYU93 se obtuvo a bordo del BIP Onjuko del 25 de noviembre al 7 de diciembre de 1993.

Tabla 7.1. Nombres y fechas de las series de tiempo obtenidas en la Estación Canopus.

Nombre de la Serie	inicio	fin	año	latitud (norte)	longitud (oeste)	profundidad total (m)
S1	11 marzo	21 marzo	1988	22° 11’	89° 42’	48
S2	19 mayo	5 junio	1988	22° 11’	89° 42’	48
S3	24 septiembre	5 octubre	1988	22° 11’	89° 42’	48
Serie-PLAYUC	21 marzo	29 marzo	1993	22° 11’	89° 42’	48
Coyu93	25 noviembre	7 diciembre	1993	22° 11’	89° 42’	48

Tabla 7.2. Nombres y fechas de las campañas oceanográficas realizadas a la Plataforma de Yucatán.

Nombre de la Campaña	inicio	fin	Año
PLAYUC	6 enero	17 enero	1990
YUCPLA	25 mayo	4 junio	1990
PYZO194	21 abril	27 abril	1994

### **Toma de datos y procesamiento de las series de tiempo**

Para la generación de las series de tiempo de temperatura de la columna de agua S1, S2, S3 y SERIE-PLAYUC, con los barcos fondeados por proa, se procedió a realizar calas oceanográficas cada tres horas, muestreando los niveles de superficie, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad, con ternas de termómetros reversibles ( $\pm 0.03$  °C). La temperatura ( $\pm 0.01$  °C) y conductividad de la serie de tiempo COYU93 se midió con un mini-CTD marca Interocean, y se obtuvieron muestras de agua para la determinación de oxígeno disuelto. Las conductividades obtenidas a partir de los datos del mini-CTD fueron convertidas a salinidades mediante los polinomios propuesto por la UNESCO (Fofonoff y Millard, 1983). El oxígeno disuelto se estimó de muestras de agua obtenidas con un “rossete”, se midió utilizando la técnica descrita por Strickland y Parsons (1972). En todos los casos se tomaron muestras de salinidad para posteriormente analizarlas en un Autosal ( $\pm 0.003$ ) y corregir desviaciones. La solubilidad del oxígeno se calculó siguiendo García y Gordon (1992) y el por ciento de saturación de oxígeno en una muestra de agua se calculó como el cociente entre el oxígeno disuelto observado y el soluble, multiplicado por 100.

Por la popa del barco se suspendió un correntómetro marca Interocean, modelo 135, a la profundidad de 35 m. Durante las mediciones de velocidad de la corriente correspondientes a la serie S2. Por un lapso de 72 h, se muestreó a 35 m de profundidad. Las series S1 y S2 tuvieron interrupciones causadas en el primer caso, por el paso de frentes fríos atmosféricos (“nortes”) y en el segundo por ondas atmosféricas procedentes del este. Las mediciones de series de tiempo se realizaron en la estación Canopus (Fig. 5.1).

La temperatura del aire se tomó con un psicrómetro de mano, en el lado de

barlovento del buque, a una altura de 10 m por arriba de la superficie del mar. La temperatura de la superficie del mar (TSM) se tomó con un termómetro de cubeta. También se obtuvo la temperatura del agua dos metros por debajo de la línea de flotación, en la proa del buque, en la toma de agua del termosalinómetro. Los valores de humedad relativa fueron determinados por medio de la temperatura de bulbo seco y la depresión del bulbo húmedo. La velocidad del viento fue obtenida del anemómetro del buque localizado 10 m por arriba del nivel del agua. La presión atmosférica se obtuvo con el barómetro del puente del buque.

## **Procesamiento de datos**

### ***Análisis termodinámico***

Con los perfiles de temperatura del agua se calculó la profundidad de la capa de mezcla (PCM), para esto se usó el criterio de 1 °C; esto es, el límite de la capa de mezcla es en donde la temperatura inferior de la capa es igual a la temperatura superficial del mar menos 1°C (Robinson *et al.*, 1979; Wagner, 1996).

Para el cálculo de velocidades de calentamiento de la columna de agua, a partir de los datos de temperatura por nivel, se calculó la recta de mejor ajuste y con ésta se obtuvo la temperatura inicial ( $T_i$ ) y final ( $T_f$ ) por nivel de cada periodo de muestreo.

El contenido de calor se calculó primero usando únicamente la profundidad de la capa de mezcla, profundidad  $D$  en la figura 7.1 y, después utilizando además la profundidad de la termoclina estacional,  $D_0$ , y la termoclina permanente. La figura 7.1 muestra el perfil idealizado de temperatura, usado en el cálculo del contenido de calor. Con esto, se da más adelante un análisis preliminar de los cambios en la interfase aire - mar.

Con los resultados meteorológicos y de TSM de los muestreos se calcularon los flujos superficiales de calor, latente y sensible, con el método aerodinámico (Bunker, 1976; Gill, 1982, Lavin y Organista, 1988; Blanc, 1985 y 1987 y Hsu, 1988). Se utilizaron los datos de temperatura superficial del mar, del aire (bulbo seco y húmedo), la presión barométrica y la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar. Las fórmulas que se usaron para calcular el flujo de calor latente y calor sensible se muestran en la tabla 7.3.

En la tabla 7.3  $U_{10}$  (en  $\text{m s}^{-1}$ ) es la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar,  $C_e$  es el coeficiente aerodinámico de intercambio o número de Dalton, el cual es función de  $U_{10}$  y  $\Delta T$  ( $= T_s - T_a$ ; Bunker, 1976).  $P$  (en mb) es la presión barométrica,  $T_a$ ,  $T_a'$  y  $T_s$ , (en  $^{\circ}\text{C}$ ), son la temperatura del bulbo seco, bulbo húmedo y de la superficie del mar (TSM), respectivamente.

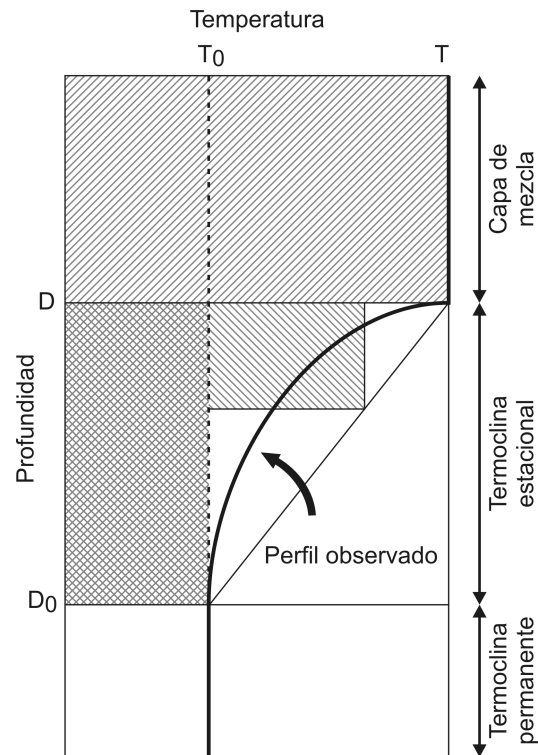


Fig. 7.1 Perfil idealizado de temperatura usado en el cálculo de contenido de calor (de Meelh, 1984).



Tabla 7.3. Fórmulas usadas para calcular el flujo de calor latente y calor sensible (Bunker, 1976; Gill, 1982, Lavin y Organista, 1988; Blanc, 1985 y 1987 y Hsu, 1988).

Propiedad física	Ecuación	Unidades
Calor latente	$Q_e = \rho_a C_e L_v (q_s - q_a) U_{10}$	$\text{Wm}^{-2}$
Vapor de agua o rapidez de evaporación	$E = \frac{Q_e}{L_v} = \rho_a C_e (q_s - q_a) U_{10}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Densidad del aire	$\rho_a = \frac{P (340.458 \times 10^{-3})}{T_a + 266.909}$	$\text{kg m}^{-3}$
Calor latente de evaporación	$L_v = 4.1868(597.31 - 0.5652T_a) \times 10^3$	$\text{J kg}^{-1}$
Humedad específica del aire	$q_a = \frac{0.622e}{(p - 0.378e)}$	$\text{g kg}^{-1}$
Humedad específica de saturación a nivel del mar	$q_s = \frac{0.622esw}{(p - 0.378esw)}$	$\text{g kg}^{-1}$
Presión de vapor a saturación	$es = 6.1078 \times 10 \left[ \frac{7.5T_a}{(273.3 + T_a)} \right]$	mb
Presión de vapor	$e = es - 0.00066(1 + 0.00115T_a)P(T_a - T_a')$	mb
Presión de vapor a saturación a nivel del mar	$esw = 610.78 \times 10 \left[ \frac{7.5T_s}{(273.3 + T_s)} \right]$	mb
Calor específico del aire húmedo a presión constante	$C_p = 1.004(1 + 0.90q_a) \times 10^3$	$\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$

El calor sensible (en  $\text{W m}^{-2}$ ), depende de la velocidad del viento y de la diferencia de temperaturas entre el mar y el aire y esta dado como (Friehe y Schmitt, 1976):

$$\begin{aligned}
 Q_T &= \rho_a C_p (0.0026 + 0.86 \times 10^{-3} U_{10} \Delta T) & U_{10} \Delta T < 0 \\
 Q_T &= \rho_a C_p [0.0020 + 0.97 \times 10^{-3} (S_2) - (S_3) U_{10} \Delta T] & U_{10} \Delta T < 25 \\
 Q_T &= \rho_a C_p (1.46 \times 10^{-3} U_{10} \Delta T) & U_{10} \Delta T > 25
 \end{aligned}$$

Finalmente el flujo turbulento neto de calor desde la superficie del mar, está dado

por:

$$Q_a = Q_e + Q_T \quad \text{en } W m^{-2}$$

donde:

- $Q_e$  y  $Q_T$  están dados en  $Wm^{-2}$
- $\rho_a$  es la densidad del aire, en  $kg m^{-3}$
- $C_p$  es el calor específico a presión constante, en  $J kg^{-1} ^\circ K^{-1}$
- $U_{10}$  es la velocidad del viento en  $m s^{-1}$
- $q_s$  y  $q_a$  son las humedades específicas de saturación al nivel del mar y a 10 m por arriba de la superficie del mar, en  $kg kg^{-1}$
- $L_v$  es el calor latente de vaporización, en  $J kg^{-1}$
- $C_e$  es el coeficiente aerodinámico de transferencia de calor latente y es función de  $U_{10}$  y  $\Delta T$
- $\Delta T = T_a - TSM$ ; es la diferencia de temperaturas entre la temperatura del aire ( $T_a$ ) y la temperatura en la superficie del mar ( $TSM$ ), en  $^\circ C$

Los valores de  $\rho_a$ ,  $C_p$ ,  $q_s$  y  $q_a$  fueron calculados de acuerdo a Blanc (1985).

### ***Metodología para calcular el almacenamiento de calor***

A partir de los datos de las series de tiempo se calculó el almacenamiento de calor. En el Sistema Internacional de unidades de medida (SI, mks o cgs) daría unidades para el almacenamiento de calor en Joules  $m^{-2}$ , o Ergios  $cm^{-2}$ ; sin embargo, en oceanografía se utiliza  $kcal cm^{-2}$ , que es una unidad de tamaño intermedio entre los dos sistemas (mks y cgs).

La razón de almacenamiento de calor en una capa del océano está definida como (Etter, 1983; Etter *et al.* 1987):

$$Q_T = Q(h,t) = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^0 \rho C_p T(z) dz \quad (1)$$

Donde  $Q(h,t)$  representa la variación temporal del contenido de calor ( $H$ ) en una capa de agua de profundidad  $h$  y área superficial unitaria;  $T(z)$  es la temperatura a una profundidad  $z$ ,  $\rho$  ( $= 1025 \text{ kg m}^{-3}$ ) y  $C_p$  ( $= 4187 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ ) son la densidad y el calor específico del agua de mar, respectivamente.

La tasa de almacenamiento de calor en la columna de agua, desde el inicio hasta el final del muestreo, está dado como (Meehl, 1984):

$$\frac{dH}{dt} = \frac{H_f - H_i}{\Delta t} \quad (2)$$

Donde  $H_i$  y  $H_f$  son el contenido de calor al inicio y al final del periodo de muestreo respectivamente.  $\Delta t$  es la duración del periodo de muestreo.

El contenido de calor  $H$  está dado como (Meehl, 1984):

$$H = [TD + T_0(D_0 - D) + C(T - T_0)(D_0 - D)]\rho C_p \quad (3)$$

Donde  $T$ ,  $D$ ,  $T_0$  y  $D_0$  están definidos en la Figura 7.1. El primer término en la ecuación anterior, representa la capa de mezcla, el segundo la subcapa y el tercero la termoclina. Para el caso de  $T_0$  se utilizó la mínima TSM climática menos  $1.1 \text{ }^\circ\text{C}$  (Robinson *et al.*, 1979), esto es  $21.5 \text{ }^\circ\text{C}$  (NOAA, 1982-1988).  $D_0$  tuvo un valor de 45 m.  $C_p$  es un factor de área que depende de la pendiente de la termoclina y que se consideró arbitrariamente igual a 0.5, el error introducido por cada décimo alrededor este valor último es 1% de  $H$ .

Para el cálculo de almacenamiento de calor, los valores de temperatura final e inicial, para cada nivel, fueron obtenidos a partir de las líneas de ajuste de mínimos cuadrados para cada periodo de muestreo. Los resultados obtenidos de almacenamiento de calor a partir de la ecuación 3 fueron comparados con flujos de calor latente y sensible obtenidos para S1 y S2 por Hernández-Téllez y Aldeco (1990a) y otros estudios.

Con el propósito de comparación entre los métodos, el almacenamiento de calor se calculó considerando sólo el primer término de la ecuación (3), esto es, sólo la TSM inicial y final y la PCM inicial y final de cada periodo de muestreo (Meehl, 1984):

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \left[ \frac{(T_f - T_i)}{D_f - D_i} \right] \rho C_p \quad (4)$$

Finalmente, con datos de 35 años de la NOAA (NOAA, 1982-1988) y climatología de 29 años de NOAA (1982) del cuadrante A2 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ; Figura 5.1), se obtuvieron las TSM climática por mes, las TSM observadas por mes para 1988 (NOAA, 1989) y se calcularon las velocidades de calentamiento superficial por mes. Estos valores fueron comparados con los observados y con aquellos obtenidos de los periodos de muestreo S1, S2 y S3.

### **Análisis de series de tiempo**

Sólo se procesaron las series S1, S2 y S3 por tener los datos suficientes para permitir análisis espectrales. Para el análisis de frecuencias de las oscilaciones observadas en la estructura térmica, se obtuvieron los espectros de potencia de cada serie en cada nivel. A cada una de las serie se le eliminó el promedio y la tendencia y, se generaron archivos de anomalías contra tiempo por nivel de la columna de agua. Esto se realizó aplicando los Métodos de Máxima Entropía, MEM (Press *et al.*, 1992) y la Transformada Rápida de Fourier, FFT (Brigham, 1974). Peña *et al.* (1980) discuten la validez del método auto regresivo y su relación con el de FFT y Gangopadhyay *et al.* (1989) tratan el problema del poder resolutivo de MEM aplicado a series de tiempo con interrupciones. En el caso de MEM se utilizaron 40 polos y el espectro de potencia  $P(f)$  se calculó haciendo el barrido con 0.005 unidades de frecuencia ( $\Delta f$ ). Una vez obtenidos los espectros de las series S1, S2 y S3 los periodos fueron resumidos en tablas en donde se muestran sólo los eventos de energía mayor a 0.1 unidades.

Por otro lado, el correntómetro estuvo programado para registrar información durante un minuto cada 10 minutos. La información del correntómetro fue integrada en intervalos de 3 h. Los resultados obtenidos con el correntómetro se presentan como

vectores progresivos u odógrafos y los números que se presentan sobre las gráficas corresponden a las horas transcurridas. Nótese que las escalas de los ejes son idénticas (Figs. 8.15, 8.19 y 8.24).

## **CAPITULO 8**

### **RESULTADOS**

Se presentan primero los resultados de las campañas oceanográficas ya que éstas dan un panorama general de las condiciones prevalecientes en la zona de estudio y posteriormente los resultados del análisis de las series de tiempo.

#### **Campañas oceanográficas**

##### **PLAYUC (6 a 17 de enero de 1990)**

Durante la campaña oceanográfica se tomaron datos de temperatura, conductividad y presión en las estaciones preestablecidas. Durante la travesía de una estación a otra se tomaron datos de temperatura y conductividad cada 30 minutos con el termosalinómetro del buque. La toma de agua de este instrumento se encuentra en la proa del buque a una profundidad de 2 m. Las Figs. 8.1a y 8.1b muestran la temperatura y la salinidad superficial del área de estudio usando datos obtenidos cada 30 minutos a partir del termosalinómetro del buque. Se puede observar agua cálida al noreste de la zona de estudio, con temperaturas menores a 25.60 °C. En la parte suroeste la temperatura es mayor a 22.75 °C. La salinidad al noroeste es de alrededor de 36.00 y se incrementa hacia el oeste para presentar un máximo de 36.80.

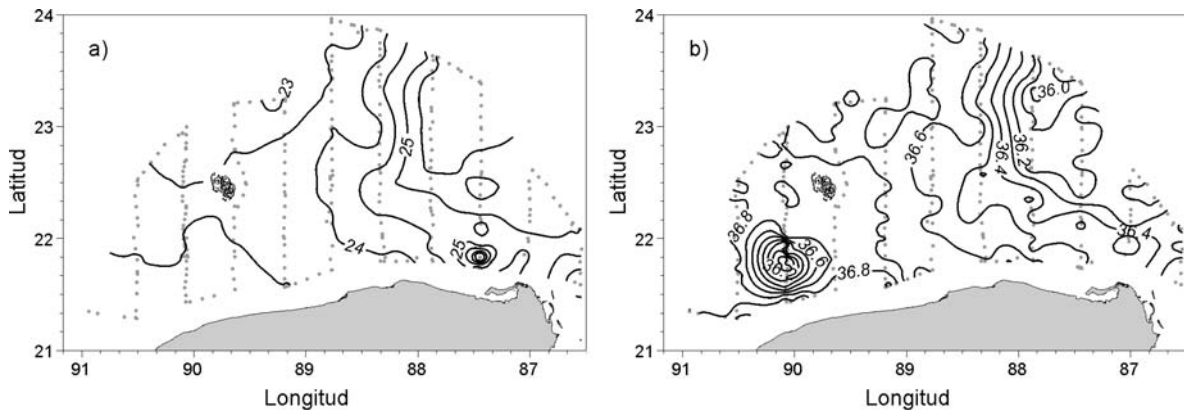


Fig. 8.1 Distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) superficial (a) y salinidad (b), tomada con el termosalinómetro cada 30 minutos durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).

La Fig. 8.2 muestra las temperaturas obtenida con el CTD. En la superficie (Fig. 8.2a) se aprecia un gradiente en la zona de estudio dirigido desde el suroeste al noreste. Al sureste de la zona de estudio la temperatura es de alrededor de  $23.50^{\circ}\text{C}$ . Esta región es donde se presenta el afloramiento o surgencia inducida por el fuerte cambio en la profundidad que hay entre la PY y el Canal de Yucatán y la circulación de la CY. La temperatura disminuye de este a oeste hasta llegar a menos de  $22.50^{\circ}\text{C}$  en el extremo oeste de la zona de estudio; esto es, una diferencia de  $3.1^{\circ}\text{C}$  en aproximadamente 330 km. La estructura baroclínica de esta figura señala una circulación anticiclónica en la zona oriente de la zona de estudio.

La temperatura a 30 m de profundidad (Fig. 8.2b) muestra valores de  $20.50^{\circ}\text{C}$  en el sureste, mientras que en la zona en donde se tenían temperaturas mayores a  $24.75^{\circ}\text{C}$  se observa  $23.50^{\circ}\text{C}$ . La diferencia de temperatura en la vertical fue de aproximadamente  $1.0^{\circ}\text{C}$  en 30 m. En la parte oeste la temperatura fue de  $22.50^{\circ}\text{C}$ , igual a lo observado en la superficie. Lo anterior es el resultado del desplazamiento hacia el oeste, en dirección diagonal descendente, de la cuña subsuperficial de agua fría de la surgencia que se presentó durante la campaña oceanográfica. Se puede observar que la oscilación anticiclónica aún persiste.

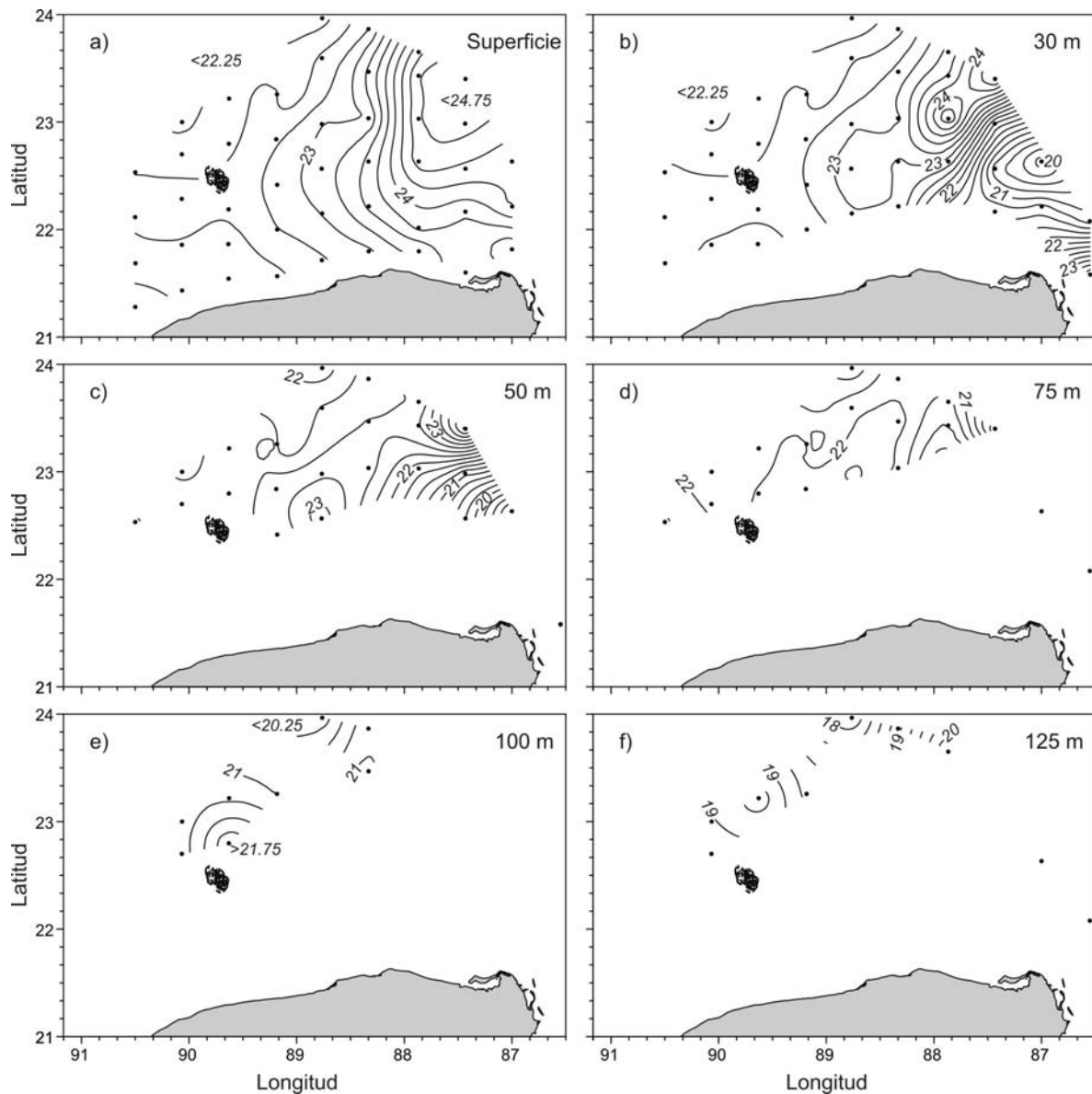


Fig. 8.2 Distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en superficie (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (c), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad, durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).

A 50 y 75 m de profundidad (Fig. 8.2c y 8.2d) la temperatura fue similar al caso anterior, en el este se tienen menos de  $20^{\circ}\text{C}$ , en el noreste  $22^{\circ}\text{C}$  y en el oeste  $22.5^{\circ}\text{C}$ ; la diferencia de temperatura es de  $2.5^{\circ}\text{C}$ , mostrando una intensa baroclinicidad; restos del ciclón-anticiclón persisten a 50 m. A 100 m de profundidad (Fig. 8.2e) la temperatura en el oeste fue mayor a  $21.75^{\circ}\text{C}$ . A 125 m de profundidad se observan estructuras térmicas igual



que a 100 m de profundidad (Fig. 8.2f), lo que indica cierta dinámica vertical a estas profundidades.

La distribución de la salinidad superficial obtenida a partir de los datos registrados en las estaciones con el CTD (Fig. 8.3a), muestran una diferencia de salinidad de 1.4 unidades entre la zona este y la oeste. En el este el agua está menos salada (35.0), mientras que en el oeste se registraron salinidades de 36.4. A 30 m de profundidad la salinidad (Fig. 8.3b) mostró valores menores a 35.8 en la parte central de la circulación anticiclónica. La zona de afloramiento al sureste de la zona de estudio muestra salinidades bajas.

A 50 m de profundidad (Fig. 8.3c) se observan dos núcleos de baja salinidad, uno al noreste y otro al norte. Las salinidades van de 35.3 a 36.1. A 75 m de profundidad (Fig. 8.3d), la salinidad disminuye del este al norte de 36.3 a 36.1 y aumenta del norte al oeste de 36.1 a 36.2, mientras que a 100 m de profundidad (Fig. 8.3e) se observa una salinidad muy homogénea. A 125 m (Fig. 8.3f) no se distingue un patrón definido de salinidad y tiene valores alrededor de 36.2.

La distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $\Delta T = TSM - T_a$ ) (Fig. 8.4a), muestra una región de valores negativos en el sureste, indicando que la temperatura atmosférica fue hasta 3 °C mayor que la del mar, mientras que al norte se observan valores positivos mayores a 4 °C. Durante la campaña oceanográfica el área de estudio fue dividida por una línea de  $\Delta T = 0$ ; esto es, en una línea en la cual la temperatura superficial del mar fue igual a la de la atmósfera.

La distribución horizontal de los flujos de calor latente ( $Q_e$ ) y de calor sensible ( $Q_l$ ) se muestran en las figuras 8.4b y 8.4c. La Tabla 8.1 muestra el número de estaciones en las que se obtuvo flujo de calor latente y sensible con valores positivos y negativos. También se hace el balance para obtener el flujo neto ( $Q_e - Q_l$ ). Si  $Q_e$  es positivo el flujo es del mar hacia la atmósfera, enfriando la superficie del mar debido a la pérdida de calor. Un valor negativo de  $Q_e$  significa transferencia de calor por condensación, este proceso transfiere energía en forma de calor sensible. El flujo de calor sensible hacia o desde el mar, calentamiento o enfriamiento respectivamente, depende de la temperatura del aire adyacente a la superficie del mar, positivo para enfriamiento y negativo para calentamiento.

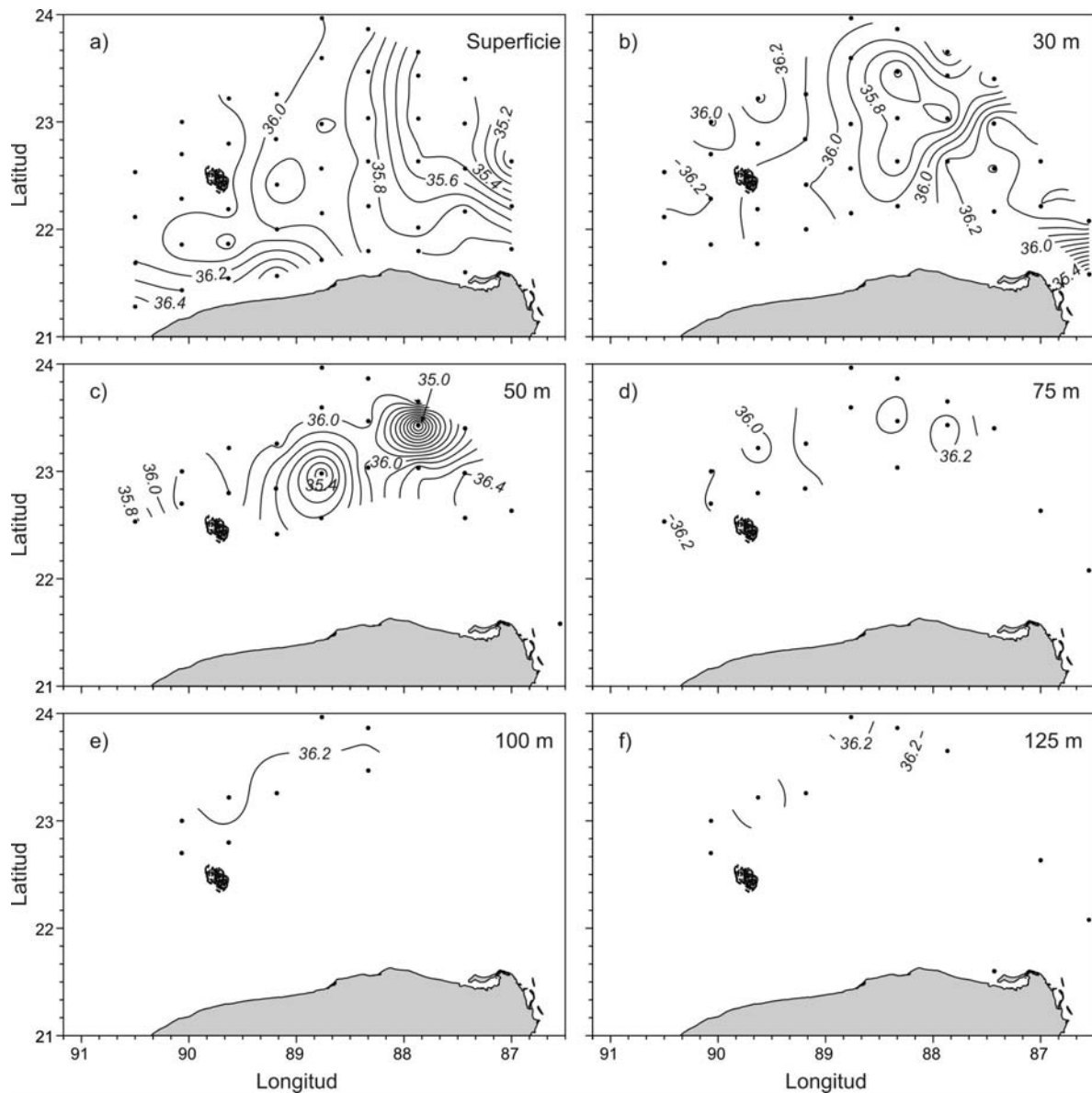


Fig. 8.3 Distribución de la salinidad superficial durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990). Distribución de la salinidad en superficie (a), 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad, durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990).

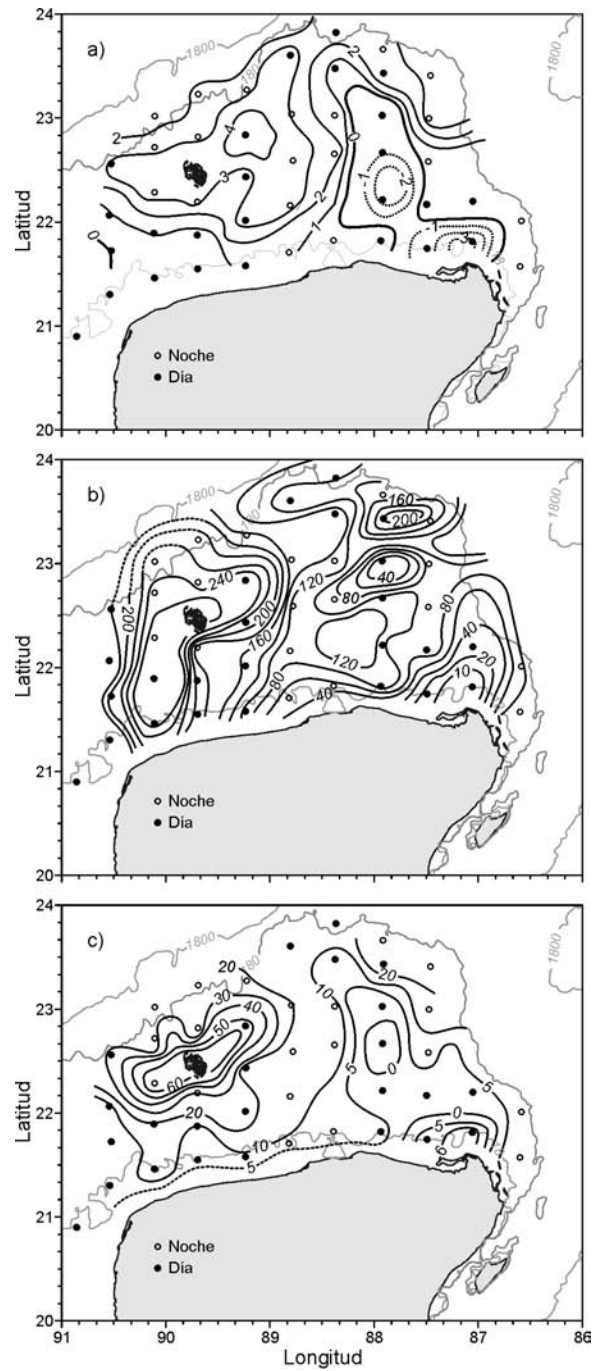


Fig. 8.4. Distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $\Delta T = T_{SM} - T_a$ ) (a), flujo de calor latente ( $Q_e$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (b) y del flujo de calor sensible ( $Q_t$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (c), durante la campaña oceanográfica PLAYUC (6 al 16 de enero de 1990). Los círculos negros estaciones efectuadas durante la noche y los círculos vacíos estaciones efectuadas durante el día (Modificada de Hernández-Téllez *et al.*, 1993).

Tabla 8.1 Flujos de calor latente ( $Q_e$ ) y sensible ( $Q_t$ ) ( $Wm^{-2}$ ). Campaña oceanográfica PLAYUC (6 a 17 de enero de 1990).

Flujos ( $Wm^{-2}$ )	47 Estaciones	Promedio Pos. o Neg.	Promedio total
$Q_e$	47 positivos 0 negativos	148.92	148.92
$Q_t$	44 positivos 3 negativos	15.70 -4.95	14.80
$Q_e + Q_t$			155.7

Durante la campaña PLAYUC los valores de  $\Delta T$  ( $= TSM - Ta$ ) fueron de 1 a 4 °C en el lado oeste y entre 1 y 3 °C en la porción noreste ( $TSM > Ta$ ). En la parte sureste, que corresponde a el área de afloramiento o surgencias, el valor de la  $\Delta T$  fue de -1 a -3 °C (Fig. 8.4a). La pérdida de calor debida al  $Q_e$  (Fig. 8.4b) en el lado oeste se situó entre 160 y 260  $Wm^{-2}$ . El intervalo de variación de  $Q_e$  fue de 10 a 60  $Wm^{-2}$ . En el lado este el contraste diurno fue evidente en tres áreas pequeñas, con valores de  $Q_e$  de 120 a 200  $Wm^{-2}$  en las mañanas, de 100 a 40  $Wm^{-2}$  antes de medio día y entre 100 y 120  $Wm^{-2}$  en la noche. En la región de bruma-afloramiento se tuvo una disminución de la pérdida de calor debida a  $Q_e$  de 30 a menos de 10  $Wm^{-2}$  causada por la presencia de aire húmedo y tibio sobre la región; consecuentemente, ocurrió una ganancia de calor por un flujo de calor sensible ( $Q_t$ ) de -5 a -6  $Wm^{-2}$  (Fig. 8.4c). Por otra parte, la tabla 8.1 muestra que casi todos los valores de  $Q_e$  y  $Q_t$  en las estaciones fueron positivos, excepto en tres puntos en la zona de afloramiento.

#### **YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990)**

Durante la campaña oceanográfica YUCPLA, al igual que durante la campaña PLAYUC, se detecto frecuentemente aire húmedo y tibio del este.

La Fig. 8.5a muestra la temperatura superficial del área de estudio. Se puede observar una zona de agua fría en el este y en la parte pegada a la costa de la zona de estudio, con temperaturas menores a 27 °C. En la parte norte la temperatura fue mayor a 28 °C, estos resultados muestran la región donde se presenta el afloramiento o surgencia inducida por el roce de la corriente de Yucatán con el talud continental.

La temperatura a 30 m de profundidad (Fig. 8.5b) muestra valores de 26.6 °C cerca de la costa y de 28.1 ° C en el norte de la zona, las temperaturas menores siguen estando pegadas a la costa. Esta estructura baroclínica muestra un claro flujo de este a oeste a este nivel y a 50 m de profundidad (Fig. 8.5c) el patrón de distribución de la temperatura se repite y las temperaturas más bajas (19 °C) se encuentran en la parte sureste y las más altas (> 24 °C) en la región norte. A 75 m (Fig. 8.5d) aún hay estructuras baroclínicas pequeñas. A 100 m (Fig. 8.5e) y 125 m (Fig. 8.5f) los campos parecen barotropicos.

La distribución de la salinidad superficial (Fig. 8.6a) mostró una diferencia en la salinidad entre la región sureste y el resto de la zona de estudio. La salinidad en el sureste fue de 36, 0.4 unidades menor que en el resto de la zona de estudio, estando el agua menos salada (35.9) pegada a la costa; mientras que en el norte y oeste se registraron salinidades de 36.45. A 30 m de profundidad (Fig. 8.6b) se tuvo una salinidad de 36.2 en el sureste de la zona de estudio y de 36.5 en el norte. Se observa una elongación de la isohalina 36.5 hacia el oeste, lo que confirma la circulación dibujada por las isotermas. A 50 m de profundidad (Fig. 8.6c) se conserva el patrón de distribución de la salinidad, esto es menores salinidades en el este y un incremento de la salinidad hacia el oeste, a esta profundidad las diferencias entre el mínimo y el máximo fue de tan solo 0.1. Este patrón de distribución en las salinidades se conserva a los 75 m (Fig. 8.6d), 100 m (Fig. 8.6e) y 125 m (Fig. 8.6f) de profundidad.

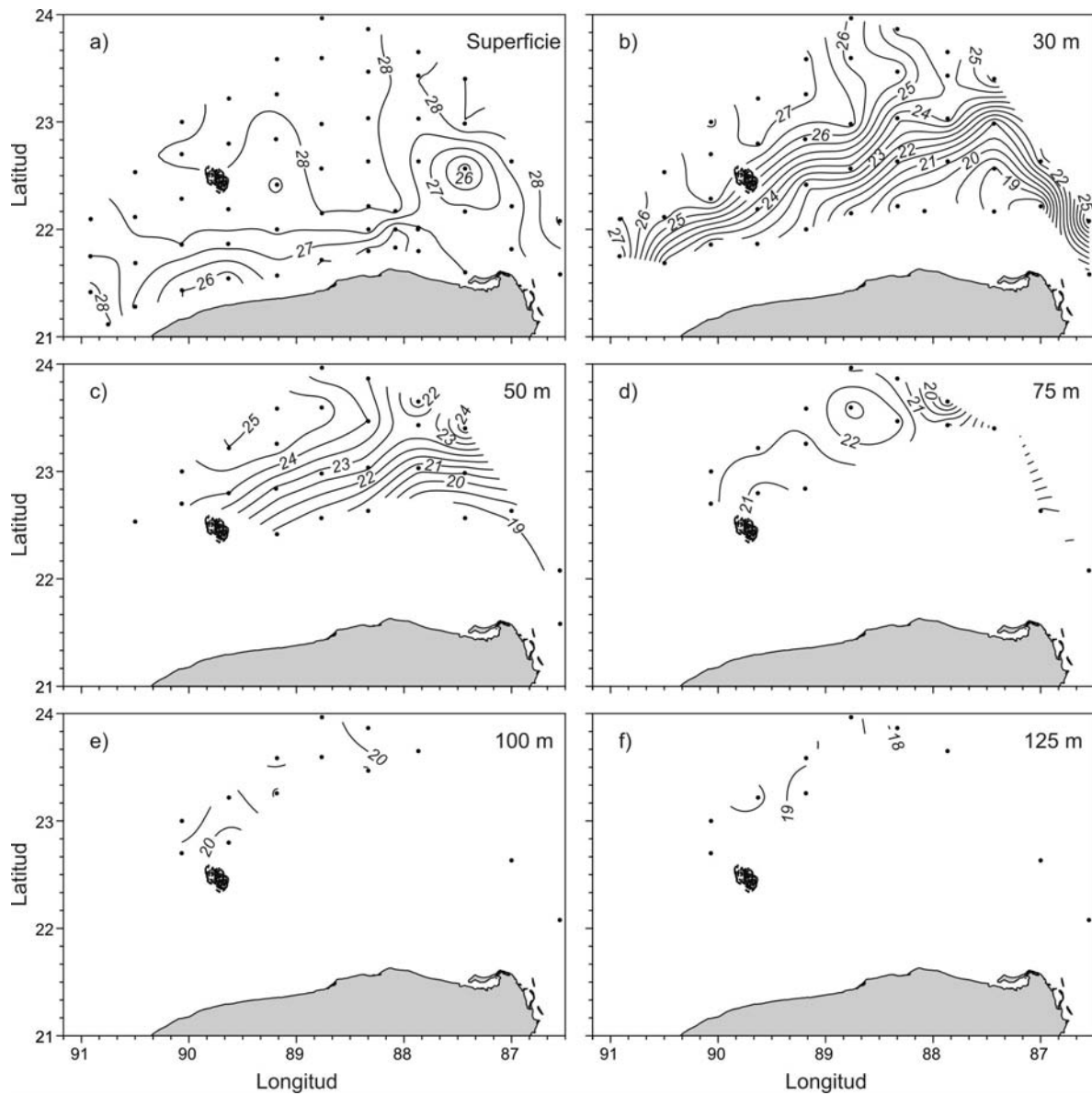


Fig. 8.5 Distribución horizontal de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la superficie (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).

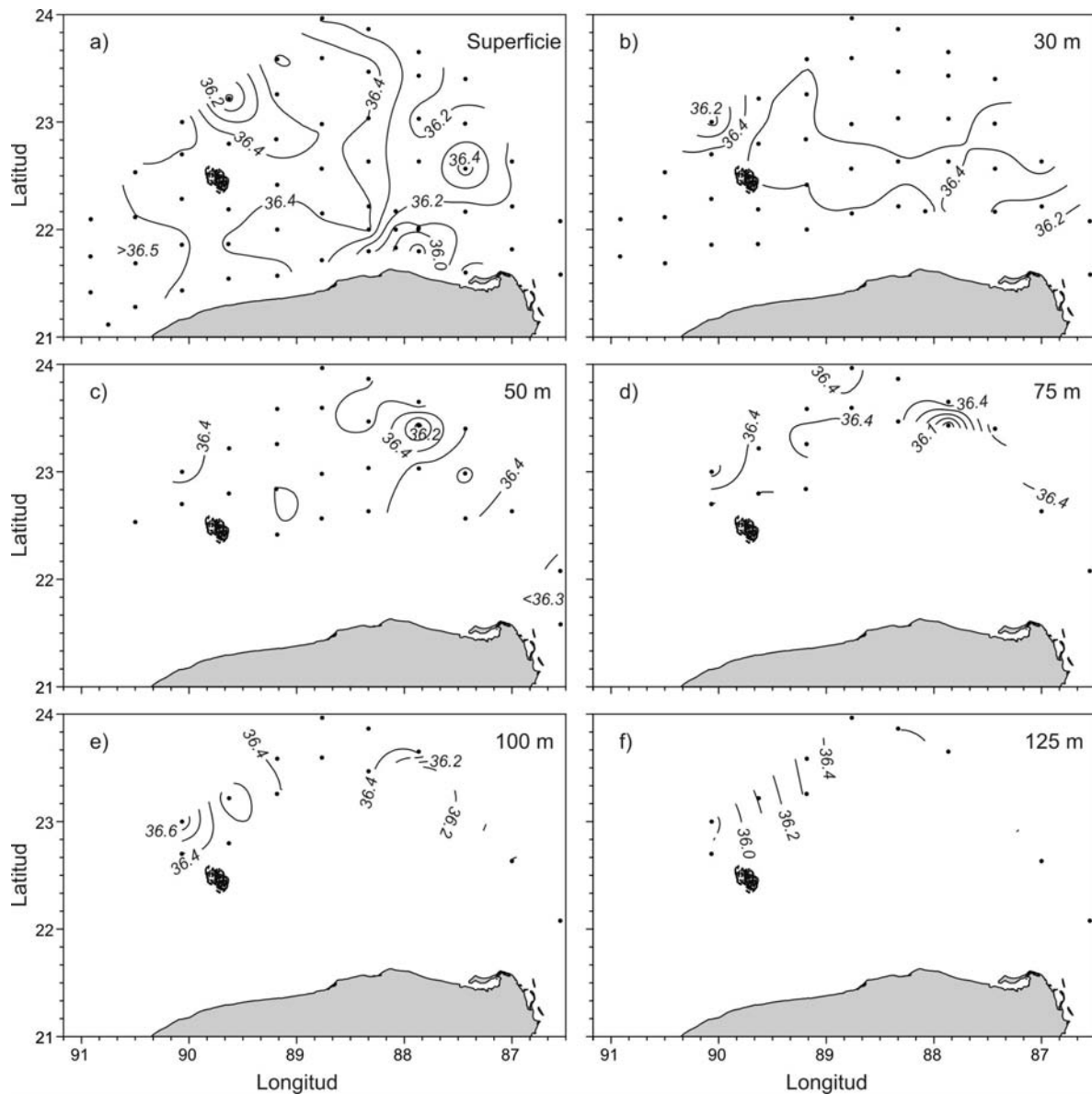


Fig. 8.6 Distribución superficial de la salinidad (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).

La distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $TSM - T_a$ ), ( $^{\circ}C$ ), durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990), se muestra en la figura 8.7a. Los puntos llenos en la figura representan estaciones efectuadas durante la noche y los círculos estaciones efectuadas durante el día. De la misma forma que en la campaña oceanográfica PLAYUC (6 a 17 de enero de 1990), el área de estudio fue dividida por una línea de  $TSM -$

$T_a = 0$ ; esto es la temperatura superficial del mar fue igual a la del aire. Los valores de  $\Delta T$  ( $TSM - T_a$ ) fueron de -1 a 0 y de -4 a 0 °C, respectivamente; el contraste fue mayor en la zona de afloramiento como puede verse en la figura 8.7a. Esta figura muestra también que entre las dos líneas de  $TSM = T_a$  ( $\Delta T = 0$ ) casi todas las estaciones oceanográficas fueron realizadas de noche. Nótese que el área de estudio puede dividirse con dos diagonales de  $\Delta T = 0$  ( $TSM - T_a = 0$  en la figura 8.7a).

La tabla 8.2 muestra una síntesis de los resultados del cálculo de los flujos de calor latente ( $Q_e$ ) y sensible ( $Q_t$ ) y las figuras 8.7b y 8.7c presentan la distribución horizontal de dichos flujos, en ambas figuras también se puede identificar una diagonal que va de noreste hacia suroeste que cruza la zona de estudio. Hacia el este del Arrecife Alacrán, se observan dos áreas de calor latente ( $Q_e$ ) que van de 100 a 40  $Wm^{-2}$  (Fig. 8.7b), estas estaciones fueron efectuadas al alba; mientras que en la región que va de 120 a más de 140  $Wm^{-2}$ , las estaciones fueron realizadas al anochecer. Abajo de la diagonal inferior se puede ver una lengua de bajos valores de flujo de calor sensible ( $Q_t$ ) (Fig. 8.7c). Similar a lo que fue el caso durante la campaña oceanográfica PLAYUC. La zona de surgencia indicó una ganancia neta de calor, debida al flujo de calor latente ( $Q_e < 0$ ) y un flujo de calor sensible ( $Q_t < 0$ ) de -5 a -9  $Wm^{-2}$ . En tres áreas arriba de la diagonal superior el efecto solar fue evidente en el flujo de calor sensible. Por otro lado, de los valores de  $Q_e$  y  $Q_t$  (Tabla 8.2). Se observa que la influencia del afloramiento y la bruma es evidente. El gran descenso de los valores positivos en relación a PLAYUC también se muestra en YUCPLA. Es además, interesante notar que el balance neto de  $Q_t$  sobre el área fue cercano a cero durante esta campaña oceanográfica.



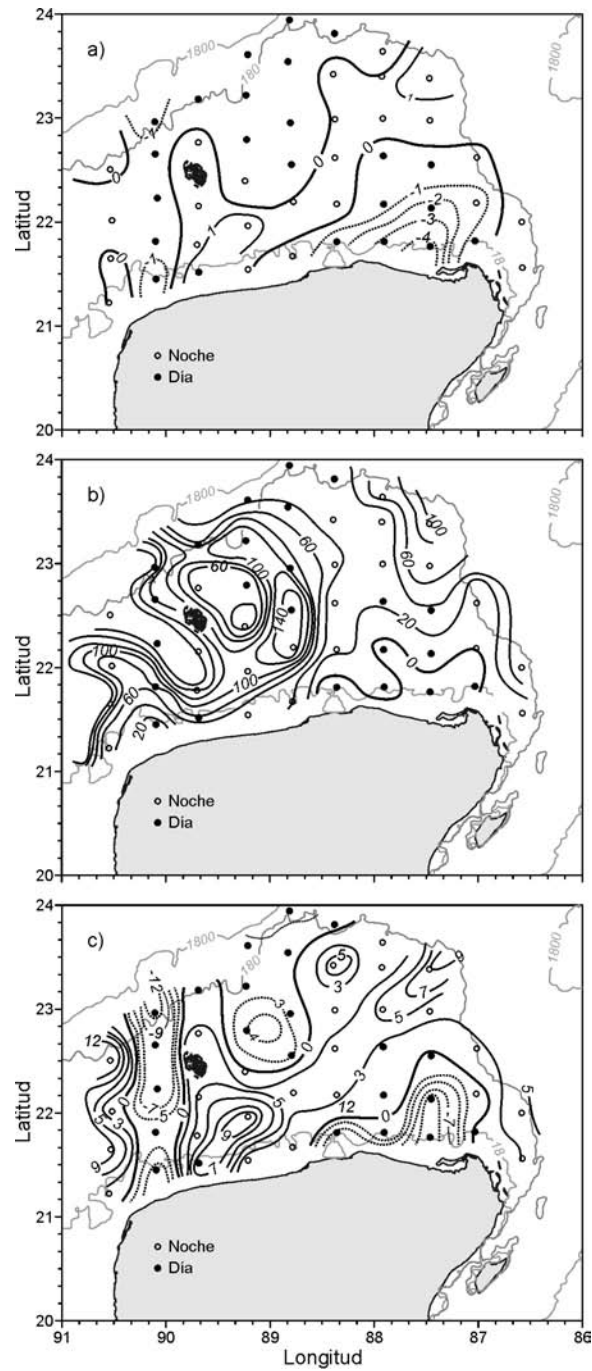


Fig. 8.7 Distribución horizontal de la diferencia entre la temperatura superficial del mar y la temperatura de la atmósfera ( $TSM - T_a$ ) ( $^{\circ}C$ ) (a), del flujo de calor latente ( $Q_e$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (b) y del flujo de calor sensible ( $Q_s$ ) ( $Wm^{-2}$ ) (c) durante la campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990). Los círculos negros representan estaciones efectuadas durante la noche y los círculos vacíos estaciones efectuadas durante el día (tomada de Hernández-Téllez *et al.*, 1993).

Tabla 8.2. Flujos de calor latente y sensible ( $\text{Wm}^{-2}$ ), campaña oceanográfica YUCPLA (25 de mayo a 4 de junio de 1990).

Flujos ( $\text{Wm}^{-2}$ )	51 Estaciones	Promedio Pos. o Neg.	Promedio total
$Q_e$	47 positivas	72.79	66.63
	4 negativas	-5.76	
$Q_t$	31 positivas	4.06	0.36
	20 negativas	-5.14	
$Q_e + Q_t$			66.99

#### **PYZO194 (21 al 27 de abril de 1994)**

Durante la campaña oceanográfica PYZO194, al igual que durante las otras dos campañas, se detecto frecuentemente aire húmedo y tibio del este.

La distribución de la temperatura superficial (Fig. 8.8a) mostró dos zonas de agua fría una pegada a la costa y otra al noroeste. Al centro de la zona de estudio se observa un área de alta temperatura que coincide con altos valores de temperatura atmosférica.

La temperatura a 30 m de profundidad (Fig. 8.8b) mostró valores de  $21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  cerca de la costa y de  $25.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  en el norte de la zona, las temperaturas menores siguen estando en el este y pegadas a la costa reflejando el efecto de la surgencia de Yucatán y de la surgencia zonal. La presencia de bajas temperaturas en la costa puede relacionarse con el rompimiento de ondas internas o un proceso de surgencia zonal. La estructura baroclínica al este señala un dipolo ciclón-anticiclón con una zona frontal con circulación hacia el sur.

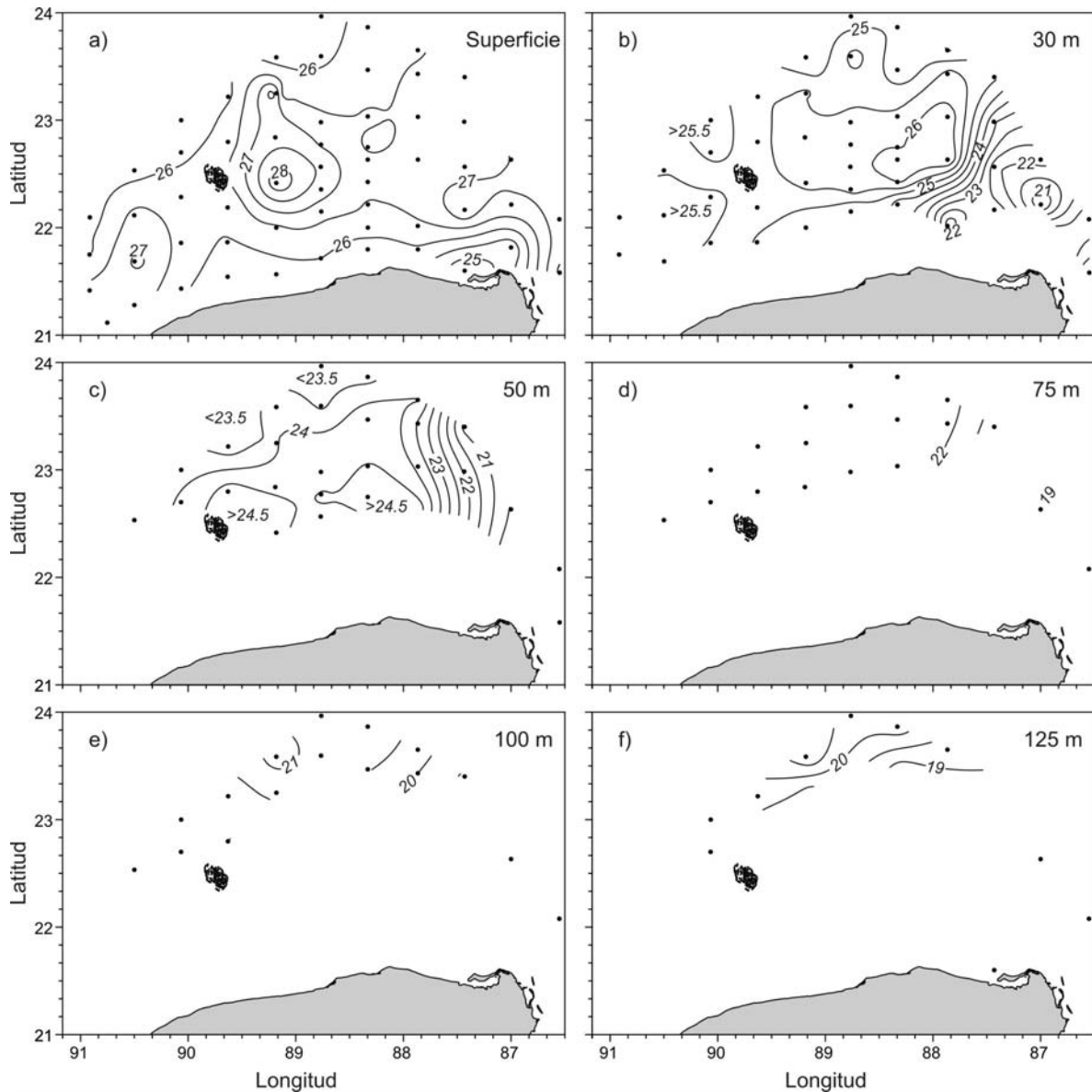


Fig. 8.8 Distribución superficial de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).

A 50 m de profundidad (Fig. 8.8c) el patrón de distribución de la temperatura se repite y la estructura frontal es débil. Ahora la corriente es hacia el sur. Las temperaturas más bajas ( $20^{\circ}\text{C}$ ) se encuentran en la parte este y las más altas ( $> 24^{\circ}\text{C}$ ) en la región central. Nótese la presencia de un remolino anticiclónico montado en la parte central de la PY. A los 75 (Fig. 8.8d) y 100 m (Fig. 8.8e) de profundidad las estructuras son débiles. A los 125 m de profundidad (Fig. 8.8f) se apreció un ligero gradiente térmico hacia el

nornoroeste.

La distribución superficial de la salinidad (Fig. 8.9a) presenta variaciones muy pequeñas, los máximos son de 36.6 en el oeste y los mínimos de 36.0 en el este. Cerca de la costa las salinidades fueron también cercanas a 36.6. Es interesante observar que en general las salinidades son altas en la superficie y a 30 m (Fig. 8.9b). En el patrón de 50 m de profundidad (Figs. 8.9c) se presenta en el oeste un frente halino en el sitio del frente térmico (Fig. 8.8c). A los 75 m de profundidad (Fig. 8.9d) persistió el frente halino. A los 100 m de profundidad (Fig. 8.9e) no se observó estructura alguna, sin embargo a 125 m (Fig. 8.9f) se observó un fuerte incremento de salinidad, probablemente asociado a la proximidad de la masa de Agua Subsuperficial Subtropical del Caribe, con su salinidad característica de 36.7.

Durante esta campaña se tomaron muestras de agua para determinar el oxígeno disuelto y el porcentaje de saturación de oxígeno. La distribución de oxígeno disuelto (Figs. 8.10a-c) se mantiene alrededor de los 4.8 (mL L<sup>-1</sup>) hasta los 30 m de profundidad. Hay poca estructura, probablemente debido a la dependencia de este gas tanto a factores físico como químicos, que cerca de la interfase mar-aire son más variables. A partir de los 30 m de profundidad (Fig. 8.10d) la cantidad de oxígeno disuelto presentó una estructura concéntrica al sureste de la zona de estudio, en donde se puede apreciar una disminución. Esto es resultado del afloramiento de agua subsuperficial por efecto de la surgencia, esta agua es pobre en oxígeno. A los 40 y 50 m de profundidad (8.10e-f) la estructura sigue patrones similares a los de la temperatura (Fig. 8.8c).

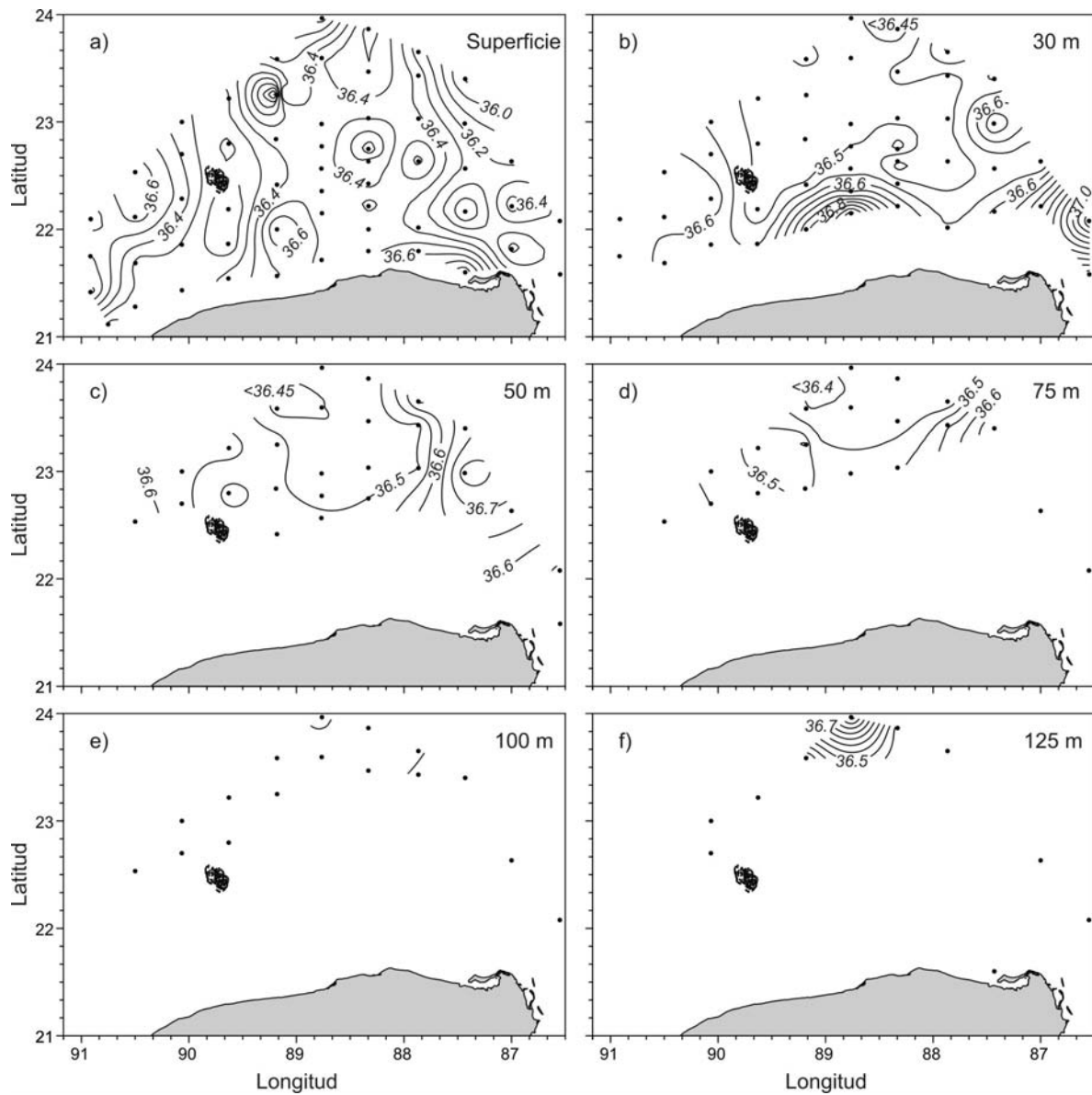


Fig. 8.9 Distribución superficial de la salinidad (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 125 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).

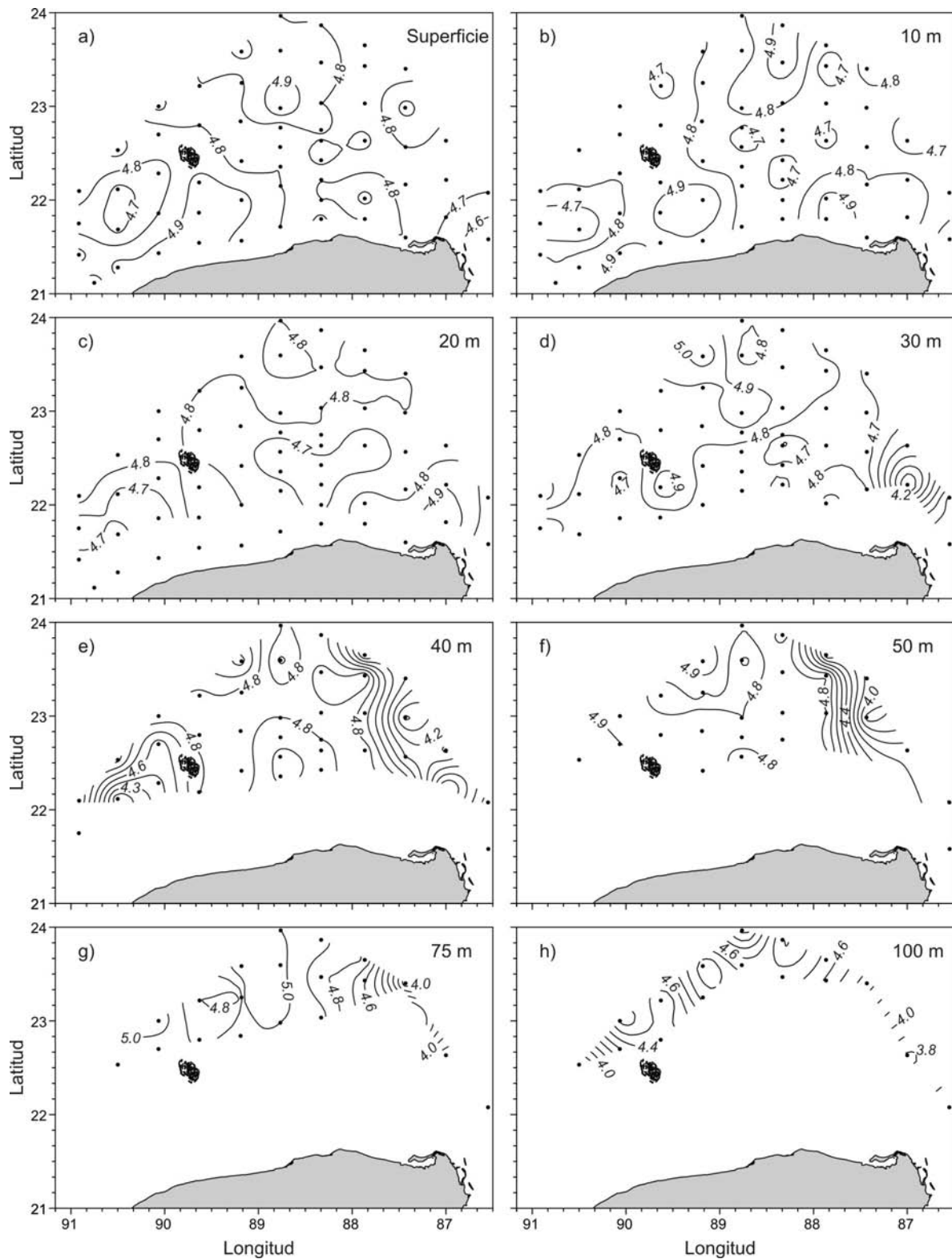


Fig. 8.10 Distribución superficial de oxígeno disuelto (mL/L) (a), a 10 (b), 20 (c), 30 (d), 40 (e), 50 (f), 75 (g) y 100 (h) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).

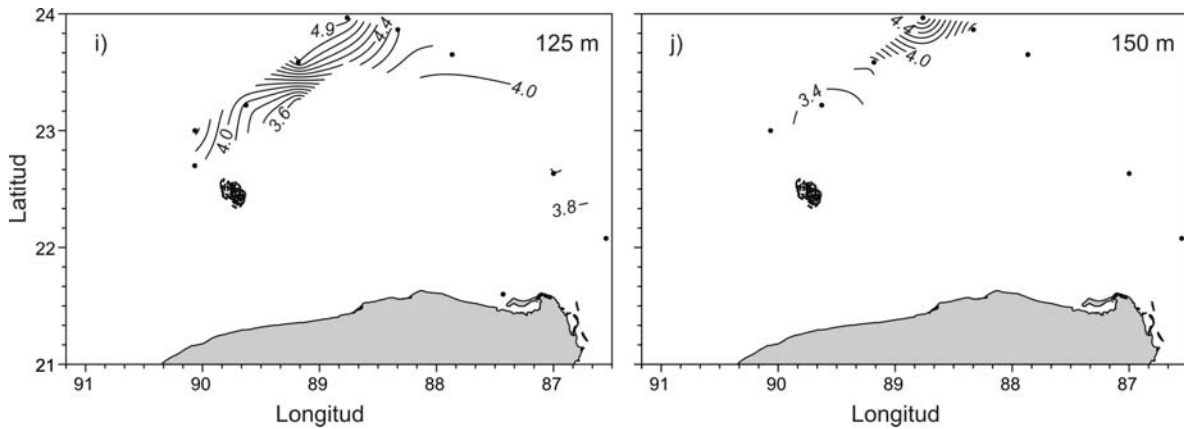


Fig. 8.10 continuación. Distribución de oxígeno disuelto ( $\text{ml L}^{-1}$ ) a 125 (i) y 150 (j) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).

De los 75 m y hasta los 150 m (Figs. 8.10g-j) se volvió a presentar un patrón estructurado en la distribución de oxígeno disuelto, sin una disminución significativa en la vertical del valor de la concentración.

La distribución de porcentaje de saturación de oxígeno (Figs. 8.11a-f) reproduce en forma similar el patrón de comportamiento del oxígeno disuelto; poca estructura en la superficie y definida en los planos inferiores.

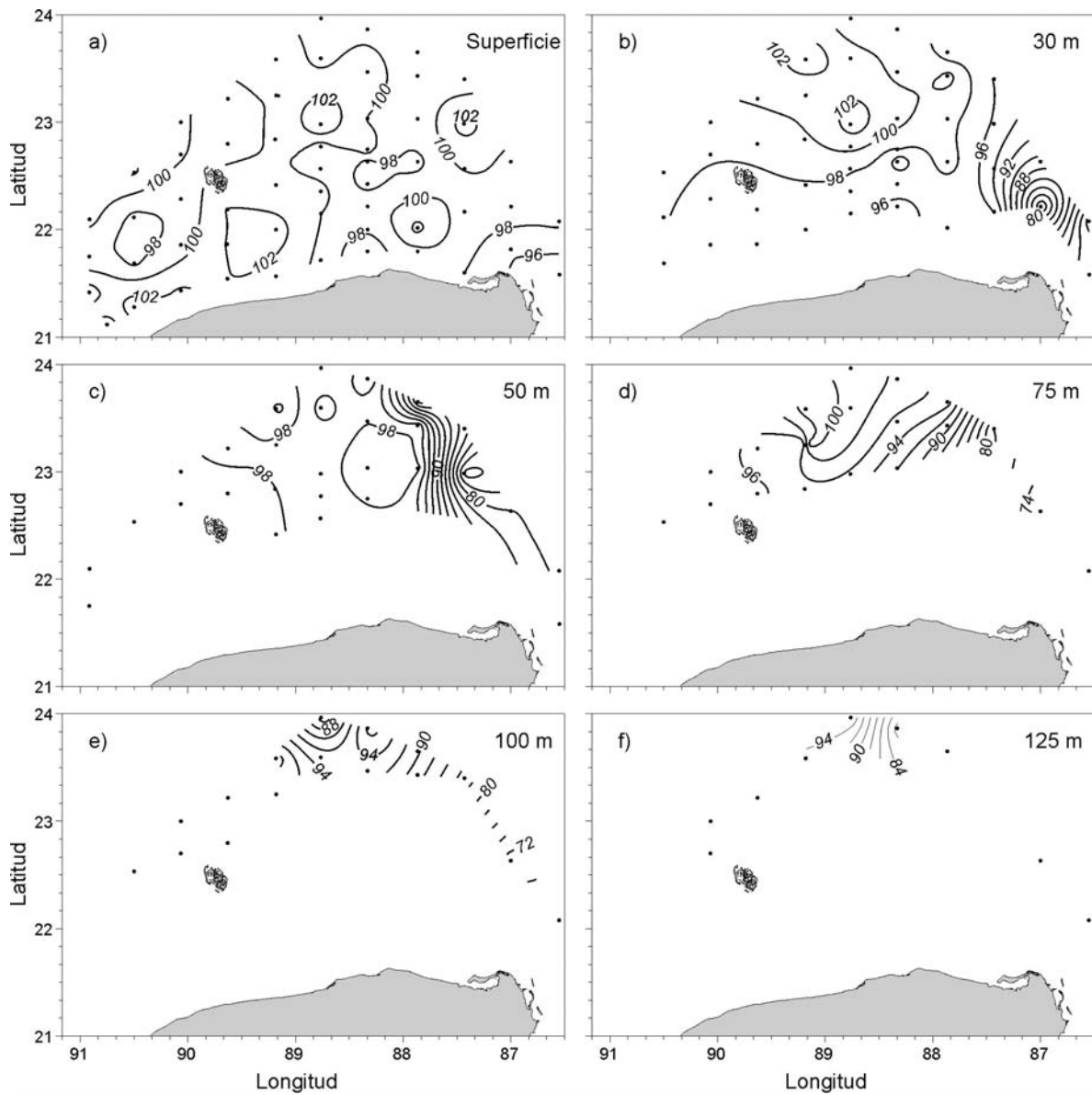


Fig. 8.11 Distribución superficial de porcentaje de saturación de oxígeno disuelto (%) (a), a 30 (b), 50 (c), 75 (d), 100 (e) y 100 (f) m de profundidad durante la campaña oceanográfica PYZO194 (21 a 27 de abril de 1994).



## Series de Tiempo

### *Serie S1 (11 a 21 de marzo de 1988)*

Durante la toma de datos de la serie S1, que correspondió a fines de invierno de 1987-88, la columna de agua se encontraba ligeramente homogénea, sin termoclina. La estructura térmica de la columna de agua en el punto de estudio, mostró características aproximadamente barotrópicas, lo cual es resultado de la intensa mezcla vertical inducida por el paso de las tormentas invernales o nortes. Sin embargo, la evolución temporal de los datos dista de ser estacionaria y se alcanzan a distinguir ciertos rasgos de estratificación. En la mayoría de los niveles se presentaron oscilaciones, no fácilmente detectables por la mezcla vertical. Nótese que las aguas más frías se presentaron en la superficie y no en los estratos inferiores. La oscilación generada por el calentamiento diurno es evidente (Fig. 8.12).

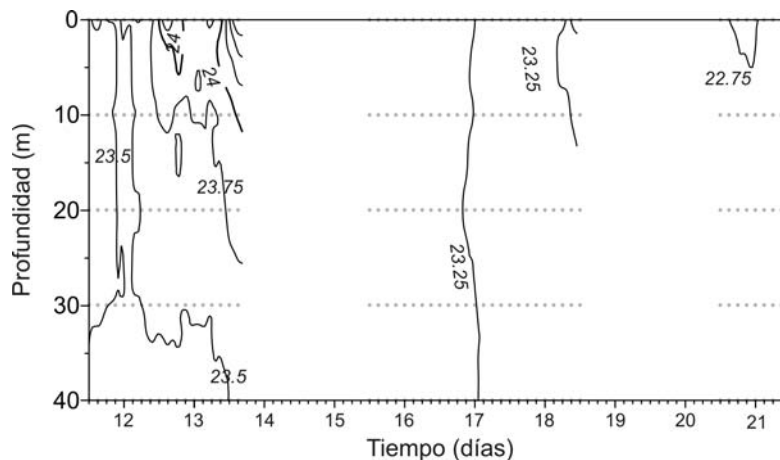


Fig. 8.12 Distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) contra profundidad (m) y tiempo (h). Serie S1 (11 a 21 de marzo de 1988).

La temperatura promedio en la capa de agua fue de  $23.30\text{ }^{\circ}\text{C}$  y la mayor diferencia se encontró entre la superficie y los 40 m, con  $1.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ . En esta época se presentó un enfriamiento promedio de  $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . En algunos casos la frecuencia diurna fue obvia, en otros no. La profundidad de mezcla abarcó toda la columna de agua (45 m). La tendencia general

de la temperatura en el tiempo fue descendente con la profundidad (Fig. 8.13), observándose para el fin del muestreo una capa mezclada más homogénea (Fig. 8.12).

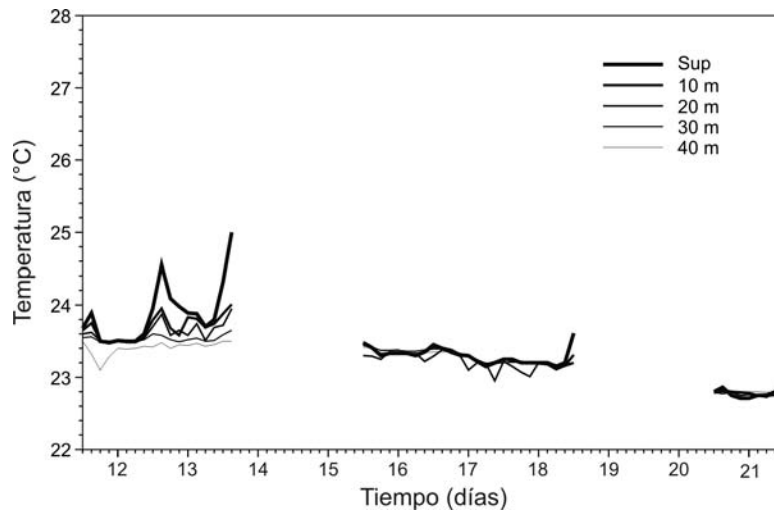


Fig. 8.13 Variación temporal de la temperatura (°C) por nivel contra tiempo (día). Serie S1 (11 al 21 de marzo de 1988).

El promedio de los datos de salinidad de la serie S1, fue 36.50 y la desviación estándar fue de 0.04 para un número de muestras de 269. Para este caso se puede ver que la desviación estándar es baja corroborando el que la columna se encontraba con pocas diferencias verticales en la temperatura.

El espectro de energía de la serie de temperatura a 20 m de profundidad (Fig. 8.14), obtenido por el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) muestra oscilaciones con poca energía en la banda de las frecuencias diurnas y semidiurnas.

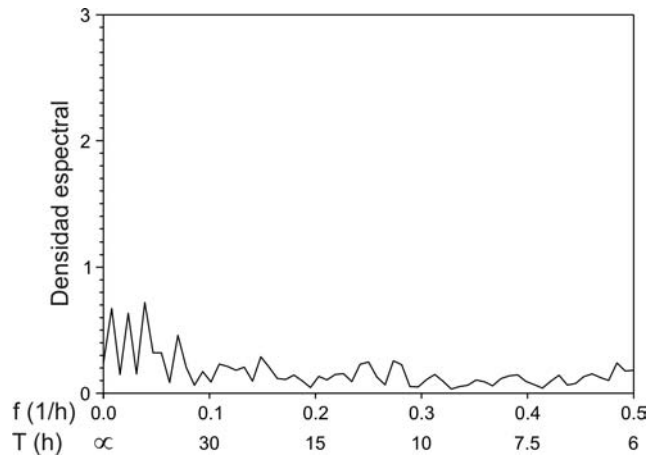


Fig. 8.14 Espectro de energía (FFT) de la serie de temperatura (°C) a 20 m de profundidad. Serie S1 (11 a 21 de marzo de 1988).

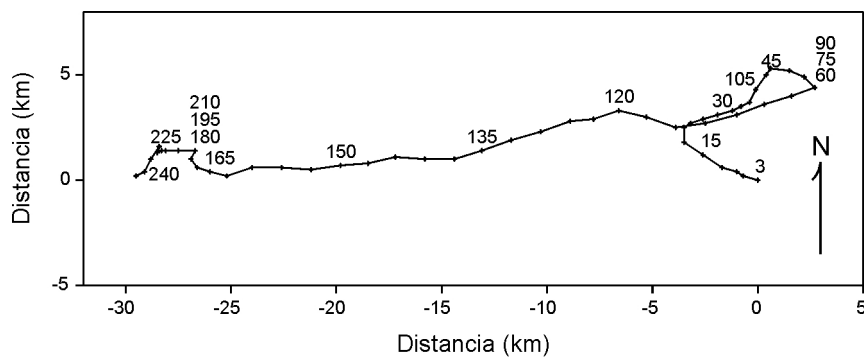


Fig. 8.15 Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S1 (11 a 21 de marzo de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).

Los vectores progresivos u odógrafos (Fig. 8.15, con puntos cada 3 h) muestran una dirección inicial de la corriente hacia el noroeste, al noreste y posteriormente hacia el suroeste. Es clara una intrusión cíclica hacia el sur en las horas 21, 60 y 126, con un periodo de alrededor de 105 h, periodo que está por arriba del inercial que para esta región es de aproximadamente 31 h; al parecer es un giro ciclónico de pequeña magnitud (5 km de diámetro), que cruzó por el punto de muestreo durante el estudio, lamentablemente se tuvo una interrupción después de la hora 57 lo cual no permitió tener registrado todo el paso de dicho giro. En la parte noroeste del supuesto remolino se observa de nuevo la intrusión

hacia el sur alrededor de la hora 36. A partir de la primera interrupción (60 h) y hasta la segunda (180 h), la circulación es hacia el oeste con una ligera tendencia a formar meandros. Al final de la obtención de la serie S1, delante de la hora 219, el desplazamiento fue lento y mínimo para luego dirigirse hacia el sur. Al comparar los vectores progresivos (Fig. 8.15) con la estructura térmica de la columna a 15 m de profundidad (Figs. 8.12 y 8.13), se observa que durante los muestreos del supuesto vórtice, la región presenta intensos gradientes y cuando el flujo es unidireccional estos casi desaparecen; así como, una mayor homogenización de la capa superficial, lo cual refuerza la idea del paso de un giro ciclónico de pequeña magnitud.

Las proporciones de calentamiento por nivel presentan valores negativos o enfriamiento, de  $-0.12 \text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$  en la superficie y de  $-0.06 \text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$  a 40 m de profundidad. El almacenamiento de calor medio, calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (ecuación 4) y el primer término de la ecuación (3), dio  $-260 \text{ Wm}^{-2}$ . La razón de almacenamiento de calor calculada usando las ecuaciones (2) y (3) dio como resultado  $-260 \text{ Wm}^{-2}$  también.

El promedio temporal de la temperatura superficial, así como, las velocidades de calentamiento en la superficie del mar obtenidas en este estudio, se graficaron junto con los valores climáticos y las observaciones por las NOAA para el cuadrante A2 ( $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ) (Fig. 5.1), en el cual se encuentra el punto de estudio. Se puede observar que la temperatura superficial media sigue la tendencia general de la temperatura superficial climática (TSM) y de la temperatura superficial reportada por la NOAA para 1988, no así las velocidades de calentamiento.

Durante S1 la velocidad de calentamiento por nivel, con valores negativos, implica un flujo de calor de la columna de agua hacia la atmósfera, esto es un enfriamiento. La comparación entre la TSM medida y la TSM climática obtenida a partir de los datos de la NOAA y la TSM observada en 1988 (NOAA, 1989), muestra que la TSM observada de la NOAA para 1988 tuvo una anticipación máxima de 30 días, la TSM de S1 ( $23.41 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) tuvo un ligero desfase de 7 días, con la temperatura climática, mientras que con TSM observada en el cuadrante A2 el desfase es de aproximadamente 23 días.

Una sinopsis del comportamiento de la TSM observada durante 1988 (NOAA, 1989), para el cuadrante A2, es que por julio el perfil tuvo un mes de retraso con respecto al

perfil climático y que al inicio y al final del año, ambas curvas estaban en fase.

Al analizar las velocidades de calentamiento, es notorio cómo el valor climático de la NOAA, los valores observados por la NOAA para 1988 y el valor calculado usando datos de los periodos de muestreo no coinciden. Los resultados presentan dos máximos de calentamiento, separado por un mínimo superior (“canícula”). Los dos patrones (climático y 1998) son similares, lo notorio de los datos reportados por la NOAA para 1988 es un incremento paulatino de la velocidad de calentamiento de enero hasta mayo y un pico de alta velocidad de calentamiento en julio ( $0.8 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ), también un enfriamiento prematuro durante agosto ( $-0.3 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ). De los resultados se observó un fuerte enfriamiento ( $-0.12 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ), este fue atribuido al paso de un “norte” tardío, cuyo efecto fue filtrado durante el procesado de los datos de la NOAA.

Durante marzo el almacenamiento de calor fue igual a  $-260 \text{ W m}^{-2}$ , con o sin parametrización, ya que no había termoclina. Los términos advectivos de almacenamiento de calor para S1, según lo calcularon Hernández-Téllez y Aldeco (1990b), dieron  $-37.4 \text{ W m}^{-2}$  y representaron sólo el 10% del almacenamiento total de calor.

### ***Serie S2 (19 de mayo a 5 de junio de 1988)***

En la figura 8.16 se muestra la variación de la temperatura contra la profundidad en los diferentes muestreos usando otros intervalos; en la figura 8.17 se observan con mayor claridad las oscilaciones diurnas. La estructura es barotrópica hasta el día 30. Después de la segunda interrupción, días 2, la estructura es fuertemente baroclínica.

La evolución de la temperatura (Fig. 8.16), muestran un máximo absoluto de  $27.51 \text{ }^\circ\text{C}$  y un mínimo de  $22.71 \text{ }^\circ\text{C}$

Durante el periodo correspondiente a S2 verano de 1988, la columna de agua se encontraba más fría al inicio del muestreo (Fig. 8.17), esto hasta la profundidad de 26 m. En profundidades mayores el comportamiento se invierte y la temperatura fue menor al final del muestreo. La diferencia promedio de temperatura de la columna de agua entre el inicio y el final del muestreo fue de  $0.79 \text{ }^\circ\text{C}$ . Durante este muestreo se pudo observar una termoclina ( $0.118 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ ) aproximadamente a 30 m de profundidad, siendo ésta más marcada al inicio de las observaciones.

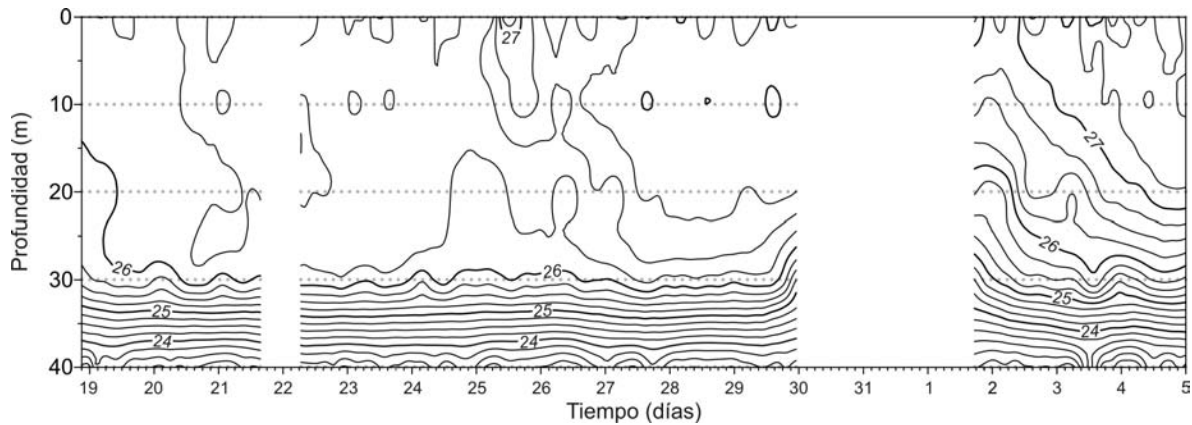


Fig. 8.16 Distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie S2 (19 de mayo a 5 de junio de 1988).

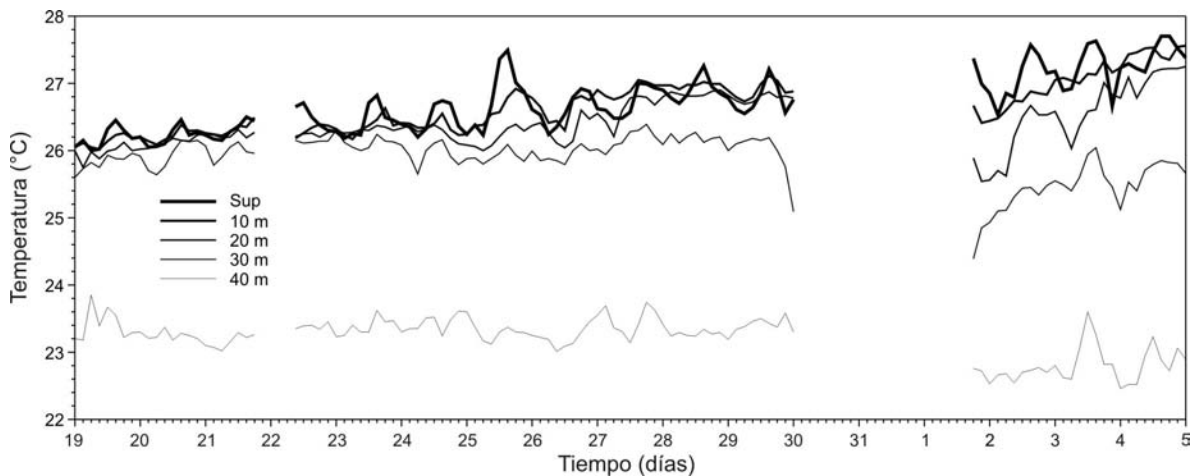


Fig. 8.17 Variación temporal de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) por nivel contra tiempo (d). Serie S2 (del 19 de mayo al 5 de junio de 1988).

La tendencia en la serie de tiempo de temperatura (Fig. 8.17) mostró un ascenso en los tres niveles superiores; en la superficie se puede ver el efecto del calentamiento solar diario, el cual produce máximos cada 24 h. A 10 y 20 m de profundidad, no se observan oscilaciones importantes. No así en las profundidades de 30 y 40 m, donde se pueden observar oscilaciones significativas. La temperatura promedio de la columna de agua fue de  $25.76^{\circ}\text{C}$ . Los perfiles de temperatura muestran que la mayor diferencia en temperatura entre la superficie y el fondo fue de  $3.50^{\circ}\text{C}$ .

El promedio y la desviación estándar de los datos de salinidad para cada estrato, fueron los siguientes: en el estrato superficial (capa de mezcla) hasta la profundidad de 33 m el promedio fue 36.37, con una desviación estándar de 0.71, con 448 muestras. En el estrato inferior el promedio fue de 36.44, con una desviación estándar de 0.06, con 112 muestras. Existió entonces una mayor desviación que en el caso de S1 resultado de una diferenciación en la temperatura de la columna de agua.

El espectro de energía (FFT) (Fig. 8.18) muestra las oscilaciones correspondientes a los periodos diurnos y oscilaciones importantes en las bandas inerciales y subinerciales. En el espectro de energía obtenido por el Método de Máxima Entropía (Fig. 8.18), las oscilaciones subinerciales no son muy claras.

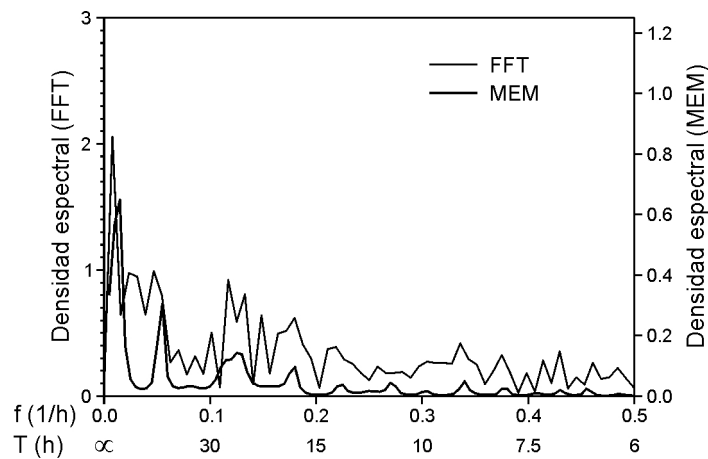


Fig. 8.18 Espectro de energía FFT y MEM de la serie de temperatura ( $^{\circ}C$ ) a 40 m de profundidad. Serie S2 (19 de mayo a 5 de junio de 1988).

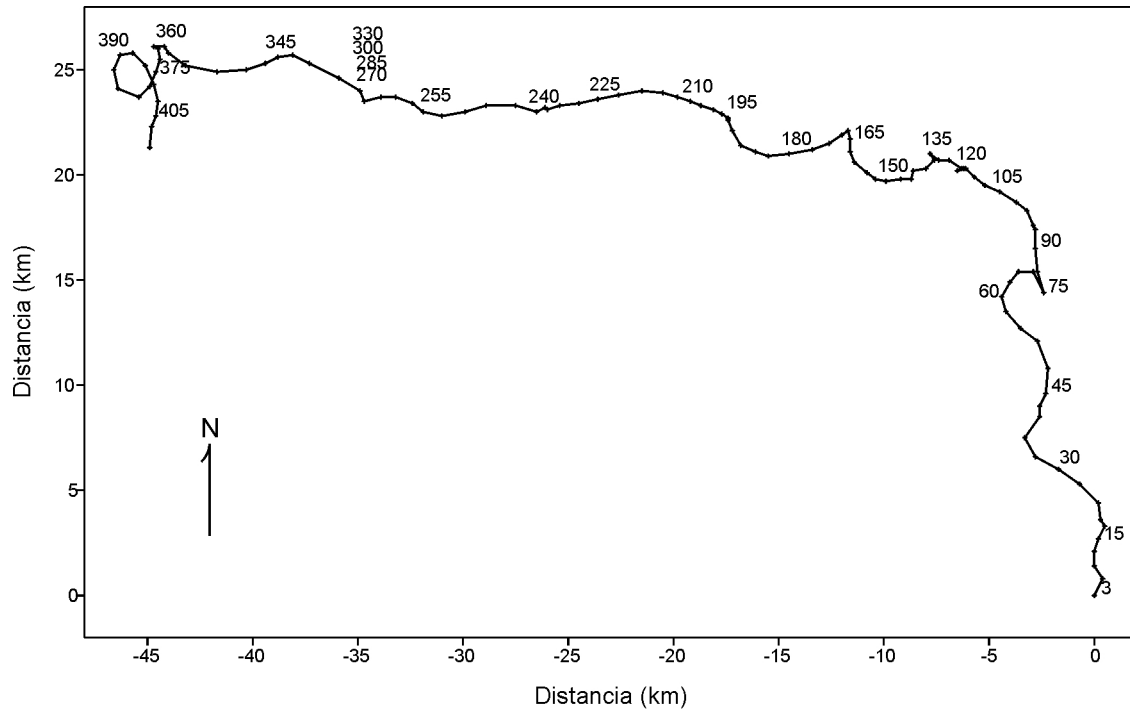


Fig. 8.19 Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S2 (19 de mayo a 5 de junio de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).

Los vectores progresivos u odógrafo de corrientes (Fig. 8.19), muestra una corriente hacia el norte hasta la hora 144, a partir de este punto la corriente se dirige hacia el oeste. Es interesante hacer notar las oscilaciones que se presentan con periodos aproximados de 30 horas. Al final de la serie se ve el paso de un giro pequeño con diámetro aproximado de 3 km, posteriormente la corriente es hacia el sur.

Durante S2 se tienen las velocidades máximas de calentamiento ( $0.07 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ) en la superficie. A partir de los 26 m de profundidad la velocidad es negativa, significando enfriamiento de dicha capa. El almacenamiento de calor medio, calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (ecuación 4) y el primer término de la ecuación (3) dio  $104 \text{ Wm}^{-2}$ . La razón de almacenamiento de calor calculada usando las ecuaciones (2) y (3) dio como resultado  $48.5 \text{ Wm}^{-2}$ . El intervalo temporal correspondió a la duración del periodo de muestreo; en este caso 18 días.

El promedio temporal de la temperatura superficial, así como, las velocidades de calentamiento obtenidas para la superficie del mar, se graficaron junto con los valores



climáticos y las observaciones por las NOAA para el cuadrante A2 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) (Fig. 8.33), en el cual se encuentra el punto de estudio. Igual que para S1, la temperatura superficial media sigue la tendencia general de la temperatura superficial climática (TSM) y de la temperatura superficial reportada por la NOAA para 1988, no así las velocidades de calentamiento.

Los perfiles de temperatura de S2 (Fig. 8.30) muestran la capa de mezcla superficial homogénea y al parecer una intrusión de agua fría. En S1 las oscilaciones solo se observan en la superficie y durante S2 se observan oscilaciones en los niveles de 30 y 40 m.

Para S2 la termoclina muestra una migración hacia la superficie (Fig. 8.30) y el perfil de la velocidad de calentamiento (Fig. 8.32) indica que arriba de los 26 m la columna de agua gana calor y que la capa abajo de este nivel cede calor. La posible explicación a esta situación es que en primavera la capa superficial recibe calor de la atmósfera, pero en el fondo existe pérdida de calor por advección.

La comparación entre la TSM medida durante S2 y la TSM climática obtenida a partir de los datos de la NOAA y la TSM reportada por la NOAA para 1988 (NOAA, 1989) (Fig. 8.33), muestra que la TSM ( $26.70^\circ\text{C}$ ) concuerda en fecha con la observada mostrada por la NOAA; sin embargo, ésta última está retrasada en 25 días con respecto a la climática calculada. Una sinopsis del comportamiento de la TSM observada durante 1988 (NOAA, 1989), para el cuadrante A2, es que por julio el perfil tuvo un mes de retraso con respecto al perfil climático y que al inicio y al final del año, ambas curvas estaban en fase.

El almacenamiento de calor calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (PCM, ecuación 4), no se aproximó satisfactoriamente y condujo a valores no lógicos en S2. En S2 los resultados fueron  $104 \text{ Wm}^{-2}$ , valor que no representa el adelgazamiento de la capa de mezcla. Estas discrepancias son en parte, el motivo por el cual para estudios costeros se debe de tener en cuenta la termoclina y la subcapa como zonas de almacenamiento de calor. El término advectivo de almacenamiento de calor para S2, según lo calcularon Hernández-Téllez y Aldeco (1990b), fue de  $-10.8 \text{ Wm}^{-2}$  y representa sólo el 16% del almacenamiento de calor. El almacenamiento de calor durante S2 (mayo-junio) fue positivo ( $48.5 \text{ Wm}^{-2}$ ) y concuerda en fase y valor ( $54\text{-}56 \text{ Wm}^{-2}$ ) con lo reportado por Oort y Vonder Haar (1976) para la latitud del sitio de estudio.

***Serie 3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988)***

La distribución de la temperatura contra profundidad y contra tiempo durante el muestreo S3 se muestra en la figura 8.20. En esa figura se puede observar el paso de frentes fríos, además de variaciones en los estratos inferiores. La estructura baroclínica es compleja de los días 25 al 27, y del 4 al 6, sin embargo, por debajo de los 20 m hay algo de horizontalidad en las isotermas, mientras que por debajo de los 30 m se puede observar el paso de ondas internas.

De la serie de temperatura S3, se observa que las oscilaciones en la superficie no se transmiten a los estratos inferiores (Fig. 8.21). Existe suavidad en los niveles de 10 y 20 m y oscilaciones en los de 30 y 40 m, probablemente debido a una penetración de agua fría en el fondo. El comportamiento de la series para S1 y S2 son en general similares. En S1 las oscilaciones sólo se observan en la superficie y durante S2 se observan oscilaciones en los niveles de 30 y 40 m.

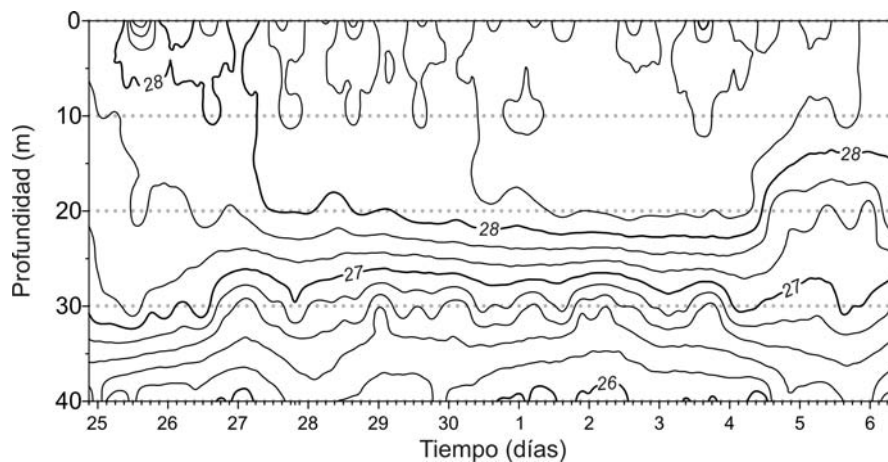


Fig. 8.20 Distribución de la temperatura (°C) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988).

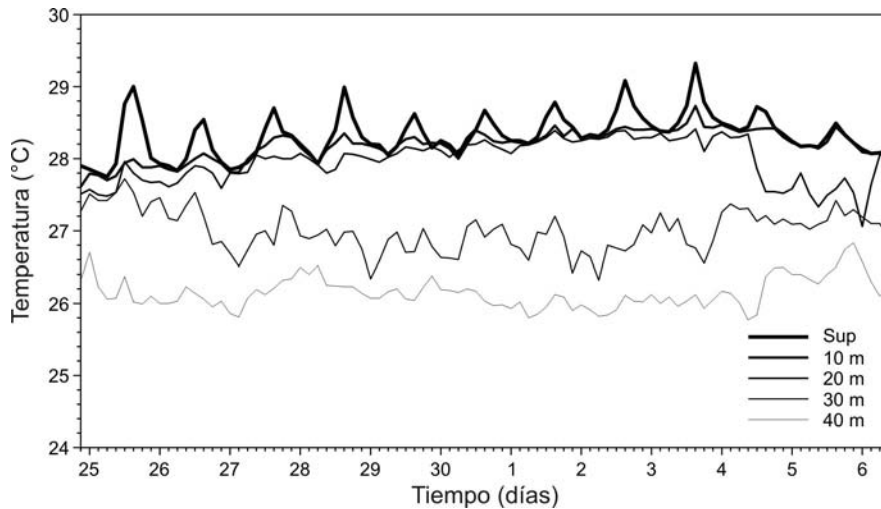


Fig. 8.21 Variación temporal de la temperatura (°C) por nivel contra tiempo (d). Serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988).

La tendencia de las series de tiempo de temperatura (Fig. 8.20), obtenida en las diferentes profundidades de muestreo, mostró un ascenso muy similar en los tres niveles superiores. En la superficie, se puede ver el efecto del calentamiento solar diario, el cual produce máximos cada 24 horas. En las series de temperatura a 10 y 20 m de profundidad, no se observan oscilaciones significativas. No así en profundidades de 30 y 40 m, donde se pueden observar perturbaciones significativas. La temperatura promedio de la columna de agua durante S3 fue de 27.52 °C. Los perfiles de temperatura, obtenidos mediante el promedio temporal, muestran que la diferencia entre la superficie y el fondo fue de 2.19 °C.

El promedio y la desviación estándar de los datos de salinidad, para cada estrato fueron los siguientes: en el estrato superficial (capa de mezcla) hasta la profundidad de 27 m el promedio fue 36.28, con una desviación estándar de 0.23 y con 279 muestras. En el estrato inferior el promedio fue de 36.16, con una desviación estándar de 0.17, con 189 muestras. Existió entonces una mayor desviación que en el caso de S1 y menor que en S2, resultado, probablemente, de la erosión de la termoclina.

Los espectros de la serie de temperatura superficial obtenidos por el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y por Máxima Entropía (MEM) (Fig 8.22), muestran las frecuencias diurnas, inerciales y subinerciales claramente. En este caso los dos espectros son similares y complementarios.

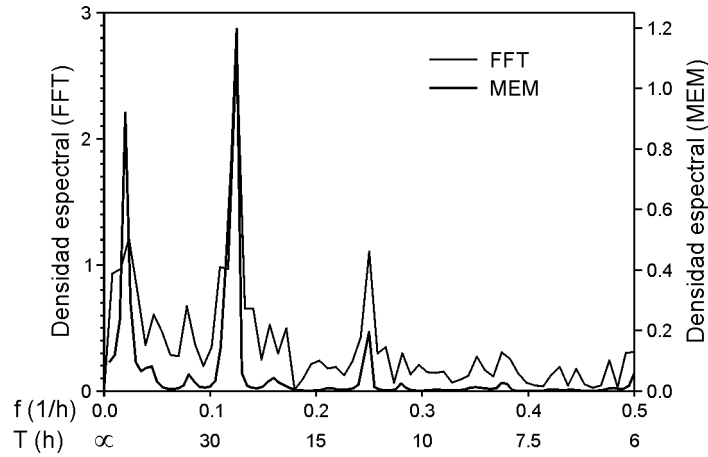


Fig. 8.22 Espectros de energía FFT y MEM de la serie de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) superficial. Serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988).

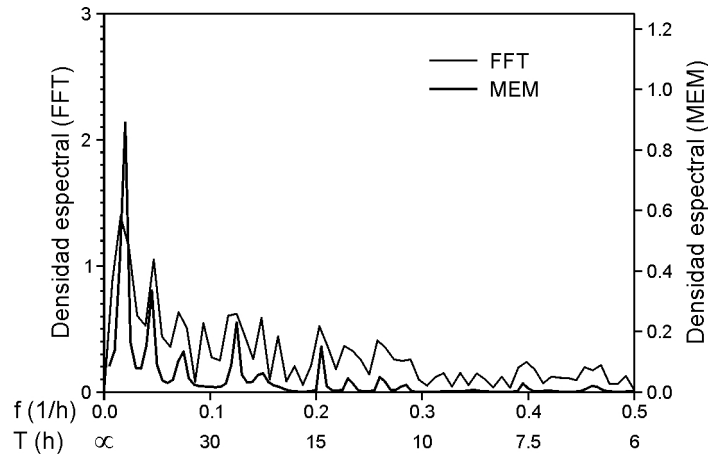


Fig. 8.23 Espectros de energía FFT y MEM de la serie de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) a 40 m. Serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988).

Los espectros de la serie de temperatura en superficie, obtenidos por el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y por Máxima Entropía (MEM) (Fig. 8.22), muestran picos espectrales en frecuencias diurnas y semidiurnas. En este caso los dos espectros presentan algunas diferencias. El espectro obtenido mediante MEM da una mejor resolución y se pueden identificar con mayor claridad las frecuencias diurna y semidiurna.

Los espectros de la serie de temperatura a 40 m de profundidad, obtenidos por el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y por Máxima Entropía (MEM) (Fig. 8.23), muestran frecuencias diurnas, inerciales y subinerciales. El espectro obtenido

mediante MEM da una mejor resolución y se pueden identificar con mayor claridad las frecuencias inerciales y las subinerciales

Los vectores progresivos u odógrafos de la serie S3 (Fig. 8.24), muestran una corriente hacia el noreste hasta la hora 75, a partir de dicho punto no se contó con información por una falla en el equipo.

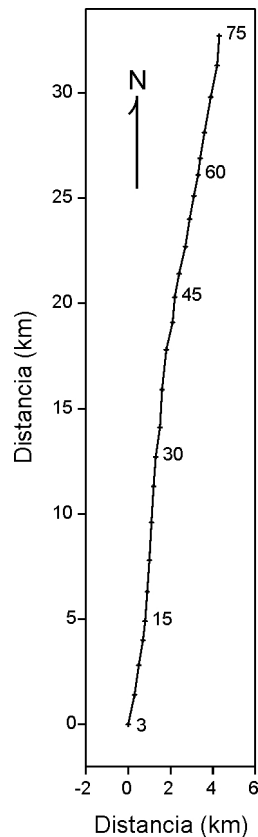


Fig. 8.24 Vectores progresivos de corrientes (odógrafos) de la serie S3 (24 de septiembre a 5 de octubre de 1988). Los números junto a los vértices son las horas transcurridas (cada 3 h).

### ***Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1983)***

El período de muestreo durante serie PLAYUC fue afectado por aire marítimo tropical con bajo contenido de humedad, lo que propició una onda cálida y cielos despejados a medio nublados. Además se observaron vientos débiles a moderados y una fuerte caída de presión

barométrica. El flujo de calor sensible fue mínimo y de la atmósfera al océano, dominó el flujo de calor latente con aporte hacia la atmósfera.

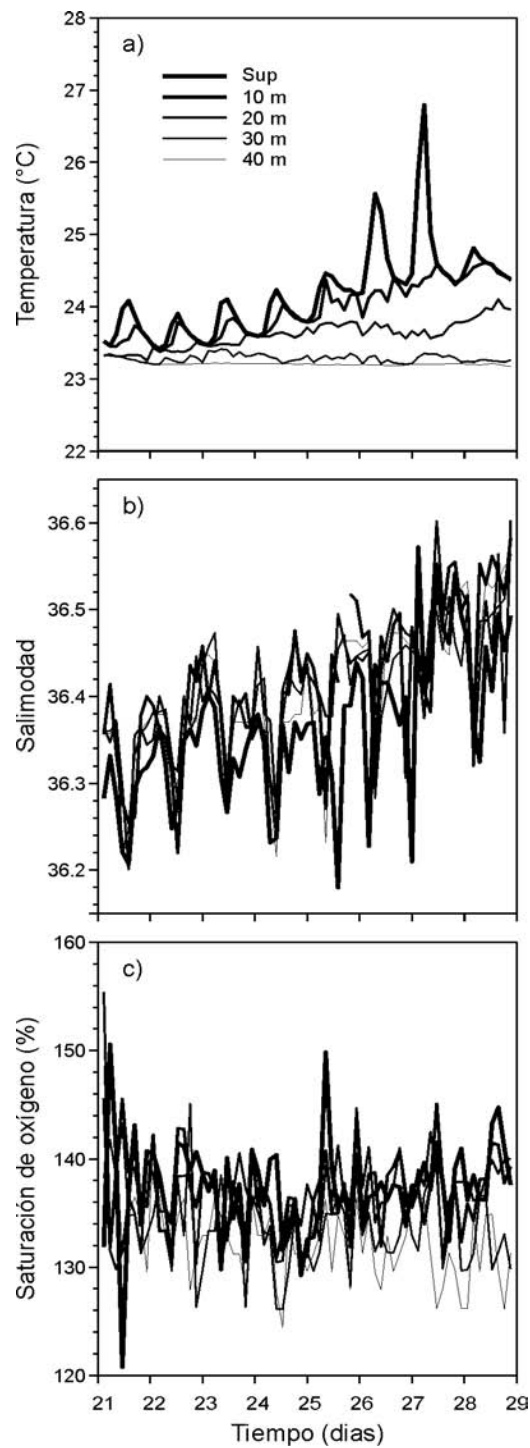


Fig. 8.25 Variación temporal de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (a), salinidad (b) y saturación de oxígeno (%), por nivel (m) y contra tiempo (d). Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1993).

Durante la serie PLAYUC la temperatura mostró un ascenso general en las capas superiores (Fig. 8.25a), mientras que en la inferior se mantuvo constante. La salinidad, al igual que la temperatura, tendió a aumentar (Fig. 8.25b). No hubo una tendencia en la variación temporal del porcentaje de saturación de oxígeno (Fig. 8.25c).

La variación temporal del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto es irregular (Fig. 8.25c). No es discernible un comportamiento diurno. La amplitud de la variación en el nivel inferior (40 m) no es considerablemente menor de la del nivel superficial. Existe una disminución general del contenido de oxígeno, probablemente favorecida por el aumento de temperatura y la disminución de la presión atmosférica.

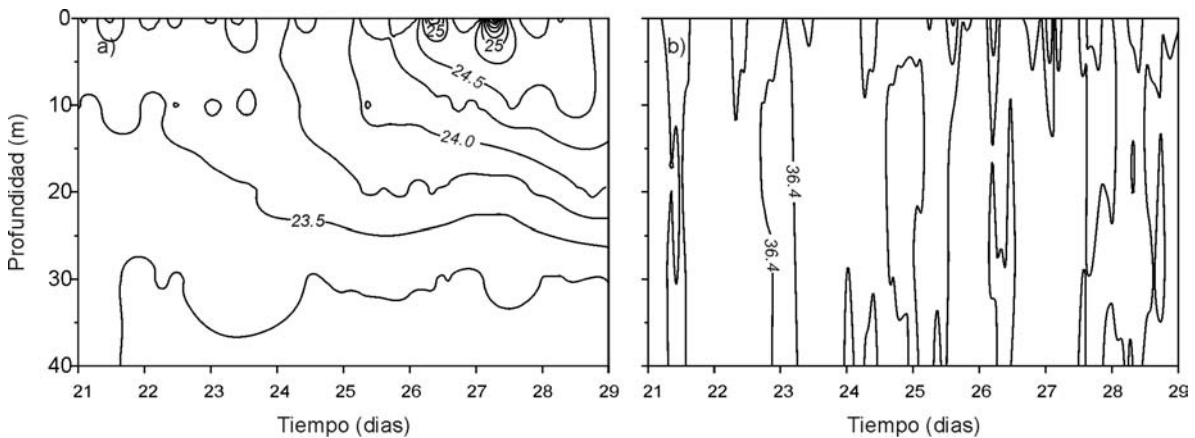


Fig. 8.26 Distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (a) y salinidad (b) contra profundidad (m) y tiempo (d). Serie PLAYUC (21 a 29 de marzo de 1993).

La distribución de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) contra profundidad y tiempo (Fig. 8.26a), muestra un hundimiento de las isotermas de aproximadamente 10 m desde el inicio del muestreo hasta el final. Mientras que la distribución de la salinidad contra profundidad y tiempo (Fig. 8.26b) presenta pequeñas oscilaciones.

Es de hacer notar en esta figura el paso de la estructura fuertemente baroclínica, hasta el día 6, para después tender hacia una estructura barotrópica. Del día 6 hasta el fin del muestreo.

### *Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993)*

Durante el tiempo de obtención de la serie COYU93, obtenida del 25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993, se tuvieron condiciones de nortes o tormentas invernales; no obstante la intensidad de los vientos en su mayoría fue débil. Los vientos durante el tiempo de muestreo fueron del noreste, este y sureste. La presión atmosférica mostró una caída hacia los 1018 mb entre los días 25 y 26 de noviembre. Del día 3 de diciembre en adelante la presión presentó poca variabilidad diurna y nocturna.

La columna de agua se mostró homogénea durante los doce días que duró la campaña oceanográfica (Fig. 8.27a). La temperatura final menos la inicial, a 10 m de profundidad fue de  $-0.61$  °C, indicando el fin del calentamiento y el inicio del enfriamiento de la columna de agua. En la superficie se pueden observar oscilaciones que corresponden al calentamiento diurno. La temperatura de la columna de agua mostró una pequeña oscilación, pero lo hizo en forma igual en todas las profundidades indicando una condición barotrópica. La distribución de la temperatura contra la profundidad y contra tiempo (no mostrada) presenta una columna de agua homogénea, pudiera suponerse que el calentamiento en esta época ya no es suficiente para estratificar el agua que viene del este de la plataforma continental.

Las diferentes curvas de salinidad muestran de forma más clara, una oscilación diurna de pequeña amplitud (Fig. 8.27b). Durante casi todo el tiempo que duró el muestreo, se presentó un gradiente halino positivo, sugiriendo que la masa de agua tuvo tiempo de estratificarse. Es de hacer notar que la diferencia de salinidad entre la superficie y el fondo fue mínima. Las oscilaciones en los valores de salinidad pueden estar relacionadas con el proceso diurno de evaporación ya que la tendencia de las curvas es hacia un máximo diario. Por otro lado, es posible ver media oscilación de un proceso de 14 a 15 días de periodo, que puede ser efecto de las mareas vivas y muertas cuyo periodo es quincenal.

Las curvas de oxígeno disuelto son irregulares (Fig. 8.27c). No es discernible un comportamiento diurno y lo mismo es válido para los cinco niveles muestreados. El contenido de oxígeno en el nivel inferior (40 m) es menor entre los dos periodos de interrupción.



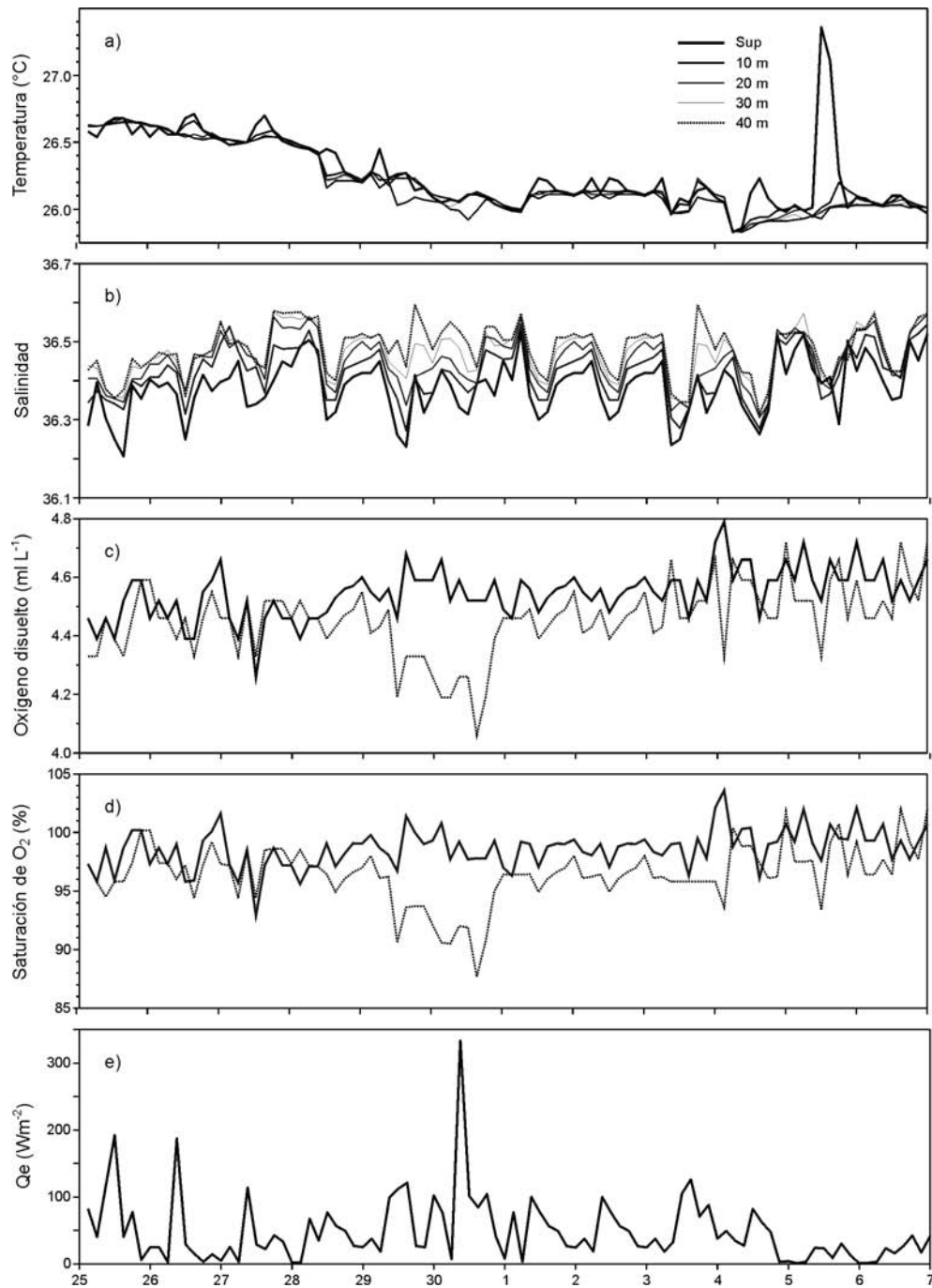


Fig. 8.27 Variación temporal de la temperatura (°C) (a), del oxígeno disuelto (mL L<sup>-1</sup>) (b) y del porcentaje de saturación de oxígeno (%) (c) a 10 m y 40 m de profundidad, y variación temporal del flujo de calor latente (Q<sub>e</sub>) (W m<sup>-2</sup>) (d). Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993).

El comportamiento del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto (Fig. 8.27d) es similar al del oxígeno disuelto (Fig. 8.27c). Es de hacer notar que en todos los niveles existe gran inestabilidad, inclusive en el más profundo y que todos los valores están alrededor del 97%. Comparando este último valor con lo obtenido en marzo de 1993 por Sánchez-Juárez *et al.* (1994), es notorio el 40% menos de saturación de oxígeno.

Las velocidades (no mostradas) de las corrientes a 30 m de profundidad, indican un flujo en dirección oeste-noroeste y oeste de hasta  $14 \text{ cm s}^{-1}$ , solo al final del muestreo se registraron velocidades relativamente altas de  $22 \text{ cm s}^{-1}$ .

La variación temporal del flujo de calor latente ( $Q_e$ ) presenta valores altos al inicio y a la mitad del muestreo (Fig. 8.27e) con un máximo próximo a  $350 \text{ W m}^{-2}$ .

Los espectros de energía por los métodos de la Transformada Rápida de Fourier y de Máxima Entropía (Fig. 8.28a-d) muestran oscilaciones en las bandas semidiurnas, diurnas, inerciales y subinerciales.

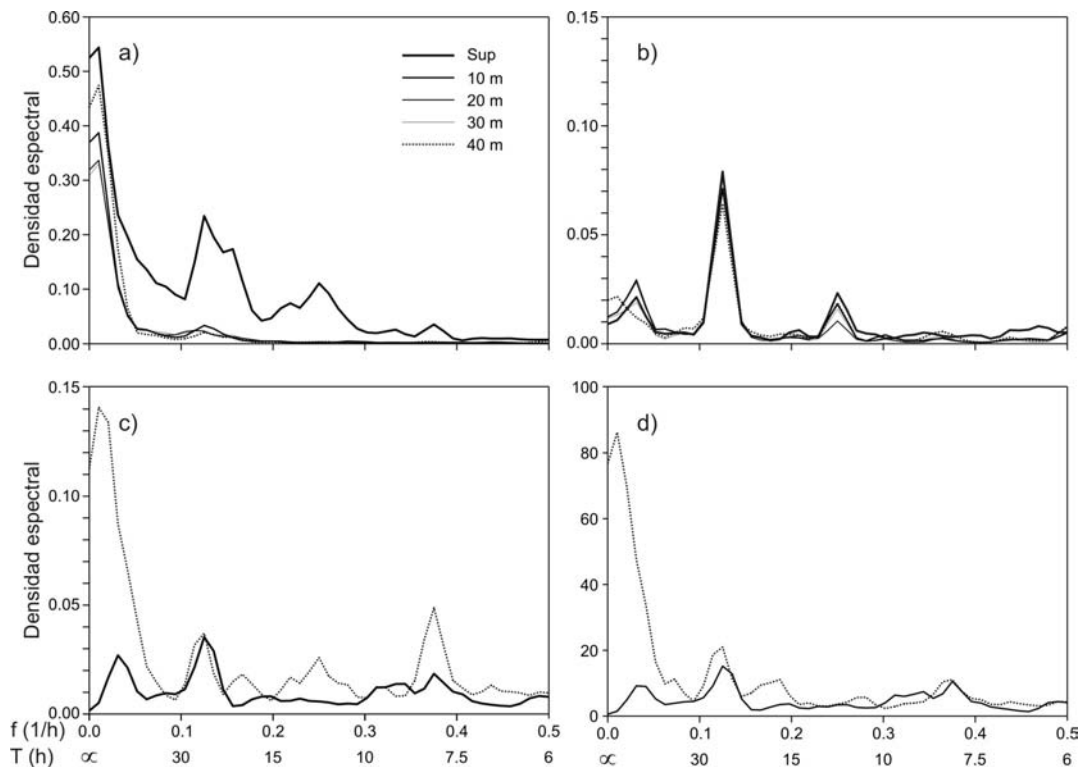


Fig. 8.28 Espectros de energía (FFT) de las series superficial, a 10, 20, 30 y 40 m de profundidad, de temperatura (a) y salinidad (b). De la series a 10 m (línea continua) y a 40 m (línea de puntos) de profundidad, de oxígeno disuelto (c) y de porcentaje de saturación de oxígeno disuelto (d). Serie COYU93 (25 de noviembre a 7 de diciembre de 1993).

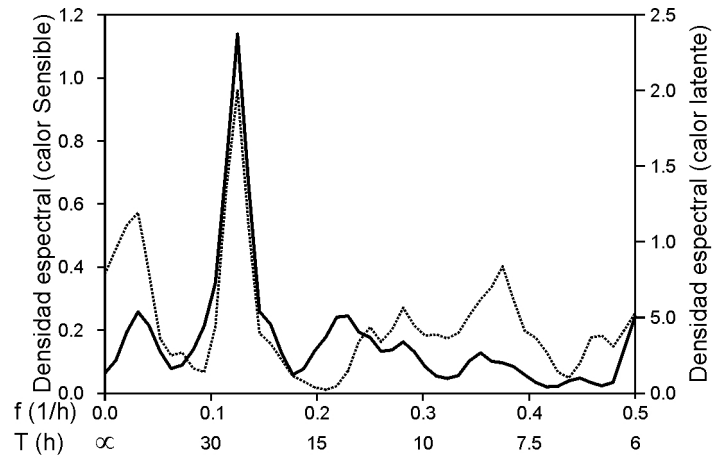


Fig. 8.29 Espectros de energía (FFT) de la series de flujo de calor latente ( $Q_e$ ) (línea de puntos) y de flujo calor sensible ( $Q_t$ ) (línea continua). Serie COYU93 (25 de noviembre al 7 de diciembre de 1993).

### Velocidades de calentamiento

En este inciso se muestran los resultados de los cálculos de las velocidades de calentamiento y su comparación con lo reportado por la NOAA, es importante tener en cuenta que lo reportado por la NOAA son valores climáticos y lo mostrado como resultados son puntuales.

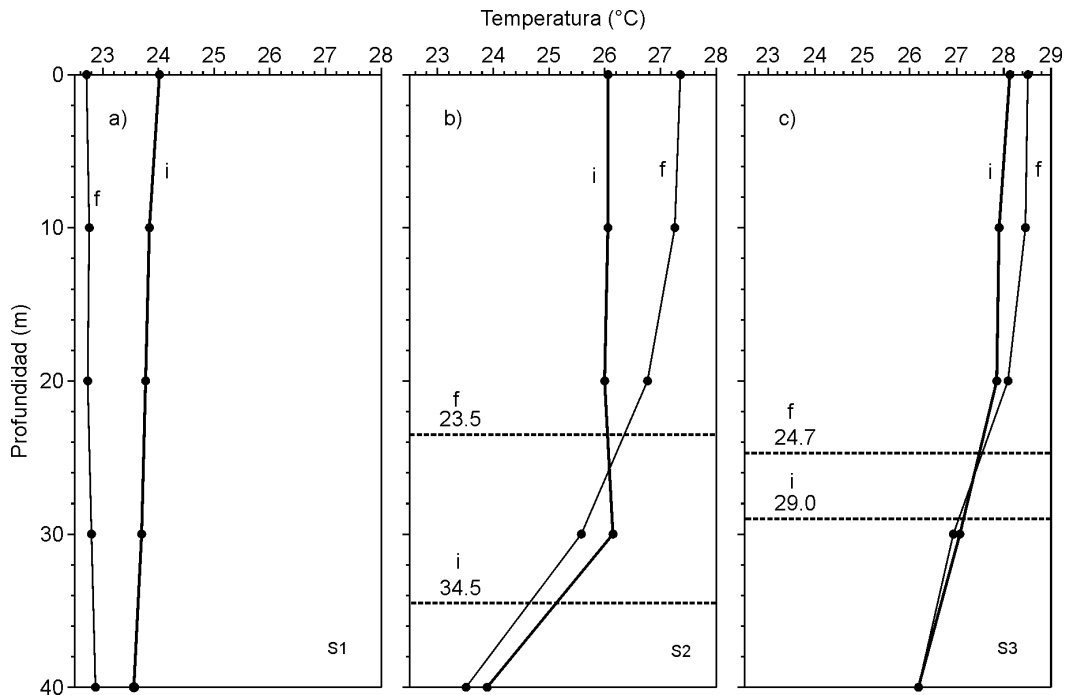


Fig. 8.30. Perfiles de temperatura inicial (i) (línea gruesa) y final (f) (línea delgada) de los muestreos de Series S1, S2 y S3. Los números de las líneas punteadas representan la profundidad de la capa de mezcla usada para el cálculo de la cantidad de calor almacenada.

Los perfiles de temperatura (Fig. 8.30), al inicio y al final del muestreo muestran un máximo absoluto de 28.51 °C al final de S3 y un mínimo de 22.71 °C al final de S1. Durante S1, invierno (Fig. 8.30, izquierda), la columna de agua estuvo homogénea, sin termoclina, durante este tiempo se observó un enfriamiento de 1.0 °C. Durante el muestreo correspondiente a S3 la temperatura promedio más elevada fue de 28.20 °C en el nivel de superficie, con una termoclina débil ( $0.08 \text{ °C m}^{-1}$ ) a una profundidad de aproximadamente 27 m; la diferencia promedio en la temperatura de la columna de agua entre el inicio y el final del muestreo fue de 0.15 °C, la menor de las obtenidas para los tres muestreos, siendo la capa superior a los 26 m de profundidad más fría a inicios del muestreo; bajo los 26 m de profundidad la situación se invierte, en forma similar a lo sucedido durante S2. Para S3 las profundidades inicial y final del piso de la capa de mezcla fue de 29.0 y 24.7 m, respectivamente.

Durante el periodo que correspondió a S2 (verano) (Fig. 8.30, central), la columna de agua estuvo más fría al principio del muestreo hasta la profundidad de 26 m. A profundidades mayores de aproximadamente 26 m la tendencia se invierte y la temperatura fue más baja al final del muestreo. La diferencia entre la temperatura promedio de la columna de agua al final y al principio del muestreo de S2, fue de 0.79 °C. Durante este muestreo se pudo observar una termoclina de 0.11 °C m<sup>-1</sup> a aproximadamente 30 m de profundidad, siendo más marcada al inicio del muestreo.

Durante el muestreo en el que se obtuvo la serie S3 (principios de otoño) (Fig. 8.30, derecha), se presentaron las temperaturas más altas de todos los muestreos (promedio de 28.20 °C en la superficie), con una termoclina débil (0.08 °C m<sup>-1</sup>) a aproximadamente 27 m de profundidad. La diferencia entre la temperatura promedio inicial y final, de la columna de agua, fue de 0.15 °C.

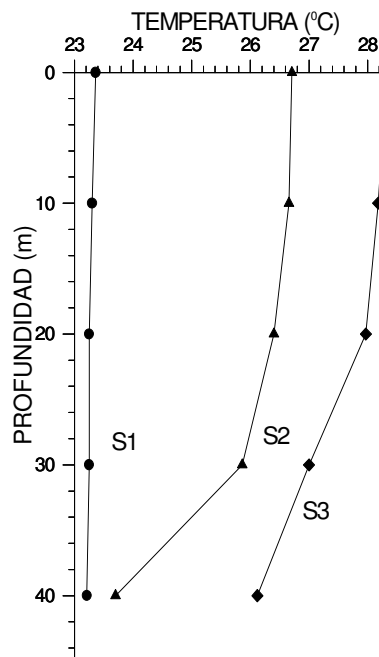


Fig. 8.31 Perfiles promedio de temperatura durante los muestreos Series S1, S2 y S3.

La capa de mezcla durante S1 ocupó toda la columna de agua, esto es 45 m. Al principio de S2 fue de 34.5 m y al final de 23.5 m, mientras que durante S3 fue de 29 m y 24.7 m al inicio y al final respectivamente (Fig. 8.31).

Las velocidades de calentamiento durante cada muestreo (Fig. 8.32) presentan valores negativos (enfriamientos) durante S1,  $-0.12\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$  en la superficie y  $-0.06\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$  a 40 m de profundidad. Durante S2 se observó la velocidad de calentamiento máxima,  $0.07\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$ , por de bajo de los 26 m la velocidad fue negativa, indicando un enfriamiento. S3 mostró las velocidades absolutas de calentamiento más bajas  $0.03\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$  en la superficie y enfriamiento en las capa entre 26 m y 35 m ( $-0.01\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ).

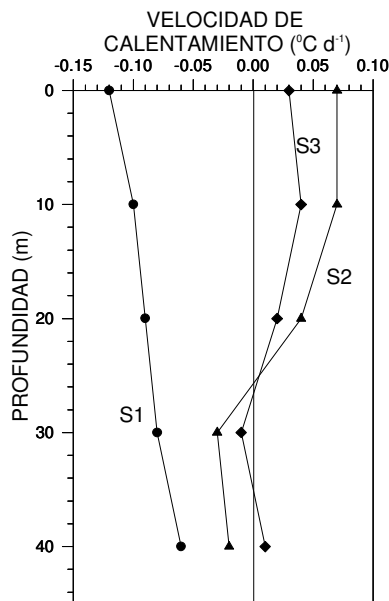


Fig. 8.32 Perfiles de velocidad de calentamiento ( $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) durante los muestreos Series S1, S2 y S3.

El almacenamiento de calor medio, calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (ecuación 4), primer término de la ecuación (3), dio  $39\text{ Wm}^{-2}$ . La razón de almacenamiento de calor calculada usando las ecuaciones (2) y (3) dio como resultado  $-3\text{ Wm}^{-2}$ , donde el intervalo temporal usado en el cálculo fue de 13 días.

El promedio temporal de la temperatura superficial, así como, las velocidades de calentamiento en la superficie del mar obtenidas con esta serie, se compararon con los

valores climáticos y las observaciones efectuadas por las NOAA (Fig. 8.33) para el cuadrante A2 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ), en el cual se encuentra el punto de estudio (Fig. 7.1). En el primer caso se puede ver que las temperaturas superficiales medias durante S3 siguen la tendencia general de la temperatura superficial climática (TSM) y de la temperatura superficial observada en 1988 por la NOAA, no así las velocidades de calentamiento.

Los perfiles de temperatura inicial y final durante S1 son típicos de invierno, en cuya estación se presenta una condición casi isoterma. Los perfiles de S2 muestran la capa de mezcla superficial homogénea y al parecer una intrusión de agua fría. Durante S3 se observa cómo la capa de mezcla aumenta su temperatura superficial mientras que la intrusión de agua fría por debajo de la profundidad de 30 m hace disminuir el espesor de la capa de mezcla (Fig. 8.30).

La velocidad de calentamiento por nivel durante S3 presenta una situación similar a S2 (Fig. 8.32), aunque con enfriamiento a 30 m de profundidad, probablemente sea un proceso de intrusión de agua fría a dicho nivel. En 40 m aún se presenta calentamiento.

La comparación entre la TSM medida durante S3 y la TSM climática obtenida a partir de los datos de la NOAA y lo reportado por la NOAA de TSM para 1988 (NOAA, 1989) muestra que la TSM de S3 ( $28.33^\circ\text{C}$ ), 1 semana después el paso del huracán Gilberto concuerda con el climático observado (Fig. 8.33).

Durante S3 (septiembre-octubre) el almacenamiento de calor fue negativo, cercano a cero ( $-3 \text{ Wm}^{-2}$ ). Durante este período la columna de agua perdió calor en la base de la capa de mezcla. Aún con el calentamiento de la capa superficial, la subcapa y la termoclina perdieron calor (proceso similar al ocurrido en S2), dando como resultado un almacenamiento de calor negativo.

La cantidad de calor almacenado calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (ec. 4) y el primer término de la ecuación (3) dio valores de  $-260$ ,  $104$  y  $39 \text{ Wm}^{-2}$  durante S1, S2 y S3, respectivamente. La cantidad de calor almacenado calculado usando las ecuaciones (2) y (3) dio como resultados  $-260$ ,  $48.5$  y  $-3 \text{ Wm}^{-2}$  durante S1, S2 y S3, respectivamente.

Se graficó el promedio temporal de la temperatura superficial, así como, las velocidades de calentamiento superficial calculado, junto con los valores reportados por la NOAA para el cuadrante A2, este cuadrante es de  $1^\circ \times 1^\circ$  y en el se encuentra la estación de

muestreo en la cual se generaron las series de tiempo. Es importante recordar que unos de los valores reportados por la NOAA para 1988 son climáticos y otros, y que esto implica una diferencia en escalas. En primera instancia se puede observar que las temperatura durante S1, S2 y S3 siguen la tendencia general mostradas por las TSM de la NOAA, pero no sucede con las velocidades de calentamiento superficial (Fig. 8.33 y 8.34), esto es atribuible a las diferencias de escalas espaciales.

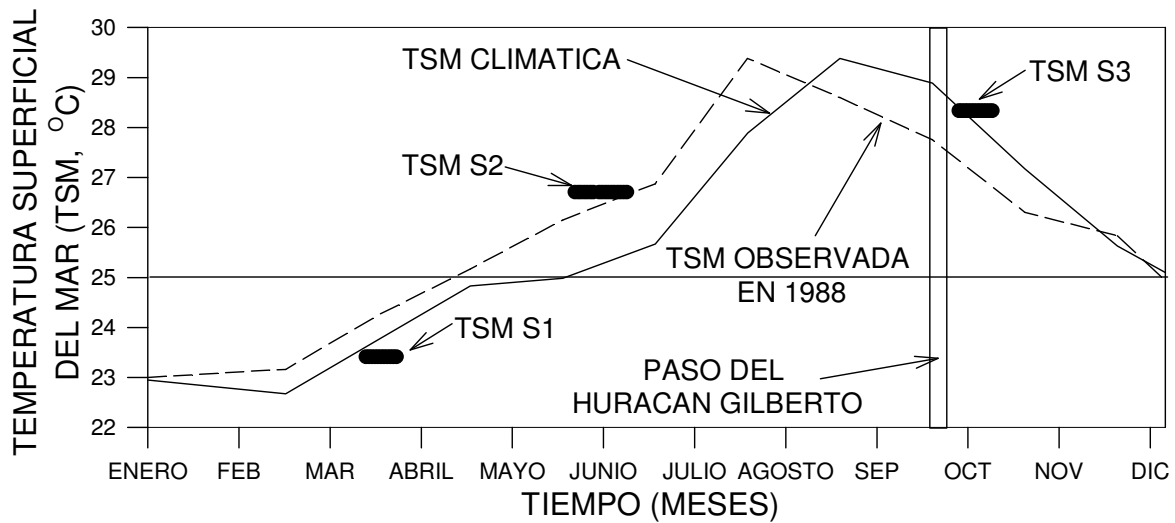


Fig. 8.33. Temperatura superficial de mar promedio (TSM) durante los muestreos Series S1, S2 y S3 (segmentos gruesos), valores climáticos de TSM de la NOAA (línea continua) y valores observados en 1988 (línea cortada).



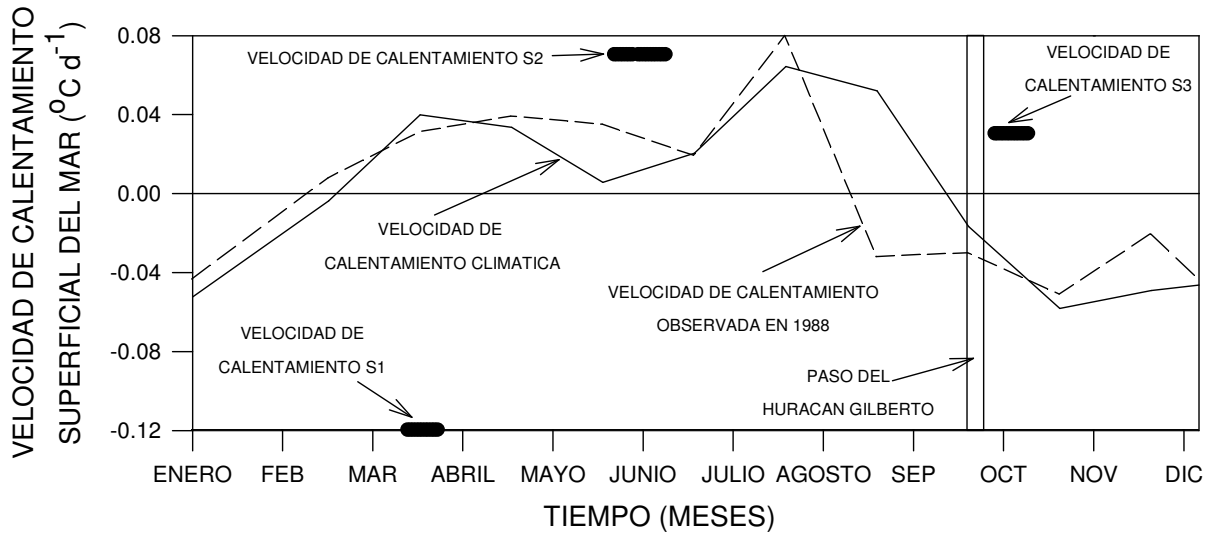


Fig. 8.34 Velocidades de calentamiento durante los muestreos Series S1, S2 y S3 (segmentos gruesos), velocidades de calentamiento climático (línea continua) y velocidades de calentamiento observados en 1988 para este estudio (línea cortada).

## CAPITULO 9

### DISCUSIÓN

Las condiciones meteorológicas en el área de estudio son variables a finales de invierno y principios de primavera y se pueden presentar frentes atmosféricos, ondas cálidas o nortes en pocos días. Los muestreos de series fueron afectados por el paso de aire marítimo tropical con bajo contenido de humedad, lo que propició ondas cálidas y cielos despejados a medio nublados. Además se observaron vientos débiles a moderados y caídas en la presión barométrica. El flujo de calor sensible fue mínimo y dominó el flujo de calor latente con aporte hacia la atmósfera.

Durante los muestreos de series se presentó una caída de presión debido a la influencia del aire marítimo tropical procedente del Mar Caribe. Las diferencias de temperaturas del mar y el aire indican un flujo de energía de la atmósfera hacia el mar. El flujo de calor latente ( $Q_e$ ) fue, en general, del mar hacia la atmósfera, dominando la curva de flujo neto de calor ( $Q_a$ ). En general, el efecto de la onda cálida, el bajo contenido de humedad y vientos débiles a moderados, se observaron marcadamente de 12:00 a 15:00 horas, pero en el transcurso de la noche las condiciones se invirtieron. Las elevadas temperaturas del aire llegaron, en algunos casos, hasta los 40 °C.

Las fechas en que se realizaron los muestreos representan el fin del invierno (S1), la primavera (S2) e inicio de otoño (S3). Los perfiles de temperatura inicial y final a fines de invierno (S1) son típicos de condiciones de invierno, en cuya estación se presenta una condición isoterma, resultado de la mezcla por los nortes. Los perfiles de primavera (S2) muestran la capa de mezcla superficial homogénea y al parecer una intrusión de agua fría. Durante el inicio del otoño (S3) se observa cómo la capa de mezcla aumenta su temperatura superficial mientras que la intrusión de agua fría por debajo de la profundidad de 30 m hace disminuir el espesor de la capa de mezcla. De la serie de inicio de otoño (S3) se observa que las oscilaciones en la superficie no se transmiten a los estratos inferiores; existe suavidad en los niveles de 10 y 20 m y oscilaciones en los de 30 y 40 m. El comportamiento de las series de fines de invierno y primavera (S1 y S2) es en general

similar. En fines de invierno (S1) las oscilaciones sólo se observan en la superficie y durante primavera (S2) se observan oscilaciones en los niveles de 30 y 40 m.

Los datos aquí presentados distan de tener un comportamiento homogéneo. En la mayoría de los niveles se presentan oscilaciones. En algunos casos la frecuencia diaria es obvia, en otros no. La estructura térmica de la columna de agua en el punto de estudio presentó características barotrópicas sólo en el caso de la serie de fines de invierno (S1); para las otras épocas (S2 y S3), la tendencia es hacia una configuración baroclínica no obstante lo poco profundo de la zona. Durante el tiempo de obtención de las series de primavera y principios de otoño (S2 y S3) se presentó una fuerte estratificación. Las frecuencias de oscilación que se obtuvieron en este trabajo coinciden con aquellas de las mareas del Golfo de México (diurnas y semidiurnas) y con ondas gravitacionales giroscópicas y de período inercial. Los vectores progresivos de la corriente muestran un flujo no unidireccional con afectaciones cíclicas y el paso de un giro ciclónico pequeño con un período de rotación aproximado de 24 h.

Durante la serie-PLAYUC la temperatura mostró un ascenso general en las capas superiores, mientras que en la inferior se mantuvo constante. La salinidad tendió a aumentar. El oxígeno disuelto tendió a disminuir. Las curvas de los parámetros contra tiempo por lo general muestran oscilaciones, algunas generadas por el calentamiento diario. La dirección de la corriente a 30 m de profundidad fue en dirección este para luego desviarse hacia el sur.

La característica barotrópica de una corriente puede verse afectada por la fricción del fondo y por el establecimiento de una fuerte interfase en el seno de la estructura, tal que provoque que las dos nuevas capas respondan diferencialmente a la fuerza generadora de la corriente o a la fricción con el fondo. Durante la obtención de la serie de fines de invierno (S1) la columna de agua se mostró esencialmente isoterma; durante primavera y el inicio del otoño (S2 y S3) se detectaron termoclinas a profundidades aproximadas de 35 y 30 m, respectivamente.

Las diferentes curvas de salinidad obtenidas durante los muestreos, no muestran un valor estable, esto es, oscila. Existe una ligera tendencia a incrementar la salinidad. Al inicio de la serie la salinidad está desfasada  $180^\circ$  con respecto de las series de temperatura (superficie y 10 m); sin embargo, después del quinto día de muestreo se pierde este retraso.

Las oscilaciones de la salinidad pueden estar relacionadas con el proceso diurno de evaporación y la advección hacia el punto de muestreo puede modificar la frecuencia de esta oscilación. La tendencia de las curvas es hacia un máximo diario.

Las curvas de oxígeno disuelto son irregulares. No es discernible un comportamiento diurno. La amplitud de la variación en el nivel inferior no es considerablemente menor que la del nivel superficial. El valor medio del oxígeno disuelto y del porcentaje de saturación de oxígeno, de todos los muestreos y por nivel, muestra una disminución general del contenido de oxígeno disuelto, probablemente favorecida por el aumento de temperatura y la disminución de la presión atmosférica. El comportamiento del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto es similar al del oxígeno disuelto. Es de hacer notar que en todos los niveles existe gran inestabilidad, inclusive en el nivel más profundo y que todos los valores están por arriba del 100%.

De los resultados se puede observar que las fluctuaciones de temperatura en la superficie no necesariamente están en fase con los estratos inferiores; por otro lado, en el estrato superficial es conspicuo el calentamiento solar. Se encontraron varios períodos de diferentes eventos identificados a partir del espectro de la serie obtenida a fines de invierno (S1), los cuales pueden ser asociados básicamente al efecto del calentamiento solar (24 h) y a efectos de las mareas diurnas ( $O_1$  y  $K_1$ ) y semidiurnas ( $M_2$  y  $S_2$ ); que aunque éstas últimas son pequeñas en el Golfo de México, se manifiestan por forzamiento astronómico directo (Grijalva, 1971). Se supone además que los períodos de 6.25 y 5 días (150 y 120 h) de las oscilaciones de los estratos superficiales corresponden a la ocurrencia de nortes durante la obtención de la serie de fines de invierno (S1). El período de 3.1 días (75 h) es ficticio, ya que al reconstruir la serie de tiempo con datos interpolados siguiendo la tendencia de la serie en los espacios donde hay interrupciones, éste pico espectral casi desaparece. En este muestreo no aparecen señales en la frecuencia inercial de 1.32 días (31.7 h); sin embargo, el pico de 1.67 días (40 h) tiene una fuerte correspondencia con el ancho pico encontrado por Möfjeld y Winbush (1977) de alrededor de 1.56 días, obtenidos en sus observaciones efectuadas en la parte central del Golfo de México y es atribuible a un modo propio de oscilación del Golfo de México (Salas de León y Monreal Gómez, 1989).

Las figuras de los vectores de desplazamiento progresivo se presentan en kilómetros y con intervalos de 3 h entre punto y punto. En los vectores progresivos de fines de invierno

(S1) se observa que la corriente no tiene una estructura bien definida; sin embargo, la tendencia del flujo es hacia el oeste. Del mismo modo, es notoria una intrusión cíclica hacia el sur en los puntos 21, 60 y 126, con un periodo de alrededor de 105 h. Al parecer un giro ciclónico de pequeña magnitud cruzó por el punto de muestreo durante el estudio, lamentablemente se tuvo una interrupción en el muestreo después de 57 h. En la parte noroeste del supuesto remolino se observa de nuevo la intrusión hacia el sur alrededor de la hora 36. A partir de la primera interrupción y hasta la segunda, la circulación es hacia el oeste con una ligera tendencia a formar meandros. Al final de la obtención de la serie (S1), delante de la hora 219, el desplazamiento fue lento para luego dirigirse hacia el sur. Al comparar los vectores progresivos con la estructura térmica de la columna de agua a 15 m de profundidad, se observa que durante los muestreos del supuesto vórtice, la región presenta intensos gradientes y cuando el flujo es unidireccional estos casi desaparecen. Por otro lado, la estructura térmica muestra un asenso de las isotermas, lo cual refuerza la idea del paso de un giro ciclónico pequeño.

De la figura de vectores progresivos obtenidos de los datos de la serie de primavera (S2) se observan bien definidas dos tendencias del flujo, una rápida hacia el norte hasta el muestreo 129 y otra lenta hacia el oeste hasta la hora 267. A partir del punto correspondiente a la hora 336 y hasta el final del muestreo el correntómetro fue ubicado a 35 m de profundidad. En la primera parte y hasta la hora 69, se observó que la intrusión cíclica hacia el sur, descrita anteriormente, aparece hacia el oeste; de la hora 69 y hasta la hora 363 se observa dirigida hacia el sur, como antes. El periodo de la oscilación cíclica se aproxima a las 24 h. Con respecto al giro que aparece al final del muestreo, de los registros de las horas 363 a la 438 se pudo observar que tiene también un período cercano a las 24 h. Al revisar la estructura térmica, se observa en la zona donde ocurre el vórtice, una repetición del alto valor de la anomalía térmica (0.3 °C). Es evidente que después de la segunda interrupción, esto es a partir de la hora de muestreo 333 una masa de agua fría invadió la región y tuvo su manifestación máxima con una anomalía igual a -0.8 °C. Evidentemente el enfriamiento fue causado por advección y no por pérdida de calor en la superficie. A partir de la hora 357 se presentó el relajamiento y se observaron condiciones con gradientes térmicos menos acentuados.

De los vectores progresivos obtenidos de la serie correspondiente a inicio de otoño (S3) se puede decir poco. El movimiento dominante del agua fue en dirección al norte con una muy ligera tendencia hacia el este. Lamentablemente el correntómetro solo registró correctamente durante aproximadamente 3 días y después dejó de funcionar el sensor magnético de la dirección este-oeste. Se puede ver, sin embargo, que la corriente pulsa, esto es, la velocidad es alta y luego disminuye. Al revisar la estructura térmica de la serie se observó que la profundidad del correntómetro no era la idónea. Al nivel de 35 m, muy próximos a la termoclina, la estructura térmica muestra mucha variabilidad. Los gradientes en la interfase son fuertes y muestran periodicidades no bien definidas a simple vista.

Tanto en la serie de primavera (S2) como en la de inicio de otoño (S3) se observaron en los estratos inferiores, no así en los superiores, períodos en la banda de 2 a 3 días. El espectro de presión obtenido por Möfjeld y Winbush (1977) presenta períodos menores con una banda ancha alrededor de 1.6 días (40 h), con un máximo en 1.56 días (37 h), que cae en 1.25 días (30 h). Si se considera que las observaciones efectuadas por Möfjeld y Winbush se realizaron a profundidades mayores, los resultados obtenidos en esta tesis parecen ser coherentes con los obtenidos por Möfjeld y Winbush. Es notoria la presencia de un pico con período de 1.32 días (31.7 h) en el estrato intermedio de las series de primavera (S2) (10 m) y de inicio de otoño (S3) (40 m); el cual corresponde al período inercial del lugar de muestreo. Por abajo del período inercial se presentan ondas en los estratos inferiores de las series S2 y S3, cuyos períodos corresponden a ondas inducidas por las componentes de marea  $M_2$  y  $S_2$ . Se encontró también, un pico espectral con período de 8.3 días (200 h) el cual puede corresponder a oscilaciones de la corriente de Yucatán en las proximidades de la plataforma. Molinari y Yager (1977) reportan estas variaciones pero no especifican su frecuencia. Brooks (1979) observa en el transporte de la corriente de Florida oscilaciones con períodos en la banda de 4 a 14 días; así mismo, establece que la formación de meandros (oscilaciones de la corriente) afecta el transporte con respecto a la costa, pero no el transporte total de la corriente. Durante la obtención de la serie de inicio de otoño (S3) se presentaron picos con períodos de 4 a 6 días; Möfjeld y Winbush (1977) sugieren que los cambios de presión del fondo con períodos de alrededor de 5 días (120 h), pueden ser forzados por la atmósfera, esto debido a la frecuencia de ondas del este. Estos autores observan también, sin darle explicación, un pico con período de 3.13 días (75 h) el cual es

presentado como una característica propia del Golfo, separado del espectro de presión del Caribe del Este y del Atlántico y lo atribuyen a una resonancia de tipo de Helmholtz en el Golfo de México (Salas de León *et al.*, 2004).

Wunsch y Hendry (1972) en un estudio de ondas internas en el talud continental del occidente de Estados Unidos establecen que las ondas internas con período inercial, pierden energía al viajar del talud continental hacia la plataforma continental, que las oscilaciones cuyos períodos corresponden a los de las mareas incrementan su energía cuando viajan en dirección hacia la plataforma continental y que la energía de la marea superficial cede una gran fracción de su energía a los modos baroclínicos. Si se supone que estos procesos repercuten en la plataforma continental, es entendible que no se observen en todos los estratos las frecuencias inerciales en la región de estudio, excepto en la termoclina ya que ésta parece conservar las frecuencias de las oscilaciones originales y que los períodos de marea se detecten en toda la columna presentando turbulencia de alta frecuencia en la termoclina, sobre todo en el caso de la serie de inicio de otoño (S3). Cairns (1968) en un estudio similar realizado en las costas de California, observó que los valores bajos de anomalías en la serie temporal de la estructura térmica pueden ser ocasionados con el paso de ondas internas en la termoclina; sin embargo, en este caso la presencia de gradientes parece estar más ligada a la ocurrencia de procesos de escala de tiempo mayor, tales como ondas gravitacionales giroscópicas y mareas; por otro lado, la presencia de un giro ciclónico puede implicar el aporte de agua del fondo a la superficie. En general los gradientes en la serie de primavera (S2) fueron mayores que los de la serie de fin de invierno (S1), donde se presentó una condición isoterma.

La fricción de la Corriente de Yucatán contra el fondo debe desarrollar, debido a la Teoría de Ekman, un flujo hacia las regiones poco profundas y finalmente debe emerger a la superficie (surgencia), posiblemente desarrollando circulación ciclónica en el área por conservación de vorticidad (Robinson, 1981). Los afloramientos deben intensificarse al aumentar la velocidad del núcleo de la Corriente de Yucatán, por lo que ocurrirá lo contrario cuando el eje de la corriente este lejos y tenga baja velocidad. En algún momento la Corriente de Yucatán debe desarrollar en la vecindad de Cabo Catoche, una contracorriente; esto es un tema abierto a investigación.

Siendo aún época de “nortes” durante la serie PLAYUC –inicio de primavera-, estos

no se presentaron en el período de muestreo. La influencia de la onda cálida, esto es viento moderado o débil y el cielo despejado o semi nublado, se observó en la transferencia de calor y humedad a través de la interfase mar-aire, con el flujo de calor latente del océano hacia la atmósfera y con valores bajos ( $< 130 \text{ Wm}^{-2}$ ) y el flujo de calor sensible de la atmósfera hacia el océano ( $> -20 \text{ Wm}^{-2}$ ); así el flujo neto está restando calor al océano. Durante el día entre las 12:00 y las 16:00 h, el flujo de calor sensible fue hacia el océano. Se presentaron condiciones extremas los días 26 y 27, donde la TSM llegó a  $27 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 8.25a) y la temperatura del aire llegó a los  $40 \text{ }^\circ\text{C}$ , con vientos débiles de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  y humedad relativa de 44 a 48%. Durante el período de muestreo de fin de invierno (S1, del 11 al 21 de marzo de 1988), se presentaron dos “nortes” que provocaron un enfriamiento superficial del mar, esto es con el flujo de calor latente y sensible hacia la atmósfera, del orden de los  $150$  y  $26 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente (Aldeco y Hernández-Téllez, 1989).

A partir de los resultados de las campañas oceanográficas PLAYUC (6 al 17 de enero de 1990 - invierno) y YUCPLA (25 de mayo al 4 de junio de 1990 - primavera) se encontró que la temperatura por abajo de los 30 m indicó la presencia de un área de afloramientos al norte de Cabo Catoche, adicionalmente se observó bruma en dicha zona. Durante invierno (PLAYUC) este proceso de afloramiento no estaba completamente activo, las isotermas estaban curvadas hacia arriba pero no afloraban en la superficie, como fue el caso durante primavera (YUCPLA). Se observó la presencia de áreas concéntricas (núcleos) en la distribución de las diferencias entre la temperatura superficial del mar y la de la atmósfera ( $TSM - T_a$ ), del flujo de calor latente ( $Q_e$ ) y del flujo de calor sensible ( $Q_t$ ). El flujo de calor sensible hacia o desde el mar, calentamiento o enfriamiento respectivamente, depende de la temperatura del aire adyacente a la superficie del mar, positivo para enfriamiento y negativo para calentamiento. Durante invierno (PLAYUC) dos frentes fríos (nortes) con vientos moderados llegaron del noroeste. Durante primavera (YUCPLA) aire húmedo y tibio del este fue frecuentemente detectado. En ambas campañas el área de estudio fue dividida por una línea de  $TSM - T_a = 0$ ; esto es, la temperatura superficial del mar fue igual a la del aire. Durante invierno (PLAYUC) esta línea separó la zona de estudio de una parte oeste y noreste de una parte este y sur. Durante primavera (YUCPLA) hubo dos líneas paralelas de  $TSM - T_a = 0$ , que se extendieron desde Puerto Progreso hacia los  $23^\circ 30' \text{ N}$  y  $87^\circ 30' \text{ W}$ , esta separó la porción noroeste de la sureste.



Durante invierno (PLAYUC) los valores de  $\Delta T (= TSM - T_a)$  fueron de 1 a 4 °C en el lado oeste y entre 1 y 3 °C en la porción noreste ( $TSM > T_a$ ). En la parte sureste, que corresponde al área de afloramientos o surgencias, el valor de la  $\Delta T$  fue de -1 a -3 °C. La pérdida de calor debida al  $Q_e$  en el lado oeste se situó entre 160 y 260  $Wm^{-2}$ . El intervalo de variación de  $Q_e$  fue de 10 a 60  $Wm^{-2}$ . En el lado este el contraste diurno fue evidente en tres áreas pequeñas, con valores de  $Q_e$  de 120 a 200  $Wm^{-2}$  en las mañanas, de 100 a 40  $Wm^{-2}$  antes de medio día y entre 100 y 120  $Wm^{-2}$  en la noche. En la región de bruma-afloramiento se tuvo una disminución de la pérdida de calor debida a  $Q_e$  de 30 a menos de 10  $Wm^{-2}$  causada por aire húmedo y tibio sobre la región; consecuentemente, ocurrió una ganancia de calor por  $Q_t$  de -5 a -6  $Wm^{-2}$ . Por otra parte, se observó que casi todos los valores de  $Q_e$  y  $Q_t$  en las estaciones fueron positivos, excepto en tres puntos en la zona de afloramiento.

Adem *et al.* (1991) hacen una simulación del ciclo anual de  $TSM$ , flujos de  $Q_t$  y  $Q_e$ , balance de radiación y de la tasa de almacenamiento de calor para todo el Golfo de México. La comparación de resultados aquí obtenidos con los promedios de los resultados de Adem *et al.* (1993) de enero y julio, se observa que el valor de la media referida es menor al obtenido en invierno (PLAYUC; 140.92 *versus* 200  $Wm^{-2}$ ); sin embargo, sin considerar las áreas de afloramiento en invierno (PLAYUC), los valores calculados aquí concuerdan con los simulados (valores alrededor de 200  $Wm^{-2}$ ). Lo mismo es para la tendencia del promedio del flujo de calor sensible ( $Q_t$ ), no obstante que el valor calculado aquí es más bajo (14.88 *versus* 25  $Wm^{-2}$ ).

Durante primavera (YUCPLA) aire tibio y húmedo estuvo presente sobre toda el área de estudio. Dos líneas paralelas de  $TSM - T_a = 0$ , dividieron diagonalmente el área y el valor de  $TSM - T_a$  fue menor de cero sobre la mayoría del área de estudio. La distribución de  $Q_e$  se caracterizó por dos lenguas o bolsas sobre la porción oeste y otra lengua similar sobre la porción este, las cuales pudieron haber sido causadas por corrientes o remolinos. Se observó una ganancia neta de  $Q_t$  y  $Q_e$  desde el área de afloramiento hacia la costa. En la porción oeste los procesos de enfriamiento y calentamiento fueron evidentes. Es notorio que hay una disminución del enfriamiento durante este período en relación a invierno (PLAYUC). Los efectos diurnos fueron también observados durante este crucero. El promedio total de  $Q_e$  fue 66.63  $Wm^{-2}$  y de  $Q_t$  fue 0.36  $Wm^{-2}$ , ambos valores menores que

aquellos de invierno (PLAYUC).

Durante primavera (YUCPLA), hacia las porciones noroeste y sureste los valores de  $\Delta T (= TSM - Ta)$  fueron de -1 a 0 y de -4 a 0 °C, respectivamente; el contraste fue mayor en la zona de afloramiento. También se encontró que entre las dos líneas de  $TSM = Ta$  casi todas las estaciones oceanográficas fueron realizadas de noche. Se puede observar, a la izquierda de la diagonal superior de la zona de estudio, una disminución conspicua en la pérdida de calor debida a  $Q_e$ , comparada con el lado oeste durante invierno (PLAYUC). También, arriba de la diagonal, se ven dos lenguas de  $Q_e$  en el lado oeste del arrecife Alacrán, una hacia la costa y otra dirigida hacia el mar profundo. Hacia el este del Arrecife Alacrán, se observan dos áreas de 100 a 40  $Wm^{-2}$ , estas estaciones fueron efectuadas al alba y otra región de 120 a más de 140  $Wm^{-2}$ , que corresponden a estaciones que se efectuaron al anochecer. Abajo de la diagonal inferior se puede ver una lengua de bajos valores de flujo de calor sensible. Similar a lo que fue el caso durante invierno (PLAYUC), la zona de surgencia indicó una ganancia neta de calor, debida al  $Q_t$ , de -5 a más de 9  $Wm^{-2}$  y un  $Q_e$  menor a 0  $Wm^{-2}$ . En tres áreas arriba de la diagonal superior de la zona de estudio, el efecto solar fue evidente en el flujo de calor sensible ( $Q_t$ ). Por otro lado la influencia del afloramiento y la bruma es evidente, señalado por los valores de  $Q_e$  y  $Q_t$ . El gran descenso de los valores positivos en relación a invierno (PLAYUC) también se muestra en primavera (YUCPLA). Es además, interesante notar que el balance neto de  $Q_t$  sobre el área fue cercano a cero durante esta campaña oceanográfica.

La comparación de los flujos de calor latente calculados en este trabajo, con aquellos simulados por Adem *et al.* (1993) para julio muestran que, sin considerar la áreas de influencia de afloramientos, los valores de las isolíneas de flujo de calor latente ( $Q_e$ ) concuerdan con aquellas simuladas. Lo mismo ocurre para las isolíneas de flujo de calor sensible ( $Q_t$ ).

Las velocidades de calentamiento por nivel durante cada periodo de muestreo, presentan valores negativos (enfriamiento) durante fin de invierno (S1) de -0.12 °C d<sup>-1</sup> en la superficie y de -0.06 °C d<sup>-1</sup> a 40 m de profundidad. Durante primavera (S2) se tienen las velocidades máximas de calentamiento (0.07 °C d<sup>-1</sup>) en la superficie, a partir de los 26 m de profundidad la velocidad es negativa, significando enfriamiento. Inicio de otoño (S3) presenta los valores más bajos de calentamiento (0.03 °C d<sup>-1</sup>) en la superficie, con una capa

de enfriamiento entre 26 y 35 m de profundidad ( $-0.01 \text{ } ^\circ\text{C d}^{-1}$ ).

El almacenamiento de calor medio, calculado usando solo la profundidad de la capa de mezcla (ecuación 4) y el primer término de la ecuación (3), dio valores de -260, 104 y 39  $\text{Wm}^{-2}$  durante fin de invierno (S1), primavera (S2) e inicio de otoño (S3), respectivamente. La razón de almacenamiento de calor calculada usando las ecuaciones (2) y (3 con todos los términos) dio como resultados -260, 48.5 y -3  $\text{W m}^{-2}$  durante S1, S2 y S3 respectivamente, donde el intervalo temporal correspondió a la duración de cada periodo de muestreo, que fue de 11, 18 y 13 días para S1, S2 y S3, respectivamente.

Durante fines de invierno (S1) la velocidad de calentamiento por nivel, con valores negativos, implicó un flujo de calor de la columna de agua hacia la atmósfera. Para primavera (S2) se observó una migración de la termoclina hacia la superficie, un perfil de la velocidad de calentamiento arriba de los 26 m la columna de agua que gana calor y una capa abajo de este nivel cede calor. La explicación a esta situación es que en primavera la capa superficial recibe calor de la atmósfera, pero en el fondo existe pérdida de calor por advección horizontal. Durante inicio de otoño (S3) se presentó una situación similar a la de primavera (S2), aunque el enfriamiento a 30 m de profundidad no es clara, en 40 m aún se presenta calentamiento. Por no tener mediciones de corrientes, no se puede asegurar que sea un proceso de intrusión de agua fría y cálida, respectivamente, a dichos niveles.

El promedio temporal de la temperatura superficial; así como, las velocidades de calentamiento en la superficie del mar obtenidas en este estudio, se graficaron junto con los valores climáticos y las observaciones reportadas por las NOAA para el cuadrante A2 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) en el cual se encuentra el punto de estudio. Hay que tener en cuenta las diferencias de escalas de los datos de la NOAA con los obtenidos en este trabajo. En el primer caso se pudo ver que las temperaturas superficiales medias durante fin de invierno (S1), primavera (S2) e inicio de otoño (S3) siguen la tendencia general de la temperatura superficial climática *TSM* y de la temperatura superficial reportada por la NOAA para 1988, no así las velocidades de calentamiento.

La comparación entre la *TSM* medida durante los periodos de muestreo S1, S2 y S3, y la *TSM* climática obtenida a partir de los datos de la NOAA y la *TSM* observada para 1988 (NOAA, 1989), muestra que la *TSM* reportada por la NOAA para 1988, tuvo una anticipación de 30 días. La *TSM* de fin de invierno (S1,  $23.41 \text{ } ^\circ\text{C}$ ) tuvo un ligero

desfasamiento de 7 días con respecto a la temperatura climática, mientras que con la *TSM* observada en el cuadrante A2 el desfasamiento fue de aproximadamente 23 días; la *TSM* durante primavera (S2, 26.70 °C) concordó en fecha con la observada por la NOAA; sin embargo, esta última estuvo retrasada en 25 días con respecto a la climática calculada. En el caso de la *TSM* de inicio de otoño (S3, 28.33 °C) se muestreó una semana después el paso del huracán Gilberto y los resultados obtenidos en esta tesis concuerdan con el valor climático, observando que en esta parte del año la *TSM* observada permaneció un mes atrás. Una sinopsis del comportamiento de la *TSM* observada durante 1988 (NOAA, 1989), para el cuadrante A2, es que en julio el perfil tuvo un mes de retraso con respecto al perfil climático y que al inicio y al final del año, ambas curvas estaban en fase.

Al analizar las velocidades de calentamiento, es notorio como el valor climático de la NOAA, los valores observados por la NOAA para 1988 y el valor calculado usando datos de los periodos de muestreo no coinciden. Las dos curvas, la observada de 1988; así como la climática, presentan dos máximos de calentamiento, separado por un mínimo superior, una especie de “canícula”. Los dos patrones son similares. Es notorio de los datos reportados por la NOAA para 1988, un incremento paulatino de la velocidad de calentamiento de enero hasta mayo y un pico de alta velocidad de calentamiento en julio ( $0.8 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ); así como, también un enfriamiento prematuro durante agosto ( $-0.3 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ). A mediados de septiembre pasó el huracán Gilberto por el punto de estudio. Las velocidades de calentamiento calculadas a partir de las pendientes de las series (S1, S2 y S3) no coinciden con las observadas ó las climáticas. Esta discrepancia se puede deber a dos factores: primero, que los periodos de muestreo no fueron lo suficientemente largos para representar un promedio mensual y, segundo, la baja profundidad del sitio de muestreo que inhibe la inercia térmica ( $\frac{dT}{dt} \propto h^{-2}$ , Jacob *et al.* 2000). De los resultados de marzo (S1) se observó un fuerte enfriamiento ( $-0.12 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ), este fue atribuido al paso de un norte tardío, cuyo efecto fue filtrado durante el procesado de los datos de la NOAA. Durante inicio de otoño (S3), en el tiempo de la canícula, el calentamiento fue alto ( $0.7 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$ ) con respecto a las curvas climática y observada,  $0.2$  y  $0.3 \text{ }^\circ\text{C d}^{-1}$  respectivamente.

El almacenamiento de calor calculado usando sólo la profundidad de la capa de mezcla (*PCM*) y la ecuación (4) condujo a valores no lógicos en la serie de primavera (S2) e inicio de otoño (S3). Durante marzo (S1) el almacenamiento de calor fue igual a -260

$\text{Wm}^{-2}$ , con o sin parametrización, ya que no había termoclina. Durante S2 y S3 los resultados fueron de 104 y 39  $\text{W m}^{-2}$ , respectivamente, valores que no representan el adelgazamiento de la *PCM*. Esto es el porqué para estudios costeros se debe de tener en cuenta la termoclina y la capa por debajo de la termoclina.

Los términos advectivos de almacenamiento de calor para fin de invierno (S1) y primavera (S2), según lo calcularon Hernández-Téllez y Aldeco (1990b), fueron de -37.4 y -10.8  $\text{W m}^{-2}$  y representaron sólo el 10% para S1 y 16% para S2 del almacenamiento total de calor. Solo en el caso de una corriente fuerte como un anillo anticiclónico, el término advectivo de flujo de calor sería igual al de extracción de calor latente por el huracán Gilberto (Jacob *et al.* 2000). Los efectos competitivos entre la mezcla por viento y la estratificación gobiernan la penetración vertical del calentamiento solar (Lee y Rudnick, 1996; Sverdrup *et al.*, 1942). Aún en la presencia de fuerte variabilidad horizontal Rudnick y Weller (1993), sugieren el uso de modelos unidimensionales, mostrando que el flujo de calor en la superficie domina el balance de calor integrado en los primeros 40 m en frecuencias diurnas y semidiurnas.

El almacenamiento de calor a fin de invierno (S1,  $-260 \text{ Wm}^{-2}$ ) muestra que hubo una pérdida considerable de calor y es atribuible al paso de un norte. Hernández-Téllez y Aldeco (1990a) utilizaron datos del mismo crucero y encontraron un flujo de calor de 177.4  $\text{Wm}^{-2}$  hacia la atmósfera, 150.6 y 26.8  $\text{Wm}^{-2}$  de calor latente y sensible, respectivamente. Levitus (1987) usó sólo la temperatura superficial del mar (*TSM*) y una profundidad de la capa de mezcla (*PCM*) constante y, señaló para esta misma época y latitud en el Atlántico global, un valor de  $-110 \text{ Wm}^{-2}$  (el océano cede calor). Adem *et al.* (1993) a partir de un modelo numérico aplicado al Golfo de México también con *PCM* constante, estimaron para enero un valor climático de  $-80 \text{ Wm}^{-2}$ . De aquí que, como sugiere Meehl (1984), se señala que la *TSM* no es una buena herramienta para el cálculo del almacenamiento de calor, especialmente cuando se sospecha la existencia de flujos horizontales de calor.

El almacenamiento de calor durante S2 (mayo-junio) fue positivo ( $48.5 \text{ Wm}^{-2}$ ) y concuerda en fase y magnitud ( $54 - 56 \text{ Wm}^{-2}$ ) con lo reportado por Oort y Vonder Haar (1976) para la latitud correspondiente al sitio de estudio. Adem *et al.* (1993) a partir de un modelo numérico aplicado al Golfo de México, estimó como valores climáticos  $80 \text{ Wm}^{-2}$  para julio. Hernández-Téllez y Aldeco (1990a) encontraron para S2 un valor de  $82.2 \text{ Wm}^{-2}$

hacia la atmósfera, 91.1 y -8.9  $\text{Wm}^{-2}$  de calor latente y sensible, respectivamente. Como se puede observar de estos valores, debe de existir una fuente de calor adicional, ya sea esta como radiación, insolación o advección, para compensar el almacenamiento ( $48.5 \text{ Wm}^{-2}$ ) y el flujo de calor latente hacia la atmósfera ( $82.2 \text{ Wm}^{-2}$ ). La capa profunda y la termoclina perdieron calor, adelgazando la capa de mezcla, un proceso observado en otra región por Alexander y Penland (1996).

Durante S3 (septiembre-octubre) el almacenamiento de calor fue negativo, cercano a cero ( $-3 \text{ Wm}^{-2}$ ). Durante este período la columna de agua perdió calor en la base de la capa de mezcla. Aún con el calentamiento de la capa superficial, la capa profunda y la termoclina perdieron calor (proceso similar al ocurrido durante primavera, S2), dando como resultado un almacenamiento de calor negativo. La ganancia de calor superficial puede deberse al reestablecimiento de la temperatura después del enfriamiento causado por el paso del huracán Gilberto (Jacob *et al.*, 2000; Stramma y Cornillon, 1986). Basado en las diferencias en la *TSM* del 10 al 17 de setiembre de 1988, Peabody y Amos (1989) calcularon una anomalía superficial negativa de 1 °C en la zona del punto de estudio, causada ésta por el paso de huracán Gilberto.

## CAPITULO 10

### CONCLUSIONES

La documentación oceanográfica de la Plataforma de Yucatán exhibe una variabilidad inducida tanto por procesos locales como distantes. Entre los primeros se encuentran la influencia del roce de la corriente de Yucatán con el talud este, que genera afloramientos y vórtices de pequeña escala, y entre los segundos los Nortes y las mareas. Los efectos oceanográficos en la respuesta térmica fueron revisados mediante el análisis de series de tiempo y de cruceros sinópticos, efectuados en un lapso de 7 años.

Del análisis de series de tiempo se obtienen las siguientes conclusiones:

- a) Durante el fin del invierno, la columna es homogénea y en primavera e inicios del otoño, se estratifica. Por lo que, sólo durante el fin de invierno (S1) la columna mostró características barotrópicas.
- b) Las oscilaciones a distintos niveles en la columna de agua presentan frecuencias bien diferenciadas. Se abarca la banda comprendida entre las gravitacionales giroscópicas (periodos mucho mayores que las ondas internas), la frecuencia de oscilación del golfo y procesos meteorológicos. En el estrato superior la señal producida por el calentamiento solar es fuerte y clara; las señales meteorológicas están presentes. En la termoclina las señales mareales tienen predominancia; sin embargo, son perceptibles oscilaciones de la corriente de Yucatán de alta frecuencia. También aquí son perceptibles frecuencias de resonancia de la cuenca del Golfo (~75 h). En el estrato inferior se observó ruido, probablemente generado por las ondas de marea y vibración de la corriente de Yucatán, que interactúan con la suave pendiente de la plataforma.

- c) Durante el paso de Nortes el flujo de calor latente es considerable (alrededor de  $260 \text{ Wm}^{-2}$ ) y debido a la escasa profundidad de la zona la inercia térmica es pequeña, lo que se traduce en un fuerte y rápido cambio de temperatura. El flujo de calor sensible es, en general para la zona, pequeño.
- d) Durante las temporadas de estado estratificado, la erosión del piso de la termoclina plantea el flujo diferencial entre estratos, circulación subtermoclina, atendiendo entes forzantes diferentes para el estrato superior y para el inferior. Para el estrato superior en general se puede suponer los vientos alisios, para el inferior no se logro discernir.

Del análisis sinóptico se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- e) El levantamiento de las isotermas causado por el roce de la Corriente de Yucatán está siempre presente, aunque disminuido durante la temporada que el eje de la corriente se encuentra lejos de la Plataforma. La surgencia al norte de la zona de estudio es intensa durante la formación de la corriente de Lazo. Los procesos de evaporación sobre la plataforma son reducidos por el descenso de la TSM ocasionado por los afloramientos.
- f) El levantamiento de las isopincnas por efecto de la circulación en el borde de la plataforma genera la incursión de agua fría sobre la plataforma. Su cantidad y su destino no fue discernido.
- g) La presencia de estructuras ciclónicas y anticiclónicas sobre la Plataforma de Yucatán, sin vestigios en la superficie, establece una hidrodinámica subtermoclina.
- h) El agua fría que es llevada a la superficie debe encontrar su nivel de equilibrio, por lo que debe fluir al norte de la Península (escurriéndose). La



baroclinicidad sobre la plataforma debe generar flujos atendiendo los gradientes de presión locales, que se deben sumar a los forzamientos lejanos.

- i) El área de estudio presentó fuertes estructuras baroclínicas, tanto en los muestreos sinópticos como en los de series de tiempo, producto de forzamientos diversos.
- j) Por último, debido a su escasa profundidad, el sitio es susceptible de presentar fuertes cambios de temperatura y de velocidades de calentamiento del agua con respecto al patrón climático de la región.

## REFERENCIAS

- Adem, J., V.M. Mendoza, E.E. Villanueva-Urrutia y M.A. Monreal Gómez, 1991. On the simulation of the sea surface temperature in the Gulf of Mexico using a thermodynamic model. *Atmósfera* (México), 4(2):87-99.
- Adem, J., E.E. Villanueva y V.M. Mendoza, 1993. A new method for estimating the seasonal cycle of the heat balance at the ocean surface, with application to the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional* (México) 32:21-34.
- Aldeco, J. y M.T. Aguilar-Sánchez, 1989. *Informe de datos. Proyecto SERIES*. Departamentos de Química y de Física y Meteorología Marina. Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz. Dir. Gral. Ocean. Naval. Secretaría de Marina. 55p.
- Aldeco, J. y J. Hernández-Téllez, 1989. *Estudio térmico de la columna de agua en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de tres períodos de muestreo durante 1988*. Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Cuernavaca, Mor., del 3 al 7 de noviembre de 1989. 8 p.
- Aldeco, J. y J. M. Sánchez-Juárez, 1990. *Detección de variaciones en la salinidad de un punto localizado al norte de Puerto Progreso, Yuc., a partir del análisis de clusters de fito y zooplancton*. Memoria del VIII Congreso Nacional de Oceanografía. Mazatlán, Sin., del 21 al 23 de noviembre de 1990.
- Aldeco-Ramírez, J. D.A. Salas-de-León y J. Hernández-Téllez, 2004. Punctual Thermal Study of the Water Column on the Continental Shelf in the North Part of Yucatan. *Revista Geofísica*, 60(enero-diciembre):79-95.
- Alexander, M. A. y C. Penland, 1996. Variability in a mixed layer ocean model driven by stochastic atmospheric forcing. *Journal of Climate*, 9:2424-2442.
- Anis, A. y J.N. Poum, 1992. The superadiabatic surface layer of the ocean during convection. *Journal of Physical Oceanography*, 22:1221-1227.
- Anis, A. y J.N. Poum, 1994. Prescriptions for heat flux and entrainment rates in the upper ocean during convection. *Journal of Physical Oceanography*, 24:1221-1227.
- Arthur, R.S., 1954. Oscilations in sea temperature at Scripps and Oceanside Piers. *Deep Sea Research*, 2:129-148.
- Arthur, R.S., 1960. Variation in sea temperature off La Jolla. *Journal of Geophysical Research*, 65(12):1081-1086.

- Austin, Jr., G.B., 1955. Some recent oceanographic surveys of the Gulf of México. *Transactions, American Geophysical Union*, 36(5): 885-892.
- Bessonov, N., O. González y A. Elizarov, 1968. *Resultados de las investigaciones Cubano-Soviéticas en el Banco de Campeche*. Memoria del I Simposium sobre el Caribe y Regiones Adyacentes, FAO. pp 317-323.
- Biggs, D.C., A. Gallegos, I. Victoria, J. Aldeco, H. Herrera y D. López, 1998. Upper Layer Geostrophic Volume Transport of the Yucatan Current and Loop Current, 1994-1995. *Caribbean Journal of Science*, 34(1-2):33-40.
- Blanc, T.V., 1985. Variation of bulk-derived surface flux, stability and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. *Journal of Physical Oceanography*, 15(6):650-669.
- Blanc, T.V., 1987. Accuracy of the bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness. *Journal Geophysical Research*, 92(C4):3867-3876.
- Blumberg, A.F. y G.L. Mellor, 1985. A simulation of the circulation in the Gulf of Mexico. *Israel Journal of Earth Sciences*, 34:122-144.
- Bogdanov D.V., V.A. Sokolov y N.S. Khromov, 1968. Regions of high biological and commercial productivity in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Academy of Science of the USSR, Oceanology*, 8(3):371-381.
- Boudreau, B., Y. Simard y E. Bourget, 1992. Influence of a thermocline on vertical distribution and settlement of post-larvae of the American lobster *Homarus americanus* Milne-Edwards. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 162:35-49.
- Brigham, E.O., 1974. *The fast Fourier Transform*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 252 p.
- Brooks, I.H., 1979. Fluctuations in the transport of the Florida Current at periods between tidal and two weeks. *Journal of Physical Oceanography*, 9:1048-1053.
- Bulanienkov, S.K. y C. García-Díaz, 1975. Influencia de los procesos atmosféricos en el afloramiento del Banco de Campeche. *Revista Investigación Pesquera*, INP (Cuba), 1(2):99-140.
- Bunker, F.A., 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, 104:1122-1140.
- Bunker, F.A., 1980. Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972. *Monthly Weather Review*, 108:720-732.

- Cabello, M.E. y F.G. Ruíz, 1989. *Transportes y estructura de la corriente cerca del estrecho de Yucatán, a mediados del verano de 1984*. Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Cuernavaca, Mor., del 3 al 7 de noviembre de 1989 *Geos (Epoca II)*, 9(4):389-403.
- Cairns, J.L., 1968. Thermocline strength fluctuations in coastal waters. *Journal of Geophysical Research*, 73(8):2591-2595.
- Cairns, J.L. y K.W. Nelson, 1970. A description of the seasonal thermocline cycle in shallow coastal water. *Journal of Geophysical Research*, 75(12):1127-1131.
- Candela, J., J. Sheinbaun, J. Ochoa y A. Badan, 2002. The potential vorticity flux trough the Yucatán Channel and the Loop Current in the Gulf of México. *Geophysical Research Letters*, 29(22): 2059, Doi: 10.1029/2002GL01587.
- Carsola, A.J., D.P. Hamm y J.C. Roque, 1965. Spectra of temperature fluctuations over continental borderland off Southern California. *Deep Sea Research*, 12:685-691.
- Cochrane, J.D., 1969. Water and circulation on Campeche Bank in May. *Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography*. Special Number Prof. Uda's Commemorative papers, 123-128.
- Colon, J.A., 1963. Seasonal variation in heat flux from sea surface to the atmosphere over the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 68(3):1421-1430.
- De la Lanza, G., M.A. Rodríguez y J. Estrada, 1976. *Hidrología de la Bahía de Campeche y norte de Yucatán*. In: I Reunión Latinoamericana sobre Ciencia y Tecnología de los Océanos. Del 26 de mayo al 1 de junio de 1976. H. Esc. Nav. Mil., SECMAR, Antón Lizardo, Ver., México, Vol. II: p108-161.
- Díaz Flores, M.A., 2004: *Estudio de las Corrientes en la Bahía de Campeche utilizando un Perfilador Acústico Doppler (ADCP)*. Tesis de Maestría en Ciencias, Instituto de Ciencias del Mar y limnología, UNAM, 67 p, México D. F., septiembre 2004.
- Deschamps, P.Y. y R. Frouin, 1984. Large diurnal heating of the sea surface observed by the HCMR Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 14(1):177-184.
- Emilsson, I., 1971. On the upper layer circulation in the Cayman Sea. Coloquio sobre *Investigaciones y Recursos del Mar Caribe y Regiones Adyacentes*. UNESCO. Willemstad, Curazao, Antillas Holandesas, del 18 al 26 de noviembre de 1968.
- Espinoza, C.T.L., 1989. *Biomasa fitoplanctónica y afloramiento en el Caribe Mexicano y la porción oriental del Banco de Campeche*. Tesis Profesional. Esc. Nac. Cienc. Biol. Ixtacala, Univ. Nac. Auton. Mex. 121 p.

- Etter, C.P., 1976. A climatic heat budget study of the Gulf of Mexico. ICCRA-II. Simposio sobre *Adelantos en las Investigaciones Marinas en el Caribe y Regiones Adyacentes*. Caracas, Ven., del 12 al 16 de julio de 1976, 463-478.
- Etter, C.P., 1983. Heat and fresh water budgets of the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 13 (11):2058-2069.
- Etter, C.P., W.F. Ulm y J.D. Cochran, 1985. The relationship of wind stress to heat flux divergence of Texas Louisiana shelf waters. *Continental Shelf Research*, 14(5):547-552.
- Etter, C.P., P.J. Lamb y D.H. Portis, 1987. Heat and freshwater budgets of the Caribbean Sea with revised estimates for the Central American Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 17(8):1232-1248.
- Flores-Téllez, M.L. y V. Villa-Aguilar, 1984. *Estimación de la productividad primaria en la plataforma de la Península de Yucatán (julio de 1984)*. Dir. Invest. Ocean./F.Q., DGON, SecMar., 3(3):156-194.
- Fofonoff, N.P. y R.C. Millard, Jr., 1983. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences, No. 44. 53 p.
- Friehe, C.A. y K.F., Schmitt, 1976. Parameterization of air sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *Journal of Physical Oceanography*, 6:2035-2060.
- Furnas, M.J. y T.J. Smayda, 1987. Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank. *Continental Shelf Research*, 7(2):161-175.
- Gangopadhyay, A., P. Cornillon y L.B. Jackson, 1989. Autoregressive modelling for the spectral analysis of oceanographic data. *Journal of Geophysical Research*, 94(C11):16215-6226.
- García, C., 1976. Utilización del pronóstico de temperatura para las operaciones pesqueras en el norte del Banco de Campeche. *Revista Investigación Pesquera*, I.N.P. (Cuba), 2(2):126-132.
- García, H.E. y L.I. Gordon, 1992). Oxygen solubility in sea water: Better fitting equations. *Limnology and Oceanography*, 37(6):1307-1312.
- Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press. International Geophysics Series, Vol. 30. 662 p.

- González, C.O., 1975. Dependencia afloramiento-capturas y pronósticos a corto plazo en la región oriental del Banco de Campeche. *Revista Investigación Pesquera*, I.N.P. (Cuba), 1(1):3-35.
- Grijalva, N., 1971. The M<sub>2</sub> tide in the Gulf of Mexico. *Geofísica. Internacional* (México), 11(3):103-125.
- Grivel, P.F., 1979. *Datos geofísicos. Serie A. Oceanografía 5. Variaciones del nivel del mar. Puertos del Golfo de México y Mar Caribe*. Inst. de Geofis. UNAM. México, D.F., 45 p.
- Gutiérrez de Velasco, G. y C.D. Winant, 1996. Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, C101:18127-18140.
- Hastenrath, L.S., 1966. The flux of atmospheric water vapor over the Caribbean Sea and the Gulf of México. *Journal of Applied Meteorology*, 5(12):778-788.
- Hastenrath, L.S., 1968. Estimates of the latent and sensible heat flux for the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. *Limnology and Oceanography*, 13:322-331.
- Henry, K.W. y A.H. Thompson, 1976. An example of polar air modification over the Gulf of México. *Monthly Weather Review*, 104(10):1324-1327.
- Hernández-Téllez, J., J. Aldeco y D.A. Salas de León, 1993. Cooling and heating due to latent and sensible heat over the Yucatan continental shelf. *Atmósfera* (México), 6:223-233.
- Hernández-Téllez, J. y J. Aldeco, 1990a. *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., del 21 al 23 de noviembre de 1990, 8 p.
- Hernández-Téllez, J. y J. Aldeco, 1990b. *Balance de calor en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo durante 1988*. Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Monterrey, N.L., del 12 al 15 de noviembre de 1990, 8 p.
- Hernández-Téllez, J. y J. Aldeco, 1992. *Distribución de calor en el área de surgencias, al norte de Laguna de Lagartos y Cabo Catoche, Yuc., durante finales de mayo, 1990*. Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Jal., del 9 al 13 de noviembre de 1992.
- Holton, J.R., 2004. *An introduction to Dynamic Meteorology*. 4a ed. Academic Press, New York, 535 p.

- Hsu, S.A., 1988. *Coastal meteorology*. Academic Press, Inc. New Cork, 260 p.
- Hsueh, Y. y J.J. O'Brien, 1971. Steady coastal upwelling induced by an along-shore current. *Journal of Physical Oceanography*, 1(7):180-186.
- Ichiye, T., 1962. Circulación y distribución de la masa de agua en el Golfo de México. *Geofísica Internacional* (México), 2:47-76.
- Jacob, S.D., L.K. Shay y A.J. Mariano, 2000. The 3D oceanic mixed layer response to Hurricane Gilbert. *Journal of Physical Oceanography*, 30:1407-1429.
- Juárez, M., 1975. Distribución cuantitativa y algunos aspectos cualitativos del ictioplancton del Banco de Campeche. *Revista Investigación Pesquera*, I.N.P. (Cuba), 1(1):27-71.
- Klaus, D., 1973. Las invasiones de aire frío en los trópicos a sotavento de las Montañas Rocallosas. *Geofísica Internacional* (México), 13:99-143.
- LaFond, E.C. y K.G. LaFond, 1969. Perspectives of slick, streaks, and internal wave studies. *Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography*. Número especial de trabajos conmemorativos al Prof. Uda, 49-57.
- Lavin, M.F. y S. Organista, 1988. Surface heat flux in the northern of Gulf of California. *Journal Geophysical Research*, 93(C11):14033-14038.
- Lecuanda-Camacho, R. y F. Ramos-López, 1985. *Distribución de sedimentos en el sur del Golfo de México. Informe Técnico No. 2*. Laboratorio de Sedimentología. Inst. Cienc.del Mar y Limnol., Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F. 22 p.
- Lee, C.M. y D.L. Rudnick, 1996. The upper-ocean response to surface heating. *Journal of Physical Oceanography*, 26:466-480.
- Lehodey, P., M. Bertignac, J. Hampton. A. Lewis y J. Picault. 1997. El Niño Southern Oscillation and Tuna in the western Pacific. *Nature*, 389:715-718.
- Leipper, D.F., 1955. Sea temperature variations associated with tidal currents in stratified shallow water over an irregular bottom. *Journal of Marine Research*, 14(3):234-252.
- Leipper, F.D., 1970. A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75(3):637-658.
- Leipper, F.D. y D. Volgenau, 1972. Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico.

- Journal of Physical Oceanography*, 2(6):218-224.
- Lewis J.M., C.M. Hayden, R.T. Merrill y J.M. Schneider, 1989. GULFMEX: A study of the return flow in the Gulf of Mexico. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 70(1):24-29.
- Levitus, S., 1987. Rate of change of heat storage of the world ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 17:518-528.
- López-Veneroni, D.F., F. Ramos-Durón y G. Aguilera-Lozano, 1984. *Condiciones hidrológicas en el norte de la Península de Yucatán en junio de de 1984*. Dir. Invest. Ocean./ F.Q., DGON, SecMar, 3(3):120-125.
- Maul, G.A., 1977. The annual cycle of the Gulf Loop Current Part I: Observations during a one year time series. *Journal of Marine Research*, 35(1):29-47.
- Meelh, G.A., 1984. A calculation of ocean heat storage and effective ocean surface layer depths for the northern hemisphere. *Journal of Physical Oceanography*, 14(11):1747-1761.
- Merino-Ibarra, M., 1992. *Afloramientos en la Plataforma de Yucatán: estructura y fertilización*. Tesis Doctoral. Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado, C.C.H., Inst. Cienc. Mar y Limnol., UNAM. México. 255 p.
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems*, 13:101-121.
- Mitchel, R. y P. Benson, 1981. Control of marine biofouling in heat exchanger systems. *Marine Technology Society Journal*, 15(4):11-21.
- Möfjeld, H. y M. Wimbush, 1977. Bottom pressure observations in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Deep Sea Research*, 24:987-1004.
- Molinari, R.L. y J. Morrison, 1988. The separation of the Yucatan Current from the Campeche Bank and the intrusion of the Loop Current into the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 93(C9):10,645-654.
- Molinari, R.L. y R.E. Yager, 1977. Upper layer hydrographic conditions at the Yucatan Strait during May, 1972. *Journal of Marine Research*, 35(1):11-20.
- Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León, 1990. Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional (México)*, 29(2):101-111.
- Mosiño, P.A., 1964. Meteorología marítima de la costa sur de México. *Anales del Instituto de Geofísica*, Universidad Nacional Autónoma de México, 10:17-24.



- Newmann, G. y W.J. Pierson, Jr., 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, EUA. 545 p.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 1982. *Sea surface climatology*. In: Auer, S., ed. *Oceanographic Monthly Summary*, 4:75.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 1982-1988. *East coast ocean features, SST monthly mean and anomaly*. In: Auer, S., J. W. Clark y P. McHugh, eds. *Oceanographic Monthly Summary*, 2-9:18-22.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 1989. *East coast ocean features, SST monthly mean and anomaly*. In: Auer, S., J. W. Clark y P. McHugh, eds. *Oceanographic Monthly Summary*, 9:18-22.
- Nolasco-Montero, E. y A. Carranza Edwards, 1988. Estudio sedimentológico regional de playas de Yucatán y Quintana Roo, México. *An. Inst. Cienc. Mar y Limnol.*, 15(2):49-66.
- Nowlin, Jr., W.D., 1972. Winter circulation patterns and property distributions. In: Capurro, L. R. A. y J. L. Reid, Eds., *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico Vol. 2.*, Gulf Publishing Company, Houston, TX, USA., 3-52.
- Nowlin, Jr., W.D. y C.A. Parker, 1974. Effect of cold-air outbreak on shelf waters of the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 4(7):467-480.
- Oort, A. H. y T. H. Vonder Haar, 1976. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. *Journal of Physical Oceanography*, 6:781-800.
- Peabody, L. y A. Amos, 1989. Gilbert effects on sea surface temperature. *Marine Weather Log.*, 33:12.
- Peña, H.G., R.O. Plaisted, F.J. Ocampo T. y C. Nava B., 1980. Estimación espectral de ondas oceánicas por máxima entropía. *Geofísica Internacional (México)*, 19(2):145-166.
- Pond, S. y G.L. Pickard, 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd edition. Pergamon Press, Wiltshire, G.B., 329 p.
- Press, W., S. Teukolsky, W. Vetterling, y B. Flannery, 1992. *Numerical Recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing*. Cambridge Univ. Press., 1256 p.
- Reid Jr., J.L., 1956. Observations of internal tides in October 1950. *Transactions*,

- American Geophysical Union*, 37(3):278-286.
- Robinson, I.S., 1981. Tidal vorticity and residual circulation. *Deep-Sea Research.*, 28(3):195-212.
- Robinson, M.K., R.A. Bauer y E.H. Schroeder, 1979. *Atlas of North Atlantic-Indian Ocean Monthly Mean Temperatures y Mean Salinities of the Surface Layer*. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C., 213 p.
- Rosales Navarro, I.S., 2007. *Hidrografía y corrientes geostróficas en la región de Campeche*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 89 p.
- Rossov, V.V. y H. Santana, 1966. *Algunas características hidrológicas del Mediterráneo Americano*. Estudios. Instituto de Oceanología. Academia de Ciencias de Cuba I: 47-77.
- Rossov, V.V., 1967. *Sobre el sistema de corrientes del Mediterráneo Americano*. Estudios. Instituto de Oceanología. Academia de Ciencias de Cuba, Vol. II:31-49.
- Rudnick, D.L. y R.A. Weller, 1993. The heat budget of the North Atlantic Subtropical Frontal Zone. *Journal of Geophysical Research*, C98:6883-6893.
- Ruíz-Rentería, F., 1979. *Upwelling north of the Yucatan Peninsula*. Master in Science Thesis, Dept. of Oceanography, Texas A. & M. University, College Station, 85 p.
- Sakaida, F., H. Kawamura y Y. Toba, 1998. Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku area. *Journal of Geophysical Research*, C103:1053-1065.
- Salas de León, D.A. y M.A. Monreal Gómez, 1989. *Un modelo de mareas para la Laguna de Términos*. Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Colima, Col., del 7 al 11 de noviembre de 1988, Geos (Boletín) Epoca II, 9(3):127-139.
- Salas de León D.A., M.A. Monreal-Gómez, M. Signoret y J. Aldeco, 2004. Anticyclon-cyclon eddies and their impact on near-surface chlorophyll stock and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 109:C05012, doi:10.1029/2002JC001614.
- Salmon, R., 1990. The thermocline as an “internal boundary layer”. *Journal of Marine Research*, 48:437-469.
- Sander, F., 1973. Internal waves as causative mechanisms of Island Mass Effects. *Caribbean Journal of Science*, 13:179-181.

- Sánchez-Juárez A., J.M., J. Aldeco, J. Hernández-Téllez y E.G. Herrera-Castillo, 1994. *Crucero SERIE-PLAYUC (del 21 al 29 de marzo de 1993)*. Informe Técnico, Inst. de Inv. Ocean. Golfo y Mar Caribe, D.G.O.N., México, 71.
- Simpson, J.J. y C.A. Paulson, 1980. Small-scale sea surface temperature structure. *Journal of Physical Oceanography*, 10(3):399-410.
- Stramma, L. y P. Cornillon, 1986. Satellite observations of sea surface cooling by hurricanes. *Journal Geophysical Research*, C91:5031-5035.
- Strickland, J.D.H. y T.R. Parsons, 1972. *A practical handbook of seawater analysis*. Bulletin of the Research Board of Canada, 167 p.
- Sturges, W. y J.C. Evans, 1983. On the variability of the Loop Current in the Gulf of México. *Journal of Marine Research*, 41(4):639-653.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson y R.H. Fleming, 1942. *The oceans. Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice may, USA, 1087 p.
- Tapanes, J.J., 1972. Pronóstico de los afloramientos costeros: una aplicación al Banco de Campeche. *Geofísica Internacional* (México), 11(3):127-138.
- Villanueva-Urrutia, E.E., 1991. *Predicción de anomalías de temperatura superficial en el Golfo de México*. Tesis de Doctorado, Unidad Académica d los Ciclos Profesional y del Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 97 p.
- Vlasenko, V., N. Stashchuk y K. Hutter, 2008. *Baroclinic tides. Theoretical modeling and observational evidence*. Cambridge University Press, Cambridge, G.B., 372 p.
- Wagner, R.G., 1996. Decadal scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, C101:16683-16694.
- Winant, C.D., 1974. Internal surges in coastal waters. *Journal of Geophysical Research*, 79(10):4523-4526.
- Winant, C.D. y J.R. Olson, 1976. The vertical structure of coastal currents. *Deep Sea Research*, 23:925-936.
- Wunch, C. y R. Hendry, 1972. *Array measurements of the bottom boundary layer and the internal wave field on the continental slope*. Contribution 2899, Woods Hole Oceanography Institution (WHOI), 117 p.

- Zavala-Hidalgo, J.A. Gallegos-García, B. Martínez-López, S.L. Morey y J.J. O'Brien, 2006. Seasonal upwelling on the western and southern shelves of the Gulf of México. *Ocean Dynamics*, 56:333-338.
- Zetler, B.D., and D.V. Hansen, 1971. Tides in the Gulf of Mexico. *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico, Vol. 2*. L.R.A. Capurro y J.L. Reid. Eds., Gulf Publishing, Houston, 265-275.