



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



ESTUDIO DE LAS CORRIENTES EN LA BAHÍA DE CAMPECHE
UTILIZANDO UN PERFILADOR ACÚSTICO DOPPLER (ADCP)

T E S I S

que para obtener el grado académico de

Maestro en Ciencias
(Oceanografía Física)

P r e s e n t a

Miguel Ángel Díaz Flores

Director de Tesis: Dr. David Alberto Salas de León
Comité Tutorial: Dra. María Adela Monreal Gómez
Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Dr. Julio Candela Pérez
Dr. Yuri Skiba

México, D. F., 2004



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.

DEDICATORIA

A mis padres, que siempre están allí en mi corazón:

Roberto Díaz Torres y Jovita Flores Castro.

A mis Hermanos, que son parte de mi:

Manuel, Roberto, Víctor Hugo, Marco Antonio, Julio César, Jovita, Perla Xóchitl y María Concepción.

A todos los “Alieros” mis hermanos del mar y a sus familias, en especial a :

J. L. Lagunes P., Ernesto Aguilar S., I. Gutiérrez Glz., F. De Castro Glz. José Hernández Hdz., y E. Cruz L., que me brindaron su casa cuando estuve en la H.E.N.M.

**A Honorato Palma M. y toda la tripulación de ese nuestro barco
“ El Otomí ”.**

En fin..... a toda mi familia y amigos.

AGRADECIMIENTOS

Con mucho respeto, estima y admiración, a los Dres. David Alberto Salas de León y María Adela Monreal Gómez, por su paciencia, gran disposición y el apoyo incondicional que siempre me han brindado.

Al Dr. Martín Merino Ibarra por la confianza y su apoyo brindado.

A los miembros del comité tutorial: Dr. David Alberto Salas de León, Dra. Adela Monreal Gómez, Dr. Julio Candela Pérez, Dr. Yuri Skiba y Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro, por sus muy acertadas indicaciones, las cuales hicieron posible la culminación exitosa de este trabajo.

De igual manera a Javier Aldeco R., Habacuc Velasco M. e Ignacio Palomar M., por que siempre tuvieron esa atención y disponibilidad, para ayudarme a encontrar solución a muchos de los problemas que se me presentaron al realizar esta tesis.

A Carmen Álvarez G., Gilberto Expósito D., Sergio Castillo S., J. Antonio Becerril, Pablo Hernández, Sarita F., Susana P., Ikebana R., Bárbara L., Elsa A., Gabriel del A., Astrid C., Eduardo M., Jesús S., Mayra G., Rebeca O., Rosaura S., Maritza C., Luz María L., Ana B., Ricardo R., Nayeli D., Marco A. J., Najeli R., Ruth V., Griselda A., Arnulfa H., Martha E., Magdalena Ch., Glicinia O., Carmen A. H., Naina D., Sara R., Azucena C., Verónica R. y a todos aquellos que me han hecho partícipe su amistad. (¡ Aunque no aparezcan en la lista !).

Al personal del ICMyL, de la Coordinación del Posgrado, de Cómputo, de la Biblioteca Conjunta de C. T., así como a los tripulantes de los Buques Oceanográficos de la UNAM, por su eficiencia, amabilidad y atención.

Al ICMyL de la UNAM, y al CONACYT por el apoyo otorgado mediante los proyectos: “Física de la Bahía de Campeche” (FIBAC) y “Procesos Oceanográficos y Mecanismos de Producción Biológica en el Sur del Golfo de México” (PROMEBIO) G27777-B.

A IMP-PEMEX por permitirme participar en el proyecto SONDA.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada durante mis estudios.

A la Secretaría de Marina por la formación que me dio.

CONTENIDO

CONTENIDO.	i
LISTA DE FIGURAS.	iii
LISTA DE TABLAS.	v
RESUMEN.	1
ABSTRACT.	3
CAPITULO I .-	
Introducción.	4
1.1. El Golfo de México	4
1.2. Antecedentes.	14
1.3. Justificación.	17
CAPITULO II .-	
Métodos y Materiales.-	18
2.1 Perfilador acústico de corrientes Doppler ADCP.	19
2.1.1 Características Técnicas del ADCP.	21
2.1.2 Procesamiento de la información de corrientes obtenida con el ADCP.	22
2.2 Cálculo de la Vorticidad.	24
CAPITULO III .-	
Resultados.-	27
3.1. Patrones de circulación. (Distintas profundidades).	
Circulación en la capa de 4 a 20.	29
Circulación en la capa de 20 a 36.	31

Circulación en la capa de 36 a 52.	33
Circulación en la capa de 52 a 68.	35
Circulación en la capa de 68 a 84.	36
Circulación en la capa de 84 a 100.	37
Circulación en la capa de 100 a 116.	39
Circulación en la capa de 148 a 164.	41
Circulación en la capa de 196 a 212.	43
Circulación en la capa de 244 a 260.	45
Circulación en la capa de 292 a 308.	46
Circulación en la capa de 388 a 404.	47

CAPITULO IV .-

Discusión.	50
Conclusiones.	58
Referencias.	59

LISTA DE FIGURAS

1.1.- Ubicación y Batimetría (m) del Golfo de México	5
1.2.- Circulación inferida de la topografía dinámica (m/din) de la superficie del mar relativa a 1000 db (citado en Monreal Gómez <i>et al.</i> , 2004)	6
1.3.- Anomalía de la superficie del mar (cm) TOPEX/ERS-2 a) 15 de abril, b) 15 de agosto de 2002 (Monreal Gómez <i>et al.</i> , 2004).	7
2.1.- Ubicación de la estaciones hidrográficas y trayectoria de buque durante la campaña oceanográfica FIBAC-I.	19
2.2.- Esquema del perfilador acústico Doppler de corrientes.	20
2.3.-Correlación entre las velocidades absolutas obtenidas usando el Bottom tracking del ADCP y el GPS del buque. a) componente u , b) componente v .	24
3.1.-Velocidades horizontales ($m s^{-1}$) superficiales obtenidas mediante el ADCP:	
a) Sin filtrar	27
b) Con un filtrado de 2 h	28
c) Con un filtrado de 12 h.	28
3.2.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 4 a 20 m de profundidad.	30
3.3.- Componente vertical de la vorticidad relativa ($10^{-7} s^{-1}$) en la capa de 4 a 20 m de profundidad.	31
3.4.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 20 a 36 m de profundidad.	32
3.5.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 36 a 52 m de profundidad.	34
3.6.- Componente vertical de la vorticidad relativa ($10^{-7} s^{-1}$) en la capa de 36 a 52 m de profundidad.	34
3.7.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 52 a 68 m de profundidad.	36
3.8.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 68 a 84 m de profundidad.	37
3.9.- Patrón de circulación ($m s^{-1}$) en la capa de 84 a 100 m de profundidad.	38
3.10.- Componente vertical de la vorticidad relativa ($10^{-7} s^{-1}$) en la capa de 84 a 100 m de profundidad	39

3.11.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 100 a 116 m de profundidad.	41
3.12.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 148 a 164 m de profundidad.	42
3.13.- Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-7} s^{-1}) en la capa de 148 a 164 m de profundidad.	43
3.14.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 196 a 212 m de profundidad.	45
3.15.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 244 a 260 m de profundidad.	46
3.16.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 292 a 308 m de profundidad.	47
3.17.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa de 388 a 404 m de profundidad.	48
3.18.- Patrón de circulación (m s-1) en la capa superficial (4-20 m) con un filtrado de 12 h.	49
4.1.-Corrientes Geostróficas a 20 m, relativas a 1000 db.	50
4.2.- Corrientes obtenidas con el Doppler a 20 y a 484 m y envolventes de los giros en las diferentes celdas..	51
4.3.-Circulación observada a 20m de profundidad, mediante velocidades registradas con ADCP y velocidades calculadas mediante el método geostrófico (según Rosales-Navarro, 2003).	52
4.4.- Corrientes obtenidas con el ADCP en la capa de los 4-20 m y anomalía de altura de la superficie del mar (cm) en la Bahía de Campeche. 1 de Septiembre de 1996. (http://www-ccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html).	53
4.5.- Patrón de corrientes obtenidas con el ADCP e isopícnas a) en la capa de 84-100 m. b) en la capa de 196-212 m. c) densidad potencial en el transecto NW-SE (según Rosales-Navarro, 2003).	54
4.6.- Campo de velocidades obtenido con ADCP y trayectoria del giro ciclónico durante 21 días obtenido con imágenes de altimetría.	55
4.7.- Concentración de Clorofila- <i>a</i> (mg m^{-3}) en la Bahía de Campeche y corrientes obtenidas con el ADCP de la capa de 4-20 m.	56

LISTA DE TABLAS

- 1.- Descripción de las características de los giros de mayor diámetro observados en la capa superficial. 56

RESUMEN

Se estudió la circulación en la Bahía de Campeche mediante datos obtenidos con un Perfilador Acústico Doppler (ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler VM de 75 kHz de RD Instruments) adquiridos durante el crucero FIBAC-I efectuado del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996. Se describe de manera general el método de procesamiento de los datos para obtener velocidades horizontales en capas de 16 m de espesor hasta los 500 m de profundidad. Con el objeto de obtener las velocidades absolutas los datos de velocidad relativa se corrigieron utilizando la velocidad del buque obtenida mediante GPS y bottom tracking. Al analizar los resultados de las correlaciones entre las componentes (u, v) de las velocidades de la corriente obtenidas usando el bottom tracking y el GPS, se observó que las diferencias eran despreciables, lo que muestra que el método de procesamiento de los datos es correcto. Los datos de ADCP fueron considerados como sinópticos, ya que el número de Rossby es pequeño. Se filtraron las componentes de las velocidades absolutas mediante un filtro Lanczos cosenoidal pasabajas, con la finalidad de sustraer las variaciones originadas por fenómenos con frecuencias altas, correspondientes a periodos menores a 2 h y se interpolaron para visualizar las corrientes en un arreglo homogéneo en la Bahía de Campeche. Los resultados muestran la presencia de un giro ciclónico de mesoescala que se extiende en casi toda la bahía con centro en 20.27° N y 94.24° W cuya profundidad de influencia llega hasta los 180 m, su radio es de 200 km y tiene una velocidad tangencial de 0.25 m s^{-1} y velocidad máxima de 0.29 m s^{-1} . De datos de altimetría se estimó la velocidad de traslación del centro del giro en 6.1 km día^{-1} hacia el oeste. Se observó también parte del gran giro anticiclónico característico de la circulación en el oeste del Golfo de México. Los valores positivos y negativos de la componente vertical de la vorticidad relativa coinciden

con las regiones de giros ciclónicos y anticiclónicos, respectivamente. Adicionalmente se observan regiones de vorticidad negativa en los bordes del talud continental y en la zona del Cañón de Campeche. Las corrientes obtenidas con el ADCP se compararon con la circulación calculada geostroficamente, con imágenes de satélite de distribución de clorofila-a y con imágenes de altimetría obteniéndose buena concordancia en los patrones de distribución de cada uno de ellos.

ABSTRACT

Campeche Bay circulation was studied using data obtained with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP: VM of 75 kHz of RD Instruments) during the FIBAC-I cruise from August 14 to September 1st, 1996. The data processing method is described and the horizontal velocities in the 16 m depth cells were obtained down to till the 500 m depth. In order to obtain the absolute velocities a correction was made using the ship velocity from the GPS and bottom tracking. The results showed a high correlation among the components (u,v) of the velocities obtained using the bottom tracking and the GPS, thus, the data processing method was verified and because of the small Rossby number the ADCP data were considered synoptics. The components of the absolute velocities were filtered with a Lanczos lowpass cosenoidal filter, eliminating the high frequencies, corresponding to period smaller than 2 h, then an interpolation was carried out to visualize the currents on an homogeneous grid in the Campeche Bay. The results showed the presence of a mesoscale cyclonic eddy. This eddy had a radii of 200 km and was most evident from surface to 180 m, centered at 20.27° N and 94.24° W. Its tangential velocity was 0.25 m s⁻¹ and its maximum velocity of 0.29 m s⁻¹. From the altimetry data the velocity of translation was estimated in 6.1 km day⁻¹ toward the west. Also in the western part of the Gulf of Mexico a part of the large anticyclonic eddy was observed. The negative and positive values of the vertical component of relative vorticity coincide with the regions of the cyclonic and anticyclonic eddies. Negative vorticity was also obtained in the edges of the continental shelf and in the Campeche Canyon region. The currents obtained with the ADCP agree with the geostrophic circulation, with the chlorophyll-*a* distribution from satellite images and with altimetry corresponding to local anomalies of sea surface high.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La Bahía de Campeche se encuentra ubicada en el sur del Golfo de México y tiene una extensa frontera abierta con el resto del golfo, lo cual le da una fuerte continuidad a los procesos hidrodinámicos entre ambas regiones. Por lo que las condiciones hidrodinámicas de la bahía se ven fuertemente influenciadas por lo que pasa en el resto del golfo.

1.1. El Golfo de México

El Golfo de México está situado en la zona subtropical entre los 18° y 30° N y los 82° y 98° W. Es una cuenca semi-cerrada que se comunica con el Océano Atlántico y el Mar Caribe, por el Estrecho de Florida y por el Canal de Yucatán, respectivamente.

La batimetría varía considerablemente, alcanza profundidades cercanas a los 3800 m en la región central (Fig. 1.1). En la plataforma continental de Florida, la topografía es muy compleja a causa de las pequeñas islas y cayos. Por su parte, el Banco de Campeche tiene una plataforma continental ancha y un fondo con una pendiente muy débil. En la parte norte y noroeste de la península de Yucatán se encuentra una serie de cayos.

El intercambio entre las masas de aire frío y seco que provienen del continente y las masas de aire propias del golfo de origen marítimo y tropical, provocan fuertes frontogénesis, durante invierno y principios de primavera (Tápanes y González-Coya, 1980). Estos frentes atmosféricos son localmente llamados “nortes”. Durante el verano, esta

región es afectada por tormentas tropicales, de las cuales 60% alcanzan intensidades de huracán. El 80% de los huracanes se forma fuera del golfo, su centro se desplaza hacia la costa noroeste o hacia la Península de Florida (Gentry *et al.*, 1950).

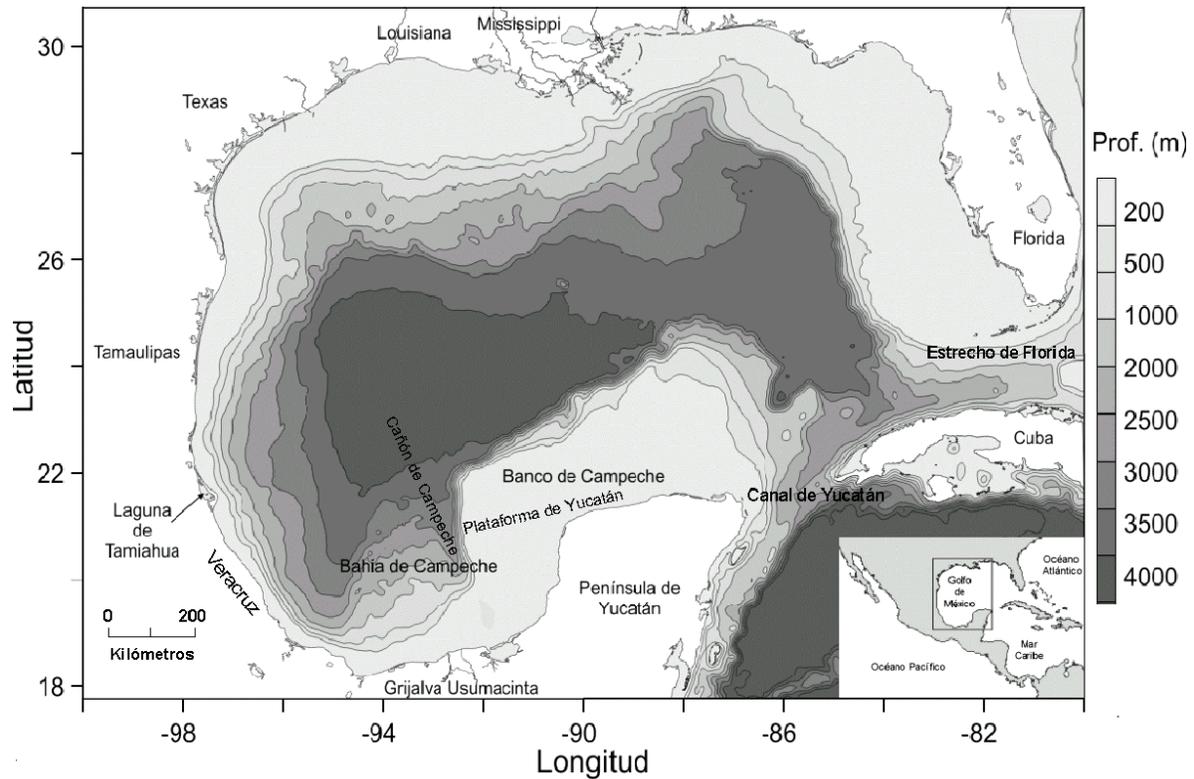


Fig. 1.1.- Ubicación y Batimetría (m) del Golfo de México.

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. La dinámica del golfo también está condicionada por los vientos y las mareas.

Las características más importantes de la circulación en el golfo son: 1).- La Corriente de Lazo, que se presenta en la porción este del golfo, en las vecindades de las fronteras abiertas, 2).- El gran giro anticiclónico, que se desprende de la Corriente de Lazo y que se traslada hacia el oeste, 3).- La circulación ciclónica en las plataformas de Florida,

Texas, Louisiana y en la Bahía de Campeche (Fig. 1.2), 4).- Una intensa corriente de frontera oeste llamada Corriente Mexicana, paralela a la costa oeste del golfo, 5).- Los frentes geostroficos, que se encuentran, principalmente en las vecindades de la Corriente de Lazo y 6).- Los frentes costeros inducidos por las descargas de los ríos (Monreal Gómez y Salas de León, 1997). En el oeste del Golfo de México, se han reportado pares de giros ciclón-anticiclón (Merrell y Morrison, 1981) y triadas ciclón-anticiclón-ciclón (Vidal *et al.*, 1994).

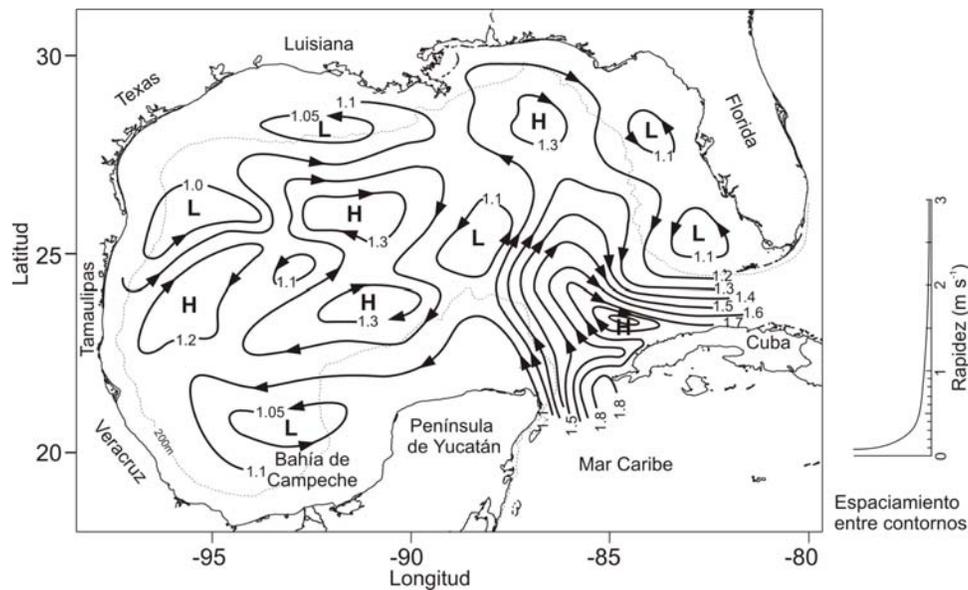


Fig. 1.2.-Circulación inferida de la topografía dinámica (m din) de la superficie del mar relativa a 1000 db (citado en Monreal Gómez *et al.*, 2004).

La Corriente de Lazo 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 (Fig. 1.3), la anomalía de la superficie libre de 5 cm (línea gruesa) varía en su posición de una época a otra, lo que puede indicar la variación en la intrusión de la corriente de Lazo. 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). La circulación en la zona profunda, al este del Golfo de México también es dominada por la Corriente de Lazo (Vukovich *et al.*, 1979; Hurlburt y Thompson, 1980; Sturges y Evans, 1983). A su vez, el viento y la geometría de la cuenca permiten el desarrollo de una corriente de frontera oeste, dentro del Golfo de México (Corriente Mexicana; Sturges y Blaha, 1976; Sturges, 1993).

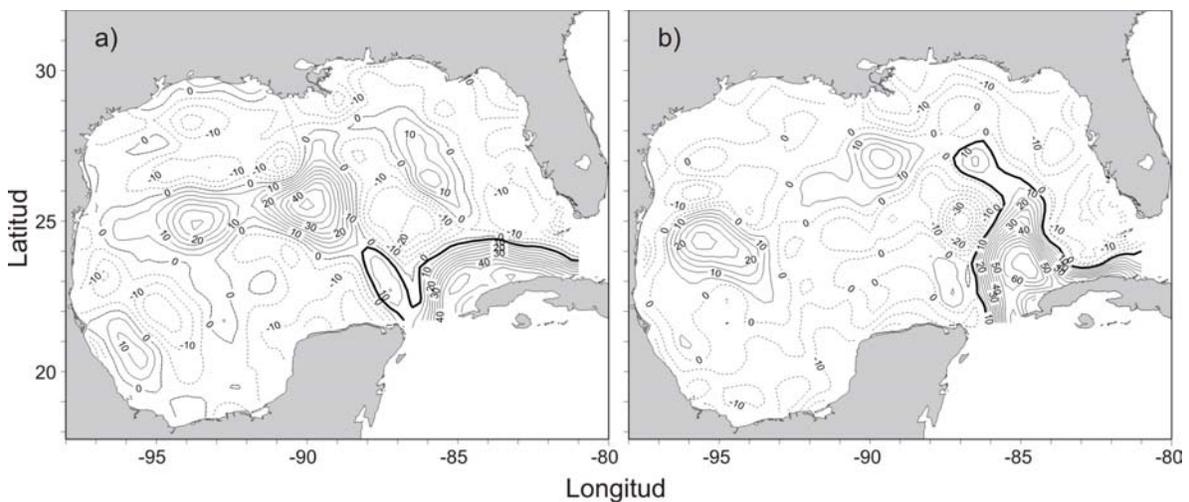


Fig. 1.3.- Anomalia de la superficie libre del mar (cm) TOPEX/ERS-2 a) 15 de abril, b) 15 de agosto de 2002. La línea gruesa representa la anomalia de 5 cm (Monreal Gómez *et al.*, 2004).

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 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. Existe alta variabilidad en la

Corriente de Lazo y esto depende de parámetros, tanto internos, como externos. Entre otros se encuentra el efecto- β , la estratificación y las inestabilidades barotrópicas y baroclínicas, 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. Candela *et al.* (2002) asocian la penetración de la Corriente de Lazo con periodos de acumulación de vorticidad negativa en la Corriente de Yucatán y mencionan que cuando se tienen periodos de acumulación de vorticidad positiva se produce una retracción de la Corriente de Lazo.

La estimación del transporte de masa a través del Canal de Yucatán es de aproximadamente 30 Sv (Nowlin, 1972). Schott *et al.* (1988) encontraron 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 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 reparte 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).

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 sal y calor hacia el interior del golfo (Monreal Gómez y Salas de León, 1997).

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 (AS_tS_sGM) (Elliott, 1982). 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). Como consecuencia de la mezcla convectiva se produce disminución en la salinidad y pérdida de calor sensible y latente en las capas superiores del giro anticiclónico.

Asociados a la Corriente de Lazo y al gran giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo, se observan la presencia de giros fríos o ciclónicos, los cuales se encuentran principalmente en la Bahía de Campeche, sobre la plataforma continental de Texas-Louisiana, en la plataforma oeste de Florida y en la periferia de la Corriente de Lazo. Estos giros son más pequeños que el anticiclónico 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, estos contienen menos energía.

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 triada reportada por Vidal *et al.* (1994).

Dado que en general los movimientos verticales son muy débiles en la totalidad del golfo, se puede observar una estratificación vertical bien definida (Ichiye, 1962). En los perfiles verticales de salinidad, temperatura, σ_t y de concentración de oxígeno disuelto se presenta un fuerte gradiente a aproximadamente 200 m de profundidad, en la zona del giro anticiclónico que se manifiesta con el máximo en la sección 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 permanente a dicha profundidad.

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

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 10^4 km^2 , en la cual el agua subtropical Subsuperficial del caribe ASSC se diluye con agua de menor salinidad (< 36.3 ups) que se encuentra en la parte superior de la termoclina principal, formando así el ACG adquiriendo su salinidad y temperatura características, las cuales son de alrededor de 36.40 ups y 22.5° C .

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

Por otro lado, además de las características descritas en el párrafo anterior, en la dinámica del golfo se distingue la circulación de tipo ciclónica sobre la plataforma continental de Texas-Louisiana (Cochrane y Kelly, 1986; Hamilton, 1992), en la plataforma oeste de Florida y en la Bahía de Campeche (Monreal-Gómez y Salas de León, 1990). Estos giros son menos energetizados y de menor duración que el gran giro anticiclónico.

Los giros ciclónicos se presentan generalmente en la periferia de la Corriente de Lazo, sobre la plataforma de Texas-Louisiana, 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 las bajas temperaturas, 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 aportando aguas cálidas al núcleo.

Uno de los mecanismos de formación de los giros ciclónicos, se basa en que el gran giro anticiclónico cede aproximadamente un tercio del volumen de masa que transporta,

transfiriendo momento angular hacia el sur; entonces el agua que se encuentra en la orilla del giro anticiclónico, da origen a un giro ciclónico al sur de la zona de colisión.

La triada de giros, dos ciclónicos y un anticiclónico, distribuidos los giros fríos o ciclónicos uno al norte y otro al sur del anticiclónico, son originados por la colisión del anticiclón con el talud continental a aproximadamente 22.5° N y 97° W. 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. Las velocidades tangenciales que alcanzan los giros es aproximadamente de 30 cm s⁻¹ para el anticiclón y de 60 y 58 cm s⁻¹ para los ciclónicos al norte y al sur, respectivamente.

Detectar los giros ciclónicos en el Golfo de México, mediante imágenes térmicas de satélite es muy difícil, ya que generalmente en la capa superficial de los 50 m se tiene una diferencia muy leve de temperatura entre el agua de los núcleos y la que se encuentra en su periferia. Sin embargo, es posible utilizar imágenes de satélite con información relacionada a clorofila-*a* o bien altimetría para apoyar los resultados obtenidos desde los buques.

Los giros ciclónicos localizados en la cuenca central y sobre el talud continental frente a Louisiana, cerca de 92° W tienen un período de rotación de dos semanas, una vida media de 6 meses, diámetros de 100 a 150 km y velocidades del flujo en la capa superior, que van de 30 a 50 cms⁻¹, con movimientos de translación más limitados que los giros anticiclónicos (Hamilton, 1992).

La circulación en la Bahía de Campeche ha sido estudiada mediante el análisis de la altura dinámica, (Austin, 1955; Vázquez de la Cerda, 1975; Rosales-Navarro, 2003), modelación numérica (Monreal-Gómez y Salas de León, 1990). Pocos han sido los trabajos que incluyen la medición directa de las corrientes. Sin embargo, se ha aceptado la

existencia de un giro ciclónico como una característica semi-permanente de la circulación de meso-escala en la bahía.

La Bahía de Campeche, situada en la región sur del Golfo de México (Fig. 1), presenta una circulación predominantemente ciclónica durante el otoño, esta corriente tiene 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, obtenidos por Nowlin (1972), han puesto en evidencia el carácter ciclónico de la circulación en esta bahía durante el mes de agosto. 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 (Vidal *et al.*, 1994). Cochran (1963) considera que es la interacción del agua de la surgencia de Yucatán con el Banco de Campeche lo que forma el giro ya que esta corriente debe de conservar su momento angular. La formación del giro ha sido estudiada mediante un modelo numérico de gravedad reducida, argumentando que la topografía y el flujo que viene del Banco de Campeche influyen su formación (Monreal Gómez, 1986). El giro ciclónico se ha atribuido también al campo de vientos (Vázquez de la Cerda, 1993).

1.2 Antecedentes

La Bahía de Campeche situada en la región suroeste del Golfo de México presenta una circulación predominantemente ciclónica (Nowlin, 1972; Molinari *et al.*, 1978; Merrell y Morrison, 1981).

Cochrane (1969), muestra la existencia de una corriente derivada de una surgencia en la costa norte de Yucatán y propone que la surgencia al formar un domo de agua fría sobre el Banco de Campeche, genera una circulación ciclónica. Nowlin (1972), a partir de datos sinópticos de temperatura y salinidad y de cartas de topografía de altura dinámica, pone en evidencia el carácter sinóptico de la circulación ciclónica en la bahía para el mes de agosto. Vázquez de la Cerda (1975) de datos hidrográficos obtenidos en 8 cruceros de octubre de 1970 a noviembre de 1971, encontró como característica permanente una región ciclónica al oeste de la Bahía de Campeche, la cual se observó casi en todos los cruceros analizados. Merrell y Morrison (1981), proponen el esfuerzo del viento como el mecanismo de formación del giro ciclónico. Monreal Gómez y Salas de León (1990) usando un modelo de gravedad reducida infieren el primer modo baroclínico en la Bahía de Campeche y encuentra que la formación del giro ciclónico está asociado principalmente a las variaciones del transporte que pasa a través del Canal de Yucatán y a la geometría de la cuenca. Los resultados de este autor muestran que durante el mes de febrero se presenta un giro ciclónico que se extiende a toda la bahía, en el mes de marzo el giro persiste pero su centro se corre hacia el oeste y la magnitud de la corriente se incrementa, posteriormente en el mes de abril se inicia el debilitamiento del giro hasta que desaparece, resultando una circulación de este a oeste en la bahía durante los meses de mayo a agosto. A fines de agosto se produce un debilitamiento de la corriente en la parte este de la bahía, lo cual permite la

formación de un nuevo giro ciclónico, este debilitamiento en la corriente coincide con el máximo en la Corriente de Yucatán.

Vázquez de la Cerda (1993) usando datos hidrográficos obtiene la configuración ciclónica del giro de la Bahía de Campeche y establece que su tamaño es de aproximadamente 200 km de diámetro. Salas de León *et al.* (1998), muestran que la translación del giro ciclónico hacia el oeste modula la posición del frente formado por la descarga del sistema de ríos Grijalva-Usumacinta y determina la distribución de la abundancia de organismos zooplanctónicos.

Velasco Mendoza (1994) mediante la aplicación de un modelo numérico de circulación para la Bahía de Campeche concluye que la estructura ciclónica es causada por la intensificación en el intercambio de masa entre el Mar Caribe y el Golfo de México, en el verano se relaciona con el menor espesor de la capa de mezcla y la máxima intrusión de la corriente de Lazo.

Rosales Navarro (2003) usando datos hidrográficos tomados durante la campaña en la que se obtuvieron los datos analizados en esta tesis, calculó las velocidades geostróficas y efectuó el análisis hidrográfico de la bahía encontrando que en el verano de 1996, la capa de los 1000 m de profundidad estuvo ocupada principalmente con Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_tS_sGM), Agua Común del Golfo (ACGM) y Agua Intermedia Antártica (AIA). Sus resultados, del cálculo de velocidades geostróficas, muestran un giro ciclónico en la región sur de la bahía y una porción del giro anticiclónico en la parte noroeste de la bahía, la influencia de ambos ocupa toda la columna hasta 1000 m. El giro ciclónico que se reporta está centrado en los 20° N y 94° W y tiene una forma elíptica con un semieje mayor de aproximadamente 280 km, mientras que la circulación

anticiclónica del noroeste de la bahía es parte del giro anticiclónico semipermanente que se desprende de la Corriente de Lazo.

Por otro lado no existen trabajos efectuados en relación a la vorticidad en el Bahía de Campeche.

1.3 Justificación

La Bahía de Campeche, es una región de vital importancia para México y a nivel internacional. En la bahía se extrae el 70% del petróleo de exportación de nuestro país. Por otro lado, mantiene pesquerías de escama, crustáceos y moluscos de gran importancia comercial. En la bahía se presentan un gran número de procesos hidrodinámicos tales como mareas, giros de varias escalas, ondas internas, inestabilidades atmosféricas y el paso de huracanes, entre otros. El estudio de la estructura hidrográfica y la dinámica de la bahía, es fundamental para el buen entendimiento del comportamiento de los organismos marinos, para entender la distribución de sedimentos y para la correcta comprensión de los procesos climáticos.

La necesidad de estudiar y comprender la dinámica de la Bahía de Campeche debe ser una de las prioridades en la investigación oceanográfica del país, ya que esta región proporciona la mayor cantidad de petróleo de exportación y diversas actividades pesqueras y sostiene a una gran parte de la economía nacional.

No obstante lo anterior, la información existente sobre la dinámica de la Bahía de Campeche es muy escasa, este trabajo se enmarca en un proyecto que pretende aportar información sobre los procesos físicos que se dan en la bahía.

El objetivo principal es estudiar el patrón de circulación de la Bahía de Campeche, en forma tridimensional usando un perfilador de corrientes acústico (Doppler) de 75 kHz y obtener la distribución de la componente vertical de la vorticidad relativa.

CAPITULO II

METODOS Y MATERIALES

Los datos usados en este trabajo se obtuvieron en la campaña oceanográfica FIBAC-I (Física de la Bahía de Campeche) a bordo del B/O “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México, llevada a cabo del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996. Durante la campaña se tomaron datos de temperatura, conductividad y presión con un CTD Neil Brown MARK III, en un arreglo de 93 estaciones. Se midió la velocidad de la corriente usando un perfilador acústico Doppler (Acoustical Doppler Current Profile) de 75 kHz de la compañía RD Instruments.

La distribución de las estaciones y el derrotero se muestran en la figura 2.1 La distribución de estaciones se eligió de forma tal que se tuviera la resolución espacial necesaria para que los datos hidrográficos reflejaran las características del giro ciclónico. Esto es, si el diámetro promedio del giro es de 200 km, entonces de acuerdo al teorema del muestreo (Brigham, 1974):

$$f_m = \frac{\pi}{E_c} \quad (1)$$

Donde f_m es la frecuencia de muestreo y E_c es la escala característica del fenómeno que se quiere observar. Tomando 200 km como la escala espacial característica, obtenemos una distancia máxima de muestreo entre estación y estación de 60 km. Las estaciones fueron ubicadas cada 30', equivalentes a 55.59 km en el paralelo central de la bahía.

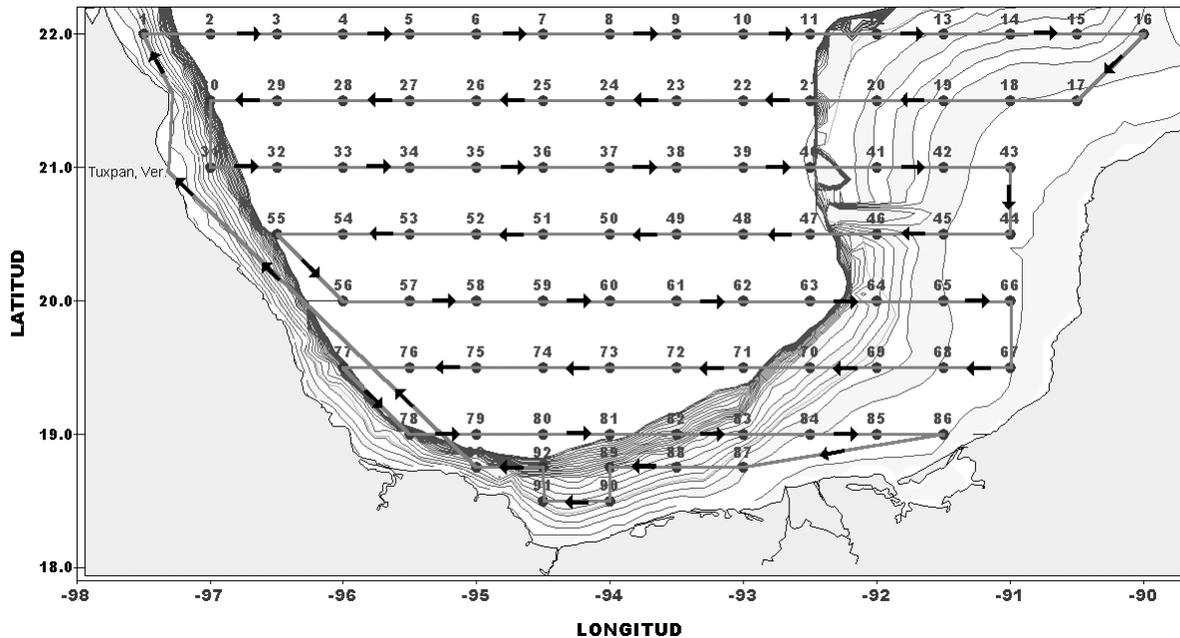


Fig. 2.1.- Ubicación de las estaciones hidrográficas, la trayectoria del buque durante la campaña oceanográfica FIBAC-I está representada por medio de flechas.

2.1 Perfilador acústico de corrientes Doppler (ADCP)

El perfilador acústico Doppler o ADCP por sus siglas en inglés, es un equipo que registra las componentes de la velocidad del agua en diferentes capas, llamadas celdas o bins. El ADCP está instalado en el pozo de instrumentos del buque oceanográfico y cuenta con una unidad de captura y almacenamiento de la información en superficie.

El ADCP tiene cuatro transductores que emiten ondas acústicas, una unidad electrónica que genera los pulsos y pre-procesa la información que obtiene de las ondas recibidas o eco y una computadora en la cual se guardan los datos y se hace un procesamiento primario (Fig. 2.2).

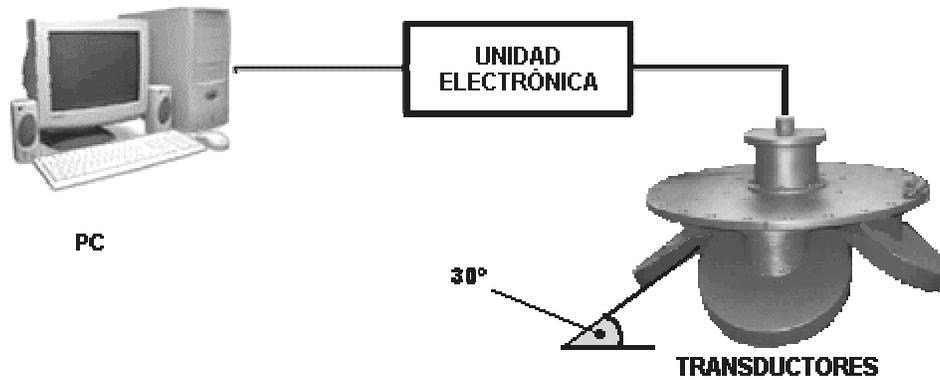


Fig. 2.2.- Esquema del perfilador acústico Doppler de corrientes (ADCP).

El ADCP emite sonido a una frecuencia fija (75 kHz) y posteriormente recibe el sonido reflejado (ecos) por las partículas planctónicas que se encuentran en la columna de agua. Los reflectores son pequeñas partículas o plancton que reflejan el sonido hacia el ADCP y que flotan en el agua y se mueven a la misma velocidad horizontal que el agua. Cuando la onda enviada por el ADCP es reflejada sufre un corrimiento aparente en su frecuencia llamado efecto Doppler; este desplazamiento frecuencial es proporcional a la velocidad relativa entre el ADCP y los reflectores. La relación entre las frecuencias y las velocidades esta dada por: (RDI, 1996)

$$F_d = 2 F_s \left(\frac{V}{C} \right) \quad (2)$$

Donde:

F_d es el corrimiento de la frecuencia

F_s es la frecuencia original de la onda

V es la velocidad de los reflectores (m s^{-1})

C es la velocidad del sonido en el agua (m s^{-1})

Para calcular las componentes de la velocidad de la corriente se dispone de cuatro haces; dos permiten conocer la componente horizontal N-S y la componente vertical, los otros dos haces permiten conocer la componente horizontal E-W y también la componente vertical, con lo cual se tiene redundancia en las mediciones de la componente vertical.

2.1.1 Características Técnicas del ADCP

El ADCP usado tiene las siguientes características técnicas que no son modificables:

Frecuencia	75 kHz
Rango nominal	700 m
Angulo de los haces	30°
Orientación	Convexo hacia abajo
Angulo de montaje del haz	45°

Existen otros aspectos técnicos que son programables de acuerdo a las características topográficas de la zona de estudio, los valores usados durante la campaña oceanográfica fueron:

Longitud del pulso	16 m
Longitud de las celdas	16 m
Número de Celdas	50
Promediado (Ensamble)	60 s
Capa superficial sin datos (Blank)	4 m

2.1.2 Procesamiento de la información de corrientes obtenida con el ADCP

Los datos registrados por el ADCP mediante el sistema DAS (Data Acquisition Software) se procesaron usando los programas proporcionados por RD Instruments: LISTDAS versión 1.01 y LOGDAS versión 1.03.

Los datos en sistema binario (obtenidos con el DAS), se pasaron a código ASCII utilizando el programa LOGDAS para posteriormente analizarlos y ordenarlos con EXCEL, así como con programas en FORTRAN elaborados en el Laboratorio de Oceanografía Física del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

El ADCP se encuentra instalado en el B/O “Justo Sierra” que al momento de registrar datos se encuentra en movimiento, por lo que registra datos de velocidad de la corriente relativa al buque.

En zonas someras el ADCP almacena la información de la velocidad aparente del fondo (bottom tracking), que corresponde a la velocidad real del buque (en sentido contrario). Con la finalidad de obtener la velocidad absoluta de las corrientes marinas, esta velocidad del buque se le resta a los datos de velocidad de las corrientes relativas proporcionados por el ADCP. En zonas profundas, el ADCP no alcanza a registrar el fondo (no se tienen datos del bottom Tracking) por lo que hubo que estimar las velocidades del buque mediante la información proporcionada por el GPS (Global Positioning System: por sus siglas en inglés).

Los datos de navegación obtenidos con GPS (posición, rumbo y rapidez del buque) fueron registrados cada 30 s, mientras que los obtenidos por el ADCP (bottom Tracking) se registraron cada 60 s. Debido a que la información proporcionada por el GPS no estuvo en

sincronía con la obtenida con el ADCP, fue necesario depurar e interpolar los datos proporcionados por el GPS para obtener series simultáneas cada 60 s.

Debido a que el ADCP registró un desalineamiento entre 27° y 30° con respecto al rumbo del GPS y de aproximadamente 29° con respecto al girocompás inercial del buque (giroscópica), se realizó una corrección en el rumbo del buque.

Posteriormente, para obtener la velocidad absoluta de las corrientes, las componentes de la velocidad del buque se restaron a las componentes de la velocidad relativa de las corrientes obtenida por ADCP a diferentes niveles o celdas. Las celdas elegidas fueron programadas de 4-20 m (celda 1), 20-36 m (celda 2), 36-52 m (celda 3), 52-68 m (celda 4) y así sucesivamente cada 16 m hasta la celda 50.

Con la finalidad de suavizar los datos de las componentes de la velocidad del buque registradas con el GPS se realizó un promedio corrido cada 10 minutos. Estos fueron utilizados para obtener la velocidad absoluta de la corriente.

La validación del método para la obtención de las velocidades absolutas haciendo la corrección con datos del GPS, se llevó a cabo calculando las velocidades de la corriente en las regiones someras usando los dos métodos (GPS y Bottom Tracking) y se compararon. Los resultados mostraron una alta correlación entre dichos métodos (Fig. 2.3) para las componentes de las velocidades (u , v), lo que muestra que el método de procesamiento de las velocidades usando el GPS es adecuado y puede ser aplicado en las zonas profundas. Sin embargo, se realizó un ajuste a las velocidades de la corriente obtenidas con GPS en la zona profunda, usando para ello la ecuación de la recta obtenida en la zona somera.

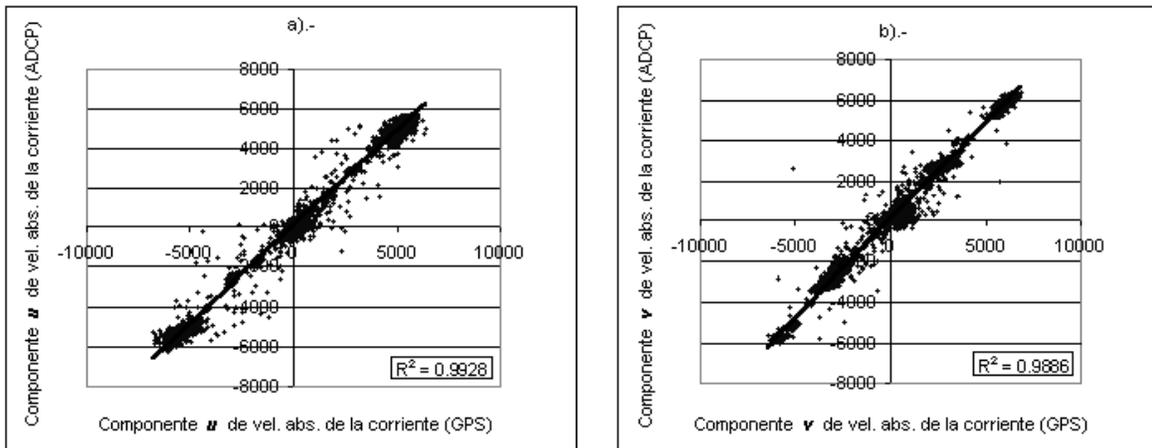


Fig. 2.3.- Correlación entre las velocidades absolutas obtenidas usando el bottom tracking del ADCP y el GPS del buque. a) componente u , b) componente v .

A las componentes de la velocidad absoluta se les aplicó un filtro Lanczos cosenoidal pasabajas con la finalidad de sustraer las variaciones originadas por fenómenos con periodos menores a 2 h (Salas Monreal, 2002) y se interpolaron espacialmente utilizando la técnica de Kriging (Wackernagel, 1995), para visualizar la circulación en toda la Bahía de Campeche. El Kriging utilizado fue del tipo puntual, con las componentes en el modelo del semi-variograma de tipo lineal.

2.2 Cálculo de la vorticidad

Las aguas en los océanos efectúan movimientos rotatorios en todas las escalas formando giros con tamaños similares a los de las grandes cuencas oceánicas, hasta los pequeños giros turbulentos que observamos cerca de la playa. El flujo no es necesariamente en círculos cerrados y de hecho la mayoría de las veces se presenta en forma de oscilaciones o meandros. Siempre que se tengan cambios espaciales de velocidades debida

a esfuerzos tangenciales, fricciones, etc., se producirá una tendencia del flujo a rotar, esta tendencia es la que se conoce como vorticidad, la cual se puede definir como la tendencia a formar vórtices. Por convención se dice que una tendencia a rotar en dirección contraria a las manecillas del reloj se relaciona con una vorticidad positiva, produciendo un giro ciclónico. Mientras que una tendencia a rotar en la dirección de las manecillas del reloj se relaciona con una vorticidad negativa generando un giro anticiclónico. Cuando el fluido tiene un movimiento de rotación con relación a la superficie de la Tierra, causado por el esfuerzo del viento y/o por el efecto de fuerzas friccionales, se dice que posee vorticidad relativa. No obstante, la Tierra se encuentra en rotación y la vorticidad que adquiere una parcela de fluido debido a que rota con la Tierra es conocida como vorticidad planetaria. La vorticidad planetaria se denota por (e. g., Knauss, 1996):

$$f = 2\Omega \sin\phi \quad (3)$$

Donde Ω es la velocidad de rotación de la Tierra, ϕ es la latitud a la que se encuentra la parcela de fluido. La vorticidad relativa (ζ) es el resultado de aplicar el rotacional al vector velocidad del fluido, por lo que estará dado por (Knauss, 1996):

$$\zeta = \nabla \times \mathcal{V} \quad (4)$$

La vorticidad relativa ζ es un vector tridimensional. La componente perpendicular al plano en el cual se mueve el fluido, ζ_z o proyección azimutal. A la suma de la vorticidad planetaria y la componente vertical de la vorticidad relativa,

divididas entre el espesor de la capa de fluido se conoce como la vorticidad potencial (VP) (Knauss, 1996):

$$VP = \frac{f + \zeta_z}{H} \quad (5)$$

La vorticidad planetaria es del orden de 10^{-5} s^{-1} mientras que la vorticidad relativa en movimientos de mesoescala, como por ejemplo en los giros que se observan en el océano que tienen diámetros de centenas de kilómetros, es del orden de $10^{-6} - 10^{-7} \text{ s}^{-1}$; por lo que la vorticidad planetaria es dominante. La vorticidad relativa depende de los movimientos del fluido y su componente vertical esta dada por.

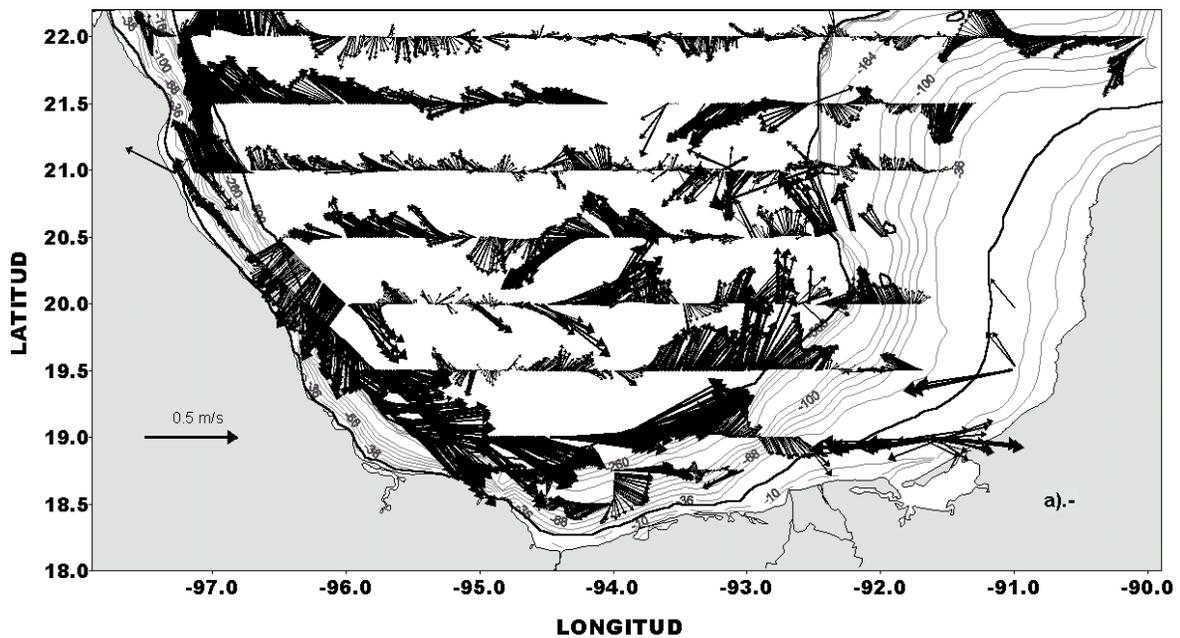
$$\zeta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (6)$$

Mediante las componentes de la velocidad absoluta horizontal obtenidas con el ADCP se calculó la componente ζ_z de la vorticidad. Con los resultados se elaboraron isolíneas de vorticidad relativa a las mismas profundidades que los de las corrientes.

CAPITULO III

RESULTADOS

Las registros de ADCP siguiendo el derrotero mostrado en el capítulo anterior revelan una corriente superficial más intensa en la región occidental de la bahía (Fig. 3.1a). En este caso a las velocidades horizontales se les aplicó el método de control de calidad como se explicó anteriormente. Una vez aplicado el filtro de 2 h a las componentes zonal y meridional de la velocidad las corrientes se definen más claramente (Fig. 3.1b), ya que se han eliminado las altas frecuencias. Al filtrar los periodos menores a 12 h, las velocidades se muestran más uniformes (Fig. 3.1c).



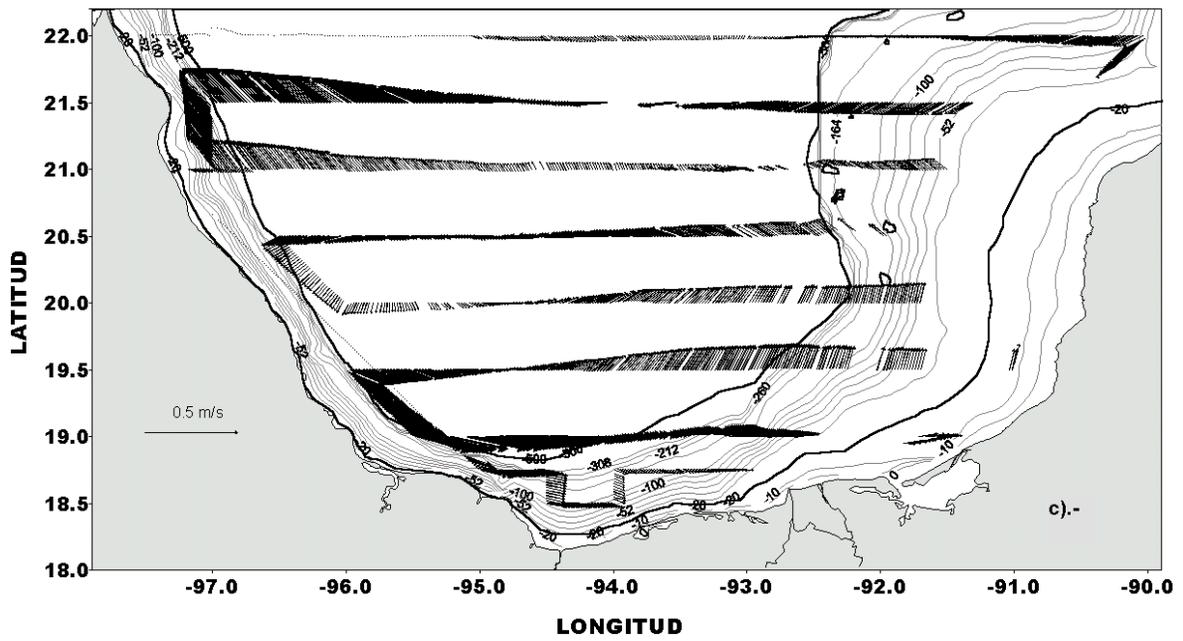
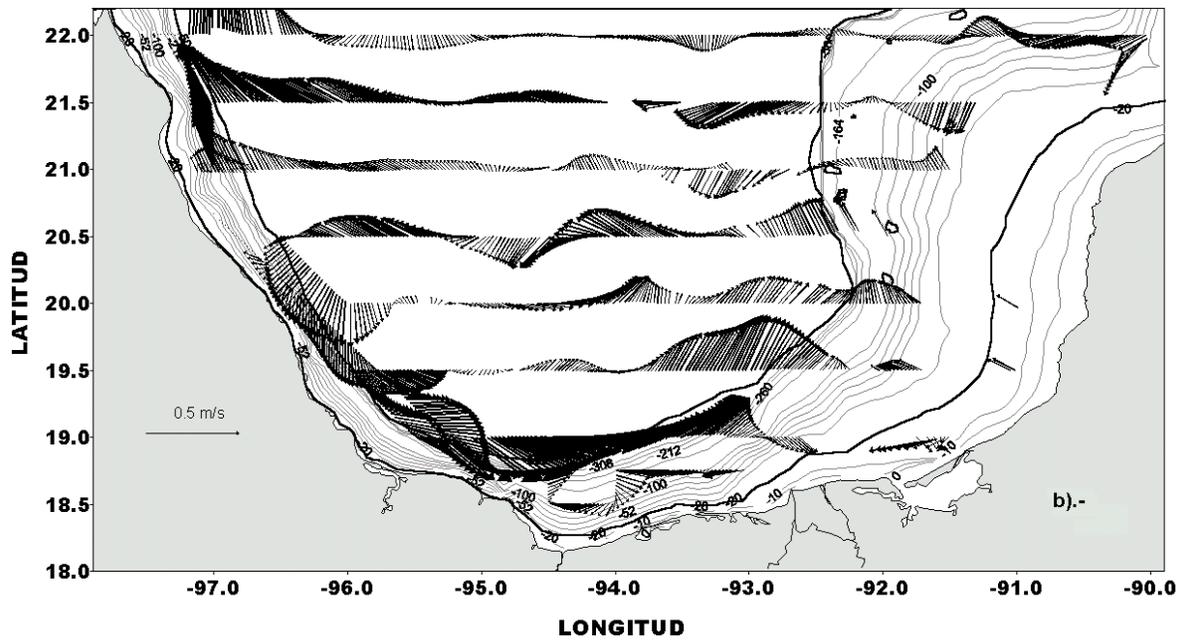


Figura 3.1.- Velocidades horizontales (m s^{-1}) superficiales obtenidas mediante el ADCP:
 a) Sin filtrar, b) Con un filtrado de 2 h y c) Con un filtrado de 12 h.

3.1 Patrones de circulación

Los patrones de circulación a diferentes niveles se construyeron a partir de los datos con un filtro de 2 h. Además se muestran las corrientes superficiales al filtrar periodos menores a 12 h.

Circulación en la capa de 4 a 20 m de profundidad

El patrón de la circulación en la capa de los 4 a los 20 m de profundidad (Fig. 3.2), muestra dos giros ciclónicos, uno con su centro situado en 20.27° N y 94.24° W, con un diámetro aproximado de 280 km y velocidades de aproximadamente 0.30 m s^{-1} , el otro giro es de menor diámetro, aproximadamente de 70 km, con centro en 19.95° N y 95.6° W con velocidades cercanas a los 0.12 m s^{-1} . Este último, al parecer produce una corriente al suroeste, hacia la costa, la cual al encontrar menor profundidad incrementa su magnitud alcanzando los 0.20 m s^{-1} , una parte de esta corriente diverge hacia el norte con velocidades de 0.11 m s^{-1} y otra hacia el sur con velocidades de 0.27 m s^{-1} .

Por otro lado, se observa un giro anticiclónico con velocidades máximas de 0.19 m s^{-1} , con centro en 21.86° N y 94.09° W, con su semieje mayor de 80 km. Se puede observar una corriente intensa hacia el norte sobre los 97.5° W desde el paralelo 21° N con velocidades máximas de 0.43 m s^{-1} . Con menor intensidad existe una corriente que va de este a oeste sobre los 21.5° N desde los 92.5° W hasta unirse con la corriente que va hacia el norte en los 96° W; su velocidad máxima es aproximadamente de 0.30 m s^{-1} . Una corriente con dirección noroeste desde los 18.6° N y los 91.2° W hasta los 21° N y 92.3° W, a partir de este punto se une con la corriente que va hacia el este, con velocidades que llegan a los 0.17 m s^{-1} . Por último podemos ver una corriente que va de oeste a este sobre

los 19° N y una corriente paralela al talud desde los 96° hasta los 92.5° W con velocidades máximas de 0.52 m s⁻¹.

En general, el patrón de corrientes en esta capa muestra una circulación ciclónica en la región suroeste de la bahía y la porción sur del giro anticiclónico frente a la laguna de Tamiahua. El rasgo característico de la circulación en el Banco de Campeche es la corriente entrando hacia la bahía.

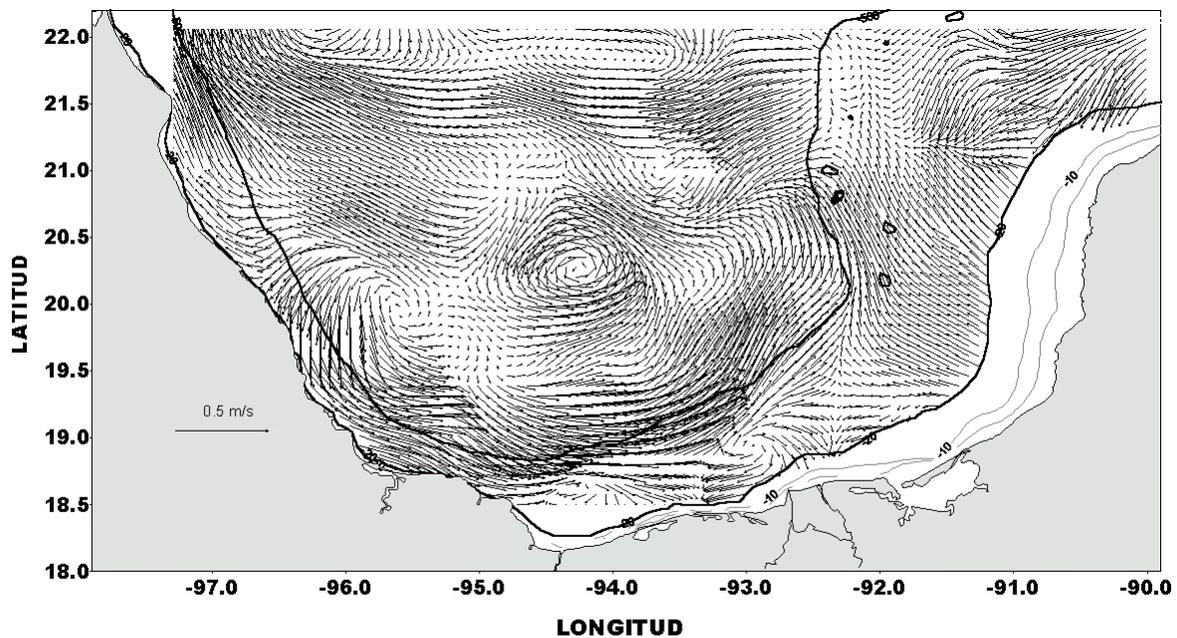


Figura 3.2.- Patrón de circulación (m s⁻¹) en la capa de 4 a 20 m de profundidad.

Los resultados del cálculo de la componente vertical de la vorticidad relativa para esta capa, muestra valores positivos en la región de circulación ciclónica y valores negativos en donde se observa la circulación anticiclónica (Fig. 3.3). En la región noroeste de la bahía los valores negativos están asociados a la porción sur del giro anticiclónico, así

como en la parte central al norte de la bahía donde se encontró una característica anticiclónica de forma elíptica.

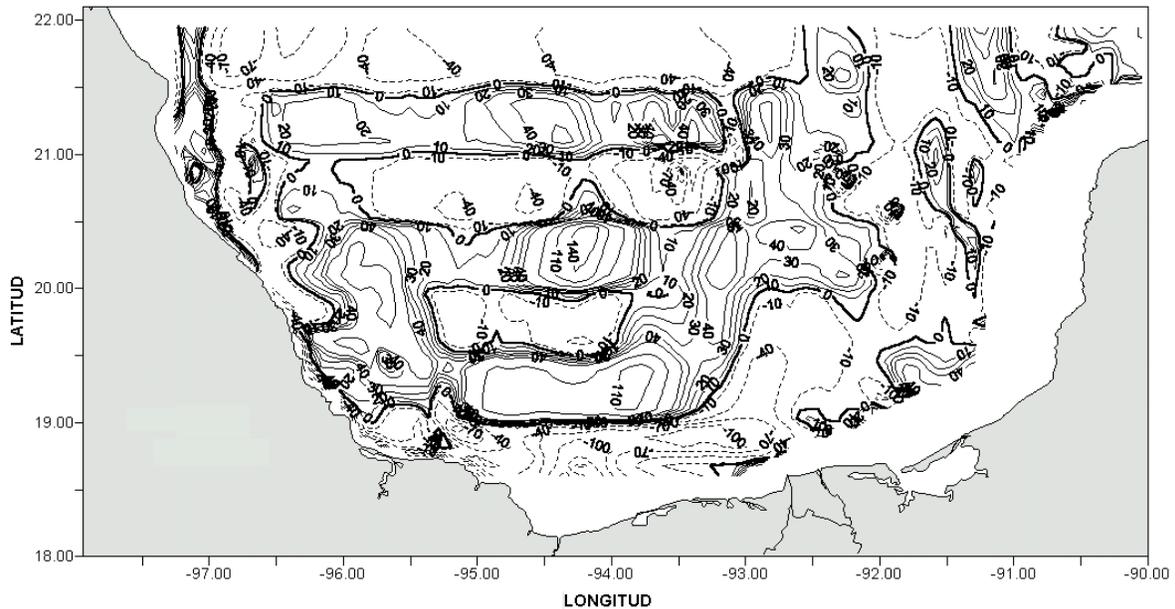


Figura. 3.3.- Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-7} s^{-1}) en la capa de 4 a 20 m de profundidad.

Circulación en la capa de 20 a 36 m de profundidad

En la capa de los 20 a los 36 m profundidad la circulación presenta características muy similares a las de la circulación en la capa de 4 a 20 m; los dos giros ciclónicos, la corriente hacia el norte que en esta capa tiene menor intensidad en su parte sur puesto que ahora es mas notoria la influencia del giro ciclónico en esa dirección, la corriente hacia el oeste en este caso es mas uniforme, la corriente hacia el suroeste se presenta en una franja mas angosta debido a la batimetría, la corriente hacia el noroeste menos intensa, la corriente hacia el este muy intensificada y con mayor área de influencia en su parte norte (Fig. 3.4). Por otro lado, es muy notoria la reducción del radio del giro ciclónico en su lado este. Se

observa también, la corriente hacia la costa a lo largo del paralelo 20.5°N mostrando una divergencia cercana a la costa. Un giro anticiclónico se empieza a desarrollar al rededor de 19.7° N y 95.2° W, el cual en la capa superior aparece como una zona de convergencia.

El centro del giro ciclónico de mayor intensidad, esta desplazado hacia el suroeste con respecto a su ubicación en la capa de 4 a 20 m. El giro ciclónico más pequeño que en esta capa tiene un diámetro mayor y velocidades de 0.14 m s^{-1} se ve desplazado hacia el norte. El giro anticiclónico que se observó en la capa superior con centro en 21.86° N y 94.09° W en esta profundidad se ha integrado a la porción sur del gran giro anticiclónico de la costa oeste del Golfo de México.

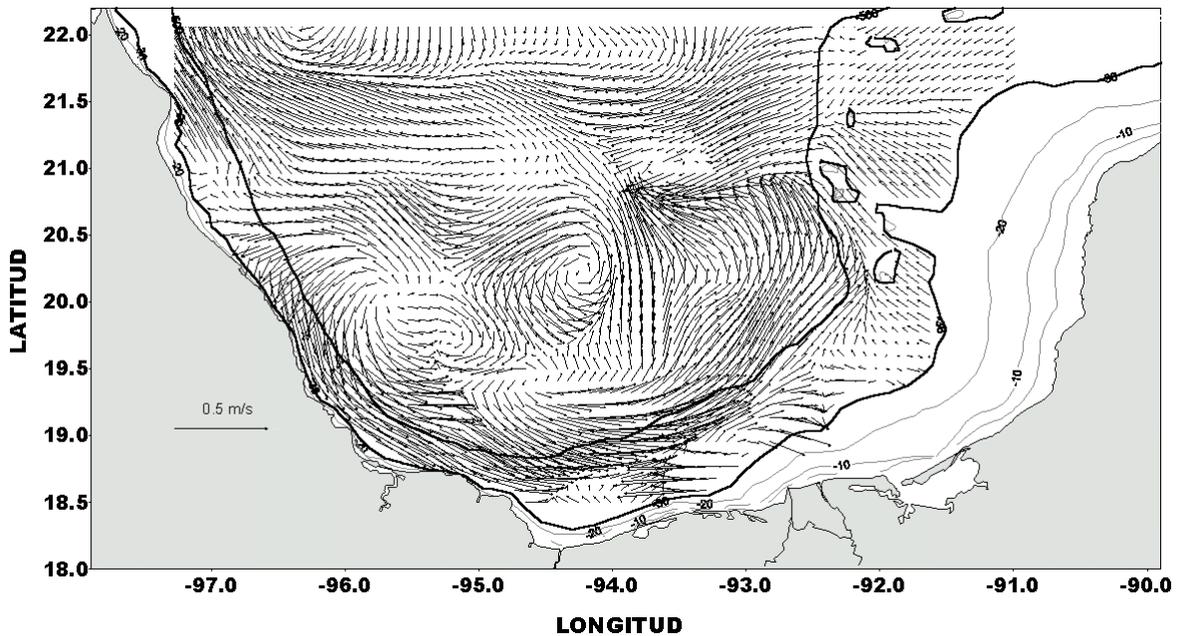


Figura. 3.4.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 20 a 36 m de profundidad.

Circulación en la capa de 36 a 52 m de profundidad

En esta tercera capa entre los 36 y los 52 m de profundidad, en la zona donde en las capas superiores se encontraban los dos giros ciclónicos, ahora se distingue un giro ciclónico, una zona de convergencia y otra de divergencia (Fig. 3.5). El giro ciclónico de menor diámetro en esta capa está desplazado hacia el suroeste, debido a que la corriente hacia el noreste en las capas superiores ocupaba una franja más angosta en su parte norte donde se une con la corriente hacia el oeste. La corriente que se origina por la divergencia a la altura de 20.5°N se une a la corriente hacia el norte, frente a Tamaulipas. La figura 3.5 muestra la circulación en un área menor, debido a que esta capa llega hasta los 52 m de profundidad y a que la plataforma al oeste de Yucatán es somera. Esta disminución de área continúa en las capas más profundas, dependiendo de la batimetría. La corriente hacia el este en la parte más al sur del golfo, paralela al talud desde el paralelo 19.5°N , ahora tiene una tendencia hacia el norte y se une en su parte más al oeste con la corriente hacia el sureste que se originaba al parecer por la divergencia costera debida al giro ciclónico más cercano al talud en las costas de Veracruz.

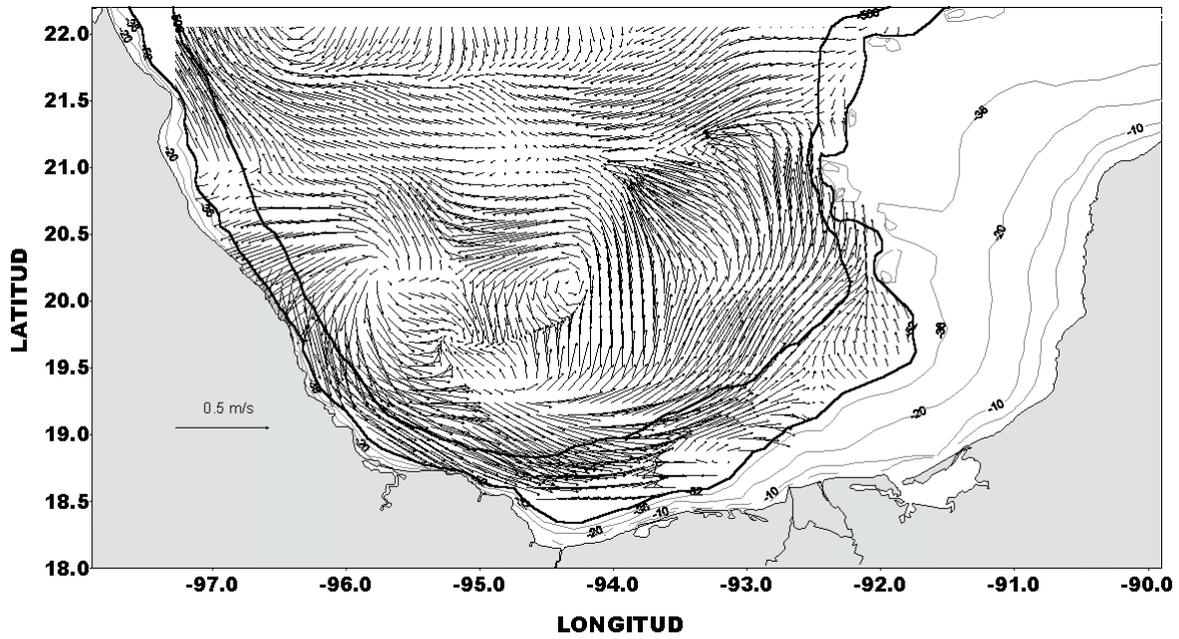


Figura 3.5.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 36 a 52 m de profundidad.

La vorticidad relativa en esta capa (Fig. 3.6) muestra mayor variabilidad que en la capa superficial (4 a 20 m). Sin embargo, la región sur incrementa su vorticidad negativa en aproximadamente 50%.

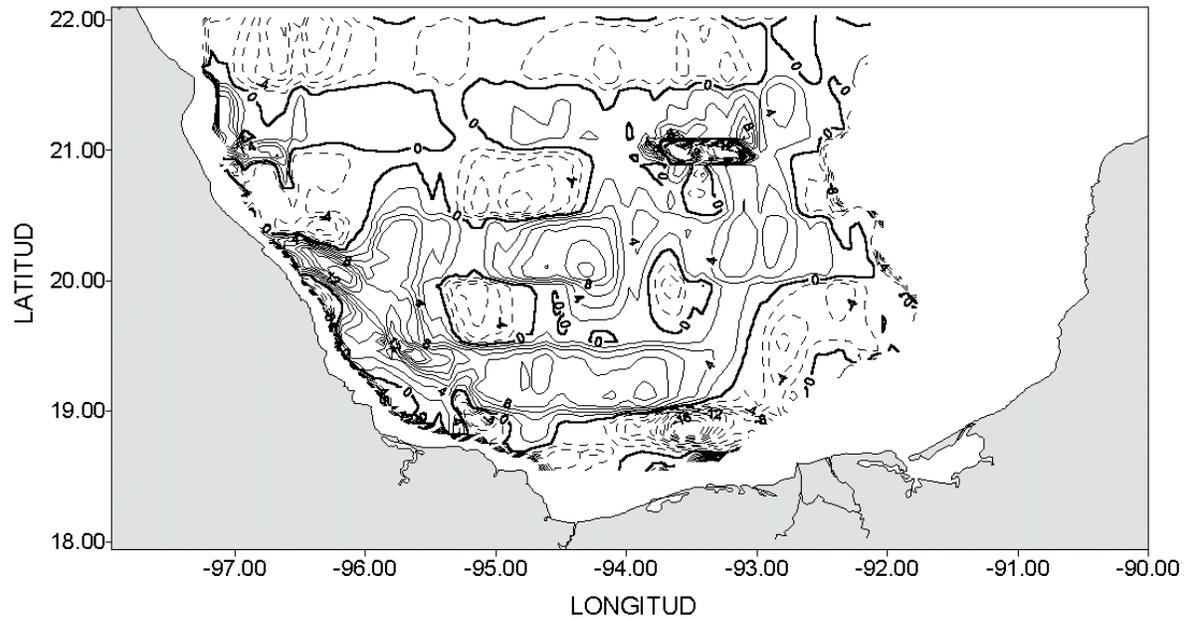


Figura 3.6.- Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-7} s^{-1}) en la capa de 36 a 52 m de profundidad.

Circulación en la capa de 52 a 68 m de profundidad

En esta capa las características de la circulación son muy similares a las que se presentan en las capas superiores; una circulación ciclónica que engloba dos giros pequeños (Fig. 3.7). La corriente costera hacia el este, paralela al talud continental en la parte sur del golfo. La circulación anticlónica en la región noroccidental de la bahía, que forma parte del gran giro anticiclónico. La corriente en la parte noreste de la bahía, en donde se alcanzan profundidades de al menos 68 m se une con la corriente al norte del gran giro ciclónico, para formar parte de la corriente hacia el oeste y de la porción sur del giro anticiclónico frente a Tamaulipas.

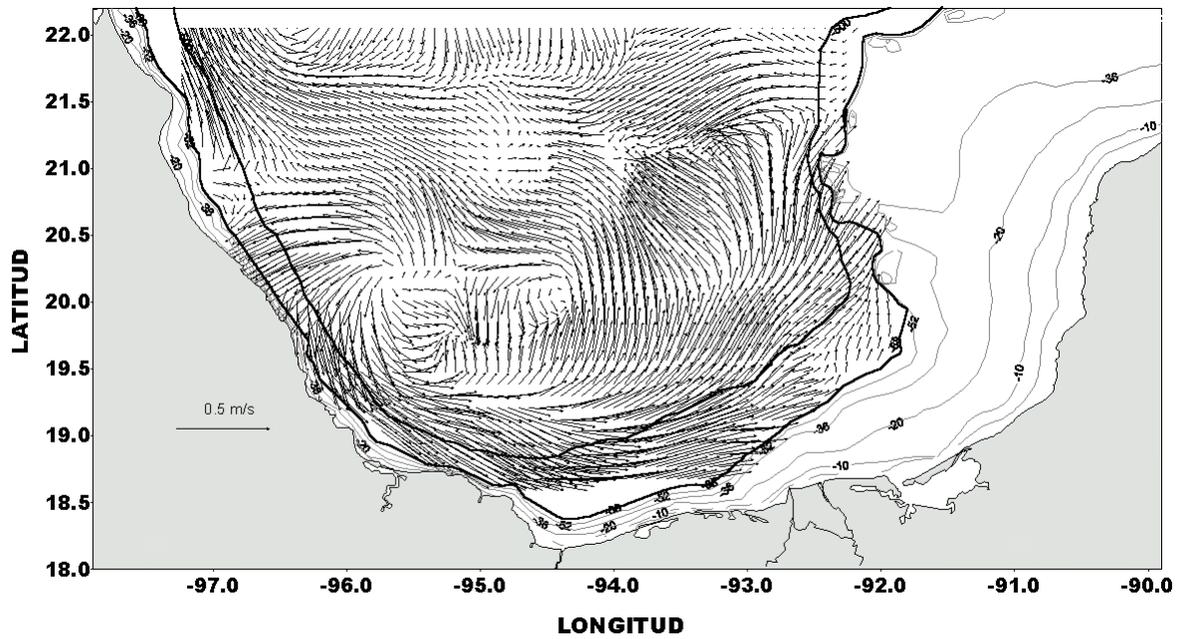


Figura 3.7.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 52 a 68 m de profundidad.

Circulación en la capa de 68 a 84 m de profundidad

En este nivel los rasgos de la circulación son muy similares excepto que en la región suroeste dentro del giro ciclónico se presenta una zona de convergencia este-oeste que al unirse divergen en dirección norte-sur (Fig. 3.8). En la parte norte de la bahía la circulación se va presentando más uniforme que en las otras capas, con una dirección hacia el oeste y una fuerte componente sur en la región central, dando forma a la porción sur del anticiclón.

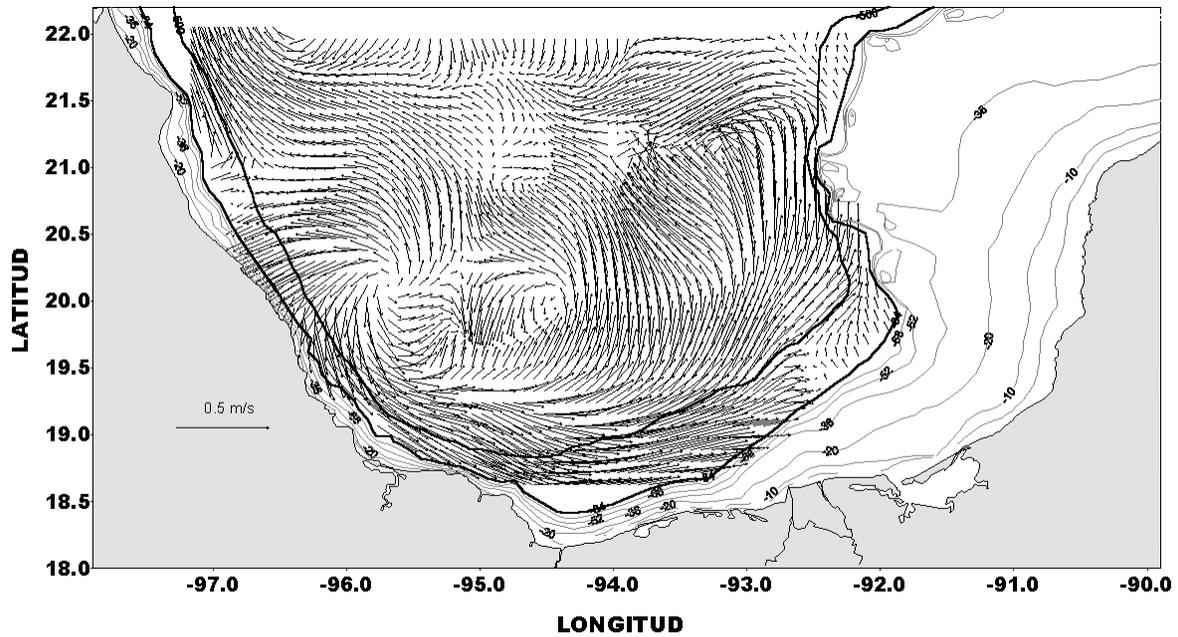


Figura 3.8.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 68 a 84 m de profundidad.

Circulación en la capa de 84 a 100 m de profundidad

En esta capa el giro ciclónico abarca la parte sur de la bahía, en el suroeste se observa una zona de convergencia (Fig. 3.9), que indicaría en principio un hundimiento de masa. La región norte es muy similar a la capa inmediata superior, dibujando la sección sur del giro anticiclónico. Comparativamente, entre capas se observa que el centro del giro se desplaza hacia el suroeste conforme aumenta la profundidad. Existe una zona de divergencia a la altura de 20.6°N , donde la corriente se divide hacia el norte y hacia el sur.

La corriente en la frontera oeste de la porción noroeste de la bahía presentó velocidades máximas de 0.29 m s^{-1} . La corriente con dirección hacia el oeste se encuentra atenuada con respecto a los niveles superiores.

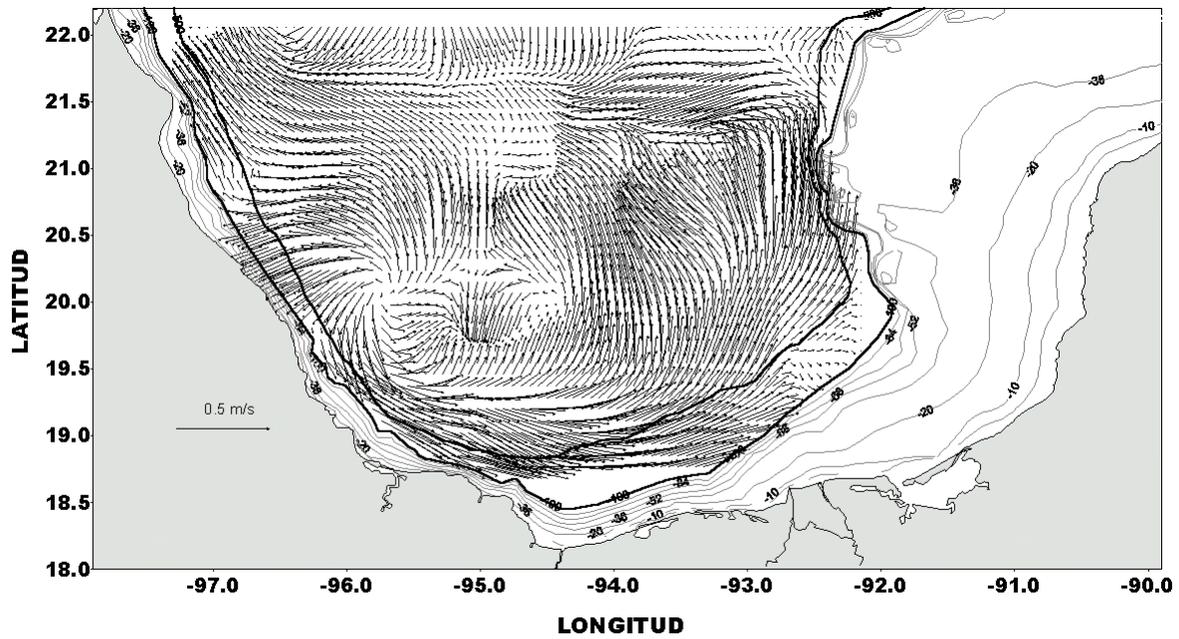


Figura 3.9.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 84 a 100 m de profundidad.

La velocidad en esta capa es notablemente menor que en las capas superiores, además presenta un patrón de corrientes más uniforme. Esto coincide consecuentemente con una menor vorticidad (Fig. 3.10). La vorticidad positiva es dominante en la parte central de la bahía y al oeste, mientras que la vorticidad negativa se presenta en forma de lenguas en la costa sureste y en el noroeste.

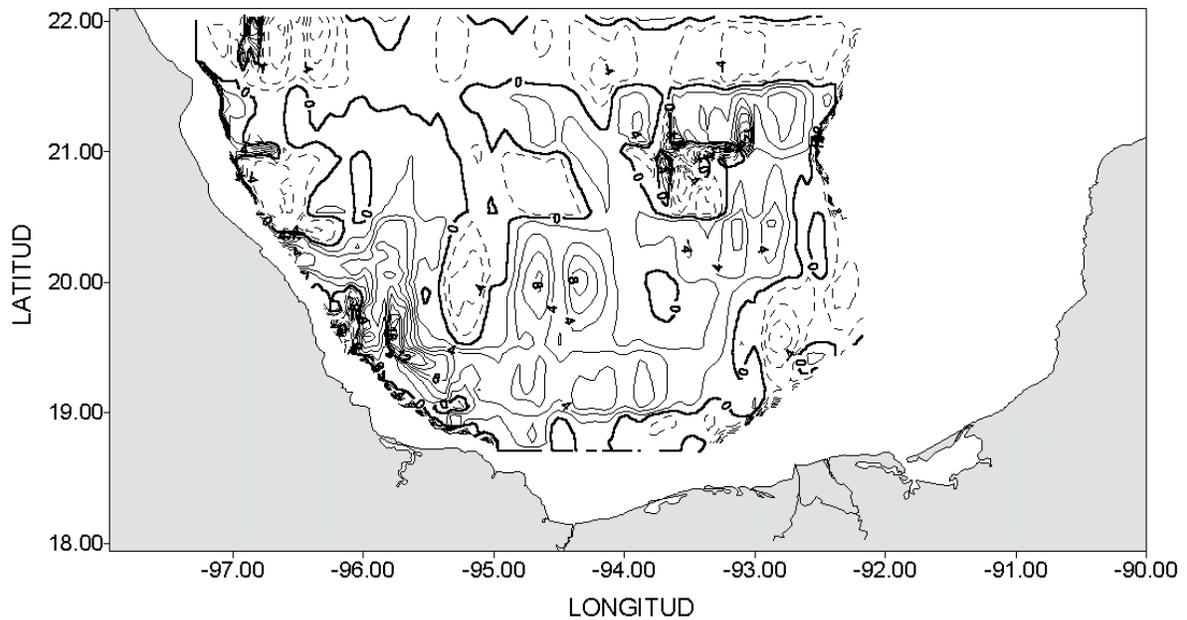


Figura 3.10.- Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-7} s^{-1}) en la capa de 84 a 100 m de profundidad.

Circulación en la capa de 100 a 116 m de profundidad

En esta capa se observa un giro ciclónico de mayor diámetro que el observado en las capas superiores, con velocidades máximas de 0.37 m s^{-1} (Fig. 3.11), en su interior se presentan núcleos de convergencia y divergencia. La corriente con dirección noroeste en este nivel se observa con mayor extensión que en capas descritas anteriormente abarcando desde los 20.9° y 22.5° N y desde los 96.4° hasta los 97.02° W con velocidades de 0.28 m s^{-1} .

Al norte de la corriente que tiene su dirección hacia el oeste entre los 93.8° y 96.4° W desde los 21.5° hasta los 22.05° N , se observa una corriente mas homogénea en el nivel anterior, mientras que en este nivel se divide en tres partes; entre los 93.8° y 94.7° W la corriente tiene una dirección hacia el sur, de los 94.7° hasta los 95.5° W la dirección de la

corriente es hacia el sureste y de los 95.5° hasta los 96.4° W tiene una dirección hacia el suroeste.

Desde los 19.8° N y 96.2° W la corriente diverge hacia el sur para después seguir con una trayectoria paralela al talud, hasta llegar al sureste del Cañón de Campeche en los 20.1° N con 92.25° W que es donde el cambio longitudinal del perfil batimétrico es muy drástico, por lo que la corriente ya no sigue una trayectoria paralela al talud. Por la conservación de la inercia desde los 20.1° a los 21.12° N y entre los 92.25° a los 92.5° W, la corriente tiene una trayectoria diagonal al talud por lo que su dirección sigue siendo hacia el noreste en las cercanías al talud. Entre estas latitudes conforme se separa del talud, la corriente se intensifica y tiene una tendencia hacia el noroeste, con velocidades máximas de 0.36 m s^{-1} y una anchura cercana a los 220 km. En la parte mas al sur su dirección es hacia el este y tiene velocidades máximas de 0.3 m s^{-1} . Entre los 19.26° y los 20.05° N desde los 92.15° y hasta los 92.7° W se puede observar una corriente poco intensa con su tendencia principal en la dirección hacia el sur. En esta capa como en las descritas anteriormente es notoria la gran relación que existe entre la batimetría y la circulación.

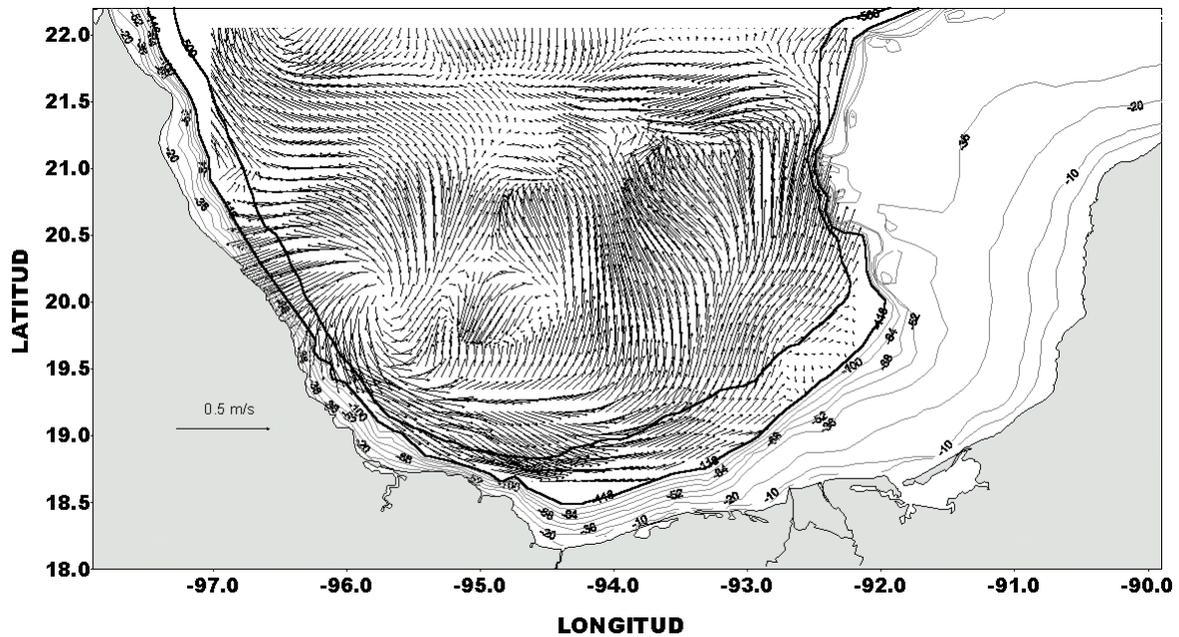


Figura 3.11.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 100 a 116 m de profundidad.

Debido a que a partir de esta profundidad la variación vertical del patrón de velocidad es muy pequeña, se describirán los patrones de corrientes cada 50 m aproximadamente.

Circulación en la capa de 148 a 164 m de profundidad

En este nivel el patrón de circulación es muy similar al de la capa entre 100 y 116 m, sólo que en este caso el giro ciclónico tiene un diámetro mayor (Fig. 3.12), con velocidades máximas de 0.29 m s^{-1} , su periferia al norte esta asociada a un giro anticiclónico ya mas definido al parecer, en las capas superiores este tiene su centro mas hacia el norte, por ello sólo se observa en esas capas una fuerte corriente hacia el noroeste frente al talud de la costa sur de Tamaulipas. Entre la corriente hacia el noroeste y el giro ciclónico, se observa una un pequeña corriente entre los 20.75° y los 21° N y desde los 96.92° hasta los 96.68° W con dirección hacia el noreste, con velocidades máximas de 0.12

m s^{-1} . Al parecer esta corriente se origina por el choque de la corriente del giro ciclónico con el talud. La corriente hacia el oeste ya no es tan homogénea ni tan intensa como en las capas superiores; en este nivel se encuentra hacia el norte entre los 21° y los 21.9° N , sus velocidades máximas son de 0.24 m s^{-1} . Desde los 20.6° N y entre los 93.6° y 96.4° W se observan tres corrientes dos con dirección hacia el suroeste y una con dirección hacia el sureste, el extremo al oeste es el mas intenso ya que esta corriente es parte del giro anticiclónico, sus velocidades máximas son de 0.18 m s^{-1} . En esta capa el giro anticiclónico se encuentra mejor definido. En la región noreste de la bahía, se observa una zona donde se divide la corriente; al oeste la corriente forma parte del giro anticiclónico, mientras que en el este existe una corriente paralela al talud, dirigida hacia el norte con velocidades máximas de 0.25 m s^{-1} .

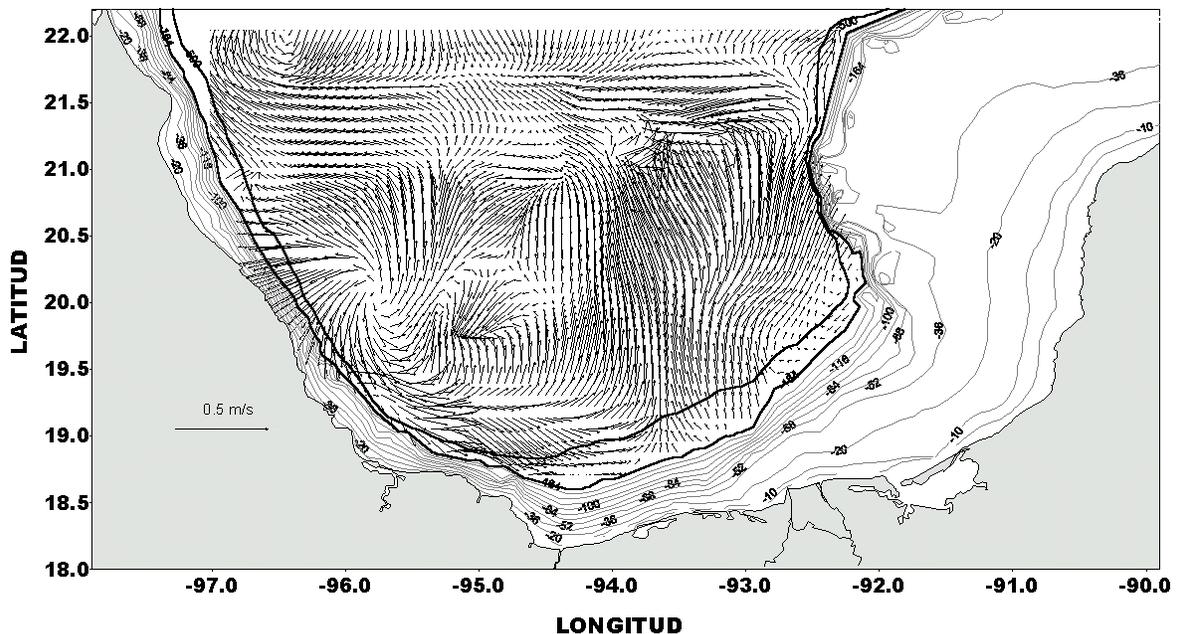


Figura 3.12.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 148 a 164 m de profundidad.

Los patrones de vorticidad en las capas subsecuentes presentan un patrón más uniforme que en las capas superiores (Fig. 3.13), con áreas de vorticidad positiva cada vez más extensas.

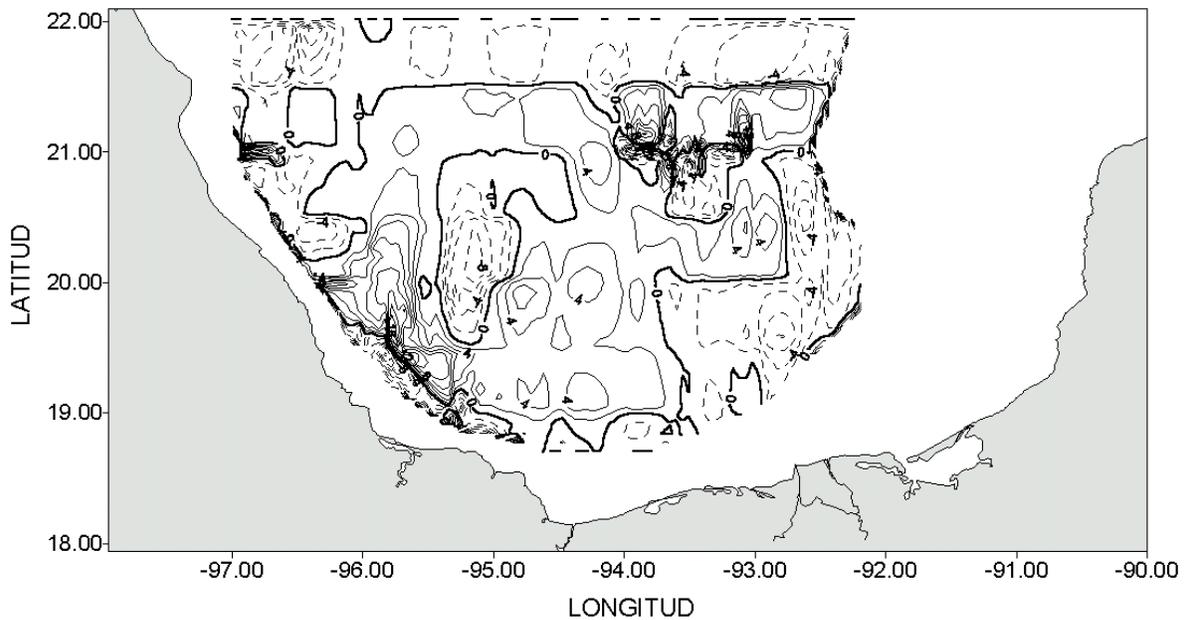


Figura 3.13.- Componente vertical de la vorticidad relativa (10^{-7} s^{-1}) en la capa de 148 a 164 m de profundidad.

Circulación en la capa de 196 a 212 m de profundidad

El giro ciclónico en esta capa tiene su centro desplazado hacia el norte con respecto a la capa inmediata superior. En la zona occidental de dicho giro las corrientes son perpendiculares a la costa de Veracruz con velocidades de 0.31 m s^{-1} (Fig. 3.14). Entre el giro ciclónico y el anticiclónico existe una gran zona de corrientes con la componente meridional casi nula. Se observa un eje de convergencia desde la plataforma de Yucatán hasta unirse con el giro anticiclónico al oeste; entre los paralelos 21.67° N y 21.78° N centrado entre los meridianos 94.78° W y 95.22° W , el cual divide en dos partes la corriente con dirección hacia el oeste por lo que se observa una parte al oeste y la otra del lado este entre los paralelos 21° N y 21.9° N desde el meridiano 92.57° W al 94.2° W con velocidades de 0.23 m s^{-1} . Al suroeste de la parte oeste de esta corriente, entre los paralelos 20.75° N y

21° N, y desde el meridiano 96.89° W al 96.66° W, se observa una corriente con dirección hacia el noreste que diverge del talud, al igual que la corriente con dirección hacia el noreste que se observa entre los paralelos 19.02° N y 19.33° N desde el meridiano 95.8° W al 95.2° W, las cuales al parecer resultan del choque de la corriente del giro ciclónico con el talud, siendo la corriente del sur la más intensa alcanzando velocidades de 0.22 m s^{-1} . El giro anticiclónico en este nivel tiene su centro desplazado hacia el norte con respecto a los niveles superiores, sus velocidades máximas son de 0.18 m s^{-1} . Al suroeste del giro anticiclónico y al oeste de la corriente con dirección hacia el oeste, se observa una corriente con dirección hacia el noroeste con velocidades de 0.17 m s^{-1} , paralela al talud, esta corriente está asociada al giro anticiclónico. Al norte de la corriente con dirección hacia el oeste (en la parte este), hay un eje de divergencia, al norte del cual se observa una corriente con dirección hacia el noroeste con velocidades máximas de 0.22 m s^{-1} ; al sur de la parte este de la corriente hacia el oeste, se observa una intensa corriente con velocidades máximas de 0.32 m s^{-1} , con su mayor tendencia en la dirección hacia el norte. En la parte sur de esta corriente, sobre el meridiano 93.69° W y desde el paralelo 18.88° N al 19.3° N, se observa un eje de convergencia.

Dentro de las características más importantes en esta capa se encuentra la formación de un giro anticiclónico de forma elíptica en el sureste de la bahía, próximo al cañón de Campeche. Así como la intensificación de la corriente en el talud al noroeste del cañón.

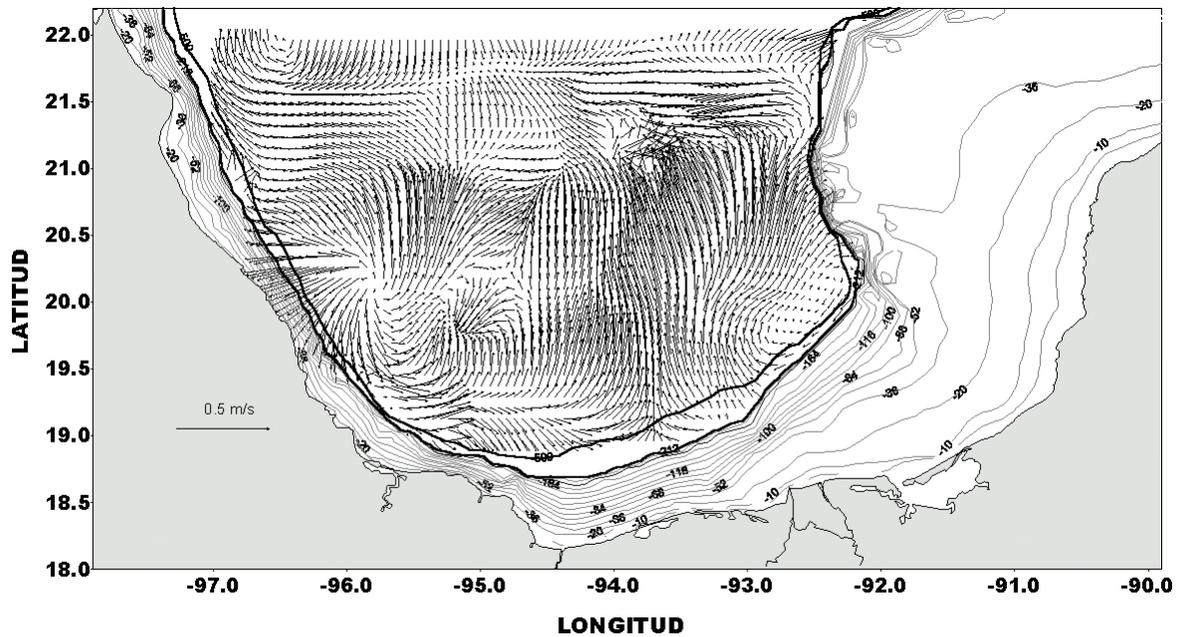


Figura 3.14.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 196 a 212 m de profundidad.

Circulación en la capa de 244 a 260 m de profundidad

El giro ciclónico en este nivel se observa con su centro desplazado hacia el norte, con respecto a los niveles anteriores, ahora su centro se encuentra en los 12° N y 95.79° W , en su parte noreste tiene sus velocidades máximas, que son de 0.32 m s^{-1} , con dirección hacia el norte (Fig. 3.15). Las corrientes en la región del talud son perpendicular al talud, por lo tanto como resultado de ese choque, de la corriente del giro ciclónico con el talud, se observan dos sistemas divergentes del talud uno al noroeste entre los 20.7° y 21° N y desde los 96.85° hasta los 96.67° W con dirección hacia el noreste y velocidad de 0.22 m s^{-1} ; y el otro hacia el sureste entre los 19.04° y los 19.47° N y desde los 95.81° hasta los 95.22° W con dirección hacia el noreste y con velocidades de 0.19 m s^{-1} . En este nivel esta corriente se separa del talud presentándose un pequeño eje de divergencia, entre los 20.9° y los 21.6°

N desde los 95.3° hasta los 96.5° W. Al norte del giro ciclónico, se encuentra una corriente con dirección hacia el oeste, con velocidades máximas de 0.2 m s^{-1} ; al oeste de esta corriente se observa una corriente con dirección hacia el noroeste paralela al talud y velocidades máximas de 0.17 m s^{-1} , estas dos últimas corrientes están muy asociadas a un giro anticiclónico con centro en 21.93° N y 96.5° W , el cual tiene sus velocidades máximas de 0.2 m s^{-1} en su lado este donde su corriente tiene una dirección hacia el sur. Con respecto a las corrientes paralelas al talud, como se puede observar, ya en muy pocas partes se parecen a las que se observan en los niveles superiores.

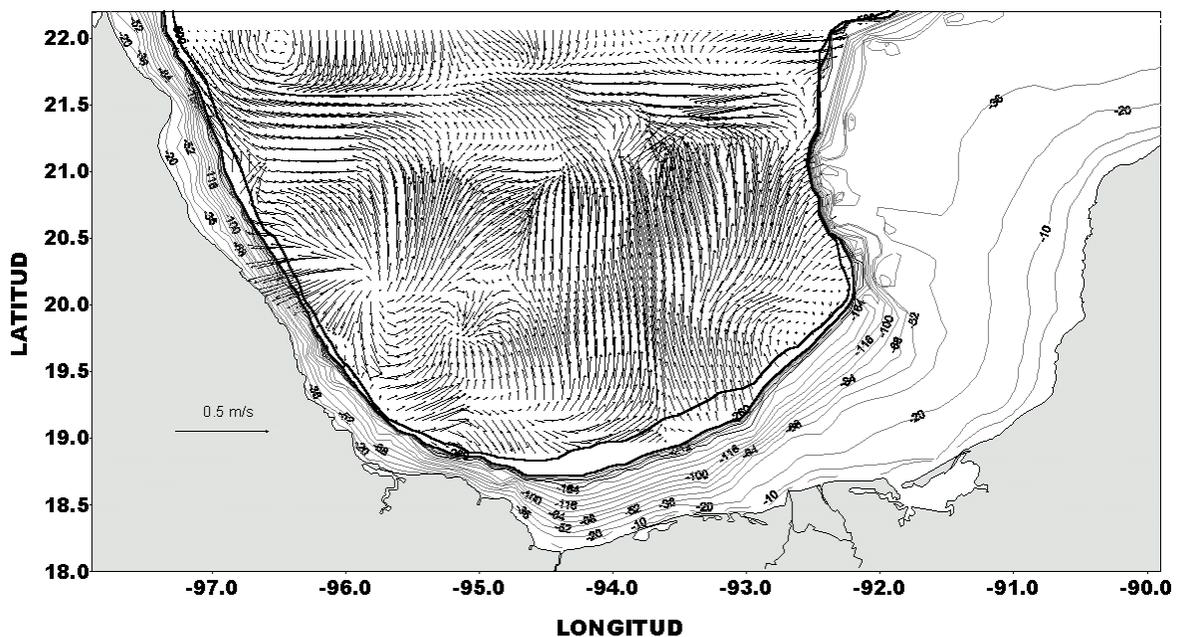


Figura 3.15.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 244 a 260 m de profundidad.

Circulación en la capa de 292 a 308 m de profundidad

En esta capa la presencia del giro ciclónico no es muy evidente, así como la ocurrencia del anticiclón en la región del Cañón de Campeche que se definió en la capa

anterior (Fig. 3.16). Sin embargo, el giro anticiclónico del noroeste se define mucho mejor con su centro en 21.87° N y 96.54° W.

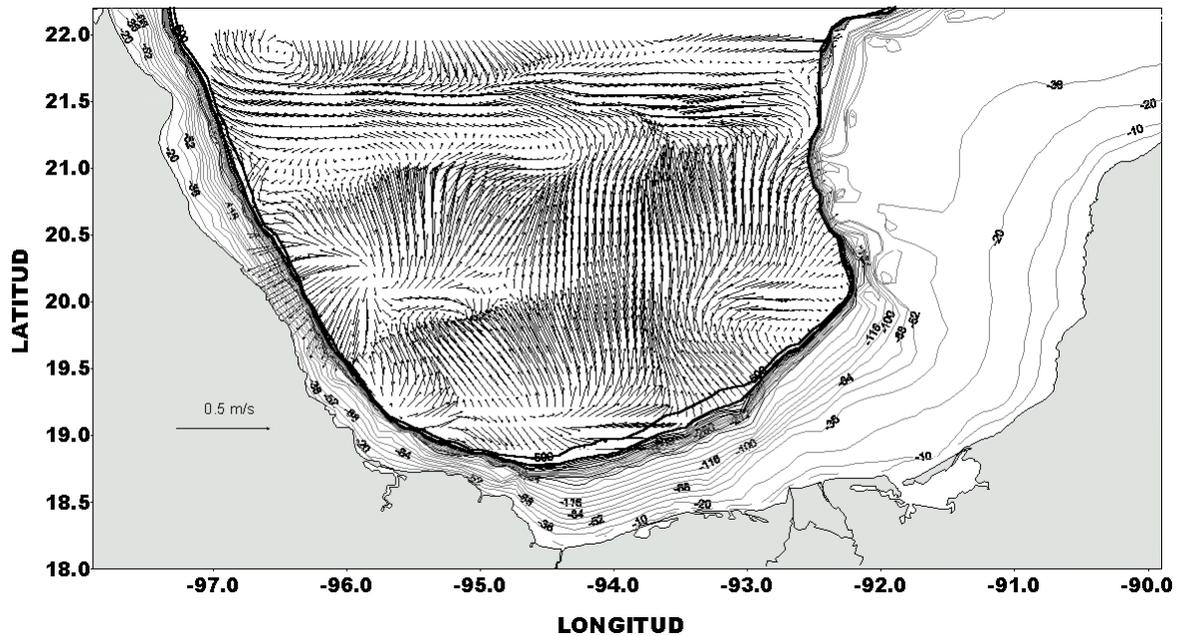


Figura 3.16.- Patrón de corrientes (m s^{-1}) en la capa de 292 a 308 m de profundidad.

A partir de esta capa se describirán los patrones de corrientes aproximadamente cada 100 m.

Circulación en la capa de 388 a 404 m de profundidad

En esta capa el patrón de circulación en la región sur de la bahía se muestra con una tendencia hacia el norte, es notoria la presencia de una zona de convergencia cercana al Cañón de Campeche donde confluyen las corrientes que vienen del norte las cuales forman oscilaciones, hasta ser parte del giro anticiclónico en oeste de la bahía.

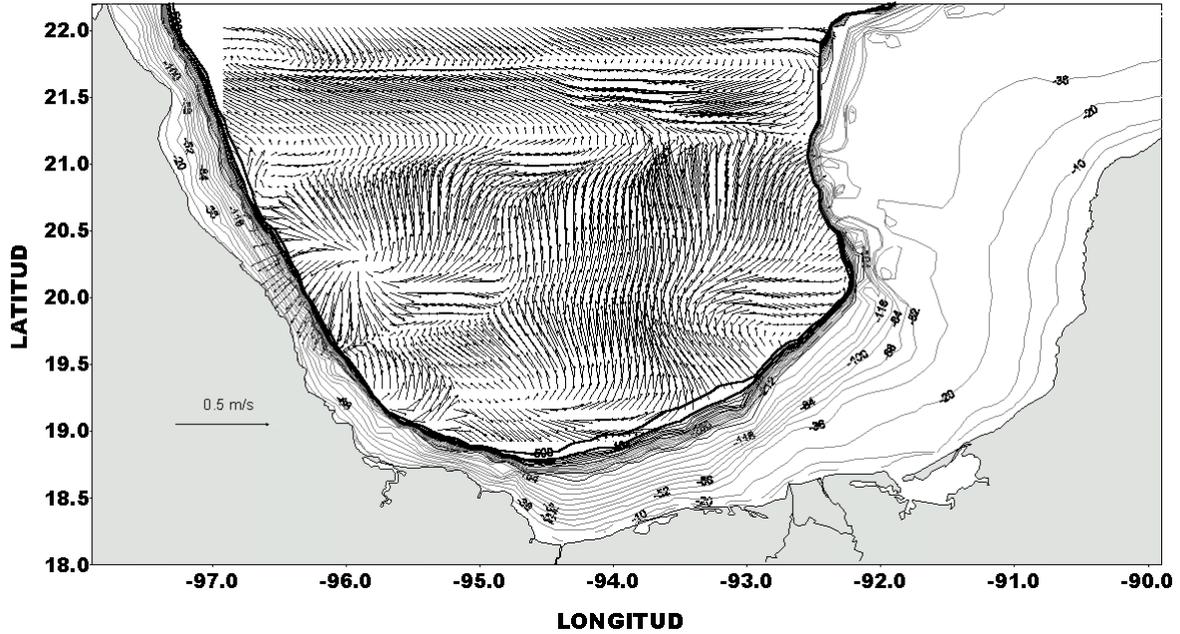


Figura 3.17.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa de 388 a 404 m de profundidad.

El patrón de circulación obtenido a partir de los datos filtrando las señales con periodos menores a 12 h muestra un giro ciclónico en la parte central de la bahía, y una circulación anticiclónica en el noroeste, el cual puede ser parte del giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo y que se desplaza hacia el oeste(Fig. 3.18).

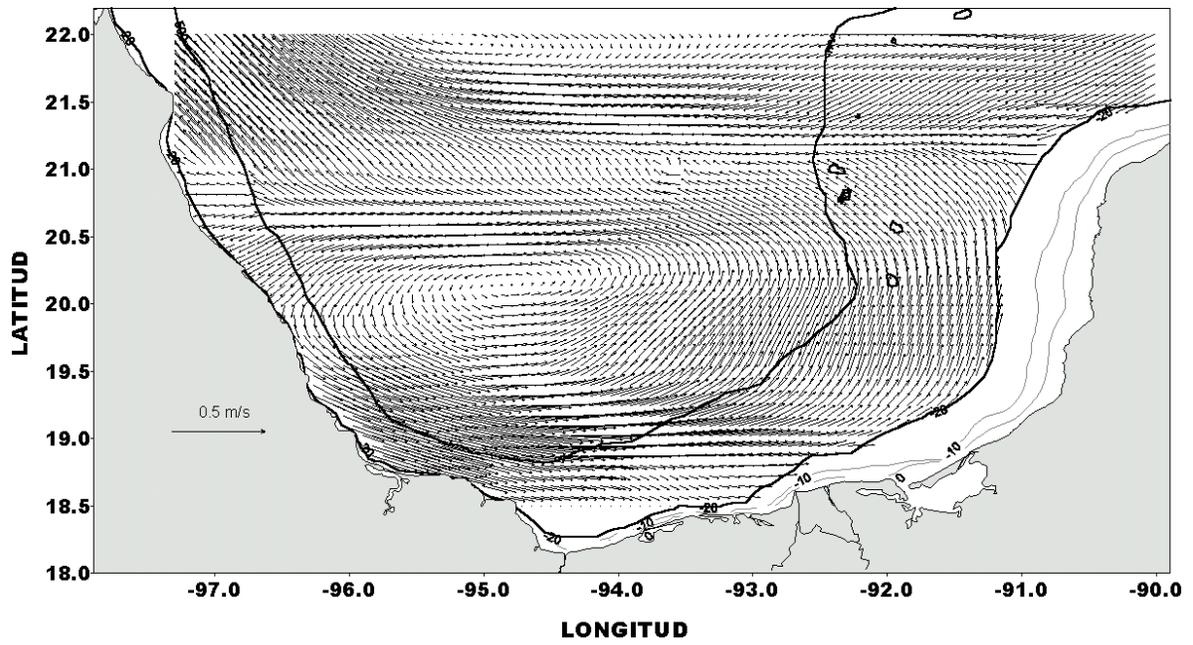


Figura 3.18.- Patrón de circulación (m s^{-1}) en la capa superficial (4-20 m) con un filtrado de 12 h.

CAPITULO IV

DISCUSIÓN

Los resultados del patrón de circulación obtenido con ADCP, se compararon con aquellos obtenidos mediante hidrografía y cálculos geostroficados. La estructura hidrográfica y las corrientes geostroficadas fueron obtenidas por Rosales Navarro, (2003) utilizando datos de la campaña correspondiente a FIBAC-I. La distribución de estos parámetros se analizó en las profundidades estándar (superficie, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800 y 1000 m). La profundidad de las capas donde se tienen registros de corrientes mediante ADCP no siempre correspondió a la del análisis de corrientes geostroficadas. Sin embargo, en aquellas donde coincidieron se compararon.

La circulación superficial de las corrientes geostroficadas relativas a 1000 db (Fig. 4.1) muestra la presencia del giro ciclónico y la parte sur del gran giro anticiclónico.

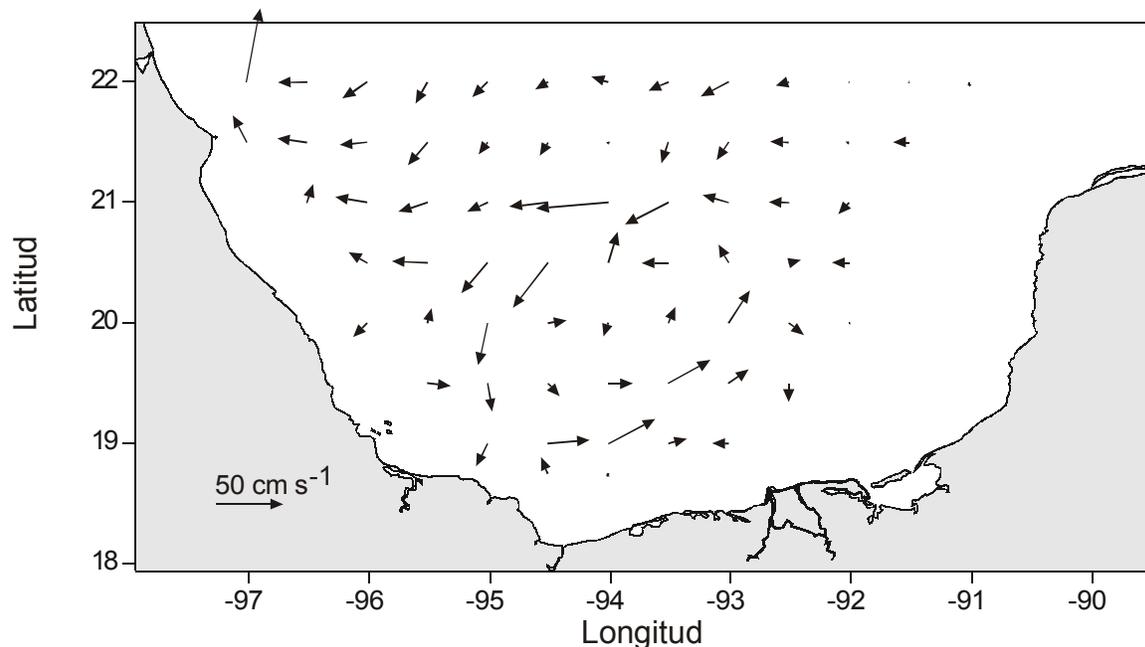


Figura 4.1.- Corrientes geostroficadas a 20 m, relativas a 1000 db (Según Rosales-Navarro, 2003).

Los resultados de ADCP (Fig. 4.2) coinciden con el patrón de geostrofia (Fig. 4.1). Sin embargo, la presencia de dos pequeños giros ciclónicos es mas evidente en datos de ADCP estos giros tienen una envolvente que está asociada a un giro ciclónico mayor.

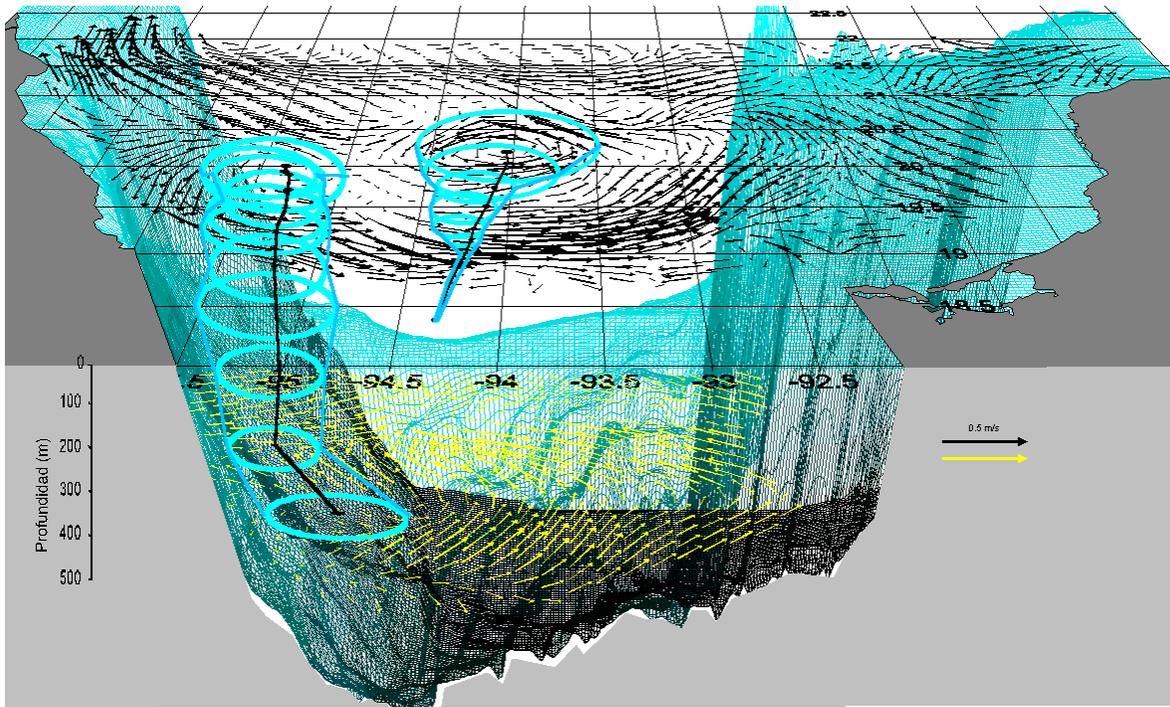


Figura 4.2- Corrientes obtenidas con el Doppler a 20 y a 484 m y envolventes de los giros en las diferentes celdas.

Tanto en las corrientes obtenidas con el perfilador Acústico Doppler como en las corrientes geostroficas obtenidas por Rosales Navarro (2003), se observa un gran giro ciclónico centrado en la Bahía de Campeche y al noroeste de la bahía la porción sur de un giro anticiclónico. El giro ciclónico en la bahía se observa muy bien definido hasta los 116 m de profundidad en las corrientes obtenidas con el Doppler, después de este nivel se observa una zona de convergencia, en cambio con geostrofia este giro ciclónico se define hasta los 500 m de profundidad (Fig. 4.3).

Las ondas en la interfaz aire-agua viajan a una velocidad de propagación mayor que las ondas internas, sin embargo su amplitud es mucho menor. La piconclina se encuentra entre los 100 y 200 m de profundidad teniendo una densidad potencial alrededor de 26.50 (Fig.4.5c). Si se ha mencionado que los giros que viajan hacia el oeste pueden ser considerados como ondas de Rossby y tomando en cuenta que el eje vertical del giro no es perpendicular a la superficie libre, sino que presenta una inclinación; conforme aumenta la profundidad el centro del giro es más hacia el suroeste esto puede ser debido a las diferencias de velocidad de propagación de las ondas con la profundidad (Fig. 4.2).

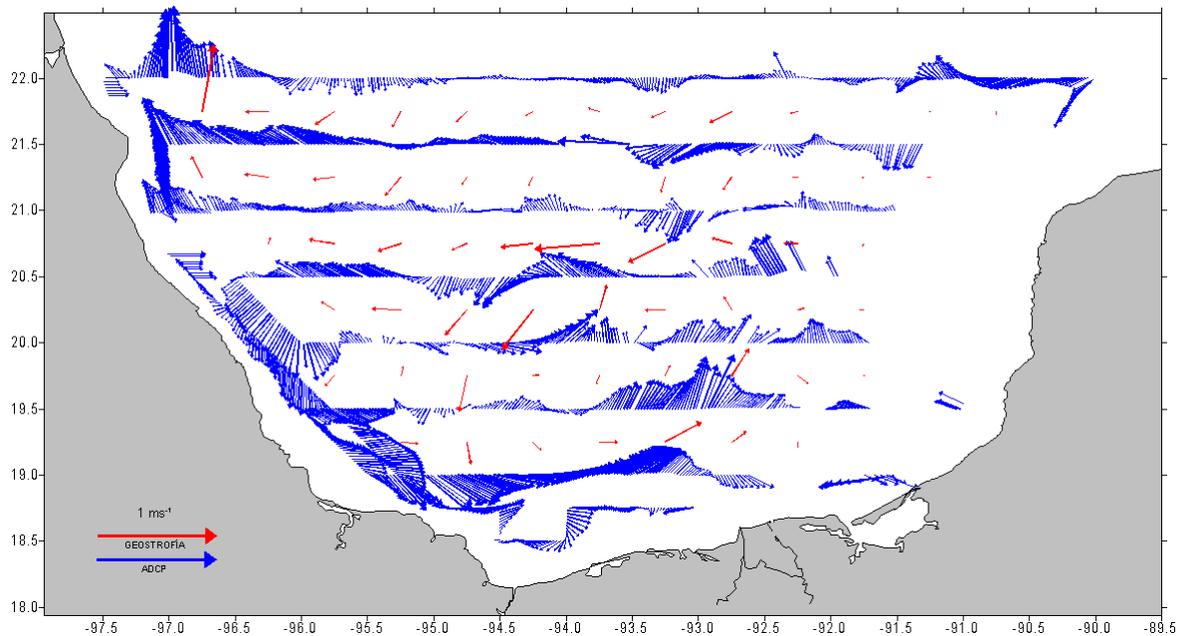


Figura 4.3.-Circulación observada a 20m de profundidad, mediante velocidades registradas con ADCP y velocidades calculadas mediante el método geostrófico (según Rosales-Navarro, 2003).

Comparando el campo de velocidades obtenido usando ADCP con mapas de altimetría, se observa que la anomalía negativa de la superficie libre del mar corresponde al giro ciclónico y tiene un máximo de 20 cm (Fig. 4.4).

A partir de imágenes de altimetría se estimó la velocidad promedio de traslación del giro ciclónico la cual es aproximadamente de 6.1 km día^{-1} (Fig. 4.6). La trayectoria del centro del giro fue variable, en un principio la dirección de su trayectoria fue hacia el noreste a un rumbo de 85° , después cada cuatro días se determinó siendo 35° y a los cuatro días siguientes hacia 74° , posterior al paso de huracán Dolly la trayectoria del giro ciclónico fue hacia el noroeste (325°) y después hacia 310° (Fig.4.6). Aparentemente la trayectoria del giro ciclónico fue modificada debido a la influencia del huracán siendo además la causa probablemente que originó que éste giro ciclónico tenga el eje de la capa superior desplazado aproximadamente 44 km hacia el noreste con respecto al centro del giro en su parte inferior (Fig.4.2).

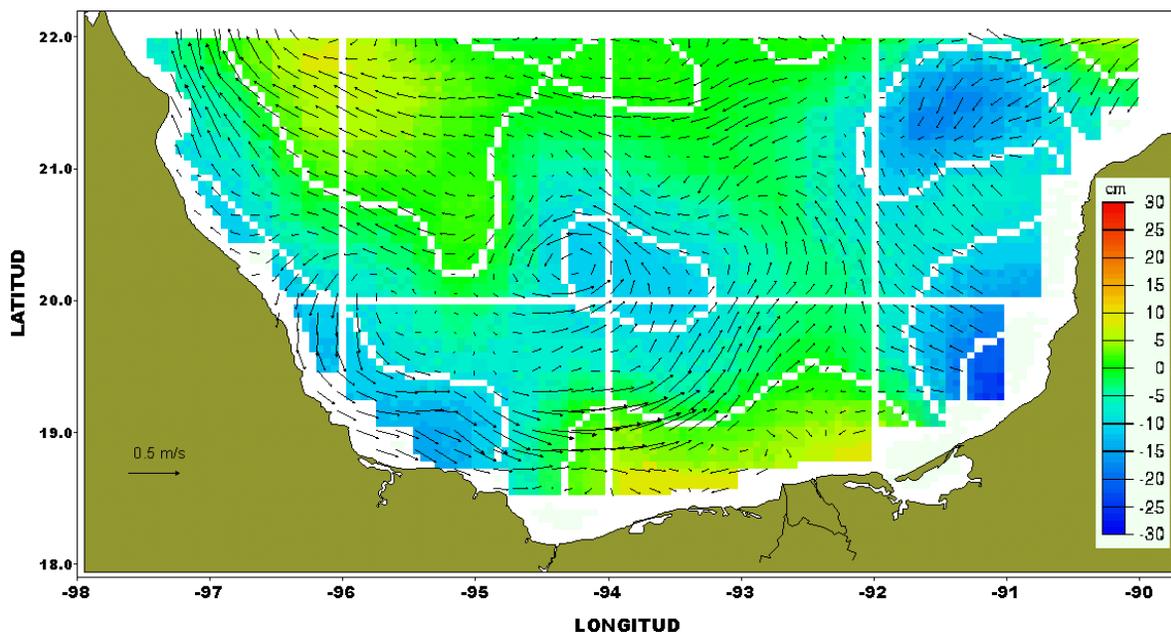


Figura 4.4.- Corrientes obtenidas con el ADCP en la capa de los 4-20 m y anomalía de altura de la superficie del mar (cm) en la Bahía de Campeche. 1 de Septiembre de 1996 http://www-ccar.colorado.edu/research/alt/html/alt_nrt.html.

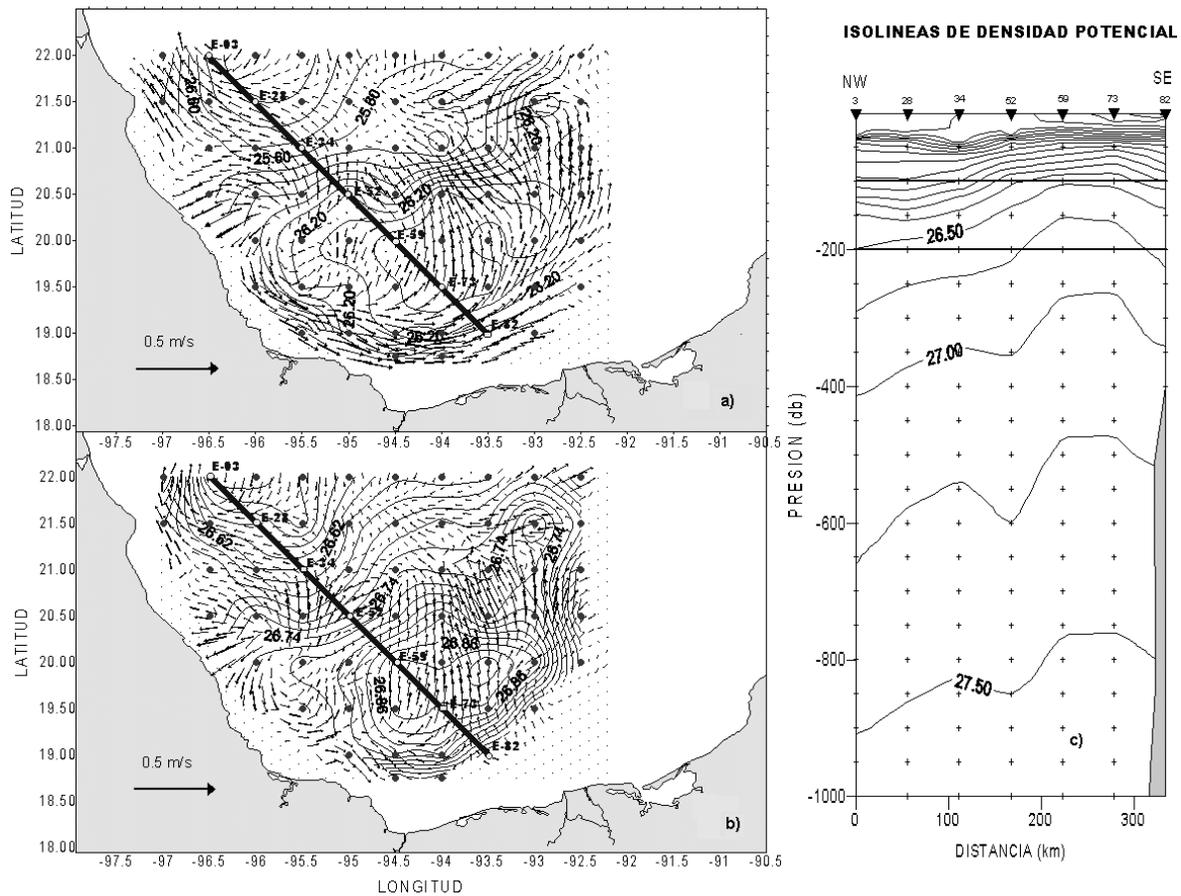


Figura 4.5.- Patrón de corrientes obtenidas con el ADCP e isopícnas a) en la capa de 84-100 m. b) en la capa de 196-212 m. c) densidad potencial en el transecto NW-SE (según Rosales-Navarro, 2003).

Es interesante comentar la existencia de un anticiclón subsuperficial centrado en los 92.50° W y 19.50° N, región del Cañón de Campeche. El anticiclón es más intenso conforme aumenta la profundidad. Este anticiclón subsuperficial fue reportado por Furnas y Smayda (1987) y Salas de León *et al.*, (2004). Condiciones similares a las obtenidas en esta tesis ocurren en regiones de cañones submarinos (Arduin *et al.*, 1999; Cherubin *et al.*, 2000; De Madron *et al.*, 1999; Perénee *et al.*, 1997). El anticiclón subsuperficial produce un

hundimiento de agua que influye en la distribución de los organismos planctónicos y en la materia particulada en suspensión (Allen *et al.*, 2001).

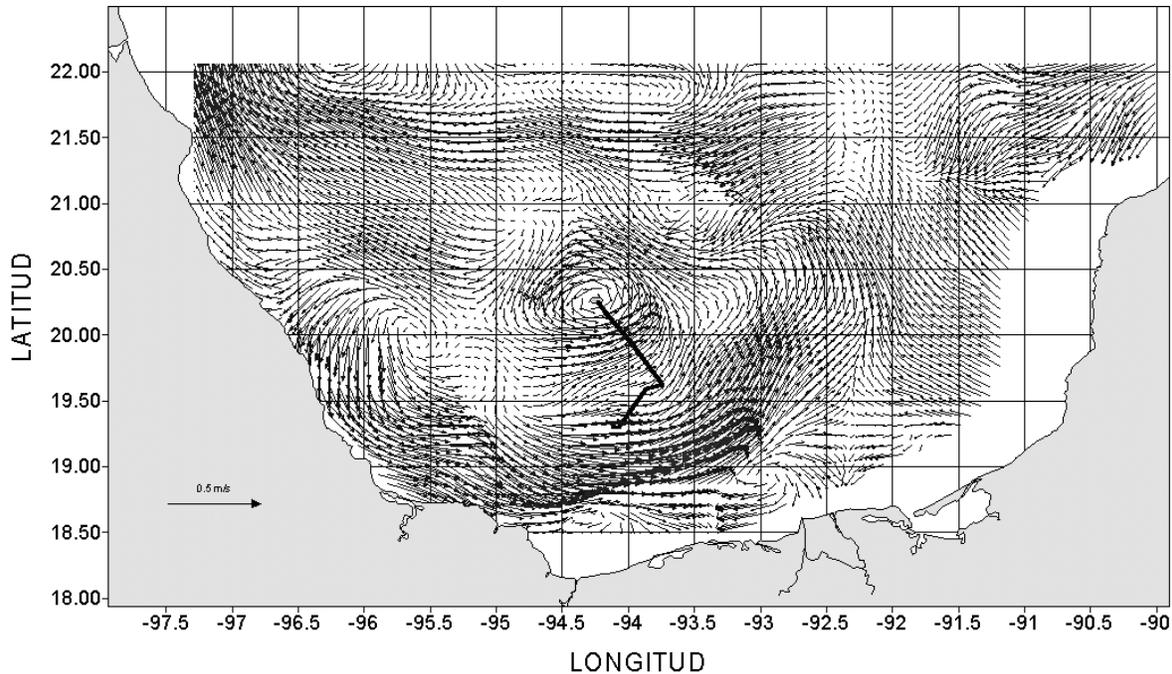


Figura 4.6- Campo de velocidades obtenido con ADCP y trayectoria del giro ciclónico durante 21 días obtenido con imágenes de altimetría.

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 que pueden ser usados por el fitoplancton a pesar de la 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, como el mostrado en figura 4.7.

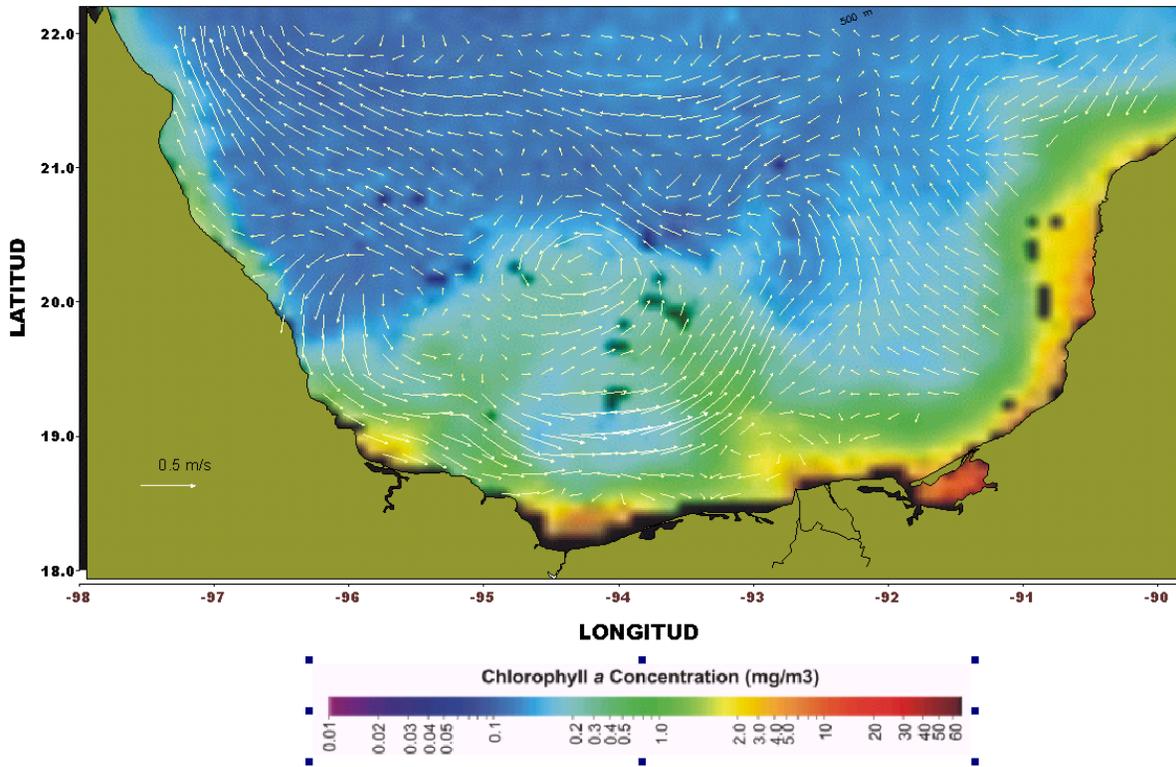


Figura 4.7.- Concentración de Clorofila-a (mg m⁻³) en la Bahía de Campeche y corrientes obtenidas con el ADCP de la capa de 4-20 m.

Tabla 1. Descripción de las características de los giros de mayor diámetro observados en la capa superficial

Giro	Localización		Radio aprox.	Velocidad Tangencial Máxima	Velocidad Máxima
	Lat(N) Grados	Long(W) Grados	km	ms ⁻¹	ms ⁻¹
Ciclónico	20.27	94.24	140	0.25	0.29
Anticiclónico	21.86	94.09	80	0.19	0.19

La tabla 1 muestra algunas de las principales características observadas de los grandes giros ciclónico y anticiclónico.

El periodo de rotación del giro ciclónico esta dado por $T = \frac{2\pi r}{u}$, donde r es el radio del giro ciclónico y u la velocidad de la corriente del giro, por lo que $T = 35.1$ días, el periodo inercial esta dado mediante la siguiente relación $T_i = \frac{2\pi}{f}$, si el valor del parámetro de Coriolis para esa latitud es $f = 2\Omega \sin\phi = 2\Omega \sin(20.27) = 5.038 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, entonces se obtiene que el periodo inercial $T_i = 34.63$ h.

El número de Rossby compara las fuerzas inerciales con la fuerza de Coriolis, por lo que es definido como $R_o = \frac{(du/dt)}{(uf)} \approx \frac{(u^2/L)}{(uf)} = \frac{(u/r)}{f} = \frac{u}{fL}$; quedando expresado como

$$R_o = \frac{U}{fL} \quad (\text{Pedlosky, 1979})$$

donde U , L son la velocidad y la longitud característica

respectivamente. En este caso tomando en cuenta los valores de la tabla 1, su valor es $R_o = 0.041$. 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 valor del número de Rossby indica que la aproximación geostrófica es válida y que la aceleración de Coriolis uf es mayor que la aceleración horizontal del fluido $\frac{du}{dt}$; es

decir $\frac{du}{dt} \ll uf$. Haciendo válido el análisis sinóptico del muestreo con el ADCP.

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos de la velocidad horizontal y de la componente vertical de la vorticidad relativa, se puede concluir que:

El número de Rossby pequeño valida el análisis sinóptico de las corrientes medidas con el ADCP.

La circulación en la Bahía de Campeche a finales de verano de 1996 fue dominada básicamente por un giro ciclónico de mesoescala, y una circulación anticiclónica en la región noroccidental de la bahía.

La circulación anticiclónica en el noroeste de la bahía es la porción sur del gran giro cálido del oeste del golfo. Esta característica de la circulación, se va definiendo mejor conforme la profundidad aumenta, teniendo probablemente su centro más al sur a mayor profundidad.

La vorticidad refleja la presencia de estos giros; ciclónico con valores positivos de la componente vertical de la vorticidad relativa y viceversa en giros anticiclónicos.

El patrón de circulación obtenido mediante el ADCP es muy similar al patrón de la circulación geostrófica.

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.
- Austin, G.B., Jr., 1955. Some recent oceanographic surveys of the Gulf of México. *Transaction, American. Geophysical*, 36, 885 – 892. Washington, D.C.
- 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.
- Brigham, E.O. 1974. *The fast Fourier Transform*. Prentice-Hall 252 pp.
- Candela, J., J. Sheinbaum, J. Ochoa y A. Badan, 2002. The potential vorticity flux through the Yucatán Channel and the Loop Current in the Gulf of México. *Geophysical Research Letter*, 29(22), 16-1 - 16-4.

- 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.
- 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, *Oceanologica Acta*, 23, 551-573.
- Cochrane, J.D., 1963: *Yucatan Channel*. Annual Report. Department of Oceanography, Texas A&M University. Ref. 63-18A 6-11pp.
- Cochrane, J.D., 1969: Water and circulation on Campeche Bank in May. *Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. Spec.* (Prof. Uda's Commemorative Papers), pp. 123-128.
- Cochrane, J.D., y F. J. Kelly, 1986: Low frequency circulation on the Texas-Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 91, 10645-10659.
- 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.
- Elliott, B.A., 1982: Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1292-1309.

Furnas, M.J. y T.J. Smayda, 1987: Inputs of subthermocline waters and nitrate onto the Campeche Bank, *Continental Shelf Research*, 7, 161-175.

Gentry, R. C., Pl. L. Moore y A. M. Marshall, 1950: *Hoist hurricane warnings*. Weather 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.

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).

Ichiye, T., 1962: Circulation and water mass distribution in the Gulf of Mexico. *Geofisica Internacional*, 2; 47-76.

Knauss, J. "Introduction to Physical Oceanography" Prentice Hall, 1996 (2nd) GC 150.5 K6 Better than 1st ed (1978). Very good, used by many schools.

- Leipper, D.F., 1970: A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75, 637-657.
- 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.
- 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.
- 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.

Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León, H. Velasco Mendoza, (en prensa). Hidrodinámica del Golfo de México. En: diagnóstico Ambiental del Golfo de México, INE, IEAC y Haste Research Institute for Gulf of México Studies

Nowlin, W.D., 1972: Winter circulation patters 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 patters 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 L-Y, 1996. Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico: sensitivity studies comparison with 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.
- RD Instruments, "Acoustic Doppler Current Profilers - Principles of Operation: A Practical Primer," 1996. 45 pp.
- Rosales Navarro, I.S., 2003: *Circulación Geostrofica 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. 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.
- 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. 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., 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.

Vazquez 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 E&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 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 kinematic 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.

Wackernagel, H., 1995. *Multivariate Geostatistic*. Springer-Verlag, Heidelberg, 256.