



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

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DEL GIRO CICLÓNICO DE LA BAHÍA DE CAMPECHE

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS
(ESPECIALIDAD EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA)

PRESENTA:
M. EN C. MIGUEL ÁNGEL DÍAZ FLORES

TUTOR PRINCIPAL:
DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:
DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM
DR. RODOLFO SILVA CASARÍN
INSTITUTO DE CIENCIAS DE INGENIERÍA, UNAM
DR. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM
DR. CARLOS MORTERA GUTIERREZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

ASESOR EXTERNO:
DR. JOSÉ LUIS PELLEGRÍ LLOPARD
INSTITUT DE CIÈNCIES DEL MAR, CSIC, BARCELONA, SPAIN

MÉXICO, CD. MX., JUNIO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DEL GIRO CICLÓNICO DE LA BAHÍA DE CAMPECHE

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS
(ESPECIALIDAD EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA)

PRESENTA:
M. EN C. MIGUEL ÁNGEL DÍAZ FLORES

TUTOR PRINCIPAL:

DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

DR. RODOLFO SILVA CASARÍN
INSTITUTO DE CIENCIAS DE INGENIERÍA, UNAM

DR. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM

DR. CARLOS MORTERA GUTIERREZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

ASESOR EXTERNO:

DR. JOSÉ LUIS PELLEGRÍ LLOPARD
INSTITUT DE CIÈNCIES DEL MAR, CSIC, BARCELONA, SPAIN
MÉXICO, CD. MX., JUNIO 2018

DEDICATORIA

A mi esposa Carmen y a mis hijos Alonso y Rodrigo

A mis padres: Jovita[†] y Roberto

A mis hermanos: Manuel, Roberto, Victor Hugo, Marco Antonio, Julio César, Jovita, Perla

Xochitl y María Concepción

A mi familia y amigos

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. David Alberto Salas de León, por el apoyo incondicional en la realización y dirección de este trabajo.

A la Dra. Adela Monreal Gómez por su gran disposición y ayuda brindada para el desarrollo y consecución del presente trabajo.

A los miembros del comité tutorial, por el enriquecimiento del presente trabajo con sus aportes y correcciones.

Al Dr. José Luís Pelegrí Llopard y al Dr Alfredo L. Aretxabaleta, por su apoyo y gran ayuda en mi estancia en el CSIC en Barcelona, y al Dr. Marco Talone por su apoyo en el procesamiento de datos de altimetría.

A los miembros del SMOS por su calidez y muestra de amistad durante mi estancia en el CSIC.

Al Dr. Jaime H. Urrutia Fucugauchi y a la Dra. Ligia L. Pérez Cruz, por el gran apoyo y la confianza que siempre me han brindado

Al CONACYT por la beca proporcionada para realizar mis estudios.

Al personal del Posgrado de Ciencias del Mar.

Al personal de Cómputo de Ciencias del Mar, Ignacio Palomar y a Rocío Tafoya.

Al personal del B/O Justo Sierra.

A mis compañeros de laboratorio por la buena convivencia prestada.

A mi familia por estar allí siempre con su apoyo.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPITULO 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
CAPITULO 2. INTRODUCCIÓN	5
CAPITULO 3. MÉTODOS Y MATERIALES	15
3.1 Análisis de datos	17
3.2 Análisis de escalamiento de las ecuaciones de movimiento	18
3.3 Simulación numérica	20
CAPITULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	25
4.1 Campo de velocidades medido	25
4.2 Circulación obtenida mediante altimetría	30
4.3 Trayectoria de boyas	43
4.4 Resultados numéricos	44
4.5 Análisis espectral	68
CAPITULO 5. CONCLUSIONES	73
REFERENCIAS	76

Resumen

Con la finalidad de identificar el origen y la formación del giro ciclónico de la Bahía de Campeche se analizaron datos de corrientes, temperatura y salinidad registrados en campañas oceanográficas, información de altimetría y temperatura obtenida con sensores remotos en satélites y resultados de modelos numéricos aplicados a todo el Golfo de México. Se midieron las corrientes a diferentes profundidades, en celdas de 16 m de espesor con un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler. Mediante imágenes de altimetría de AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) de agosto del 2001 a diciembre del 2007, se realizaron promedios mensuales de la altimetría. Se analizaron los resultados de la simulación de la dinámica en la Bahía de Campeche obtenidos con el modelo numérico tridimensional Ocean PArallelise (OPA). Posteriormente se llevó a cabo el análisis de temperatura, salinidad y componentes de velocidad, de resultados de una simulación hecha mediante el modelo numérico Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). En el paralelo 21.5° N se realizó un análisis espectral mediante Transformada Rápida de Fourier (FFT) a las series de tiempo de salinidad, temperatura y componentes de velocidad simuladas con el HYCOM y a los datos de altimetría de imágenes satelitales en siete localidades cuatro de ellos en la Bahía de Campeche y tres en el Canal de Yucatán. De los resultados obtenidos se puede ver que la formación de los giros ciclónicos de la Bahía de Campeche depende principalmente de la interacción de de la corriente y giros anticiclónicos externos con el contorno del talud de Yucatán, con el Cañón de Campeche y con el talud de la cuenca de la Bahía de Campeche. Las diferentes características observadas en los giros ciclónicos (profundidades de aparición, diferencias en diámetros, dirección de desplazamiento, velocidades de rotación y traslación, tiempo de duración, energía que transportan, volumen de masa y cantidad de energía que transfieren) dependen de las condiciones prevalecientes en el entorno de su formación, tanto climáticas como batimétricas, y su evolución viene condicionada por el requisito de conservación de vorticidad potencial. Del análisis de los datos de altimetría se observó que la trayectoria de casi todos los giros ciclónicos está asociada a giros anticiclónicos de mayor tamaño, además de que su condicionamiento por el contorno de la batimetría es perceptible al analizar la excentricidad de los giros ya que los ejes mayores son casi paralelos a las isóbatas del talud. Por lo tanto, con esto se observó que el forzamiento de la circulación y la fricción con su entorno da como resultado la formación de giros ciclónicos tanto en la Bahía de Campeche como en el resto del golfo. Además, con la altimetría se observa que no solo los giros ciclónicos, sino que también los grandes giros anticiclónicos están condicionados en su dinámica, formación y características principales por los gradientes horizontales de batimetría.

ABSTRACT

In order to identify the origin and formation of the cyclonic gyre in the Bay of Campeche, several data sets of currents, temperature and salinity recorded in oceanographic cruisers, as well as altimeter and temperature information obtained from satellite remote sensing and numerical models, have been used to analyze the Gulf of Mexico eddies. Currents were measured at different depths in 16-m thick cells with an Acoustic Doppler Current Profiler. Monthly averages altimetry images of AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) from August 2001 to December 2007 have been used. The results of the simulation of the dynamics in the Bay of Campeche were obtained with the three-dimensional Parallelize Ocean (OPA) numerical model. The analysis of temperature, salinity and velocity components has been done using the results of a simulation made with the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). A Fast Fourier Transform (FFT) spectral analysis has been carried out to the time series of salinity, temperature and velocity components simulated with HYCOM, as well as to the satellite altimetry data, for seven locations in the Bay of Campeche boundary and for three locations in the Yucatan Channel, along the 21.5° N parallel. From the results the formation of the cyclonic eddies in the Bay of Campeche depends mainly on the interaction of the outer anticyclonic eddies and/or the Loop Current with the slope of the Yucatán shelf, the Campeche Canyon, and the shelf of the Bay of Campeche basin. The different features observed in the cyclonic eddies (depths of occurrence, differences in diameter, direction of travel, speed of rotation and translation, duration, energy transport, mass volume and amount of transferred energy) depend on the prevailing meteorological and bathymetric conditions near its formation area, and their evolution follows requirements of potential vorticity conservation. The altimetry data analysis shows that, besides the smaller cyclonic eddies, the generation, dynamics and principal characteristics of the larger anticyclonic eddies are also conditioned by the horizontal bathymetric gradients."

CAPITULO 1

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La dinámica de la Bahía de Campeche se encuentra dominada por un giro ciclónico de mesoescala (Monreal Gómez y Salas de León, 1990,). Su existencia fue revelada a partir de datos hidrográficos (Vazquez de la Cerda, 1975) y, recientemente, a partir de información generada por perfiladores acústicos de corriente (ADCP) (Díaz Flores, 2004). Su generación se considera que está asociada a la Corriente de Lazo y al gran giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo (Monreal Gómez y Salas de León, 1990, Savala Sanzón *et al.*, 2017), este giro frío o ciclónico al sur del Golfo de México, se encuentra principalmente en la Bahía de Campeche.

Los giros ciclónicos son más pequeños que el gran anticiclón del oeste del golfo; pues alcanzan diámetros máximos de aproximadamente 200 km. No obstante que las corrientes en los giros ciclónicos presentan velocidades más elevadas que en los anticiclónicos, éstos contienen menos energía (Salas de León *et al.*, 2004). La presencia de los giros ciclónicos en la periferia de la Corriente de Lazo se asocia al desprendimiento del gran giro anticiclónico (Vukovich y Maul, 1985), pues antes de desprenderse el giro anticiclónico, se forman giros ciclónicos en la zona entre el Banco de Campeche y la plataforma oeste de Florida. Sin embargo, no siempre los giros ciclónicos están asociados al desprendimiento del giro anticiclónico, en ciertos casos se atribuye su existencia al movimiento del agua en la surgencia de Yucatán (Cochrane, 1963). También se ha mencionado que los giros ciclónicos pueden ser producidos por los anticiclónicos, cuando estos últimos encuentran la costa oeste (Smith, 1986; Hurlburt y Thompson, 1980), formándose principalmente en la periferia del gran giro anticiclónico, como la tríada reportada por Vidal *et al.* (1994). Si la generación del giro ciclónico en la Bahía de Campeche depende del gran giro anticiclónico del Golfo de México,

que a su vez depende de la penetración de la corriente de lazo en el Golfo de México y éste de las variaciones en el transporte del flujo del Canal de Yucatán; así como, de la dinámica del viento y las mareas, entonces su duración es de meses destruyéndose al encontrar las costas de Veracruz o Tamaulipas. El volumen de masa de los giros ciclónicos es aproximadamente un tercio del volumen de masa que transporta el giro anticiclónico. Esta interacción del giro con el fondo condiciona las características hidrográficas e hidrodinámicas de la Bahía de Campeche (Salas de León *et al.*, 1998); así como, sus características principales: tamaño, profundidad en la que se generan, velocidades y tiempo de vida del giro. Por lo anterior es de gran importancia entender el origen y funcionamiento del giro ciclónico de la Bahía de Campeche.

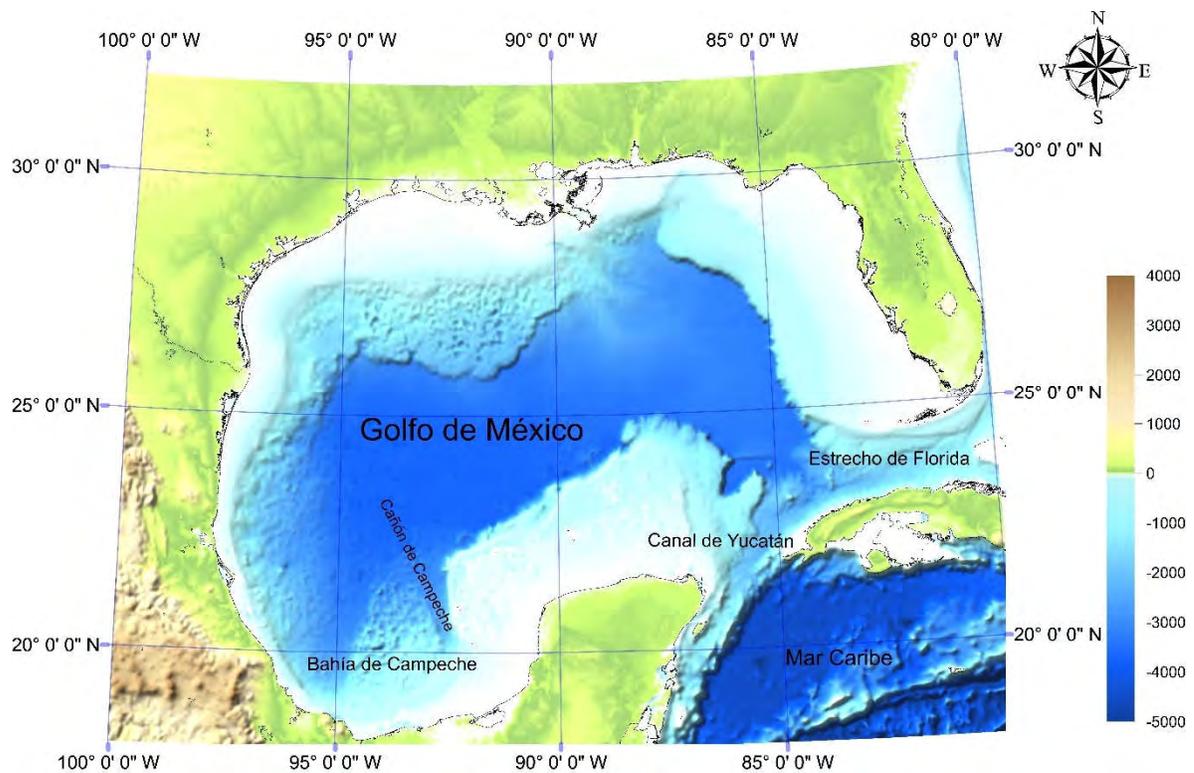


Fig. 1.1. Localización de la zona de estudio

CAPITULO 2

INTRODUCCIÓN

El sistema de corrientes del Golfo de México se origina en el Mar Caribe. El agua con un alto contenido de sal y calor que entra a través del Canal de Yucatán genera una corriente en forma de Lazo con dirección anticiclónica, parte de dicha agua sale por el estrecho de Florida. La Corriente de Lazo, que es una porción del sistema de la Corriente del Golfo ("Gulf Stream"), tiene sus orígenes en el Canal de Yucatán y une la Corriente de Yucatán a la Corriente de Florida en la parte este del golfo. El gran giro anticiclónico del oeste del golfo se forma y se desprende de la Corriente de Lazo, desplazándose después hacia la frontera oeste (Oey, 1996; Villanueva *et al.*, 2002; Gopalakrishnan *et al.*, 2013). La circulación de gran escala en el Golfo de México (Fig. 1.2) está dominada por dos características semi-permanentes, la intensa Corriente de Lazo y un gran giro anticiclónico, los cuales se sitúan en la parte oriental y occidental del golfo, respectivamente (Behringer *et al.*, 1977). La circulación en la zona profunda al este del Golfo de México también está dominada por la Corriente de Lazo (Vukovich *et al.*, 1979; Hurlburt y Thompson, 1980; Sturges y Evans, 1983).

El principal mecanismo de forzamiento de la circulación en el Golfo de México es el transporte asociado al flujo que entra a través del Canal de Yucatán y que sale por el Estrecho de Florida (Sturges y Bozec, 2013); por lo tanto, la dinámica del golfo es condicionada tanto por el viento, como por el transporte de masa que entra y sale del golfo por las fronteras abiertas.

Las características más importantes en la circulación del golfo son: la Corriente de Lazo, que se presenta en la porción este del golfo y en las vecindades de las fronteras abiertas; el gran giro anticiclónico, que se desprende de la Corriente de Lazo y que se traslada hacia el oeste de golfo; la circulación ciclónica sobre todo en las plataformas de Florida y de Texas Luisiana y en la

Bahía de Campeche, una intensa corriente de frontera oeste, paralela a la costa oeste del golfo; los frentes geostróficos, que se encuentran, principalmente en las vecindades de la Corriente de Lazo, lugar donde se presentan las condiciones óptimas para su formación, las oscilaciones de la Corriente de Lazo y finalmente, los frentes costeros inducidos por la descarga de los ríos (Salas de León y Monreal Gómez, 1986; Salas de León *et al.*, 1998).

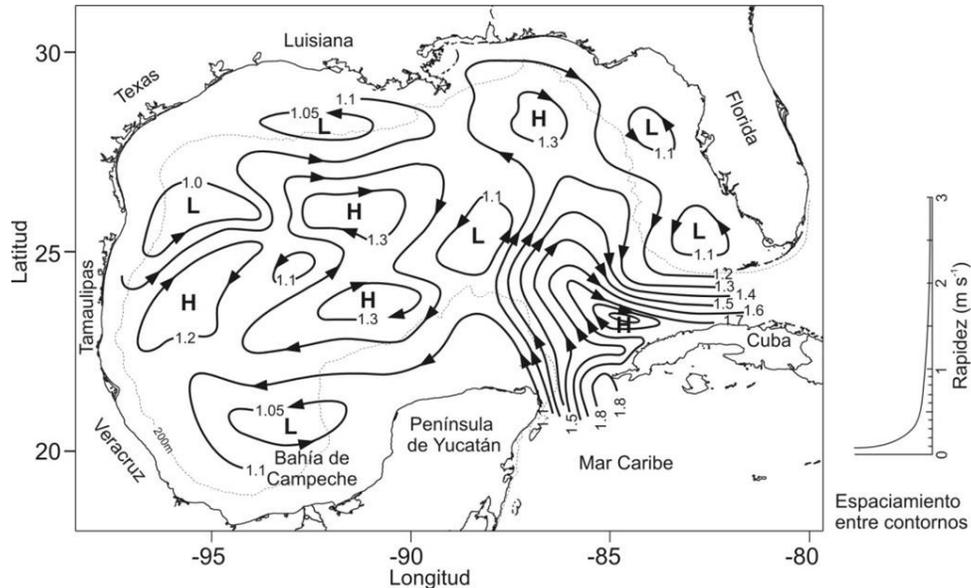


Fig. 1.2. Circulación inferida de la topografía dinámica (m din) de la superficie del mar relativa a 1000 db (Tomado de Monreal Gómez *et al.*, 2004).

La estimación del transporte de masa a través del Canal de Yucatán es de aproximadamente 30 Sv para la capa comprendida entre la superficie libre y los 1,000 m (Nowlin, 1972). Schott *et al.* (1988) encuentran en el estrecho de Florida, un transporte que varía de 20 a 40 Sv con un promedio de 30.5 Sv. Estos resultados son similares a los obtenidos anteriormente por Schmitz y Richardson (1968), quienes encuentran 32 Sv al analizar el volumen de agua transportada por la corriente de Florida. Estudios recientes muestran un transporte promedio de 25 Sv, los cuales se reparten en 33 Sv hacia el golfo y 8 Sv hacia fuera (Ochoa *et al.*, 2001). El transporte neto que entra al Golfo de México a través del Canal de Yucatán obtenido de mediciones de corrientes se ha reportado de 23.8 ± 1 Sv

(Sheinbaum *et al.*, 2002) y de 23.06 Sv (Candela *et al.*, 2003).

Se sabe que existe alta variabilidad en la Corriente de Lazo y que depende de parámetros tanto internos como externos. Dentro de los primeros se pueden mencionar el efecto- β , la estratificación y las inestabilidades barotrópica y baroclínica. Los parámetros externos son el transporte de masa, el ángulo de incidencia y la forma del perfil del flujo a través de las fronteras abiertas, la topografía del fondo y de la costa también juegan un papel importante en la variación de la trayectoria de dicha corriente (Oey, 1996; Villanueva *et al.*, 2002). Sugimoto e Ichiye (1988) sugieren que la variación estacional y anual de la Corriente de Lazo, depende de la diferencia del nivel medio del mar entre Key-West y Miami; sin embargo, la respuesta de dicha corriente a cambios en estos parámetros no ha sido totalmente entendida. La trayectoria de la Corriente de Lazo presenta una alta variabilidad, tanto estacional (Sugimoto e Ichiye, 1988) como anual (Molinari *et al.*, 1977). Su penetración hacia el norte varía por cientos de kilómetros, con un período cuasi-anual. Se ha encontrado que en primavera y verano la Corriente de Lazo penetra más hacia el norte, mientras que en otoño se repliega hacia Cuba formando un giro anticiclónico de aproximadamente 300 km de diámetro (Leipper, 1970; Maul, 1977; Behringer *et al.*, 1977). Sin embargo, el tiempo que tarda en formarse este giro no siempre es de un año.

En el oeste del Golfo de México, se han reportado pares de giros ciclón-anticiclón (Merrell y Morrison, 1981) y recientemente se han observado triadas ciclón-anticiclón-ciclón (Vidal *et al.*, 1994). En el Golfo de México la observación de la circulación y sus características es un tema de gran importancia y actualidad, ya que esta cuenca presenta condiciones óptimas para su modelación y observación, permitiendo la calibración de modelos complejos y de algoritmos para la observación desde satélite de las condiciones del océano, los cuales una vez probados y calibrados, son aplicados a otras regiones del mundo. Por otro lado, en el oeste del golfo existe una porción de agua con temperaturas y salinidades relativamente altas. Esta agua presenta las mismas características de la masa de Agua Subtropical Subsuperficial (ASS), en inglés

"Subtropical Underwater" (SUW) (Behringer *et al.*, 1977; Merrell y Morrison, 1981; Elliott, 1982), que entra a través del Canal de Yucatán.

Dado que, en general, los movimientos verticales son muy débiles en la totalidad del golfo ($7 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, Salas de León *et al.*, 2005), se puede observar una estratificación vertical bien definida (Ichiye, 1962). En los perfiles verticales de salinidad, temperatura, σ_t (densidad) y concentración de oxígeno disuelto, se presenta una fuerte discontinuidad a aproximadamente 200 m de profundidad, en la zona del giro anticiclónico, misma que se manifiesta con el máximo vertical de la frecuencia de Brunt-Väisälä (Harris, 1972 y Elliott, 1982). Siguiendo estos resultados y debido a que la frecuencia de Brunt-Väisälä está ligada a la estratificación, se puede considerar la presencia de la pycnoclina a dicha profundidad.

El giro anticiclónico después de desprenderse de la Corriente de Lazo se desplaza hacia el oeste presentando durante el invierno una mezcla convectiva, que transforma el agua del núcleo de los giros anticiclónicos en Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (ASSGM) (Elliott, 1982). Es decir, el paso de los "nortes" en invierno causa una intensa mezcla vertical y como consecuencia el espesor de la capa de mezcla aumenta hasta 175 m, cuando normalmente en verano es de aproximadamente 75 m (Monreal Gómez *et al.*, 1990). El paso de los frentes fríos trae como consecuencia mezcla convectiva, que produce disminución en la salinidad y pérdida de calor sensible y latente en las capas superiores del giro.

El proceso de mezcla constituye también uno de los mecanismos de formación del Agua Común del Golfo (ACG) en inglés "Gulf Common Water" (GCW), ya que los movimientos convectivos afectan la máxima estabilidad estática, asociada con la parte superior de la termoclina principal (Elliott, 1982). Sin embargo, esta mezcla sólo afecta la capa superior. El mecanismo más importante en la formación del ACG es la colisión que sufre el giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental en el oeste del Golfo de México (Vidal *et al.*, 1992). Al producirse la interacción del giro con la plataforma, se origina una zona de divergencia y convergencia horizontal (con áreas del orden

de 104 km²), en la cual el ASS se diluye con agua de menor salinidad ($S < 36.3$) que se encuentra en la parte superior de la termoclina principal; formando así, el Agua Común del Golfo (ACG) adquiriendo su salinidad y temperatura características, las cuales son de alrededor de 36.40 y 22.5° C.

La intrusión de ACG sobre la plataforma continental, al este de la Laguna de Tamiahua, provoca el intercambio entre aguas de la plataforma continental del oeste y agua de la costa. Mediante este intercambio el ACG es diluída por agua de menor salinidad, ya que el agua costera se encuentra influenciada por la descarga de los ríos (Vidal *et al.*, 1992).

Si bien es cierto que la circulación del Golfo de México está dominada por la Corriente de Lazo que se genera en las fronteras abiertas y por el gran giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo, no se puede negar la existencia de giros fríos o ciclónicos sobre la plataforma continental de Texas-Luisiana (Cochrane y Kelly, 1986; Hamilton, 1992), en la plataforma oeste de Florida y en la Bahía de Campeche (Vazquez de la Cerda, 1975; Monreal Gómez y Salas de León, 1990). Estos giros son menos energetizados y de duración menor; así como, más pequeños que el gran giro anticiclónico, pero no por ello son menos importantes.

La Bahía de Campeche, situada en la región sur del Golfo de México, presenta una circulación ciclónica durante el otoño, con un transporte de $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Molinari *et al.*, 1978). Los datos sinópticos y los mapas de topografía de altura dinámica han puesto en evidencia el carácter ciclónico de la circulación en esta bahía durante el mes de agosto (Nowlin, 1972). Diversos mecanismos han sido propuestos para explicar la formación de este giro ciclónico. Algunos autores lo atribuyen a una consecuencia de la formación del gran giro anticiclónico. Cochran (1963) considera que es la interacción del agua de la surgencia con el Banco de Campeche lo que forma el giro ya que esta corriente debe de conservar su momento angular. Monreal Gómez (1986) encuentra la formación del giro mediante un modelo numérico de gravedad reducida, lo cual indica que la surgencia de Yucatán no es el único mecanismo de formación. Otros autores consideran que el giro ciclónico es el resultado de la formación del gran giro

anticiclónico y de la geometría de la costa (Monreal Gómez y Salas de León, 1990; Velasco Mendoza, 1994).

Uno de los giros ciclónicos, el de mayor tamaño en promedio (~ 100 km), es el de la Bahía de Campeche, este giro ha sido estudiado por diferentes autores (Cochrane 1963, Nowlin 1972, Molinari et al. 1978, Hurlburt & Thompson 1980, Monreal-Gómez 1986, Monreal-Gómez & Salas-deLeón 1990, Velasco-Mendoza 1994, Díaz-Flores 2004, Pérez-Brunius et al. 2013)

Los giros ciclónicos son más pequeños que el anticiclónico del oeste del golfo pues alcanzan diámetros máximos de aproximadamente 150 km. No obstante que las corrientes en los giros ciclónicos presentan velocidades más elevadas que en los anticiclónicos, éstos contienen menos energía. La presencia de los giros ciclónicos en la periferia de la Corriente de Lazo está asociada con el desprendimiento del gran giro anticiclónico (Vukovich y Maul, 1985), pues antes de desprenderse el giro anticiclónico, se forman giros ciclónicos en la zona entre el Banco de Campeche y la plataforma oeste de Florida. Sin embargo, no siempre los giros ciclónicos están asociados al desprendimiento del giro anticiclónico, pues otras veces se atribuye su existencia al movimiento del agua en la surgencia de Yucatán (Cochrane, 1963). También se ha mencionado que los giros ciclónicos pueden ser producidos por los anticiclónicos, cuando estos últimos encuentran la costa oeste (Smith, 1986; Hurlburt y Thompson, 1980), formándose principalmente en la periferia del gran giro anticiclónico, como los tres giros reportados por Vidal *et al.* (1994).

Los giros ciclónicos se presentan generalmente en la periferia de la Corriente de Lazo, sobre la plataforma de Texas-Luisiana, en la plataforma oeste de Florida y en la Bahía de Campeche. Sus características son tales, que el surgimiento de la termoclina en el centro del giro es el responsable de que se tengan bajas temperaturas superficiales, por lo que se les conoce como giros fríos. Los giros anticiclónicos son cálidos, porque contrariamente a los ciclónicos, existe un hundimiento de la termoclina, lo que aporta aguas cálidas al centro del mismo. Los giros anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo y

se trasladan hacia el oeste, juegan un papel sumamente importante en el transporte de salinidad y calor hacia el interior del golfo.

Los conjuntos de tres giros, dos ciclónicos y un anticiclónico, son atribuidos a la colisión del anticiclón con el talud continental (Vidal *et al.*, 1994). El efecto resultante de la interacción entre estos tres giros es el surgimiento de masa de agua en los ciclónicos y el hundimiento de masa de agua en el anticiclón dicho mecanismo controla la advección vertical y la transferencia de energía cinética de las capas superiores a las capas inferiores. La velocidad tangencial que alcanzan los giros es de 30 cm s^{-1} para el anticiclón y de 58 a 60 cm s^{-1} para los ciclónicos al norte y al sur, respectivamente.

A pesar de que la diferencia de temperatura entre las aguas del Golfo de México y las aguas de la Corriente de Lazo es pequeña (Ichiye, 1962), los giros ciclónicos y anticiclónicos juegan un papel muy importante en la formación de los frentes geostroficados en la bahía. Las imágenes obtenidas con el sensor de los satélites en el intervalo de las frecuencias del visible, en inglés “Coastal Zone Color Scanner” (CZCS), han sido un medio muy importante en la detección de frentes geostroficados como los que se presentan en la plataforma continental al oeste de Florida y en general, en la frontera entre un giro ciclónico y un anticiclónico, este último salino y asociado con la Corriente de Lazo. De lo anterior, analizando la anomalía de la picnoclina y las fronteras entre giros fríos y cálidos es posible detectar las zonas frontales de la bahía. Los frentes asociados al surgimiento de aguas frías y los giros ciclónicos, con alto contenido de fitoplancton y los asociados a la Corriente de Lazo, cálida y de baja concentración de fitoplancton, fueron observados y reportados por Yentsch (1984) en la costa oeste de Florida. Considerando que las concentraciones de fitoplancton reflejan el campo térmico o el campo de densidad, es posible explicar la influencia de los giros en la distribución espacial de organismos y por lo tanto, de manera inversa usar esta técnica para apoyar los resultados obtenidos desde los buques para detectar zonas de frentes y giros ciclónicos.

Vázquez de la Cerda (1975; 1993) describe la circulación ciclónica en la Bahía de Campeche como semipermanente y la atribuye al rotacional del

esfuerzo del viento. Por otro lado, menciona que no hay una clara evidencia de la intensificación hacia el oeste de circulación ciclónica, implicando que es un giro friccional dominado por el efecto beta. Monreal Gómez y Salas de León (1988) mediante una simulación numérica de la circulación en la Bahía de Campeche usando solo como forzamiento la Corriente de Yucatán, reprodujeron las características medias de la circulación, como son el gran giro anticiclónico, los giros ciclónicos y la Corriente de Lazo al noroeste de la bahía. Con lo anterior se determinó que una característica importante de la formación del giro ciclónico está asociada principalmente con las variaciones del transporte a través del Canal de Yucatán. En general se puede afirmar que el máximo de transporte en agosto da inicio a la formación del giro, el cual es precedido por una fuerte disminución en el transporte ocasionando una deficiencia de masa dando origen al vórtice de borde de esquina formado por la Península de Yucatán; esto resulta en estructuras turbulentas de mesoescala en forma de giros ciclónicos que se desplazan hacia el oeste por efectos rotacionales (Coriolis). Así mismo, los resultados de estos autores concordaron con los obtenidos por Vidal *et al.* (1989) de observaciones realizadas en el oeste del Golfo de México.

Velasco Mendoza (1994) mediante un modelo baroclínico de gravedad reducida de circulación aplicado a la Bahía de Campeche, encuentra que las estructuras anticiclónicas observadas en invierno de 1997 no fueron dependientes de los esfuerzos del viento promedio del norte los cuales sólo afectaron ligeramente la circulación ciclónica del sureste.

En el verano de 1987 y 1988, la circulación de la Bahía de Campeche presentó un giro ciclónico entre dos anticiclónicos (Velasco Mendoza, 1994). En el invierno se presentó una estructura ciclónica más intensa en el sureste de la bahía con su eje de rotación ligeramente desplazado hacia el oeste. El esfuerzo del viento en ese año sólo alteró ligeramente la circulación de la capa de mezcla, sobre todo en verano. La circulación anticiclónica en el noroeste fue más intensa que la ciclónica en el sureste. Existe la posibilidad de que el giro ciclónico, que se observó en el paralelo 21° N durante los veranos de 1987 y 1988, estuviera relacionado con la energía que se dispersó al originar mezcla, por la

colisión del giro con el fondo al acercarse a la costa.

Díaz Flores (2004) encontró a partir de datos de ADCP, de altimetría e hidrográficos de finales de verano de 1996, que la circulación en la bahía fue dominada por un giro ciclónico, con una parte de circulación anticiclónica en la región noroccidental de la bahía. La circulación superficial de las corrientes geostróficas relativas a 1000 db (Rosales Navarro, 2003) muestra la presencia del giro ciclónico y la parte sur del gran giro anticiclónico. Tanto en las corrientes obtenidas con el perfilador Acústico Doppler como en las corrientes geostróficas obtenidas por Rosales Navarro (2003), se observa el giro ciclónico centrado en la Bahía de Campeche y, al noroeste de la bahía, la porción sur de un giro anticiclónico. Díaz Flores (2004), comparando el campo de velocidades obtenido usando datos de ADCP y mapas de altimetría (http://wwwccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html, página consultada el 1 de septiembre de 1996), observó que la anomalía negativa de la superficie libre del mar corresponde al giro ciclónico y a partir de las imágenes de altimetría estimó una velocidad promedio de traslación del giro ciclónico de aproximadamente 6.1 km día^{-1} .

Pérez-Brunius et al. (2013) encuentran que el giro ciclónico se extiende por debajo de los 1000 m y que su forma y posición están delimitados por la topografía de la región, estos autores no encuentran en su estudio la corriente de frontera oeste del Golfo de México reportada por Ichiye (1962), Monreal-Gómez & Salas-de-León (1990) y Vázquez-de la Cerda et al. (2005), conocida como Corriente Mexicana.

Los giros ciclónicos se asocian a los valores positivos de vorticidad. Por otro lado, estos giros presentan un ascenso de las isotermas indicando un ascenso del agua. Los movimientos ascendentes pueden transportar los nutrientes de las capas subsuperficiales a la capa superficial donde pueden ser usados por el fitoplancton a pesar de la posible inhibición ejercida por la turbulencia. En las regiones periféricas del giro ciclónico, la turbulencia es menos intensa y el fitoplancton puede aprovechar mejor estos nutrientes. Estos procesos son fácilmente identificables desde el espacio por medio de imágenes del satélite en la Bahía de Campeche (Díaz Flores, 2004). La tabla I muestra un resumen

de las principales características encontradas por Díaz Flores (2004), en su estudio sobre el giro ciclónico de la Bahía de Campeche.

Tabla 1.2. Principales características observadas de los grandes giros ciclónico y anticiclónico en la Bahía de Campeche.

Tipo de Giro	Ubicación		Radio Promedio	Velocidad Tangencial Máxima	Velocidad Máxima
	Lat (N) Grados	Long (W) Grados	km	m s ⁻¹	m s ⁻¹
Ciclónico	20.27	94.24	140	0.25	0.29
Anticiclónico	21.86	94.09	80	0.19	0.19

El periodo de rotación del giro ciclónico fue de 34.63 h. El número de Rossby fue de ($R_o =$) 0.041. Este número compara los efectos inerciales (cambios locales y efectos advectivos) frente a la fuerza de Coriolis. Para que los efectos de la rotación terrestre no sean considerados como importantes el número de Rossby debe ser mucho mayor que 1. Por lo tanto, el pequeño número de Rossby obtenido indica que la aproximación geostrófica es válida y que la aceleración de Coriolis (uf) es mayor que la aceleración horizontal del fluido es decir $udu \ll ufdx$ (Díaz Flores, 2004).

CAPITULO 3

METODOS Y MATERIALES

Con la finalidad de identificar el origen y la formación del giro ciclónico de la Bahía de Campeche, que ha sido reportado en diferentes épocas del año (Vázquez de la Cerda, 1975; 2003; Monreal Gómez y Salas de León, 1990; Monreal Gómez *et al.*, 2004), se analizaron datos de corrientes, temperatura y salinidad registrados en campañas oceanográficas, información de altimetría y temperatura superficial del mar obtenida con sensores remotos en satélites y resultados de modelos numéricos aplicados a todo el Golfo de México.

Durante la campaña oceanográfica FIBAC I (Física de la Bahía de Campeche I) llevada a cabo del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996, se realizaron 93 estaciones hidrográficas con un CTD MARK IV. A lo largo del trayecto (Fig. 3.1), se midieron las corrientes a diferentes profundidades, en celdas de 16 m de espesor con un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (ADCP) RDI de 75 KHz, con esta frecuencia del correntómetro las corrientes se midieron hasta 500 m de profundidad. Se analizó la distribución de densidad a 200 m de profundidad; así como, la circulación geostrofica obtenida por Rosales Navarro (2003).

Mediante imágenes de altimetría de AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) de agosto del 2001 a diciembre del 2007, se realizaron promedios mensuales de la altimetría en el Golfo de México con la finalidad de identificar los núcleos de altura negativa, los cuales se asocian a núcleos fríos o ciclónicos.

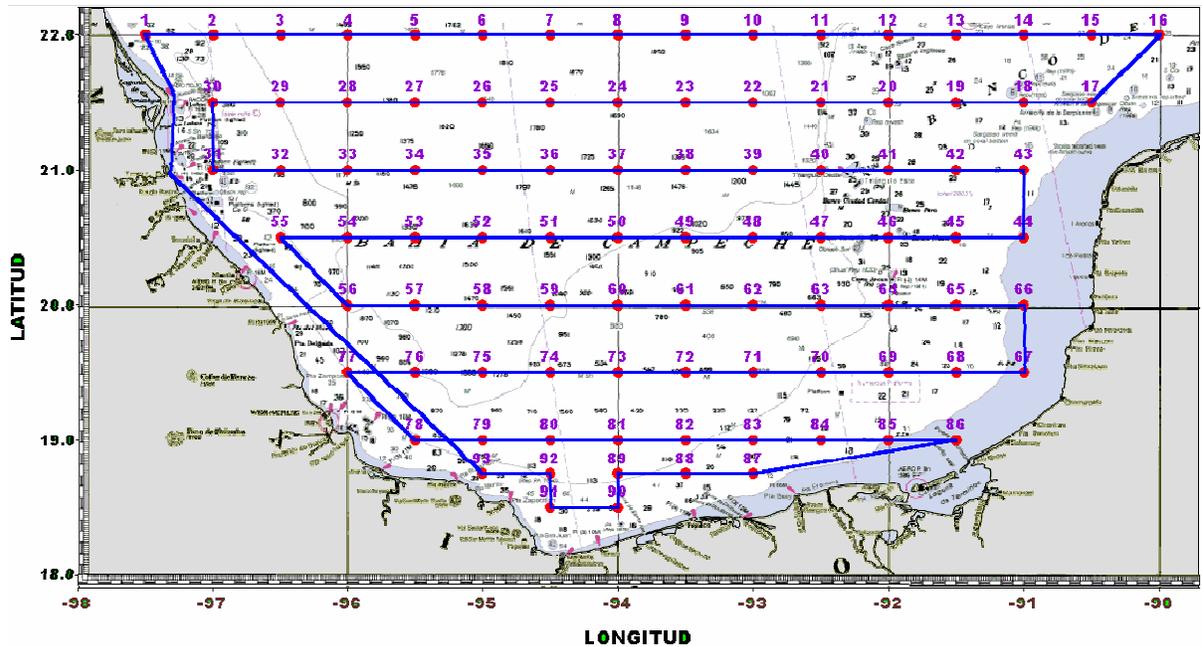


Figura 3.1. Estaciones hidrográficas obtenidas con CTD (puntos rojos) y trayectoria de registros de corrientes mediante ADCP durante la campaña FIBAC1 (línea azul).

Se analizaron los resultados de la simulación de la dinámica en la Bahía de Campeche obtenidos con el modelo numérico tridimensional Ocean PArallelise (OPA). Posteriormente se llevó a cabo el análisis de temperatura, salinidad y componentes de velocidad, de resultados de una simulación hecha mediante el modelo numérico Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). Se contó con resultados de dichos parámetros en todo el Golfo de México, parte del Mar Caribe y del Atlántico, del 3 de noviembre de 2003 al 26 de junio de 2008.

El modelo resolvió para diferentes profundidades desde superficie hasta 5500 m, ya que el área incluyó parte del Mar Caribe y del Atlántico. Con valores en superficie, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000 y 5500 m.

En el paralelo 21.5° N se realizó un análisis espectral mediante Transformada Rápida de Fourier (FFT) tanto a las series de tiempo de salinidad, temperatura y componentes de velocidad simuladas con el HYCOM, como a los

datos de altimetría de imágenes satelitales, usando datos diarios en siete localidades cuatro de ellos en la Bahía de Campeche y tres en el Canal de Yucatán (Fig. 3.2). Con el objeto de identificar las frecuencias características que sean coherentes entre el Canal de Yucatán y la Bahía de Campeche.

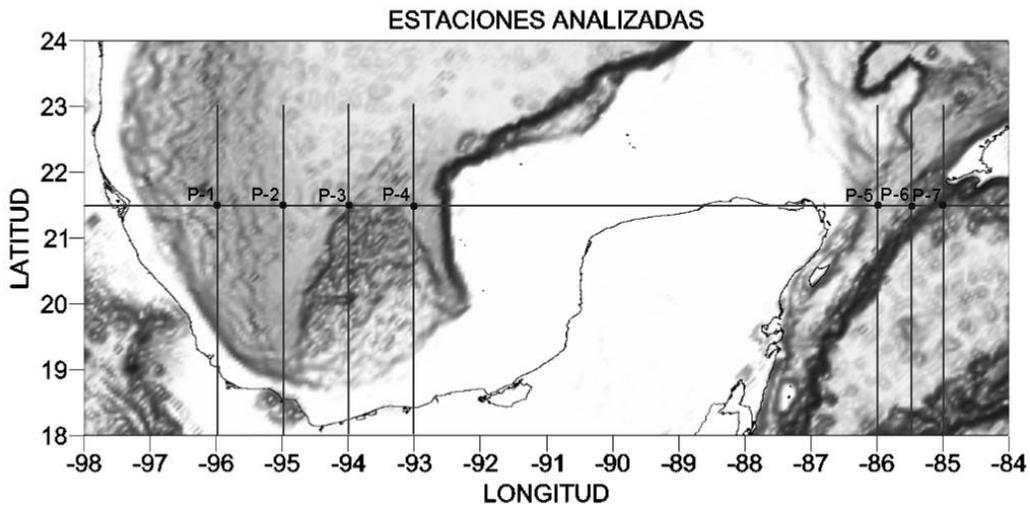


Figura 3.2 Localización de los siete puntos donde se realizó el análisis espectral.

3.1 Análisis de datos

Los datos de las componentes u y v de la corriente obtenidos con ADCP, se registraron en celdas de 16 m de ancho, a partir de los cuatro primeros desde la profundidad del transductor del ADCP, esto es para quitar el ruido que induce el casco del buque durante la navegación. La máxima profundidad de registro confiable fue de 500 m. Por otro lado, a partir de los datos de satélite de altura de la superficie libre, se obtuvieron las direcciones de la velocidad (Emelianov *et al.*, 2012). A partir de las imágenes de altura de la superficie del mar se estimó el tamaño de los diámetros de los giros, excentricidad del giro la cual se expresa como la razón de la longitud del eje mayor y el eje menor y, dirección y rapidez de traslación de los giros. Este análisis se realizó sólo a los giros que permanecieron más de dos meses.

Las velocidades de las corrientes obtenidas de la simulación hecha mediante el modelo HYCOM en diferentes capas, fueron usadas en primer lugar para identificar los giros ciclónicos y, en segundo lugar para determinar la profundidad hasta la cual tenía influencia el giro y por último, para determinar la velocidad de la corriente en la periferia del giro. A partir de estos datos se estimó la profundidad de influencia de los giros ciclónicos. Así mismo, utilizando tanto los resultados de altimetría como los resultados del modelo numérico se calculó el volumen de masa que desplazan los giros; así como, la cantidad de energía cinética y potencial que contienen.

3.2 Análisis de escalamiento de las ecuaciones de movimiento

La importancia de cada fuerza sobre la dinámica de los giros ciclónicos se obtuvo a partir del análisis del orden de magnitud de cada uno de los términos de la ecuación de movimiento (e.g. Gill, 1982; Pedlosky, 1987):

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} + 2\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla P + \frac{\rho}{\rho_0} \vec{g} + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (1)$$

Para efectuar un análisis de la importancia de cada uno de los términos de la ecuación (1), se introducen escalas de longitud (L), velocidad (U), tiempo (T), presión (P) características. De esta forma, los términos de la ecuación del momento se pueden escalar (Tabla 3.1).

Tabla 3.1
Aproximación de las escalas de cada término de la ecuación (1).

<i>Término</i>	<i>Ecuación</i>	\approx	<i>Escalas</i>
No estacionario	$\left \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} \right $		$\frac{U}{T}$
Adectivo (inercial)	$ (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} $		$\frac{U^2}{L}$
Coriolis	$\left 2\vec{\Omega} \times \vec{u} \right $		$2\Omega U$
Gradiente de Presión	$ \nabla P $		$\frac{P}{L}$
Flotabilidad	$ \rho \vec{g} $		$\Delta \rho g$
Viscosidad	$ \rho_0 \tilde{\nu} \nabla^2 \vec{u} $		$\frac{\rho_0 \tilde{\nu} U}{L^2}$

Al comparar cada uno de los términos de la ecuación de movimiento con un término, como por ejemplo el término de Coriolis, se obtiene una serie de parámetros adimensionales. Por ejemplo de esta forma, se pueden obtener los números adimensionales:

Número de Rossby	$R_0 = \frac{U}{fL}$
Número de Ekman	$E_k = \frac{\nu}{fL^2}$

El número de Rossby compara los efectos de la advección frente a la fuerza de Coriolis. Por ejemplo, para una corriente costera a 40° N, las velocidades características son del orden de 10^{-1} m s^{-1} y si el tamaño típico de la corriente es mayor que 9 km, obtenemos que $R_0 = 10^{-1}$. Otro valor

característico de R_0 en la circulación oceánica es $R_0 \sim 5 \times 10^{-3}$. Para que los efectos de la rotación terrestre no sean importantes el número de Rossby debe ser mucho mayor que 1. Otro parámetro adimensional importante es el número de Ekman que compara las fuerzas de fricción con la de Coriolis. En los fluidos geofísicos este número es muy pequeño, pero depende básicamente del valor de la viscosidad turbulenta y puede ser importante en las capas límite superficial y de fondo.

3.3. Simulación numérica

Se aplicaron dos modelos numéricos tridimensionales (HYCOM y OPA). Con el objeto de analizar el efecto de la batimetría sobre la formación de los giros, con el modelo OPA desarrollado en el Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie del Institut Pierre-Simon Laplace, Université Paris VI, Paris France se simuló dos escenarios dentro de la Bahía de Campeche, uno con la batimetría real (Fig. 3.3a) y en el segundo se modificaron las características de la batimetría de la bahía, eliminando el cañón de Campeche; es decir considerando una batimetría más uniforme en el lado este (Fig. 3.3b).

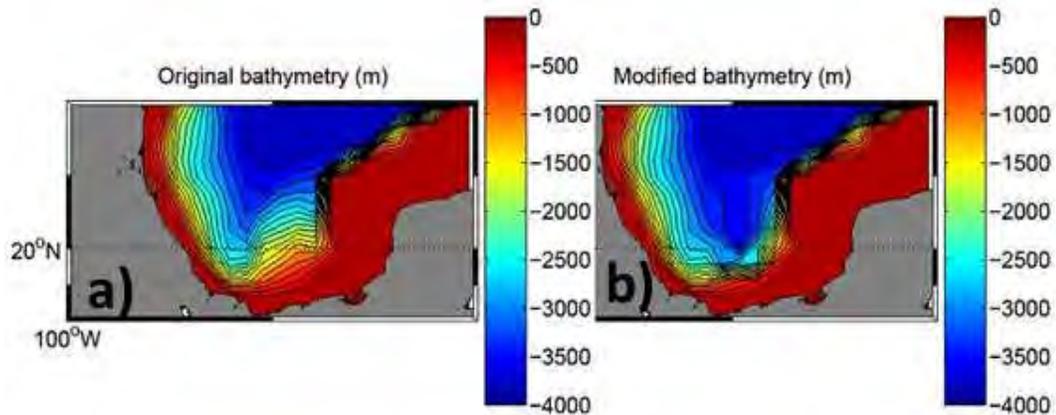


Figura 3.3. Bahía de Campeche a) Batimetría real y b) Batimetría modificada

Con el modelo HYCOM se simuló la circulación tridimensional, en 33 capas. El HYCOM es un modelo hidrostático de ecuaciones primitivas en coordenadas isopícnicas en un mar estratificado. Mediante la ecuación de continuidad se realiza una transición suavizada hacia la costa siguiendo las coordenadas en zonas someras y, las coordenadas z en la capa de mezcla y/o en aguas no estratificada, con lo cual se tiene una ventaja ya que se obtiene una mejor representación física de la capa superficial del océano (Bleck, 2002). HYCOM fue diseñado para proporcionar un avance mayor en los actuales sistemas operativos de predicción global del océano ya que supera limitaciones de diseño de los sistemas anteriores; así como, limitaciones en la resolución vertical y horizontal (Wallcraft, 2009). Resuelve las ecuaciones para las componentes de la velocidad horizontal (u, v), el espesor de cada capa, la temperatura y la salinidad.

La solución numérica para el Golfo de México se obtuvo con una resolución horizontal de $\frac{1}{12}$ de grado, siendo una parte de la simulación un sistema de descripción y pronóstico operativo de resolución de giros (eddy-resolving operational nowcast/forecast system), el cual provee el estado y el pronóstico del entorno oceánico global tridimensionalmente. HYCOM inicialmente estaba conectado con carga de energía “ice loan” con un modelo termodinámico de hielo, posteriormente se acopló al Sistema de Predicción 3.0 del hielo polar (Posey *et al.*, 2008a, 2008b, 2009) a través del modelado de sistema de la Tierra Marco

(ESMF) (Hill *et al.*, 2004). El acoplamiento entre modelos oceánicos y de hielo es más adecuado para tomar en cuenta el momentum, flujos de calor y sal en la interfaz océano-hielo. La componente final del sistema de estado y pronóstico (nowcast/forecast system) es “Navy Coupled Ocean Data Assimilation” (NCODA) que es un esquema de interpolación óptimo multivariado el cual se usó para asimilar observaciones superficiales mediante datos satelitales, incluyendo la altimetría y las datos de temperatura superficial del océano [Multi-Channel Sea Surface Temperature (MCSST)], la concentración del hielo marino, asimila perfiles de datos, como XBT (batitermógrafos fungibles) y CTD’s (Conductividad, Temperatura y profundidad, por sus siglas en inglés); así como, datos obtenidos con flotadores Argo (Cummings, 2006). Al combinar estas observaciones a través de la asimilación de datos y el uso de la habilidad de interpolación dinámica del modelo HYCOM, se obtiene una mejor simulación del estado tridimensional del océano (Wallcraft, 2009).

Para esta investigación se creó un dominio del modelo y se generaron los campos de forzamiento; la climatología o la salida de las simulaciones de otro modelo para imponer las condiciones de relajación al interior y en las fronteras (Wallcraft, 2009).

Existen cinco algoritmos principales para parametrizar la mezcla vertical, de los cuales tres son modelos diferenciales “continuos” y dos son modelos tipo bulk (Halliwell, 2003). Los tres modelos diferenciales son: el de parametrización Perfil-K no local (KPP; Large *et al.*, 1994), el del Instituto Goddard de la NASA para el estudio del espacio que tiene un nivel de turbulencia dos (GISS, Canuto *et al.*, 2001, 2002) y el de Mellor-Yamada que tiene un nivel 2.5 de turbulencia (MY; Mellor y Yamada 1982). Estos modelos consideran la mezcla vertical en toda la columna de agua. Los modelos slab (Modelos tipo Bulk) incluyen la inestabilidad dinámica del modelo de Price *et al.* (1986) (PMP) y del modelo de Kraus-Turner (Wallcraft, 2009).

En lo referente a las condiciones de frontera el HYCOM 2.2 está equipado con dos tipos de condiciones de contorno: relajación Newtoniana en capas de esponja y condiciones de contorno de mar completamente abierto. (Wallcraft,

2009).

El modelo contiene cinco ecuaciones de pronóstico: dos para las componentes de velocidad horizontal, el espesor de la capa se calcula con la ecuación de continuidad de masa o ecuación de tendencia de capa mínima y, dos ecuaciones de conservación para un par de variables termodinámicas, tales como salinidad y temperatura o salinidad y densidad. En este caso se resolvió para la temperatura y la salinidad.

Las ecuaciones del modelo, escritas en coordenadas (x, y, s) donde s es una coordenada vertical sin especificar $(\nabla_s = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2})$, quedan como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \nabla_s \left(\frac{\vec{v}^2}{2} \right) + (\zeta + f) \hat{k} \times \vec{v} + \left(\frac{\partial s}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial s} \right) \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} + \nabla_s(M) - p \nabla_s \alpha \\ = -g \frac{\partial \tau}{\partial p} + \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right)^{-1} \nabla_s \cdot \left(v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \vec{v} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right) + \nabla_s \cdot \left(\vec{v} \frac{\partial p}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial s}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial s} \right) = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \nabla_s \cdot \left(\vec{v} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial s}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) = \nabla_s \cdot \left(v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \theta \right) + \mathcal{H}_\theta \quad (3)$$

Dónde $\vec{v} = (u, v)$ es el vector velocidad horizontal, p es la presión, θ representa cualquiera de las variables termodinámicas (temperatura o salinidad), $\alpha = \rho^{-1}$ es el volumen específico potencial, $\zeta \equiv \frac{\partial v}{\partial x_s} - \frac{\partial u}{\partial y_s}$ es la componente vertical de la vorticidad relativa, $M \equiv gz + p\alpha$ es el potencial de Montgomery, $gz \equiv \phi$ es el geopotencial, f es el parámetro de Coriolis, \hat{k} es el vector unitario vertical, v es la variable del coeficiente de viscosidad turbulenta/difusividad y τ es la fricción debida al viento o al fondo, \mathcal{H}_θ representa la suma de los términos de la fuente adiabática, incluyendo la mezcla isopical actuando en ϕ . El subíndice indica

cual variable es constante durante las derivadas parciales. Tanto las distancias medidas en la proyección hacia el plano horizontal. Esta convención hace el sistema de coordenadas ortogonales en el espacio tridimensional, pero elimina los términos métricos relacionadas con la pendiente de la superficie s (Bleck, 1978a, Bleck, 2002).

Otros términos métricos, creados cuando los productos de vectores que implica $\nabla \cdot$ ó $\nabla \times$ son evaluados en una malla no cartesiana (e.g. en coordenadas esféricas), se absorben en los términos primarios, por evaluación de vorticidad y divergencias horizontales del flujo en las ecuaciones (2) y (4) como integrales de línea alrededor de las celdas individuales de la malla. Al Aplicar ∇ a un escalar, tal como $\frac{v^2}{2}$ en la ecuación (2), no da lugar a términos métricos (Bleck, 2002).

CAPITULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Campo de velocidades medido

La circulación obtenida en la Bahía de Campeche, a partir de datos medidos con ADCP a diferentes profundidades, está dominada por un giro ciclónico. Al noroeste de la parte sur de la bahía se muestra una porción del gran giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo. Sobre la plataforma de Yucatán se presenta una corriente hacia el suroeste (Fig. 4.1.1), esta corriente es el inicio de la Corriente Mexicana (Leipper, 1954; 1970), la cual llega hasta Texas-Luisiana y, que se mostrara más adelante en los resultados de las simulaciones numéricas.

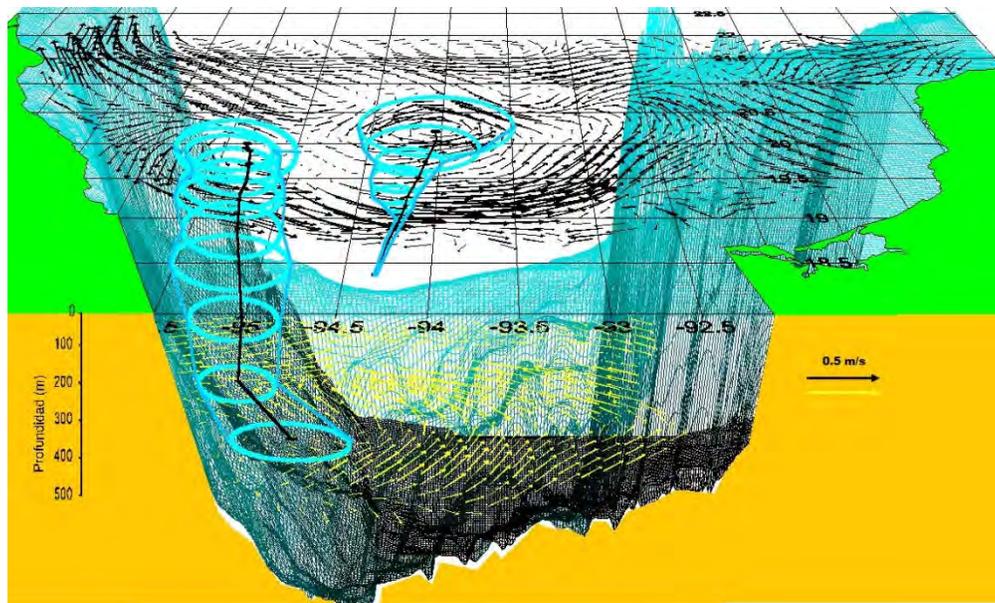


Fig. 4.1.1. Esquema de corrientes medidas con ADCP a 20 m (flechas de color negro) y a 500 m (flechas de color amarillo), de profundidad (Tomado de Díaz Flores, 2004).

Las corrientes obtenidas con ADCP se compararon con las corrientes

geostróficas calculadas por Rosales Navarro (2003) de datos de la misma campaña. Las corrientes geostroficas relativas a 1000 m de profundidad o al fondo donde la profundidad es menor a los 1000 m, muestran un giro ciclónico en el sur de la bahía mientras que en el noroeste al igual que en el caso de la circulación obtenida con ADCP se observa una porción del giro anticiclónico con velocidades máximas de alrededor de 70 cm s^{-1} (Fig. 4.1.2).

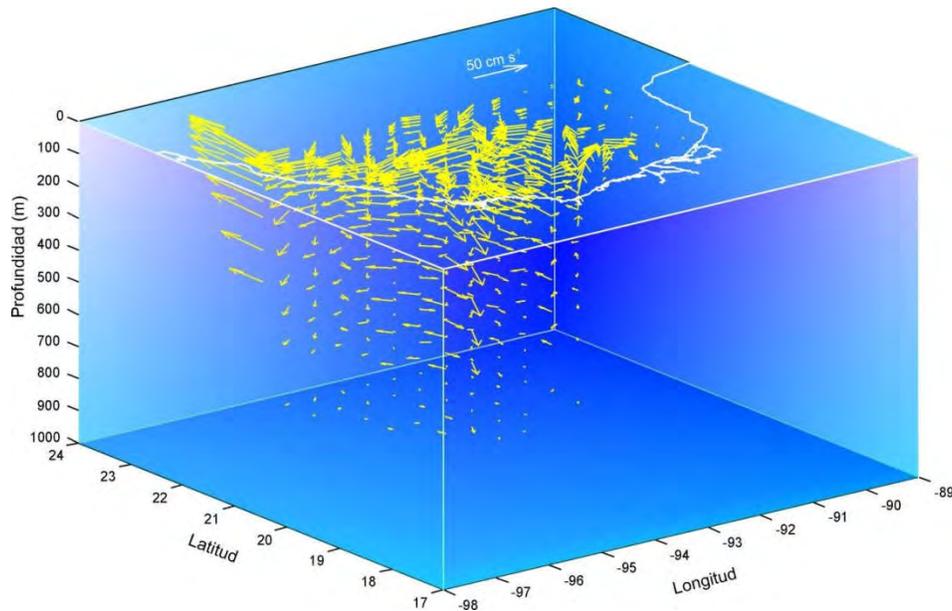


Fig. 4.1.2. Esquema tridimensional de corrientes geostroficas en la Bahía de Campeche, durante la campaña FIBAC-I (Tomado de Monreal Gómez y Salas de León, 2011).

Al comparar la circulación obtenidas con ADCP y las corrientes calculadas con geostrofia, se observa que a gran escala los patrones son muy similares, indicando que existe un balance geostrofico; la diferencia radica principalmente en que el patrón de corrientes obtenido con ADCP muestra la presencia de dos giros ciclónicos, no obstante que los dos son reproducidos con geostrofia, el primero está un poco desplazado hacia el este, mientras que el otro de menor escala, se encuentra al oeste del primero. Por otra parte, las mediciones directas con ADCP permiten registrar las corrientes sobre la plataforma, observándose una corriente

con dirección suroeste al norte de Yucatán.

El giro ciclónico de mayor tamaño está bien definido desde la superficie hasta los 116 m de profundidad por las corrientes obtenidas con ADCP, bajo este nivel se observa una zona de convergencia, mientras que con geostrofia este giro ciclónico se define claramente hasta los 500 m de profundidad (Fig. 4.1.3).

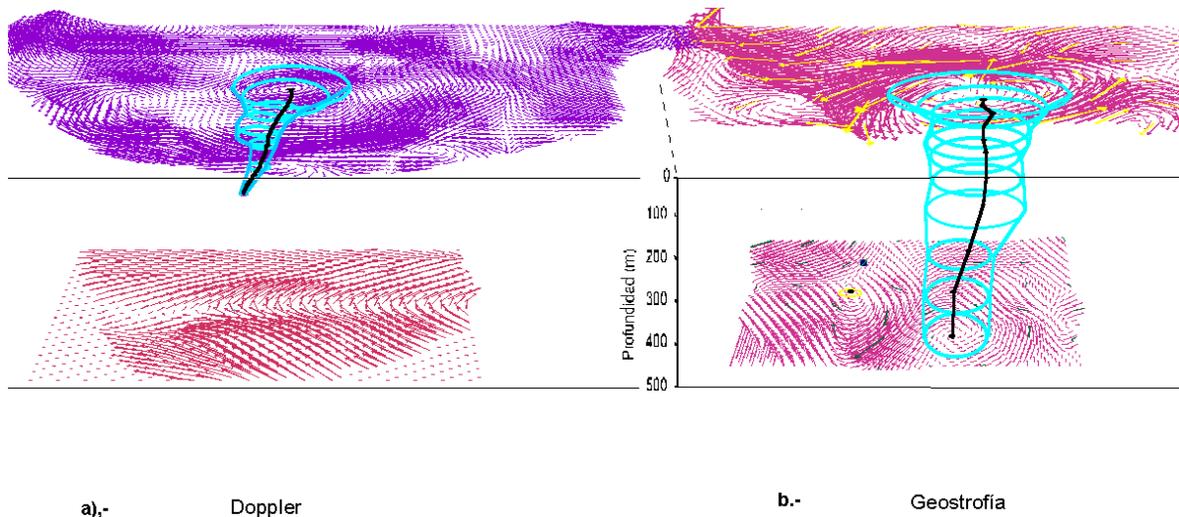


Fig. 4.1.3. Comparación de la estructura de la circulación, giros encontrados: a) Mediante observaciones con ADCP (Modificado de Díaz Flores, 2004), b) Mediante cálculos geostrofos (Modificado de Rosales Navarro, 2003).

Los patrones de circulación hasta aproximadamente 200 m de profundidad obtenidos por ambos métodos son muy similares (Fig. 4.1.4 a y b). La distribución vertical de la densidad a lo largo del transecto AB de la figura (4.1.4), refleja la presencia de los giros tanto ciclónico como el anticiclónico, la elevación de la isopícnica de 26.5 kg m^{-3} en los extremos del transecto es de 100 m (Fig. 4.1.4 c) lo que generará una importante velocidad geostrofica.

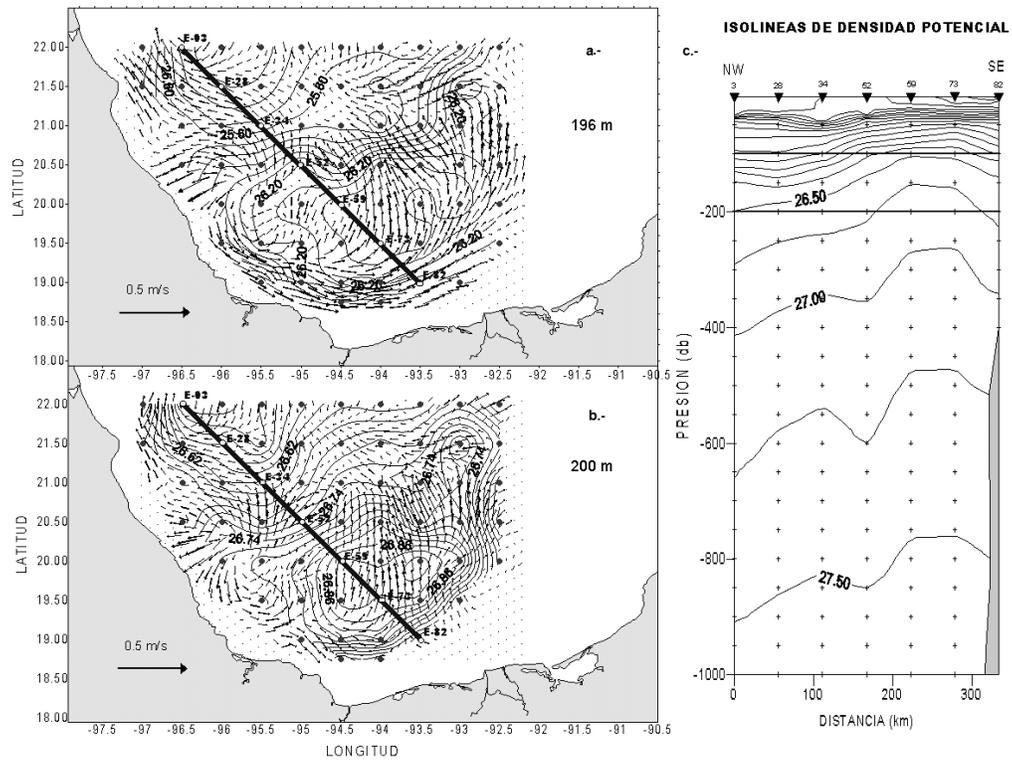


Fig. 4.1.4. Distribución de densidad y patrón de corrientes a) obtenidas con ADCP y b) mediante geostrofia. c) Sección vertical de densidad a lo largo del transecto AB (Modificado de Rosales Navarro, 2003).

La tabla 4.1 presenta la descripción de las principales características de los dos giros, ciclónico y anticiclónico que se registraron en la Bahía de Campeche.

Tabla 4.1. Descripción de dos giros observados en la capa superficial.

Giro	Localización (Lat, Long)		Profundidad (m)	Radio aproximado (km)	Velocidad	
					tangencial maxima (ms ⁻¹)	Velocidad Máxima (ms ⁻¹)
Ciclónico	20.27	-94.24	180	140	0.25	0.29
Anticiclónico	21.86	-94.09	20	80	0.19	0.19

El periodo de rotación de un giro está dado por $T = \frac{2\pi r}{v}$ donde r es el radio del giro y v la magnitud de la velocidad de la corriente alrededor del giro. Para el caso de los giros con las características descritas en la tabla (4.1), el periodo es de 35.1 días para el giro ciclónico, mientras que para el anticiclónico es de 30 días. El periodo inercial de la cuenca ($t_i = \frac{2\pi}{f}$), es de $5.038 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (34.63 h), por lo que el periodo de rotación de los giros es 20 veces este periodo.

El Radio de Rossby ($r_i = \frac{v}{f}$) fue aproximadamente de 6 km y, el Número de Rossby ($R_o = \frac{v}{fr}$), fue de 0.041, este último compara los efectos de la advección con respecto a la fuerza de Coriolis. Para que los efectos de la rotación terrestre no sean considerados como importantes el número de Rossby debe ser mucho mayor que uno. En este caso el número de Rossby menor que uno, indica que el efecto de rotación de la tierra juega un papel muy importante, no solo en la formación de los giros sino también, en su desplazamiento. Por otro lado, valores menores a uno indican que la aproximación geostrofica es válida y que la aceleración de Coriolis, es mayor que la aceleración horizontal del fluido, lo cual puede ser fácilmente calculado usando la ecuación (4.1) y los valores de la tabla (4.1), (Pedlosky 1979).

$$R_e = \frac{\left(\frac{du}{dt}\right)}{(vf)} \approx \left(\frac{\frac{v^2}{r}}{(vf)}\right) = \frac{\left(\frac{v}{r}\right)}{f} = \frac{v}{fr} \quad (4.1)$$

4.2 Circulación obtenida mediante altimetría

Las corrientes geostroficas están formadas por dos efectos; el desnivel de la superficie libre y la diferencia de densidades en la horizontal. El primer efecto puede ser medido por satélite utilizando altímetros los cuales miden la altura de la superficie libre del mar con respecto a un geode teórico, con una precisión de ± 1 cm.

Las imágenes de satélite de temperatura superficial del mar difícilmente proporcionan información sobre estructuras como giros, en zonas donde la temperatura superficial es muy uniforme. En particular en la Bahía de Campeche durante el verano, la temperatura es muy uniforme y muy elevada, con valores alrededor de 29 °C (Monreal Gómez y Salas de León, 1997) por lo que las imágenes de color del mar (Clorofila) y de altimetría (Corrientes geostroficas) son las más utilizadas para identificar giros tanto ciclónicos como anticiclónicos. La figura (4.2.1) muestra la distribución de clorofila-a superpuesta a las corrientes medidas con ADCP durante la campaña FIBAC-I. Con excepción de la zona costera, la mayor concentración de clorofila está relacionada con la presencia del giro ciclónico.

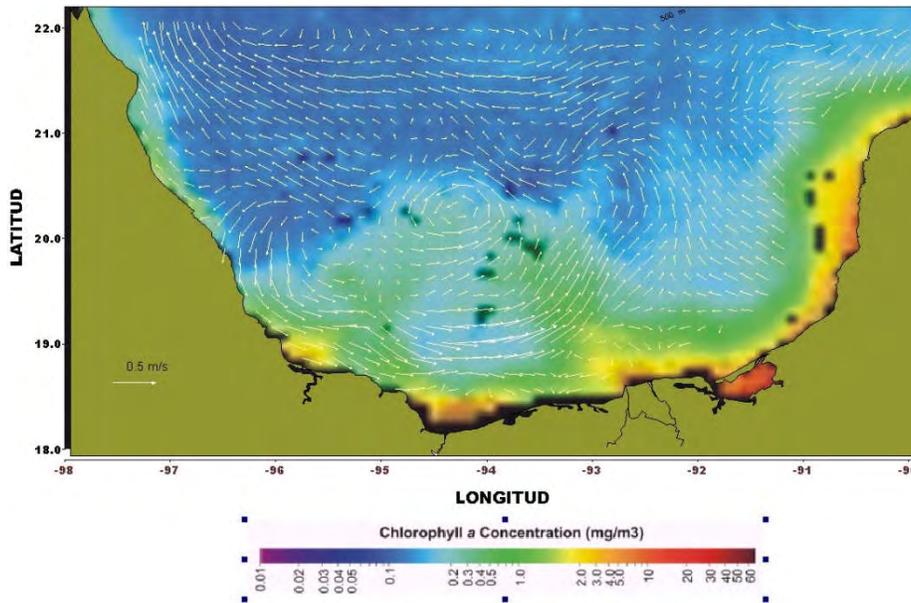


Fig. 4.2.1. Concentración de clorofila a (mg m^{-3}) en la Bahía de Campeche y corrientes obtenidas con el ADCP de la capa de los 4 a los 20 m (Tomada de Díaz Flores 2004).

Es interesante observar que si bien la distribución de clorofila-a muestra una distribución en forma de anillo, característica de giros ciclónicos (Salas de León *et al.*, 1998), el centro del giro ciclónico se encuentra desplazado hacia el norte del centro del anillo de clorofila-a, esto indica que hay un desfase entre la respuesta biológica y los procesos hidrodinámicos. Por otro lado, una parte del anillo de clorofila-a, que muestra grandes concentraciones, coincide con la desembocadura del sistema de ríos Grijalva-Usumacinta. Las descargas de este río son un importante mecanismo de promoción de la productividad biológica y, la distribución y abundancia de los organismos del zooplancton, asociados a la pluma de los ríos, está modulada por la posición e intensidad del giro ciclónico (Salas de León *et al.*, 1998).

La zona central de los giros ciclónicos es altamente turbulenta a escala del tamaño del fitoplancton y los nutrientes no inducen florecimientos importantes en esta región ya que el fitoplancton no puede tomar los nutrientes fácilmente por la alta turbulencia. Al generarse una divergencia por el sentido de la circulación ciclónica del giro, las aguas con altas concentraciones de nutrientes ascienden en

el centro del giro y transportan los nutrientes hacia la periferia del mismo, esto último tiende a generar una distribución diferenciada del fitoplancton; es decir en el centro del giro se tiene un predominio de dinoflagelados con menor contenido de clorofila, mientras que en la periferia del giro se presenta un predominio de diatomeas (Coria-Monter et al. 2014).

La altura de la superficie libre del mar proporciona información sobre el tipo de giros presentes en el océano. En el caso de un giro ciclónico se tiene una altura negativa mientras que si es positiva serán giros anticiclónicos. Específicamente en el caso de la Bahía de Campeche la anomalía de la superficie libre es de -20 cm en el giro ciclónico, lo que genera una velocidad superficial de alrededor de 30 cm s^{-1} (Fig. 4.2.2, imagen del satélite Topex/Poseidon, ERS-2 (http://www-ccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html)). Es importante hacer notar la gran similitud entre las figuras (4.2.1) y (4.2.2), no obstante que la figura (4.2.1) corresponde a corrientes medidas con ADCP y clorofila-a y la figura (4.2.2) es altimetría y corrientes geostroficas.

Por otro lado, de una serie de imágenes de satélite, en un periodo de tres meses se obtuvo la velocidad promedio de traslación del giro ciclónico la cual resultó de 6.1 km día^{-1} , la trayectoria del giro en un principio fue hacia el noreste, posteriormente con el paso del huracán Dolly (21 de agosto de 1996), que coincidió con las fechas del muestreo, el giro cambió su trayectoria hacia el noroeste (Fig. 4.2.3), en un principio la trayectoria del giro ciclónico fue modificada por la influencia del huracán provocando además, que éste giro ciclónico tuviera el eje de la capa superior desplazado aproximadamente 44 km hacia el noreste con respecto al centro del giro en su parte inferior (Fig. 4.1.1).

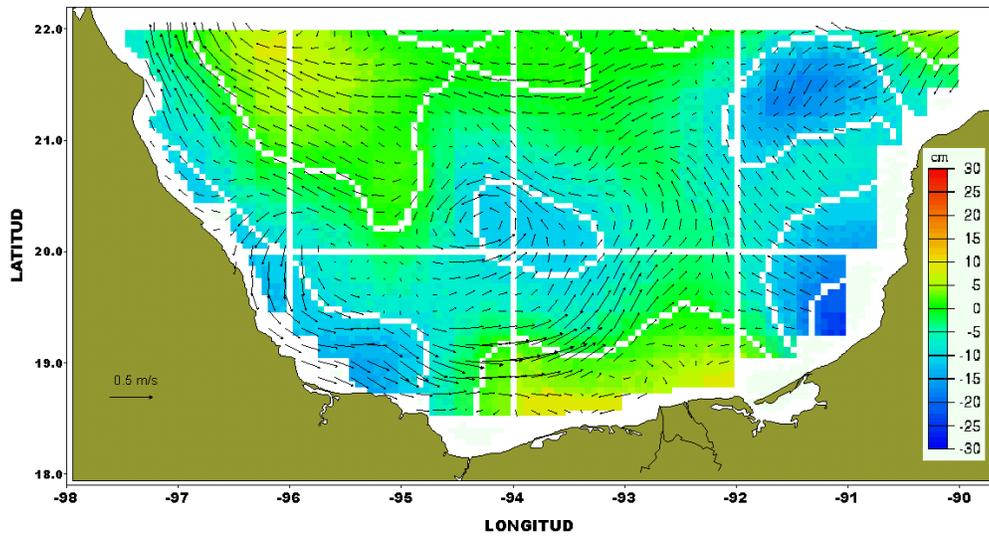


Fig. 4.2.2. Altimetría: anomalía de la superficie libre (cm dinámicos) en la Bahía de Campeche para el 1 de septiembre de 1996 y corrientes registradas con ADCP en la capa de los 4 a los 20 m.

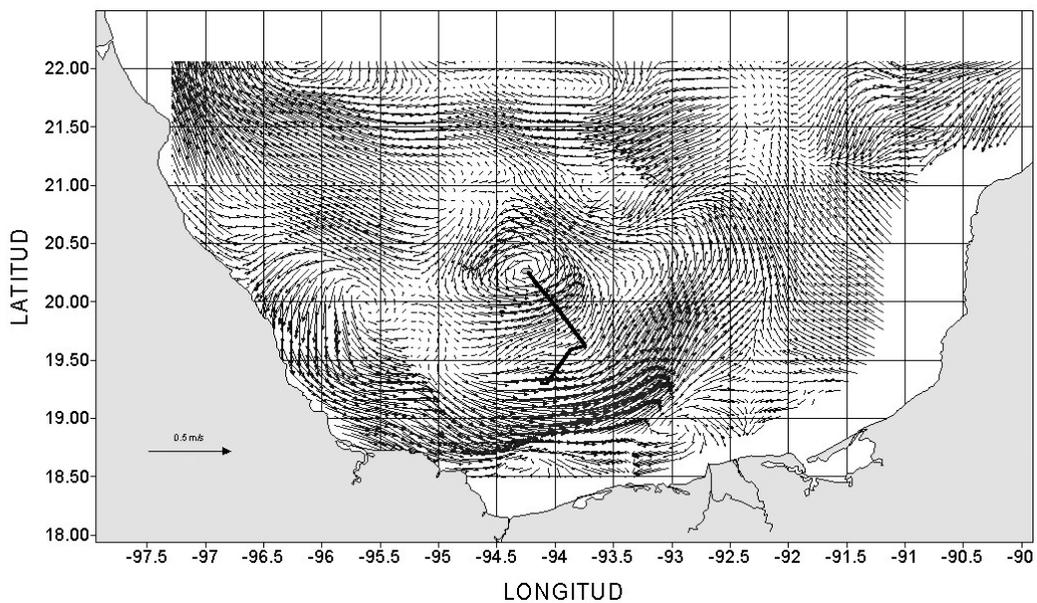


Fig. 4.2.3. Campo de velocidad obtenida mediante ADCP y trayectoria del giro ciclónico obtenido con imágenes de altimetría durante 21 días (línea negra gruesa) en abril de 1996.

Mediante imágenes de altimetría se identificaron y caracterizaron los giros

ciclónicos en la Bahía de Campeche (Fig. 4.2.4) del periodo comprendido entre agosto del 2001 a diciembre del 2007, posteriormente se optó por identificar todos los giros ciclónicos en Golfo de México, esto debido a que varios de los giros se trasladan hacia la bahía o de la bahía hacia el resto del golfo. Habiéndose encontrado 863 giros ciclónicos en el golfo (Fig. 4.2.5). El estudio de sus traslaciones y rotaciones permitió entender con mayor facilidad el comportamiento del giro ciclónico de la Bahía de Campeche. De la figura (4.2.4) se puede ver que la mayoría de los giros se encuentran en aguas profundas y que la plataforma de Yucatán se encuentra prácticamente sin giros de este tipo. Para la parte norte del golfo (Fig. 4.2.5), la situación se invierte y la mayoría de los giros ciclónicos se sitúan sobre la plataforma de Texas-Luisiana y en la parte norte de la plataforma de Florida. Dos zonas en las cuales no se observa giros ciclónicos son la parte de la plataforma frente a Texas y Tamaulipas y en la parte central de la plataforma de Florida; sin embargo, al sur de la plataforma de Florida se presenta un núcleo de alta concentración de giros. Por otro lado, en la plataforma de Yucatán, en la región de cercana a Cayo Arcas y Alacranes se presentan conglomerados de giros ciclónicos; esta situación, al igual que en el caso del sur de la plataforma de Florida, se debe al efecto de isla que ejercen los cayos sobre las corrientes marinas. Las corrientes al chocar con los cayos forman una calle de vórtices von Kármán en las cual se alterna giros ciclónicos con anticiclónicos, una situación similar se observa con los vórtices formados por las islas Canarias sobre las corrientes y filamentos de clorofila-a (Aristegui *et al.*, 1997)

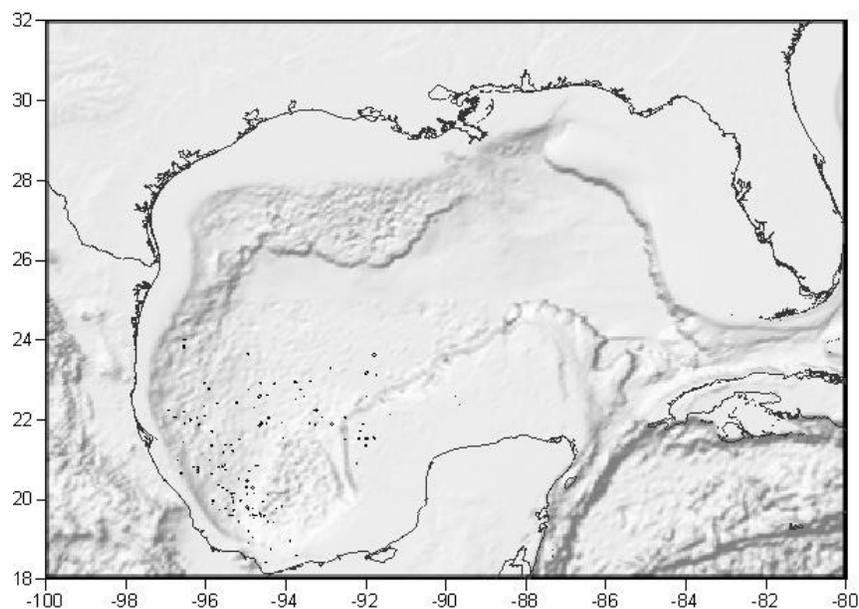


Fig. 4.2.4.- Centro de los giros ciclónicos (puntos de color negro), identificados en la Bahía de Campeche de agosto del 2001 a diciembre del 2007.

A las series de tiempo de las características de los giros ciclónicos observados mediante altimetría para el periodo de 2001 al 2007, se le calcularon los promedios mensuales y anuales (Fig. 4.2.6) para estimar las anomalías de la superficie libre del mar. De octubre y hasta parte de abril el giro ciclónico se encuentra bien definido y se sitúa en la parte oeste de la bahía. Mientras que de fines de abril hasta septiembre el giro se encuentra moviéndose de la parte este hacia la parte oeste de la bahía, una condición similar fue reportada por Salas de León *et al.* (1998) a partir de resultados de un modelo numérico de gravedad reducida y de la distribución y abundancia de organismos del zooplancton.

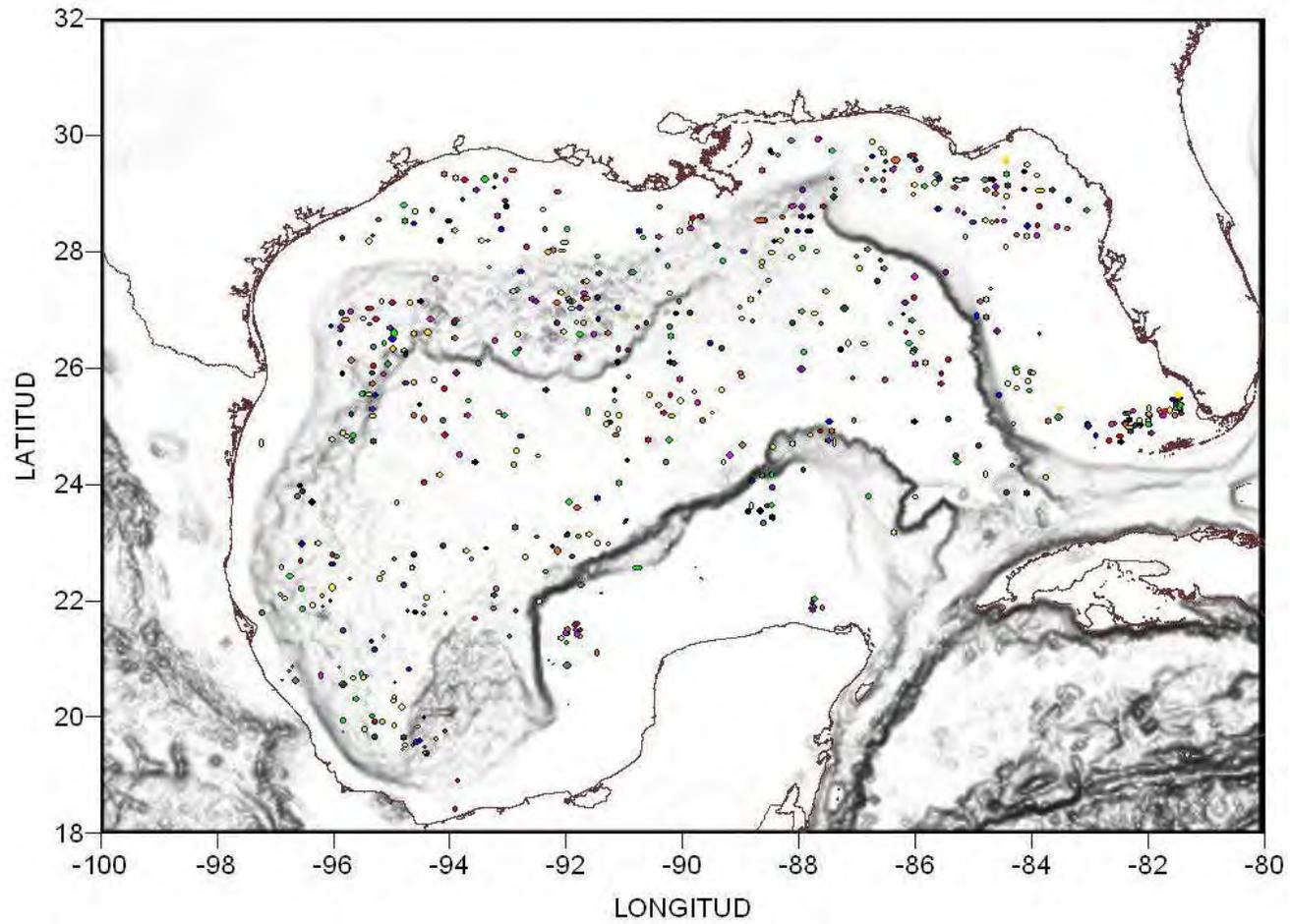


Fig. 4.2.5. Centros de giros ciclónicos identificados en el Golfo de México, a partir de los promedios mensuales de la anomalía de la superficie libre.

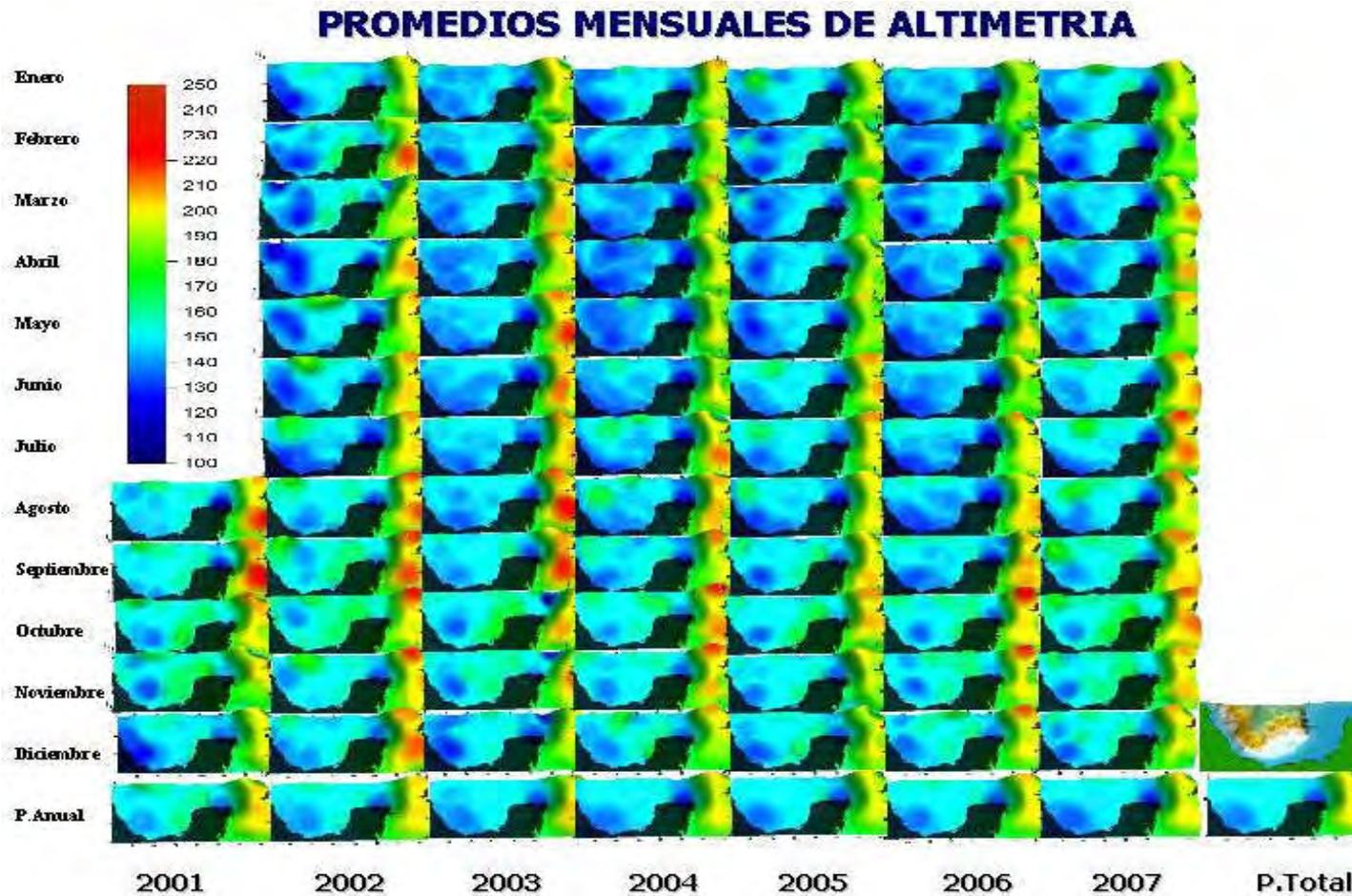


Fig. 4.2.6.- Promedios mensuales y anuales de la anomalía de la superficie libre del mar, las zonas de color azul oscuro representan giros ciclónicos. La figura con colores diferentes en la parte derecha final, segunda hilera de abajo hacia arriba, es la batimetría de la Bahía de Campeche.

La velocidad de traslación y rumbos de los 21 giros ciclónicos y las trayectorias de dichos giros se muestran en la figura (4.2.7).

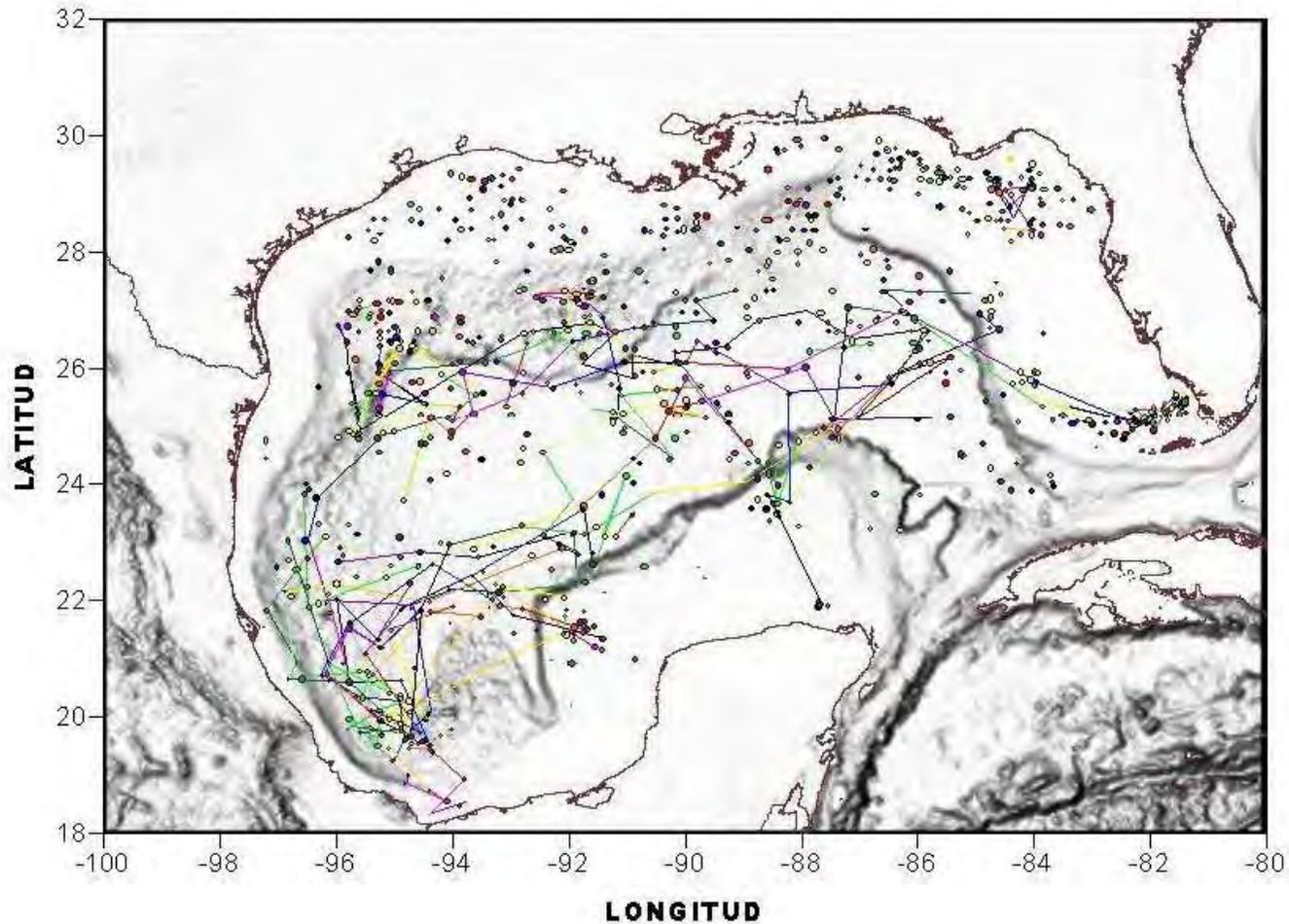


Fig. 4.2.7.-Trayectorias de 21 giros ciclónicos identificados a partir de los promedios mensuales de anomalía de la superficie libre del mar. Los puntos denotan el inicio del giro.

De la presencia y desplazamiento de los giros ciclónicos y anticiclónicos en el oeste del Golfo de México durante el periodo de agosto del 2001 a abril del 2002, se observa un mayor número de giros ciclónicos que anticiclónicos, siendo estos últimos de mayor extensión (Fig. 4.2.8). Los giros ciclónicos en el golfo fueron identificados de igual manera para cada año desde 2001 a 2007 (Fig. 4.2.9). Los colores en la figura (4.2.9) indican diferente mes.

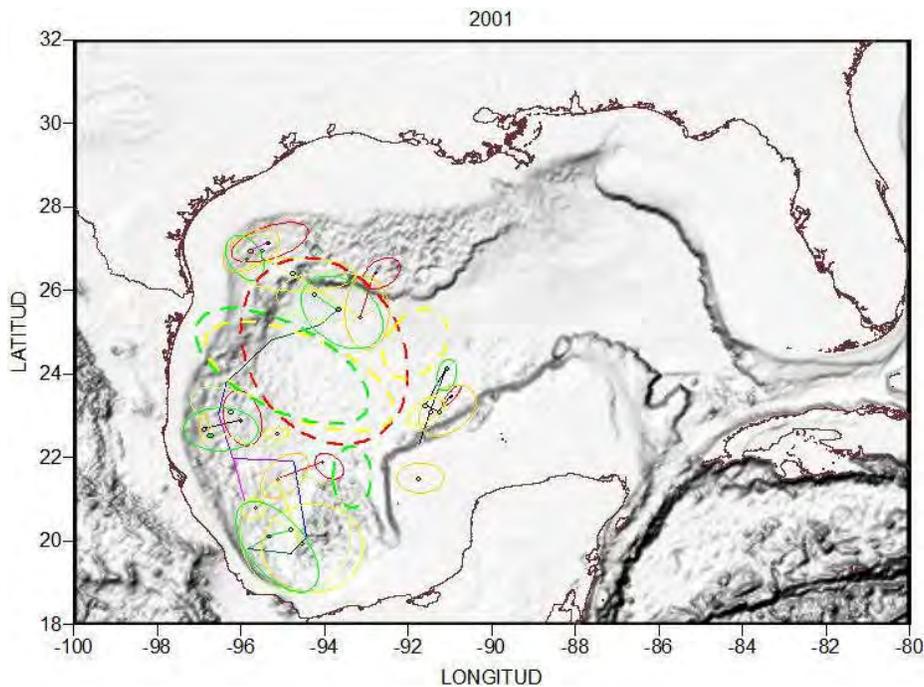


Fig. 4.2.8. Giros ciclónicos (líneas continuas) y anticiclónicos (líneas punteadas) y trayectorias obtenidas a partir de promedios mensuales de anomalía de la superficie libre del mar, de agosto de 2001 a abril de 2002.

Los centros de los giros anticiclónicos que se desprenden de la corriente de Lazo se localizan generalmente en la zona más profunda del golfo mientras que los giros ciclónicos se encuentran sobre la plataforma o en zonas cercanas a la costa y siguen las isobatas (Fig. 4.2.10), indicando con esto un comportamiento barotrópico en su traslación.

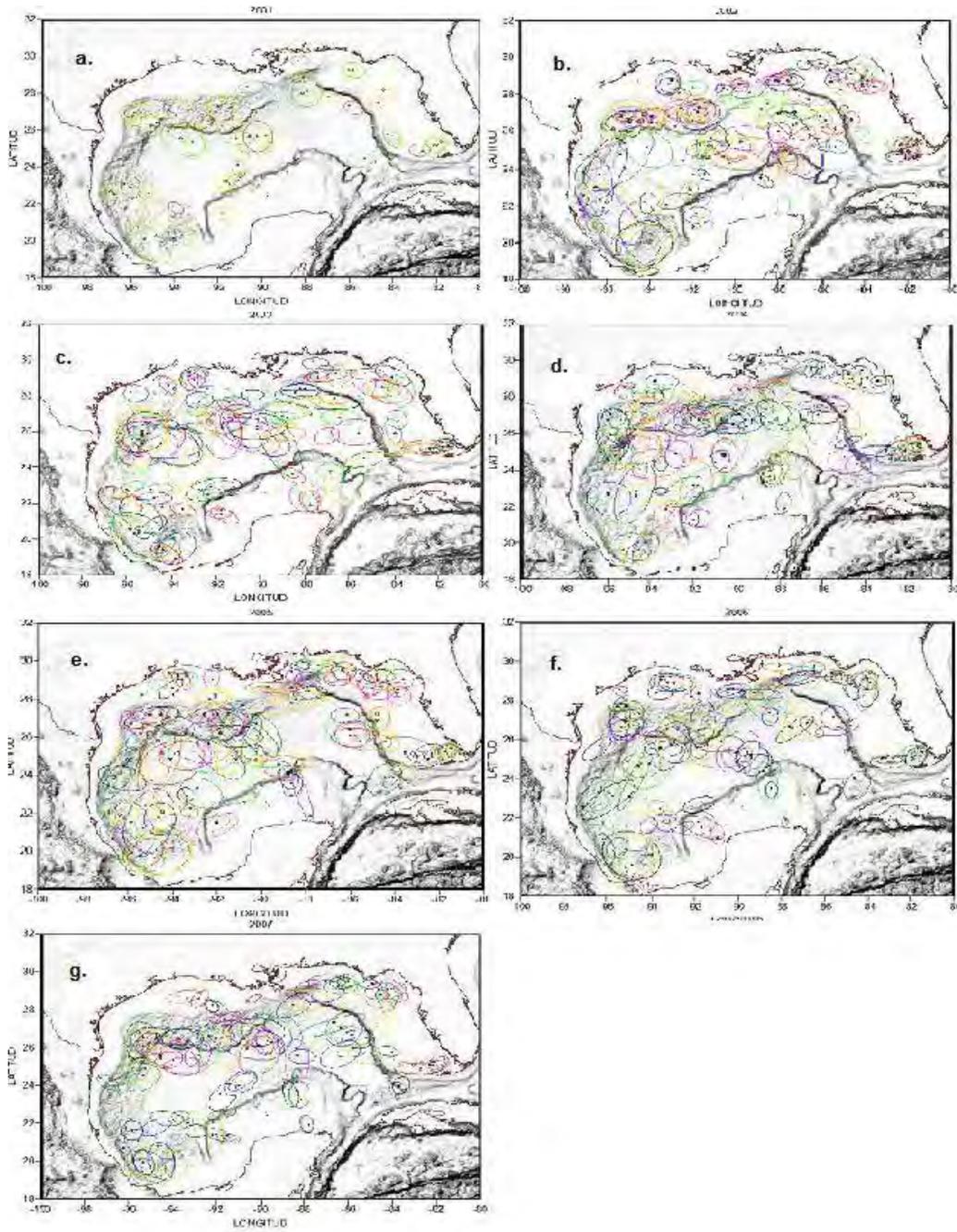


Fig. 4.2.9. Giros ciclónicos identificados por año (2001-2007) en el Golfo de México a partir de los promedios mensuales de anomalía de la superficie libre del mar. Las letras a – g, representan los años de 2001 a 2007.

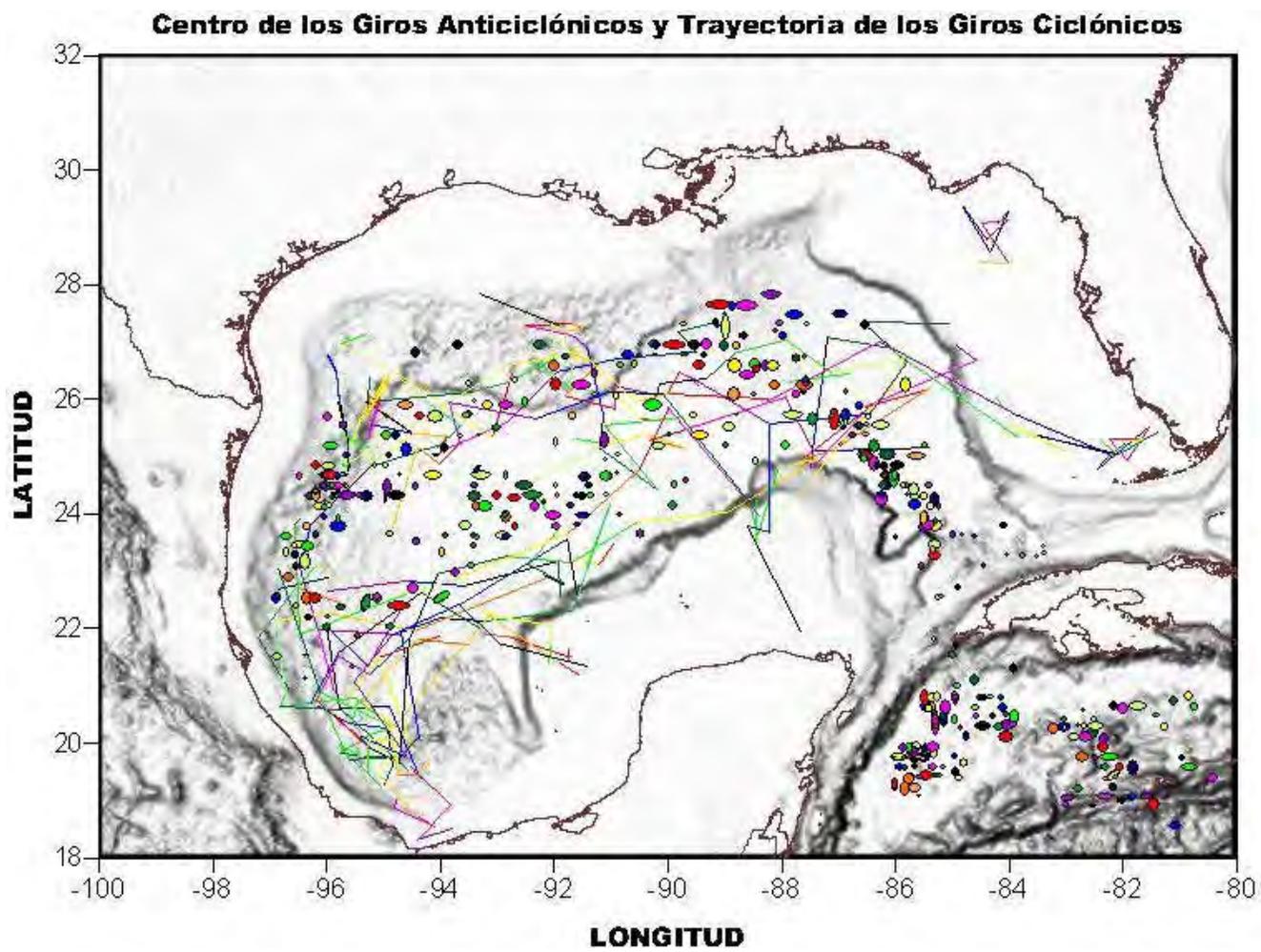


Fig. 4.2.10. Trayectorias de algunos giros ciclónicos identificados de los promedios mensuales de anomalía de la superficie libre del mar (líneas) y centro de los giros anticiclónicos (círculos y elipses) de 2001 a 2007.

Los giros ciclónicos identificados de los promedios mensuales de anomalías de la superficie libre del mar y las corrientes modeladas de 2001 a 2007 (Fig. 4.2.11) muestran que la estructura ciclónica es cuasi permanente en la Bahía de Campeche. De septiembre a diciembre es cuando tiene su máxima intensidad encontrándose en esas fechas confinado en la parte suroeste de la bahía, de enero a agosto se forma un nuevo giro y se desplaza hacia el sur oeste, este proceso fue reportado por Monreal Gómez y Salas de León (1990).

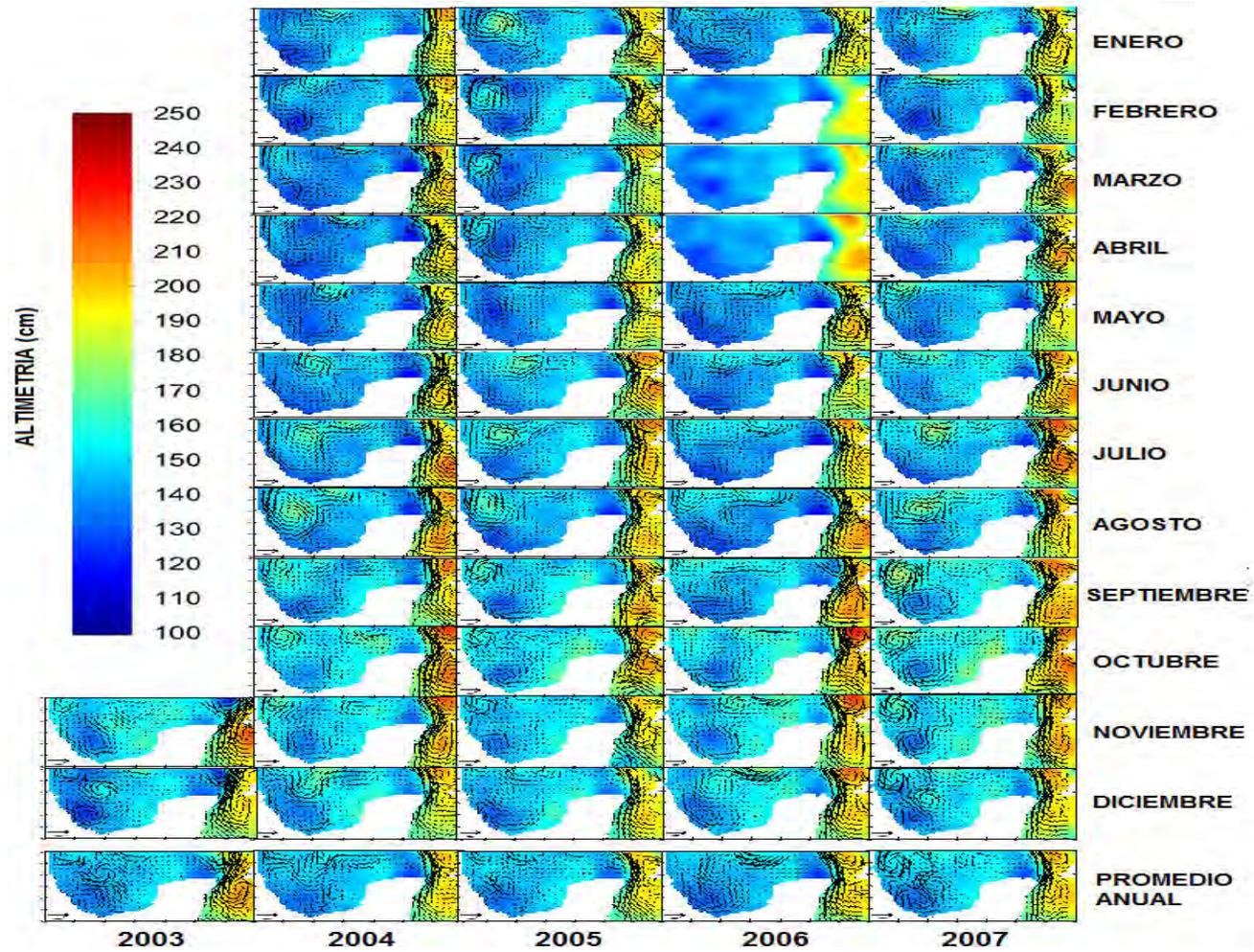


Fig. 4.2.11. Giros ciclónicos identificados de los promedios mensuales de anomalías de la superficie libre del mar (líneas) y corrientes modeladas de 2001 a 2007.

4.3 Trayectorias de boyas

A partir de datos de boyas de deriva ARGOS en el periodo de agosto de 1999 a junio del 2008 (<http://www.aoml.noa.gov/phod/trinanes/xbt.html>), se construyeron la imagen de las trayectorias de dichas boyas, para diferentes tiempos (Fig. 4.3.1), los cuales se presentan con distintos colores. Algunas de las trayectorias de estas boyas se sobrepusieron a patrones de circulación obtenidos de datos de altimetría (Fig. 4.3.2).

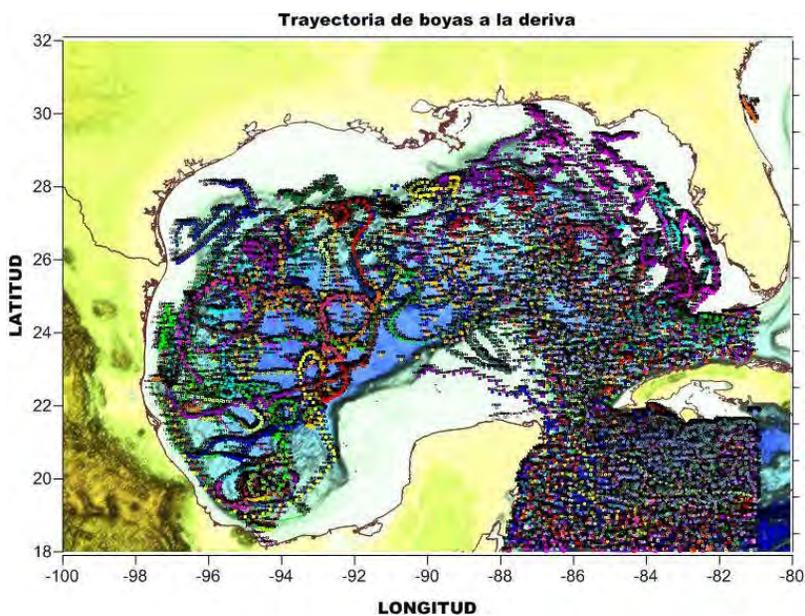


Fig. 4.3.1 Trayectoria de boyas ARGOS de agosto de 1999 a junio de 2008.

Los resultados muestran una gran correspondencia entre la trayectoria de las boyas y la circulación obtenida con altimetría, esto se obtuvo reconstruyendo la trayectoria seguida por la boya para cada fecha de los datos de la circulación observada con altimetría. Para la Bahía de Campeche se puede observar la tendencia a seguir la circulación ciclónica en la mayoría de los casos. En la región de la plataforma de Campeche no se encontró ninguna boya, lo mismo se puede ver para las plataformas de Texas-Luisiana y gran parte de Florida. Es importante mencionar que las boyas que llegan a la bahía se trasladan primero hacia el sur y

posteriormente siguen la costa moviéndose hacia el norte por la influencia de la Corriente Mexicana, se separan de la costa pero continúan sobre el borde del talud y algunas alcanzan a llegar hasta las costas de Texas.

4.4 Resultados de modelos numéricos

La circulación en el Golfo de México se simuló bajo dos batimetrías diferentes, en la primera se consideró la batimetría real y en la segunda simulación se modificó la batimetría quitando el Cañón de Campeche, esto con el objeto de estimar la respuesta de las corrientes a la forma del cañón. Los resultados fueron muy similares en ambos experimentos (Fig. 4.4.1), se pudo apreciar que el cambio en la batimetría no evitó ni modificó la formación del giro ciclónico.

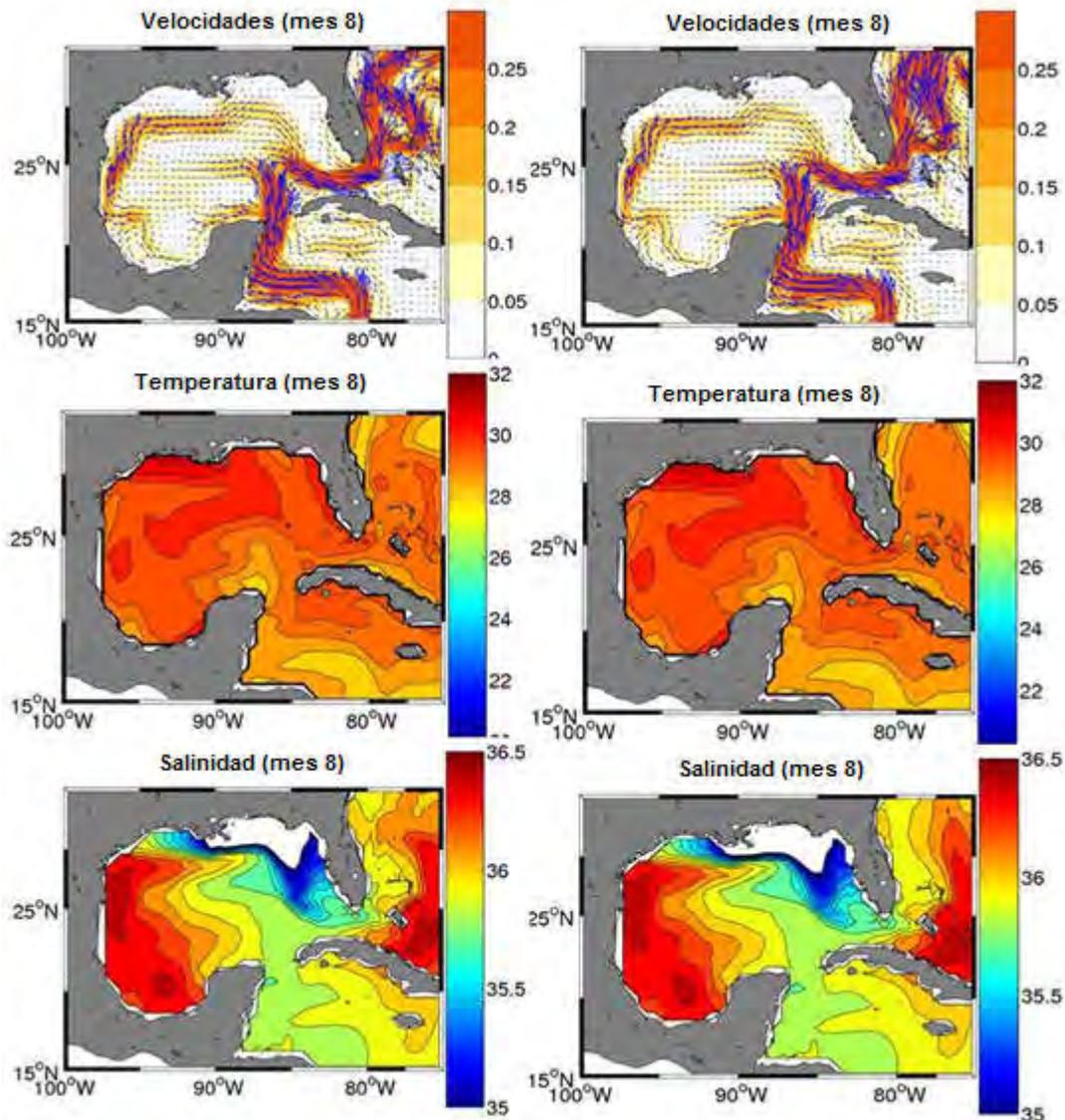
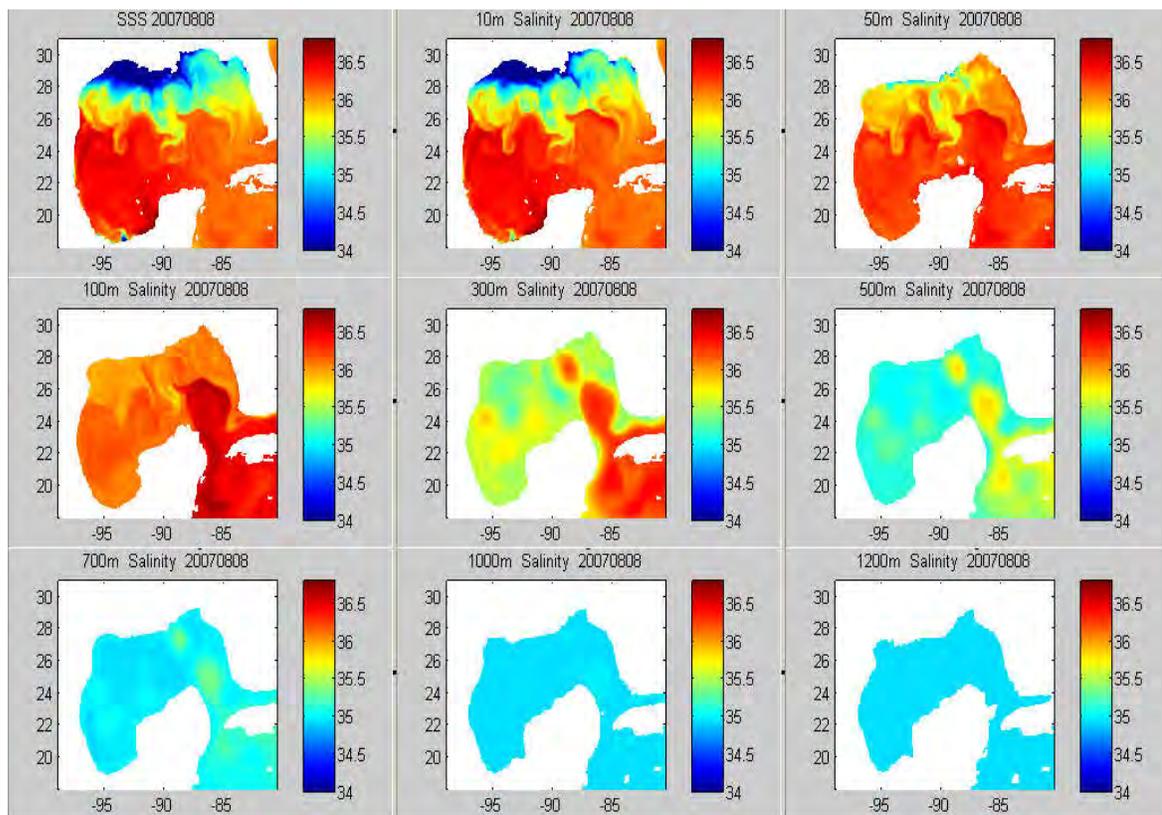


Fig. 4.4.1. Resultados de la simulación de velocidad, temperatura y salinidad mediante el modelo OPA. Circulación superficial y distribución superficial de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad. Con la batimetría real (Izquierda) y con la batimetría modificada (Derecha).

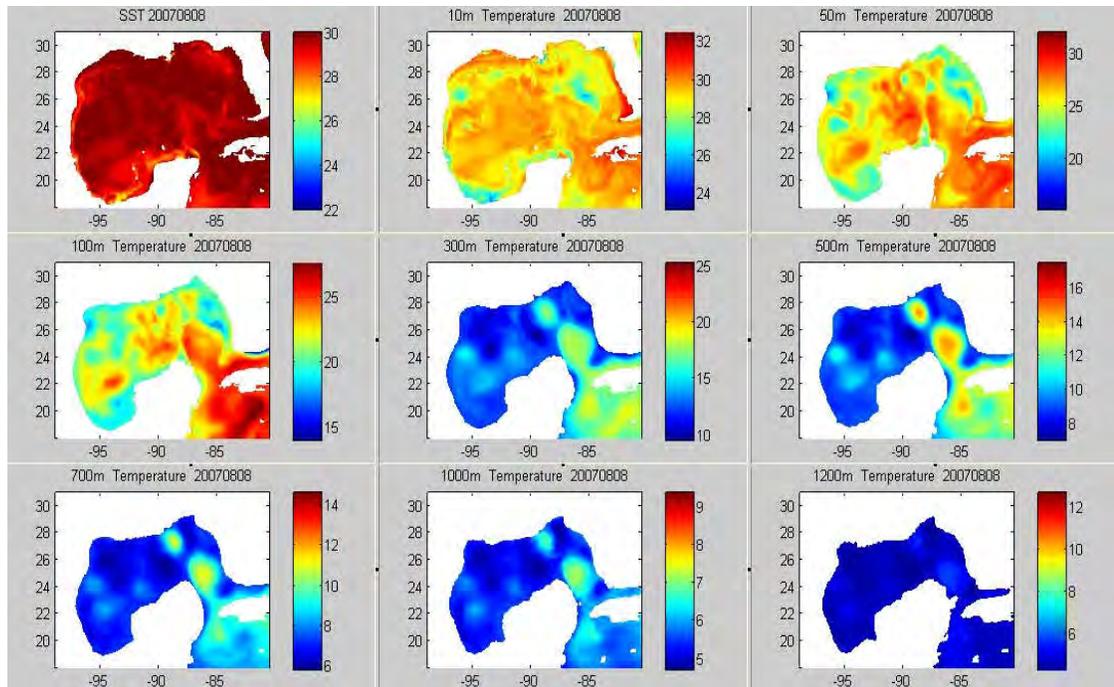
Solo en el caso de la salinidad se produjo una ligera elongación hacia el noroeste del núcleo de alta salinidad que se forma en la parte central de la bahía. El modelo reproduce la Corriente Mexicana que va desde la parte norte de Campeche hasta las costas de Texas-Luisiana y que se une a la Corriente de Lazo que sale por el Estrecho de Florida.

Por otro lado, la velocidad, temperatura y salinidad se simularon usando el

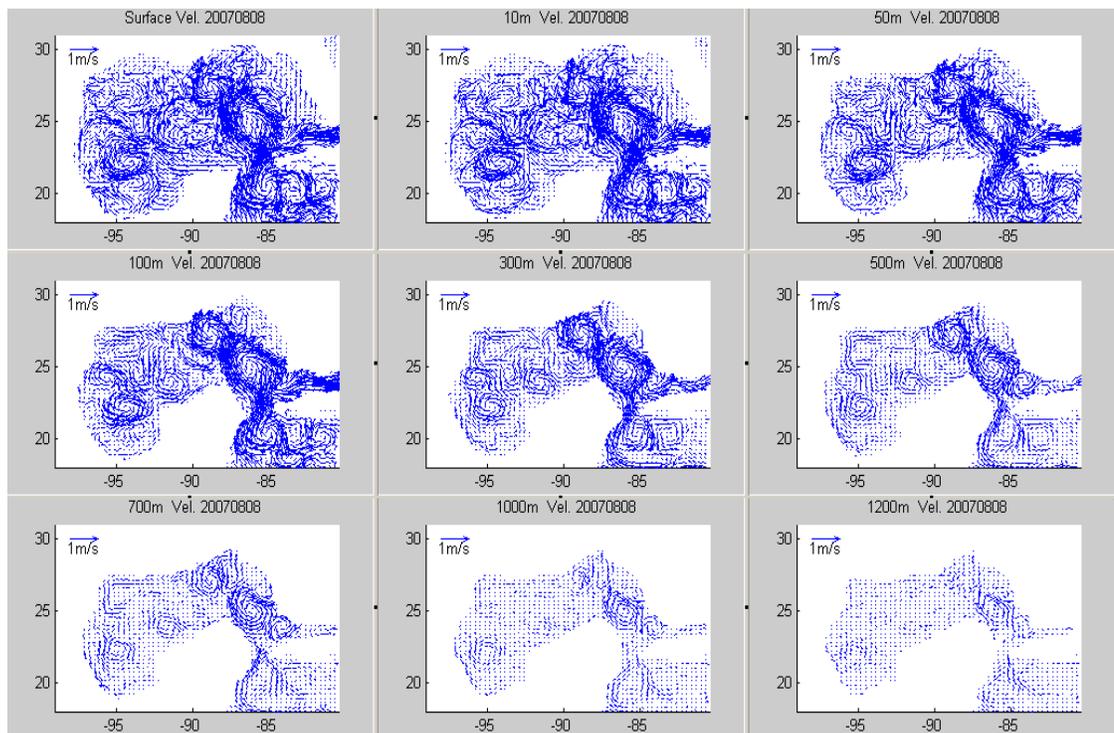
modelo HYCOM del 3 de noviembre del 2003 al 26 de junio del 2008 a diferentes profundidades, como se describió en la metodología. HYCOM tiene una mejor resolución al reproducir los campos de temperatura que el modelo OPA, usado para ver la respuesta del cambio de la batimetría en la zona de la Bahía de Campeche, OPA responde de mejor manera ante cambios abruptos de la forma del fondo. La solución para el caso particular del ocho de agosto de 2007 se muestra en las figuras 4.4.2 a 4.4.4.



a) Salinidad



b) Temperatura



c)

Fig. 4.4.2. Distribución de a) salinidad, b) temperatura y, c) corrientes: en superficie, 10, 50, 100, 300, 500, 700, 1000 y 1200 m de profundidad, obtenidas mediante el modelo HYCOM, para el ocho de agosto de 2007.

Las corrientes muestran la existencia de un giro ciclónico en la Bahía de Campeche y al norte de éste un giro anticiclónico; el giro ciclónico deja de ser perceptible a partir de los 700 m, mientras que el giro anticiclónico continúa siendo visible aun a los 1200 m. La temperatura muestra valores bajos en la parte este de la bahía, desde la superficie hasta el fondo. En cuanto a la salinidad, ésta no presenta un patrón que muestre la existencia de los giros ciclónicos o anticiclónicos; Sin embargo, es notoria la desviación de la pluma de la descarga del sistema de ríos Grijalva-Usumacinta hacia la izquierda de su desembocadura, hacia el noroeste, cuando por el efecto de Coriolis debería de esperarse una desviación hacia la derecha, como lo han reportado Salas de León *et al.* (2008), ésta desviación es debida a la influencia del giro ciclónico (Salas de León *et al.*, 2008). Es interesante observar de la secuencia mensual de imágenes de temperatura para el 2004 (Fig. 4.4.3), en las cuales solo se presentan seis profundidades (10, 50, 100, 300, 500 y 1000 m), que los giros ciclónicos al igual que los anticiclónicos, se encuentran a distintas profundidades y, que en algunas ocasiones la presencia de los giros en niveles profundos no es perceptible en los niveles superiores o viceversa; de igual forma, se puede observar como en niveles profundos se tiene una circulación invertida a la que se observa en los niveles superiores. Las figuras (4.4.3) a (4.4.13) muestran una secuencia de la solución para la temperatura a diferentes profundidades por meses del 2004.

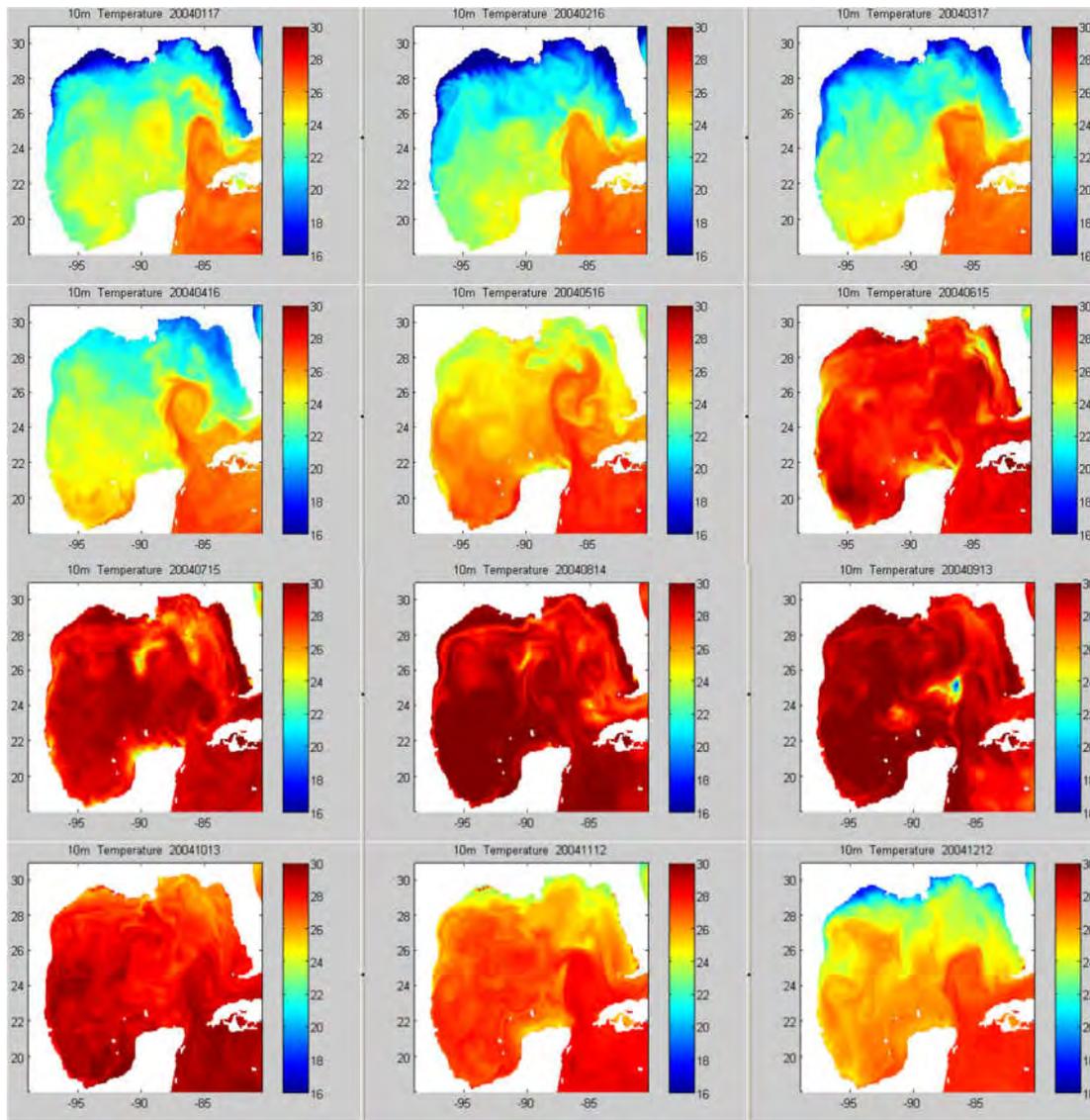


Fig. 4.4.3. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 10 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

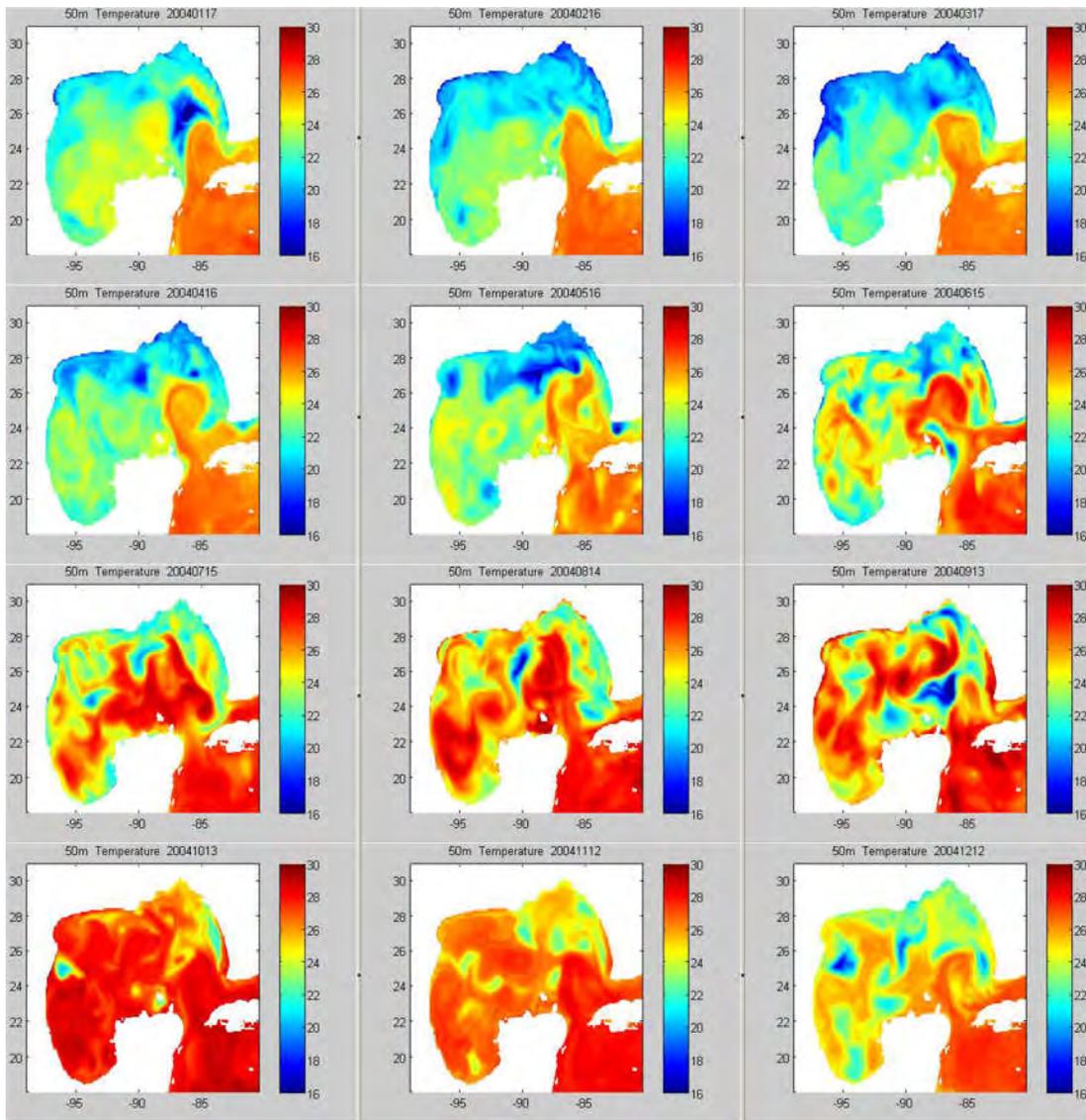


Fig. 4.4.4. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 50 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

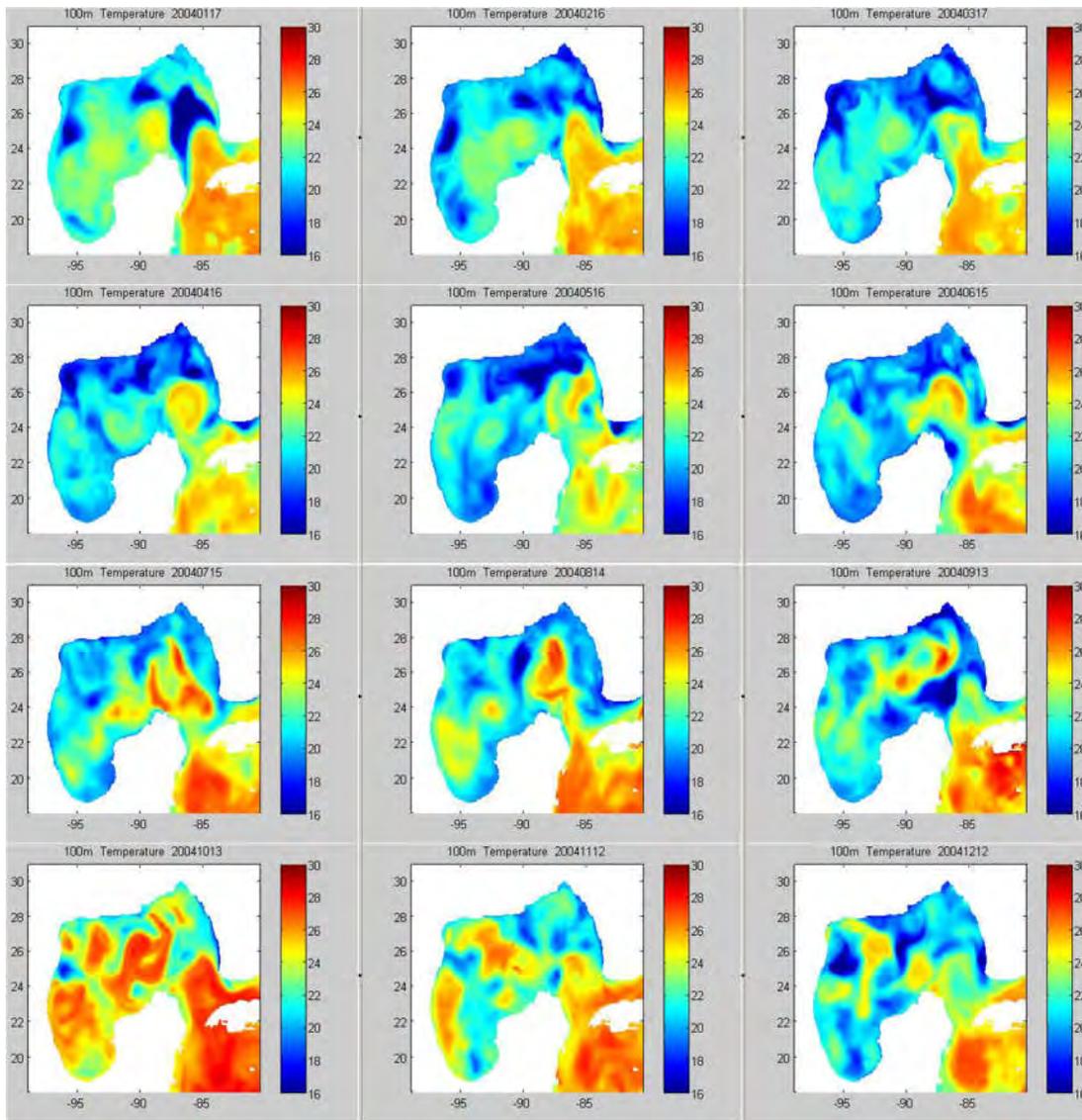


Fig. 4.4.5. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 100 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

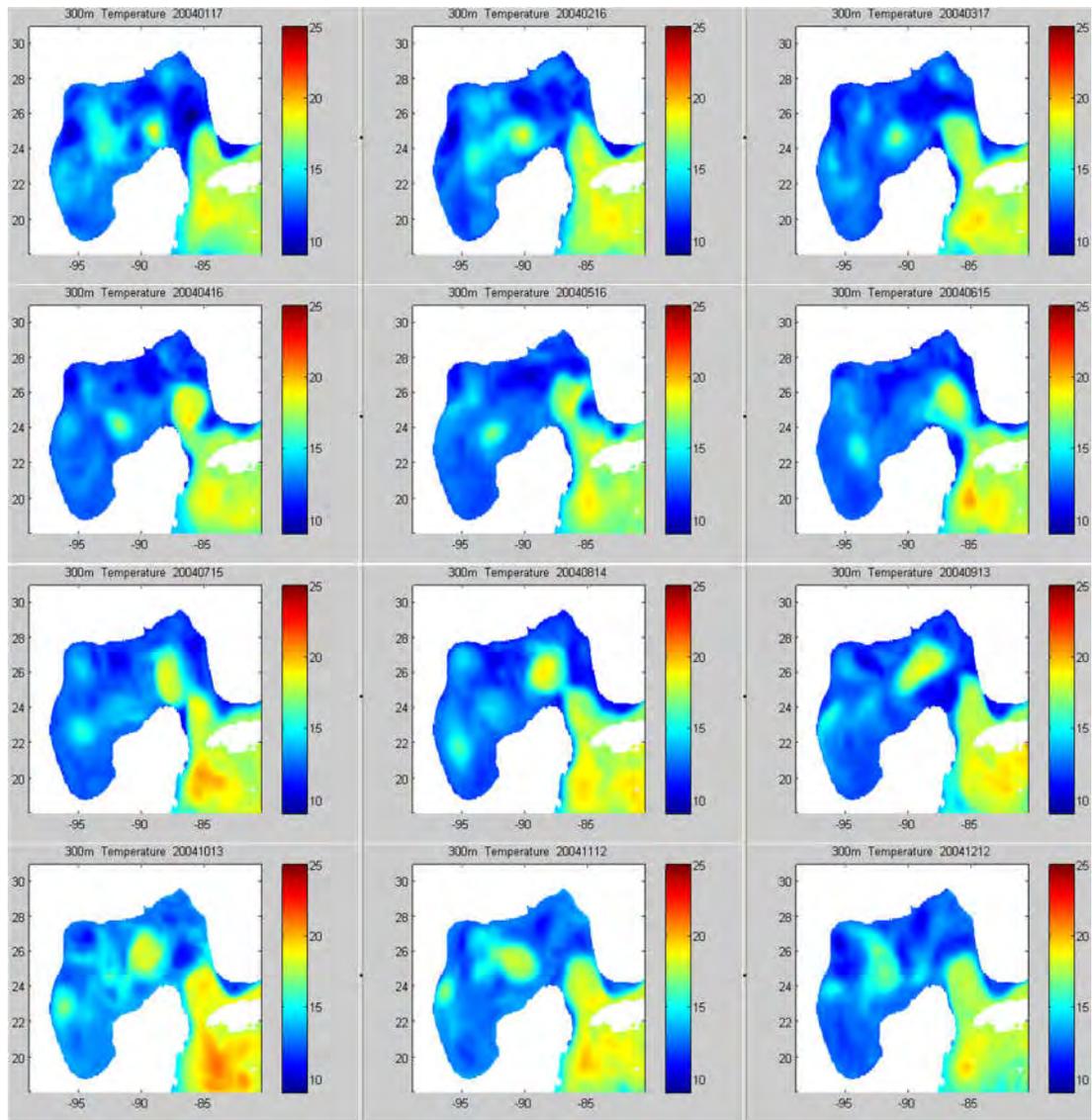


Fig. 4.4.6. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 300 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

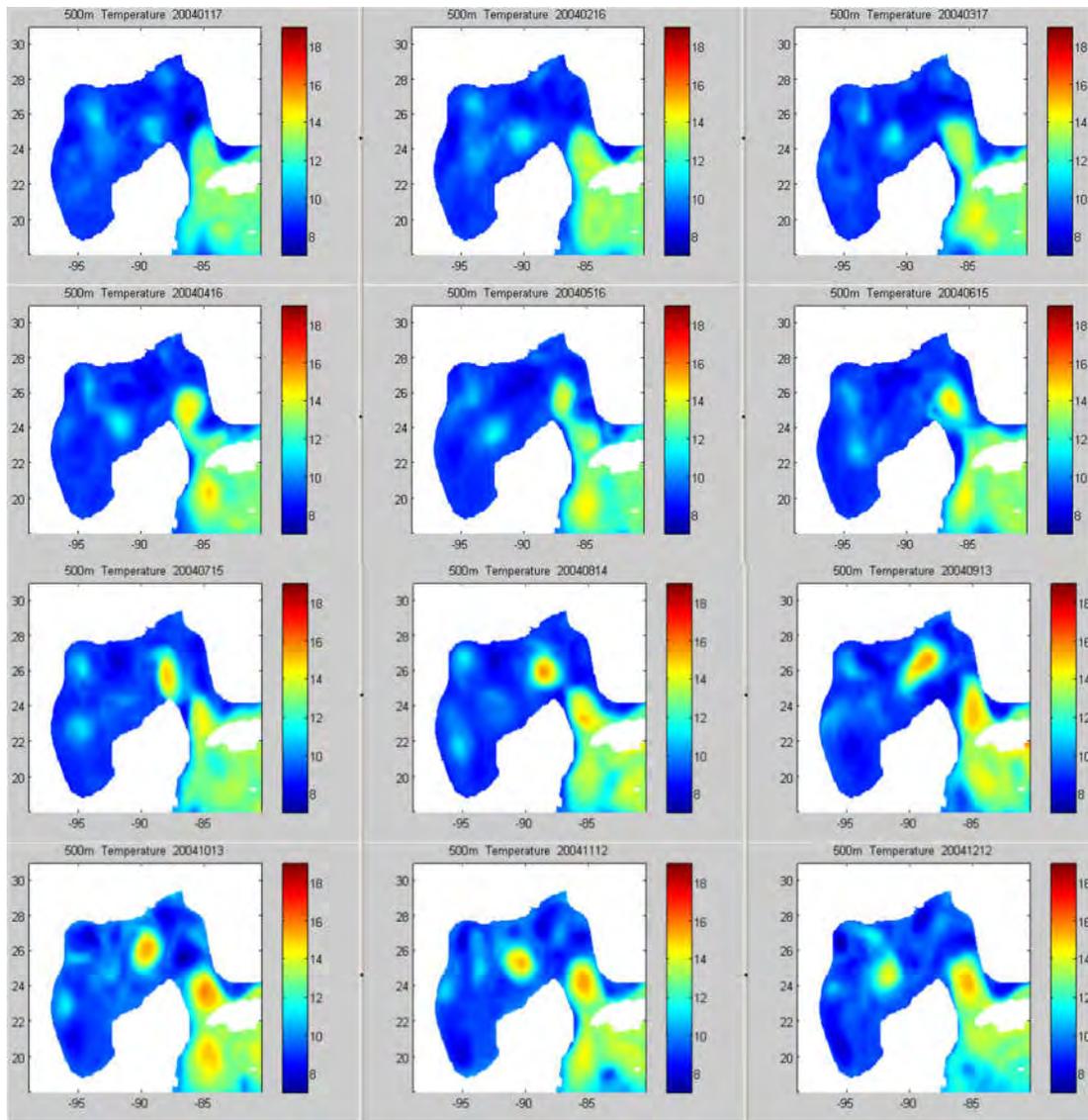


Fig. 4.4.7. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 500 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

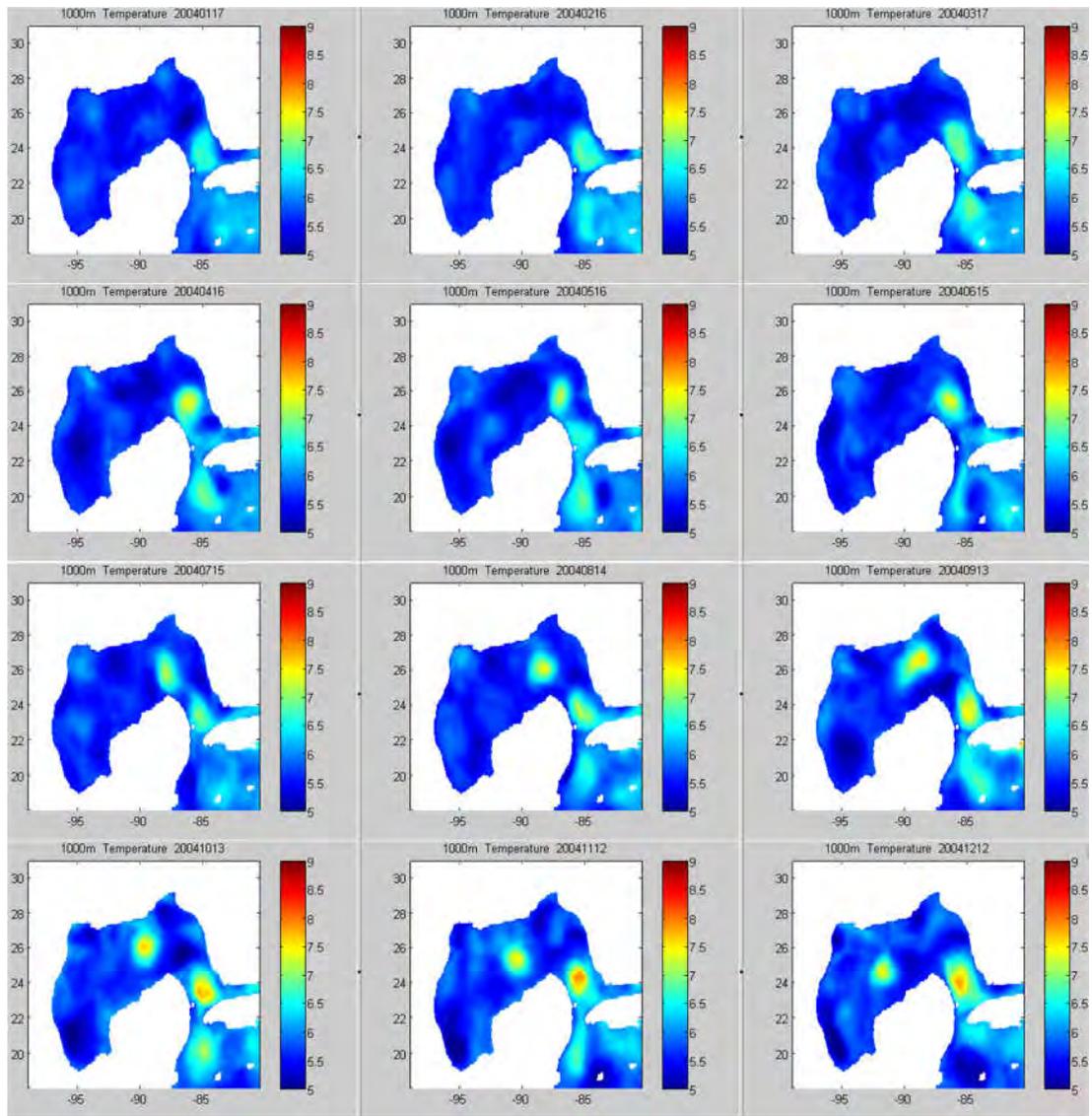


Fig. 4.4.8. Distribución de temperatura mensual en 2004 a 1000 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

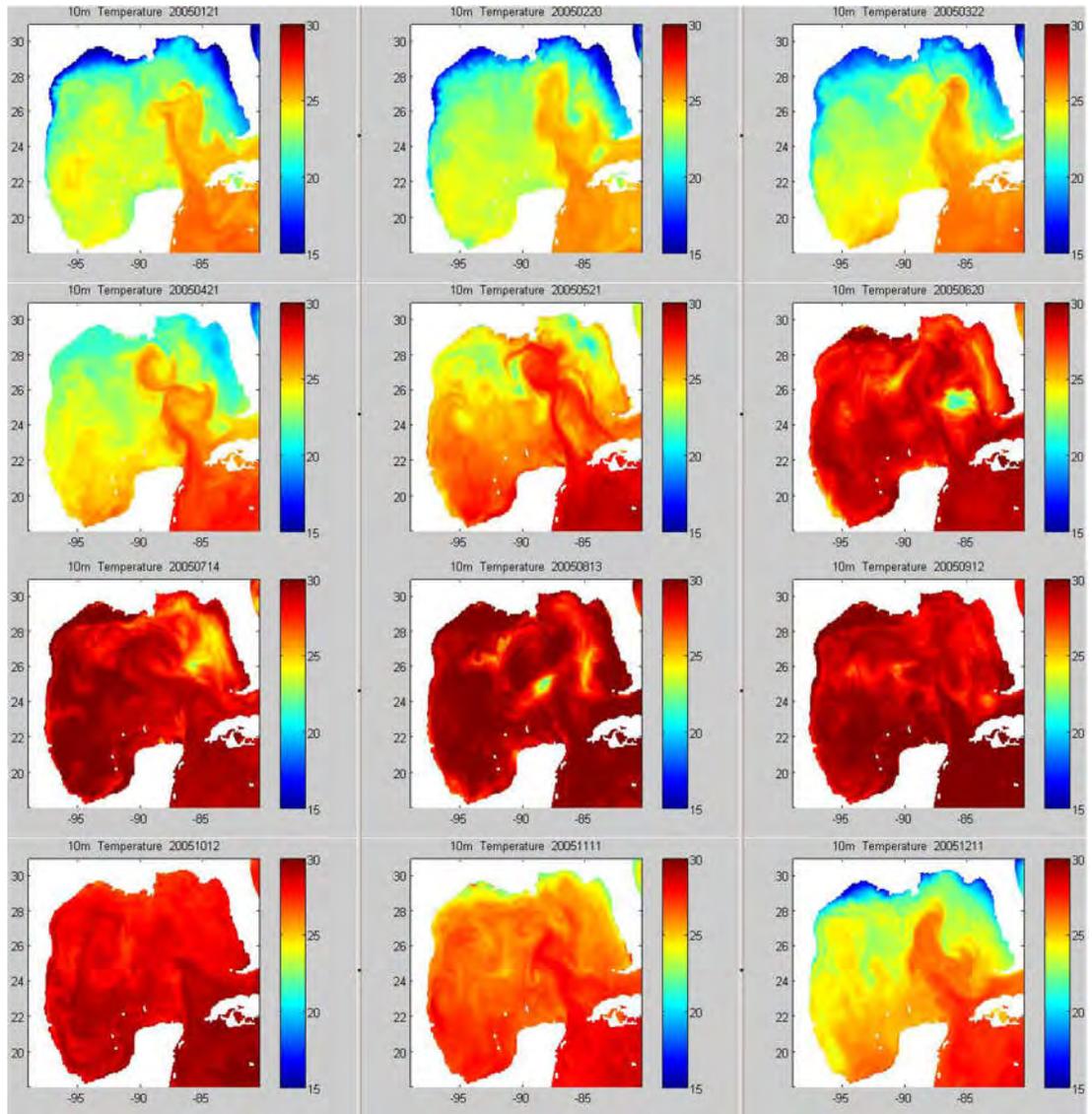


Fig. 4.4.9. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 10 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

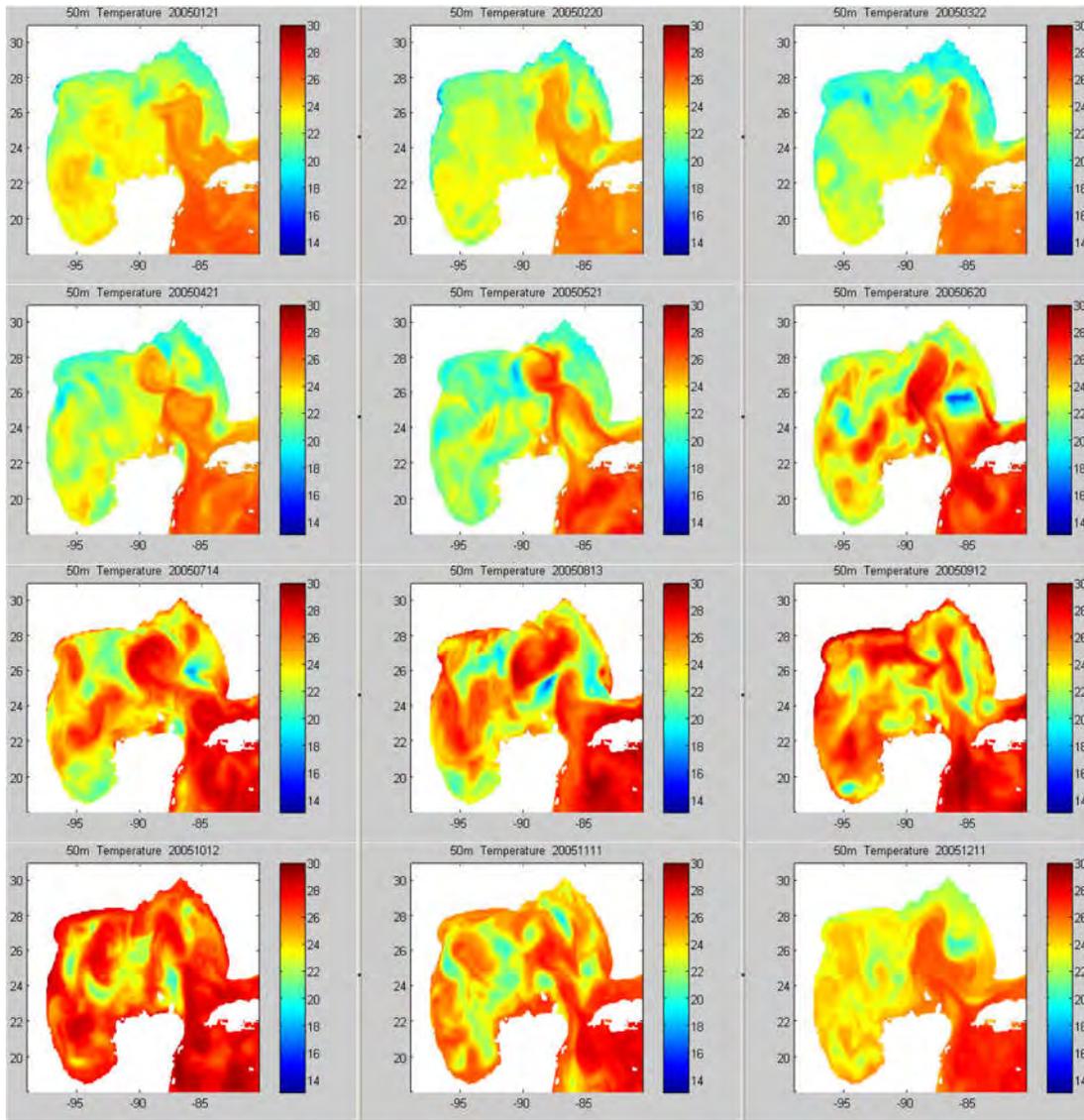


Fig. 4.4.10. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 50 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

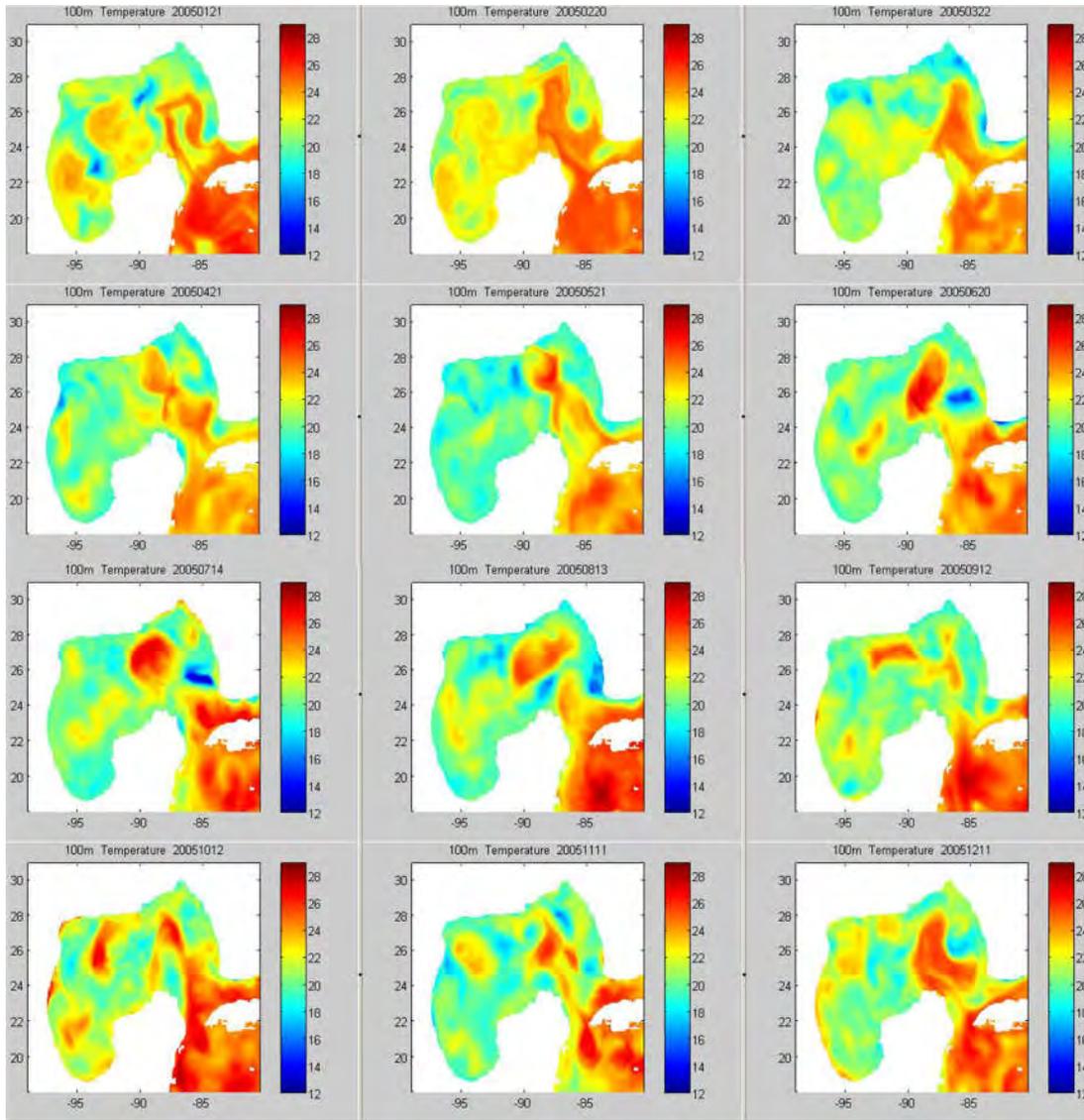


Fig. 4.4.10. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 100 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

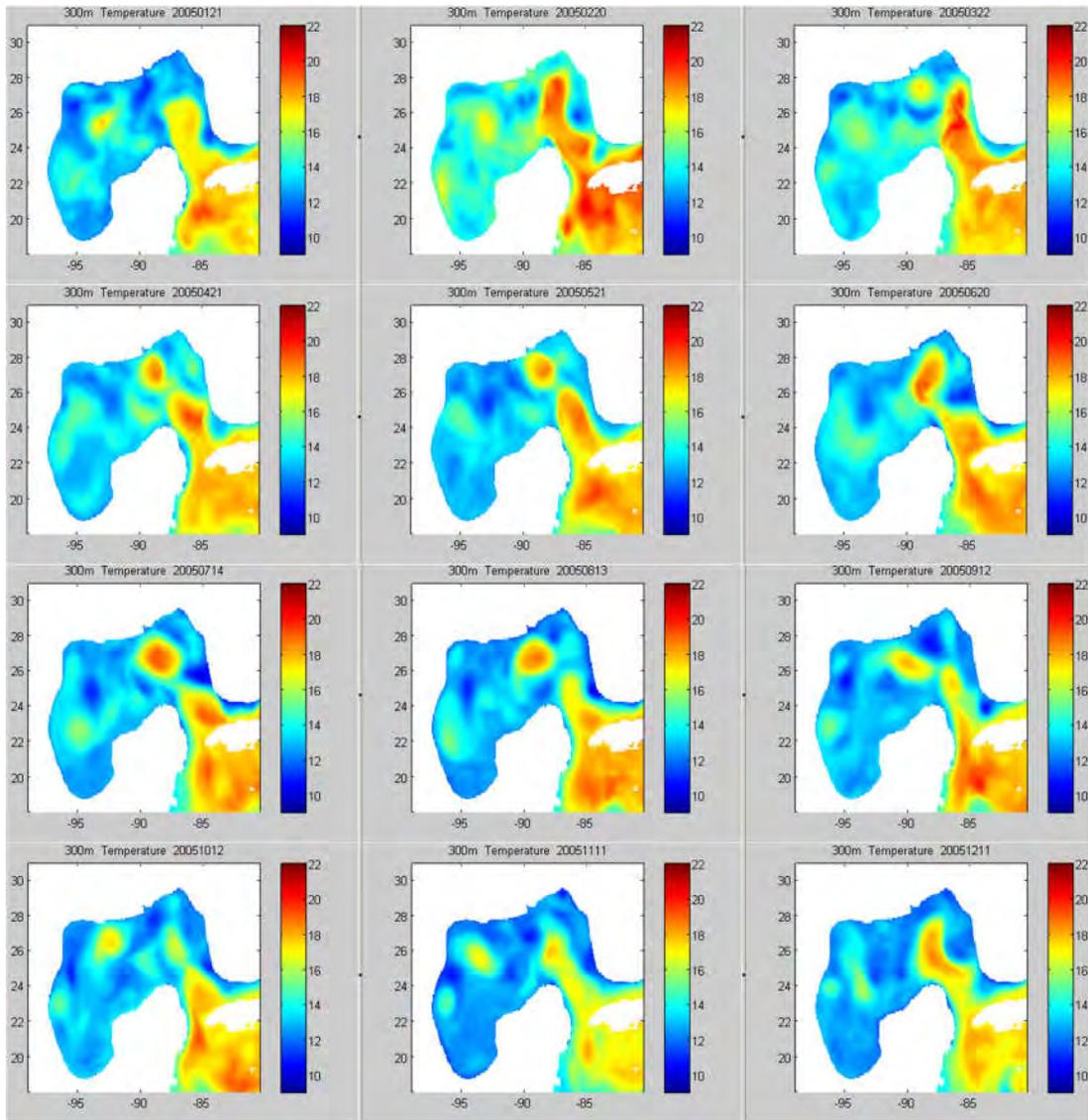


Fig. 4.4.11. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 300 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

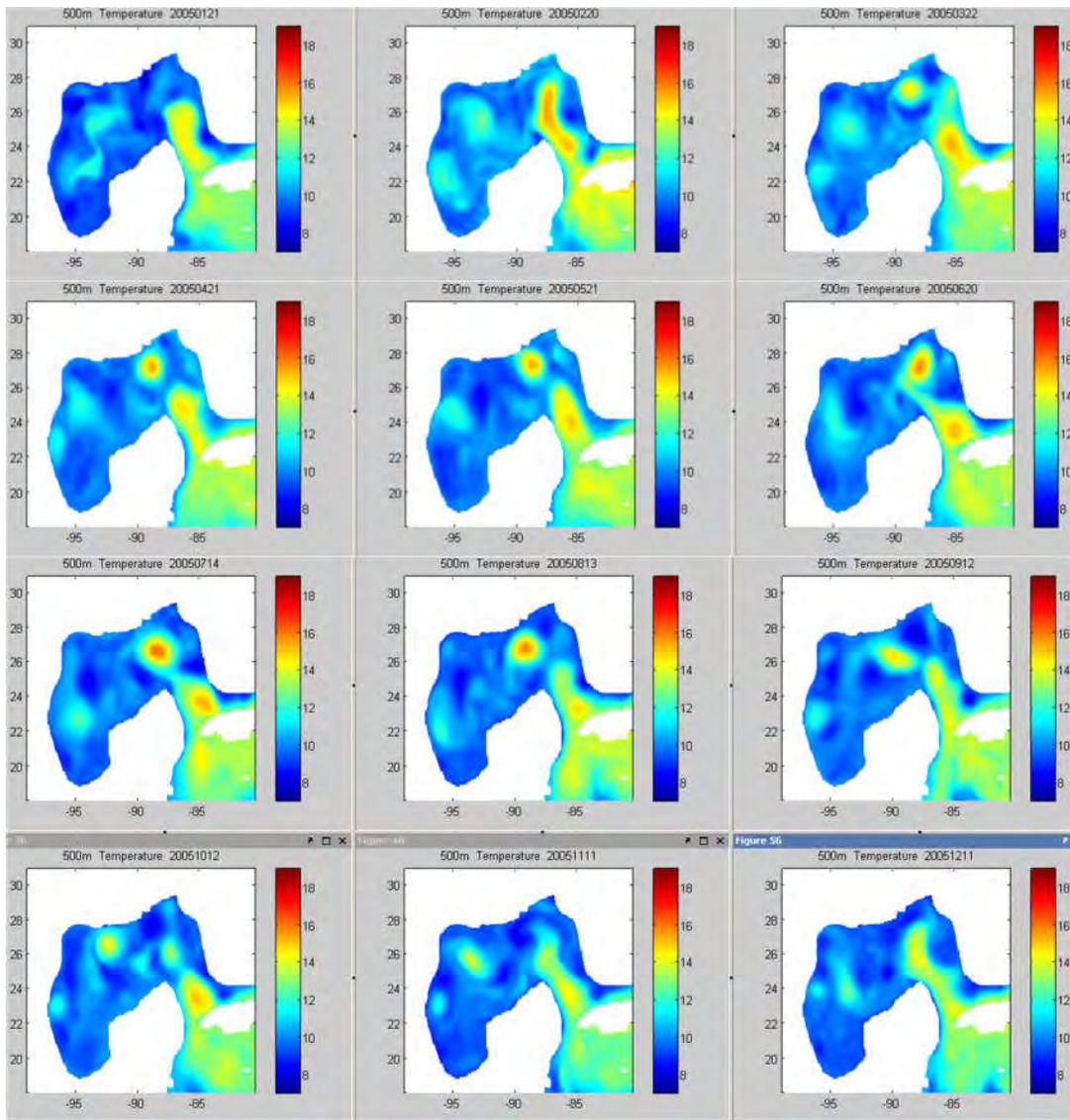


Fig. 4.4.12. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 500 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

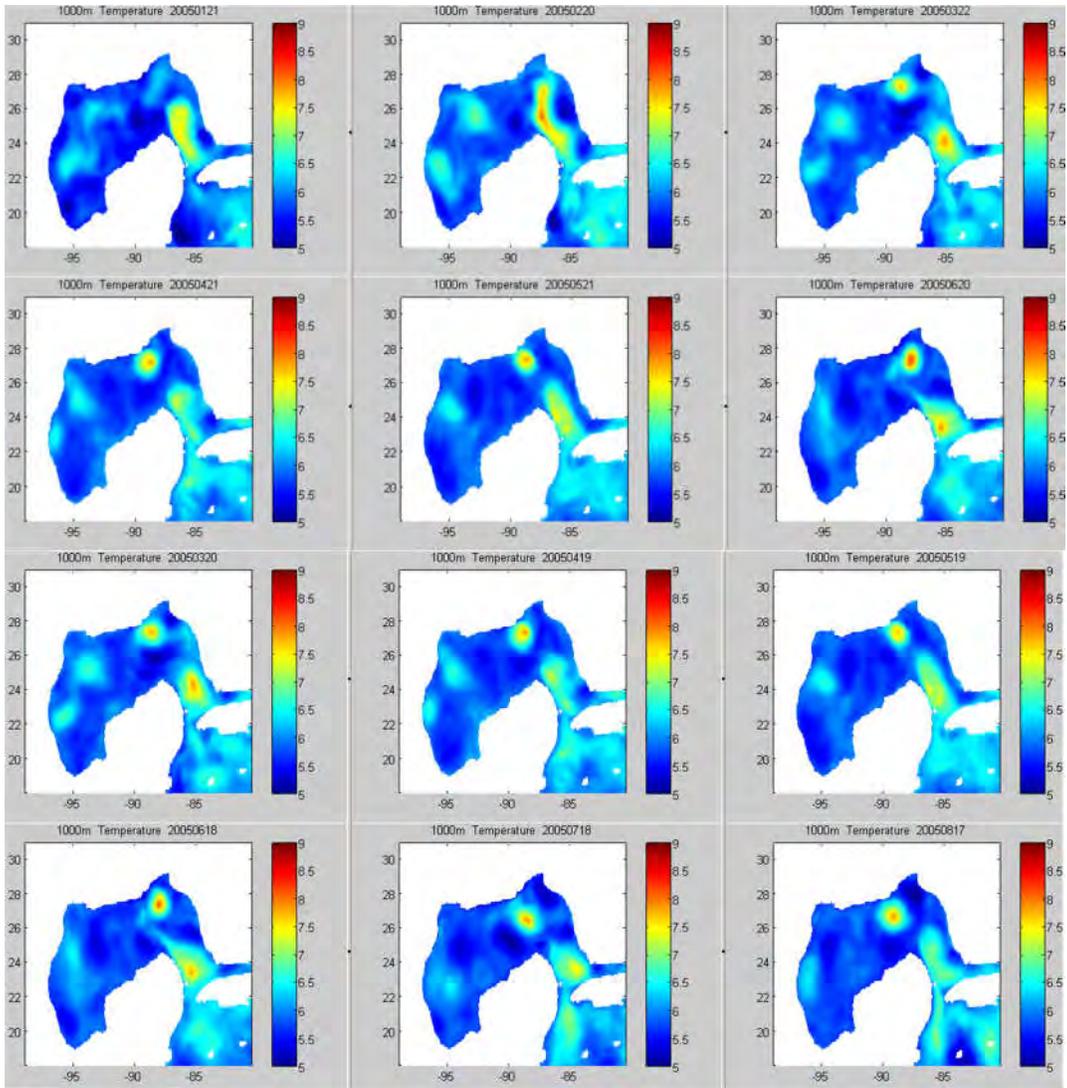


Fig. 4.4.13. Distribución de temperatura mensual en 2005 a 1000 m de profundidad obtenida mediante el modelo HYCOM.

De los giros ciclónicos observados con altimetría, solo a algunos se les llevó a cabo un análisis a distintas profundidades mediante el uso de los datos obtenidos con el HYCOM, con lo cual se observó que la formación de los giros puede ser a distintas profundidades (Fig. 4.4.14 y 4.4.15), como es el caso de algunos de los giros ciclónicos observados en la superficie parecían haberse formado por la colisión del gran giro anticiclónico con el talud de la plataforma de Veracruz y/o Tamaulipas, los cuales en realidad se habían formado con

anterioridad en otro lugar y a mayor profundidad (Fig. 4.2.16).

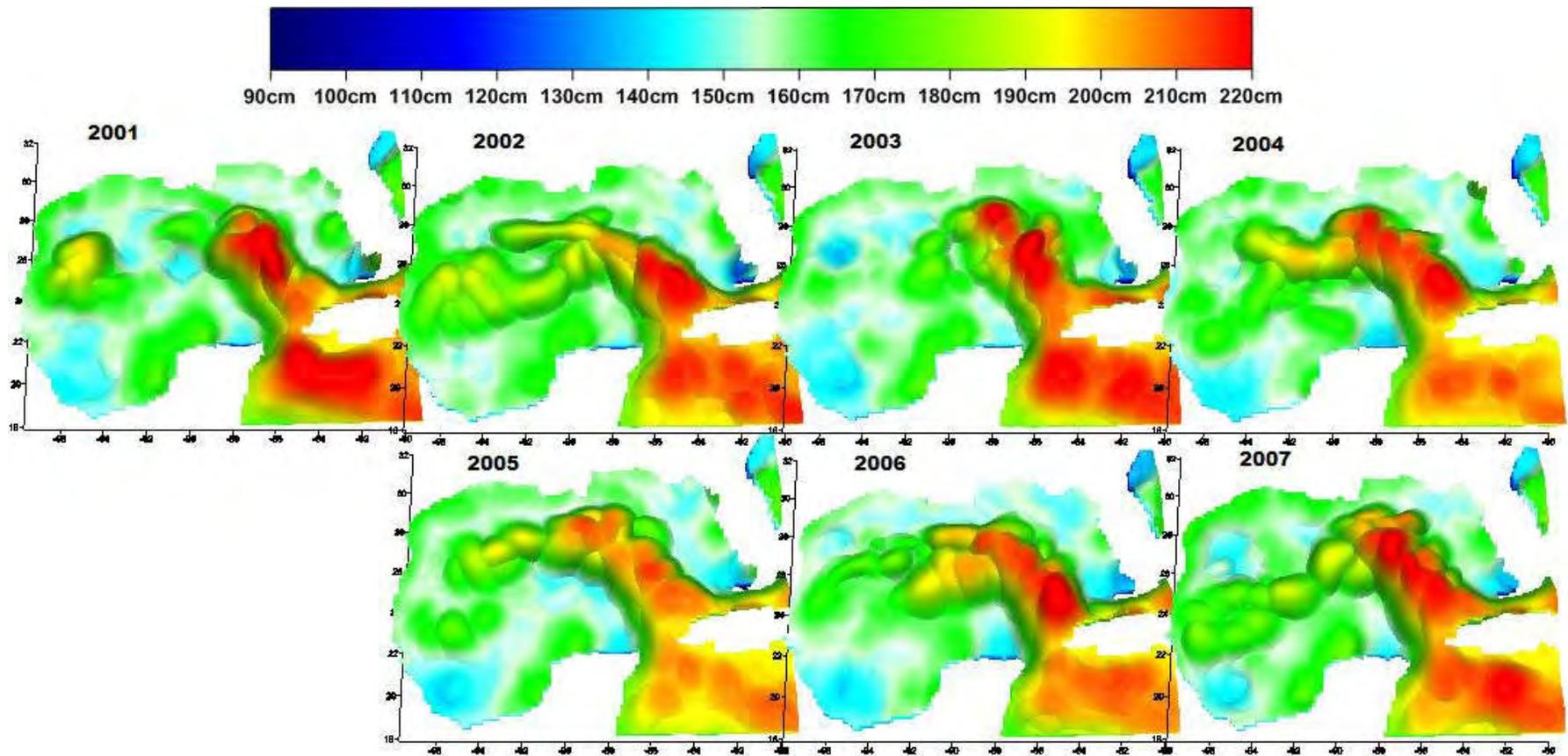


Figura 4.4.14. Desplazamiento de los giros anticiclónicos que se desprendieron de la corriente de lazo, de los promedios mensuales de los datos de altimetría desde agosto del 2001 al 2007.

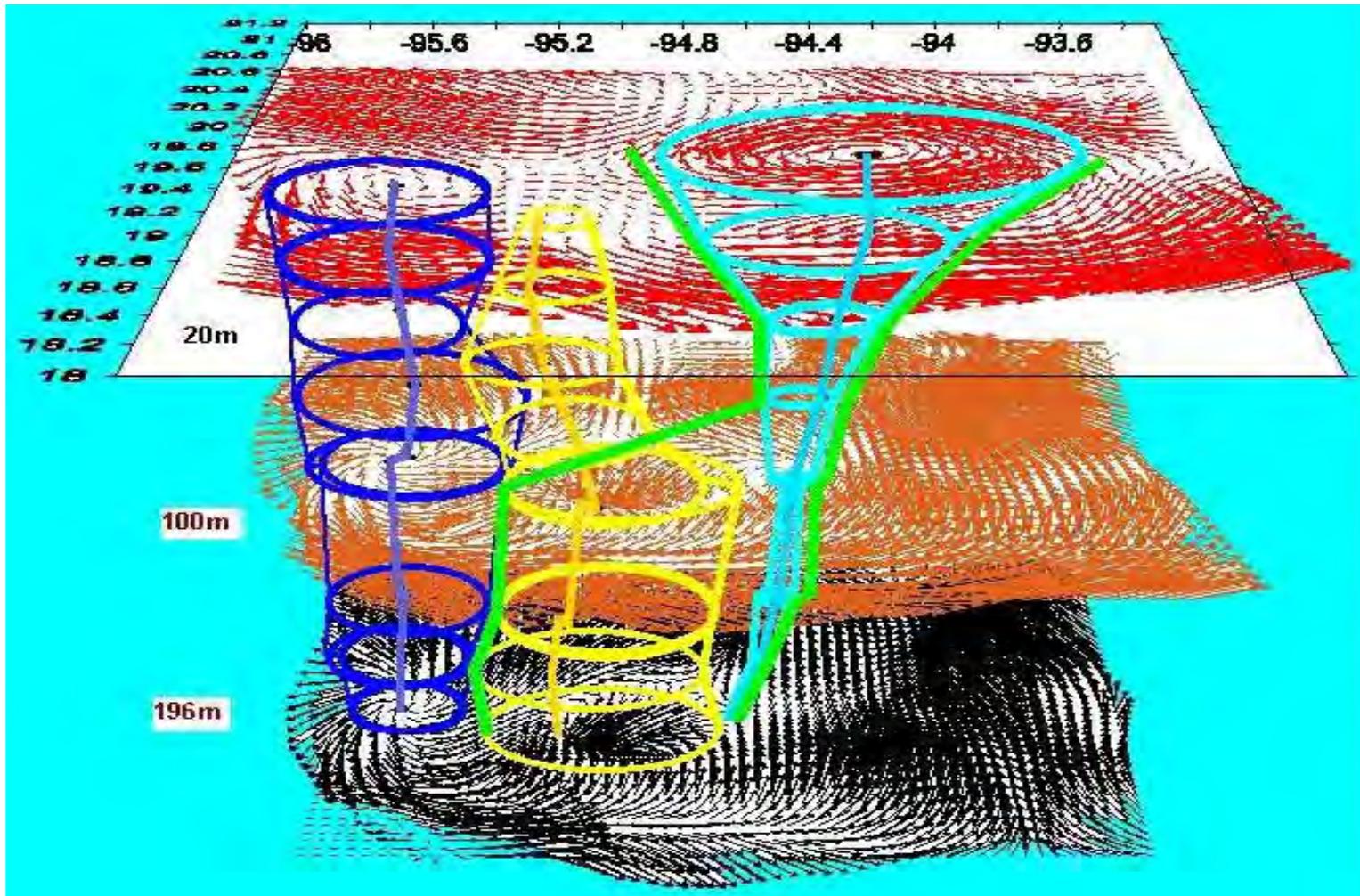


Figura 4.4.15. Giros en la sección central de la Bahía desde los 4 a los 196 m.

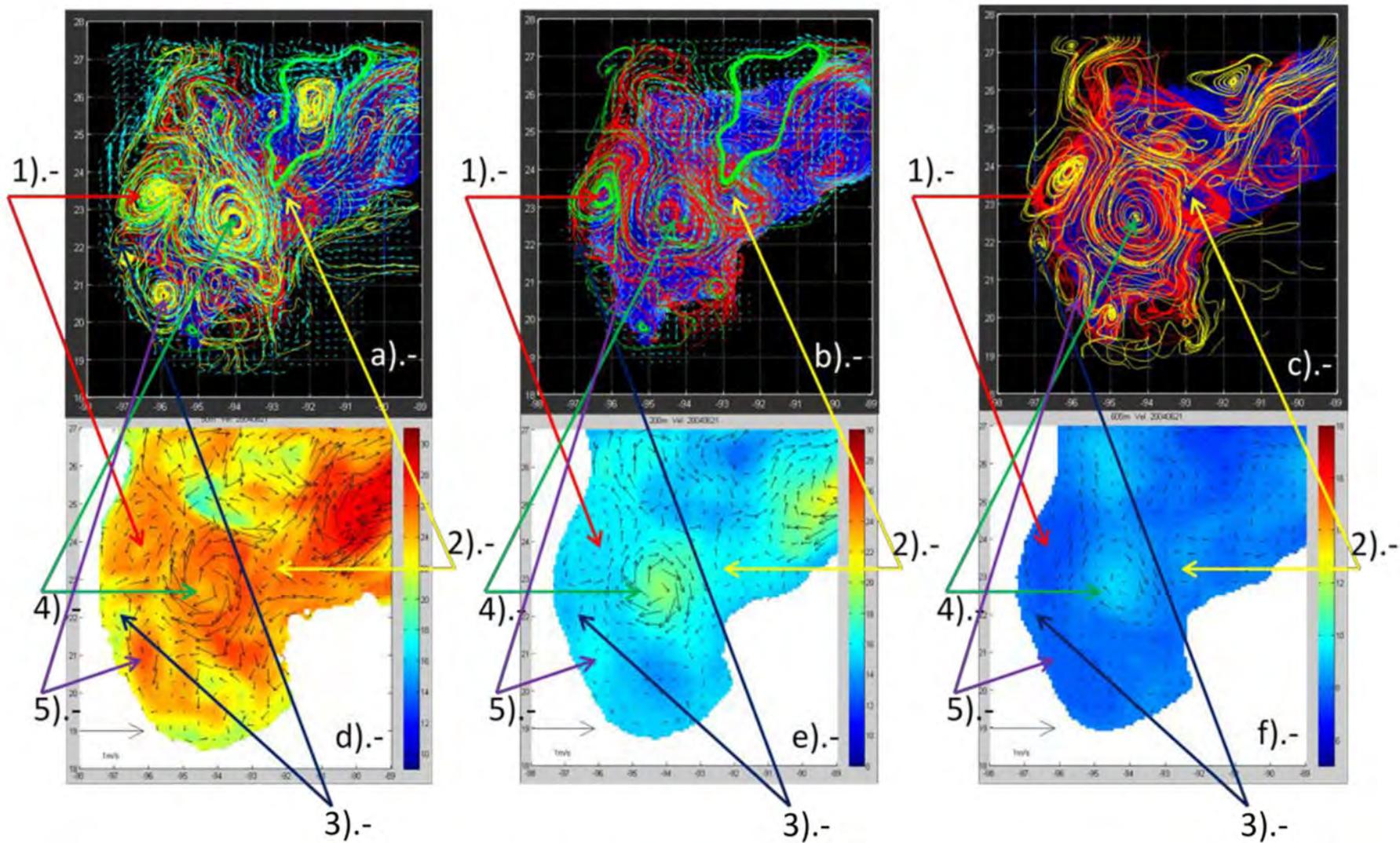


Figura 4.4.16. Circulación en la Bahía de Campeche del día 21 de junio del 2004.

En la figura 4.4.16 se muestra la circulación en la Bahía de Campeche del día 21 de junio del 2004, en las figuras (a), (b) y (c) las líneas de corriente con amarillo son de los primeros 125 m de profundidad, con verde de los 150 m a los 250 m y con rojo de los 300 m a los 2000 m, los vectores de corriente en la figura (a) corresponden a las profundidades de los primeros 125 m y los de la figura (b) de los 300 m a los 2000 m. La figura (d) es de los vectores de velocidad y la temperatura en °C a 50 m, la figura (e) es de los vectores de velocidad y la temperatura en °C a 200 m y la figura (f) es de los vectores de velocidad y la temperatura en °C a 600 m. Con las flechas rojas en (1) se señala un remanente del giro ciclónico que dominó la Bahía de Campeche, que se formó por la interacción de un giro anticiclónico, que se desprendió de la Corriente de Lazo en agosto del 2003, con el talud al norte de la plataforma de Yucatán y posteriormente fue fortalecido por el giro anticiclónico que le precedió en noviembre el cual se observa centrado en la bahía. El giro ciclónico fue muy notorio al noroeste de la plataforma a mediados de febrero, a mediados de marzo ya dominaba la mitad de la parte profunda de la bahía. Las flechas amarillas en (2) señalan un giro ciclónico profundo generado por la interacción del giro anticiclónico señalado con las flechas verdes, este giro ciclónico posteriormente dominó la bahía siendo muy pocas veces perceptible en la superficie por distintos giros ciclónicos que se hicieron notorios en la superficie como resultado de la interacción de la parte superficial del gran anticiclón en el Cañón de Campeche y al norte con el gran anticiclón que le antecedió. Las flechas azules en (3) señalan un remanente de giro ciclónico uno que fue bifurcado por el gran anticiclón centrado en la bahía. Con flechas verdes en (4) se señalan un giro anticiclónico que se desprendió de la corriente de lazo en noviembre del 2003. En flechas moradas (5) se señalan un anticiclón formado en la parte sur de la bahía por la interacción del ciclón uno con la parte sur del talud el cual se encuentra situado encima de circulación ciclónica.

Por lo tanto, al analizar en conjunto las imágenes de altimetría de la circulación superficial junto con los datos del HYCOM se pudo determinar que cuando vemos aparecer un giro en la superficie no necesariamente quiere decir

que éste se está generando en ese lugar, ya que su generación pudo haber sido antes, en otro lugar y a distinta profundidad, por lo que al ser desplazado y al interactuar con el fondo o con el talud se hace posible su observación en la superficie.

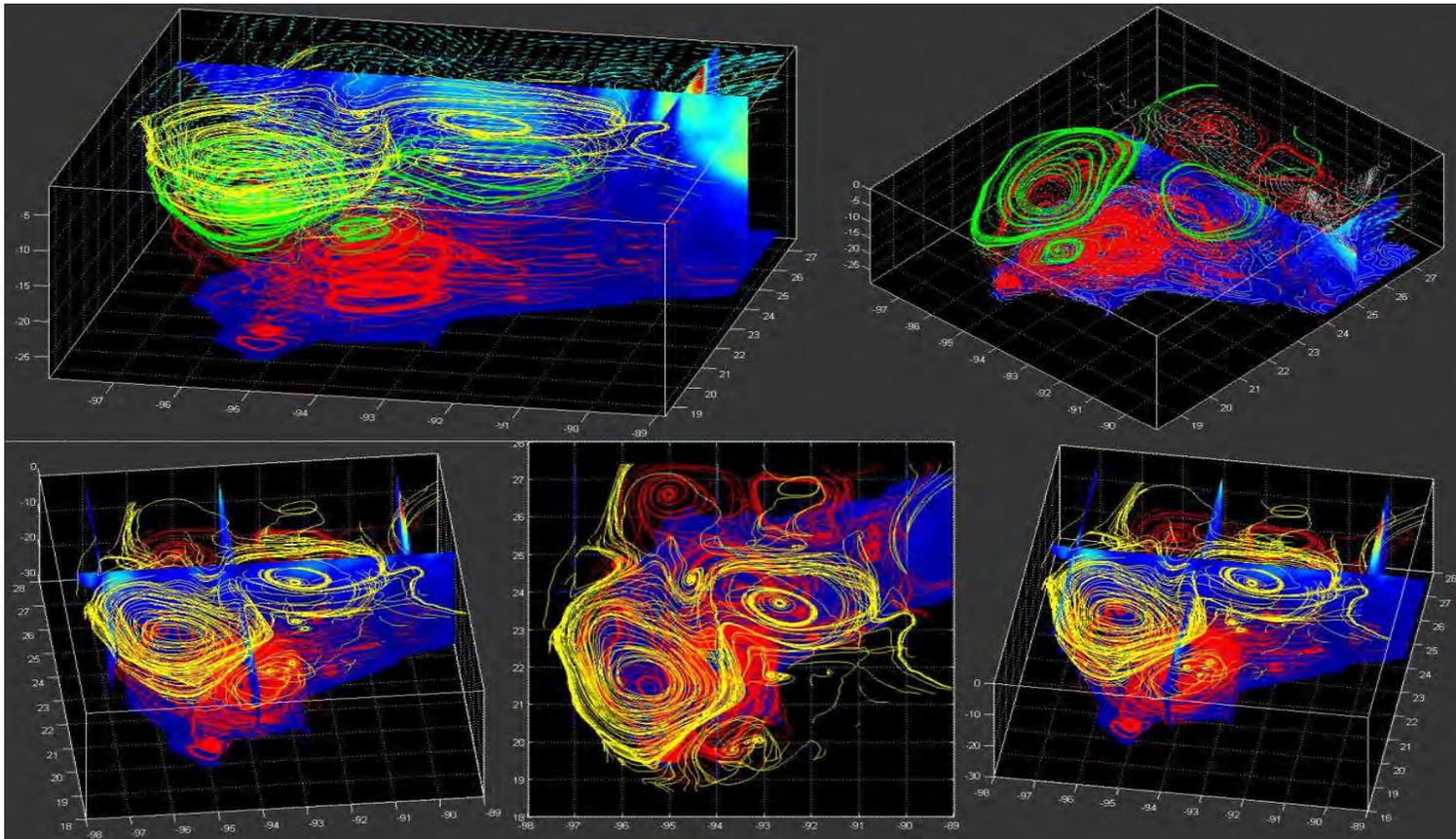


Figura 4.4.17. Circulación en la Bahía de Campeche del día 16 de agosto del 2004, las líneas de corriente con amarillo son de los primeros 125 m de profundidad, con verde de los 150 m a los 250 m y con rojo de los 300 m a los 2000 m, el gran giro ciclónico en la parte profunda es el mismo que se señala en la figura 4.4.16 con las flechas amarillas en (2).

Con los datos del HYCOM también se observó que hubo giros ciclónicos que siempre se mantuvieron imperceptibles en la superficie ya que toda o parte de sus trayectorias fue por debajo de ella, teniendo en algunas ocasiones sobre o por abajo de ellos una circulación anticiclónica (Fig. 4.4.17).

La interacción entre giros que rotan en el mismo sentido también produce la formación de un giro de mayor tamaño o más intenso el cual mantiene el mismo sentido de rotación, cuando los giros que interaccionan son de rotación contraria producen la destrucción o bifurcación de alguno de ellos, esto también sucede con su interacción con el talud o con corrientes (fig. 4.4.17), además de la formación de giros ciclónicos o anticiclónicos las interacciones provocaron que las características observadas en los giros ciclónicos y anticiclónicos fueran distintas a lo ya mencionado, ya que aunque se observó una circulación ciclónica la temperatura dentro del giro era mayor que la de su entorno y en el caso de los giros anticiclónicos se presentaba una temperatura más cálida en la periferia de ellos (Fig. 4.4.17).

Para la Bahía de Campeche, a nivel superficial, no se puede resolver adecuadamente la estructura del giro ciclónico a partir de la distribución de la temperatura, esto debido a la gran cantidad de calor que se almacena en el sur del Golfo de México; sin embargo, de los 100 y hasta los 500 m de profundidad se puede ver fácilmente la estructura del giro ciclónico marcado por zonas de menor temperatura que sus alrededores. La evolución temporal marca una traslación del giro del este hacia el oeste en un año, el giro se forma en el este coincidiendo con una retracción de la Corriente de Lazo, este efecto lo observaron Molinari *et al* (1978) a partir de estimaciones de altura dinámica y Monreal Gómez y Salas de León (1990) mediante un modelo de gravedad reducida. Debido a este resultado se infiere la existencia de una relación entre las oscilaciones de la Corriente de Lazo y el giro ciclónico de la Bahía de Campeche, para corroborar esto se efectuó un análisis espectral entre series de tiempo de corrientes, temperatura y salinidad de puntos específicos en el Canal de Yucatán y la frontera de la Bahía de Campeche a profundidades similares.

4.5 Análisis espectral

Con la finalidad de determinar la existencia de alguna coherencia entre los modos de oscilación en el Canal de Yucatán y en la Bahía de Campeche se analizaron series de tiempo de temperatura, salinidad y componentes de la velocidad obtenidas con el modelo HYCOM para el periodo del 13 de noviembre del 2003 al 26 de junio del 2008, en siete puntos a lo largo del paralelo 21.5° N (Figura 4.5.1), en los 33 niveles. Así mismo, se analizaron datos de anomalía de la superficie libre del mar (SSH) en el periodo de agosto del 2001 a diciembre del 2007.

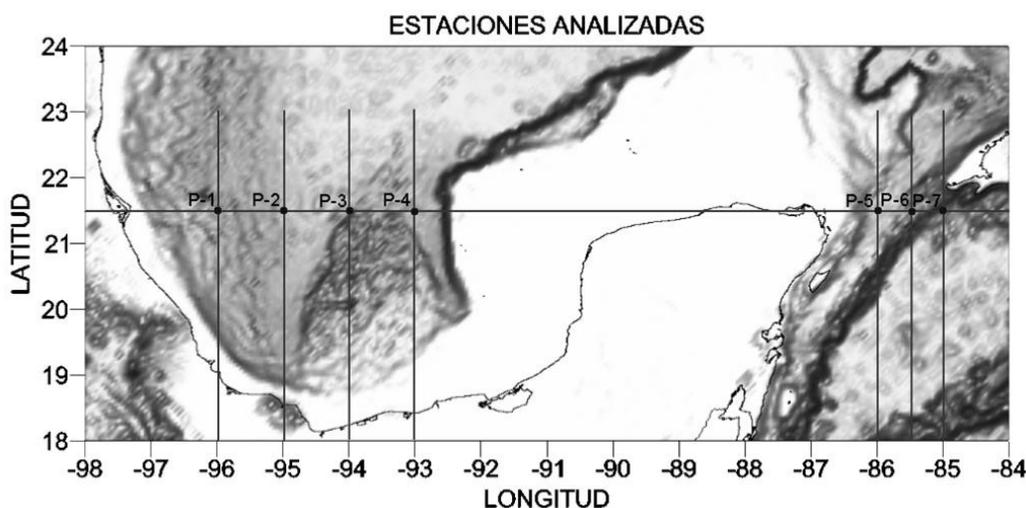


Fig. 4.5.1. Ubicación de los siete puntos donde se realizó el análisis espectral a las series de tiempo, de temperatura, salinidad y componentes de la velocidad obtenidas con el modelo HYCOM y de la anomalía de la superficie libre del mar obtenidas de imágenes de satélite.

Los valores de altimetría del Canal de Yucatán (Fig. 4.5.2) son casi cien veces mayores que los observados en la frontera de la Bahía de Campeche esto se debe a la intensidad de la corriente ya que ésta transporta un volumen de agua mayor (Molinari *et al.*, 1978; Monreal Gómez y Salas de León, 1990; Sheinbaum *et al.*, 2002) que la que se presenta en la Bahía de Campeche el cual pasa por una superficie menor.

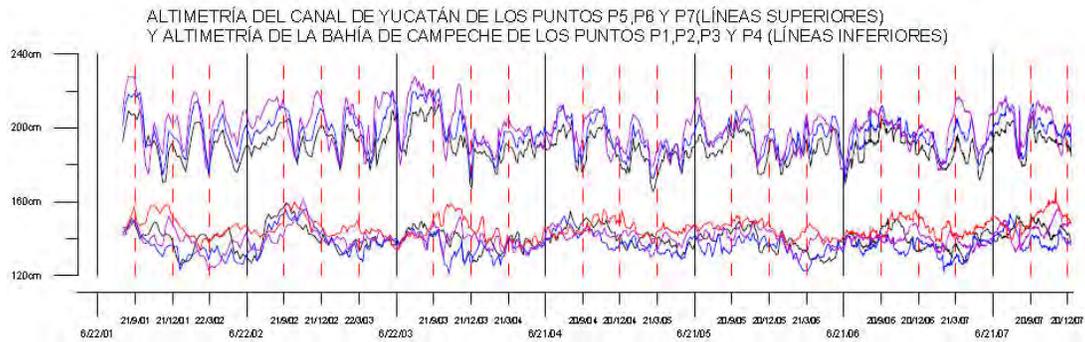


Figura 4.5.2 Series de tiempo de altimetría en los siete puntos dentro de la Bahía de Campeche y el Canal de Yucatán.

Se realizaron análisis espectrales aplicando la Transformada Rápida de Fourier FFT (Fast Fourier Analysis) a las series de los datos (componentes de velocidad u y v , de temperatura, salinidad y de altimetría) obtenidas en los puntos P-1, P-2, P-3 y P-4 (Bahía de Campeche) y P-5, P-6 y P-7 (Canal de Yucatán), desde la superficie hasta los 2000 m. De los resultados de los análisis en la capa superficial, se observa que los periodos dominantes de los fenómenos que producen oscilaciones en la temperatura y en la salinidad tienen un efecto similar en las componentes horizontales de velocidad u y v .

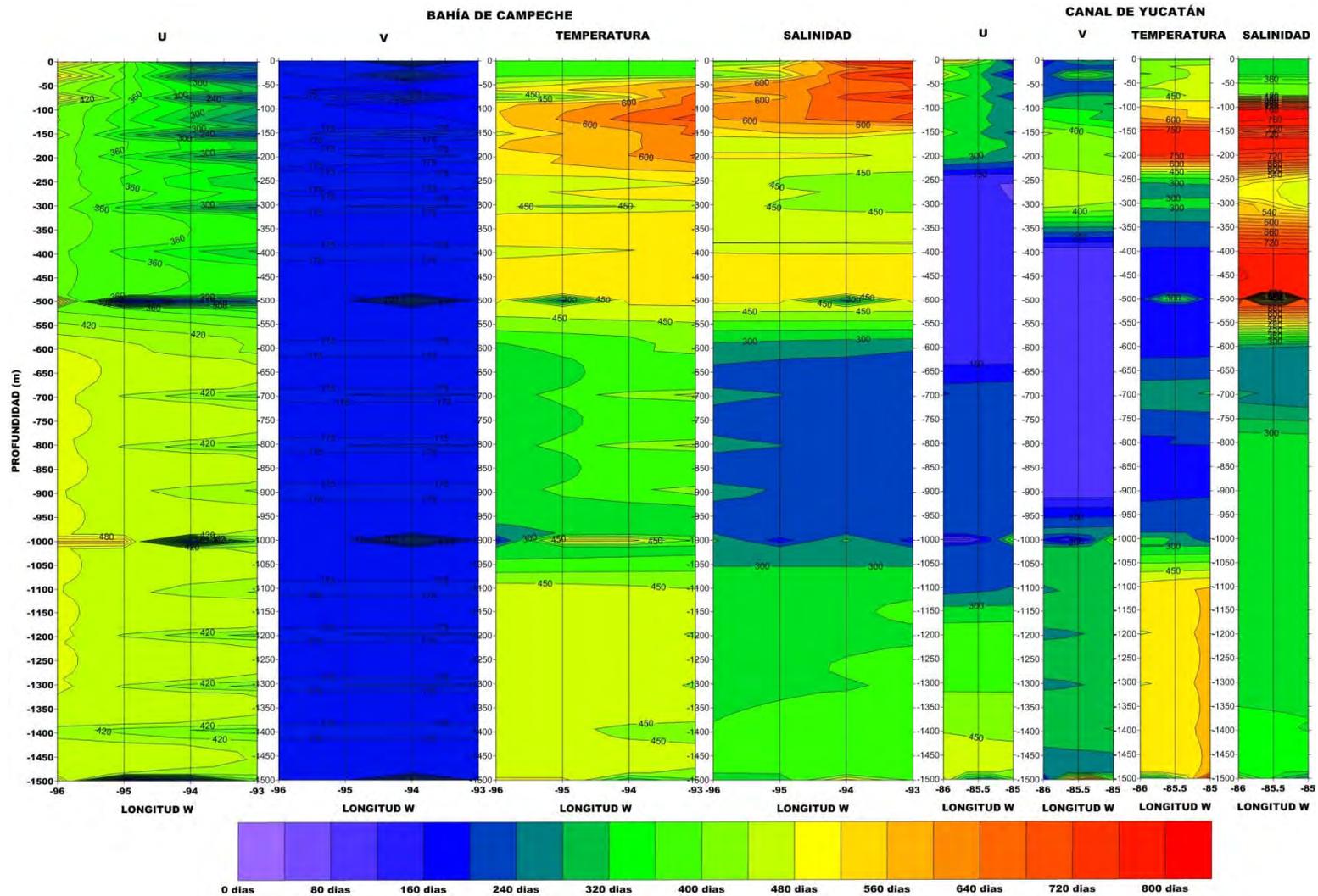


Figura 4.5.3 Periodos característicos (días) obtenidos de los espectros de las series de tiempo de velocidad (u, v), temperatura, salinidad y altimetría en los siete puntos dentro de la Bahía de Campeche y el Canal de Yucatán.

En la figura 4.5.3 se muestran los periodos característicos en días, obtenidos de los espectros de las series de tiempo de velocidad (u , v), temperatura, salinidad y altimetría en los siete puntos dentro de la Bahía de Campeche y el Canal de Yucatán. A partir de los resultados para la componente u en la Bahía de Campeche se puede identificar tres capas bien marcadas que van la primera de 0 a 500 m, la segunda de 500 a 1000 m y la tercera de 1000 a 1500 m de profundidad, entre ellas se aprecia la existencia de modos internos de oscilación cada 200 m, las oscilaciones más rápidas se presentan en la parte superficial del lado este de la bahía, mientras que las más lentas se encuentran entre 600 y 1200 m de profundidad en la parte oeste; también se puede observar una región de baja actividad, oscilaciones lentas en la componente u en la parte superficial en el oeste. Estos modos de oscilación se reproducen, con algunas diferencias en la componente v de la velocidad, pero con mayor rapidez en sus oscilaciones, esto es las oscilaciones de la componente norte-sur de la velocidad muestran periodos de 175 días en promedio, mientras que las oscilaciones este-oeste tienen oscilaciones con periodos de un año. La temperatura y la salinidad oscilan más lentamente que las velocidades, estando las más rápidas en la superficie hacia el este, las salinidades tienen una capa homogénea en la superficie con periodos anuales mientras que la temperatura tiene un gradiente en los periodos de oscilación siendo estos más cortos en la parte oeste, anuales y de casi dos años en la parte este, este patrón de oscilaciones llega hasta los 150 m en la salinidad y de los 50 a los 200 m. A partir de los 200 m y hasta los 500 m de profundidad las oscilaciones se vuelven más rápidas, tanto en la temperatura como en la salinidad. De los 500 a los 1000 m disminuyen los periodos haciendo más rápidas las oscilaciones, para regresar a periodos mayores en la capa de los 1000 - 1500 m. Esta situación de una capa profunda con oscilaciones más rápidas que las observadas en la capa que se encuentra sobre de ella se presenta también en el Canal de Yucatán, a la misma profundidad para las componentes de la velocidad y de la temperatura, no así para la salinidad en donde esta capa es más ancha. Las oscilaciones en la velocidad en el Canal de Yucatán presentan un patrón de comportamiento similar al observado en la Bahía de Campeche;

variaciones más rápidas en el este que en el oeste, una capa intermedia con periodos menores y una capa profunda que oscila más rápido. En el caso de la salinidad presenta una distribución vertical diferente a los de las velocidades y la temperatura. De los 0 a los 100 m se tiene una capa uniforme, en términos de periodos de oscilación con variaciones anuales, más abajo se encuentra una capa que va de los 100 hasta los 500 m con periodos mayores, siendo estando estas cada dos años y, una capa muy delgada intersecta esta capa entre los 200 y 300 m de profundidad con periodos anuales. A los 500 m se tienen una zona de oscilaciones rápidas, con una región contigua a los 550 m que tiene oscilaciones más lentas, siguiéndole una zona rápida y finalmente una región lenta.

Se puede ver cierta coherencia entre la estructura de las capas y los periodos entre la zona del Canal de Yucatán y la de la frontera de la Bahía de Campeche, esto nos indica que los procesos que ocurren en el canal influyen en los que acontecen en la bahía.

CAPITULO 5

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos del análisis de los datos de altimetría, de los modelos, de la circulación obtenida con el ADCP y de la circulación geostrofica se puede ver que la formación de los giros ciclónicos de la Bahía de Campeche ha dependido principalmente de la interacción de los giros anticiclónicos y/o de la corriente con el contorno del talud de Yucatán, con el Cañón de Campeche, con el talud de la cuenca de la Bahía de Campeche y con otros giros.

Las diferentes características observadas en los giros ciclónicos (profundidades de aparición, diferencias en diámetros, dirección de desplazamiento, velocidades de rotación y traslación, tiempo de duración, energía que transportan, volumen de masa y cantidad de energía que transfieren) dependieron de las interacciones con otros giros; así como, de las condiciones climáticas prevalecientes en el entorno de su formación, de las características dinámicas, hidrográficas y batimétricas del lugar y, de la conservación de la vorticidad potencial.

Del análisis de los datos de altimetría se observó que la trayectoria de casi todos los giros ciclónicos está asociada a giros anticiclónicos de mayor tamaño, además de que su condicionamiento por el contorno de la batimetría es perceptible al analizar la excentricidad de los giros ya que los diámetros son casi paralelos con las isóbatas del talud.

De igual manera al haber observado los giros en el resto del golfo se puede decir que, si en el largo plazo, consideramos al Golfo de México como un fluido estático, la circulación en el, es dominada por los giros anticiclónicos que se desprenden de la corriente de lazo y estos a su vez de las variaciones del flujo en

el canal de Yucatán y el estrecho de Florida.

Por lo tanto, con esto se observó que con el forzamiento de la circulación y la fricción con su entorno da como resultado la formación de giros ciclónicos tanto en la Bahía de Campeche como en el resto del golfo. Además con la altimetría se observa que no tan solo los giros ciclónicos están condicionados en su dinámica, formación y características principales por la batimetría del golfo sino que también los grandes giros anticiclónicos, como se observa en la figura 4.2.11, en la que se superpusieron todos los promedios mensuales de los datos de altimetría con las velocidades, que definen claramente como estos grandes giros siguen trayectorias condicionadas por los taludes de la Plataforma de Yucatán y de la plataforma de las costas de EU. Con esto, la gran cantidad de giros que se observan en la periferia de ellos, tanto ciclónicos como anticiclónicos son también modulados por estas variaciones, algunos de estos giros fueron identificados en los análisis de los datos del modelo HYCOM y se pudieron seguir por más tiempo, por que pudimos encontrar que no solo en la superficie era la formación de los giros, que en ocasiones eran perceptibles en la superficie y que también su formación resultaba de la transferencia de momentum por la disipación de giros más energéticos.

Así mismo se observa la formación de grandes giros ciclónicos en las zonas profundas del golfo figura 4.4.17 (debido al forzamiento de los grandes giros anticiclónicos), que se desplazan hacia la bahía de Campeche sin ser perceptibles en las imágenes de altimetría, los cuales llegan a interaccionar con los giros en la superficie.

Los resultados encontrados en este estudio indican que la conservación de la vorticidad potencial juega un papel importante en la formación de los giros ciclónicos de la bahía, donde los fuertes gradientes de profundidad influyen en la modificación del patrón de corrientes(Díaz Flores *et al.*, 2017)., ya que La formación del giro ciclónico se debe fundamentalmente a una redistribución de la

forma de las corrientes inducida por la conservación de vorticidad, cuando el flujo pasa de una zona poco profunda a una profunda.

Más allá de la importancia que tiene la formación de giros ciclónicos de la Bahía de Campeche como proceso hidrodinámico y mecanismo de transporte de diversas propiedades oceánicas, como son la masa y la energía, los giros tienen fuertes implicaciones biológicas.

REFERENCIAS

- Allen, S.E., C. Vindeirinho, R.E. Thomson, M.G.G. Foreman, D.L. Mackas, 2001: Physical and biological processes over a submarine canyon during an upwelling event, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 58, 671-684.
- Ardhuin, F., J.M. Pinot, J. Tintoré, 1999: Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast [western Mediterranean], *Journal of Geophysical Research*, 104, 11115-11135.
- AVISO: The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, with support from Cnes (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>)
- Van Ballegooyen, RC; M.L. Gruendlingh, J.R.E. Lutjeharms, 1994 Eddy fluxes of heat and salt from the Southwest Indian Ocean into the Southeast Atlantic Ocean: A case study. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99, no. C7, pp. 14,053-14,070.
- Behringer, D.W., R.L. Molinari y J.F. Festa, 1977: The variability of anticyclonic current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 82(34), 5469-5476.
- Biggs, D.C., 1992: Nutrients, plankton, and productivity in a warm-core ring in the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2143-2154.
- Bleck, R., (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, 4: 55-88.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier, J. Sheinbaum, 2003. Yucatán Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12). DOI 10.1029/2003JC001961.
- Cochrane, J.D., 1963 : *Yucatan Channel*. Annual Report. Department of Oceanography, Texas A&M University. Ref. 63-18A 6-11pp.
- Cochrane, J.D., y F. J. Kelly, 1986: Low frequency circulation on the Texas-Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 91, 10645-10659.
- Cherubin L., X. Carton, J. Paillet, Y. Morel, A. Srpette, 2000: Instability of the Mediterranean water under currents southwest of Portugal: effects of baroclinicity and topography, *Oceanológica Acta*, 23, 551-573.

- Coria-Monter E, MA Monreal-Gómez, DA Salas-de-León, J Aldeco-Ramírez & M Merino-Ibarra. 2014. Differential distribution of diatoms and dinoflagellates in a cyclonic eddy confined in the Bay of La Paz, Gulf of California, *Journal of Geophysical Research, Oceans* 119: 6258-6268, <doi:10.1002/2014JC009916>.
- Díaz Flores, M.A., DA Salas-de-León, MA Monreal-Gómez. 2017. *Origen y evolución del giro ciclónico de la Bahía de Campeche, Golfo de México*. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*. 52, 3: 441-450, <doi:10.4067/S0718-19572017000300003>.
- Díaz Flores, M.A., 2004: *Estudio de las Corrientes en la Bahía de Campeche utilizando un Perfilador Acústico Doppler (ADCP)*. Tesis de Maestría en ciencias, Instituto de Ciencias del Mar y limnología, UNAM, 67 p, México D.F., septiembre 2004.
- De Madron, X.D., P. Castaing, F. Nyffeler, T. Courp, 1999: Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay, *Deep-Sea Research*, 46, 2003-2027.
- Dietrich, D.E., y C.A. Lin, 1994: Numerical studies of eddy shedding in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4), 7599-7615.
- Elliott, B.A., 1982: Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1292-1309.
- Emelianov, M., Claret, M., Fraile-Nuez, E., Pastor, M., Laiz, I., Salvador, J., Pelegrí, J.L., Turiel, A. (2012) Detección de una débil anomalía tipo meddy a partir de mapas SST de alta resolución. *Scientia Marina* 76 (SUPPL.1), 229-234, doi: 10.3989/scimar.03619.19l.
- Fanning, A.F., R.J. Greatbatch, A.M. Da Silva y S. Levitus, 1994: Model-calculated seasonal transport variations through the Florida Straits: A comparison using different windstress climatologies. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 30-45.
- Flores-Coto, C., F. Abundio-Lopez y F. Zavala-García, 1991: Larval distribution and abundance of Pleuronectiformes from the Southern Gulf of Mexico. *Estuar. Coast. and Shelf Sci.*, 32,439-450.
- Furnas, M.J. y T.J. Smayda, 1987: Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank, *Continental Shelf Research*, 7, 161-175.

- G. Gopalakrishnan, Bruce D. Cornuelle, Ibrahim Hoteit, Daniel L. Rudnick, W. Brechner Owens, 2013: State estimates and forecasts of the loop current in the Gulf of Mexico using the MITgcm and its adjoint. *Journal of Geophysical Research*, 118 (7), 3292-3314
- Gentry, R. C., Pl. L. Moore y A. M. Marshall, 1950: *Hoist hurricane warnings*. Water Vane Pub., Miami.
- Hamilton, P., 1992: Lower continental slope cyclonic eddies in the Central Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2185-2200.
- Harris, J.E., 1972: Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico. I. Spatial distribution of suspended matter. *Deep-Sea Res.*, 19, 719-726.
- Holland, W.R. y L.B. Lin 1975: On the generation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation. II A parameter study. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 658-669.
- Hurlburt, H.E. y J.D., Thompson, 1980: A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 1611-1651.
- [Http://www-ccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html](http://www-ccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html).
- <http://www.icm.csic.es/scimar/sm68s1113.html>
- Http://www.imedea.uib.es/Oceanography/html/teaching/cuaderno_practicas/cuaderno.htm.
- Ichiye, T., 1962: Circulation and water mass distribution in the Gulf of Mexico. *Geofisica Internacional*, 2; 47-76.
- Ikeda, M., L.A., Mysak y W.J. Emery, 1984: Observation and modeling of satellite-sensed meanders and eddies off Vancouver Island. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 3-21.
- Johnson, D.R., J.D. Thompson y J.D. Hawkins, 1992: Circulation in the Gulf of Mexico from Geosat Altimetry during 1985-1986. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2201-2214.
- Leipper, D.F., 1970: A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75, 637-657.
- Lewis, J. K., A. D. Kirwan, Jr., y G. Z. Forristall, 1989: Evolution of a warm-

- core ring in the Gulf of Mexico, Lagrangian observations. *Journal of Geophysical Research*, 94(C6), 3163-3178.
- Maul, G.A., 1975: *An evaluation of the use of the earth resources technology satellite for observing ocean current boundaries in the Gulf Stream system*. NOAA Technical Report. ERL. 335 aoml 18, 125 pp.
- Maul, G.A., 1977: The annual cycle of the gulf loop current, Part II: Observations during a one-year time series. *Journal of Marine Research*, 35, 29-47.
- Maul, G.A. y F.M. Vukovich, 1993: The relationship between variations in the Gulf of Mexico loop current and Strait of Florida volume transport. *Journal of Physical Oceanography*, 23(5), 785-796.
- Merrell, W.J. Jr. y J.M. Morrison, 1981: On the circulation of the Gulf of Mexico with observations from April 1978. *Journal of Geophysical Research*, 86(C5), 4181-4185.
- Molinari, R.L., S. Baig, D.W. Behringer, G. Maul y R. Legeckis, 1977: Winter intrusions of the loop current. *Science*, 198, 505-507.
- Molinari, R.L., 1978: The relationship of the curl of the local wind stress to the circulation of the Cayman Sea and the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 8, 778-784.
- Molinari, R.L., J.F. Festa y D.W. Behringer, 1978: The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *Journal of Physical Oceanography*, 8(6), 987-996.
- Molinari, R.L. y J. Morrison, 1988: The separation of the Yucatan current from the Campeche Bank and the intrusion of the loop current into the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 93(C9), 10645-10654.
- Monreal-Gómez, M.A. y D.A. Salas-de-León, 1985: The barotropic and baroclinic modes in the Gulf of Mexico. En: *Progress in Belgian Oceanographic Research*. R. Van Grieken and R. Wollast Eds. University of Antwerp Press. 81-91.
- Monreal-Gómez, M.A., 1986 : *Modélisation du mode barotrope et du premier mode barocline dans le Golfe du Mexique*. Tesis de doctorado, Université de Liège, Bélgica, 171 pp.
- Monreal-Gómez, M.A. y D.A. Salas-de-León, 1990: Simulación de la circulación de la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*, 29(2): 101-111.
- Monreal-Gómez, M.A., D.A. Salas-de-León y D.C. Biggs, 1990: Variabilidad de la termoclina al paso de un frente frío atmosférico. Ponencia presentada en la

Reunión de la Unión Geofísica Mexicana. Monterrey, N.L.

Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León, 1997. Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. En: Monografía Núm. 3 de la Unión Geofísica Mexicana "Oceanografía Física en México", M.F. Lavín Peregrina Ed. 183-199.

Niiler, P.P. y W.S. Richardson, 1973: Seasonal variability of the Florida current. *Journal of Marine Research*, 31(3), 144-167.

Nowlin, W.D., 1972: Winter circulation patterns and property distributions. In: *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico*. L.R.A. Capurro y J.L. Reid, Eds., Gulf Pub. Co., 3-15.

Nowlin, W.D. Jr. y J.M. Hubbertz, 1972: Contrasting summer circulation patterns for the eastern Gulf-Loop current versus anticyclonic ring. In: *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico*. L.R.A. Capurro y J.L. Reid, Eds., Gulf Pub. Co., 119-138.

Ochoa, J., J. Sheinbaum, A. Badan, J. Candela y D. Wilson, 2001. Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatán Channel. *Journal of Marine Research*, 59(5), 725-747.

Oey Lie-Yauw, 1996. Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico: sensitivity studies comparison whit observation and trapped wave propagation. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 145-175.

Pedlosky, J. 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag. New York, 624 pp.

Perénee, N., J. Verron, D. Renouard, 1997: Rectified barotropic flow over a submarine canyon, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1868-1893.

Pérez-Brunius P, P García-Carrillo, J Dubranna, J Sheinbaum & J Candela. 2013. Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research II* 85: 182-194.

Reid, R.O., 1972: A simple dynamic model of the loop current. *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico* 2. L.R.A. Capurro y J.L. Reid, Eds., Gulf Pub. Co., 157-159.

Robinson, M.K., 1973: *Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperature and depth of the top of the thermocline: Gulf of Mexico and Caribbean Sea*. Tech. Rep. 73-78, SCRIPPS.

- Rosales Navarro, I.S., 2003: *Circulación Geostrófica en el sur del Golfo de México*. Tesis de Licenciatura en Ing. Geofísico, Fac. de Ingeniería, UNAM, 87 p, México D.F., junio de 2003.
- Salas-de-León, D.A., M.A Monreal Gómez., and M.A. Díaz-Flores, et al 2008. Role of a near-bottom currents in the distribution of sediments whitin the Southern Bay of Campeche. Gulf of México. In: *J. Coast Res* 24(6):1487-1494
- Salas-de-León, D.A., M.A. Díaz-Flores, and M.A. Monreal Gómez, 2004. Circulation and vorticity in the Southern Gulf of México. In: *Hans Ertel memorial book* (Ed.). W. Schroeder. German Commission on history of Geophysics and Cosmical Physics. 229-243.
- Salas-de-León, D.A. y M.A. Monreal-Gómez, 1986: The role of the loop currents in the Gulf of Mexico fronts. In: *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, J.C.J. Nihoul, Ed. Elsevier, Amsterdam, 295-300.
- Schmitz, W.J. y W.S. Richardson, 1968: On the transport of the Florida current. *Deep-Sea Res.*, 15, 679-693.
- Schott, F.A., T.N. Lee y R. Zantopp, 1988: Variability of structure and transport of the Florida current in the period range of days to seasonal. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1209-1230.
- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, J. Ochoa, 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3). DOI 10.1029/2001GL013990.
- Signorini, S.R., J.S. Wei y C.D. Miller, 1992: Hurricane-induced surge and currents on the Texas-Louisiana shelf. *Journal of Geophysical Research.*, 97(C2), 2229-2242.
- Smith, D.C., IV, 1986: A numerical study of loop current eddy interaction with topography in the Western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 1260-1272.
- Sturges W & A Bozec. 2013. On a puzzling disagreement between observations and numerical models in the Central Gulf of Mexico, *Journal of Physical Oceanography* 43: 26732681. <doi:10.1175/JPO-D-13-081.1>
- Sturges, W. y J.P. Blaha, 1976: A western boundary current in the Gulf of Mexico. *Science*, 192, 367-369.
- Sturges, W. y J.C. Evans, 1983: On the variability of the loop current in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Research*, 41, 639-653.

- Sturges, W., 1992: The spectrum of the loop current variability from gappy data. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 1245-1256.
- Sturges, W., 1993: The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10), 18053-18068.
- Sugimoto, T. y T. Ichiye, 1988: On seasonal and year-to-year variations of the loop current and eddy formation in the Gulf of Mexico based on rotating model experiments. *Deep-Sea Res.*, 35(4), 569-593.
- Tápanes, J.J., y F. González-Coya, 1980: Hidrometeorología del Golfo de México y Banco de Campeche. *Geofísica Internacional*, 19(4), 335-354.
- Vázquez de la Cerda, AM., 1975: *Currents and Waters of the upper 1200 meters of the Southwestern Gulf of México*. Tesis de Maestría en Ciencias, Texas A&M University, August 1975.
- Velasco Mendoza, H., 1994: Modelo Numérico de Circulación para la Bahía de Campeche. Tesis de Maestría en Ciencias del Mar, Instituto de Ciencias del Mar, UNAM, 133 p, México D.F., 1994.
- Vidal, M.V.V., F.V. Vidal y A.F. Hernández, 1990: *Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Vol. 2.*, Inst. de Inv. Eléctricas, Cuernavaca, Mor., México. 707 pp.
- Vidal, M.V.V., F.V. Vidal y J.M. Pérez-Molero, 1992: Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2155-2172.
- Vidal, M.V.V., F.V. Vidal, A.F. Hernandez, E. Meza y J.M. Pérez-Molero, 1994: Baroclinic flows, transports, and kinematics properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4) 7571-7597.
- Villanueva, E.E., V.M. Mendoza y J. Adem, 2002: Some numerical solutions of the barotropic vorticity equation applied to Gulf of Mexico. *Atmósfera (2002)* 15, 173-184.
- Vukovich, F.M., B.W. Crissman, M. Bushnell y W.J. King, 1979: Some aspects of the oceanography of the Gulf of Mexico using satellite and *in situ* data. *Journal of Geophysical Research*, 84(C12), 7749-7768.
- Vukovich, F.M. y G.A. Maul, 1985: Cyclonic eddies in the eastern Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 105-117.
- Vukovich, F.M., 1988: Loop current boundary variations. *Journal of*

Geophysical Research, 93, 15585-15591.

Wallcraft, A.J., E.J. Metzger y S.N. Carroll 2009: Software Design Description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) Version 2.2, Naval Research Laboratory Stennis Space Center, MS 39529-5004, NRL/MR/7320--09-9166

Whitaker, R.E., 1971: *Seasonal variations of the steric and recorded sea level of the Gulf of Mexico*. Master's Thesis. Texas A&M University.

Yentsch, C.S., 1984: Satellite representation of features of ocean circulation indicated by CZCS colorimetry. In: *Remote sensing of shelf sea hydrodynamics*. J.C.J. Nihoul, Ed. Elsevier, Amsterdam, 337-354.

Zavala Sansón, 2000. The effects of topography on rotating barotropic flows. Tesis de doctorado, Technische Universiteit, Eindhoven. 152 pp

Zavala Sansón L., Pérez-Brunis P. y Sheibaum J., 2017. Point source dispersion of surface drifters in the southern Gulf of Mexico. *Environmental Research Letters*, 12 024006. DOI: 10.1088/1748-9326/aa537c