

RESUMEN de la tesis de Jorge Zavala Hidalgo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California, México. Abril de 1997.

ESTUDIO NUMERICO DE LA CIRCULACION Y TERMODINAMICA
ESTACIONAL DEL GOLFO DE MEXICO.

Resumen aprobado por:

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Dr. Alejandro Parés Sierra

Codirector

Codirector

Se utiliza un modelo numérico de dos y media capas inhomogéneas para estudiar la dinámica y temperatura de las capas superficiales del Golfo de México. Es forzado con: flujos prescritos en el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida que producen la Corriente del Lazo (CL), vientos climatológicos y flujos superficiales de calor. Los remolinos que se desprenden de la CL (RCL) migran hacia el oeste afectando en forma sustancial la circulación en el oeste del golfo. Se acopló al modelo uno de capa mezclada del tipo de Niiler-Kraus y se implementaron flujos entre las capas activas.

Dos características dominantes de la circulación en el oeste de golfo son la circulación ciclónica en la región oeste de la Bahía de Campeche (BC) y el giro anticiclónico del oeste del golfo (GAOG), parte del cual es la corriente occidental de frontera que fluye hacia el norte. Para entender esta circulación y su variabilidad, se realizaron varios experimentos numéricos incluyendo o excluyendo distintos forzamientos. Solo los forzamientos dinámicos son significativos para la circulación. La forma del GAOG, intensidad y variabilidad dependen de los forzamientos actuantes; es más intenso cuando se incluye al esfuerzo del viento y tiene mayor variabilidad cuando se incluyen los remolinos de la Corriente del Lazo. La mayor parte de la variabilidad del grosor de las capas está asociada a la trayectoria de los RCL. La variabilidad asociada a la frecuencia estacional explica menos del 10 % de la varianza.

El rotacional positivo del esfuerzo del viento en la Bahía de Campeche es la principal contribución a la circulación ciclónica. Intrusiones de agua de la parte media del golfo en la BC están influenciadas por el esfuerzo del viento y los RCL; la corriente dominante hacia el sur, a lo largo de la frontera oeste de la bahía, es reforzada después de que un

remolino choca con la frontera. Durante la primavera y el verano, dependiendo de la posición de los RCL, el agua de la parte media del golfo penetra al este de la BC.

Se estudian los flujos de calor entre la atmósfera y la superficie del mar utilizando los datos climatológicos de la base *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS), fórmulas empíricas, estimaciones de la radiación mediante satélite y con la ayuda de la modelación numérica. Para los flujos superficiales de calor se obtuvo una media anual de 9.2 W m^{-2} . Este valor es más alto que el de estudios previos debido a que se utilizaron distintas fuentes de datos y de fórmulas empíricas.

El modelo numérico con termodinámica es utilizado para estudiar la importancia relativa de la advección de calor y los flujos verticales asociados al aporte de agua de la capa intermedia a la superficial. Los resultados muestran que los flujos entre capas son importantes en el enfriamiento de invierno de las aguas superficiales. Cuando estos flujos, que dependen de la pérdida de flotación y de la inducción de energía cinética turbulenta a través de la superficie, no son incluidos en el modelo, las temperaturas de invierno permanecen más altas que las observadas y el error cuadrático medio es de 1.5°C , mientras que al incluirlos decrece a 1.0°C .

Palabras clave: Golfo de México, circulación estacional, modelo de capas inhomogéneas.

ABSTRACT of the thesis of Jorge Zavala Hidalgo, presented as partial requirement to obtain the degree of DOCTOR OF SCIENCE in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, México. February 1997.

NUMERICAL STUDY OF THE SEASONAL DYNAMICS AND THERMODYNAMICS IN THE GULF OF MEXICO.

A 2 1/2 inhomogeneous-layers numerical model is used in this study. It is forced with: prescribed flows at the Yucatan and Florida Straits that produce the Loop Current (LC), climatological winds, and surface heat fluxes. Eddies (LCEs) detach from the LC and migrate westward affecting strongly the western gulf circulation. A Niiler-Kraus type mixed layer is embedded in the model and entrainment and detrainment are allowed between the active layers.

Two dominant features of the western gulf circulation are the cyclonic gyre in the southwest region or Bay of Campeche (BC) and the Western Gulf Anticyclonic Gyre (WGAG), part of which is the northward flowing Western Boundary Current (WBC). In order to clarify the causes of their existence and variability, several numerical experiments were done turning on and off the different forcings. Only the mechanical forcings are significant for the circulation. The WGAG shape, strength and variability depend on existing forcings; it is stronger when the wind acts, and more variable when the LCEs are turned on. Most of the layers thickness variance is associated to the trajectory and frequency of LCEs. The global variability associated to the seasonal frequency explains less than 10% of the variance.

The local positive wind stress curl in the BC is the main contributor of its cyclonic circulation. Intrusions from the middle gulf into the BC are influenced by the wind stress and the LCEs; a southward flowing western boundary current is reinforced after a LCE interacts with the western boundary. During spring and summer, depending on the position of the LCEs, water from the middle gulf penetrates into the eastern side of the BC.

Heat fluxes between the atmosphere and the sea surface are computed using the COADS climatology, bulk formulae, radiation estimates from satellite measurements, and a numerical model. The surface heat flux estimate has an annual mean of 9.2 W m^{-2} . This value is higher than previous studies due to different bulk formulae and data sources.

The numerical model with thermodynamics is used to study the relative importance of heat advection and entrainment on the sea surface temperature. Results indicate that the entrainment is important in the winter cooling of surface waters. When entrainment, which depends on the buoyancy loss and the wind induced turbulent kinetic energy, is not included, temperatures in winter stay higher than observations and its root mean square is 1.5°C , including entrainment and detrainment it decreases to 1.0°C .

TESIS DEFENDIDA POR **JORGE ZAVALA HIDALGO**
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:

Dr. JOSE LUIS OCHOA DE LA TORRE

Codirector del Comité

Dr. ALEJANDRO PARES SIERRA

Codirector del Comité

Dr. JULIO SHEINBAUM PARDO

Miembro del Comité

Dr. RAUL CASTRO ESCAMILLA

Miembro del Comité

Dr. ARTEMIO GALLEGOS GARCIA

Miembro del Comité

Abril de 1997.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR
DE ENSENADA.

DIVISION DE OCEANOLOGIA.
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA.

ESTUDIO NUMERICO DE LA CIRCULACION Y TERMODINAMICA
ESTACIONAL DEL GOLFO DE MEXICO.

TESIS que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS presenta:

JORGE ZAVALA HIDALGO.

Ensenada, Baja California, México. Abril de 1997.

AGRADECIMIENTOS

A mis directores de tesis, Dr. José Luis Ochoa y Dr. Alejandro Parés Sierra.

A los miembros del comité de tesis, Drs. Julio Sheinbaum, Raúl Castro y Artemio Gallegos.

A mis maestros de CICESE y en especial a Ma. Luisa Argote y Miguel Lavín

A Manuel Figueroa quien leyó este manuscrito e hizo importantes sugerencias para su mayor claridad.

A los estudiantes, técnicos y secretarias del departamento de oceanografía física de CICESE.

A los trabajadores de México que a través de una beca de CONACYT apoyaron mis estudios de doctorado.

Este se realizó con recursos del proyecto de CONACYT 1002-T9111 y con el apoyo del CICESE.

DEDICATORIA

A Rosario

A Beto y Olmo

Índice general

I. Introducción	1
II. El modelo	11
II.1. Ecuaciones gobernantes	13
II.2. Física de la capa mezclada	15
II.2.1. Un modelo simplificado de la capa mezclada	15
II.2.2. La capa mezclada en el modelo	18
II.3. El modelo numérico	19
III. Forzamientos	21
III.1. Esfuerzo del viento	21
III.2. Flujos superficiales de calor	22
III.3. Condiciones de frontera abierta	23
III.4. Experimentos numéricos	23
IV. Circulación	26
IV.1. Circulación media	27
IV.2. Circulación estacional	35
IV.3. Transportes en el oeste del golfo	40
IV.4. Respuesta a la variación estacional de la Corriente del Lazo	44
IV.5. Respuesta a distintos forzamientos	45
IV.6. Transitorios y patrones recurrentes	48
IV.6.1. Remolinos de la Corriente del Lazo.	48
IV.6.2. Variabilidad en la Corriente Occidental de Frontera	50
IV.6.3. Influencia de los RCL en el transporte de la Sección C	53
IV.6.4. Bahía de Campeche	53
IV.7. Resumen	56
V. Ciclo estacional de los flujos de calor y la temperatura superficial	58
V.1. Estimación de los flujos de calor	58
V.1.1. Flujos por radiación	61
V.1.2. Flujos turbulentos	64
V.2. Temperatura superficial del océano	67
V.2.1. Respuesta a diferentes forzamientos termodinámicos	67
V.2.2. Análisis mensual	75
V.2.3. Evidencia del <i>entrainment</i>	78
V.3. Resumen	79

VI. Discusión	81
VI.1. Pares de remolinos ciclón-anticiclón	81
VI.2. Recirculación en el noroeste del golfo	82
VI.3. Generación de remolinos en la BC	83
VI.4. Intrusiones en la BC	83
VI.5. Trayectoria de remolinos y penetración hacia el norte de la CL	83
VI.6. Balance de calor	84
VII. Conclusiones	86
VIII. Literatura citada	88
IX. Apéndices	95
IX.1. Apéndice 1 Estimación de los flujos superficiales de calor	95
IX.1.1. Radiación de onda corta	95
IX.1.2. Radiación de onda larga	96
IX.1.3. Flujo de calor latente	96
IX.1.4. Flujo de calor sensible	97
IX.2. Apéndice 2. Linealización de las fórmulas empíricas	97
IX.3. Apéndice 3. Comparación de algoritmos y fuentes de datos en el cálculo de los flujos de calor	98
IX.3.1. Estimaciones de Q_c	98
IX.3.2. Estimaciones de Q_s	99
IX.3.3. Cálculo de Q_b	99
IX.3.4. Cálculo de Q_e , Q_t , y valores asignados a C_E y C_H	100

Índice de figuras

1.	Localización del Golfo de México. Se incluye un esquema de la circulación del golfo para ilustrar las corrientes y giros más importantes. Se muestra el dominio del modelo con la inclusión de su línea de frontera.	5
2.	Media del rotacional del esfuerzo del viento en el Golfo de México. Los contornos están en $10^{-9} \text{ dyn cm}^{-3}$. El Golfo se caracteriza por un rotacional del viento negativo en el noreste y uno positivo en el suroeste del golfo.	6
3.	Variación estacional del grueso y temperatura de la capa superficial de un modelo simplificado de capa mezclada. a) Se muestra la modulación de la variación estacional de la capa mezclada con diferente coeficiente D , de 0.3 para la línea gruesa y de 0.5 para la línea delgada. b) Temperatura de la capa mezclada utilizando profundidad constante, y variable con dos valores distintos del coeficiente D . La temperatura más alta corresponde al caso con profundidad constante la temperatura intermedia cuando $D = 0.3$ y la más baja cuando $D = 0.5$. La figura muestra una mayor variación estacional cuando el entrainment es incluido, la diferencia es mayor durante el invierno.	17
4.	Espectros de las dos componentes de la velocidad multiplicada por la profundidad de la capa ($U=uh$), la profundidad (h) y la temperatura (T) en dos puntos de interés para este trabajo. En la parte superior los correspondientes al punto $20^{\circ}30' \text{ N}$, 95°W y en la parte inferior los correspondientes a $25^{\circ}30'\text{N}$ y 95°W . Las líneas delimitan el intervalo de confianza del 95 %. Se observa que las frecuencias altas, con periodos menores de un mes, contienen muy poca variabilidad (i. e. submuestreando series de tiempo a un dato por mes produce un 'aliasing' insignificante).	28
5.	Grosor medio de $h_1 + h_2$. a) Experimento A que incluye como forzamientos el esfuerzo del viento y la Corriente de Yucatán, b) Experimento B que incluye sólo la Corriente de Yucatán, c) Experimento C que incluye sólo el esfuerzo del viento y d) Experimento D que incluye el esfuerzo del viento, la CY y el entrainment-detrainment debido a los flujos superficiales. Las anomalías positivas respecto del grosor promedio están representados con líneas de contorno continuas cada 10 m y las negativas con líneas segmentadas cada 5 m	29
6.	Topografía dinámica referida a 1000 m calculada por <i>Maul y Herman</i> [1985] utilizando un banco de datos históricos. El cómputo en cada punto lo realizaron promediando todas las estaciones en una área delimitada por un radio de $1/4^{\circ}$. Aunque las estimaciones en la región oeste mantienen una considerable incertidumbre por la poca abundancia espacial y temporal de datos, se observa un máximo en el oeste del golfo que indica un giro anticiclónico, mientras que hacia la Bahía de Campeche los valores de topografía dinámica disminuyen.	30

7.	Altura dinámica promedio en cm/s del primer modo empírico ortogonal en la Bahía de Campeche calculada por <i>Vázquez</i> [1993] a partir de 247 estaciones hidrográficas de 13 campañas oceanográficas. Se observa un mínimo en el centro de la bahía indicando una circulación media ciclónica.	32
8.	Velocidad promedio. a) Velocidad media en la capa superficial con datos del experimento D que incluye todos los mecanismos forzantes, b) velocidad media en la capa intermedia del mismo experimento.	33
9.	Promedio temporal del vector unitario en la dirección de la velocidad, a) en la capa superior y b) en la capa intermedia.	34
10.	Mapa de la desviación estandar en metros del grosor de ambas capas ($h_1 + h_2$), calculada con datos de 12 años.	36
11.	Espectro de potencia promedio calculado a partir de la transformada de Fourier de $h_1 + h_2$	38
12.	a) Mapa de la distribución espacial de la amplitud y fase de la componente de Fourier representadas por la magnitud y dirección de los vectores respectivamente. a) Mapa de la banda correspondiente a la frecuencia de los RCL ($1/8.5 \text{ meses}^{-1}$), b) mapa de la banda correspondiente a la frecuencia anual ($1/12 \text{ meses}^{-1}$).	39
13.	Transportes promedio en la Sección S, localizada en la figura (d) a los $20^{\circ}30'$ N, entre 94° W y $96^{\circ}20'$ W. Las líneas continuas y segmentadas representan los transportes en la capa superior e intermedia respectivamente: a) resultados del experimento A (forzado con el esfuerzo del viento y la Corriente de Yucatán), b) resultados del experimento C (forzado solo con el esfuerzo del viento), c) resultados del experimento D (con todos los forzamientos). También están representados con líneas horizontales los transportes promedio inducidos solo por la Corriente de Yucatán (experimento B).	41
14.	Transportes promedio en la Sección C localizada en la figura d) a los $25^{\circ}30'$ N, entre 94° W y $96^{\circ}20'$ W. a) Transportes obtenidos en el experimento A (forzado con el esfuerzo del viento y la CY), b) transportes del experimento C (forzado únicamente con el esfuerzo del viento), c) transportes del experimento D (forzado con el esfuerzo del viento, la CY y con el entrainment-detrainment). En esta figura también están incluidos con líneas horizontales los transportes promedio inducidos solo por la CY (Exp-B).	42
15.	Corrientes medias en la región de la Corriente Occidental de Frontera calculadas por <i>Sturges</i> [1993]. Las estimaciones se hicieron con datos de una banda de 2° cerca de la costa mediante un proceso de ajuste a dos armónicos y filtrando los efectos locales de Ekman.	43

16.	Transportes con flujo constante y variable en la corriente de Yucatán (del experimento C). La línea continua representa los transportes producidos cuando la Corriente de Yucatán es constante y la línea segmentada cuando se le incluye una variación estacional. a) Transporte en el Canal de Yucatán, b) transportes en la Sección-C y c) transportes en la sección-S. La gráfica ilustra que la frecuencia dominante en la Sección-C y la Sección-S es diferente a la variación estacional de la Corriente de Yucatán y está asociada a la frecuencia del desprendimiento de remolinos de la Corriente del Lazo. La frecuencia en estas secciones es casi la misma en ambos experimentos a pesar de la variación de la Corriente de Yucatán.	46
17.	Desplazamiento hacia el oeste de los RCL a lo largo del paralelo 25°N. Las líneas de contorno representan el grosor de la capa superficial con un contorno cada 10 m.	49
18.	Se ilustra la posición de un remolino de la Corriente del Lazo y su evolución al chocar con la frontera. La posición del remolino se define por el contorno en que el grosor sumado de las dos capas es de 310 m. La secuencia se inicia con el contorno más al este y posteriormente se observa como el remolino se alarga, se disipa y traslada hacia el norte. Los contornos indican la posición del remolino cada 60 días.	51
19.	Formación de un par de remolinos ciclón-anticiclón en el noroeste del golfo después de la colisión con la frontera oeste de un RCL.	52
20.	Transportes en el oeste del Golfo de México en la capa superficial de la Sección S (a) y C (b) (calculados con resultados del experimento D). Las líneas verticales indican una apreciación subjetiva del momento de la colisión de los RCL con la frontera.	54
21.	Ejemplos representativos de los patrones recurrentes de la circulación en la Bahía de Campeche. a) El patrón más persistente es una circulación ciclónica intensificada en el oeste. b) Otro patrón común es la intrusión de agua en el este de la bahía.	55
22.	Flujo total de calor. Estimaciones de este trabajo y estudios previos. EF (resultados obtenidos utilizando fórmulas empíricas), Sat (resultados obtenidos utilizando datos de radiación de satélite), A (estimaciones de Adem et al., 1993), H (Hastenrath, 1968) y E (Etter, 1983).	59
23.	Estimaciones de los flujos por radiación junto con las de otros autores. Los símbolos tienen el mismo significado que en la figura 22.	62
24.	Estimaciones de radiación de onda corta (Q_s) a partir de las fórmulas de Budyko y Reed utilizando la misma radiación de cielo despejado (Q_c), distintos valores de nubosidad: nubosidad constante con $C=0.65$ y nubosidad variable obtenida de los datos de COADS con medias mensuales entre 0.47 y 0.56.	63
25.	Estimación de los flujos turbulentos junto con las de otros autores. BF indica los resultados obtenidos utilizando fórmulas empíricas. Otros símbolos como en la figura 22.	65

26.	Datos promedio de la rapidez del viento de COADS y los de <i>Hastenrath</i> [1968]. Los símbolos como en la figura 22.	66
27.	Temperatura superficial del mar de los datos de COADS y los que se obtuvieron en los experimentos numéricos. E-1A representa los resultados obtenidos con datos del experimento 1 utilizando las fórmulas de Reed para las estimaciones de radiación, E-1B representa los datos del experimento 1 con datos de radiación de satélite, E-2 los resultados del experimento 2, sin incluir sin incluir advección de calor según se explica en el texto. E-0 los resultados del experimento 0, incluyendo todos los términos en la ecuación de calor y el entrainment-detrainment producido por los flujos superficiales.	70
28.	Error cuadrático medio entre los resultados de los experimentos numéricos y los datos de COADS.	71
29.	Valor medio mensual del entrainment con datos del Experimento 0. El entrainment es más intenso en diciembre, al inicio del invierno, y más débil durante la primavera y el verano.	73
30.	Variación estacional del grosor medio de la capa superficial, la máxima profundidad se alcanza en febrero y la mínima en agosto. Este ciclo está determinado por el entrainment y el detrainment.	74
31.	Mapas mensuales de temperatura superficial del mar de los datos de COADS (a partir de datos en una malla de $2^\circ \times 2^\circ$).	76
32.	Mapas de la temperatura de la capa superior del experimento 0.	77
33.	Concentración media mensual de pigmentos en las regiones fuera de la plataforma en el Golfo de México. Los valores relativamente altos se encontraron durante el invierno y los más bajos en el verano de acuerdo con el ciclo del entrainment.	79

Índice de tablas

I.	Parámetros del modelo	20
II.	Experimentos numéricos realizados para analizar la circulación y forzamientos que se incluyeron en cada uno.	24
III.	Se indican los experimentos numéricos que se realizaron para el estudio de los flujos de calor y los términos de las ecuaciones y forzamientos incluidos en cada caso.	25
IV.	Transportes promedio (\overline{M}) y desviación estandard (<i>std</i>) en Sv para la sección S. El subíndice indica la capa.	47
V.	Transportes promedio (\overline{M}) y desviación estandard (<i>std</i>) en Sv para la Sección C.	48
VI.	Flujos de calor superficial promedio totales (Q) en $W m^{-2}$. Las abreviaturas tienen el significado siguiente: Sat significa radiación medida por satélite, FE significa estimación de la radiación por fórmulas empíricas, BF significa estimaciones hechas con fórmulas que parametrizan los flujos turbulentos (del nombre en inglés <i>bulk formulae</i>), H68 se refiere a las estimaciones hechas por Hastenrath [1968], E83 se refiere a las estimaciones hechas por Etter [1983] y A93 se refiere a las estimaciones hechas por Adem et al., [1993].	60
VII.	Flujos por radiación ($Q_s + Q_b$) promedio en $W m^{-2}$. Las abreviaturas tienen el mismo significado que en la Tabla 6.	65
VIII.	Flujos turbulentos promedio ($Q_e + Q_t$) en $W m^{-2}$. La abreviaturas tienen el mismo significado que en la Tabla 6.	66
IX.	Valores promedio de la rapidez del viento (v) en $m s^{-1}$ y la nubosidad (C) en décimas de cielo cubierto. COADS significa datos de la base de datos Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set y H68 datos que utilizó Hastenrath [1968].	67
X.	Temperatura promedio en grados centígrados obtenida en los distintos experimentos junto con los datos de COADS y sus diferencias. En la primera columna se indica la fuente de datos, en la segunda columna se indica la temperatura promedio, en la tercera columna la diferencia entre la temperatura media mensual con relación a las observaciones, en la cuarta columna el valor absoluto de la diferencia entre temperaturas mensuales y las observaciones y en la última columna el error cuadrático medio entre los datos en cada punto de la malla del modelo y las correspondientes observaciones. Para el cálculo del ECM se interpolaron los datos de COADS a una malla igual a la del modelo.	68

ESTUDIO NUMERICO DE LA CIRCULACION Y TERMODINAMICA
ESTACIONAL DEL GOLFO DE MEXICO.

I. Introducción

El Golfo de México está localizado en el oeste del Océano Atlántico, tiene un área aproximada de $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$. En la figura 1 se muestra su localización y las características más importantes de la circulación en las capas superficiales. La mayor parte de la atención en El Golfo se ha enfocado en la Corriente del Lazo, una de las corrientes más intensas en el planeta, que es parte del sistema de la Corriente del Golfo y del giro subtropical del Océano Atlántico norte. La Corriente del Lazo (CL) penetra hacia el norte del golfo y forma meandros que se desprenden con una periodicidad que varía entre 6 y 17 meses y dan origen a grandes remolinos anticiclónicos de más de 250 km de diámetro [Vukovich, 1995], con velocidades tangenciales de más de 1 m s^{-1} [Hulburt y Thompson, 1980; Elliot, 1982; Vukovich, 1995; Vukovich y Crissman, 1986; Dietrich y Lin, 1994, entre muchos otros trabajos], y una migración hacia el oeste a una velocidad de entre 3 y 6 km día^{-1} [Kirwan et al., 1984; Vukovich y Crissman, 1986; Forrestail et al., 1992]. En el oeste del golfo se forman pares de remolinos ciclón-anticiclón [Merrell y Morrison, 1981; Brooks y Legeckis, 1982; Vidal et al., 1994] haciendo del oeste del golfo una región de alta variabilidad. El esfuerzo del viento también juega un papel importante en la circulación en El Golfo con una fuerte componente estacional, hacia el noroeste en el verano y hacia el suroeste en el invierno. En la figura 2 se muestra el promedio anual del rotacional del esfuerzo del viento, en el norte del golfo es predominantemente negativo mientras que en el área de la Bahía de Campeche es positivo, aunque con una importante variación estacional, [Sturges, 1993; Gutiérrez et al., 1996]. Sturges y Blaha [1976] propusieron que el rotacional del viento negativo que predo-

mina en el golfo produce un giro anticiclónico análogo a los giros subtropicales en los océanos Pacífico y Atlántico. La existencia de este giro implica una corriente occidental de frontera que es otro componente en la dinámica del oeste del golfo. Superpuesto a estos fenómenos de mesoescala existen movimientos de baja frecuencia y una variación estacional.

Uno de los intereses de este trabajo es estudiar la circulación superficial del oeste del golfo, por encima de la isoterma de 12°C , su variabilidad en la escala estacional y la asociada con los RCL. Por su dinámica, la región occidental del golfo puede dividirse en dos subregiones que observan un comportamiento distinto: la región noroeste del golfo dominada por una circulación anticiclónica y la presencia de remolinos de mesoescala [Brooks y Legeckis 1982; Vidal et al., 1994] y la Bahía de Campeche caracterizada por una circulación ciclónica [Vázquez, 1993]. Otras características de la circulación del golfo como el comportamiento de la CL y el proceso de desprendimiento de remolinos [Hulburt y Thompson, 1980; Vuckovich, 1988; Sturges et al., 1993; Dietrich y Lin, 1994; etc.] son reproducidos en los experimentos numéricos que se realizaron pero no se analizan.

La circulación media del Golfo de México ha sido estudiada por distintos autores con diferentes enfoques. Entre ellos, Maul y Herman [1985] que usando un banco de datos hidrográficos de STD (salinidad, temperatura y profundidad por las siglas en inglés de las variables que mide el instrumento), CTD (conductividad, temperatura y profundidad) y XBT (batitermógrafos desechables), con información recolectada entre 1969 y 1973, construyeron una topografía dinámica media del golfo. Encontraron que la topografía media en el este del golfo está caracterizada por la Corriente del Lazo y en el oeste por un par ciclón-anticiclón. Desgraciadamente la mayor parte de sus datos están concentrados en el este del golfo y durante el verano por lo que sus resultados para el oeste del golfo no pueden considerarse concluyentes. Otro cálculo de la topografía dinámica mensual y estacional lo hicieron Molinari et al., [1978] utilizando

un conjunto de datos hidrográficos de distintos años, encontrando un giro anticiclónico en el oeste del golfo (GAOG) que persiste durante todo el año, acompañado de varias características de mesoescala y señalaron que el giro tiene mayores transportes en verano e invierno que en primavera y otoño. Los estudios de altimetría también han detectado la existencia del GAOG [*Marsh et al.*, 1984; *Leben et al.*, 1990]. Sin embargo sus resultados no son del todo concluyentes por la dificultad de separar de la señal de altimetría las anomalías de la gravedad y las debidas a la dinámica del océano [*Sramek y Johnson*, 1996]. En la escala estacional, la característica más estudiada del Golfo de México es la corriente occidental de frontera (COF) propuesta por *Sturges y Blaha* [1976], que es el flujo hacia el noroeste adyacente al talud continental del GAOG. Por otro lado, *Elliot* [1982] estudió los giros anticiclónicos originados en la CL. Propuso que por su desplazamiento hacia el oeste los remolinos deben tomarse en consideración como un mecanismo forzante para el GAOG en general y la COF como parte de él. La importancia relativa del esfuerzo del viento y los remolinos de la CL en la circulación media del oeste del golfo está oculta por la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos de mesoescala y por una importante variabilidad de alta frecuencia del viento [*Brooks*, 1984]. Para entender este problema *Sturges* [1993] analizó un conjunto de datos de viento, deriva de barcos y profundidad de la termoclina del oeste del golfo. Encontró que la componente estacional de estas variables está asociada con un máximo del rotacional del esfuerzo del viento. En ese trabajo *Sturges* argumentó que los remolinos de la CL no producen una señal estacional debido a que se desprenden en períodos irregulares y su periodicidad media no está relacionada con el ciclo anual [*Maul y Vucovich*, 1993; *Vucovich*, 1995] y concluyó que el rotacional del esfuerzo del viento es el que produce la señal estacional en la COF. En la Bahía de Campeche varios autores han reportado un patrón ciclónico en la circulación [*Molinari et al.*, 1978; *Padilla et al.*, 1990; *Vázquez*, 1993]. Mediante un estudio de un conjunto de datos hidrográficos con 247 estaciones de 13 campañas oceanográficas, que cubren todas las estaciones del año,

Vázquez [1993] encontró que la circulación media es ciclónica. En otro estudio basado en datos hidrográficos, *Molinari et al.*, [1978] reportan una señal ciclónica en el oeste de la Bahía de Campeche durante el otoño y señalan que para esa zona no existían suficientes datos en otras estaciones del año. Los estudios basados en datos de altimetría no reportan la señal ciclónica pero han encontrado una alta variabilidad en el oeste de la Bahía de Campeche [e. g. *Marsh et al.*, 1984; *Leben, et al.*, 1990]. Con un conjunto independiente de datos hidrográficos *Padilla et al.*, [1990] reportaron la presencia de un remolino ciclónico en el oeste de la Bahía de Campeche. Como mecanismo generador de estos remolinos, *Vázquez* [1993] propone el forzamiento local asociado al rotacional del esfuerzo del viento. Otros autores han señalado que estos remolinos pueden deberse a los procesos que se derivan de la interacción con el talud de los remolinos de la CL.

Uno de los objetivos de este trabajo es investigar, con la ayuda de la modelación numérica, la importancia relativa de los RCL y el esfuerzo del viento en la variabilidad estacional de la circulación en el oeste del Golfo de México. Este objetivo incluye profundizar en la comprensión de los mecanismos que producen la circulación ciclónica en la Bahía de Campeche.

El Golfo también se caracteriza por una alta variabilidad en su temperatura superficial e intensos flujos de calor. En la región norte del golfo, entre invierno y verano, existe una variación de temperatura de más de $12^{\circ}C$ en aguas superficiales fuera de la plataforma continental. El ciclo anual de calor en el GM ha sido el tema de varios estudios que han investigado los flujos de calor y modelado la temperatura superficial del mar [*Hastenrath*, 1968; *Etter*, 1983; *Etter et al.*, 1987; *Adem et al.*, 1991; *Adem et al.*, 1993; *Adem et al.*, 1994].

Esos estudios han enfocado su atención al entendimiento de los cambios en el contenido de calor en el océano definido como $H = \int \rho C_p T dz$, en donde la integral va de la superficie al fondo del mar, ρ es la densidad, C_p es el calor específico a presión constante y T es la temperatura en grados centígrados, todas propiedades del agua de

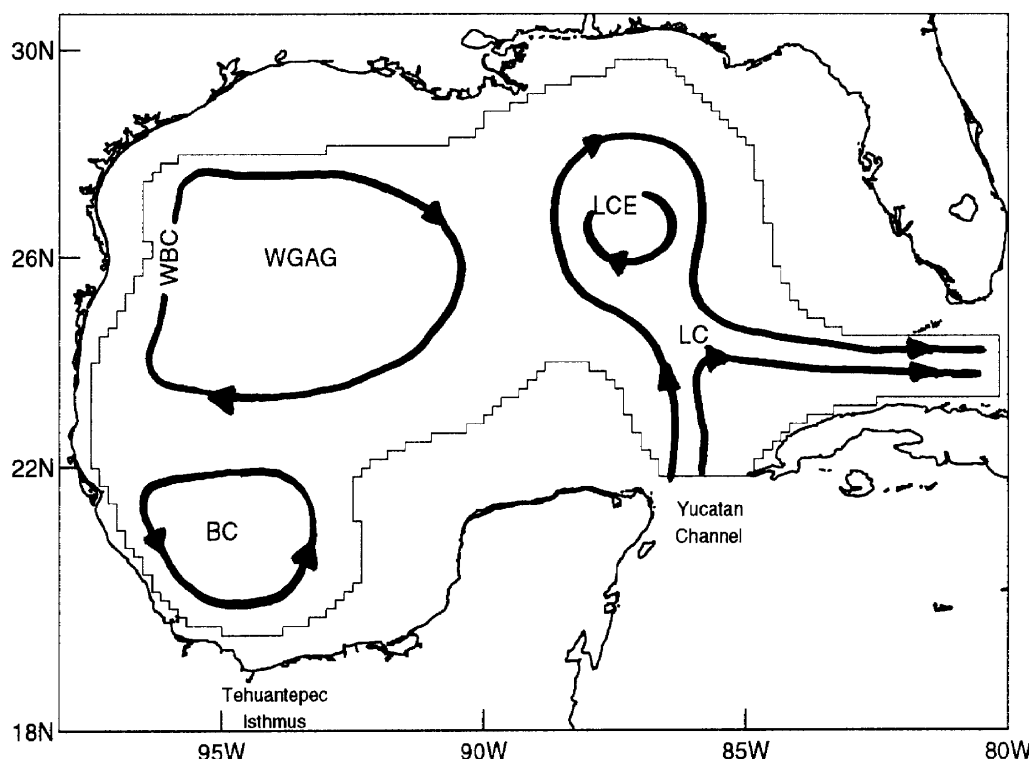


Figura 1: Localización del Golfo de México. Se incluye un esquema de la circulación del golfo para ilustrar las corrientes y giros más importantes. Se muestra el dominio del modelo con la inclusión de su línea de frontera.

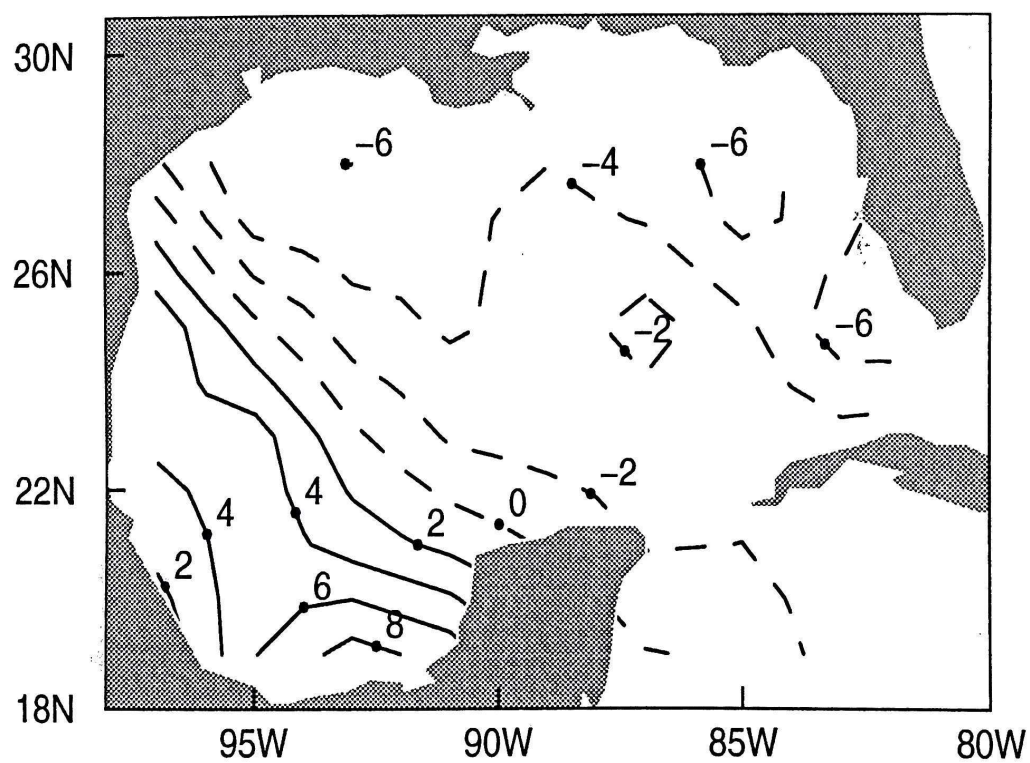


Figura 2: Media del rotacional del esfuerzo del viento en el Golfo de México. Los contornos están en $10^{-9} \text{ dyn cm}^{-3}$. El Golfo se caracteriza por un rotacional del viento negativo en el noreste y uno positivo en el suroeste del golfo.

mar. La razón de cambio del contenido de calor es debida a los flujos superficiales y la advección de acuerdo con la relación

$$dH/dt = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h + Q_a \quad (1)$$

en donde Q_s es la radiación neta de onda corta hacia el océano, Q_b es el calor emitido por el océano como radiación de onda larga, Q_e es el calor que pierde el océano por evaporación, Q_h es el flujo de calor sensible y Q_a es el flujo de calor por advección.

Una estimación de dH/dt fue realizada por *Etter* [1983] analizando datos hidrográficos históricos. Los flujos debidos a la radiación de onda corta y onda larga, han sido estimados mediante el uso de fórmulas empíricas [*Hastenrath*, 1968; *Etter*, 1983, *Adem et al.*, 1993 (abreviados de aquí en adelante como H68, E83, A93)]. Las fórmulas utilizadas por estos autores son similares pero con algunas diferencias en su dependencia de las variables climatológicas. El cálculo de los flujos turbulentos se ha realizado de diferentes maneras: mediante fórmulas empíricas que parametrizan estos flujos (en inglés se les llama comúnmente *bulk formulae*) [H68, E83, A93], y estimándolos como residuo de la ecuación (1) [H68]. El flujo advectivo se ha estimado considerando los flujos de calor y masa en el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida [H68, E83, A93] o como residuo de los otros flujos utilizando la ecuación (1) [E83]. *Etter* [1983] estimó los flujos verticales dentro de la columna de agua utilizando un método propuesto por *Emery* [1976] basado en la variación vertical de la temperatura y en una ecuación para la divergencia de calor. Por otro lado, *Adem et al.*, [1991] trabajaron con una capa mezclada fija de 60 m y consideraron que la influencia de los flujos verticales por debajo de esa profundidad son despreciables.

Estos autores han mostrado que dH/dt es positiva de marzo a septiembre alcanzando un máximo en mayo-junio y un mínimo en diciembre-enero. La temperatura superficial del océano tiene un máximo en julio-agosto ($\approx 29.5^\circ C$) y un mínimo en febrero ($\approx 17^\circ C$). Estos valores corresponden a regiones de océano profundo fuera de la

plataforma continental, donde la variación es mayor. Durante el verano la temperatura superficial del océano es homogénea en todo El Golfo mientras que en el invierno hay gradientes horizontales fuertes.

A pesar de los avances alcanzados por estos estudios, aún subsiste una considerable incertidumbre en las estimaciones de los flujos de calor. Distintas propuestas de fórmulas empíricas producen diferencias considerables. Los flujos turbulentos, es decir los flujos de calor sensible y de calor latente, han sido estimados con el mismo conjunto de ecuaciones pero con distintos coeficientes (ver Apéndice 3). Para la estimación de los flujos de radiación han sido propuestas fórmulas distintas. Estos flujos están afectados por la presencia de nubes cuya influencia es evaluada mediante diferentes algoritmos o coeficientes lo que ha producido resultados considerablemente distintos en el flujo medio anual. Otra fuente de incertidumbre en la estimación de los flujos turbulentos está relacionada con la base de datos utilizada: algunos problemas comunes son la poca información en algunas regiones y el sesgo de algunas variables debido a problemas diversos como: el hecho de que los barcos rehuyen el mal tiempo y la influencia continental en las mediciones de variables meteorológicas en las zonas costeras.

Otro objetivo de este trabajo es estudiar la variación estacional de los flujos superficiales de calor y la distribución del campo de temperatura superficial en el Golfo de México, con énfasis en la comprensión de la importancia relativa de la advección y el cambio en la profundidad de la capa mezclada (*entrainment* en inglés). Los flujos de calor son revisados calculándolos mediante fórmulas empíricas, utilizando estimaciones de la radiación a través de satélite [*Darnell et al.*, 1992] y mediante modelación numérica. Los datos de la base *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) son una de las fuentes de información y un conjunto de fórmulas empíricas fueron elegidas con base en resultados de trabajos recientes. La temperatura superficial del océano de los datos de COADS se utiliza como referencia para evaluar los resultados obtenidos por modelación numérica. Para evaluar la importancia de distintas influencias en la

temperatura superficial se realizan varios experimentos numéricos.

Para abordar estos objetivos, en el estudio de la circulación y temperatura superficiales, se usa un modelo de $2\frac{1}{2}$ capas inhomogéneas del tipo de los utilizados por *McCreary y Kundu* [1988], *Schopf y Cane* [1983] y *McCreary y Lu* [1994]. El modelo permite variaciones horizontales de la velocidad, profundidad y temperatura en dos capas activas sobrepuestas a una capa infinita inmóvil (de ahí viene la denominación de $2\frac{1}{2}$ capas). La inclusión de la variación de la temperatura, no sólo entre capas sino en el interior de cada capa activa, permite la modelación de flujos de calor no uniformes e intercambios realistas entre capas. Los mecanismos forzantes son: el esfuerzo del viento utilizando los datos de *Hellerman y Rosenstein* [1983] y transportes representativos de la Corriente de Yucatán que son impuestos en las fronteras del modelo, en el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida. Mediante una serie de experimentos numéricos se estima la influencia de cada uno de estos mecanismos. Un tercer forzamiento se da a través de los flujos superficiales de calor, estos son implementados mediante una condición superficial del tipo de *Haney* [1971]. Otra característica del modelo es la existencia de flujos de masa, calor y momento entre la capa superficial e intermedia que permiten modelar el grosor y temperatura de la capa superficial. Esto se consigue mediante el acoplamiento de un modelo de capa mezclada del tipo propuesto por *Niiler y Kraus* [1977]. El efecto de estos flujos es analizado mediante distintas formulaciones. Las influencias topográficas no son consideradas en este modelo, el dominio está restringido a la zona fuera de la plataforma continental, el cual está delimitado por la isóbata de los 200 m. La localización de la frontera del modelo se muestra en la figura 1.

Varios de los resultados obtenidos en este trabajo están también incluidos en *Zavala et al.*, [1997a], *Sheinbaum et al.*, [1997], *Zavala et al.*, [1997b], *Zavala et al.*, [1997c]

En el capítulo 2 se describe el modelo; en el capítulo 3 se describen los mecanismos forzantes en el Golfo de México; en el capítulo 4 se describen los resultados relacionados con la circulación y su discusión, en el capítulo 5 se describen los resultados obtenidos

para el balance de calor y la temperatura superficial y su discusión. La discusión final y las conclusiones se incluyen en el capítulo 6 y 7. Las especificaciones de las fórmulas empíricas utilizadas para el cálculo de los flujos de calor, una linealización de estas y una compilación de las fórmulas empíricas utilizadas por otros autores están incluidas en los apéndices 1, 2 y 3 respectivamente.

II. El modelo

Se usa un modelo de ecuaciones primitivas con capas inhomogéneas, éste consiste de dos capas activas superpuestas a una capa profunda (de hecho infinita) sin movimiento. Cada una de las capas activas es descrita por su movimiento y su temperatura, constantes en toda la columna, y su grosor. El modelo permite incluir intercambios de masa, calor y momento en cada una de las tres interfases; entre la capa superficial y la atmósfera, entre las capas activas y entre la capa intermedia y la capa profunda. Para este trabajo no se incluyeron intercambios entre la capa intermedia y la capa profunda ni intercambios de masa a través de la superficie.

Los modelos de capas inhomogéneas son una variante de los modelos de capas homogéneas con la diferencia de que en este caso la temperatura, y por lo tanto la densidad, pueden variar dentro de cada capa. Este tipo de modelo fue introducido por *Lavoie* [1972] para el estudio del efecto de los lagos sobre la atmósfera baja y posteriormente por *Schopf y Cane* [1983] para el estudio de la dinámica ecuatorial oceánica. Desde entonces, una gran cantidad de trabajos han utilizado satisfactoriamente modelos de capas inhomogéneas [e. g. *Anderson*, 1984; *DeSoeke y Richman*, 1984; *Anderson y McCreary*, 1985; *McCreary y Kundu* 1988, *McCreary et al.*, 1989; *Cherniawsky et al.*, 1990; *Cherniawsky y Holloway*, 1991; *McCreary et al.*, 1991; *McCreary y Yu*, 1992; *Ripa*, 1993; *McCreary y Lu*, 1994; *Balmaseda et al.*, 1994].

Las leyes de conservación para este tipo de modelo fueron estudiadas por *Ripa* [1993]. *Ripa* [1995] mostró que los modelos de capas inhomogéneas pueden considerarse como una aproximación a un modelo con estructura vertical arbitraria de la velocidad y la densidad. El modelo de capas inhomogéneas sin variación de densidad en la vertical, es la siguiente aproximación al modelo de capas homogéneas en esta serie de modelos.

La ventaja de los modelos de capas inhomogéneas es que, con un aumento mínimo

de complejidad, pueden reproducir algunas de las características más importantes de la dinámica y la termodinámica. En el Golfo de México han probado reproducir la parte más energética que es la CL y los remolinos que se desprenden de ella, incluso con menos dificultades que modelos que mucho mas grandes como el de Oberhuber. Por supuesto este modelo tiene múltiples limitaciones, entre las más importantes está el que no tiene topografía y por lo tanto está restringido a la zona del océano profundo fuera de la plataforma. En este trabajo se utiliza el contorno de 200 *m* de profundidad como la frontera de paredes verticales en el modelo (mostrado en la figura 1), y debido a esta limitación tampoco se consideran los flujos entre la plataforma y la zona de aguas profundas.

La exclusión de la zona de plataforma limita los alcances de este modelo porque es de esperarse que en la zona de plataforma no exista un balance entre el esfuerzo del viento y la fricción de fondo, y por lo tanto, parte del momento se transfiera a la zona profunda del océano, como en este caso no se incluyen las plataformas se espera una subestimación de la influencia del viento aunque relativamente menor.

La ausencia de fondo limita al modelo principalmente por la exclusión del modo barotrópico, de la fricción de fondo y de ondas topográficas. La exclusión del fondo puede ser importante en la zona de frontera del modelo, en donde colisionan los remolinos y la fricción de fondo es una componente es su disipación. Por no tener topografía el modelo tampoco es capaz de reproducir las ondas topográficas que es de esperarse que se generen por el desplazamiento de los RCL de aguas profundas hacia aguas someras.

La versión que se utiliza en este trabajo es similar a la que usaron *McCreary y Lu* [1994], difiere de la de ellos en que aquí se utilizan coordenadas esféricas en lugar de plano β , lo cual en este caso no es importante debido al tamaño del golfo, y una distinta parametrización de la física de la capa mezclada.

II.1. Ecuaciones gobernantes

Las ecuaciones de momento, continuidad y calor para la capa superficial son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_1^2}{h_1} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{U_1 V_1}{h_1} \right) - f V_1 = \\ \frac{1}{a \cos \theta} \langle \nabla p_1 \rangle_z^{(\phi)} + \frac{\tau^{(\phi)}}{\rho_1} + \frac{w_e U_2}{h_1} + \frac{w_d U_1}{h_1} - A \nabla^4 U_1, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_1 V_1}{h_1} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_1^2}{h_1} \right) + f U_1 = \\ \frac{1}{2a} \langle \nabla p_1 \rangle_z^{(\theta)} + \frac{\tau^{(\theta)}}{\rho_1} + \frac{w_e V_2}{h_1} + \frac{w_d V_1}{h_1} - A \nabla^4 V_1, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_1}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_1 \cos \theta) \right) = w_e + w_d, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} + \frac{u_1}{a \cos \theta} \frac{\partial T_1}{\partial \phi} + \frac{v_1}{a} \frac{\partial T_1}{\partial \theta} = \frac{Q}{\rho_0 C_p h_1} - \frac{w_e (T_1 - T_2)}{h_1} - \nu \nabla^4 T_1, \quad (5)$$

y para la capa intermedia son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_2^2}{h_2} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{U_2 V_2}{h_2} \right) - f V_2 = \\ \frac{1}{a \cos \theta} \langle \nabla p_2 \rangle_z^{(\phi)} - \frac{w_e U_2}{h_1} - \frac{w_d U_1}{h_1} - A \nabla^4 U_2, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_2 V_2}{h_2} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_2^2}{h_2} \right) + f U_2 = \\ \frac{1}{2a} \langle \nabla p_2 \rangle_z^{(\theta)} - \frac{w_e V_2}{h_1} - \frac{w_d V_1}{h_2} - A \nabla^4 V_2, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_2}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_2 \cos \theta) \right) = -w_e - w_d, \quad (8)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} + \frac{u_2}{a \cos \theta} \frac{\partial T_2}{\partial \phi} + \frac{v_2}{a} \frac{\partial T_2}{\partial \theta} = -\frac{w_d (T_1 - T_2)}{h_2} - \nu \nabla^4 T_2, \quad (9)$$

En estas ecuaciones, θ es la latitud, ϕ es la longitud, T_i y h_i son la temperatura y el grueso de la capa respectivamente, $U_i \equiv u_i h_i$ y $V_i \equiv v_i h_i$, son los componentes del transporte, u_i y v_i son las componentes zonal y meridional de la velocidad respectivamente; i es el índice de la capa, $\tau^{(j)}$ es la componente del esfuerzo del viento en la dirección j , Q es el flujo de calor a través de la superficie, w_e es el *entrainment* y w_d el *detrainment*, ρ_0 es una densidad promedio de referencia, ρ_i es la densidad de la capa i , A es coeficiente de difusión turbulenta, ν es el coeficiente de difusión térmica, a es el radio de la tierra y C_p es el calor específico. La k -ésima componente del gradiente de la presión horizontal, promediada en todo el grosor de la capa i es $\langle \nabla p_i \rangle_z^{(k)}$, el subíndice z indica el promedio vertical dentro de cada capa. Los valores de los parámetros se definen en la Tabla I. Se utiliza una disipación biarmónica para permitir que los movimientos de gran escala permanezcan prácticamente sin disipación y a la vez prevenir movimientos en la escala de la malla [*Holland, 1978*].

El entrainment está definido como la razón de incremento del grueso de la capa superior del modelo debido a flujos de agua de la capa intermedia hacia la capa superior, y es definido mayor o igual que cero. El detrainment es la razón de la variación del grueso de la capa superior debido a la salida de agua de esa capa hacia la capa intermedia, y es definido menor o igual a cero. El intercambio de momento y calor por entrainment-detrainment es distribuido uniformemente en la vertical en la capa receptora. Nótese de las ecuaciones precedentes la conservación del volumen total en las capas activas pues lo que gana una es a expensas de la otra pues no hay evaporación, ni precipitación, ni intercambio con la capa profunda.

Los gradientes de presión promediados en la vertical están dados por las ecuaciones

$$\langle \nabla p_1 \rangle_z = \alpha g \nabla [h_1(T_1 - T_3) + h_2(T_2 - T_3)] - \frac{1}{2} \alpha g h_1 \nabla T_1, \quad (10)$$

$$\langle \nabla p_2 \rangle_z = \alpha g \nabla [(h_1 + h_2)(T_2 - T_3)] - \alpha g (h_1 + \frac{1}{2} h_2) \nabla T_2, \quad (11)$$

en donde α es el coeficiente de expansión térmica y g es la gravedad. El modelo no

permite corrientes independientes en la vertical dentro de cada capa. Una discusión acerca de la omisión de la estructura vertical dentro de cada capa puede verse en *McCreary y Kundu* [1988]. Modelos similares que permiten una distribución vertical dentro de cada capa han sido desarrollados por *McCreary y Lu* [1994] y *Ripa* [1995].

II.2. Física de la capa mezclada

Una de las características del modelo es que en la capa superior se le acopló un modelo simplificado de la capa mezclada del tipo propuesto por *Niiler y Kraus*¹ [1977]. La ventaja de esta formulación es que permite modelar, incluso en la ausencia de advección lateral, el balance de temperatura y grosor de una capa superior mezclada, dados los flujos superficiales de calor, energía cinética turbulenta y un algoritmo para calcular el entrainment.

II.2.1. Un modelo simplificado de la capa mezclada

Un modelo unidimensional de la capa mezclada, similar al acoplado en el modelo numérico, ilustra la evolución de la temperatura y profundidad de una capa mezclada y lateralmente uniforme. El modelo tiene como ecuaciones gobernantes:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{Q}{\rho C_p h_1} + \frac{w_e(T_2 - T_1)}{h_1} \quad , \quad (12)$$

$$T_2 = cte \quad , \quad (13)$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = w_e + w_d \quad , \quad (14)$$

$$w'_e = D \frac{mu_*^3 - h_1 B_0}{g\alpha h_1 (T_1 - T_2)} \quad , \quad (15)$$

$$w_e = w'_e \Gamma(w'_e) \Gamma(H_{\text{máx}} - h_1) \quad , \quad (16)$$

$$w_d = w'_e \Gamma(-w'_e) \Gamma(h_1 - H_{\text{mín}}) \quad . \quad (17)$$

¹Este tipo de modelos describen el cambio en el tiempo de la temperatura y la profundidad de la capa mezclada como función de pocas variables, despreciando la variación horizontal y parametrizando los flujos superficiales para simplificar el modelo.

En donde u_* es la velocidad de arrastre, m es el coeficiente de arrastre del viento, B_0 es el flujo de flotación, g es la aceleración de la gravedad, α es el coeficiente de expansión térmica. El coeficiente D controla la intensidad del entrainment y el detrainment, $H_{\text{máx}}$ y $H_{\text{mín}}$ restringen h_1 a un rango predefinido. $\Gamma(x)$ es la función escalón de Heaveside, con $\Gamma(x) = 1$ cuando $x > 0$, y $\Gamma(x) = 0$ en cualquier otro caso. El flujo de flotación es una función del flujo superficial de calor y se calculó como

$$B_0 = \frac{\alpha g Q}{\rho C_p} \quad .$$

Los procesos de entrainment y detrainment hacen tender h_1 hacia la profundidad de Monin-Obukhov, que está dada por

$$H_{MO} = \frac{m u_*^3}{B_0} \quad .$$

La profundidad de Monin-Obukhov corresponde al equilibrio entre los términos del numerador del lado derecho de la ecuación (15). Cuando B_0 es positivo y pequeño, entonces H_{MO} es grande, si $B_0 \leq 0$ entonces $H_{MO} = \infty$ o negativo y corresponde al caso en que la columna de agua está mezclada de superficie a fondo (la profundidad de Monin-Obukhov nunca es alcanzada debido a las condiciones cambiantes). La rapidez con la cual h_1 tiende a H_{MO} está determinada por la diferencia de temperatura entre las capas, el arrastre del viento ($m u_*^3$), y el flujo de flotación (B_0). También está modulada por el parámetro D , para valores grandes la variabilidad de h_1 y T_1 se incrementa, debido a que al incrementar D aumenta el entrainment en invierno y el detrainment durante el verano haciendo mayor el cambio estacional de h_1 . La temperatura también aumenta su rango de variación estacional porque durante el invierno es mayor el aporte de agua fría y en el verano, al hacerse más somera la capa y responder a los mismos flujos de calor el incremento de temperatura es mayor. Por otro lado, el valor de m controla la profundidad promedio; para valores más grandes la profundidad media se incrementa y la señal estacional de temperatura decrece debido al mayor grueso de la capa.

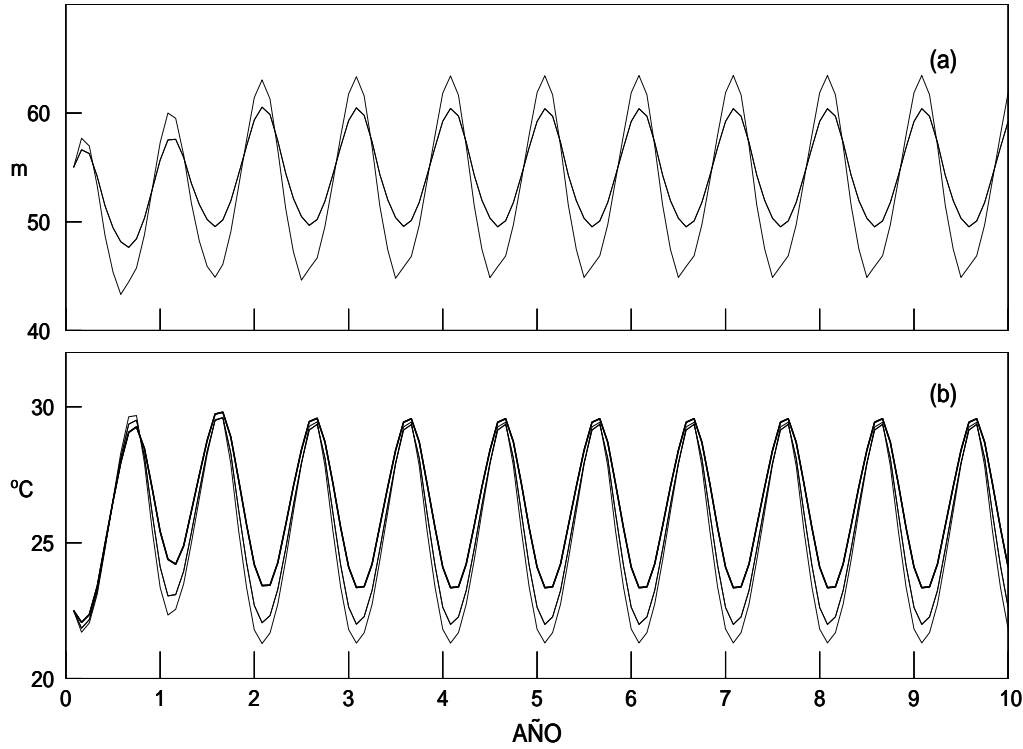


Figura 3: Variación estacional del grueso y temperatura de la capa superficial de un modelo simplificado de capa mezclada. a) Se muestra la modulación de la variación estacional de la capa mezclada con diferente coeficiente D , de 0.3 para la línea gruesa y de 0.5 para la línea delgada. b) Temperatura de la capa mezclada utilizando profundidad constante, y variable con dos valores distintos del coeficiente D . La temperatura más alta corresponde al caso con profundidad constante la temperatura intermedia cuando $D = 0.3$ y la más baja cuando $D = 0.5$. La figura muestra una mayor variación estacional cuando el entrainment es incluido, la diferencia es mayor durante el invierno.

La figura 3 muestra la variación estacional de la temperatura y del grueso de la capa mezclada calculados con el modelo definido por las ecuaciones (12) a (17). Los resultados ilustran el rango estacional de la temperatura y el grueso para dos valores distintos del parámetro D . Para este ejemplo se utilizaron los flujos superficiales de calor promedio de la Tabla VI y la rapidez del viento de la Tabla IX, los valores de los otros parámetros son los de la Tabla I.

II.2.2. La capa mezclada en el modelo

En este modelo el grueso de la capa mezclada varía en dos escalas de tiempo: una escala corta asociada con los remolinos y perturbaciones del tipo de las ondas de gravedad y en una escala estacional, más larga, debido a las tendencias prevalecientes en los mecanismos de entrainment y detrainment. La capa superior, puede asociarse a la capa mezclada, se hace profunda debido al efecto de fuertes vientos y enfriamiento durante el invierno y se hace somera en primavera y verano debido a la ganancia de calor y las calmas. Para calcular el entrainment y el detrainment en el modelo numérico se utilizaron las expresiones siguientes:

$$w'_e = \frac{(h_1 - H_e)^2}{H_e t_e} \Gamma(H_e - h_1) + D_e \frac{mu_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad , \quad (18)$$

$$w'_d = -\frac{(h_1 - H_d)^2}{H_d t_d} \Gamma(h_1 - H_d) + D_d \frac{mu_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad . \quad (19)$$

$$w_e = w'_e \Gamma(w'_e) \Gamma(H_{\text{máx}} - h_1) \quad , \quad (20)$$

$$w_d = w'_d \Gamma(-w'_d) \Gamma(h_1 - H_{\text{mín}}) \quad , \quad (21)$$

en donde H_e y H_d son las profundidades límite para el entrainment y el detrainment respectivamente, t_e y t_d son los tiempos de relajamiento, D_e y D_d son coeficientes que controlan la intensidad del entrainment y el detrainment respectivamente, δ es una constante para evitar que el término se haga muy grande si T_1 es similar a T_2 y las otras variables tienen el mismo significado que en la sección anterior. El primer término del lado derecho de la ecuación (18) es importante en regiones de afloramiento y elimina las singularidades impidiendo que las capas se hagan muy delgadas. Este término ha sido utilizado por varios autores (por ejemplo *McCreary y Kundu*, [1988]). El segundo término del lado derecho de las ecuaciones (18) y (19) es un término tipo *Niiler y Kraus* [1977]. Involucra h_1 , el flujo superficial de flotación, la diferencia de densidad entre la capa superficial y la intermedia y el arrastre del viento; por lo general es más débil que

el primer término pero se mantiene por períodos largos, abarcando regiones amplias contribuyendo significativamente en la escala estacional.

Las ecuaciones (20) y (21), a través de los valores de $H_{\text{máx}}$ y $H_{\text{mín}}$, restringen el entrainment y el detrainment a un rango de profundidad previamente definido. También previenen inestabilidades numéricas debidas a una capa muy delgada o muy gruesa producto de condiciones extremas en la flotación o producción de energía cinética turbulenta.

II.3. El modelo numérico

El modelo numérico fue implementado en una malla tipo C [Mesinger y Arakawa, 1976], con una resolución zonal y meridional de un sexto de grado. Para integrar las ecuaciones en el tiempo se utilizó un esquema de salto de rana, combinado con un paso de diferencias hacia adelante cada 99 pasos de tiempo, para prevenir desfases en la solución al avanzar el tiempo del modelo. Se utilizó un paso de tiempo de 20 *min*. El término biarmónico se evalúa utilizando los campos un paso de tiempo atrás. Las condiciones en las fronteras abiertas en el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida (entre Cayo Hueso y La Habana) son determinadas imponiendo flujos en balance geostrófico en la Corriente de Yucatán y en el Estrecho de Florida (Tabla I). En las fronteras sólidas se impusieron condiciones de no deslizamiento. Los parámetros utilizados están listados en la Tabla I.

Tabla I: Parámetros del modelo

Descripción	símbolo	
Coefficiente de expansión térmica	α	$0.00025 \text{ } ^\circ\text{C}$
Coefficiente de viscosidad biarmónica	A	6.0×10^{10}
Coefficiente de mezcla térmica biarmónica	ν	6.0×10^{10}
Radio medio de la tierra	a	$6.371 \times 10^6 \text{ m}$
Temperatura media de entrada en la capa superior		$27.3 \text{ } ^\circ\text{C}$
Amp. del término sinusoidal de la temperatura de entrada de la capa superior		$1.94 \text{ } ^\circ\text{C}$
Tiempo de ocurrencia del máximo en la temperatura de entrada		7.2 meses
Temperatura de entrada hacia la capa intermedia	T_2	$15.0 \text{ } ^\circ\text{C}$
Temperatura del océano profundo	T_3	$4.0 \text{ } ^\circ\text{C}$
Grosor inicial de la capa superior	H_1	75 m
Grosor inicial de la capa intermedia	H_2	200 m
Profundidad mínima del detrainment	$H_{\text{mín}}$	50 m
Profundidad máxima del entrainment	$H_{\text{máx}}$	160 m
Profundidad de entrainment	H_e	50 m
Escala de tiempo del entrainment	t_e	1 días
Profundidad del detrainment	H_d	150 m
Coefficiente de arrastre del viento	m	1.0
Coefficiente del segundo término de entrainment	D	1.5
Transporte en las fronteras abiertas de la capa superior		6 Sv
Transporte en las fronteras abiertas de la capa intermedia		6 Sv

III. Forzamientos

III.1. Esfuerzo del viento

El modelo numérico fue forzado con los vientos climáticos de *Hellerman-Rosenstein* [1983] que tienen una resolución de dos grados en ambas direcciones, meridional y zonal. Los vientos en el Golfo de México se encuentran inmersos en el sistema de vientos alisios y se ven afectados por la influencia continental que induce una componente hacia el norte en el verano debido a que la temperatura de la región terrestre es mayor que la temperatura de la superficie del océano, y hacia el sur en el invierno cuando se invierte el gradiente de temperaturas. La topografía terrestre también tiene una influencia en los vientos del golfo; la Sierra Madre Oriental desvía los vientos hacia el sur y atraviesan el continente a través del Istmo de Tehuantepec que es la zona con menor altitud.

El rotacional del esfuerzo del viento tiene una variabilidad espacial con un signo predominantemente negativo (anticiclónico) al norte de los 23°N y un signo positivo (cyclónico) al sur de esa latitud (Fig. 2). La variabilidad anual del rotacional del esfuerzo del viento está caracterizada por el desplazamiento meridional del contorno cero; al sur en primavera y verano, y al norte en otoño e invierno. Entre abril y julio, se presentan valores extremos negativos en la región norte del golfo, estas condiciones se van atenuando pero se mantienen hasta septiembre. En octubre ocurre un cambio importante y en la mayor parte del golfo el rotacional del viento tiene valores positivos con excepción de algunas regiones al norte del paralelo 26°N . En noviembre, cuando los vientos adquieren una fuerte componente hacia el sur, el centro del golfo tiene un rotacional del viento ligeramente negativo y la Bahía de Campeche tiene los valores positivos más fuertes del año. Un panorama similar continúa hasta febrero.

Como dato de referencia se estimó el transporte de Sverdrup en el noroeste del

Golfo de México, en la región delimitada entre 88° y 97°W y a los 25°N . En esta región, el rotacional del esfuerzo del viento es más intenso en julio con un promedio de $-6 \times 10^{-9} \text{ dyn cm}^{-3}$. Evaluando β a los 25°N ($\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = 2.1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$), e integrando a lo largo de 800 km , la escala del golfo entre el centro y el oeste, se obtiene un transporte de 2.2 Sv .

III.2. Flujos superficiales de calor

Los flujos superficiales de calor se calcularon utilizando una expresión propuesta por *Haney* [1971]

$$Q^* = q^*(T_a^* - T_1) \quad , \quad (22)$$

en donde Q^* es una estimación de los flujos superficiales ($Q^* \simeq Q = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h$), T_1 es la temperatura de la capa superficial del modelo, q^* es un factor linealizado calculado a partir de las fórmulas empíricas y T_a^* es una función de la temperatura del aire y de otras variables observadas. En este caso T_a^* y q^* son funciones de espacio y tiempo. Una descripción de la derivación de la ecuación (22) y de las fórmulas empíricas que se utilizaron se presenta en el apéndice 1.

Los flujos superficiales de calor fueron calculados utilizando diez años de datos mensuales de la base *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) del período 1980-1991 y de datos provenientes de satélite [*Darnell et al.*, 1992]. Los datos de COADS fueron promediados para obtener una climatología anual con un dato por mes y se les aplicó un suavizado. Los flujos superficiales y las funciones T_a^* y q^* , requeridos para la ecuación (22), se calcularon a partir de estos datos y de ecuaciones empíricas según se describe en el capítulo V y en el Apéndice 2. Los resultados de los flujos de calor a través de la superficie se discuten en el capítulo 5. Las funciones T_a^* y q^* fueron interpolados linealmente en tiempo y espacio para utilizarlos en la malla del modelo numérico.

III.3. Condiciones de frontera abierta

El transporte impuesto en cada una de las capas se eligió de acuerdo con las observaciones. *Schmitz y McCarthney* [1993] mencionan un transporte para el Canal de Yucatán de 7 *Sv* en la capa superficial (50-100 *m*, $T > 24^{\circ}\text{C}$), de 6 *Sv* en la capa delimitada por las superficies de 12 y 25°C y 13 *Sv* en la capa delimitada por las superficies de 7 y 12°C , para un total de 26 *Sv* sobre la isoterma de 7°C . En el Estrecho de Yucatán la isoterma de 12°C está a una profundidad entre los 250 *m* y los 400 *m* y la superficie de 7°C está entre los 600 y los 800 *m* [*Gallegos*, 1996; *Gallegos et al.*, 1997]. El transporte impuesto en el modelo para la capa superficial, de 75 *m* de grueso en el estado estacionario, fue de 6 *Sv* y en la capa intermedia, con 200 *m* de espesor en el estado estacionario, de otros 6 *Sv*. Por debajo de los 275 *m* de profundidad el modelo tiene una capa infinita sin movimiento. Esta restricción no afecta sustancialmente la dinámica de las capas activas debido a que solo cambia ligeramente la pendiente de la interface de la capa intermedia con la capa profunda. La temperatura de la capa superficial en el Canal de Yucatán se prescribe en forma sinusoidal con periodo anual ajustado a partir de datos superficiales de *Levitus* [1982].

III.4. Experimentos numéricos

Se realizaron dos conjuntos de experimentos, uno para analizar la influencia de distintos forzamientos en El Golfo, y el otro, para estudiar la contribución de distintos mecanismos en el campo de temperatura.

Para estimar la importancia de algunos de los forzamientos de la circulación en El Golfo se realizaron los siguientes experimentos: (A) modelo forzado con la Corriente de Yucatán y el viento, (B) forzando sólo con la Corriente de Yucatán, (C) forzando sólo con el esfuerzo del viento, y (D) forzando con el esfuerzo del viento, la Corriente de Yucatán e incluyendo entrainment y detrainment asociado con los flujos superficiales. Se realizaron dos versiones del experimento B para analizar la influencia de la variación

Tabla II: Experimentos numéricos realizados para analizar la circulación y forzamientos que se incluyeron en cada uno.

Exp.	C. de Y.	Esfuerzo del viento	w_e y w_d completos
A	X	X	
B	X		
C		X	
D	X	X	X

estacional de la Corriente de Yucatán en el período del desprendimiento de los remolinos y la COF. Un esquema de los experimentos realizados se incluye en la Tabla II. En el capítulo 3 se hace referencia a estos experimentos como “Exp-A”, “Exp-B”, etc. Para cada experimento se corrió el modelo por un intervalo equivalente a 12 años, después de un año de estabilización. Este período se decidió porque al analizar como varía la energía como función del tiempo se observó que después del desprendimiento del primer remolino (~ 8 meses) y su colisión con la frontera oeste (aproximadamente a los 15 meses) las variables energía, velocidad, profundidad y temperatura alcanzan un valor similar al promedio de años subsecuentes.

Para analizar la importancia de los diferentes términos de la ecuación de calor se realizaron 3 experimentos. En todos ellos el modelo se forzó con el esfuerzo del viento y la Corriente de Yucatán produciendo desprendimiento de remolinos con un período de 8.5 meses. En cada experimento, para alcanzar un estado típico, se eliminó el primer año de cómputo el cual se inicia del reposo. El experimento 0 (igual que el experimento D) incluye todos los términos en las ecuaciones de calor y entrainment-detrainment. En los experimentos 1 y 2 algunos términos son removidos. En el experimento 1 se incluyen todos los términos en la ecuación de calor y en la de entrainment (detrainment) solo el primer término del lado derecho de las ecuaciones (18) y (19) (igual que el experimento A). En el experimento 2, el término de advección en la ecuación de calor es removido y sólo el primer término en el lado derecho de (18) y (19) es considerado.

Tabla III: Se indican los experimentos numéricos que se realizaron para el estudio de los flujos de calor y los términos de las ecuaciones y forzamientos incluidos en cada caso.

Exp.	C. de Y. y viento	$u \cdot \nabla T_1$	w_e y w_d completos
0	X	X	X
1	X	X	
2	X		

Estos experimentos se analizan en el capítulo 4 y se hace referencia a ellos como E-0, E-1 y E-2 respectivamente.

IV. Circulación

En el experimento más completo, que incluye todos los mecanismos forzantes (Exp-D), el modelo reproduce las características más importantes identificadas en El Golfo: la Corriente del Lazo, los remolinos anticiclónicos que se desprenden de ésta y las celdas ciclónicas y anticiclónicas al oeste del golfo. Los remolinos que se desprenden de la CL tienen un período de 8.5 meses y un diámetro del orden de 250 a 300 *km*. Se desplazan hacia el oeste a una velocidad entre 4.9 y 5.6 $cm\ s^{-1}$, de acuerdo con las velocidades reportadas de entre 3 y 6 $km\ dia^{-1}$ [Kirwan *et al.*, 1984; Forriestall *et al.*, 1985; Vukovich y Crissman, 1986]. Los remolinos chocan con la frontera oeste del modelo 7 meses después del desprendimiento, un tiempo similar al observado. En la Bahía de Campeche, la mayor parte del tiempo existe una circulación ciclónica con la formación de remolinos ciclónicos en la región oeste de acuerdo con las observaciones [e. g. Vázquez, 1993; Padilla *et al.*, 1990]. La temperatura superficial también se reproduce bien, incluyendo la variación estacional y los gradientes horizontales de invierno. Estos resultados confirman la validez del modelo.

Para discutir los distintos aspectos de la circulación primero se analiza la circulación media, después se estudian la variabilidad estacional, la respuesta a los distintos forzamientos y finalmente se analizan los transitorios y los patrones recurrentes. En cada caso se considera la importancia de cada uno de los forzamientos.

IV.1. Circulación media

La circulación media es evaluada promediando 12 años de resultados mensuales². Para este fin, se obtuvieron los campos de la profundidad media y la velocidad media. En la figura 5 se muestran los mapas de la profundidad media provenientes de los 4 experimentos básicos. Se observan las siguientes características: en el este del golfo la Corriente del Lazo, un gran giro anticiclónico en el centro y noroeste del golfo, identificado por *Molinari et al.*, [1978] como el GAOG, localizado desde el meridiano 88°W hasta la frontera oeste del modelo y desde 22°N hasta la frontera norte del modelo cubriendo un área de unos 800 km x 500 km.

El patrón producido por el experimento D para la profundidad media coincide con los resultados de *Maul y Herman* [1985] (de aquí en adelante MH85), reproducidos en la figura 6, en las siguientes características: a) los contornos de la CL están separados del anticiclón al oeste del golfo, b) los valores más altos se encuentran en la CL y c) existen contornos con valores relativamente bajos en la Bahía de Campeche. Existe una diferencia en el noroeste del golfo porque los resultados del modelo muestran una gran celda anticiclónica mientras que MH85 muestran un par ciclón-anticiclón. No se propone una explicación definitiva de esta diferencia pero puede estar relacionada con la ausencia de topografía en el modelo y al hecho de que para forzar el modelo se utilizan vientos promedio, y por lo tanto suaves. Por otro lado, las estimaciones de MH85 fueron realizadas con relativamente pocos datos en el este del golfo por lo que no es claro si esta característica debe de ser considerada como un patrón recurrente o la característica promedio.

En el experimento B, cuando el forzamiento producido por la Corriente de Yucatán

²Se toma como dato representativo del mes el valor de la variable el día 15. Esto se hizo así para facilitar el manejo de la memoria de disco duro y/o de RAM. Para mostrar que la señal de frecuencia más alta que la mensual tiene menor energía, en la figura 4 se grafican los espectros de las dos componentes de la velocidad, la profundidad y la temperatura en dos puntos de interés para este trabajo.

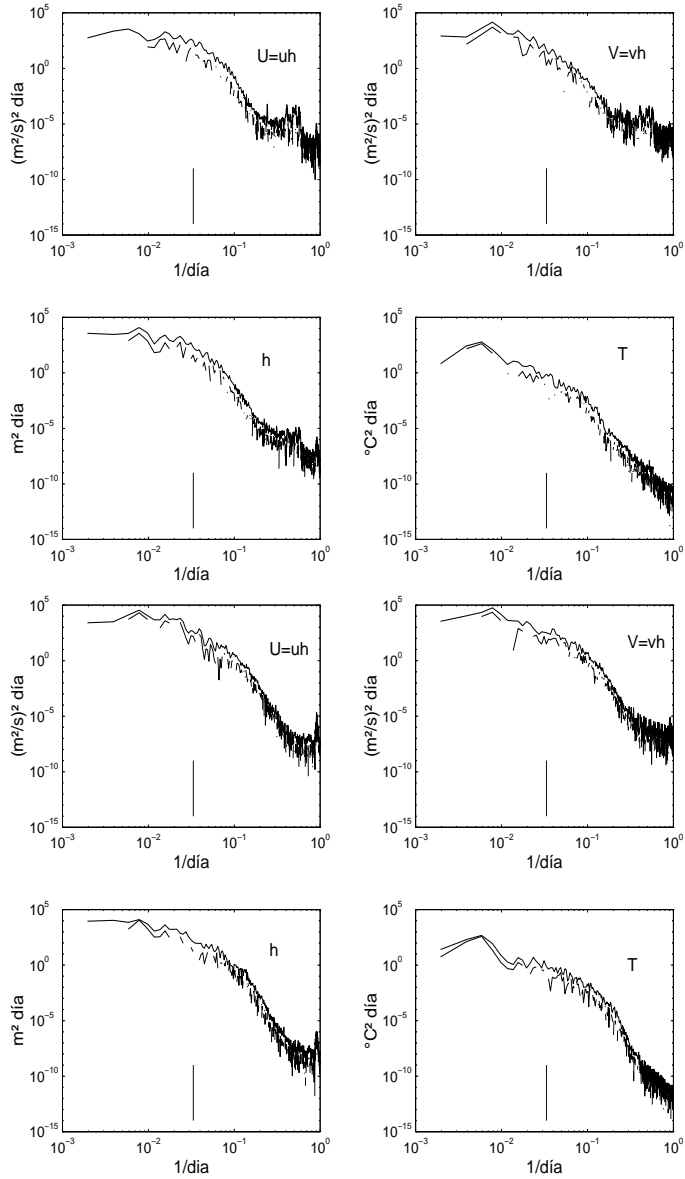


Figura 4: Espectros de las dos componentes de la velocidad multiplicada por la profundidad de la capa ($U=uh$), la profundidad (h) y la temperatura (T) en dos puntos de interés para este trabajo. En la parte superior los correspondientes al punto $20^{\circ}30' N$, $95^{\circ}W$ y en la parte inferior los correspondientes a $25^{\circ}30' N$ y $95^{\circ}W$. Las líneas delimitan el intervalo de confianza del 95%. Se observa que las frecuencias altas, con periodos menores de un mes, contienen muy poca variabilidad (i. e. submuestreando series de tiempo a un dato por mes produce un 'aliasing' insignificante).

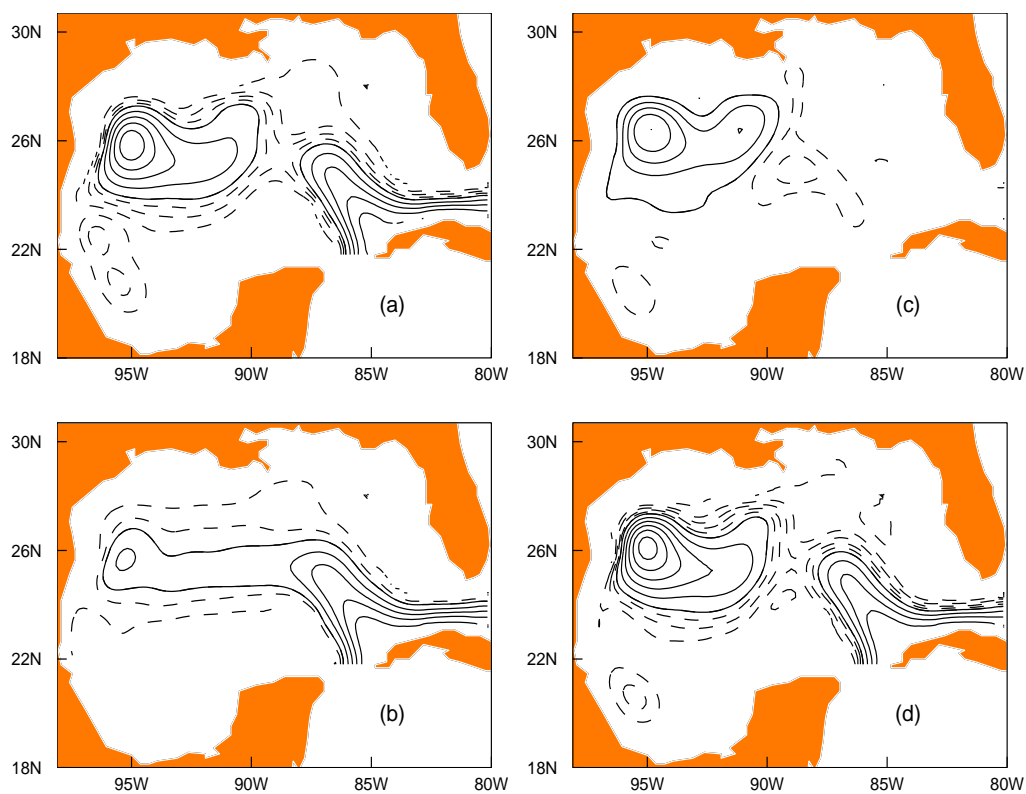


Figura 5: Grosor medio de $h_1 + h_2$. a) Experimento A que incluye como forzamientos el esfuerzo del viento y la Corriente de Yucatán, b) Experimento B que incluye sólo la Corriente de Yucatán, c) Experimento C que incluye sólo el esfuerzo del viento y d) Experimento D que incluye el esfuerzo del viento, la CY y el entrainment-detrainment debido a los flujos superficiales. Las anomalías positivas respecto del grosor promedio están representados con líneas de contorno continuas cada 10 m y las negativas con líneas segmentadas cada 5 m .

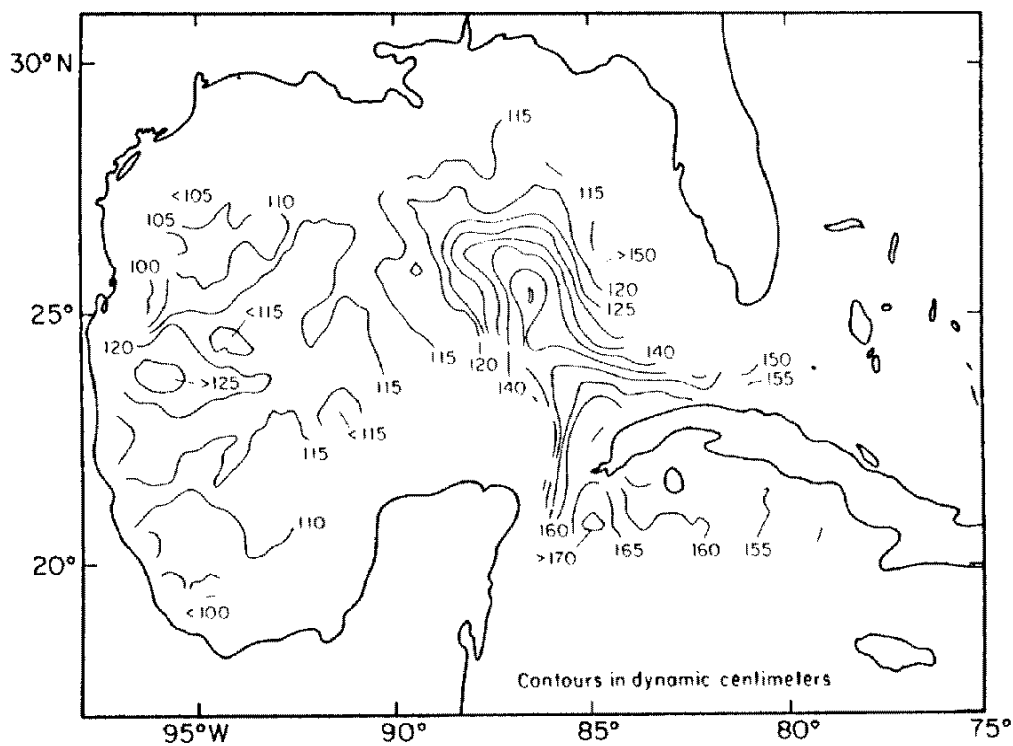


Figura 6: Topografía dinámica referida a 1000 m calculada por *Maul y Herman* [1985] utilizando un banco de datos históricos. El cómputo en cada punto lo realizaron promediando todas las estaciones en una área delimitada por un radio de $1/4^\circ$. Aunque las estimaciones en la región oeste mantienen una considerable incertidumbre por la poca abundancia espacial y temporal de datos, se observa un máximo en el oeste del golfo que indica un giro anticiclónico, mientras que hacia la Bahía de Campeche los valores de topografía dinámica disminuyen.

es incluido, pero no el esfuerzo del viento, las líneas de contorno se prolongan hacia el oeste del golfo en donde dan vuelta hacia el norte formando un pequeño anticiclón en forma similar al patrón obtenido por *Hulburt y Thompson* [1980] (Fig. 5b). El esfuerzo del viento (Exp-C) produce contornos cerrados en el noroeste del golfo asociados con el GAOG y contornos con valores negativos en la Bahía de Campeche producidos por la circulación ciclónica (Fig. 5c). Una característica interesante en el Exp-C es que los contornos del GAOG no llegan al este del golfo a pesar de la ausencia de la CL y de que el rotacional del viento mantiene valores negativos en el este del golfo. Cuando ambos forzamientos son incluidos (Exp-A) se produce una intensificación del GAOG y se induce una separación de los contornos de la CL con relación a los del oeste del golfo. La figura 5d muestra que la inclusión de la variación del grueso de la capa superior debida al entrainment-detrainment no produce un cambio significativo con relación a la figura 5a que representa el caso en que no es incluido. La velocidad media del Exp-D representados en la figura 8 muestra un sistema de corrientes que forman un gran giro (el GAOG) que consiste de la COF en el oeste, en el norte una corriente hacia el este que forma un meandro, una corriente ancha y débil hacia el sur ubicada a la longitud de la Península de Yucatán y al este de la Corriente del Lazo y en la parte media del golfo una corriente hacia el oeste localizada entre 23°N y 25°N . Las figuras 5 y 8 sugieren que una fracción de la recirculación en el oeste del golfo se da en un remolino ubicado en el noroeste del golfo y parte de la corriente se desplaza hacia el este formando un meandro hasta el meridiano 88°N en donde adquiere dirección sur formando el GAOG. Este patrón es similar en las dos capas pero en la capa intermedia existe una mayor intensificación en el oeste. En la zona de la Bahía de Campeche la circulación media es ciclónica en las dos capas, aunque con mayor intensidad en la capa superior y una mayor intensificación hacia el oeste de la bahía. Estos resultados coinciden con la circulación media ciclónica que encontró *Vázquez* [1993] a partir de datos hidrográficos. La figura 7, tomada de su trabajo, muestra las alturas dinámicas

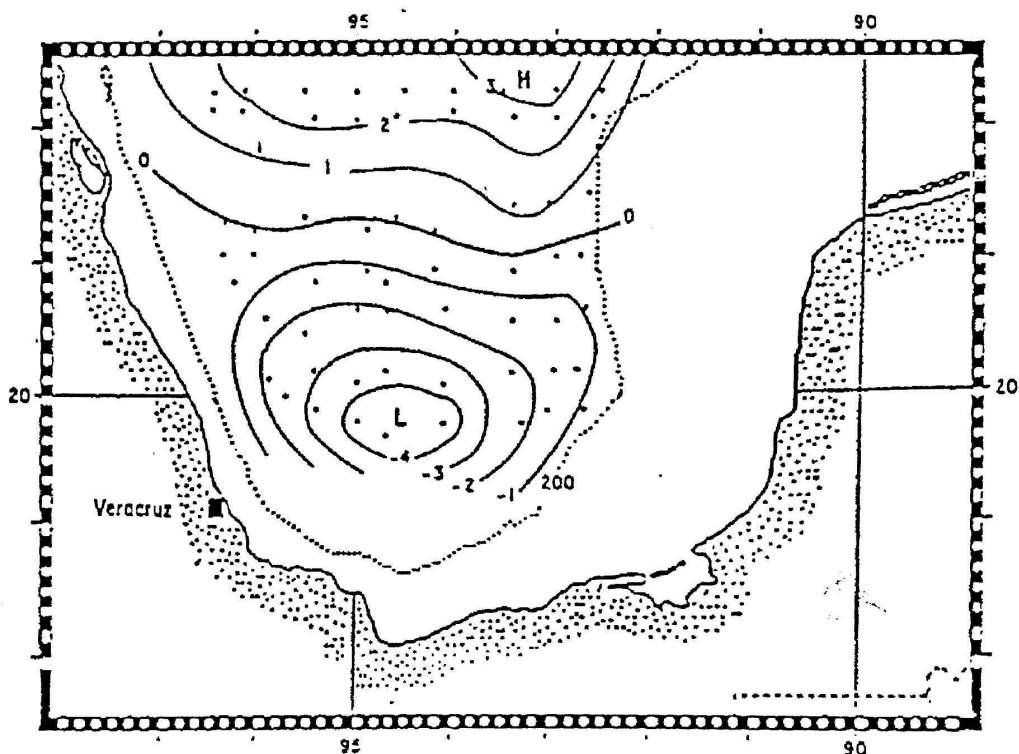


Figura 7: Altura dinámica promedio en cm/s del primer modo empírico ortogonal en la Bahía de Campeche calculada por Vázquez [1993] a partir de 247 estaciones hidrográficas de 13 campañas oceanográficas. Se observa un mínimo en el centro de la bahía indicando una circulación media ciclónica.

promedio del primer modo empírico ortogonal.

Para complementar el análisis de la circulación media se propuso una medida de la variabilidad en la dirección de la corriente en cada punto, se le llamó persistencia y se definió como el vector promedio del vector unitario en la dirección del vector velocidad, es decir

$$\gamma = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n} \frac{u_k}{\sqrt{u_k^2 + v_k^2}}, \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n} \frac{v_k}{\sqrt{u_k^2 + v_k^2}}$$

Esta variable permite conocer la dirección predominante de las corrientes independientemente de su intensidad, en los resultados que se obtienen existen diferencias con la velocidad promedio porque fenómenos de mucha energía de corta duración, como algunos remolinos relativamente pequeños, tienen el mismo peso que las corrientes me-

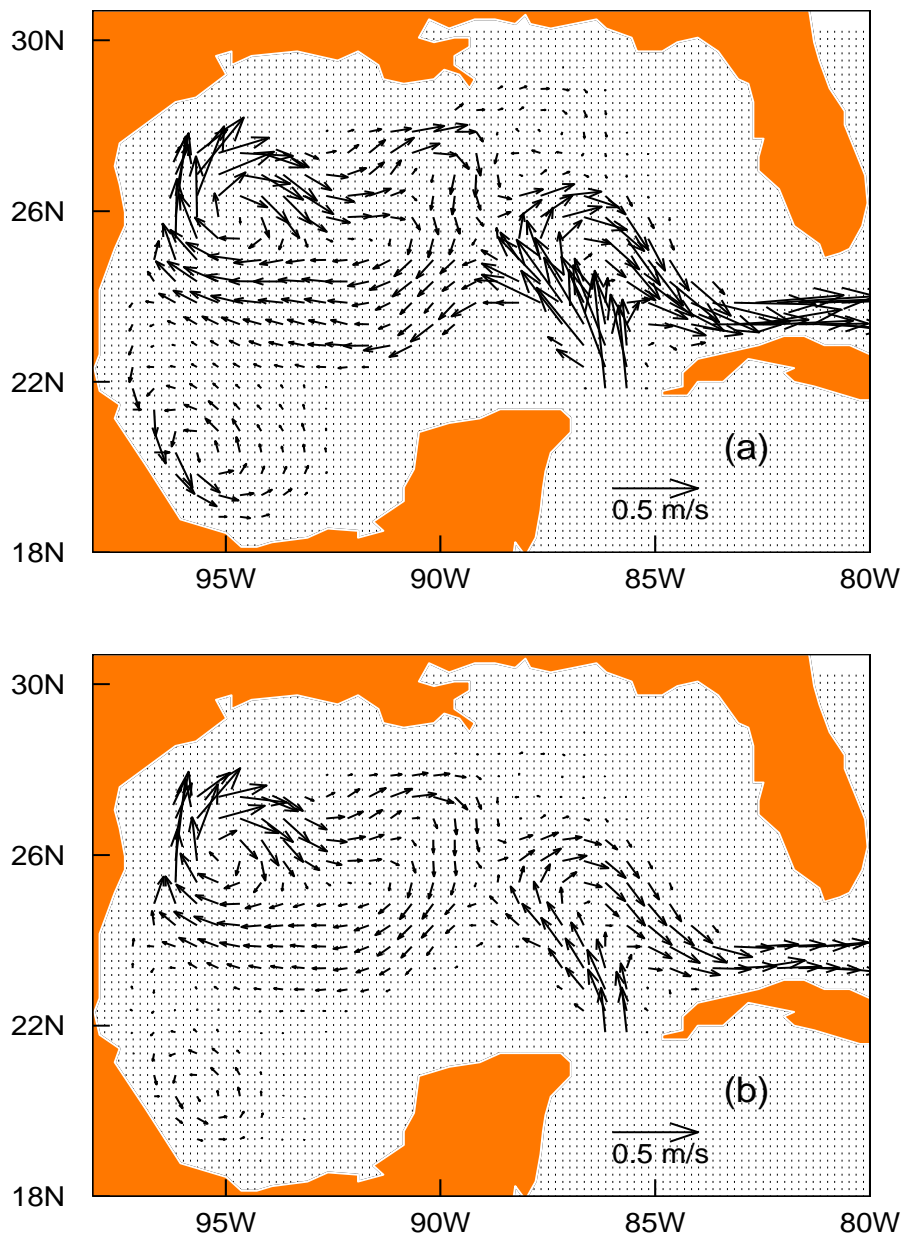


Figura 8: Velocidad promedio. a) Velocidad media en la capa superficial con datos del experimento D que incluye todos los mecanismos forzantes, b) velocidad media en la capa intermedia del mismo experimento.

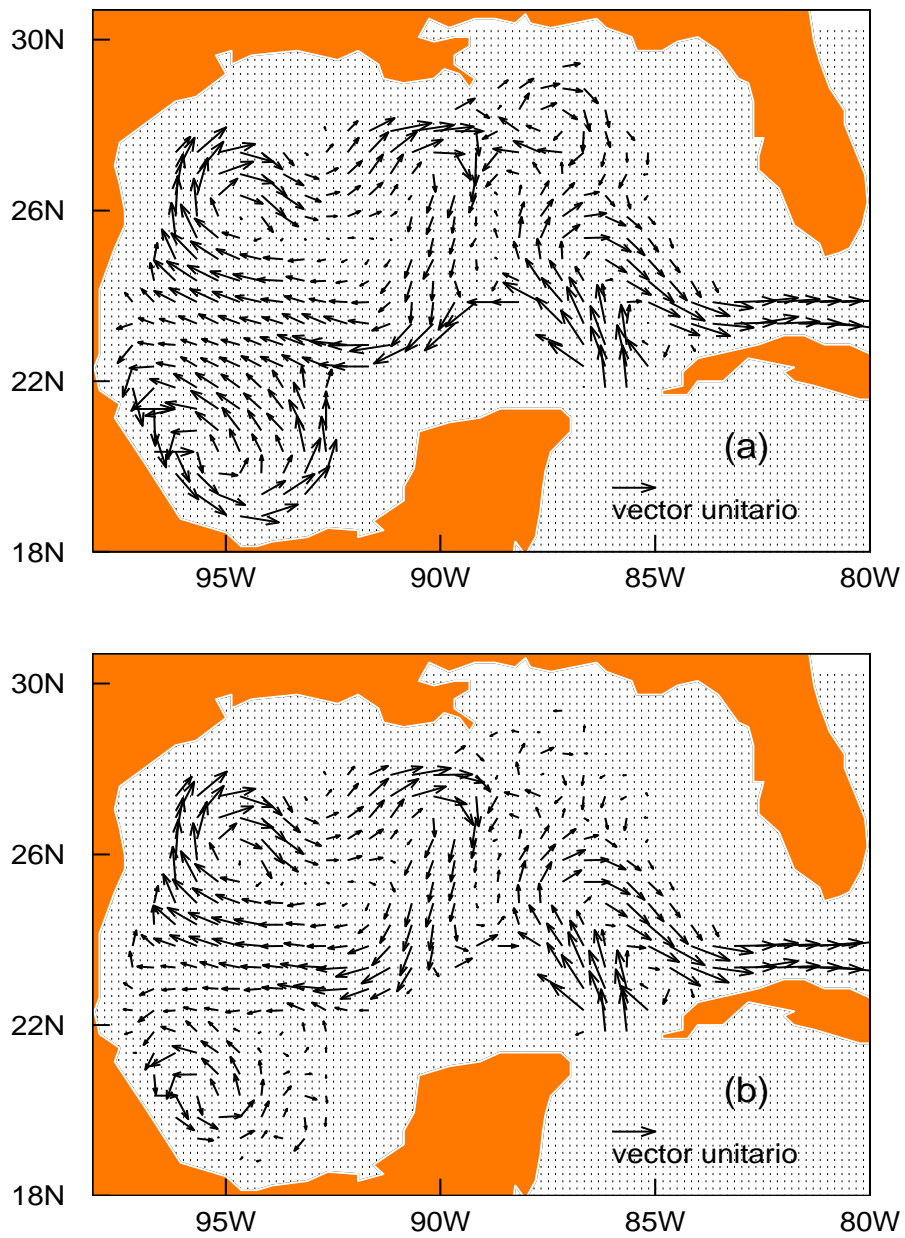


Figura 9: Promedio temporal del vector unitario en la dirección de la velocidad, a) en la capa superior y b) en la capa intermedia.

nos intensas. Los mapas que muestran la persistencia están incluidos en la figura 9. Las regiones que muestran poca persistencia están en el centro del GAOG y en las regiones de transición: entre el giro y la CL y entre el giro y el noreste del golfo. La circulación media en la Bahía de Campeche es ciclónica con una alta persistencia en la capa superior y baja en la intermedia. El patrón ciclónico cubre toda la bahía en la capa superficial y está restringido al lado oeste en la capa intermedia, mientras que en el este y norte de la bahía la persistencia es muy baja.

Cuando la corriente hacia el oeste de la parte media del golfo se acerca a la frontera oeste se bifurca formando dos ramas, una hacia el norte y la otra hacia el sur. La componente norte forma la COF del GAOG y la componente hacia el sur se une a la celda ciclónica en la Bahía de Campeche. Cerca de la frontera oeste, las corrientes entre 22°N y 24°N, tienen una dirección variable como lo indica la baja persistencia.

La figura 10 muestra el mapa de la desviación estandar de $h_1 + h_2$. La región de mayor amplitud se superpone con la trayectoria de los remolinos de la CL. También muestra la presencia de características de variabilidad relativamente alta localizadas en la parte media del golfo, entre 89°W y 93°W. La Bahía de Campeche muestra la menor variabilidad de todo El Golfo. Este resultado no corresponde con la alta variabilidad reportada en el oeste de la Bahía de Campeche por MH85 y *Leben et al.*, [1990].

IV.2. Circulación estacional

La importancia relativa de la componente estacional en la variabilidad del golfo fue evaluada tomando la transformada de Fourier de 12 años de datos mensuales. Como variable a transformar se eligió el grueso de las capas del experimento A. El interés está en la evaluación de la importancia relativa de la Corriente de Yucatán y el esfuerzo del viento como mecanismos forzantes de la variabilidad.

Para conocer la variabilidad en El Golfo en las distintas frecuencias se calculó la transformada de Fourier de $h_1 + h_2$ en cada uno de los puntos de una malla de un

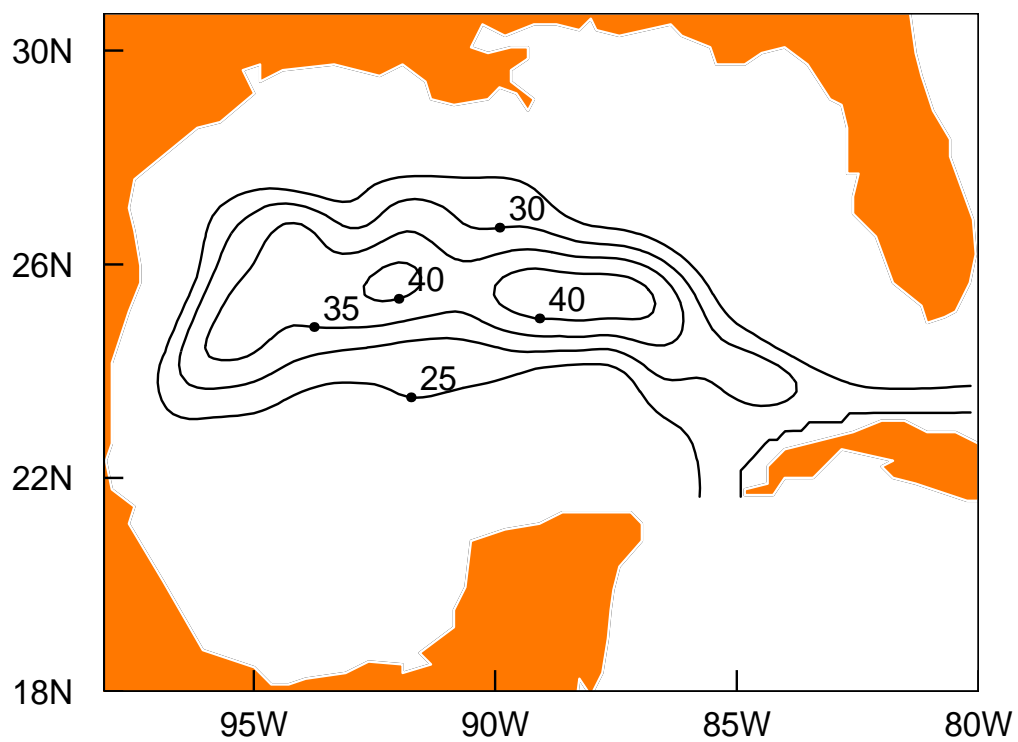


Figura 10: Mapa de la desviación estándar en metros del grosor de ambas capas ($h_1 + h_2$), calculada con datos de 12 años.

grado. La media de los espectros de potencias de todos los puntos de la malla descrita se muestra en la figura 11. La mayor parte de la energía se encuentra en la banda centrada en $1/8.5 \text{ mes}^{-1}$ que corresponde a la frecuencia en que se desprenden los remolinos de la CL. Esta banda contiene 22.3% de la varianza del grosor de las capas, mientras que la energía de la banda centrada en $1/12 \text{ mes}^{-1}$, asociada a la variabilidad estacional, explica sólo el 3.7% de la varianza, pero es la segunda banda en intensidad. El espectro para cada capa (no se muestra) tiene una forma muy similar.

La figura 12 representa la distribución espacial de las componentes de Fourier estacional y de desprendimiento de los RCL. La magnitud de cada vector representa la amplitud de la variación en esa zona y la dirección la fase. La región de mayor amplitud de la componente estacional y la asociada a los RCL se traslapan pero en el primer caso el oeste del golfo tiene valores más grandes que en el este, asociado a la variabilidad en el GAOG.

El área de la Bahía de Campeche tiene más baja variabilidad que el noroeste del golfo en ambas frecuencias, $1/8.5 \text{ mes}^{-1}$ y $1/12 \text{ mes}^{-1}$. Aunque la Bahía de Campeche no está en la trayectoria de los RCL, también en esta región existe más energía en la frecuencia relacionada a ellos que en la anual. La fase de cada una de las frecuencias con más energía muestra características interesantes. La relacionada con los RCL muestra la propagación hacia el oeste de los remolinos a través del cambio en la dirección de los vectores (Fig. 12a). En la CL y el oeste del golfo (85° a 95°), a la latitud de 26°N , los vectores de la Fig. 12a tienen la misma dirección indicando un desfase de $2n\pi$ ($n \times 8.5$ meses). Como entre estos dos puntos la dirección de los vectores varía un ciclo, esto sugiere que hay una propagación de la perturbación de profundidad que tarda 8.5 meses que es el periodo de la componente que está representada en la gráfica. Entre la región de la Bahía de Campeche y el norte del golfo a la misma latitud hay un desfase de medio ciclo (127 días). La fase de la componente estacional representada en la Fig. 12b, muestra un retraso de medio ciclo (180 días) entre el noreste y noroeste del golfo y

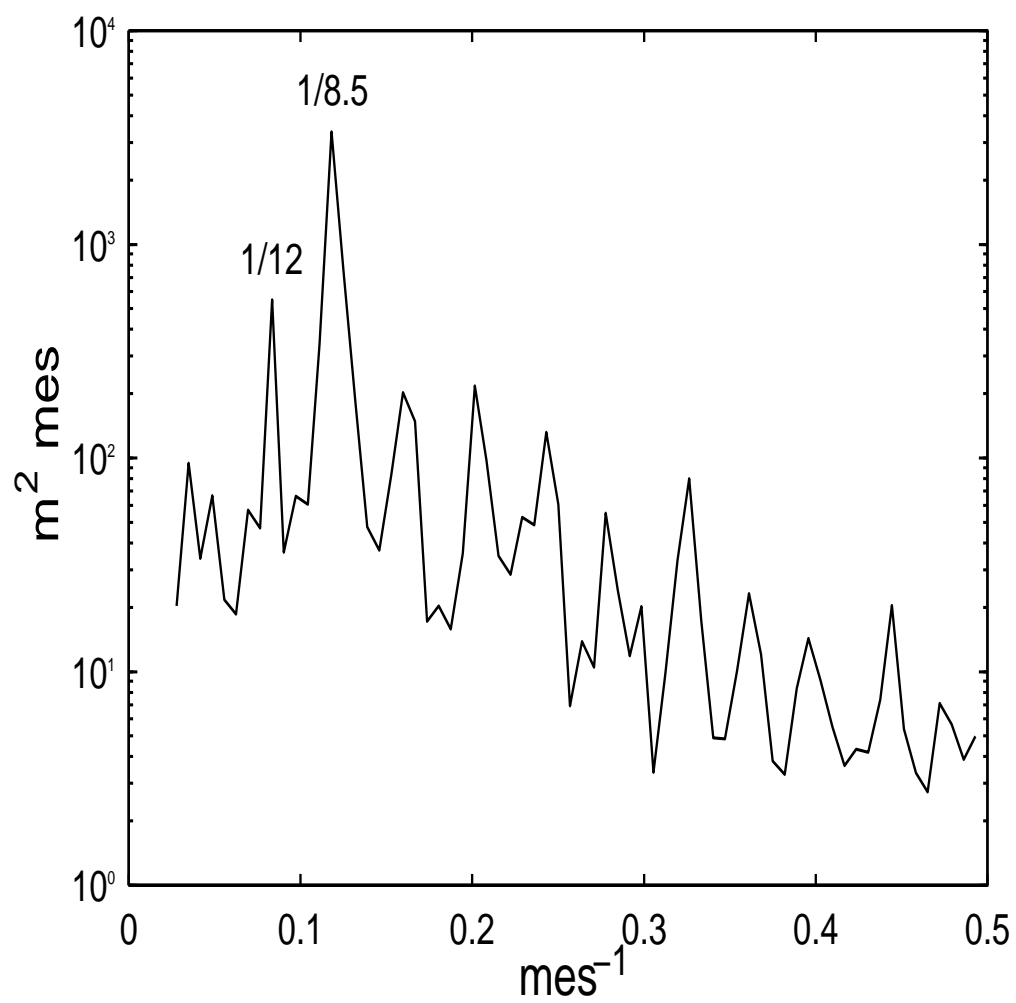


Figura 11: Espectro de potencia promedio calculado a partir de la transformada de Fourier de $h_1 + h_2$.

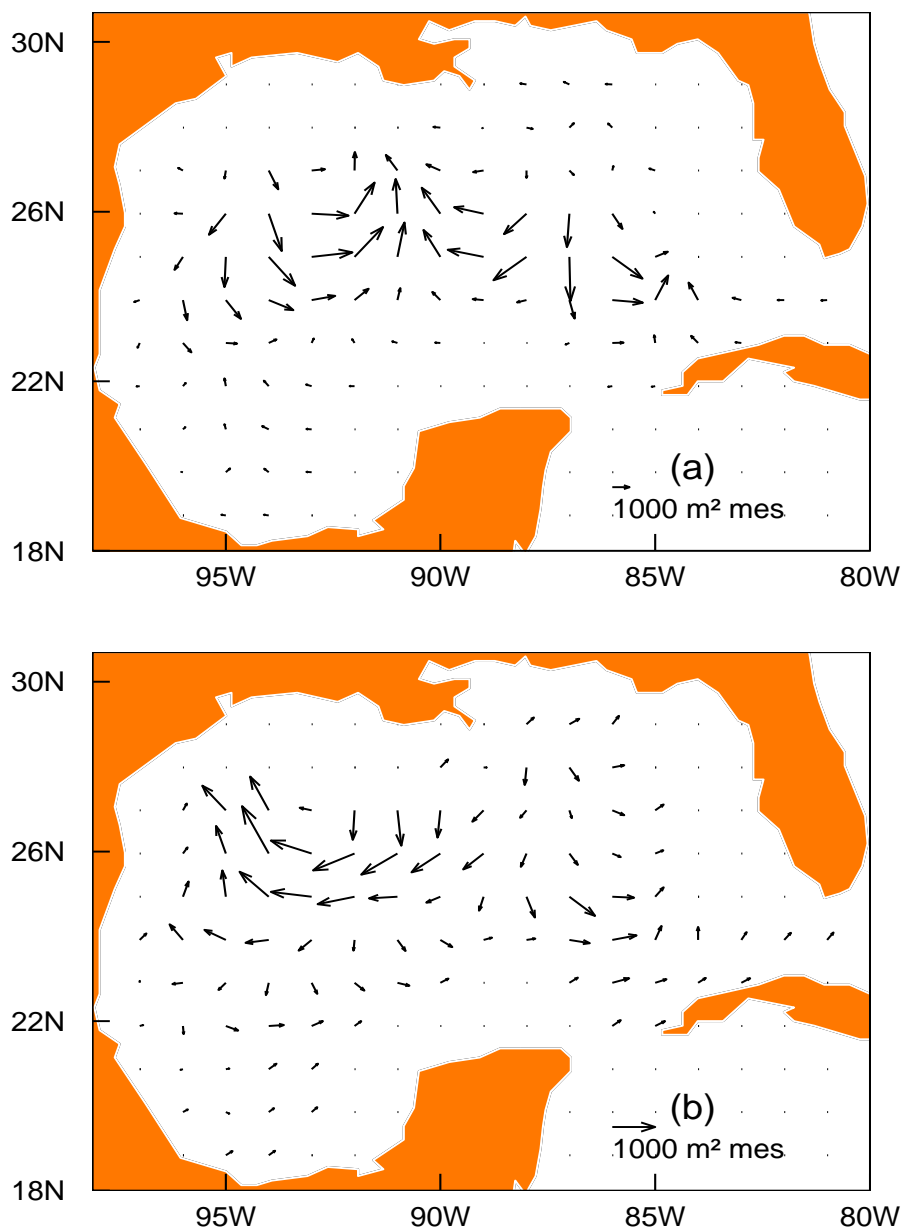


Figura 12: a) Mapa de la distribución espacial de la amplitud y fase de la componente de Fourier representadas por la magnitud y dirección de los vectores respectivamente. a) Mapa de la banda correspondiente a la frecuencia de los RCL ($1/8.5 \text{ meses}^{-1}$), b) mapa de la banda correspondiente a la frecuencia anual ($1/12 \text{ meses}^{-1}$).

entre el noroeste del golfo y la Bahía de Campeche. Este retraso puede estar relacionado con la variación estacional de la dirección del viento; hacia el noroeste en verano y hacia el suroeste y más intenso en el invierno.

IV.3. Transportes en el oeste del golfo

Para caracterizar la circulación estacional en el noroeste del golfo se calcularon los transportes en dos secciones. La sección C (Sec-C) se eligió para evaluar la variabilidad en la COF y en el GAOG en el paralelo $25^{\circ} 30'$ N. La sección S (Sec-S) para evaluar los transportes en el oeste del la Bahía de Campeche en el paralelo $20^{\circ} 30'$ N. Estas secciones se muestran en las figuras 13 y 14.

Utilizando los resultados del Exp-A los transportes mensuales en la Sec-S y la Sec-C fueron calculados a partir de una corrida de doce años, después de un año de inicialización del modelo. En la Sec-S, los transportes promedio son siempre negativos con dos valores extremos (mínimos), uno en mayo y el otro en noviembre (Fig. 13a, Tabla IV). Las dos capas activas tienen un comportamiento y transportes similares pero en la capa superior las velocidades son mayores por ser más delgada. El transporte hacia el sur es más intenso en noviembre y más débil en febrero (Figs. 13a, 13c). El valor extremo en noviembre está asociado al rotacional del viento local que alcanza un valor máximo en octubre.

Los transportes mensuales promedio en la sección C están dirigidos hacia el norte durante todo el año alcanzando un máximo en julio-agosto para ambas capas. Este máximo tiene un retraso de un mes con respecto al valor extremo (negativo) del rotacional del esfuerzo del viento (Fig. 14a, 14c, Tabla V). El rango estacional (máximo menos el mínimo) para los transportes es similar al transporte medio. Este resultado es consistente con la gran variabilidad estacional del rotacional del viento y los resultados obtenidos por *Sturges* [1993] para las corrientes medias en la región de la COF

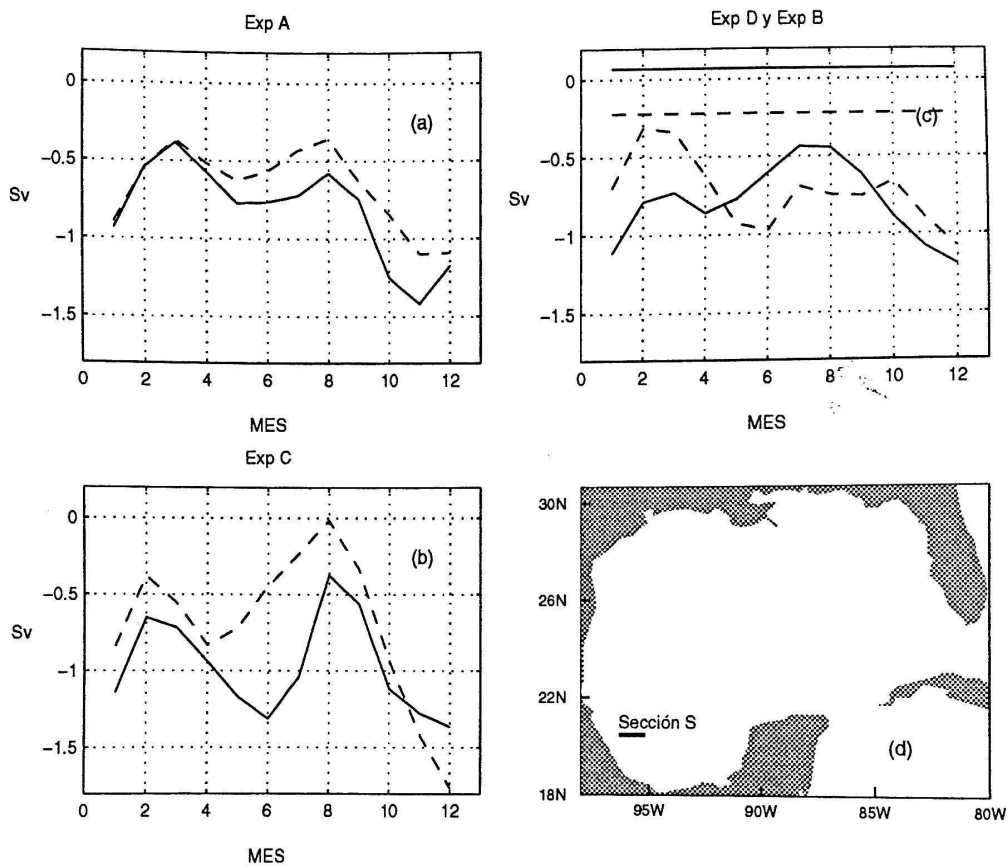


Figura 13: Transportes promedio en la Sección S, localizada en la figura (d) a los $20^{\circ}30' N$, entre $94^{\circ} W$ y $96^{\circ}20' W$. Las líneas continuas y segmentadas representan los transportes en la capa superior e intermedia respectivamente: a) resultados del experimento A (forzado con el esfuerzo del viento y la Corriente de Yucatán), b) resultados del experimento C (forzado solo con el esfuerzo del viento), c) resultados del experimento D (con todos los forzamientos). También están representados con líneas horizontales los transportes promedio inducidos solo por la Corriente de Yucatán (experimento B).

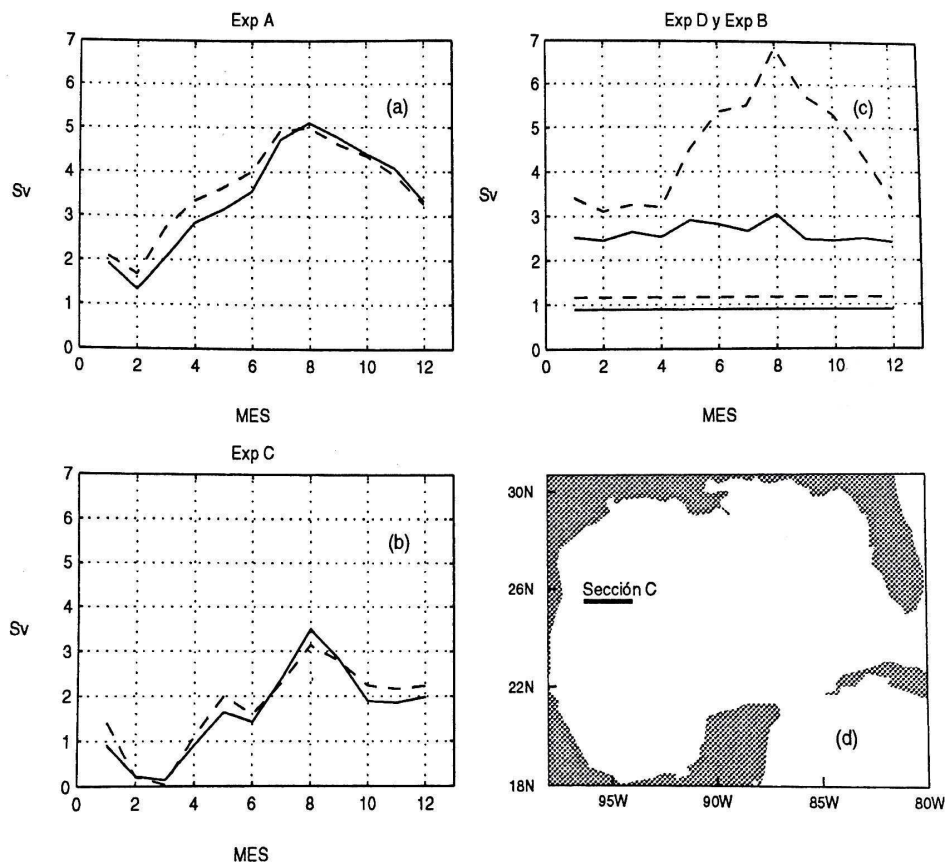


Figura 14: Transportes promedio en la Sección C localizada en la figura d) a los $25^{\circ}30'$ N, entre 94° W y $96^{\circ}20'$ W. a) Transportes obtenidos en el experimento A (forzado con el esfuerzo del viento y la CY), b) transportes del experimento C (forzado únicamente con el esfuerzo del viento), c) transportes del experimento D (forzado con el esfuerzo del viento, la CY y con el entrainment-detrainment). En esta figura también están incluidos con líneas horizontales los transportes promedio inducidos solo por la CY (Exp-B).

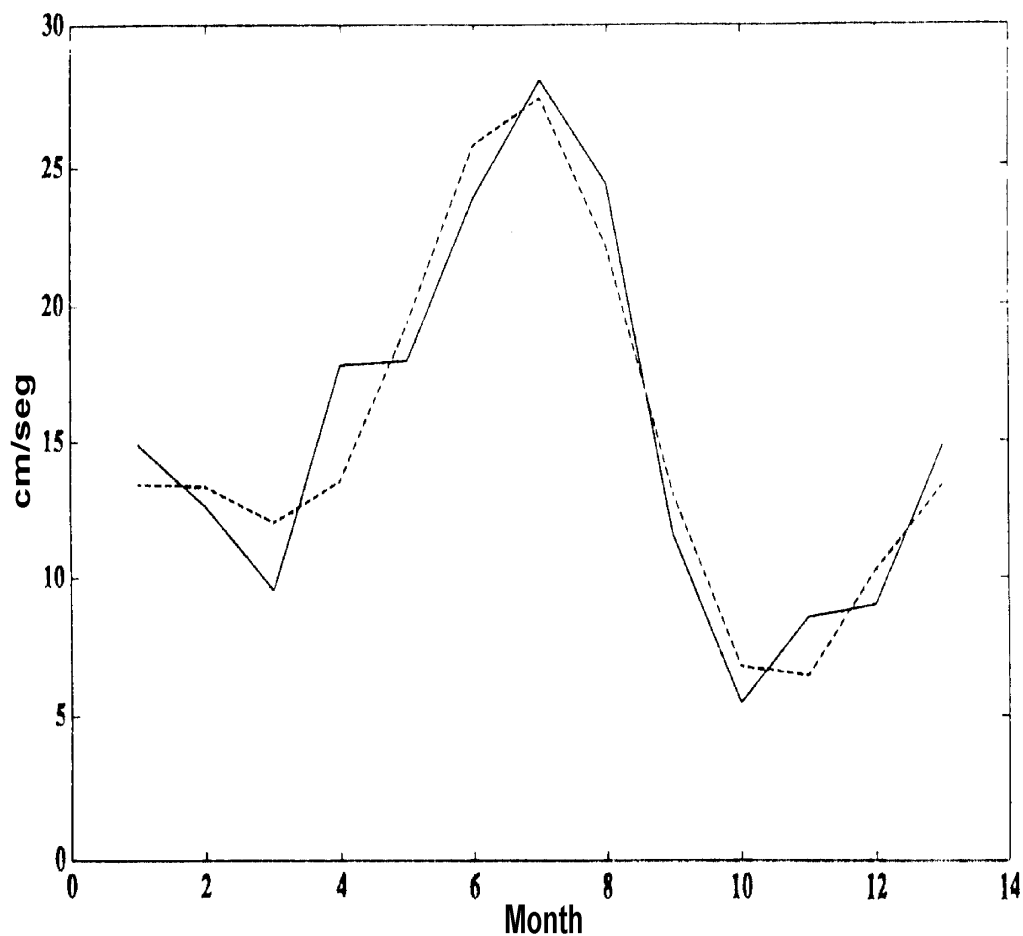


Figura 15: Corrientes medias en la región de la Corriente Occidental de Frontera calculadas por *Sturges* [1993]. Las estimaciones se hicieron con datos de una banda de 2° cerca de la costa mediante un proceso de ajuste a dos armónicos y filtrando los efectos locales de Ekman.

reproducidos en la Fig. 15. Su gráfica está construida con datos de una banda de 2° cerca de la costa mediante un proceso de ajuste a dos armónicos y filtrando los efectos locales de Ekman, por lo que la comparación se limita al aspecto cualitativo señalando que él obtiene un máximo de las corrientes en el verano con una señal estacional del mismo orden que las corrientes medias. En esta sección ambas capas tienen un comportamiento similar durante todo el año.

IV.4. Respuesta a la variación estacional de la Corriente del Lazo

En estudios previos [*Elliot, 1982; Sturges, 1993*] se ha considerado que la CL influye en el oeste del golfo debido a los RCL. Estos no tienen un período anual [*Vukovich, 1995*] y por eso no se ha considerado que produzcan alguna señal estacional en el oeste del golfo [*Elliot, 1982; Sturges, 1993*]. Sin embargo, no es claro si otros mecanismos relacionados con la CL pueden influir o crear una señal estacional como podrían ser el que una fracción de la CL, que no sea capturada por los remolinos, influyera en el oeste del golfo, o posiblemente remolinos con mayor energía que se desprendieran cuando la corriente es más intensa o un probable cambio en la trayectoria de los remolinos asociado a la señal estacional. Para resolver esta cuestión se realizó un experimento complementario incluyendo una componente estacional en la Corriente de Yucatán.

Se estudió la posible influencia de esta señal estacional realizando dos versiones del experimento B: una con un flujo constante en el Canal de Yucatán y la otra incluyendo en el flujo una señal estacional con una amplitud de un 20% del flujo medio. Las observaciones y los modelos de circulación del Océano Atlántico han encontrado una señal estacional de un 10% con respecto al flujo medio [*Fanning, et al., 1994*]. Se incrementó la señal a 20% con el objetivo de probar su influencia.

Se utilizaron como variables de control los transportes de la capa intermedia en las secciones S y C. En la parte superior de la figura 16 se muestran los transportes en el Canal de Yucatán en donde se observa la variación estacional, en la parte intermedia se muestran los transportes en la sección C y en el inferior los de la sección S. La primera diferencia entre los transportes en el Canal de Yucatán y los de las secciones S y C es que mientras que en el primero existe una frecuencia anual en la oscilación, en las secciones S y C domina la frecuencia del desprendimiento de RCL. El período de desprendimiento, observado a través de las oscilaciones en las secciones en el oeste del golfo, es casi el mismo en ambos experimentos, ligeramente mayor cuando la CL varía.

Este resultado concuerda con trabajos previos que han mostrado que la estratificación juega el papel principal en el período de desprendimiento [*Hulburt y Thompson, 1980; Dietrich et al., 1993*]. Otra característica es que la amplitud de los transportes en las secciones del oeste del golfo no muestran ninguna variación significativa producida por la señal estacional de la CL.

IV.5. Respuesta a distintos forzamientos

Sección S. En la figura 13b, los resultados del experimento C muestran que en la sección S el esfuerzo del viento produce una corriente hacia el sur con transportes más intensos en la capa superior mientras que la Corriente de Yucatán, a través de las interacciones de los remolinos de la CL (Exp-B), produce un débil transporte promedio hacia el norte (representado por las líneas rectas de la figura 13c). En los experimentos en que se incluyó el esfuerzo del viento, el transporte promedio mensual es hacia el sur con un ciclo anual bimodal (Fig. 13). El efecto de incluir el entrainment-detrainment en función de los flujos superficiales (Exp-D) es cambiar los transportes en cada capa en relación con los del Exp-A debido al cambio en el grosor de las capas, pero el transporte total es similar. Durante el verano, la capa superficial es más delgada y tiene transportes menores que los del experimento A, la disminución de los transportes en la capa superficial es compensada con una intensificación del transporte en la capa intermedia. En el invierno, la capa superficial es más gruesa y los transportes son mayores (Fig. 13c). La desviación estandar de los transportes, calculada con los datos mensuales, es mayor que los transportes promedio en ambas capas (Tabla IV) indicando una alta variabilidad.

Sección C. El esfuerzo del viento (Exp-C) por si solo induce una corriente hacia el norte con un máximo en agosto, un mes después del valor extremo del rotacional del esfuerzo del viento. Los transportes son similares en ambas capas con una señal estacional del mismo orden que el transporte medio (Fig. 14b). Una fracción de la

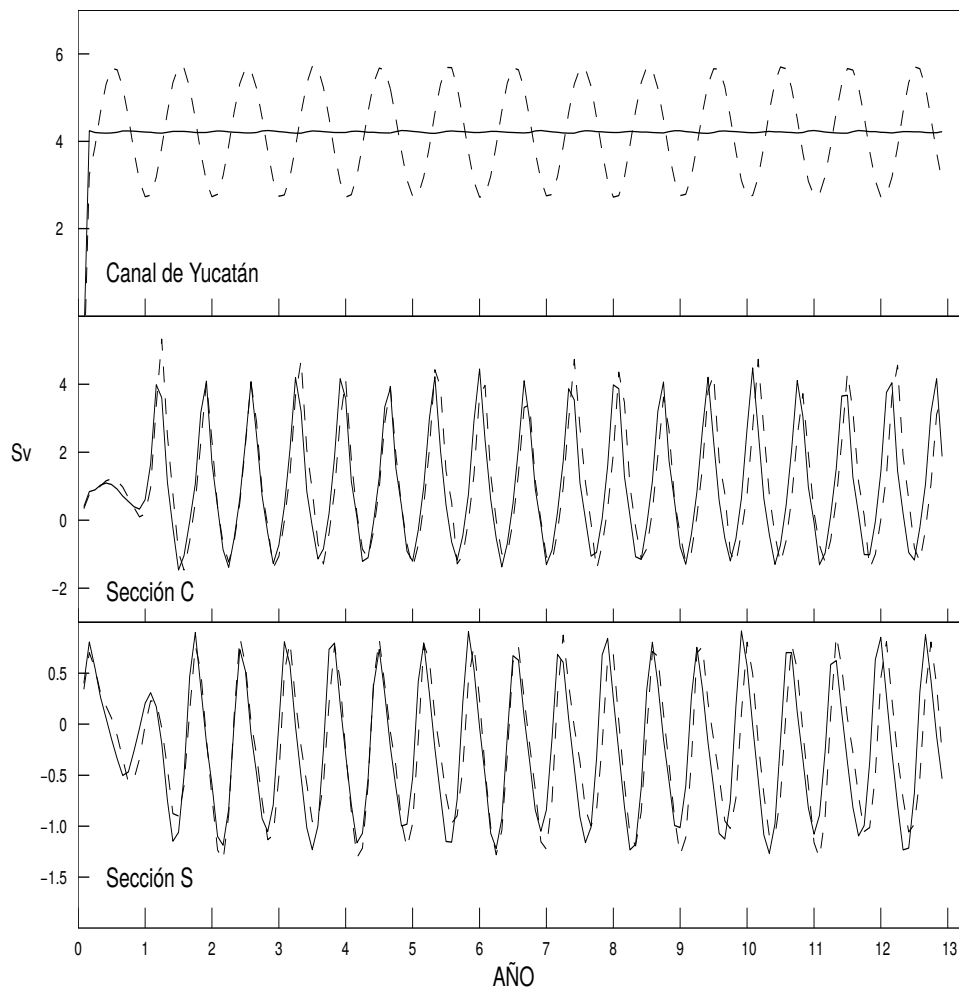


Figura 16: Transportes con flujo constante y variable en la corriente de Yucatán (del experimento C). La línea continua representa los transportes producidos cuando la Corriente de Yucatán es constante y la línea segmentada cuando se le incluye una variación estacional. a) Transporte en el Canal de Yucatán, b) transportes en la Sección-C y c) transportes en la sección-S. La gráfica ilustra que la frecuencia dominante en la Sección-C y la Sección-S es diferente a la variación estacional de la Corriente de Yucatán y está asociada a la frecuencia del desprendimiento de remolinos de la Corriente del Lazo. La frecuencia en estas secciones es casi la misma en ambos experimentos a pesar de la variación de la Corriente de Yucatán.

Tabla IV: Transportes promedio (\overline{M}) y desviación estandard (std) en Sv para la sección S. El subíndice indica la capa.

Experimento	\overline{M}_1	std_1	\overline{M}_2	std_2
A	-0.82	0.74	-0.66	0.87
B	0.07	0.36	-0.22	0.72
C	-0.97		-0.70	
D	-0.80		-0.73	

componente estacional en la COF puede ser producida por el transporte de Ekman, debido a que durante el invierno el viento tiene una componente hacia el suroeste y en el verano hacia el noroeste. Esto provoca que en el extremo norte del golfo exista una componente hacia el oeste que inhibe la corriente hacia el este.

Los remolinos de la Corriente del Lazo (Exp-B) inducen una corriente occidental de frontera (el transporte medio esta representado por las líneas rectas de la figura 14c). Esta corriente tiene una alta variabilidad con una desviación estandard mayor que el transporte medio (Tabla V), existiendo incluso corrientes hacia el sur que se discuten en la siguiente sección. Para el Experimento A en que se incluyen la Corriente de Yucatán y el esfuerzo del viento, la forma de la curva que representa los transportes promedio es similar a la obtenida en el experimento C. Los transportes obtenidos en el experimento D son similares a los del experimento A pero con una redistribución en el transporte de cada capa debido al cambio del grueso de la capa mezclada a lo largo del año (Fig. 14c).

Tabla V: Transportes promedio (\overline{M}) y desviación estandar (std) en Sv para la Sección C.

Experimento	\overline{M}_1	std_1	\overline{M}_2	std_2
A	3.44	3.1	3.63	3.17
B	0.89	1.44	1.17	2.05
C	1.64		1.17	
D	2.61		4.50	

IV.6. Transitorios y patrones recurrentes

IV.6.1. Remolinos de la Corriente del Lazo.

Con los parámetros utilizados (Tabla I), la CL desprende un remolino casi periódicamente cada 8.5 meses, de aproximadamente el mismo tamaño (200 km de diámetro y una anomalía de volumen de unos 800 km^3). Estos remolinos se mueven hacia el oeste con sus centros ubicados entre $24^\circ 30'N$ y $26^\circ N$. Su movimiento hacia el oeste es debido principalmente al efecto β planetario, sin embargo también son advectados por las corrientes hacia el oeste de la parte central del golfo. Entre la región de desprendimiento y la frontera oeste los remolinos producidos por el modelo se desplazan hacia el sur poco menos de un grado. El análisis del grosor de la capa superficial como función del tiempo y la longitud, sobre el paralelo $25^\circ N$ (Fig. 17) muestra que los remolinos se desplazan a una velocidad de entre 4.9 y 5.6 cm s^{-1} , dentro del rango de las observaciones reportadas [Kirwan et al., 1984; Forriestall et al., 1985; Vukovich y Crissman, 1986]. La variación es debida a los cambios estacionales de la temperatura y la variabilidad en las corrientes. Estos remolinos llegan a la frontera oeste 7 meses después.

En la figura 18 se muestra una secuencia de la posición de un remolino definida por el contorno de 310 m de profundidad de las dos capas sumadas, que tienen un grosor de 275 m en reposo. La secuencia muestra la posición del remolino cada 60 días de tiempo de modelo. Al acercarse a la frontera, el remolino se une al anticiclón semi-permanente del noroeste formando un remolino alargado. Posteriormente se desplaza

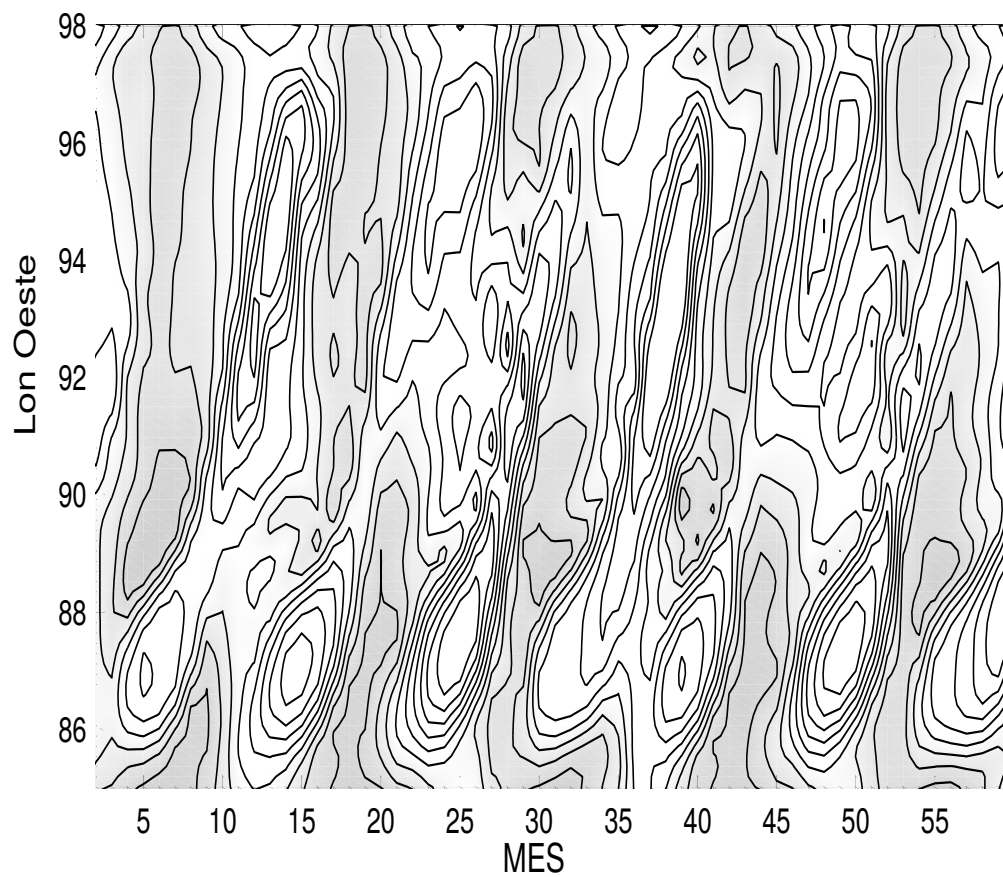


Figura 17: Desplazamiento hacia el oeste de los RCL a lo largo del paralelo 25°N . Las líneas de contorno representan el grosor de la capa superficial con un contorno cada 10 m .

hacia el noroeste y adquiere una forma simétrica. La interacción de los remolinos con la frontera genera vorticidad positiva que es adveccionada alrededor del remolino anticiclónico formándose un remolino ciclónico alargado al este del anticiclón que continúa desplazándose hacia el suroeste formando un par ciclón-anticiclón (Fig. 19). En estos experimentos no se obtuvieron remolinos ciclónicos que permanecieran al norte del anticiclón, probablemente por su tamaño relativamente pequeño evolucionaron como satélites. La formación de los remolinos ciclónicos está relacionada con la producción de vorticidad positiva al interactuar con el talud de la plataforma continental y, posiblemente, por la influencia de aguas de la plataforma [Vidal *et al.*, 1992; Dietrich *et al.*, 1993]. En este modelo se incluye una condición de no deslizamiento que genera vorticidad positiva cuando los RCL interactúan con la frontera, pero esta vorticidad no permanece en el norte del remolino y no genera un remolino ciclónico al norte del anticiclón. Las diferencias en el comportamiento de los remolinos ciclónicos en este trabajo con el de Dietrich *et al.*, [1993] puede deberse a distintas causas: este modelo no incluye corrientes entre la plataforma y la ausencia de topografía excluye el efecto de fricción de fondo. Dietrich *et al.*, [1993] encontraron que en su modelo un valor pequeño de la difusión lateral es esencial para la formación de ciclones y Oey [1995], usando una versión del modelo de Blumberg y Mellor [1985], con los RCL y el esfuerzo del viento como forzamientos, no reportaron la formación de estos remolinos. Debido a que algunos modelos reproducen los remolinos ciclónicos al norte de los RCL y otros no, muchas preguntas quedan aun por contestar respecto a las condiciones de su formación y permanencia.

IV.6.2. Variabilidad en la Corriente Occidental de Frontera

La COF en el Golfo de México no es una corriente bien definida debido a la alta variabilidad de las corrientes en la zona, incluso en sentido inverso [Brooks, 1984]. Los resultados del modelo también muestran alta variabilidad de la COF debido a

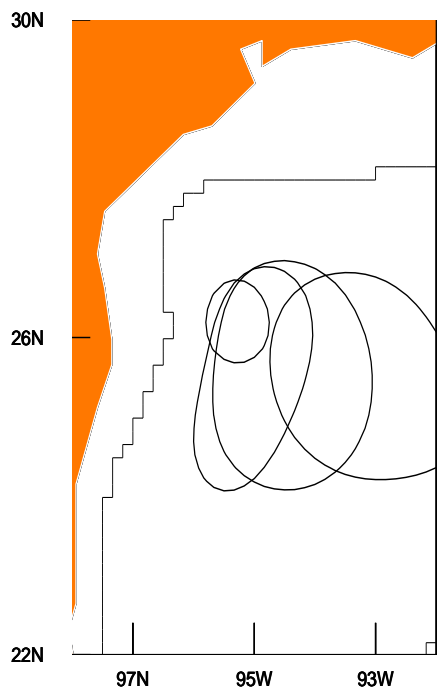


Figura 18: Se ilustra la posición de un remolino de la Corriente del Lazo y su evolución al chocar con la frontera. La posición del remolino se define por el contorno en que el grosor sumado de las dos capas es de 310 m . La secuencia se inicia con el contorno más al este y posteriormente se observa como el remolino se alarga, se disipa y traslada hacia el norte. Los contornos indican la posición del remolino cada 60 días.

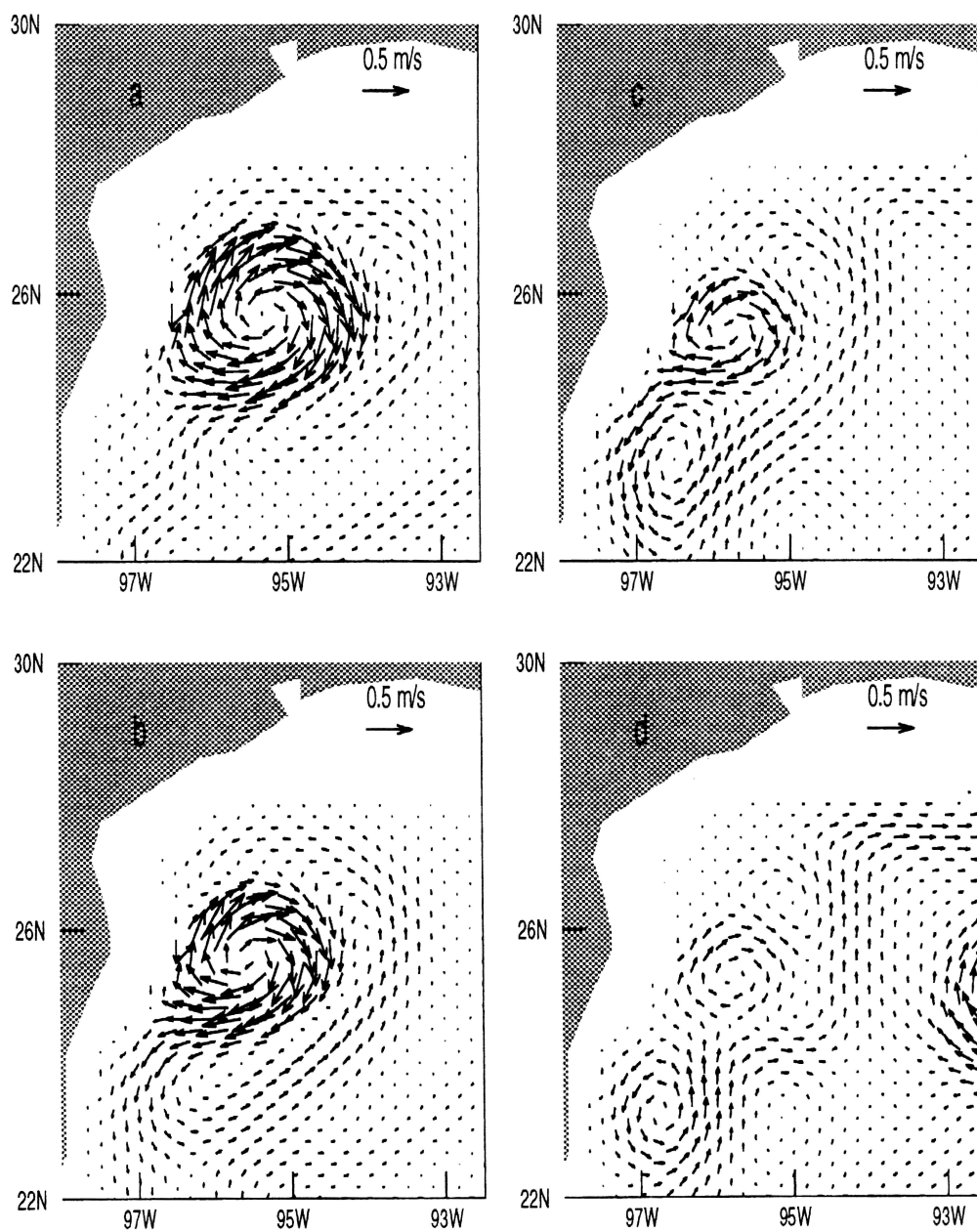


Figura 19: Formación de un par de remolinos ciclón-anticiclón en el noroeste del golfo después de la colisión con la frontera oeste de un RCL.

la presencia de: un remolino pulsante y semipermanente en el extremo noroeste del golfo, un remolino ciclónico al sur del anterior y la interacción de los RCL que produce una oscilación en las corrientes. Durante el verano cuando el GAOG es más intenso la presencia de remolinos relativamente pequeños es inhibida.

IV.6.3. Influencia de los RCL en el transporte de la Sección C

Cuando los remolinos interactúan con la frontera occidental la corriente hacia el norte se intensifica y alcanza un máximo; posteriormente, la formación de un remolino ciclónico disminuye la intensidad de la corriente y en muchos casos la invierte (lo que puede observarse en la figura 20b que muestra la variación en los transportes en la Sección C). Cuando otro RCL llega a la frontera occidental el ciclo se repite.

IV.6.4. Bahía de Campeche

En esta región el patrón más frecuente es una circulación ciclónica con corrientes más intensas en el oeste. El patrón ciclónico está presente con mayor intensidad y frecuencia entre octubre y marzo, pero puede observarse en cualquier época del año (Fig. 21a).

La circulación ciclónica es producida por el rotacional del esfuerzo del viento local, predominantemente positivo, y es reforzado por la interacción con la frontera de los RCL y de las corrientes hacia el oeste en la parte media del golfo. El cambio en la vorticidad planetaria debido al desplazamiento hacia el sur de aguas de la parte media del golfo hacia la BC ($\sim 7.1 \times 10^{-6} s^{-1}$) corresponde a un 35 a 60% de la vorticidad relativa en los remolinos del modelo (~ 1.2 a $2.0 \times 10^{-5} s^{-1}$). La corriente hacia el sur está fuertemente modulada por la interacción de los RCL como se muestra en la figura 20a. Otro patrón común generado por el modelo en la Bahía de Campeche es la intrusión de aguas de la parte media del golfo en el este de la bahía. Esta intrusión penetra en la bahía con una componente hacia el sur a la altura del paralelo $22^\circ N$ y al este del meridiano $95^\circ W$, avanza de uno a tres grados hacia el sur y da vuelta hacia el oeste

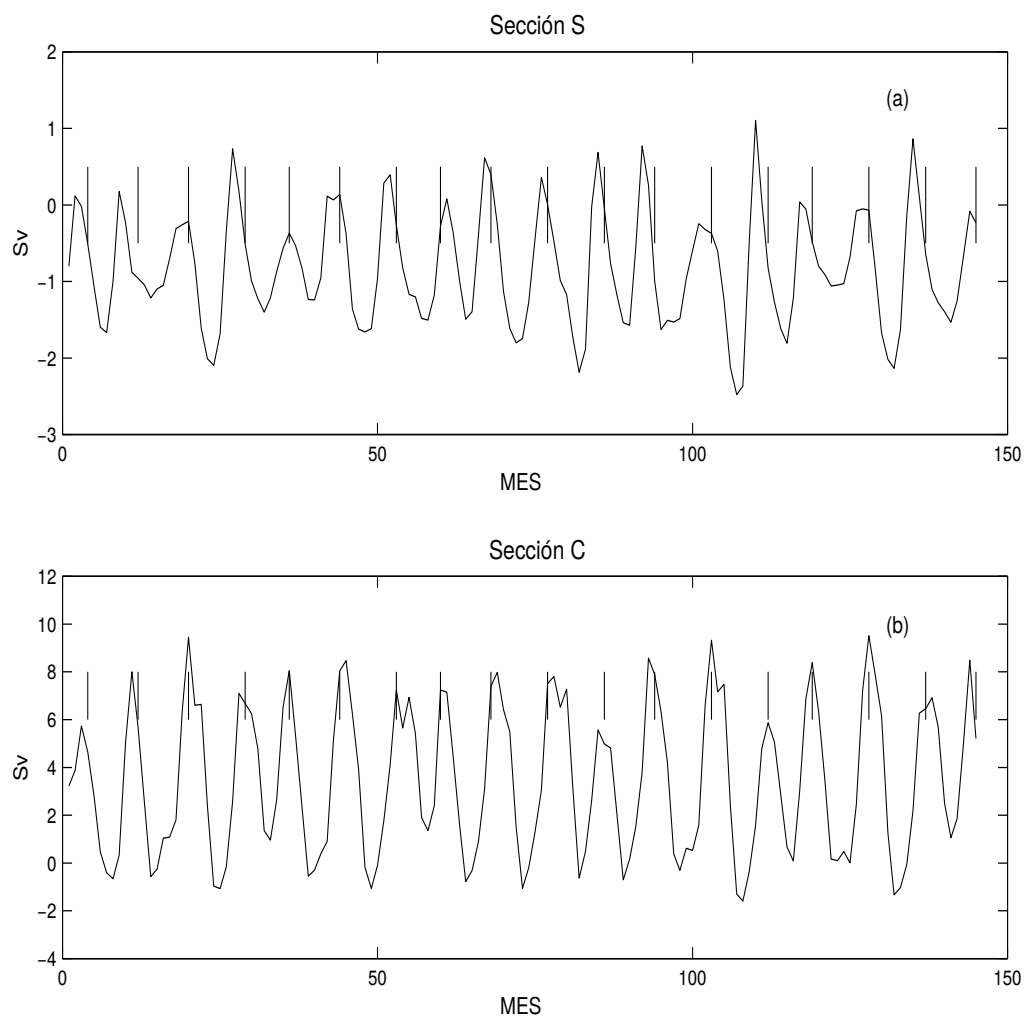


Figura 20: Transportes en el oeste del Golfo de México en la capa superficial de la Sección S (a) y C (b) (calculados con resultados del experimento D). Las líneas verticales indican una apreciación subjetiva del momento de la colisión de los RCL con la frontera.

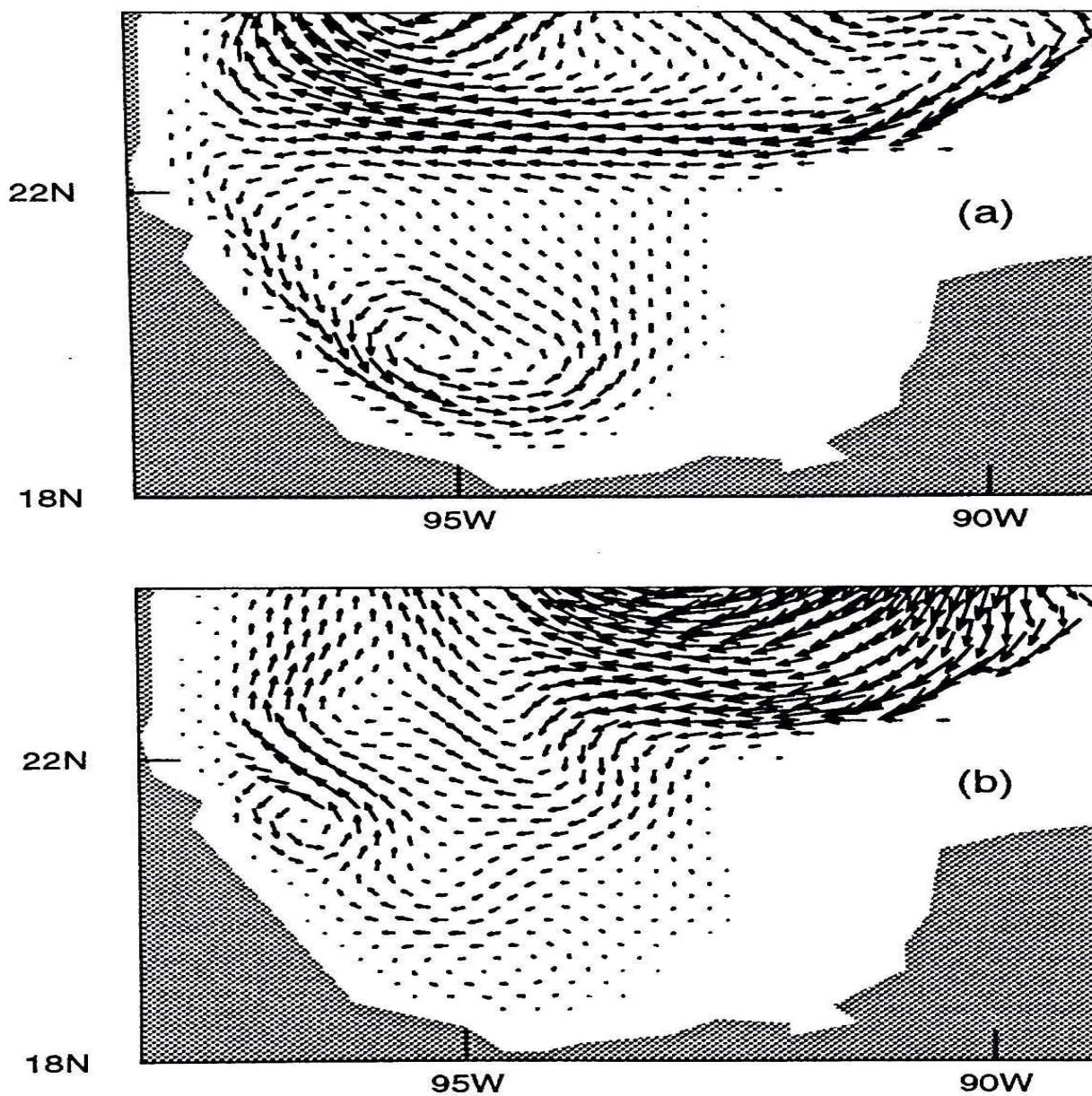


Figura 21: Ejemplos representativos de los patrones recurrentes de la circulación en la Bahía de Campeche. a) El patrón más persistente es una circulación ciclónica intensificada en el oeste. b) Otro patrón común es la intrusión de agua en el este de la bahía.

hasta encontrar la frontera o interacciona con un remolino ciclónico tomando dirección hacia el norte formando una larga COF (Fig. 21b). Este patrón induce una circulación anticiclónica débil en el este de la Bahía de Campeche que algunas veces incluye toda la bahía. Esta circulación se observó con más frecuencia durante el verano cuando el rotacional del esfuerzo del viento local es más débil. Las intrusiones hacia la Bahía de Campeche están fuertemente relacionadas con la posición de los RCL. La figura 20 muestra que los transportes más intensos en la sección S se encuentran 3 meses después de la llegada a la frontera de un RCL. Por otro lado, el debilitamiento del transporte hacia el sur en la Sección S, y en ocasiones un transporte hacia el norte, se observa un mes después de la llegada a la frontera de un RCL.

IV.7. Resumen

Estos resultados apoyan la idea de que para todo El Golfo, fuera de la plataforma, la Corriente de Yucatán genera una mayor contribución a la variabilidad en las corrientes que la producida por el viento climatológico. El viento aporta la principal contribución a la circulación media. En el oeste del golfo la circulación media está caracterizada por dos giros, uno anticiclónico grande y más intenso en el noroeste del golfo, llamado por *Molinari et al.*, [1978] el giro anticiclónico del oeste del golfo, y otro ciclónico, más pequeño y débil en la Bahía de Campeche.

El GAOG es inducido por los RCL que se desprenden de la CL en la ausencia del esfuerzo del viento y viceversa, sin embargo, aunque con diferente patrón e intensidad el viento produce la versión más intensa con un transporte 1.8 veces mayor.

Considerando todos los mecanismos de forzamiento la circulación media es comparable con la señal estacional y más débil cuando se le compara con los transitorios de los RCL y otras características de mesoescala asociados con estos. Espacialmente la mayor variabilidad se localiza en la zona de la trayectoria de los RCL que se sobrepone con la zona de mayor variabilidad estacional. Estas se ubican en distintas bandas de

frecuencia. La señal estacional en la Bahía de Campeche es bimodal con transporte más intenso en el lado oeste de la bahía durante mayo-junio y noviembre-diciembre. La señal estacional en la COF, que es la componente que fluye al norte del GAOG, encuentra correspondencia con el análisis de datos de *Sturges* [1993], con los máximos del rotacional del esfuerzo del viento y la COF durante el verano.

Aunque los RCL producen la más grande variabilidad es importante reconocer dos patrones recurrentes: la formación de pares de remolinos ciclón-anticiclón, después de que los RCL interaccionan con la frontera oeste. El ciclón es producido al sureste de los RCL y es advectado alrededor del anticiclón hacia el suroeste, choca con la frontera y decae sin ninguna traslación significativa.

V. Ciclo estacional de los flujos de calor y la temperatura superficial

En este capítulo se presenta una nueva estimación de los flujos de calor a través de la superficie del océano. Se calculan por medio de fórmulas empíricas y se complementa el estudio con estimaciones de los flujos por radiación hechas con satélite por otros autores. Para evaluar estas estimaciones se usa el modelo numérico descrito en el capítulo 2 revisando bajo que condiciones se reproduce el campo de temperatura observado en la climatología. También, con la ayuda del modelo numérico se estudia la importancia relativa que tienen los procesos advectivos y el entrainment.

V.1. Estimación de los flujos de calor

Los flujos de calor se calcularon utilizando las fórmulas de *Reed* [1983] y los datos de COADS. Se obtuvieron valores de estos flujos para cada punto de una malla de $2^\circ \times 2^\circ$. Con estos se obtuvo el flujo medio superficial para todo El Golfo. Los valores promedio se muestran en la figura 22 junto con las estimaciones previas de H68, E83 y A93. Los resultados que se obtuvieron tienen una variación estacional similar a la de los trabajos previos, pero con valores más altos durante todo el año. Las diferencias son más grandes en el invierno comparadas con E83 o A93, y en el verano cuando son comparadas con H68 (figura 22, Tabla VI).

Estas diferencias son menores que la señal estacional pero son significativas cuando se comparan con la variabilidad interanual esperada y tienen consecuencias en la importancia que pueda tener el golfo en el transporte de calor meridional en el Océano Atlántico. Con el objeto de clarificar estas discrepancias se revisó la estimación de cada término en la ecuación de flujos de calor (1). Desafortunadamente no todos los trabajos previos presentan por separado sus estimaciones de radiación de onda corta

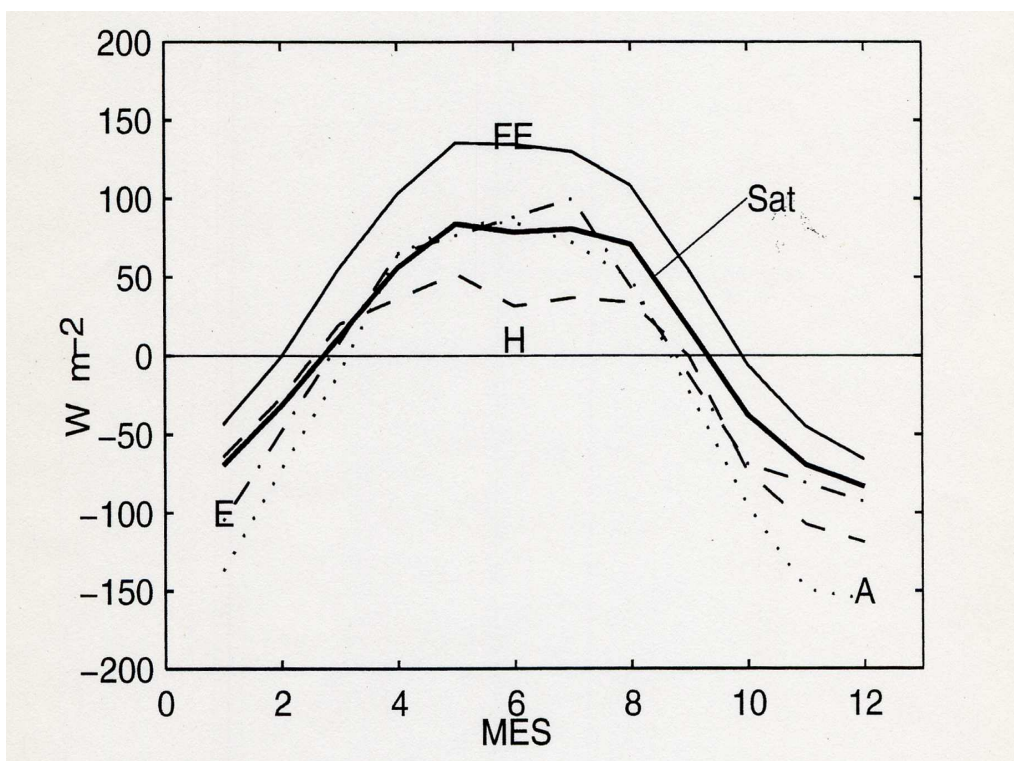


Figura 22: Flujo total de calor. Estimaciones de este trabajo y estudios previos. EF (resultados obtenidos utilizando fórmulas empíricas), Sat (resultados obtenidos utilizando datos de radiación de satélite), A (estimaciones de Adem et al., 1993), H (Hastenrath, 1968) y E (Etter, 1983).

Tabla VI: Flujos de calor superficial promedio totales (Q) en $W m^{-2}$. Las abreviaturas tienen el significado siguiente: Sat significa radiación medida por satélite, FE significa estimación de la radiación por fórmulas empíricas, BF significa estimaciones hechas con fórmulas que parametrizan los flujos turbulentos (del nombre en inglés *bulk formulae*), H68 se refiere a las estimaciones hechas por Hastenrath [1968], E83 se refiere a las estimaciones hechas por Etter [1983] y A93 se refiere a las estimaciones hechas por Adem et al., [1993].

Mes	Sat y FE	BF	H68	E83	A93
1	-69.5	-43.9	-64.4	-137.0	-105.0
2	-32.0	-0.9	-26.6	-72.0	-48.3
3	12.1	55.9	19.8	-11.0	8.3
4	56.1	102.7	36.3	64.0	65.0
5	84.1	135.5	52.3	84.0	76.7
6	78.8	134.7	31.5	85.0	88.3
7	80.8	129.9	36.8	72.0	100.0
8	70.9	108.2	33.9	49.0	43.7
9	17.2	54.5	-0.5	-23.0	-12.7
10	-37.7	-5.8	-74.1	-96.0	-69.0
11	-69.5	-45.3	-107.4	-149.0	-81.0
12	-83.5	-66.0	-118.6	-155.0	-93.0
Anual	9.0	46.6	-15.1	-24.1	-2.2

y onda larga, ni de calor sensible y calor latente, considerándolos en forma conjunta como flujos por radiación y flujos turbulentos respectivamente.

V.1.1. Flujos por radiación

Las estimaciones de los flujos por radiación se presentan en la figura 23 y en la Tabla VII. Se incluyen tres estimaciones previas (E83, H68 y A93) y dos que se calcularon aquí: una utilizando las fórmulas propuestas por Reed y los datos de COADS y la otra utilizando estimaciones de satélite [*Darnell et al.*, 1992].

La radiación de onda corta en cielo nublado ha sido calculada con distintas fórmulas produciendo diferencias importantes. La atenuación por nubosidad de la radiación de onda corta ha sido calculada como una función lineal o alineal de la fracción de cielo cubierto y con distintos coeficientes [*Katsaros*, 1990], esta es una de las causas de las diferentes estimaciones. Otra diferencia entre las distintas fórmulas es debida a que algunas de ellas incluyen el ángulo de declinación del sol en los cálculos. Se escogió la fórmula de *Reed* [1977] porque *Katsaros* [1990] subraya que ésta, comparada con otras, se acerca más a los valores de mediciones directas.

Los valores obtenidos con la fórmula de Reed son considerablemente más altos que los obtenidos siguiendo la fórmula de *Budyko* [1974], misma que utilizaron *Etter* [1983] y *Adem et al.*, [1993]. El término relacionado con la declinación del sol en la fórmula de Reed produce mayores diferencias en el verano. Como ejemplo, al utilizar las fórmulas de Budyko y Reed con los mismos valores de radiación de cielo despejado y nubosidad, a una latitud de 25°N, resulta en una diferencia media anual de 33 W m^{-2} entre los resultados de las dos fórmulas (Fig. 24). Por otro lado, utilizando la fórmula de Reed, una diferencia de 13 % en la cobertura de nubes (de 52 % en los datos de COADS al 65 % utilizado por A93) produce 23 W m^{-2} de diferencia en la media anual (Fig. 24). En la estimación de la radiación de onda larga existen diferencias entre distintos autores porque la radiación emitida por el océano se multiplica por un término de absorción

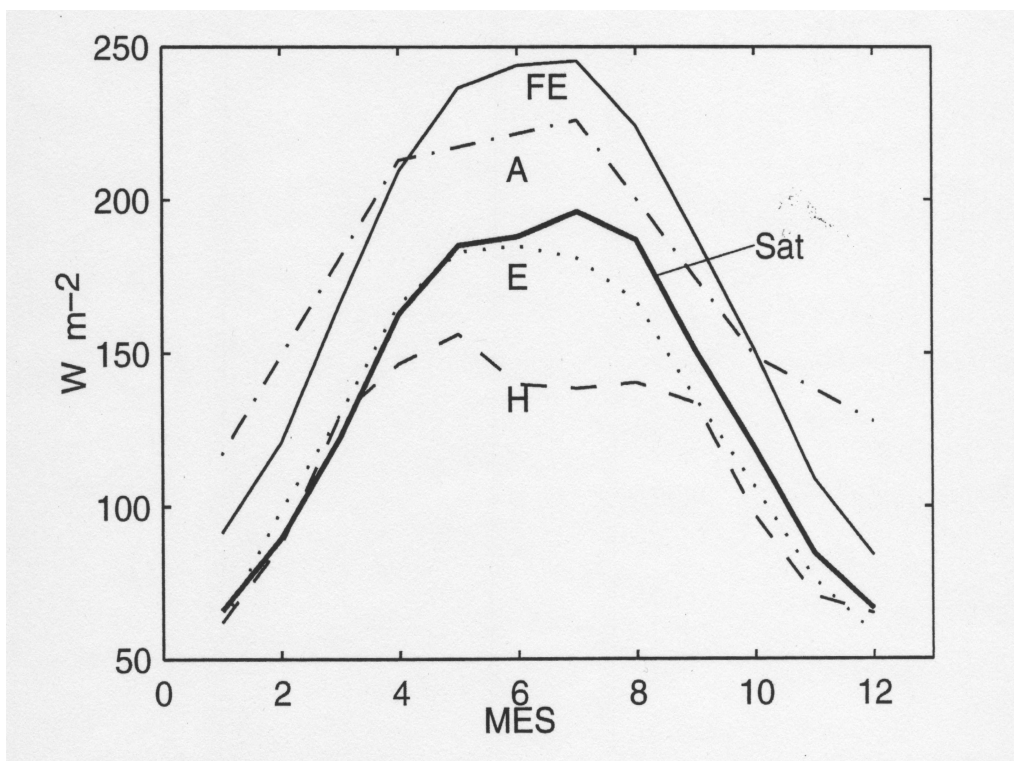


Figura 23: Estimaciones de los flujos por radiación junto con las de otros autores. Los símbolos tienen el mismo significado que en la figura 22.

que depende de la cobertura de nubes y de la humedad y este término tiene distinta parametrización en la fórmula de cada autor.

Los flujos superficiales de calor que se obtienen utilizando los datos de satélite son similares a los reportados por E83, más altos para el verano que los de H68 y menores que los de A93 durante todo el año (Tabla VII). La estimación de la radiación por satélite que se utilizó se calculó a partir de dos años de información (1987-1988). Se considera que esta aproximación es buena porque estos dos años tienen un error cuadrático medio (ECM) de $9.2 W m^{-2}$ entre ellos, un valor menor que las diferencias entre los estudios previos. Utilizando estos datos para calcular los flujos superficiales de calor, los valores mensuales son similares a los de E83 y ligeramente mayores que los de A93 y H68 (Fig. 22). El flujo neto anual se estimó en $9.0 W m^{-2}$.

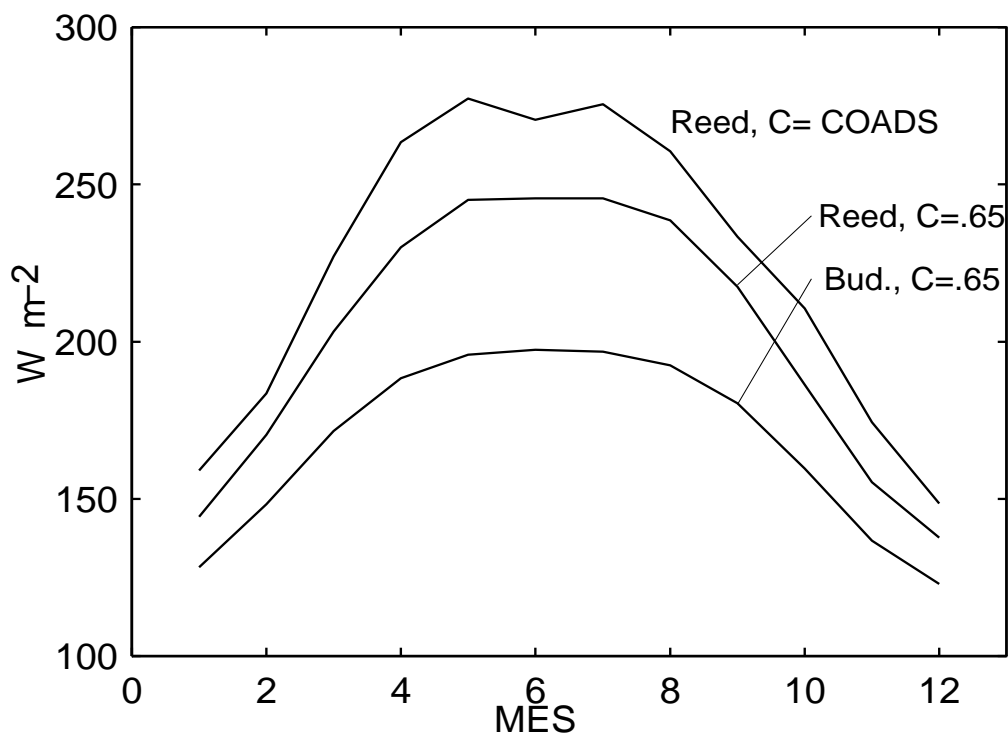


Figura 24: Estimaciones de radiación de onda corta (Q_s) a partir de las fórmulas de Budyko y Reed utilizando la misma radiación de cielo despejado (Q_c), distintos valores de nubosidad: nubosidad constante con $C=0.65$ y nubosidad variable obtenida de los datos de COADS con medias mensuales entre 0.47 y 0.56.

V.1.2. Flujos turbulentos

La fórmula que se siguió para estimar los flujos turbulentos es similar a la utilizada en trabajos previos en el Golfo de México [H68; E83; *Etter et al.*, 1987; A93] pero con distintos coeficientes turbulentos (apéndice 3), que producen diferencias significativas. Por ejemplo, en las condiciones del Golfo de México determinadas por los datos de COADS, un incremento de 0.1×10^{-3} en el valor de los coeficientes de las ecuaciones de calor sensible y calor latente (C_E y C_H , ver apéndice 3) produce un decremento en la media anual de 10 W m^{-2} . Experimentos recientes [*Geernaert*, 1990] muestran que una buena aproximación se obtiene con una función lineal de la velocidad del viento. En este trabajo se utilizó un valor constante en los coeficientes turbulentos (para simplificar los cálculos en el modelo numérico) de 1.4×10^{-3} correspondiente a una velocidad del viento de 10 m s^{-1} [*Geernaert*, 1990].

La figura 25 muestra las estimaciones para las medias mensuales de los flujos turbulentos junto con resultados de trabajos previos. Las estimaciones que se obtuvieron son menores que las de A93 y E83. La señal estacional es más intensa en los resultados de E83 y A93. En el caso de E83 puede deberse al hecho de que utilizó coeficientes variables que incrementan los flujos turbulentos en invierno, cuando la rapidez del viento es mayor. A93 utilizó un coeficiente constante de 1.6×10^{-3} , un valor entre los utilizados por H68 y E83, sin embargo tienen los flujos turbulentos más intensos (ver Tabla VIII y figura 25). Las altas estimaciones de A93 pueden deberse a los datos de viento que utilizaron (de la US Weather Bureau, 1952). Desafortunadamente no incluyeron en su artículo los valores de viento que utilizaron en sus cálculos. Los datos de rapidez del viento utilizados por H68 son similares a los de COADS, como puede observarse en la figura 26. Sin embargo, en ambos casos, tiene que ser considerado que los datos pueden subestimar los flujos turbulentos porque son mediciones reportadas por barcos y, como es sabido, los barcos tienden a evitar el mal tiempo.

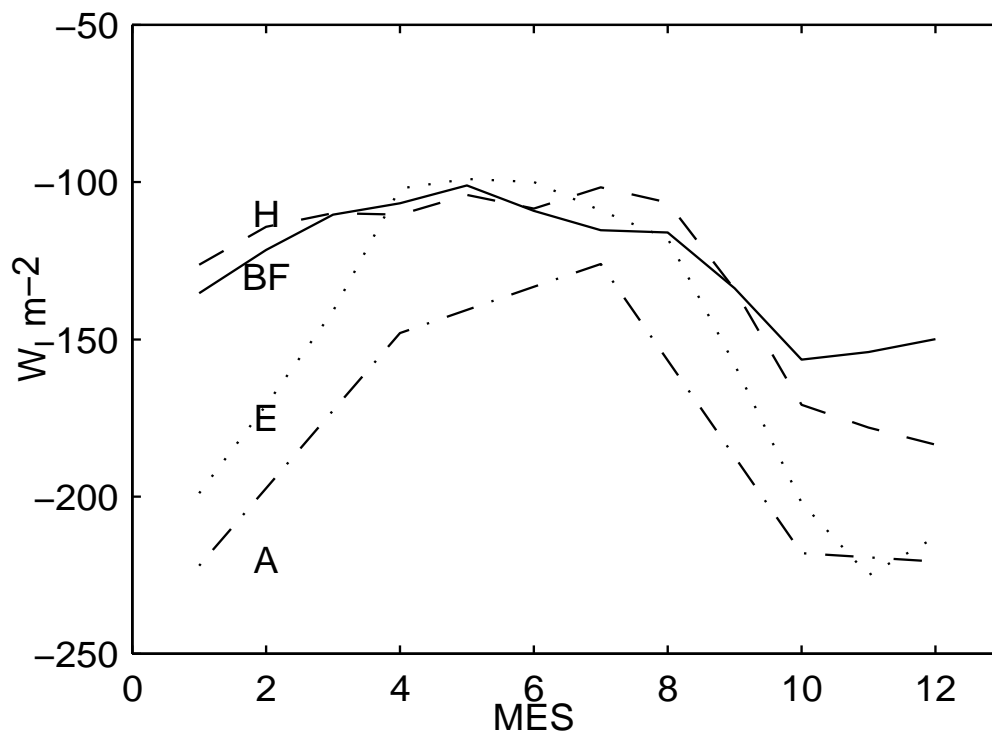


Figura 25: Estimación de los flujos turbulentos junto con las de otros autores. BF indica los resultados obtenidos utilizando fórmulas empíricas. Otros símbolos como en la figura 22.

Tabla VII: Flujos por radiación ($Q_s + Q_b$) promedio en $W m^{-2}$. Las abreviaturas tienen el mismo significado que en la Tabla 6.

Mes	Sat	BF	H68	E83	A93
1	65.8	91.4	62.0	62.0	117.0
2	89.6	120.7	87.6	99.0	149.0
3	122.5	166.2	129.7	130.0	181.0
4	162.8	209.4	146.7	166.0	213.0
5	185.1	236.4	156.3	183.0	217.3
6	188.0	243.9	139.9	185.0	221.7
7	196.1	245.3	138.4	181.0	226.0
8	186.9	224.1	140.4	167.0	200.3
9	151.0	188.3	133.6	135.0	174.7
10	118.8	150.8	96.8	106.0	149.0
11	84.6	108.9	70.7	76.0	138.3
12	66.4	84.0	64.9	58.0	127.7
Anual	134.8	172.4	113.9	129.0	176.3

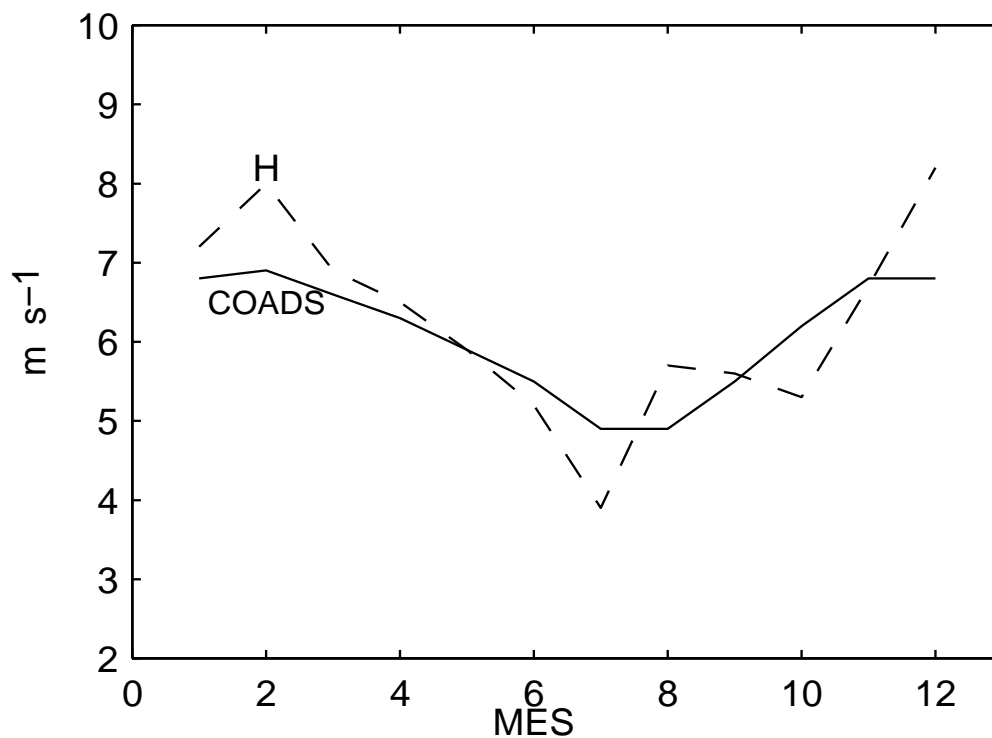


Figura 26: Datos promedio de la rapidez del viento de COADS y los de *Hastenrath* [1968]. Los símbolos como en la figura 22.

Tabla VIII: Flujos turbulentos promedio ($Q_e + Q_t$) en $W m^{-2}$. La abreviaturas tienen el mismo significado que en la Tabla 6.

Mes	BF	H68	E83	A93
1	-135.3	126.3	199.0	-222.0
2	-121.6	114.2	171.0	-197.3
3	-110.4	109.9	141.0	-172.7
4	-106.7	110.4	102.0	-148.0
5	-101.0	104.1	99.0	-140.7
6	-109.2	108.4	100.0	-133.3
7	-115.3	101.6	109.0	-126.0
8	-116.0	106.5	118.0	-156.7
9	-133.8	134.1	158.0	-187.3
10	-156.5	170.9	202.0	-218.0
11	-154.1	178.1	225.0	-219.3
12	-149.9	183.4	213.0	-220.7
Anual	-125.8	129.0	153.1	-178.5

Tabla IX: Valores promedio de la rapidez del viento (v) en $m s^{-1}$ y la nubosidad (C) en décimas de cielo cubierto. COADS significa datos de la base de datos Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set y H68 datos que utilizó Hastenrath [1968].

Mes	v (COADS)	v (H68)	C (COADS)	C (H68)
1	6.8	7.2	0.54	0.48
2	6.9	8.0	0.56	0.47
3	6.6	6.9	0.51	0.46
4	6.3	6.5	0.47	0.40
5	5.9	5.9	0.49	0.42
6	5.5	5.2	0.52	0.56
7	4.9	3.9	0.50	0.56
8	4.9	5.7	0.54	0.51
9	5.5	5.6	0.56	0.47
10	6.2	5.3	0.50	0.47
11	6.8	6.7	0.51	0.52
12	6.8	8.2	0.56	0.46
Anual	6.1	6.3	0.52	0.48

V.2. Temperatura superficial del océano

La temperatura de la superficie del mar se analizó con el modelo numérico descrito en el capítulo 2. Los flujos de calor superficiales se parametrizan utilizando la ecuación (22). Para estudiar el comportamiento estacional se eliminaron otras componentes de la variabilidad debidas a la presencia de remolinos, tomando la media por mes correspondiente en 12 años de datos del modelo.

V.2.1. Respuesta a diferentes forzamientos termodinámicos

Se corrieron dos versiones del experimento 1 con la misma física de la capa mezclada, pero con diferentes entradas de calor. En la versión B (E-1B) los flujos de radiación fueron calculados con las fórmulas de *Reed* [1977, 1983]. En la salida de este experimento la temperatura promedio es más alta que las observaciones durante todo el año con una diferencia promedio en la temperatura media de $1.9^{\circ}C$ y un ECM relativo a las observaciones de $2.5^{\circ}C$. En la versión A (E-1A) los flujos superficiales de calor consideran

Tabla X: Temperatura promedio en grados centígrados obtenida en los distintos experimentos junto con los datos de COADS y sus diferencias. En la primera columna se indica la fuente de datos, en la segunda columna se indica la temperatura promedio, en la tercera columna la diferencia entre la temperatura media mensual con relación a las observaciones, en la cuarta columna el valor absoluto de la diferencia entre temperaturas mensuales y las observaciones y en la última columna el error cuadrático medio entre los datos en cada punto de la malla del modelo y las correspondientes observaciones. Para el cálculo del ECM se interpolaron los datos de COADS a una malla igual a la del modelo.

Datos	\bar{T}	$\overline{\widehat{T}_M - \widehat{T}_O}$	$ \overline{\widehat{T}_M - \widehat{T}_O} $	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum (T_M - T_O)^2}$
COADS	26.26	0	0	0
E-1A	26.94	0.68	1.25	1.47
E-1B	28.18	1.92	1.91	2.50
E-2	26.87	0.61	1.34	1.78
E-0	26.20	-0.06	0.54	1.03

la radiación estimada por satélite, en este caso la temperatura media del modelo tiene una diferencia promedio, en valor absoluto, con las temperaturas medias mensuales observadas de $1.3^\circ C$, y un ECM relativo a las observaciones de $1.47^\circ C$ (Tabla X).

Como se mostró en los párrafos anteriores existen considerables diferencias en la estimación de los flujos por radiación cuando se usa la fórmula de *Reed* [1977] y las estimaciones hechas con satélite. Con la fórmula de *Reed* [1977], considerando como buena aproximación que todo el calor ganado se exporta a través del Estrecho de Florida y un transporte de $25 Sv$, habría una diferencia promedio de $0.5^\circ C$ entre la temperatura de entrada en el Canal de Yucatán y la de salida a través del Estrecho de Florida. Si en cambio se considera que el intercambio de calor está limitado a los $300 m$ superficiales y el flujo en esta capa es de $12 Sv$ [*Gallegos*, 1996; *Gallegos et al.*, 1997], la diferencia de temperatura debería ser de $1^\circ C$. Los estudios que se refieren al transporte de calor en el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida no indican esas diferencias de temperatura [H68]. Por otro lado, cuando el E-1 se corre con datos generados con

la fórmula de Reed (E1-B), la temperatura del modelo se mantiene más alta que las observaciones indicando que la advección de calor a través del Estrecho de Florida no es suficiente para mantener la temperatura del golfo. Con base en estos resultados se decidió realizar los experimentos utilizando los datos de radiación de satélite como una mejor aproximación.

La temperatura superficial del océano en el experimento 1 está determinada por la interacción a través de la superficie y la advección de calor. En este experimento los flujos verticales entre las capas superior e intermedia del modelo están limitados a pequeñas regiones en donde hay corrientes intensas. El experimento 1 reproduce cualitativamente bien las características más importantes de la temperatura superficial del océano en el Golfo de México. De octubre a marzo la temperatura del modelo es más alta que las observaciones y más baja de abril a septiembre. La temperatura media del modelo es similar a la temperatura media de las observaciones, con diferencias entre ellas de $1.3^{\circ}C$ en promedio y un ECM de $1.47^{\circ}C$ (figura 28). En invierno, las temperaturas del modelo son más altas que las de COADS y las diferencias alcanzan $2.5^{\circ}C$ en el norte del golfo (figura 27, Tabla X).

Las máximas temperaturas del modelo se alcanzan en septiembre, con un retraso de un mes respecto del máximo en las observaciones; el mínimo ocurre en febrero al igual que en las observaciones. Una explicación de este retraso está en el hecho de que en el modelo el calor ganado por la superficie se distribuye instantáneamente en toda la capa en lugar de que se difunda progresivamente, de arriba hacia abajo, en cuyo caso la temperatura en la superficie responde más rápidamente al calentamiento.

En el experimento 2, el término advectivo en la ecuación de calor se elimina y la temperatura superficial está determinada básicamente por la interacción a través de la superficie. La temperatura media mensual de la capa superficial es similar a la del experimento 1. Desaparece la señal en la temperatura superficial de la Corriente del Lazo y los remolinos, mientras que los gradientes norte-sur son más intensos. En

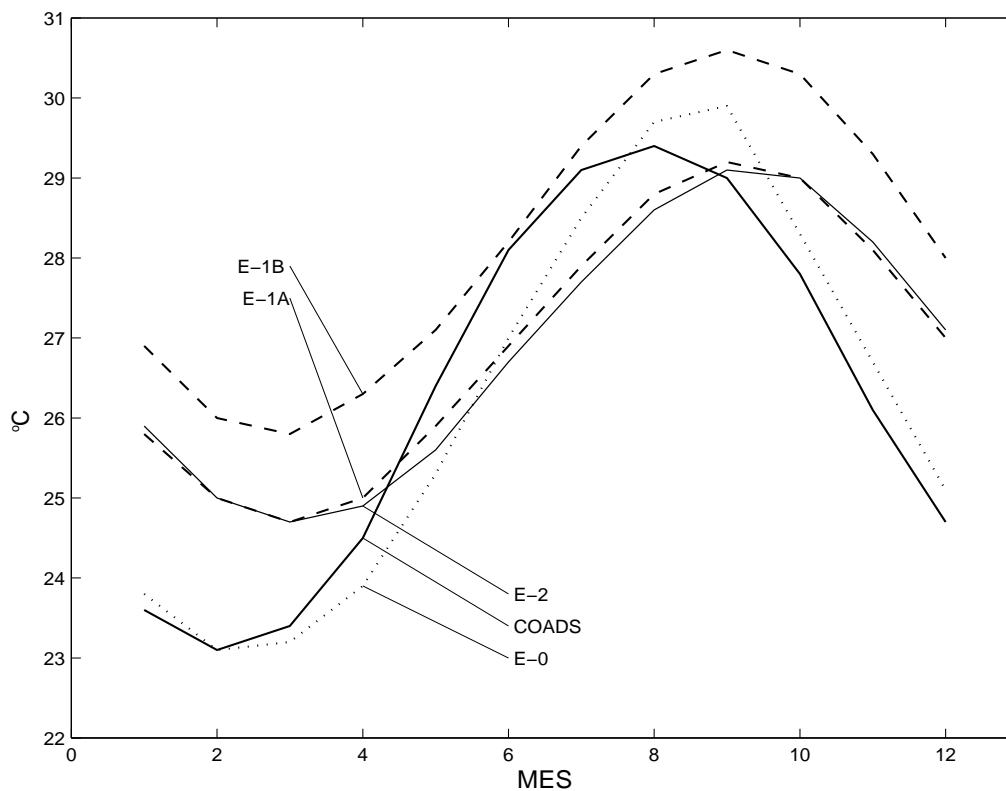


Figura 27: Temperatura superficial del mar de los datos de COADS y los que se obtuvieron en los experimentos numéricos. E-1A representa los resultados obtenidos con datos del experimento 1 utilizando las fórmulas de Reed para las estimaciones de radiación, E-1B representa los datos del experimento 1 con datos de radiación de satélite, E-2 los resultados del experimento 2, sin incluir advección de calor según se explica en el texto. E-0 los resultados del experimento 0, incluyendo todos los términos en la ecuación de calor y el entrainment-detrainment producido por los flujos superficiales.

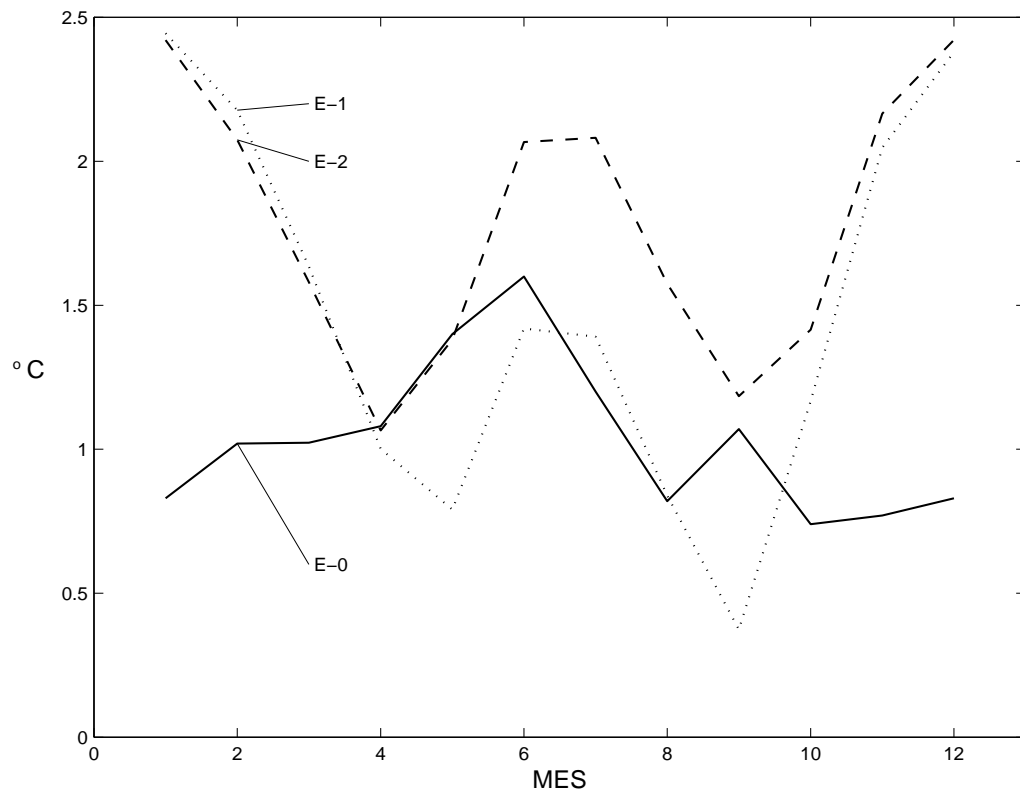


Figura 28: Error cuadrático medio entre los resultados de los experimentos numéricos y los datos de COADS.

invierno y primavera la temperatura en la parte norte del golfo es menor que en el E-1 y se mantiene más cercana a las observaciones, pero en otras regiones las temperaturas son más altas que las observadas y consecuentemente se produce un ECM similar (Figs. 27 y 28).

Las temperaturas de invierno generadas en los experimentos 1 y 2, más altas que las observaciones, sugieren que además de la interacción a través de la superficie y la advección debe haber otros mecanismos importantes en el enfriamiento.

En el E-0 se incluyeron entrainment y detrainment asociados a los flujos superficiales que simulan el cambio estacional del grueso de la capa mezclada. La variación estacional de la temperatura superficial se reproduce mejor cuando el entrainment es incluido porque contribuye al enfriamiento de invierno por la entrada de agua relativamente más fría de la capa intermedia hacia la capa superficial. La diferencia de temperatura promedio mensual entre el E-0 y las observaciones es $0.5^{\circ}C$ a lo largo del año y tiene un error cuadrático medio de $1.0^{\circ}C$ mientras que en el experimento 1 el ECM es de $1.5^{\circ}C$ y en el E-2 de $1.7^{\circ}C$ (Figs. 27 y 28, Tabla X).

La propuesta de que el entrainment es importante difiere de A93 debido a que ellos consideran una profundidad de la capa mezclada constante (60 m) y que los flujos verticales por debajo de esta profundidad son despreciables. La principal diferencia está en que los flujos turbulentos obtenidos por ellos son más intensos. Ellos usan coeficientes turbulentos más grandes (1.6×10^{-3}) que los sugeridos en trabajos recientes y también usan una distinta base de datos de rapidez del viento. El ciclo anual del valor medio del entrainment está representado en la figura 29. El entrainment es más intenso en octubre y noviembre. El grueso medio de la capa mezclada está representado en la figura 30 mostrando que el hundimiento de la capa superior se inicia a finales de septiembre y termina en febrero, alcanzando su máxima velocidad de cambio en noviembre. Otras evidencias de la importancia de este proceso se discuten en la sección 4.3.

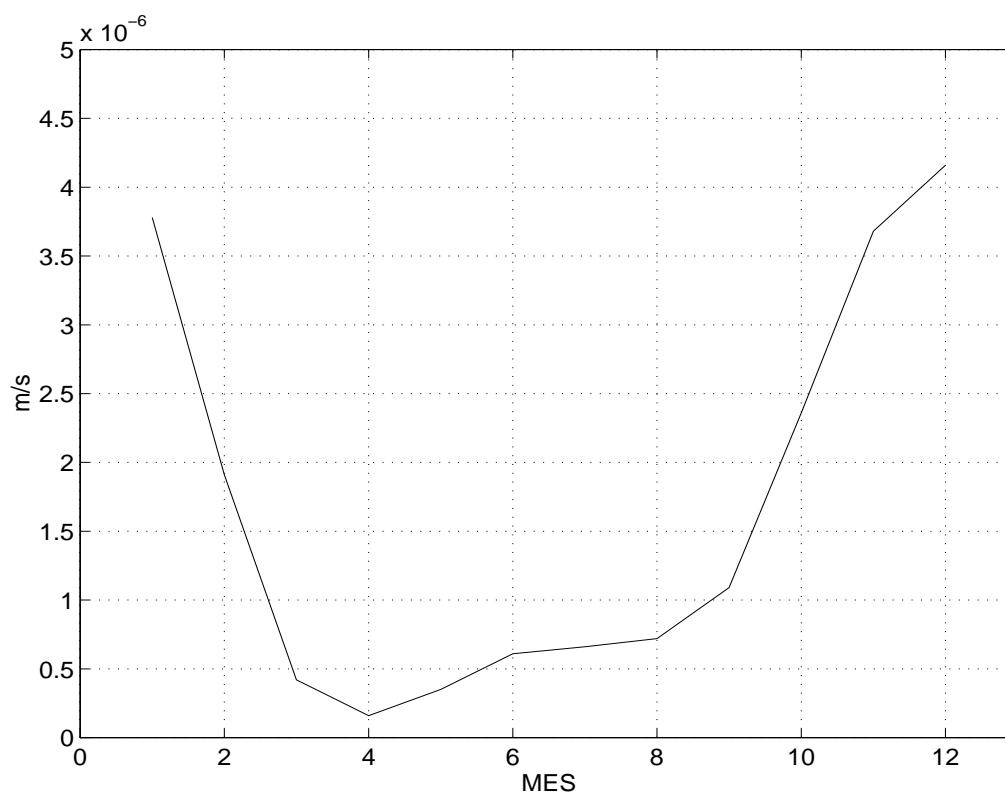


Figura 29: Valor medio mensual del entrainment con datos del Experimento 0. El entrainment es más intenso en diciembre, al inicio del invierno, y más débil durante la primavera y el verano.

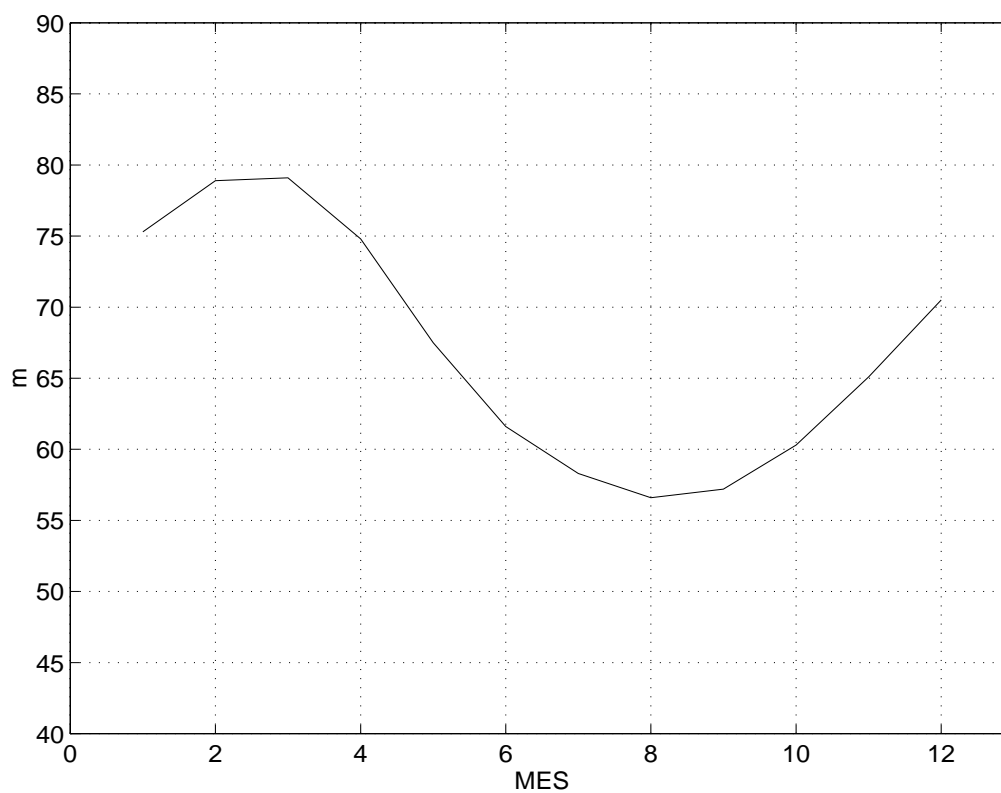


Figura 30: Variación estacional del grosor medio de la capa superficial, la máxima profundidad se alcanza en febrero y la mínima en agosto. Este ciclo está determinado por el entrainment y el detrainment.

V.2.2. Análisis mensual

En esta sección se describen los resultados del experimento más completo (E-0). Las figuras 31 y 32 muestran mapas con el promedio mensual de la temperatura superficial observada y los de la capa superficial del modelo. El aumento de la temperatura se inicia en marzo, cuando el grueso de la capa mezclada inicia su decrecimiento y el flujo de calor a través de la superficie del océano se hace positivo (Figs. 27, 31 y 32). En marzo, después del invierno, existen fuertes gradientes norte-sur de temperatura. Los remolinos anticiclónicos son claramente identificables debido a temperaturas más altas que las aguas que los rodean (en las figuras 31 y 32 no son visibles por haberse filtrado al obtener la climatología). La Corriente del Lazo tiene la temperatura más alta en la región y la Bahía de Campeche tiene temperaturas más altas que las de la región norte del golfo. Sin embargo, en el centro de la Bahía de Campeche el agua tiene temperaturas más bajas que cerca de las fronteras debido a la circulación ciclónica. En la Bahía de Campeche, las temperaturas del modelo son más altas que las observaciones, entre las posibles causas están el hecho de que durante el invierno los datos de COADS tienen vientos muy débiles en el sur y sureste de la Bahía de Campeche produciendo poca pérdida de calor latente, además existen muy pocos datos en esta región y por lo tanto no pueden considerarse representativos. En mayo el flujo de calor es positivo en todo El Golfo, la temperatura superficial aún tiene gradientes norte-sur, la Bahía de Campeche alcanza los $28^{\circ}C$, y la Corriente del Lazo, los remolinos anticiclónicos y el gradiente en el Estrecho de Florida aún son evidentes.

En julio todo El Golfo tiene casi la misma temperatura, entre los $28^{\circ}C$ y $29.5^{\circ}C$, los remolinos anticiclónicos y la Corriente del Lazo no son distinguibles por tener diferencias de temperatura con las aguas que los rodean, menores a $0.5^{\circ}C$.

El escenario descrito para el mes de julio continúa hasta septiembre, elevando la temperatura superficial a más de $29^{\circ}C$ o $30^{\circ}C$ en todo el golfo. En octubre el flujo de calor a través de la superficie cambia de signo y El Golfo empieza a perder calor

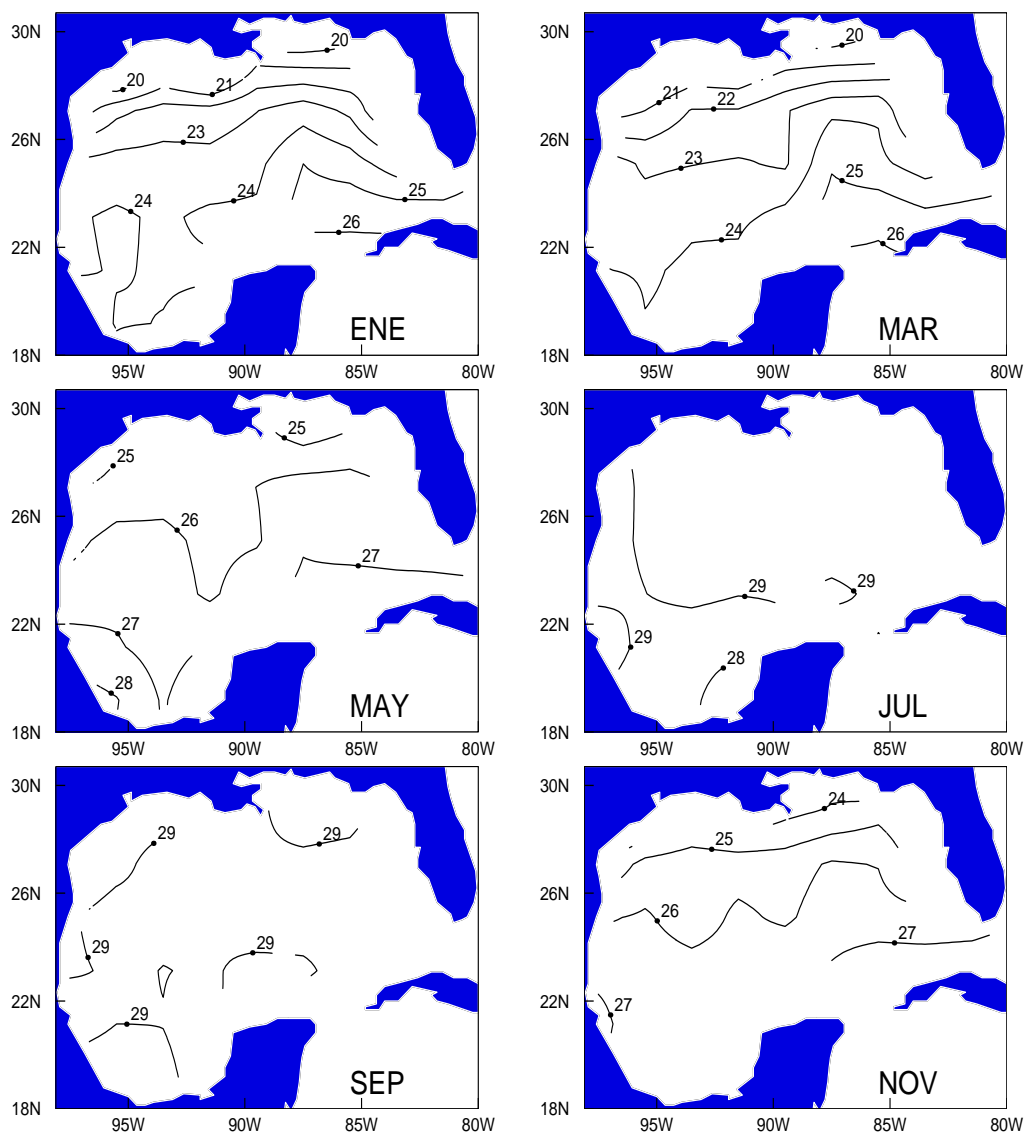


Figura 31: Mapas mensuales de temperatura superficial del mar de los datos de COADS (a partir de datos en una malla de $2^\circ \times 2^\circ$).

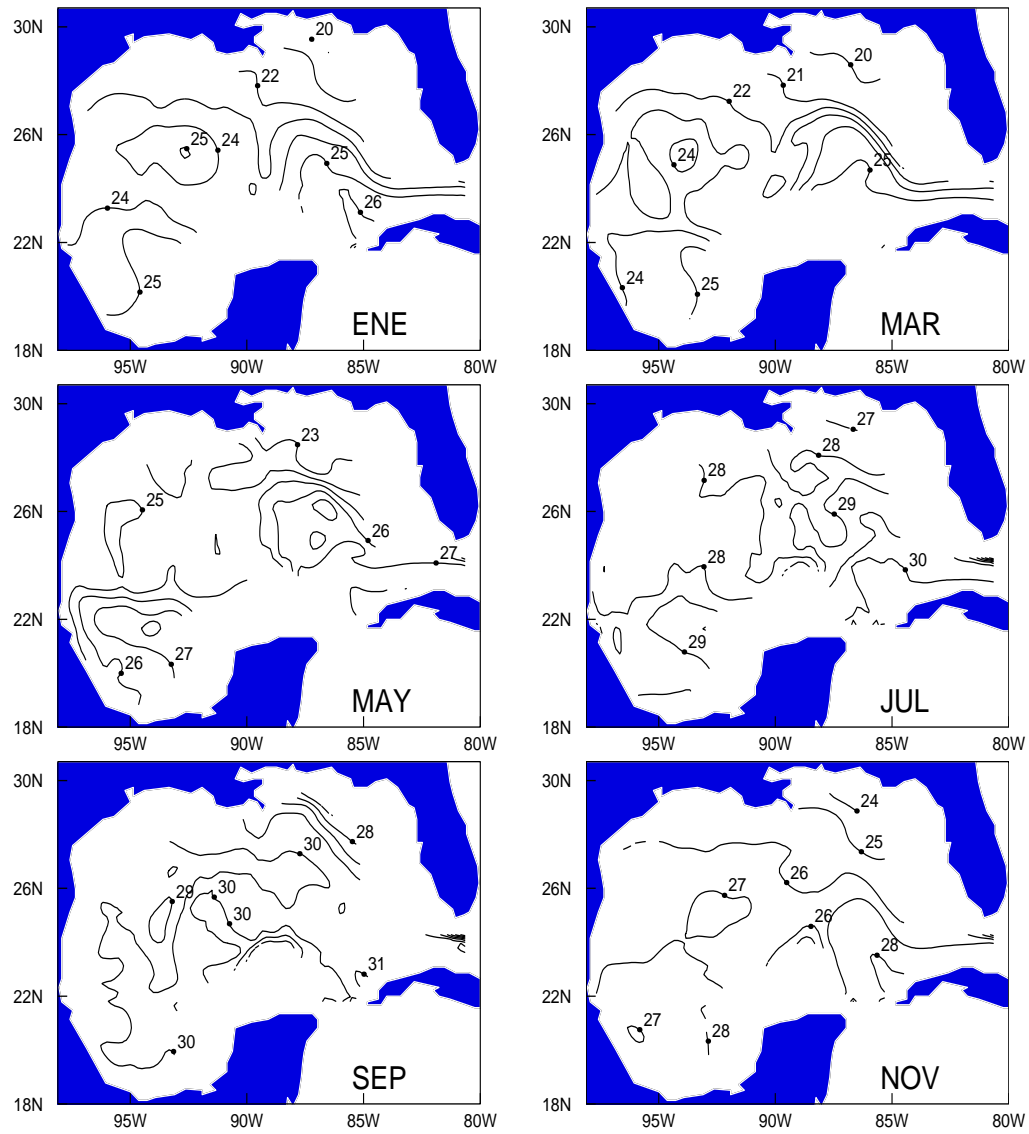


Figura 32: Mapas de la temperatura de la capa superior del experimento 0.

(ver Fig. 18) y bajar su temperatura. Los vientos son más intensos y adquieren una componente hacia el suroeste. En noviembre la pérdida de calor hacia la atmósfera aumenta y en combinación con vientos más intensos dan lugar a una mayor energía cinética turbulenta, esta produce entrainment, engrosando y enfriando la capa mezclada a costa de la intermedia. El enfriamiento no es espacialmente homogéneo, el entrainment es más intenso en El Golfo norte y oeste. Aumentan los gradientes de temperatura porque los remolinos anticiclónicos y la Corriente del Lazo mantiene temperaturas más altas que las aguas circunvecinas. También es posible distinguir una señal mas fría en el centro-oeste de la Bahía de Campeche debido a la circulación ciclónica (Fig. 32). La pérdida de calor a través de la superficie y el entrainment continúan hasta febrero, enfriando y haciendo más profunda la capa mezclada, e incrementando los gradientes espaciales.

V.2.3. Evidencia del *entrainment*

Si la hipótesis sobre la importancia del entrainment es correcta para explicar una parte del enfriamiento de invierno, deben existir otras posibles evidencias de una componente estacional de éste. Se buscó dicha evidencia en la concentración de pigmentos a través de estimaciones hechas por satélite por la *NASA's Goddard Space Flight Center* [Tran et al., 1992]. Los pigmentos en el Golfo de México son más intensos sobre las plataformas y cerca de las zonas de descarga de ríos con valores mucho más bajos en las zonas profundas. En la figura 33 se presentan valores promedio mensuales para las regiones fuera de la plataforma. La concentración de pigmentos en la superficie de la región profunda del golfo es baja pero muestra una señal estacional clara con valores más altos en el invierno y primavera y más bajos en verano de acuerdo con los resultados obtenidos para el entrainment. Los valores estimados de concentración de pigmentos son similares a los reportados por Müller-Karger et al., [1991]. La correspondencia de los ciclos de pigmentos y el entrainment no prueba que este mecanismo sea la causa de

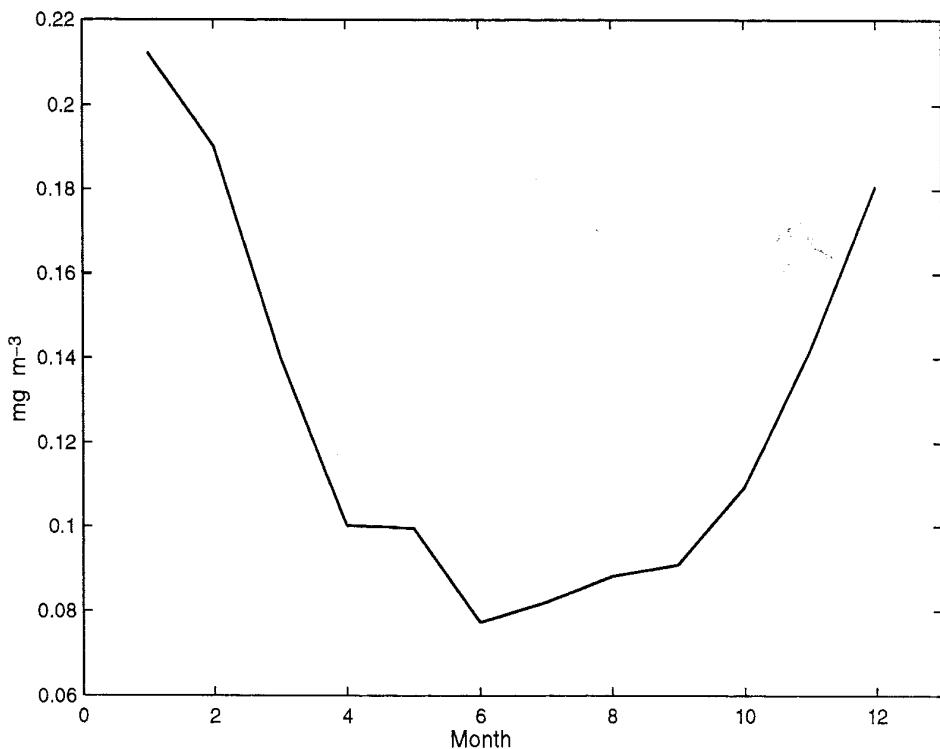


Figura 33: Concentración media mensual de pigmentos en las regiones fuera de la plataforma en el Golfo de México. Los valores relativamente altos se encontraron durante el invierno y los más bajos en el verano de acuerdo con el ciclo del entrainment.

una fracción del enfriamiento de invierno pero refuerza esta hipótesis.

El mecanismo propuesto implica que una fracción del calor ganado por el golfo a través de la superficie es transferida por detrainment a la capa intermedia y es exportada a través de los estrechos.

V.3. Resumen

Se utilizó un modelo numérico de dos y media capas inhomogéneas para estudiar la variación estacional de la temperatura superficial en el Golfo de México. Se forzó con un flujo de entrada en el Canal de Yucatán, un flujo de salida en el Estrecho de Florida y por vientos climatológicos mensuales. Los flujos de calor a través de la superficie se parametrizan siguiendo una formulación similar a la de *Haney* [1971]. Para estudiar

la influencia de distintos procesos en la temperatura superficial del océano se utilizaron distintas versiones de la parametrización del entrainment y de la ecuación de temperatura.

Para el análisis de la influencia de los distintos procesos en la temperatura superficial del mar se realizaron tres experimentos numéricos incluyendo o removiendo términos de las ecuaciones del modelo. Cuando no se incluye la advección de calor (E-2), la temperatura superficial del mar solo muestra cambios significativos, con relación al caso en que si se incluye (E-1), durante el invierno en la región noroeste del golfo en donde la advección aumenta las temperaturas. Por otro lado, cuando el entrainment-detrainment asociado con el esfuerzo del viento y el flujo de flotación es incluido (E-0), se reproduce mejor la temperatura de invierno en todo El Golfo y el ECM, con relación a las observaciones, disminuye a casi la mitad del valor del E-1. Se mostró que las diferencias en los resultados en la estimación de los flujos de calor entre estudios previos y este trabajo se deben a las distintas fuentes de datos, fórmulas y coeficientes utilizados para su cálculo. Otra posible causa de las diferencias es la poca o nula abundancia de datos de la Bahía de Campeche en estudios previos (E83). Las diferencias que se obtuvieron demuestran la importancia del entrainment y la advección de calor en el control de la temperatura superficial del mar. Para explicar las temperaturas superficiales se propuso que el entrainment juega un papel importante en el enfriamiento de invierno mediante la entrada de agua relativamente fría hacia la capa mezclada. Los resultados que se obtuvieron indican que el entrainment y la advección son importantes en el balance de calor de la capa superficial en el Golfo de México. Estos resultados se obtuvieron utilizando los datos de COADS, fórmulas empíricas, datos de radiación de satélite y mediante modelación numérica. Sin embargo, cabe señalar que aún subsiste una importante incertidumbre en las fórmulas empíricas y también algunas mediciones meteorológicas pueden tener un sesgo por las condiciones de medición o por muestreos muy limitados en algunas regiones del golfo.

VI. Discusión

En esta sección se discute y formulan especulaciones que se derivan de las observaciones conocidas y los resultados numéricos presentados.

VI.1. Pares de remolinos ciclón-anticiclón

La formación y evolución de pares de remolinos ciclón-anticiclón en el oeste del Golfo de México es un proceso que no se ha comprendido del todo. Estos pares de remolinos (o incluso triadas) han sido observados por varios autores [*Merrell y Morrison*, 1981; *Brooks y Legeckis*, 1982; *Vidal et al.*, 1993] y se han relacionado con la interacción de los RCL con el talud continental (*Vidal et al.*, 1994, *Dietrich et al.*, 1993). En el modelo utilizado, la condición de no deslizamiento en la frontera sólida induce la formación de vorticidad positiva entre los remolinos y la frontera. El agua con vorticidad positiva es advectada alrededor del RCL y da lugar a un remolino ciclónico alargado que se forma al este del anticiclón y posteriormente continúa su trayectoria alrededor del anticiclón hasta el sur de este. Los mecanismos que definen la permanencia del remolino ciclónico al norte del anticiclón no están totalmente claros pero los resultados de este trabajo y los de *Dietrich y Lin* [1994] sugieren que hay una competencia entre la tendencia del remolino de viajar hacia el oeste por el efecto β y la tendencia a ser advectado alrededor del remolino anticiclónico. En estos procesos influyen la masa y el momento angular de los remolinos y en el caso de los modelos numéricos también el valor que se asigne a la viscosidad. Otro factor que puede influir es el aporte de aguas de la plataforma pues se han observado fuertes flujos entre la zona de plataforma y el océano profundo en esa región [*Vidal et al.*, 1994] (detectadas en imágenes AVHRR por José Ochoa, comunicación personal). Otro mecanismo que puede afectar la generación de vorticidad es la interacción de los RCL con el fondo oceánico a diferencia de una pared vertical.

Aquí hay preguntas teóricas y experimentales en las que aún se debe trabajar y la necesidad de estudiar la interacción de remolinos con la topografía real.

VI.2. Recirculación en el noroeste del golfo

La recirculación de agua en el noroeste del Golfo de México se da en distintas escalas de tiempo y espacio. Parte de ella se da en los remolinos ciclónicos y anticiclónicos y parte en el GAOG. Este proceso es importante para determinar los tiempos de residencia y renovación de las aguas del oeste del golfo y para determinar su influencia en el Océano Atlántico

Elliot [1982] señaló la influencia de los RCL en la renovación y formación de agua en el oeste del golfo. La entrada de agua hacia el oeste del golfo que está asociada al desplazamiento del remolino debe corresponder con una exportación hacia el este. Varias preguntas relacionadas con los mecanismos en que se da este intercambio no se han respondido, entre otras la zona o zonas en que se da ese flujo y las características T-S de esas aguas. Para comprender estos procesos se deberán combinar observaciones y modelación.

En los experimentos numéricos los transportes asociados al rotacional del esfuerzo del viento fueron mayores de lo que la teoría de Sverdrup predice (ver capítulos 3 y 4) debido a la recirculación que se da en distintas escalas espaciales. En la modelación que se realizó no se incluyen variaciones de los vientos en altas frecuencias y esto también puede influir en la disipación, la resolución de la malla del modelo también puede afectar este proceso. En realidad existe muy poca documentación sobre la existencia y variabilidad de este giro, se limita a las mediciones para documentar la COF que reportó *Sturges* [1993] y a las referencias indirectas en los estudios de topografía promedio de MH85 y de altimetría de *Leben* [1990], *Marsh y Martin* [1982] y *Marsh et al.*, [1984]. Estos estudios han identificado el GAOG pero aun falta monitorear este giro definiendo sus alcances, variabilidad y su relación con otros procesos de menor escala,

particularmente con los RCL.

VI.3. Generación de remolinos en la BC

Se mostró que el esfuerzo del viento es el principal causante de la circulación ciclónica en la Bahía de Campeche. También se encontró que en el oeste de la bahía se forman remolinos ciclónicos. Su formación aparece producida por los vientos pero reforzada por la influencia de los RCL, que al interactuar con la frontera oeste producen corrientes hacia el sur. La formación y evolución de estos remolinos no ha sido estudiada, para ello es necesario conocer con mayor resolución los gradientes de los vientos producidos por la influencia de la topografía (la Sierra Madre Oriental y el Istmo de Tehuantepec) y, de acuerdo con los resultados de este trabajo, monitorear las corrientes hacia el sur que se generan por la interacción del anticiclón con el talud.

VI.4. Intrusiones en la BC

Los resultados de este trabajo muestran una circulación media ciclónica para la BC, con intrusiones de agua del norte en ambos lados de la bahía, con fuerte dependencia de la posición de los RCL. Estos resultados proponen que ese es el proceso más importante mediante el cual se renuevan las aguas de la bahía pero no están respaldados por observaciones que le de sustento o los refuten. Así mismo sugieren observar los flujos en las zonas del talud en ambos lados de la bahía y estudiar su relación con el movimiento y posición de los remolinos.

VI.5. Trayectoria de remolinos y penetración hacia el norte de la CL

Uno de los puntos que no se tratan en este trabajo es la penetración hacia el norte de la CL y la trayectoria que siguen los remolinos.

La penetración hacia el norte de la CL está relacionada con los flujos en los estrechos, el desprendimiento de remolinos y la estratificación. *Dietrich et al.*, [1993]

encontró que si se incluye un forzamiento desde el Caribe se pueden reproducir en forma más realista las características de la CL como remolinos alargados y filamentos. También menciona que la resolución es determinante para la aparición de filamentos y de remolinos pequeños, de unos 50 *km* de diámetro. Esos trabajos han mostrado patrones similares a los observados pero no han profundizado en los mecanismos que determinan la evolución de la CL. Lo que han hecho es identificar las herramientas numéricas que pueden ayudar en estos estudios.

Otro proceso que no se abordó en este trabajo es el estudio de la trayectoria de los RCL, este es uno de los temas más complejos porque depende de la presencia de otros remolinos en El Golfo, las corrientes, las tendencias inherentes al remolino y la rotación y esfericidad de la tierra. Al igual que en los estudios de la CL, los modelos numéricos pueden ser de gran utilidad para analizar las trayectorias de los remolinos al permitir simular un gran número de veces, en poco tiempo, procesos que normalmente se dan una o dos veces por año. Existen varias opciones, por un lado modelos con asimilación de datos que traten de reproducir las características observadas y predecir las trayectorias, y por otro, modelos sencillos que permitan estudiar la influencia de los distintos mecanismos.

VI.6. Balance de calor

Se mostró que las fórmulas de *Reed* [1983] sobreestiman los flujos por radiación en el Golfo de México al no poder reproducir el ciclo de temperaturas observadas. Se mostró que subsiste una incertidumbre importante en la estimación de los flujos de calor; las fórmulas empíricas que se han utilizado en estudios anteriores en El Golfo y las que sugieren estudios recientes producen resultados que difieren sustancialmente. En este trabajo se encontraron valores más altos que en estudios anteriores. Estas diferencias están asociadas a los distintos algoritmos propuestos y a las distintas fuentes de datos. En este trabajo se complementaron estos cálculos con estimaciones hechas

por satélite.

Otra causa de estas diferencias es la falta de información en la zona de la Bahía de Campeche que es de las regiones que menos calor pierden durante el invierno. La exclusión de esa región en trabajos anteriores en el balance de calor para todo El Golfo ha sobreestimado estos flujos. El estudio de estos procesos también hace necesario comprender con mucho mayor precisión los flujos de calor y masa a lo largo del año en los estrechos de Florida y Yucatán.

Los resultados están reforzados por el modelo numérico que reproduce mejor la temperatura observada con los valores obtenidos en este trabajo. Los valores aquí obtenidos dependen de la existencia del entrainment. Su importancia, aunque no está confirmada con observaciones, sí está reforzada por las observaciones de pigmentos.

VII. Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran que para todo El Golfo (en la región fuera de la plataforma) la Corriente de Yucatán y los remolinos que se desprenden de ésta generan una mayor variabilidad en las corrientes que la producida por la señal estacional asociada al viento. El esfuerzo del viento es el principal causante de la circulación media y el ciclo estacional en el oeste del golfo y la Bahía de Campeche.

El giro del oeste del Golfo de México es inducido tanto por los remolinos de la Corriente del Lazo como por el viento, sin embargo, la contribución del viento es mayor por un factor de 1.8.

Aunque la física y el modelo numérico son alineales, los resultados del modelo muestran que los efectos del viento y los remolinos en la circulación media son aproximadamente aditivos. La circulación media es similar en magnitud a la señal estacional y menor que los transitorios producidos por los remolinos de la Corriente del Lazo y otras características de mesoescala asociados a ellos. La zona de mayor variabilidad en El Golfo esta asociada a la trayectoria de los remolinos de la Corriente del Lazo. La zona de mayor variabilidad en la frecuencia estacional se traslapa con la trayectoria de los remolinos, aunque es más ancha y tiene mayor amplitud en el oeste del golfo.

La corriente occidental del golfo, que es parte del giro anticiclónico del oeste tiene una señal estacional en concordancia con el análisis de datos hecho por *Sturges* [1993]. La señal estacional en la Bahía de Campeche es bimodal, con transporte más intenso en el oeste de la bahía durante mayo-junio y noviembre-diciembre.

La advección horizontal de calor es importante para establecer la temperatura superficial en el noroeste del golfo durante el invierno debido al transporte de aguas con mayor temperatura de sur a norte. En otras épocas del año y regiones, la advección sólo induce cambios menores estando el cambio local de temperatura dominado por los

flujos superficiales de calor, y en menor medida por el entrainment. Se obtuvo una estimación de los flujos de calor superficiales mayor que en los estudios previos, esto se debe a que se utilizaron algoritmos distintos, bases de datos distintas y se incluyó información de la región de la Bahía de Campeche. Se encontró que la fórmula de *Reed* [1983], sugerida en trabajos recientes, sobreestima los flujos por radiación de onda corta en alrededor de un 20 % (unos $35 \text{ W m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Los resultados indican que para explicar las temperaturas superficiales de invierno el entrainment asociado con el esfuerzo del viento y el cambio de flotación por los flujos de calor es un proceso importante. A esto se llega en base al análisis de los flujos superficiales de calor y los estudios numéricos realizados. El ciclo anual de los pigmentos concuerda con esta propuesta.

Aún subsiste una importante incertidumbre en los flujos superficiales de calor por falta de mediciones en algunas regiones del golfo y de calibración de las fórmulas empíricas en esta región. En circunstancias similares se encuentran las estimaciones por satélite.

VIII. Literatura citada

Adem, J., V. M. Mendoza, E. E. Villanueva-Urrútia y M. A. Monreal-Gómez, On the simulation of the sea surface temperature in the Gulf of Mexico using a thermodynamic model. *Atmósfera*, **4**, 87-99, 1991.

Adem, E. E. Villanueva-Urrutia y J. V. M. Mendoza, A new method for estimating the seasonal cycle of the heat balance, with application to the Gulf of México. *Geofísica Internacional*, **32**, 21-34, 1993.

Adem, J., E. E. Villanueva-Urrútia y V. M. Mendoza, Preliminary experiments on the prediction of sea surface temperature anomalies in the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, **33**, 511-521, 1994. Anderson, D., An advective mixed-layer model with applications to the diurnal cycle of the low-level East African jet, *Tellus*, **36**, 278-291, 1984.

Anderson, D., An advective mixed-layer model with applications to the diurnal cycle of the low level East African jet, *Tellus*, **36**, 278-291, 1994.

Anderson, D. y J. McCreary Jr., Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 615-629, 1985.

Balmaseda, M. A. D. Anderson y M. Davey, ENSO prediction using a dynamical ocean model coupled to statistical atmospheres, *Tellus*, **46A**, 497-511, 1994.

Blumberg, A. F. y G. L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean model. En *Three-Dimensional Shelf Models, Coastal and Estuarine Sciences*, Vol. **5**. American Geophysical Union, editor N. Heaps, 1985.

Brooks, D. A., Current Hydrographic variability in the northwestern Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.* **89**, C5, 8022-8032, 1984.

Brooks, D. A. y R. V. Legeckis, A ship and satellite view of hydrographic features in the western Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.* **87**, 4195-4206, 1982.

Budyko, Climate and Life, International Geophysics Series, Vol. **18**, *Academic Press*, 508 pag., 1974.

Bunker, A. F., Computations of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1122-1140, 1976.

Colón, J. A. Seasonal variations in heat flux from the sea surface to the atmosphere over the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.* **68**, C5, 1421-1430, 1963. Darnell, W. L., W. F., Staylor, S.K. Gupta, N. A. Ritchey y A. C. Wilber, 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from ISCCP-C1 data. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15741-15760.

Cherniawsky, J. Y., C. W. Yueng, C. A. Lin y L. A. Mysak, Numerical experiments with a wind-and buoyancy-driven two-and-a-half-layer upper ocean model, *J. Geophys. Res.* **95**, 16,149-16,167, 1990.

Cherniawsky, J. Y. y G. Holloway, An upper ocean general circulation model of the north Pacific: preliminary experiments, *Atmosphere-ocean*, **29**, 737-784, 1991.

Darnell, W. L., W. F., Staylor, S.K. Gupta, N. A. Ritchey, and A. C. Wilber, Seasonal variation of surface radiation budget derived from ISCCP-C1 data. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15741-15760, 1992.

DeSoeke, R. y J. Richman, On wind-driven mixed layers with strong horizontal gradients - A theory with applications to coastal upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 364-377, 1984.

Dietrich, D. E., D. S. Ko y L. A. Yeske, On the application and evaluation of the relocatable diecast ocean circulation model in coastal and semi-enclosed seas, Technical Report 93-1 *Mississippi State University*. 71 pp., 1993.

Dietrich, D. E. y C. A. Lin., Numerical studies of eddy shedding in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.* **99**, C4, 7599-7615, 1994.

Elliot, B. A., Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.* **12**, 1292-1309, 1982.

Emery, W. J., The role of vertical motion in the heat budget of the upper Northeastern Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 299-305, 1976.

Etter, P. C., Heat and fresh water Budgets in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* **13**, 2058-2069, 1983.

Etter, P. C., P. J. Lamb y D. H. Portis, Heat and fresh water Budgets in the Caribbean Sea with Revised Estimates for the Central American Seas. *J. Phys. Oceanogr.* **17**, 1232-1248, 1987.

Fanning, A. F., R. J. Greatbatch, A. M. da Silva y S. Levitus, Model-calculated seasonal transport variations through the Florida Straits: A comparison using different wind-stress climatologies, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 30-45, 1994.

Forristal, G. Z., K. J. Shaudt y C. K. Cooper, Evolution and kinematics of a Loop Current eddy in the Gulf of Mexico during 1985, *J. Geophys. Res.*, **97**, C2, 2173-2184, 1992.

Gallegos, A., Descriptive Physical Oceanography of the Caribbean Sea. En Small Islands: Marine Science and Sustainable Development. Coastal and Estuarine Studies, Editados por G. A. Maul, Vol. 51, p 36-55. American Geophysical Union, 1996

Gallegos, A., I. Victoria, J. Zavala, A. Fernández e I. Peiné, Hidrología de los estrechos del Mar Caribe noroccidental, *Revista de Investigaciones Marinas*, 1997.

Geernaert, G. L., Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes, on, Surface waves and fluxes. Vol. I Current Theory, Chapter 4, edited by Geernaert, G. L. and W. J. Plant, *Kluwer Academic Publishers*, 1990.

Gill, A. E., Atmosphere-Ocean Dynamics, *International Geophysics Series*, Vol. 30, 1982.

Gutierrez de Velasco, G. y C. D. Winant, Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **101**, C8, 18,127-18,140, 1996.

Haney, R. L., Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241-248, 1971.

Hastenrath, S. L., Estimates of the latent and sensible heat flux for the Caribbean and the Gulf of Mexico. *Limnol. Oceanogr.*, **13**, 322-331, 1968.

Hastenrath, S. L. y P. Lamb, Heat Budget Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. *University of Wisconsin Press*. 104 p., 1978.

Hellerman, S. y M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104, 1983.

Holland, W. R., The role of mesoscale eddies in the general circulation of the ocean-numerical experiments using a wind driven quasi-geostrophic model, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 1093-1104, 1978.

Hulburt, H. E. y J. D. Thompson., A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1611-1651, 1980.

Katsaros, K. B., Parameterization schemes and models for estimating the surface radiation budget, on Surface waves and fluxes. Vol. II Remote Sensing, Chapter 18 edited by Geernaert, G. L. and W. J. Plant, *Kluwer Academic Publishers*, 1990.

Kirwan, A. D., Jr. W. J. Merrel, Jr, J. K. Lewis, R. E. Whitaker y R. Legeckis, A model for the analysis of drifter data with an application to a warm core ring in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **89**, C3, 3425-3438, 1984.

Lavoie, R. L., A mesoscale numerical model of lake-effect storms, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1025-1040, 1972.

Levitus, S., Climatological Atlas of the World Ocean. *NOAA Prof. Pap.*, 1982.

Leben, R. R., J. D. Thompson y C. A. Fox., Mean sea surface variability of the Gulf of Mexico using Geosat altimetry data, *J. Geophys. Res.*, **95**, C3, 3025-3032, 1990.

Marsh, J. G. y T. V. Martin., The Seasat altimeter mean sea surface model, *J. Geophys. Res.*, **87**, 3269-3280, 1982.

Marsh, J. G., R. E. Cheney, J. J. McCarthy y T. V. Martin, Regional mean sea surfaces based on GEOS-3 and SEASAT altimeter data, *Marine Geodesy.*, **8**, 385-402, 1984.

Maul, G. A. y A. Herman, Mean dynamic topography of the Gulf of Mexico with application to satellite altimetry. *Marine Geodesy.*, **9**, 27-44, 1985.

Maul, G. A. y F. M. Vukovich, The relationship between the variations in the Gulf of Mexico Loop Current and Straits of Florida volume transport, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 785-796, 1993.

McCreary, J. P., Jr. y P. Kundu, A numerical investigation of the Somali Current during the Southwest Monsoon, *J. Mar. Res.*, **46**, 25-58, 1988.

McCreary, J. P., Jr., H. Lee y D. Enfield, The response of the coastal ocean to strong offshore winds with application to circulations in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo, *J. Mar. Res.*, **47**, 81-109, 1989.

McCreary, J. P., Jr., Y. Fukamachi y P. Kundu, A numerical investigation of jets and eddies near an eastern ocean boundary, *J. Geophys. Res.*, **96**, 2515-2534, 1991.

McCreary, J. P., Jr. y Z. Yu., Equatorial dynamics in a $2\frac{1}{2}$ layer model, *Prog. Oceanogr.*, **29**, 61-132, 1992.

McCreary, J. P., Jr., P. Kundu y R. L. Molinari, A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean, *Prog. Oceanogr.*, **31**, 181-224, 1993.

McCreary, J. P., Jr. y P. Lu, Interaction between the Subtropical and Equatorial Ocean Circulations: The Subtropical Cell, *J. Phys. Oceanogr.*, **229**, 466-497, 1994.

Merrell, W. J. Jr. y J. M. Morrison, On the circulation of the western Gulf of Mexico with observations from April 1978, *J. Geophys. Res.*, **86**, C5, 4181-4185, 1981.

Mesinger, F. y A. Arakawa, Numerical methods used in atmospheric models, *GARP Publications. No. 17*, 1976.

Molinari, R. L., J. F. Festa y D. W. Behringer., The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 987-996, 1978.

Müller-Karger, F. E., J. Walsh, Evans, R. H. y Meyers, M. B., On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites. *J. Geophys. Res.*, **96**, 12,645-12,665, 1991.

Niiler, P. P. y E. B. Kraus, One dimensional model of the upper ocean. *Modelling and prediction of the upper layer of the ocean*, E. B. Kraus, Ed., Pergamon, 143-172, 1977.

Oey Lie-Yauw, Eddy -and wind-forced shelf circulation, *J. Geophys. Res.*, **100**, 8621-8637, 1995.

Padilla, A. R., D. A. Salas y M. A. Monreal, Evidence of a cyclonic eddy in the Bay of Campeche, *Ciencias Marinas*, **16**, N3, 1-14, 1990.

Reed, R. K., On Estimating Insolation Over the Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* **7**, 482-485, 1977.

Reed, R. K., Heat fluxes over the eastern tropical Pacific and aspects of the 1972 El Niño, *J. Geophys. Res.* **88**, 9627-9638, 1983.

Ripa, P., Conservation laws for primitive equations models with inhomogeneous layers, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **70**, 85-111, 1993.

Ripa, P., On improving a one-layer model with thermodynamics, *J. Fluid Mech.*, **303**, 169-201, 1995.

Schmitz W. J., Jr. y M.S. McCartney, On the North Atlantic circulation, *Rev. of Geophysics*, **31**, 29-49, 1993.

Sramek, S. y D. Johnson, Filtered Geosat Altimetry as a Tool for Global Bathymetric Chart Development, *Eos*, Vol. **77**, **28**, 265-269, 1996.

Schopf, P. S. y M. A. Cane, On equatorial dynamics, mixed layer physics y sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 917-935, 1983.

Sheinbaum, J., J. Zavala y J. Candela, Modelación numérica del Golfo de México y Mar Caribe, En contribuciones a la Oceanografía Física de México. Editada por Miguel Lavín, *en prensa*, 1977

Sturges, W., The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **98**, C10, 18,053,-1068, 1993.

Sturges, W. y J. P. Blaha. A western boundary current on the Gulf of Mexico, *Science*, **192**, 367-369, 1976.

Sturges, W., J. C. Evans, S. Wesch, S. y W. Holland., Separation of warm-core rings in the Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 250-268, 1993.

Tran, A. V., E. Smith, J. Hyon, R. Evans, O. Brown y G. Feldman, Satellite-derived multichannel sea surface temperature and phytoplankton pigment concentration data: a CD-ROM set containin monthly mean distribution for the global oceans, *NOAA*, 1992.

Vázquez, A. M., Bay of Campeche Cyclone, *Ph D Thesis*. Texas A&M University, 1993.

Vidal, V. M. V., F. V. Vidal y J. M. Pérez-Molero, Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **97**, C2, 2155-2172, 1992.

Vidal, V. M. V., F. V. Vidal, A. F. Hernández, A. Meza y J. M. Pérez-Molero, Baroclinic flows, transports, and kinematic properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **99**, C4, 7571-7597, 1994.

Vukovich, F. M., Loop Current boundary variations, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15585-15591, 1988.

Vukovich, F. M., An updated evaluation of the Loop Current's eddy-shedding frequency, *J. Geophys. Res.*, **100**, C5, 8655-8659, 1995.

Vukovich, F. M. y B. W. Crissman, Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **91**, C2, 2645-2660, 1986.

Walsh, J. J., Dieterle A. D., Meyers M. B. y Müller-Karger F. E., Nitrogen exchange at the continental margin: A numerical study of the Gulf of Mexico. *Prog. Oceanog.* **23**, pp 245-301, 1989.

Zavala, J., A. Parés-Sierra, J. Ochoa, J. Sheinbaum, A numerical study of the circulation and sea surface temperature of the Gulf of Mexico, en *Numerical simulations in the environmental and Earth sciences*, Second UNAM-Cray supercomputing conference, Cambridge University Press, *en prensa*, 1997a.

Zavala, J. Ochoa y A. Parés-Sierra. Variability and mean circulation in the western Gulf of México: A numerical study. *Manuscrito sometido a J. Geophys. Res.*, 1997b

Zavala, J., A. Parés-Sierra y J. Ochoa, Seasonal Variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of México, *Manuscrito sometido a Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1997c.

IX. Apéndices

IX.1. Apéndice 1 Estimación de los flujos superficiales de calor

Los cálculos de los flujos superficiales de calor se basaron en fórmulas empíricas y datos de radiación obtenidos por satélite. El flujo neto de calor a través de la superficie Q está dado por

$$Q = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h$$

en donde Q_s , Q_b , Q_e , y Q_h son el flujo de calor debido a la radiación de onda corta, radiación de onda larga, calor latente y calor sensible respectivamente

IX.1.1. Radiación de onda corta

La radiación de onda corta se estimó siguiendo la fórmula de *Reed* [1977]

$$Q_s = Q_c(1 - 0.62C + 0.0019\alpha)(1 - A) \quad (23)$$

en donde C es la fracción de cielo cubierto por nubes en décimas, α es la altitud del sol al medio día con relación a la horizontal (en grados), $A = 0.06$ es el albedo, α se calcula con la relación $\sin \alpha = \sin l \sin[l_o \sin(2\pi(t - 82)/365)] + \cos l \cos[l_o \sin(2\pi(t - 82)/365)]$, en donde l es la latitud, $l_o = 23.87$ y t es el día juliano [*Reed*, 1977]. La radiación en cielo despejado (Q_c), se calcula con la fórmula

$$Q_c = A_0 + A_1 \cos \phi + B_1 \sin \phi + A_2 \cos 2\phi + B_2 \sin 2\phi \quad (24)$$

propuesta por *Seckel y Beaudry* [1973], citada en *Reed* [1977]. En la ecuación (24) $\phi = (2\pi/365)(t - 21)$ es una función relacionada con el día del año. Los coeficientes de (24) se tomaron de *Reed* [1983].

IX.1.2. Radiación de onda larga

La radiación de onda larga se calculó como *Reed* [1977]:

$$Q_b = \sigma\epsilon(T_s + 274)^4(0.254 - 0.00495e_a)(1 - 0.8C)$$

En esta ecuación $\sigma = 5.7 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ es la constante de Stefan Boltzman, $\epsilon = 0.97$ es la emisividad de la superficie del mar, e_a es la presión de vapor de agua (en milibares) dada por

$$e_a = (H/100)e_w$$

en donde H es el porcentaje de humedad relativa y e_w es la presión de vapor de saturación calculada con

$$e_w = 0.98[1 + 10^{-6}P(4.5 + 0.0006T_s^2)]10\gamma \quad .$$

P es la presión atmosférica a nivel del mar en milibares y $\gamma = (0.7859 + 0.03477T_s)/(1 + 0.00412T_s)$, en donde T_s es la temperatura de la superficie del mar en grados centígrados.

IX.1.3. Flujo de calor latente

El flujo de calor latente se calcula con la relación

$$Q_e = \rho_a C_E w L (q_s - q_a) \quad .$$

En esta relación ρ_a es la densidad del aire, C_E es el coeficiente turbulento, L es el calor latente de vaporización, w es la rapidez del viento, q_s es la humedad específica de saturación y q_a es la humedad específica a nivel de anemómetro en donde

$$q_s = (0.62197e_w)/(P - 0.378e_w)$$

y

$$q_a = (0.62197e_a)/(P - 0.378e_a) \quad .$$

El calor latente se calculó siguiendo a *Gill* [1982] con $L = 2.5008 \times 10^6 - (2.3 \times 10^3)T_s$,
 $\rho_a = 1.25 \text{ Kg m}^{-3}$.

En los cálculos se uso un coeficiente constante $C_E = 1.4 \times 10^{-3}$.

IX.1.4. Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible se calculó con la fórmula

$$Q_h = \rho_a C_p C_H w (T_s - T_a) \quad , \quad (25)$$

con C_H el coeficiente de calor sensible, C_p es el calor específico del aire, T_s es la temperatura en la superficie del mar y T_a la temperatura del aire a nivel de plataforma de barco. Se utilizó un coeficiente constante $C_H = 1.4 \times 10^{-3}$

IX.2. Apéndice 2. Linealización de las fórmulas empíricas

La idea desarrollada por *Haney* [1971] para simplificar el algoritmo utilizado para calcular los flujos superficiales de calor con propósitos de modelación numérica se deriva de una expansión en series de Taylor de las fórmulas empíricas con respecto a la temperatura del mar y evaluándolas a la temperatura del aire. Con esta idea Q_b y Q_e pueden estimarse como

$$Q_b = Q_b|_{T_a} + \left(\frac{\partial Q_b}{\partial T_s} \right)_{T_a} (T_s - T_a) \quad ,$$

y

$$Q_e = Q_e|_{T_a} + \left(\frac{\partial Q_e}{\partial T_s} \right)_{T_a} (T_s - T_a) \quad .$$

Definiendo

$$Q_1 = Q_s - Q_b|_{T_a} - Q_e|_{T_a}$$

y

$$q^* = q_h + \left(\frac{\partial Q_b}{\partial T_s} \right)_{T_a} + \left(\frac{\partial Q_e}{\partial T_s} \right)_{T_a} \quad ,$$

donde $q_h = \rho_a C_p w C_H$, y ρ_a , C_p , w y C_H tienen el mismo significado que en la ecuación (25).

Q se puede aproximar con

$$Q^* = Q_1 + q^*(T_a - T_s) \quad .$$

Definiendo $T_a^* = T_a + Q_1/q^*$, la ecuación previa se simplifica reduciéndose a

$$Q = q^*(T_a^* - T_s) \quad .$$

Esta ecuación es la que es útil para la modelación numérica. T_a^* y q^* son funciones de tiempo y espacio derivadas de los datos observados o modelados (los de COADS en este caso) y T_s es la temperatura de la capa superior del modelo. En este caso se evaluaron las derivadas en la serie de Taylor utilizando los valores climatológicos de la temperatura superficial del mar en lugar de la temperatura del aire.

IX.3. Apéndice 3. Comparación de algoritmos y fuentes de datos en el cálculo de los flujos de calor

A continuación se enumeran algunos autores que han reportado estimaciones de cada uno de los flujos superficiales de calor y el método que siguieron³.

IX.3.1. Estimaciones de Q_c

Para calcular Q_s usualmente se calcula primero la radiación de cielo abierto y con ese dato se estima la radiación neta de onda corta incluyendo el efecto de las nubes. La radiación de cielo abierto (Q_c) se ha calculado como:

Colón [1968] usó las tablas de Smithson [de *List*, 1951],

Hastenrath [1968] tomó el dato de mapas de *Bernhard y Phillips* [1958], *Etter* [1983] y *Etter et al.*, [1987] usaron una combinación de resultados de *Bunker* [1976]

³Las referencias seguidas por otros autores en el cálculo de los flujos de calor se tomaron de los artículos correspondientes y no se incluyen en la lista de bibliografía, excepto aquellas que también se citan en los capítulos anteriores.

y *Hastenrath y Lamb* [1978]. Bunker basó sus cálculos en *Budyko* [1963] y *Hastenrath y Lamb* [1978] en los mapas de *Bernhard y Phillips* [1958], *Adem* [1993] usó datos de *Budyko* [1955]. En este trabajo se usa la fórmula de Seckel y Beaudry: $Q_c = A_0 + A_1 \cos \phi + B_1 \sin \phi + A_2 \cos 2\phi + B_2 \sin 2\phi$, tomada de *Reed* [1977] (ver *Reed* [1983] para los valores de los coeficientes).

IX.3.2. Estimaciones de Q_s

Colón [1968] toma los datos de las tablas de Smithson [de *List*, 1951].

Hastenrath [1968] toma los datos de los mapas de *Bernhard y Phillips* [1958], el usa $A = 6\%$. *Etter* [1983], y *Etter et al.*, [1987] usan una combinación de resultados de *Bunker* [1976] calculados con la fórmula de *Budyko* [1976] y *Hastenrath y Lamb* [1978] basados en los mapas de *Bernhard y Phillips* [1958].

Adem et al., [1993] usa la fórmula dada por *Budyko* [1974], $\alpha_1 I = (Q + q)_0(1 - (a + bC)C)(1 - A)$, donde $(Q + q)_0$ es la radiación total recibida por la superficie con cielo despejado con $a = 0.35$, $b = 0.38$, (parámetros recomendados por *Budyko* para 25°N), C es la cobertura de nubes en décimas y $A = 6\%$ es el albedo de la superficie del mar. Para la estimación de la radiación de cielo despejado usaron datos de *Budyko* [1955]. En este trabajo se siguió la fórmula de *Reed* [1977] $Q_s = Q_c(1 - 0.62C + 0.0019\alpha)(1 - A)$.

IX.3.3. Cálculo de Q_b

Colón [1963] usó la gráfica de *Sverdrup* [1942] (válida para cielo despejado). Los resultados son modificados por la influencia de la nubosidad con $Q_b = Q_{b0}(1 - 0.83C)$, donde Q_{b0} es la radiación de onda larga para cielo despejado, C es la fracción de cielo cubierto por nubes.

Hastenrath [1968] usó la ecuación $Q_b = Q_{b0}(1 - 0.60C)$, y siguió a *Kuhn* [1962] para el cálculo de Q_{b0} .

Etter [1983] y *Etter et al.*, [1987] utilizaron los resultados de *Hastenrath y Lamb* [1978].

Adem et al., [1993] usaron la ecuación $Q_b = -\delta\sigma T_a^4[0.254 - 0.0066Ue_s(T_a)](1 - AC) - 4\delta\sigma T_a^3(T - T_a)$; de *Budyko* [1974] en donde $\delta = 0.96$ es la emisividad de la superficie del mar, A es el coeficiente de la fracción de cielo cubierto de nubes ($= 0.65$ en sus cálculos), U es la humedad relativa y e_s la presión de saturación de vapor.

En este trabajo se siguió la fórmula de *Reed* [1983] $Q_b = \sigma\epsilon(T_s + 274)^4(0.254 - 0.00495e_a)(1 - 0.8C)$.

IX.3.4. Cálculo de Q_e , Q_t , y valores asignados a C_E y C_H

Todos los trabajos que han estudiado el Golfo de México han utilizado las mismas fórmulas: $Q_e = \rho_a C_E w L (q_s - q_a)$ y $Q_t = \rho_a C_p C_H w (T_s - T_a)$, o un conjunto equivalente con diferente sistema de unidades [*Adem et al.*, 1993], pero con distintos valores para los coeficientes turbulentos.

Colón [1963] usó $C_E = C_H = 1.4 \times 10^{-3}$ de *Riehl et al.*, [1951].

Hastenrath [1968] igual que *Colón* [1963].

Etter [1983] y *Etter et al.*, [1987] calcularon Q_e como un promedio de los resultados de *Budyko* [1976] que utilizó $C_E = C_H = 2.1 \times 10^{-3}$ y *Bunker* [1976] que usó coeficientes variables en función de la rapidez del viento y de la diferencia de temperatura entre el aire y la superficie del mar (C_E y C_H pueden tener valores entre 0.071×10^{-3} y 2.52×10^{-3}).

Adem et al., [1993, 1994] usaron una fórmula equivalente de *Clap et al.*, [1975], con un valor correspondiente $C_E = C_H = 1.6 \times 10^{-3}$.

En este trabajo $C_E = C_H = 1.4 \times 10^{-3}$. Este valor es ligeramente más alto que el sugerido en artículos recientes [*Geernaerth*, 1990].