

CIRCULACIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO INDUCIDA POR MAREAS, VIENTO Y LA CORRIENTE DE YUCATÁN

CIRCULATION IN THE GULF OF MEXICO INDUCED BY TIDES, WIND AND THE YUCATAN CURRENT

Benjamín Martínez-López
Alejandro Parés-Sierra

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada
Km. 107 carretera Tijuana-Ensenada
Ensenada, CP 22860, Baja California, México

Recibido en noviembre de 1996; aceptado en noviembre de 1997

RESUMEN

Se utiliza un modelo numérico barotrópico tridimensional para estudiar la circulación del Golfo de México. Se obtienen las corrientes forzadas por la marea, el viento y la Corriente de Yucatán, y se estudia la acción individual y el conjunto de estos forzamientos. Se reproduce satisfactoriamente la circulación y el campo de elevación debidos a la marea. Al forzar el modelo con viento se obtuvo una circulación anticiclónica en la región occidental del Golfo de México, circulación que ha sido asociada con el viento y los giros anticiclónicos provenientes de la región oriental del Golfo de México en otros estudios. Los resultados de este trabajo sugieren que el desprendimiento de remolinos es un proceso principalmente baroclínico. La contribución del flujo barotrópico de la Corriente de Yucatán a la circulación del Golfo de México se restringe a la región oriental de esta cuenca.

Palabras clave: Golfo de México, circulación, modelación numérica, marea.

ABSTRACT

A three-dimensional model is used to study the circulation in the Gulf of Mexico. Currents associated with tides, wind and the Yucatan Current are presented. Each one of these forcings is analyzed by itself and as a combined effect of the three. We were able to closely reproduce the circulation and elevation fields due to the tides. By forcing the model with winds, an anticyclonic circulation is obtained in the western region of the gulf. This feature has been associated in other studies with the local wind forcing and with the anticyclonic gyres generated in the eastern part of the gulf. Results of this work suggest that the detachment of the gyres is mainly a baroclinic process. The contribution of the barotropic flux of the Yucatan Current is found to be restricted to the eastern part of the basin.

Key words: Gulf of Mexico, circulation, numerical model, tides.

INTRODUCCIÓN

El Golfo de México (GDM) es un mar semicerrado, con una profundidad máxima de alrededor de 4000 m en su región central (fig. 1). Se comunica al Océano Atlántico por el Estrecho de Florida y al Mar Caribe por el

INTRODUCTION

The Gulf of Mexico (GOM) is a semi-enclosed sea, with a maximum depth of approximately 4000 m in the central region (fig. 1). It connects with the Atlantic Ocean through the Straights of Florida and with the

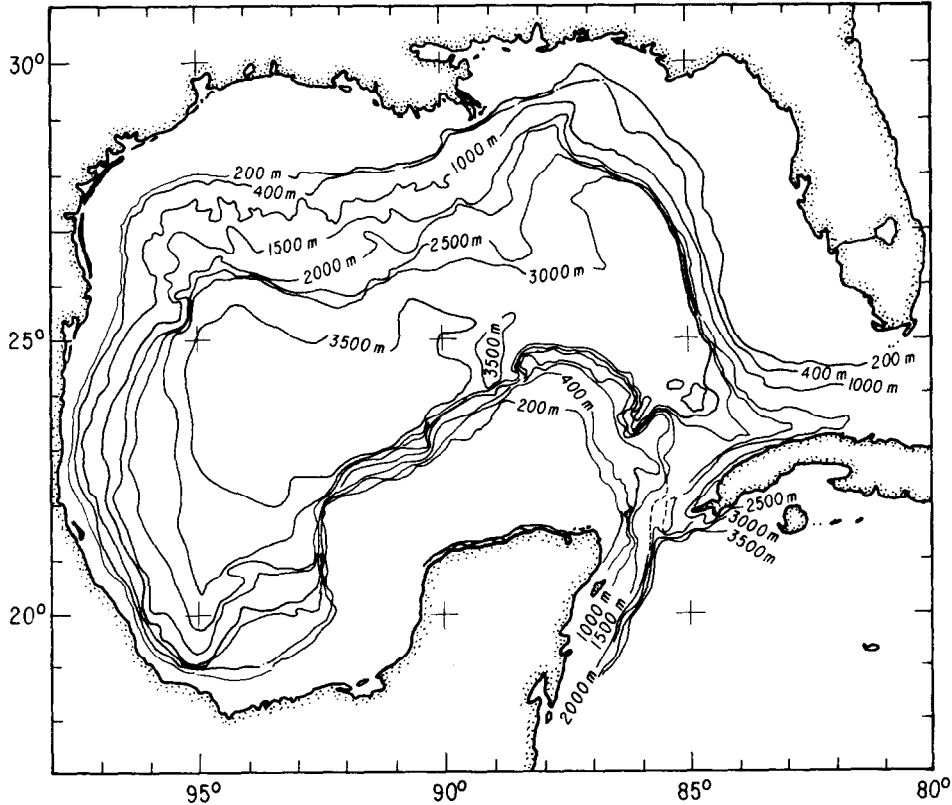


Figura 1. Localización geográfica y batimetría del Golfo de México.
Figure 1. Geographic location and bathymetry of the Gulf of Mexico.

Canal de Yucatán. Dentro de sus características morfológicas más sobresalientes podemos mencionar lo amplio de la plataforma continental en las penínsulas de Florida y de Yucatán, disminuyendo un poco en la vertiente norte (costas de Texas, Louisiana, Mississippi y Alabama) y siendo muy angosta en la vertiente occidental (costas de Tamaulipas y Veracruz). La plataforma continental en la península de Yucatán es conocida como Banco de Campeche, denominándose su porción suroccidental Sonda de Campeche. En el extremo occidental del Banco de Campeche se encuentra una zona que exhibe cambios muy grandes de profundidad; esta región es conocida como Escarpe de Campeche.

Caribbean Sea through the Yucatan Channel. Among its most notable morphological characteristics is the width of the continental shelf off the Florida and Yucatan peninsulas, which decreases slightly off the northern slope (coasts of Texas, Louisiana, Mississippi and Alabama) and is very narrow off the western slope (coasts of Tamaulipas and Veracruz). The continental shelf off the Yucatan peninsula is known as Campeche Bank, and the southwestern part as Campeche Sound. On the western side of Campeche Bank there is an area that presents large changes in depth; this area is known as Campeche Escarpment.

Las mareas en el GDM son el resultado del forzamiento indirecto de las oscilaciones de marea en el Océano Atlántico y del forzamiento astronómico directo sobre él. Se ha determinado que la respuesta del GDM a la marea semi-diurna (M_2) no presenta resonancia (Hansen, 1974) y que las amplitudes típicas para esta cuenca son del orden de 1 cm en las regiones profundas, de 7 a 9 cm en el margen occidental y de 17 a 33 cm para las costas localizadas sobre las amplias plataformas continentales de Florida (Zetler y Jansen, 1972). Algunos estudios numéricos (v.gr., Grijalva, 1971) y mediciones de presión de fondo (Mofjeld y Wimbush, 1977) indican que las crestas de la onda de la marea M_2 son aproximadamente paralelas a las isóbatas en la plataforma de Florida. Para las componentes diurnas (K_1 , O_1) se ha encontrado que las amplitudes (alrededor de 15 cm para cada una) y las fases son uniformes en todo el GDM, esto debido a una resonancia de Helmholtz de la cuenca de alrededor de 0.64 cpd (Mofjeld y Wimbush, 1977). Ello da como resultado que el carácter de las fluctuaciones del nivel del mar sea predominantemente diurno en la región central de la cuenca y semi-diurno cerca de las costas.

La circulación en el GDM presenta dos características semipermanentes: la Corriente del Lazo en la parte oriental y una celda de circulación anticiclónica en la frontera occidental (Nowlin y McLellan, 1967). Se ha visto que la Corriente del Lazo migra hacia el norte (intrusión) del GDM. Inicialmente se pensó que el desplazamiento cíclico de esta corriente era estacional, caracterizado por una intrusión mínima durante el invierno, incrementándose durante la primavera hasta alcanzar una intrusión máxima, con la separación de un remolino anticiclónico, en el verano y otoño de hasta 250 km de diámetro (Leipper, 1970; Nowlin y Hubertz, 1972; Maul, 1977). Otros estudios han mostrado que la fase de un evento particular de este ciclo varía considerablemente (Molinari *et al.*, 1977; Molinari, 1980; Sturges y Evans, 1983).

Las causas de la intrusión de la Corriente del Lazo se han atribuido a las características dinámicas de la Corriente de Yucatán. Reid (1972) utilizó un modelo empírico y encontró

The tides of the GOM are caused by indirect forcing of the tidal movements in the Atlantic Ocean and by direct astronomical forcing on the gulf. It has been determined that the response of the GOM to the semi-diurnal tide (M_2) does not present resonance (Hansen, 1974) and that the typical amplitudes for this basin are of the order of 1 cm in the deep regions, 7 to 9 cm on the western margin and 17 to 33 cm along the coasts located on the wide continental shelves of Florida (Zetler and Jansen, 1972). Some numerical studies (e.g., Grijalva, 1971) and bottom pressure measurements (Mofjeld and Wimbush, 1977) indicate that the crests of the M_2 tidal wave are almost parallel to the isobaths off the Florida shelf. In the diurnal components (K_1 , O_1), it has been found that the amplitudes (approximately 15 cm for each) and the phases are uniform throughout the GOM, which is due to a Helmholtz resonance of the basin of about 0.64 cpd (Mofjeld and Wimbush, 1977). This causes the fluctuations in sea level to be predominantly diurnal in the central region of the basin and semidiurnal along the coasts.

The circulation of the GOM presents two semipermanent traits: the Loop Current in the eastern region and a cell of anticyclonic circulation on the western boundary (Nowlin and McLellan, 1967). It has been observed that the Loop Current migrates northward (intrusion) in the GOM. It was initially thought that the cyclical displacement of this current was seasonal, characterized by a minimum intrusion in winter that increases during the spring until reaching a maximum intrusion, with the separation of an anticyclonic eddy in summer and autumn of up to 250 km in diameter (Leipper, 1970; Nowlin and Hubertz, 1972; Maul, 1977). Other studies have shown that the phase of a particular event of this cycle varies considerably (Molinari *et al.*, 1977; Molinari 1980; Sturges and Evans, 1983).

The causes for the intrusion of the Loop Current have been attributed to the dynamics of

que la penetración hacia el norte depende de la estructura de la vorticidad relativa de la Corriente de Yucatán. Molinari *et al.* (1978) concluyeron que la intrusión estacional variaba directamente con el transporte geostrofico a través del Canal de Yucatán, además de que los transportes en el Canal de Yucatán y en el Estrecho de Florida se encontraban en fase y tenían la misma magnitud. Hurlburt y Thompson (1980, 1982) usaron un modelo numérico de gravedad reducida y mostraron que la Corriente del Lazo puede penetrar al golfo, girar hacia el oeste y generar remolinos anticiclónicos con una frecuencia de aproximadamente 11 meses sin que haya variación temporal del flujo de entrada, aunque también encontraron que las variaciones temporales en la capa superior del flujo de entrada podían afectar el periodo de desprendimiento de los remolinos. Se ha visto que la variabilidad del transporte entre el GDM y el Océano Atlántico es alta (Maul *et al.*, 1985; Maul y Vukovich, 1993). Por otro lado, Maul y Vukovich (1993) no encuentran una relación estadística significativa entre el ciclo de la posición de la Corriente del Lazo y el ciclo anual del transporte en el Estrecho de Florida.

En relación con la celda de circulación anticiclónica, Ichiye (1962) propone que ésta se debe a los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo y que se propagan hacia el oeste. Sturges y Blaha (1976), basándose en los datos de Hellerman (1967), proponen una segunda hipótesis para explicar el giro anticiclónico en la región occidental del GDM: sugieren que el rotacional del esfuerzo del viento sobre el GDM es el principal mecanismo forzante para la circulación de esta zona. Elliot (1982) utiliza una mayor resolución para calcular los campos de esfuerzos sobre el GDM y concluye que la fuente primaria de energía para el anticiclón localizado en la zona occidental del GDM la constituyen los remolinos anticiclónicos que llegan a esta región procedentes de la parte oriental, reforzando la hipótesis de Ichiye (1962).

El modelo usado en este trabajo incluye corte de velocidad en la vertical, lo que permite una mejor representación (con respecto a un modelo puramente barotrópico o de gravedad

the Yucatan Current. Reid (1972) used an empirical model and found that the northward penetration depends on the structure of the relative vorticity of the Yucatan Current. Molinari *et al.* (1978) concluded that the seasonal intrusion varied directly with the geostrophic transport through the Yucatan Channel, and that both the transport of the Yucatan Channel and the Straights of Florida were in phase and of the same magnitude. Hurlburt and Thompson (1980, 1982) used a numerical model of reduced gravity and showed that the Loop Current can penetrate the gulf, turn towards the west and generate anticyclonic gyres with an approximate frequency of 11 months without any temporal variation in the inflow, although they also found that the temporal variations in the upper layer of the inflow could affect the period of detachment of the eddies. It has been observed that the variability of the transport between the GOM and the Atlantic Ocean is high (Maul *et al.*, 1985; Maul and Vukovich, 1993). On the other hand, Maul and Vukovich (1993) did not find a statistically significant relation between the cycle of the position of the Loop Current and the annual cycle of transport in the Straights of Florida.

With regard to the cell of anticyclonic circulation, Ichiye (1962) proposes that this occurs because eddies separate from the Loop Current and propagate westward. Sturges and Blaha (1976), based on the data of Hellerman (1967), propose a second hypothesis to explain the anticyclonic gyre in the western region of the GOM: they suggest that the curl of the wind stress on the GOM is the principal forcing mechanism of the circulation in this area. Elliot (1982) uses greater resolution to calculate the force fields on the GOM and concludes that the primary source of energy for the anticyclone located in the western region of the GOM consists of anticyclonic gyres that reach this region from the east; this reinforces Ichiye's (1962) hypothesis.

The model used in this study includes a vertical velocity cut that allows for a better representation (with respect to a purely

reducida) del flujo de energía del viento a las capas inferiores, así como de la influencia que las corrientes producidas por el viento y la Corriente de Yucatán ejercen sobre la corriente de mareas.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO

El cálculo del campo de velocidades y de la elevación de la superficie libre del mar se basa en las ecuaciones de movimiento y la ecuación de continuidad para un fluido incomprensible. Después de integrar estas ecuaciones en la vertical, sobre un rango de profundidad h , se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones (ver, por ejemplo, Sundermann, 1971):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - 2\omega \sin(\phi) \bar{v} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - A_H \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \right) - \Delta \tau_x = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + 2\omega \sin(\phi) \bar{u} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - A_H \left(\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} \right) - \Delta \tau_y = 0 \quad (2)$$

$$h \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right] + \Delta w = 0 \quad (3)$$

$$p = P_0 + \rho g(\zeta + h) \quad (4)$$

Los símbolos usados se definen en el apéndice 1. En el fondo se utilizó la condición de frontera linealizada, $w = 0$, y para la superficie, $w = \partial \zeta / \partial t$.

Para los esfuerzos zonales se empleó la siguiente relación cuadrática (una relación análoga es válida para la componente meridional del esfuerzo):

$$\tau_{s,x} = c_D \rho_L \rho^{-1} W_x (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} / h \quad (5)$$

$$\tau_{f,x} = r_F \bar{u} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2} / h \quad (6)$$

En el interior de la columna de agua, el esfuerzo se determina por medio del gradiente

barotropic or reduced gravity model) of the energy flow from the wind to the lower layers, as well as of the influence that the currents produced by the wind and the Yucatan Current have on the tidal current.

DESCRIPTION OF THE HYDRODYNAMIC MODEL

The calculation of the velocity field and of the elevation of the free sea surface is based on the equations of movement and the continuity equation for an unknown fluid. After vertically integrating these equations along a depth range h , the following system of equations is obtained (see, for example, Sundermann, 1971):

The symbols used are defined in appendix 1. The linearized boundary condition, $w = 0$, was used for the bottom and $w = \partial \zeta / \partial t$ for the surface.

For the zonal stresses, the following quadratic relation was used (an analogous relation is valid for the meridian stress component):

Inside the water column, stress is determined with the vertical velocity gradient and

vertical de velocidad y del coeficiente vertical de viscosidad turbulenta, A_V :

$$\tau_{i,x} = \frac{A_V}{h} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (7)$$

El sistema de ecuaciones diferenciales es resuelto empleando el método de diferencias finitas. Para la discretización de las ecuaciones se usa una malla Arakawa tipo C (Mesinger y Arakawa, 1976). Para las derivadas temporales se utiliza un esquema de diferencias centradas y para los términos advectivos se usa un método corriente arriba (Lillington, 1981). Para la discretización de los términos de fricción de fondo se emplea un esquema semiimplícito (Backhaus, 1983).

En las fronteras abiertas se prescribe la amplitud y la fase para las componentes de marea; para la velocidad se cumple que su gradiente normal a la frontera es nulo. A lo largo de la costa (frontera cerrada) se aplica la condición de deslizamiento; esto es, la componente de la velocidad normal a ésta es cero y la componente tangencial libre.

El ancho de la malla horizontal se tomó de 15 minutos en ambas direcciones. Para la discretización de la vertical se emplean cinco niveles de cómputo, correspondientes a cinco capas de grosor fijo. Las profundidades, relativas al nivel medio del mar, a las que se encuentran las interfaces de las capas de cómputo son: 20, 50, 200 y 1000 m. El ancho de malla mínimo es de aproximadamente 26 km y la profundidad máxima es de 4000 m. Se utiliza un incremento en tiempo de 75 segundos, el cual cumple con el criterio de estabilidad de CFL ($\Delta t < (\Delta l_{\text{mínimo}})/(2gH_{\text{máximo}})^{1/2}$).

El coeficiente de fricción de fondo (r_f) usado es de 2.5×10^3 . Para el coeficiente horizontal de viscosidad turbulenta se utilizó $A_H = 5.0 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$; para el coeficiente vertical se utilizó $A_V = 6 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$.

Las fronteras abiertas de nuestra región de estudio constan de ocho puntos de malla entre Yucatán y Cuba, y siete entre Cuba y Florida. Las amplitudes y constantes de fase de la marea, reportadas para las localidades ubicadas en los extremos de estas fronteras, fueron interpolados

the vertical coefficient of turbulent viscosity, A_V :

The system of differential equations is resolved with the method of finite differences. The discretization of the equations is achieved with a type C Arakawa mesh (Mesinger and Arakawa, 1976). For the temporal derivatives, a scheme of centered differences was used and for the advective terms, an upstream method (Lillington, 1981). The discretization of the bottom friction terms is achieved with a semi-implicit scheme (Backhaus, 1983).

In the open boundaries, the amplitude and phase of the tidal components are prescribed; for velocity, compliance is achieved with its gradient perpendicular to the boundary equal to zero. Along the coast (closed boundary) the slipping condition is applied; that is, the velocity component normal to the coast is zero and the tangential component is free.

The width of the horizontal mesh was 15 minutes in both directions. For the vertical discretization, five levels of computation are used, corresponding to five layers of fixed thickness. The depths, relative to the mean sea level, at which the interfaces of the computation layers are found are: 20, 50, 200 and 1000 m. The width of the minimum mesh is approximately 26 km and the maximum depth is 4000 m. A time increase of 75 seconds is used, which complies with the stability criterion of CLF ($\Delta t < (\Delta l_{\text{minimum}})/(2gH_{\text{maximum}})^{1/2}$).

The bottom friction coefficient (r_f) used is 2.5×10^3 . For the horizontal coefficient of turbulent viscosity, $A_H = 5.0 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ was used; for the vertical coefficient, $A_V = 6 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ was used.

The open boundaries of the study area are made up of eight mesh points between Yucatan and Cuba, and seven between Cuba and Florida. The tidal amplitudes and phase constants reported for the sites located on the edge of these boundaries were linearly interpolated

linealmente a los puntos intermedios de ellas. Conociendo la constante de fase y de amplitud para cada uno de los 15 elementos de la frontera, se prescribe en esas localidades la elevación de la superficie libre como una función del tiempo:

$$\zeta_f(t) = \sum_{i=1}^5 A_i \cos(\sigma_i t - \varphi_i) \quad (8)$$

donde ζ_f es la elevación de la superficie libre en la frontera abierta y A_i , σ_i y φ_i son las amplitudes, frecuencias y fases de los contribuyentes, respectivamente. Los primeros cuatro armónicos forman el forzamiento por mareas; el quinto corresponde a los valores obtenidos para un forzamiento de frecuencia cero que se utiliza para incluir la contribución de la Corriente de Yucatán.

SIMULACIÓN DE LA MAREA Y DE LA CORRIENTE DE YUCATÁN

Para simular el comportamiento de la marea en el GDM se forzó el modelo con las frecuencias correspondientes a los dos componentes semidiurnos (M_2 y S_2) y dos diurnos (K_1 y O_1), calculando mapas cotidales y los ejes de las elipses de marea para algunas constituyentes. Posteriormente, se consideró el forzamiento debido a la interacción de los cuatro armónicos simultáneamente. En las siguientes secciones se describe el resultado de estas simulaciones para cada una de las frecuencias consideradas. También se comparan los resultados del nivel del mar con las predicciones por la marea con algunos trabajos, observacionales y teóricos, que tratan sobre las corrientes en la plataforma de Florida. Al final de este capítulo se considera el efecto de la Corriente de Yucatán sobre la circulación residual en el GDM.

Frecuencias semidiurnas (M_2 , S_2)

Las cartas cotidales para las mareas semidiurnas se muestran en la figura 2. Para cada una de estas frecuencias se obtuvo un punto anfídromico situado al norte de la península de Yucatán, aproximadamente a los 24.75°N,

to the points between them. Knowing the phase and amplitude constants for each of the 15 elements of the boundary, the free surface elevation in these sites is prescribed as a function of time:

where ζ_f is the free surface elevation in the open boundary and A_i , σ_i and φ_i are the amplitudes, frequencies and phases of the contributors, respectively. The first four harmonics form the tidal forcing; the fifth corresponds to the values obtained for a zero frequency forcing that is used to include the contribution of the Yucatan Current.

SIMULATION OF THE TIDE AND OF THE YUCATAN CURRENT

In order to simulate the behavior of the tide in the GOM, the model was forced with frequencies corresponding to the two semidiurnal (M_2 and S_2) and two diurnal (K_1 and O_1) components, calculating cotidal maps and the axes of the tidal ellipses for some constituents. Forcing due to the simultaneous interaction of the four harmonics was then considered. In the following sections, the results of these simulations are described for each of the frequencies considered. Furthermore, the sea levels from the tide predictions are compared to those of some observational and theoretical works that deal with currents off the Florida shelf. At the end of this section, the effect of the Yucatan Current on the residual circulation in the GOM is discussed.

Semidiurnal frequencies (M_2 , S_2)

The cotidal maps of the semidiurnal tides are shown in figure 2. An amphidromic point was obtained for each of these frequencies, located north of the Yucatan peninsula, at approximately 24.75°N, 87.75°W for M_2 , and at 23.75°N, 88.75°W for S_2 , with a cyclonic rotation of the phases around them. These results

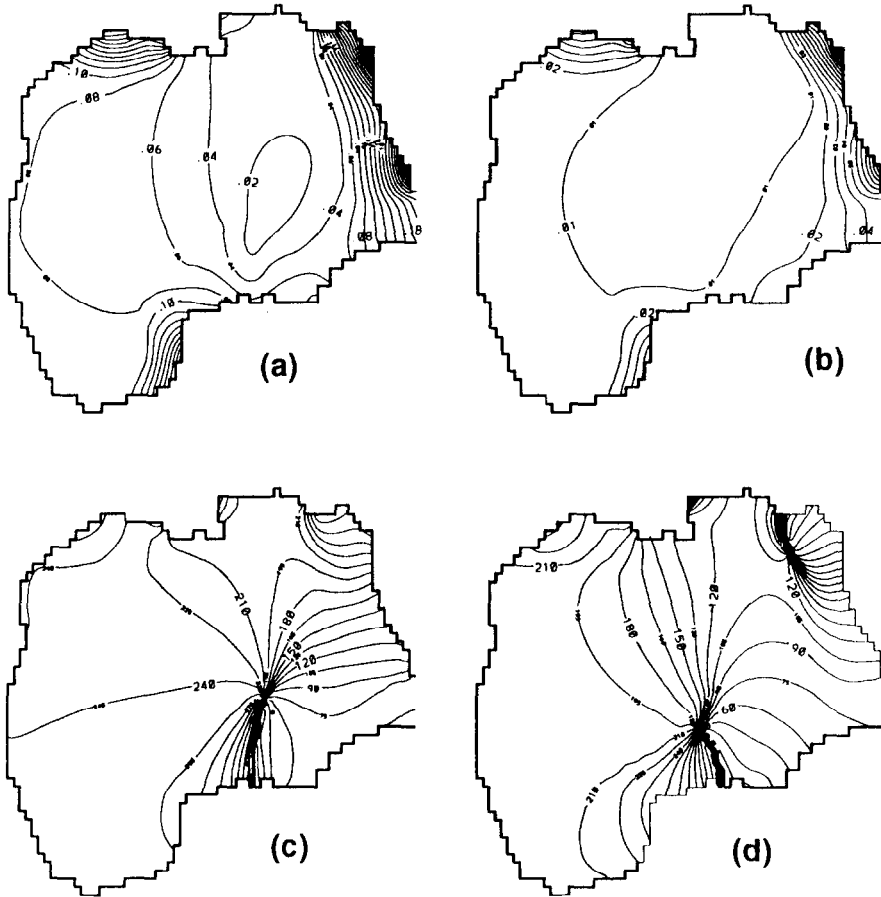


Figura 2. Isolíneas de amplitud (centímetros) y fase (grados referidos a Greenwich) para las componentes semidiurnas de marea. (a) Amplitud de la M_2 , (b) amplitud de la S_2 , (c) fase de la M_2 y (d) fase de la S_2 .

Figure 2. Isolines of amplitude (centimeters) and phase (degrees with reference to Greenwich) for the semidiurnal tidal components. (a) Amplitude of M_2 , (b) amplitude of S_2 , (c) phase of M_2 and (d) phase of S_2 .

87.75°O para la M_2 y a los 23.75°N, 88.75°O para la S_2 , con las fases rotando ciclónicamente alrededor de éstos. Estos resultados concuerdan con el trabajo de Michaelov *et al.* (1969), aunque los puntos anfídromicos reportados por ellos se localizan ligeramente al NO de los encontrados en este trabajo. Tanto en el estudio de estos autores como en el presente trabajo, se despreció el forzamiento astronómico directo sobre el GDM; las diferencias estriban en que ellos usaron una malla horizontal con una resolución de 40 minutos y no tomaron en cuenta ni

concur with those of Michaelov *et al.* (1969), even though the amphidromic points reported by them are located slightly to the NW of those found in this study. The direct astronomical forcing over the GOM was not used in either the study of these authors or the present one; the differences stem from the fact that they used a horizontal mesh with a resolution of 40 minutes and did not consider the nonlinear terms or the friction, which were included in this study. The maximum amplitudes for these frequencies occurred along the continental shelf of the

los términos no lineales ni la fricción, los cuales sí fueron incluidos en este trabajo. Las amplitudes máximas para estas frecuencias se presentan en la plataforma continental de la península de Florida, alcanzando 44 cm la M_2 , mientras que la S_2 sólo llega a los 17 cm.

El efecto de las plataformas continentales de Florida, de Texas y Louisiana y de la Sonda de Campeche es importante para la respuesta del GDM al forzamiento semidiurno. Esto es evidente en las elipses de corrientes superficiales para la M_2 (fig. 3). Los ejes de estas elipses muestran un flujo de entrada y salida uniforme por los estrechos de Florida y Yucatán, con velocidades de 1 a 4 cm/s en las zonas profundas cercanas a estos estrechos y menores de 1 cm/s en la región occidental del GDM. Sobre el talud continental de Florida, de Texas y Louisiana y de Campeche se observan corrientes aproximadamente uniformes y polarizadas en dirección perpendicular a la costa, con magnitudes incrementándose conforme disminuye la profundidad. Estos resultados son consistentes con la teoría desarrollada por Clarke y Battisti (1981) para explicar el efecto de las plataformas continentales sobre la marea; sus resultados muestran que las frecuencias semidiurnas deben de amplificarse en plataformas continentales amplias situadas en latitudes, medias y bajas, pero esta amplificación no debe presentarse en las frecuencias diurnas.

Las magnitudes máximas para la corriente se obtuvieron en la región norte de la plataforma de Florida, teniendo un valor máximo de 26 cm/s. Este hecho concuerda con lo reportado por Battisti y Clarke (1982), quienes indican que la zona norte de la plataforma continental de Florida (comprendida entre la Bahía de Tampa y Apalachicola) es resonante para la M_2 .

Frecuencias diurnas (K_1 , O_1)

Para las frecuencias diurnas no se obtuvo ningún punto de anfídomía y la fase, relativamente uniforme en casi todo el GDM para las dos componentes, indica una ocurrencia casi simultánea de mareas altas y bajas. En la región del Canal de Yucatán se presentan cambios muy grandes en la fase de estas frecuencias, lo cual sugiere la presencia de un punto anfídrómico

Florida península; M_2 reached 44 cm and S_2 only 17 cm.

The effect of the continental shelves of Florida, of Texas and Louisiana and of Campeche Sound is important to the response of the GOM to semidiurnal forcing. This is evident in the surface current ellipses of M_2 (fig. 3). The axes of these ellipses show a uniform inflow and outflow through the straights of Florida and Yucatan, with velocities of 1 to 4 cm/s in the deep areas close to these straights and less than 1 cm/s in the western region of the GOM. Over the continental slope of Florida, Texas and Louisiana and Campeche there are almost uniform and polarized currents perpendicular to the coast, with magnitudes increasing as depth decreases. These results concur with the theory developed by Clarke and Battisti (1981) to explain the effect of continental shelves on the tide; their results indicate that semidiurnal frequencies should increase along wide continental shelves located at mean and low latitudes, but this increase should not occur in diurnal frequencies.

The maximum magnitudes for the current were obtained in the northern region of the Florida shelf, with a maximum value of 26 cm/s. This concurs with that reported by Battisti and Clarke (1982), who indicated that the northern region of the continental shelf of Florida (between Tampa Bay and Apalachicola) is resonant for M_2 .

Diurnal frequencies (K_1 , O_1)

No amphidromic point was obtained for the diurnal frequencies, and the phase, relatively uniform in almost all the GOM for the two components, indicates an almost simultaneous occurrence of high and low tides. Around the Yucatan Channel there are very large changes in the phase of these frequencies, which suggests the presence of an amphidromic point located in this region or regions close to the Caribbean Sea (fig. 4). These results are consistent with the model of Grace (1932) for the Gulf of Mexico and with the work of Kjerfve (1981) on the tides of the Caribbean Sea. The minimum amplitudes for these constituents are located in the Yucatan Channel, with K_1 values

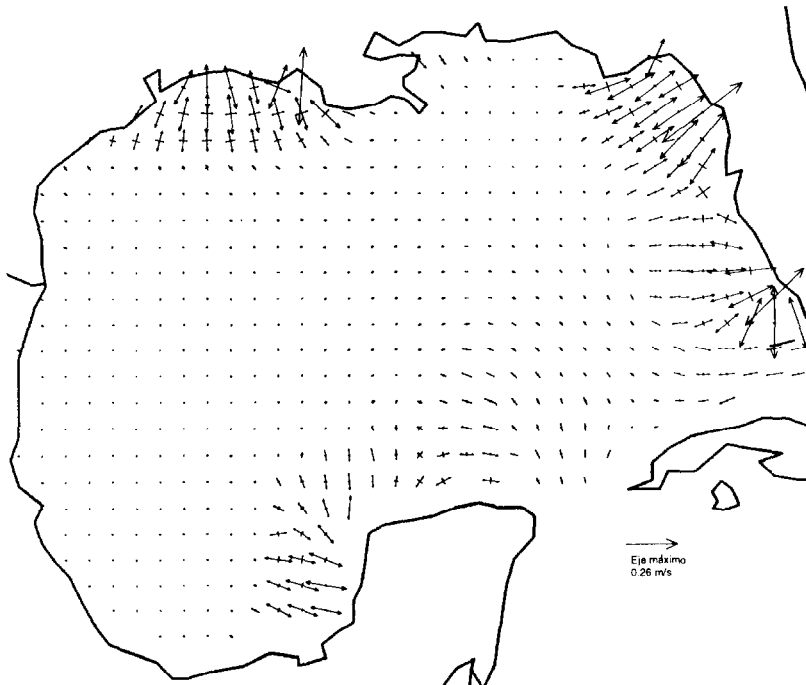


Figura 3. Ejes de las elipses de la marea M_2 en la capa superficial (0–20 m).
Figure 3. Axes of the M_2 ellipses in the surface layer (0–20 m).

localizado en esta región o en las proximidades del Mar Caribe (fig. 4). Estos resultados son consistentes con el modelo de Grace (1932) del Golfo de México y el trabajo de Kjerfve (1981) sobre las mareas en el Mar Caribe. Las amplitudes mínimas para estas constituyentes se localizan en el Canal de Yucatán, presentando la K_1 valores entre 2 y 3 cm y la O_1 valores de 4 cm, incrementándose paulatinamente a lo largo del GDM y alcanzando sus valores máximos en la Sonda de Campeche, llegando la K_1 a 19 cm y la O_1 a 16 cm. Si bien el trabajo de Grace (1932) reproduce correctamente la lenta variación de la K_1 en la parte occidental del GDM, predice un gradiente erróneo de amplitud a través del Canal de Yucatán (Mofjeld y Wimbush, 1977). Los resultados del presente trabajo reproducen correctamente tanto la fase como la amplitud para estas frecuencias.

between 2 and 3 cm and O_1 values of 4 cm, which gradually increase along the GOM and reach their maximum values along Campeche Sound, K_1 at 19 cm and O_1 at 16 cm. Even though the work of Grace (1932) correctly reproduces the low variation of K_1 in the western part of the GOM, it predicts an erroneous gradient of amplitude through the Yucatan Channel (Mofjeld and Wimbush, 1977). The results of this study reproduce both the phase and amplitude of these frequencies correctly.

Validation of the model

In order to determine the reliability of the model, the results of this study were compared with the results of some theoretical and observational works on the characteristics of the tidal current found along the continental

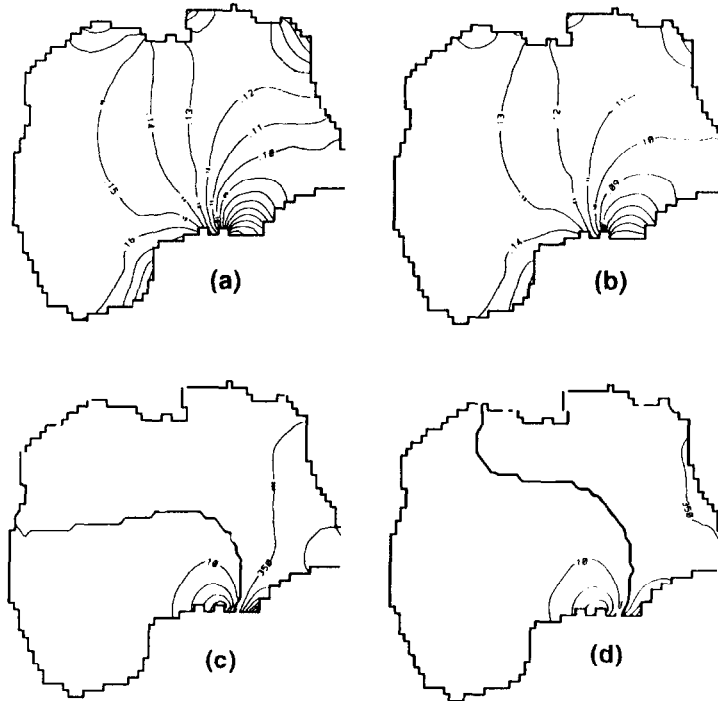


Figura 4. Isolneas de amplitud (centímetros) y fase (grados referidos a Greenwich) para las componentes diurnas de marea. (a) Amplitud de la K_1 , (b) amplitud de la O_1 , (c) fase de la K_1 y (d) fase de la O_1 .

Figure 4. Isolines of amplitude (centimeters) and phase (degrees with reference to Greenwich) for the diurnal tidal components. (a) Amplitude of K_1 , (b) amplitude of O_1 , (c) phase of K_1 and (d) phase of O_1 .

Validación del modelo

Para tener idea de la confiabilidad del modelo se compararon los resultados de éste con los resultados de algunos trabajos teóricos y observacionales sobre las características de la corriente de marea encontradas en la plataforma continental de la península de Florida. Se comparó, además, el nivel del mar obtenido con las predicciones de 1985 para algunas localidades (Tuxpan, Galveston y Key West). Para tal efecto se utilizó el forzamiento de marea y las amplitudes y fases de éstos fueron corregidas de acuerdo con los argumentos astronómicos reportados en Deutsches Hydrographisches Institut (1967). Las predicciones del nivel del mar para Tuxpan fueron proporcionadas por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional

shelf of the Florida peninsula. The sea level obtained from 1985 predictions for some sites (Tuxpan, Galveston and Key West) was also compared. For this, a tidal forcing was used and their amplitudes and phases were corrected according to the astronomical data reported by the Deutsches Hydrographisches Institut (1967). The sea level predictions for Tuxpan were provided by the Instituto de Geofísica of the Universidad Nacional Autónoma de México, and those for Galveston and Key West by the NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

The model suitably reproduces the sea level at the three sites mentioned (fig. 5), as can be observed in the coherence values calculated from the results of the model and the observations (table 1). The differences between

Autónoma de México, y las de Galveston y Keywest por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

El modelo reproduce aceptablemente el nivel del mar en las tres localidades mencionadas (fig. 5). Esto se puede observar de los valores de coherencia calculados entre los resultados del modelo y las observaciones (tabla 1). Además, las diferencias entre las amplitudes calculadas con el modelo y las predicciones tienen su energía distribuida principalmente en las bandas diurnas y semidiurnas. Una parte de la energía del residual debe ser debida al forzamiento astronómico directo, pues aunque este forzamiento se despreció en este trabajo, está presente en las predicciones. Otra parte de la energía del residual se le atribuye a las componentes de marea no consideradas. No obstante, el utilizar únicamente cuatro componentes de marea, la concordancia de las predicciones y los resultados del modelo para las tres localidades resultan aceptables. Las amplitudes y fases obtenidas en algunos puntos de control, localizados a lo largo del GDM, son comparados con valores reportados en la tabla 2. En general, salvo algunos puntos, el modelo reproduce bien tanto las amplitudes como las fases.

Las corrientes de marea calculadas en la región norte de la plataforma de Florida concuerdan con los resultados del trabajo de Marmorino (1983), quien realizó un análisis de datos de corrientes en una localidad situada en esta zona ($29^{\circ}40.0'N$, $84^{\circ}22.3'O$); sus resultados indican que las corrientes de marea contribuyen con un 85% de la energía cinética observada, dominando las componentes semidiurnas, con corrientes rotando ciclónicamente. Battisti y Clarke (1982) aplicaron, en esta zona, un modelo analítico de mareas para plataformas continentales amplias. Sus resultados reproducen muy bien las observaciones en otras localidades, pero se obtienen resultados erróneos en esta zona de la plataforma continental, debido a la complicada morfología de esta región del GDM, siendo evidente la necesidad de emplear modelos más complejos. Los resultados de nuestro modelo en el punto correspondiente al citado en el trabajo Marmorino (1983), sus resultados y los del modelo analítico de Battisti y Clarke (1982) están dados en la tabla 3.

the amplitudes calculated with the model and the predictions show their energy distributed mainly in the diurnal and semidiurnal bands. Part of the residual energy should be due to direct astronomical forcing, and even though this forcing was not used in this study, it is reported in the predictions. Another part of the residual energy is attributed to the tidal components not considered. Even though only four tidal components were used, the agreement between the predictions and the results of the model for the three sites are acceptable. The amplitudes and phases obtained for some control points located along the GOM are compared to values reported in table 2. With the exception of some points, in general the model reproduces both the amplitudes and phases satisfactorily.

The tidal currents calculated for the northern region of the Florida Shelf concur with the results obtained by Marmorino (1983), who conducted an analysis of current data at a site located in this area ($29^{\circ}40.0'N$, $84^{\circ}22.3'W$); the results obtained by that author indicate that the tidal currents contribute 85% of the kinetic energy observed and that the semidiurnal components dominate, with a cyclonic rotation of the currents. Battisti and Clarke (1982) applied, in this area, an analytical model for tides of wide continental shelves. Their results reproduce observations for other sites appropriately, but they obtained erroneous results for this area of the continental shelf, due to the complicated morphology of this region of the GOM, which indicates that more complex models must be used. The results of our model for the point cited in the work of Marmorino (1983), as well as the results of that study and those of the analytical model of Battisti and Clarke (1982) are shown in table 3.

Residual circulation and the Yucatan Current

One of the forcing mechanisms that control the general circulation of the GOM is the Yucatan Current. One way of incorporating this contribution into the model, without ignoring tidal forcing, is to prescribe one more tidal component of zero frequency in the open

Tabla 1. Coherencia, función de transferencia de magnitud (FTM) y función de transferencia de fase (FTF) entre las predicciones y los resultados del modelo. Se promedió para la banda diurna (d) y la semidiurna (s).

Table 1. Coherence, magnitude transfer function (FTM) and phase transfer function (FTF) between the predictions and the results of the model; averaged for the diurnal (d) and semidiurnal (s) bands.

Localidad	Banda	Coherencia	FTM	FTF
Tuxpan	d	0.958	0.993	1.7
	s	0.907	1.163	-12.4
Galveston	d	0.926	0.996	-7.8
	s	0.909	0.959	-24.7
Key West	d	0.948	0.862	-2.5
	s	0.947	1.080	3.0

Tabla 2. Amplitud en centímetros (A) y fase en grados referidos a Greenwich (F) para las mareas semidiurnas (M_2 y S_2) y diurnas (K_1 y O_1) calculadas con el modelo hidrodinámico. Predicciones con base en observaciones.

Table 2. Amplitude in centimeters (A) and phase in degrees with respect to Greenwich (F) for the semidiurnal (M_2 and S_2) and diurnal (K_1 and O_1) tides calculated with the hydrodynamic model. Predictions are based on observations.

Localidad	Predicciones				Resultados del modelo			
	M_2		K_1		M_2		K_1	
	A	F	A	F	A	F	A	F
Key West	17	70	9	358	17	67	9	355
Galveston	14	276	15	32	15	254	17	32
Tampico	7	250	13	24	7	240	16	31
Veracruz	9	243	15	9	7	242	17	32
Coatzacoalcos	8	245	14	24	8	242	17	32
Campeche	22	271	27	44	25	258	20	35
Progreso	6	21	18	3	9	272	18	40

Tabla 3. Valores reportados para las elipses de marea en un punto situado en la plataforma continental de Florida (29°40'N, 84°22.3'O). Amplitud del semieje mayor (A) y semieje menor (B) en centímetros; ángulo entre el semieje mayor y la dirección este (θ) en grados.

Table 3. Values reported for the tidal ellipses at one point located on the continental shelf of Florida (29°40'N, 84°22.3'W). Amplitude of the semimajor axis (A) and semiminor axis (B) in centimeters; angle between the semimajor axis and easterly direction (θ) in degrees.

	8 m del fondo (Marmorino, 1983)		Modelo analítico (Battisti y Clarke, 1982)		Este trabajo	
	M_2	K_1	M_2		M_2	K_1
A	0.157	0.043	0.195		0.139	0.040
B	0.070	0.012	0.000		0.011	0.007
θ	33	66	39		40	43

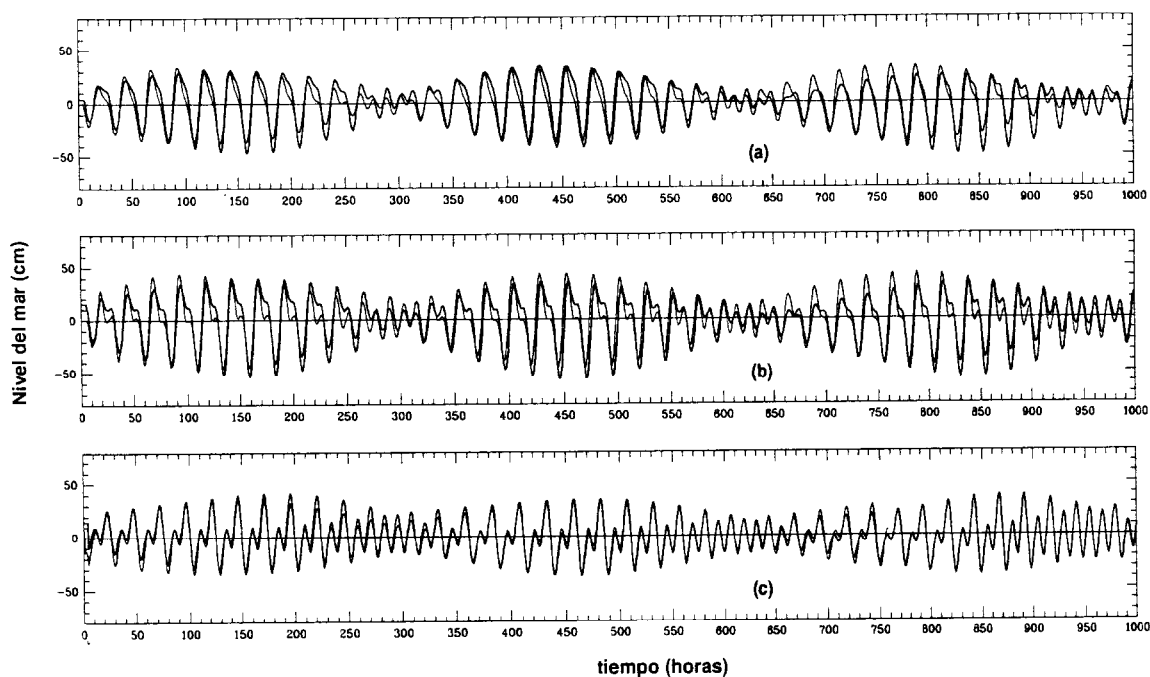


Figura 5. Predicción del nivel del mar (línea gruesa) y calculado con el modelo hidrodinámico (línea fina) en tres localidades del Golfo de México: (a) Tuxpan, (b) Galveston y (c) Key West.

Figure 5. Predicted sea level (thick line) and that calculated with the hydrodynamic model (fine line) for three sites in the Gulf of Mexico: (a) Tuxpan, (b) Galveston and (c) Key West.

Circulación residual y la Corriente de Yucatán

Uno de los agentes forzantes que controlan la circulación general del GDM lo constituye la Corriente de Yucatán. Una manera de incorporar esta contribución al modelo, sin dejar de considerar el forzamiento por mareas, es prescribir en las fronteras abiertas una componente más de la marea, pero de frecuencia cero. Conociendo el valor promedio del flujo de entrada deseado, es posible obtener una estimación geostrofica del gradiente requerido en amplitud de esta componente (físicamente formada por un desnivel en la elevación de la superficie libre (ESL) entre Cuba y Yucatán y otro entre Cuba y la Florida). Esta amplitud se obtuvo de una manera indirecta, prescribiendo en la frontera sur las velocidades correspondientes a un transporte de aproximadamente 20 Sv. Al llegar al estado estacionario, los valores de la ESL en

boundaries. Knowing the mean value of the inflow desired, it is possible to obtain a geostrophic estimate of the gradient required in amplitude of this component (physically formed from the difference in slope in the free surface elevation (FSE) between Cuba and Yucatan and another between Cuba and Florida). This amplitude was obtained indirectly, prescribing velocities corresponding to a transport of approximately 20 Sv along the southern boundary. Upon reaching the stationary state, the values of the FSE at both boundaries will be the amplitudes of the zero frequency component and will correspond to the state of equilibrium of a flow that enters through the Yucatan Channel and leaves through the Straights of Florida.

The velocities in the Yucatan Channel were imposed with the gradient condition h , eliminating with it the geostrophic flow parallel to the open boundary. This gradient condition

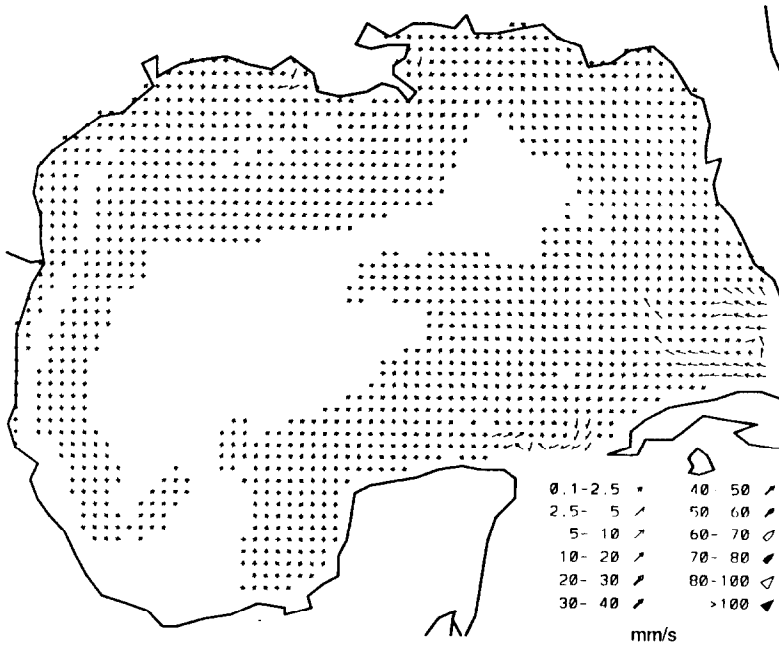


Figura 6. Corrientes residuales inducidas por la marea en la capa superficial (0–20 m).
Figure 6. Residual currents induced by the tide in the surface layer (0–20 m).

las dos fronteras serán las amplitudes de la componente de frecuencia cero y corresponderán al estado de equilibrio de un flujo entrando por el Canal de Yucatán y saliendo por el Estrecho de Florida.

Las velocidades en el Canal de Yucatán se impusieron usando la condición de gradiente en h , eliminando con ello el flujo geostrofico paralelo a la frontera abierta. Para el Estrecho de Florida se usó también la condición de gradiente, pero modificada de tal manera que el volumen dentro del golfo fuera conservado. Esta modificación consistió en restar a cada paso de tiempo el valor promedio de la ESL en los puntos de la frontera a cada uno de los puntos de la frontera abierta. Lo anterior permite que el perfil de la ESL se ajuste y permanezca casi constante cuando se alcanza el estado estacionario, además de que la variabilidad en el contenido de masa es prácticamente cero. Una vez obtenido el desnivel de frecuencia cero, de la manera anteriormente descrita, se agregó en el forzamiento dado por la relación (8) como quinta componente.

was also used for the Straights of Florida, but it was modified in such a way that the volume inside the gulf was conserved. This modification consisted of subtracting from each time step the average value of the FSE in the boundary points from each one of the open boundary points. This allows for adjustments to be made to the profile of the FSE and for it to remain almost constant when the stationary state is reached, as well as for the variability of the water mass to be practically zero. Once the zero frequency slope is obtained, as described previously, it was added to the forcing given in equation (8), as the fifth component.

Figure 6 shows the residual surface pattern for the tidal forcing. The maximum velocities are only 2.5 to 5 mm/s. The residual surface current, obtained by adding the contribution from the Yucatan Current to the tidal forcing (fig. 7), shows two well-defined characteristics: a current entering through the Yucatan Channel and another starting on the coasts of Mississippi and extending the entire length and

En la figura 6 se muestra el patrón residual superficial para el forzamiento por marea. Las velocidades máximas son de apenas 2.5 a 5 mm/s. La corriente superficial residual, resultante de agregar la contribución de la Corriente de Yucatán al forzamiento de la marea (fig. 7), presenta dos características bien definidas: una corriente entrando por el Canal de Yucatán y otra iniciándose en las costas de Mississippi y extendiéndose a todo lo largo y ancho de las plataformas continentales de Mississippi, Alabama y Florida, uniéndose las dos corrientes en la región del Estrecho de Florida. En la figura 8 se muestra el transporte residual para toda la columna de agua. De estos resultados se observa que el efecto de la Corriente de Yucatán es importante, principalmente en la región oriental del GDM.

Monreal-Gómez y Salas de León (1985), utilizando un modelo barotrópico bidimensional, prescriben una corriente en el Canal de Yucatán con dirección NO, la cual penetra al GDM y llega hasta las partes centrales, para posteriormente girar a la derecha y salir finalmente por el Estrecho de Florida. Obtienen, además, una circulación anticiclónica en la región occidental del GDM y una ciclónica en la Bahía de Campeche. En el presente trabajo, el flujo de entrada simulado en el Canal de Yucatán se desvió siempre a la derecha por el Estrecho de Florida y no se presentó ninguna intrusión hacia el norte. Nuestros resultados sugieren que la corriente barotrópica permanece confinada en las regiones profundas del Canal de Yucatán y de Cuba, siendo la batimetría un factor decisivo para mantener este estado de equilibrio en el flujo barotrópico. Además, podemos inferir que las intrusiones hacia el norte, que se observan en la Corriente del Lazo, son esencialmente baroclínicas. Se debe tener en cuenta que en este trabajo se mantuvo el flujo de la Corriente de Yucatán constante; si bien se ha observado que el transporte por el Canal de Yucatán y el Estrecho de Florida es variable (Molinari *et al.*, 1978; Schott *et al.*, 1988). Tratando de encontrar una circulación semejante a la reportada por Monreal-Gómez y Salas de León (1985), se prescribieron velocidades constantes en la frontera sur (en lugar del desnivel de frecuencia cero), eliminando la

width of the continental shelves of Mississippi, Alabama and Florida. The two currents meet around the Straights of Florida. Figure 8 shows the residual transport of the entire water column. It can be observed that the Yucatan Current has an important effect, mainly in the eastern region of the GOM.

Monreal-Gómez and Salas de León (1985), using a two-dimensional barotropic model, prescribe a current in the Yucatan Channel with a NW direction, which penetrates the GOM and reaches the central area to later change direction and exit through the Straights of Florida. They also obtained an anticyclonic circulation in the western region of the GOM and a cyclonic one in Campeche Bay. In this study, the inflow simulated in the Yucatan Channel always deviated to the right through the Straights of Florida and did not present an intrusion towards the north. Our results suggest that the barotropic current is confined to the deep regions of the Yucatan Channel and Cuba, and that the bathymetry plays an important role in maintaining this state of equilibrium in the barotropic flow. We can also infer that the northward intrusions observed in the Loop Current are essentially baroclinic. It should be noted that the flow of the Yucatan Current was kept constant in this study; however, the transport through the Yucatan Channel and the Straights of Florida has been reported to be variable (Molinari *et al.*, 1978; Schott *et al.*, 1988). In an attempt to find a circulation similar to that reported by Monreal-Gómez and Salas de León (1985), constant velocities were prescribed in the southern boundary (instead of the zero frequency slope), eliminating the tidal contribution; however, it was not possible to achieve the flow to penetrate in a NW direction (maximum velocities of 1.25 m/s with a NW direction were used). Omitting the strong bathymetric traits of the GOM and considering a small continental shell and a flat bottom (average depth equal to 1600 m), similar results to those of these authors were achieved. However, the results of the different runs of the model using the true bathymetry, show that the effect of the Campeche Bank and Florida shelf on the general circulation of the GOM is very important and should not be omitted in simulations

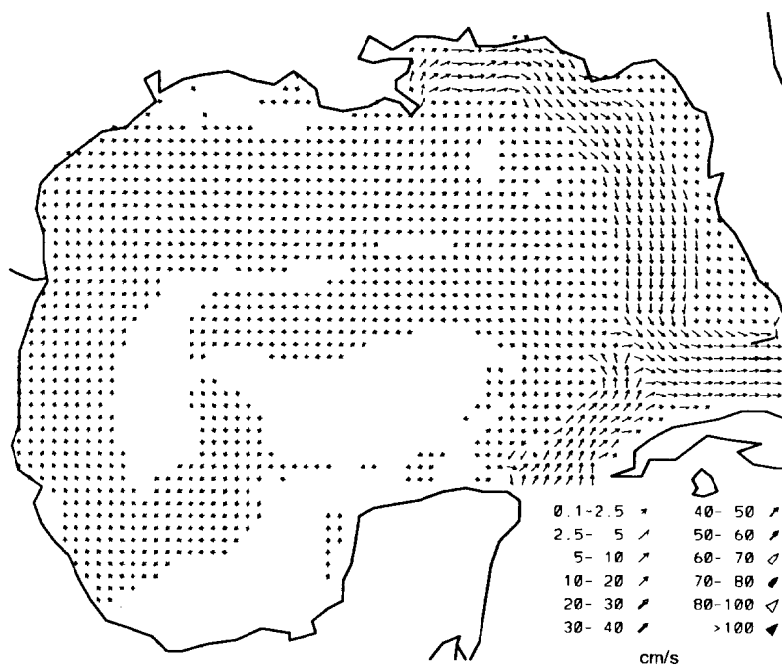


Figura 7. Corrientes residuales inducidas por la interacción de la marea y la Corriente de Yucatán. Capa superficial (0–20 m).

Figure 7. Residual currents induced by the interaction of the tide and the Yucatan Current. Surface layer (0–20 m).

contribución de la marea; sin embargo, no fue posible lograr que el flujo penetrara en dirección NO (se utilizaron velocidades máximas de 1.25 m/s con dirección NO). Al omitir los fuertes rasgos batimétricos del GDM, considerando una plataforma continental pequeña y un fondo plano (profundidad promedio igual a 1600 m), se llegó a resultados similares a los de estos autores. Sin embargo, de los resultados de las diversas corridas del modelo utilizando batimetría real, es evidente que el efecto del Banco de Campeche y de la plataforma de Florida sobre la circulación general del GDM es muy importante y no debería de ser omitido en las simulaciones concernientes a la circulación barotrópica del GDM.

Componente baroclínica de la Corriente de Yucatán

Si consideramos un GDM con fondo plano, con un coeficiente de fricción de fondo nulo,

concerning the barotropic circulation of the GOM.

Baroclinic component of the Yucatan Current

If we consider a GOM with a flat bottom, a null coefficient of bottom friction, a depth equal to 150 m and a gravity value of $0.03 \text{ m}^2/\text{s}$, then the results obtained with the HN model would be equivalent to a model of a layer and a half with reduced gravity. Making these simple modifications and prescribing a constant inflow, it was possible to obtain an inflow current through the Yucatan Channel, which exits through the Straits of Florida, penetrates towards the NW and detaches anticyclonic eddies with a period of approximately 11 months. These results concur with those of Hurlburt and Thompson (1980). This suggests that the general circulation pattern of the GOM is baroclinic. This circulation component was not

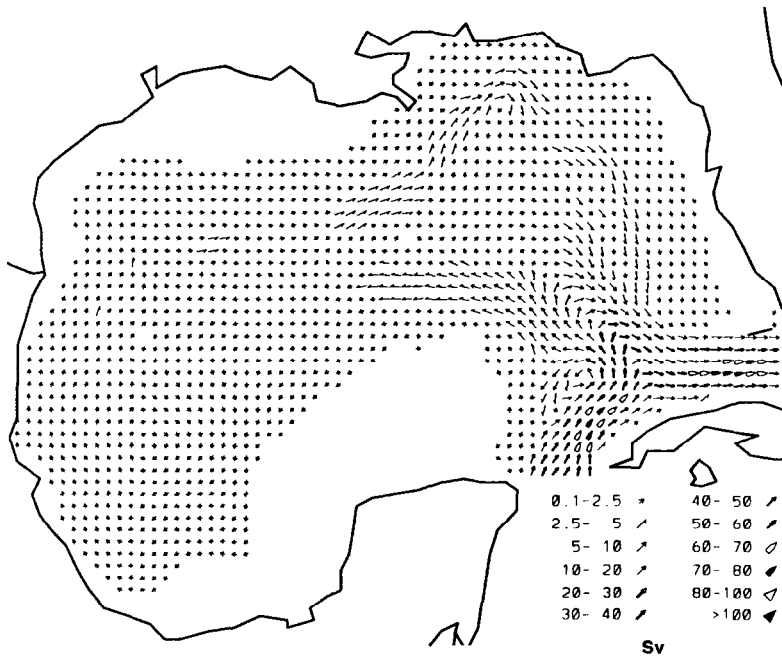


Figura 8. Transporte residual verticalmente integrado en toda la columna de agua, debido a la interacción de la marea y la Corriente de Yucatán.

Figure 8. Residual transport vertically integrated throughout the water column, resulting from the interaction of the tide and the Yucatan Current.

profundidad igual a 150 m y un valor para la gravedad de $0.03 \text{ m}^2/\text{s}$, entonces los resultados obtenidos del modelo HN serán equivalentes a un modelo de capa y media con gravedad reducida. Al hacer estas sencillas modificaciones se obtuvo, prescribiendo un flujo de entrada constante, una corriente entrando por el Canal de Yucatán y saliendo por el Estrecho de Florida, la cual penetra hacia el NO y desprende giros anticiclónicos con un periodo de aproximadamente 11 meses. Estos resultados concuerdan con los de Hurlburt y Thompson (1980). Lo anterior sugiere que estas características del patrón de circulación general del GDM son baroclínicas. En el presente trabajo no se considera esta componente de la circulación. No obstante, el usar un modelo barotrópico, con varios niveles de cómputo y batimetría real para calcular las corrientes en el GDM, constituye un paso hacia el entendimiento de los procesos que rigen la circulación en esta cuenca.

considered in this study. However, the use of a barotropic model, with several computation levels and real bathymetry, to calculate the currents in the GOM is a step towards understanding the processes that control the circulation in this basin.

CIRCULATION BY WIND

The literature reviewed on wind-produced circulation differs in the origin of the anticyclonic gyre observed as a semipermanent characteristic of the western part of the GOM (Sturges and Blaha, 1976; Elliot, 1982). Elliot (1982), using wind data from the National Climatic Center, refutes that proposed by Sturges and Blaha (1976) on the contribution of the wind as a dominant mechanism in the anticyclonic circulation in the western region of the GOM, concluding that the eddies that detach from the Loop Current are important to maintain the anticyclonic circulation in this area. In

CIRCULACIÓN POR VIENTO

La literatura consultada sobre la circulación producida por el viento difiere en el origen del giro anticiclónico observado como una característica semipermanente de la parte occidental del GDM (Sturges y Blaha, 1976; Elliot, 1982). Elliot (1982), utilizando datos de viento del National Climatic Center, refuta la idea propuesta por Sturges y Blaha (1976), sobre la contribución del viento como mecanismo dominante en la circulación anticiclónica de la región occidental del GDM, concluyendo que los remolinos, que se desprenden de la Corriente del Lazo, son importantes para mantener la circulación anticiclónica de esta zona. Para obtener un patrón de circulación de verano e invierno en el GDM, se corrió el modelo por un periodo de un año, utilizando como único forzamiento un campo de viento promedio mensual, calculado a partir de datos de vientos COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) desde 1980 a 1991. Los campos mensuales utilizados son similares a los que utilizó Elliot (1982). Los resultados de esta simulación constituyen una serie de campos horarios de corrientes y ESL para 40 días de verano y 40 días de invierno. Estos periodos comprenden del 11 de julio al 20 de agosto y del 11 de enero al 20 de febrero. Se realizó un promedio para los 14 días centrales de estos intervalos y el patrón resultante se tomó como el característico de la estación (invierno y verano). Lo anterior se hizo con la finalidad de poder estimar posteriormente la contribución de la marea y la Corriente de Yucatán a la circulación residual del GDM.

Circulación de verano

El patrón superficial (0–20 m) de verano (fig. 9) presenta una corriente localizada en el Banco de Campeche y dirigida hacia el oeste, alcanzando velocidades entre 5 y 17 cm/s en las costas de Yucatán. Al llegar a la región próxima al Escarpe de Campeche, la corriente se bifurca en dos ramales, predominando la corriente hacia el sur, la cual, al llegar a las costas de Tabasco, presenta magnitudes de aproximadamente 3 cm/s. Para la región occidental del

order to obtain a summer and winter circulation pattern in the GOM, the model was run for a period of one year, using an average monthly wind field as the only forcing, calculated from COADS wind data (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) from 1980 to 1991. The monthly fields used are similar to those used by Elliot (1982). The results of this simulation constitute a series of hourly current fields and FSE for 40 days of summer and 40 days of winter. These periods are from 11 July to 20 August and from 11 January to 20 February. An average was made of the 14 central days of the intervals and the resultant pattern was considered characteristic of the season (winter and summer). This was done in order to later estimate the contribution of the tide and the Yucatan Current to the residual circulation of the GOM.

Summer circulation

The surface pattern in summer (0–20 m) (fig. 9) presents a current located at Campeche Bank, oriented towards the west, that reaches velocities between 5 and 17 cm/s on the coasts of Yucatan. Upon reaching the area off the Campeche Escarpment, the current splits into two; the southward current dominates and presents magnitudes of approximately 3 cm/s when it reaches the coasts of Tabasco. In the western region of the GOM (coasts of Veracruz, Tamaulipas and southern Texas) there is a weak south to north current parallel to the coastline, with magnitudes of 1 cm/s along the coast of Veracruz and of 1 to 4 cm/s along the coasts of Tamaulipas and southern Texas. In the deep areas located between the western margin of the GOM and Campeche Bank, the current is directed to the north, with magnitudes of approximately 1.5 cm/s. In the central regions of the GOM, the velocities are less than 0.5 cm/s. The eastern region of the GOM (coasts of Florida, Alabama, and Mississippi) presents a current in a NW direction, with velocities of approximately 1 cm/s, that covers the southern side of the Florida shelf to the eastern margin of the mouth of the Mississippi River.

The transport in the first 200 m of the water column (the respective figure is omitted)

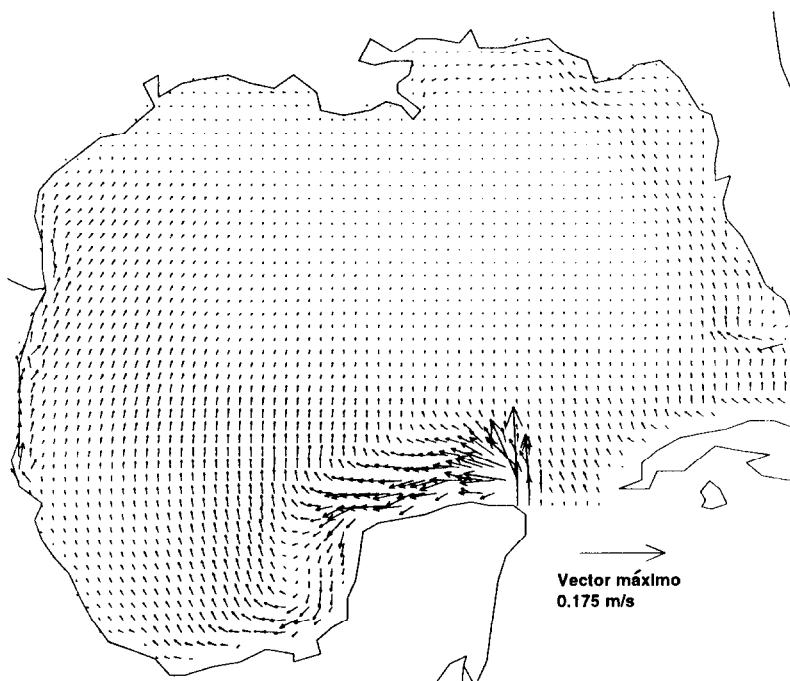


Figura 9. Corrientes superficiales promedio inducidas por el viento de verano.
Figure 9. Average surface currents induced by summer winds.

GDM (costas de Veracruz, Tamaulipas y sur de Texas) se observa una corriente débil, de sur a norte y paralela a la línea de costa, con magnitudes de 1 cm/s para la costa veracruzana y de 1 a 4 cm/s para las costas de Tamaulipas y el sur de Texas. En las zonas profundas localizadas entre el margen occidental del GDM y el Banco de Campeche, la corriente se encuentra dirigida al norte con magnitudes de aproximadamente 1.5 cm/s. En las regiones centrales del GDM, las velocidades son menores de 0.5 cm/s. La región oriental del GDM (costa de Florida, Alabama y Mississippi) presenta una corriente con dirección NO, con velocidades de aproximadamente 1 cm/s, abarcando desde el extremo sur de la plataforma de Florida hasta el margen oriental de la desembocadura del Río Mississippi.

El transporte para los primeros 200 m de la columna de agua (se omite figura respectiva) presenta, básicamente, las mismas características de la circulación superficial, salvo la presencia de una incipiente celda ciclónica frente a la costa del sur de Texas. En el transporte de las

basically presents the same characteristics as the surface circulation, except for the presence of an incipient cyclonic cell off the coast of southern Texas. In the transport of the last two layers (200 m to the bottom, fig. 10), there is a dominant anticyclonic circulation in the western region and a circulation towards the west in the northern portion of the GOM, which as it reaches the western margin heads south to eventually incorporate into the anticyclonic circulation; there is also an easterly flow throughout the deep zones, which leaves the GOM through the Yucatan Channel.

Winter circulation

The surface current in winter (fig. 11) presents, as in summer, a well-defined current at Campeche Bank oriented towards the west, with magnitudes of 5 to 18 cm/s. However, the resultant pattern for the western region of the GOM is different. There is a notable presence of a coastal current in the northern part, which extends from the western region of the mouth

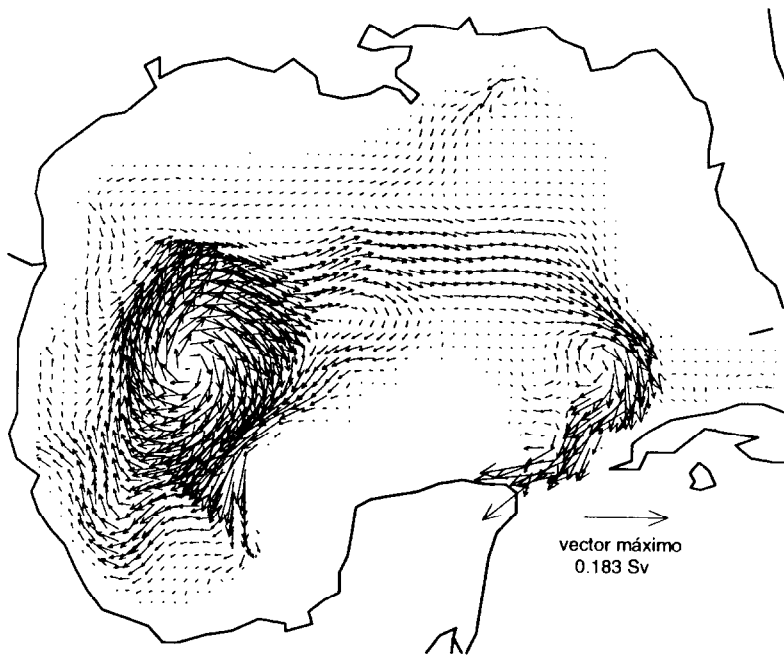


Figura 10. Transporte promedio (Sv), verticalmente integrado desde los 200 m de profundidad al fondo, generado por el viento de verano.

Figure 10. Average transport (Sv), vertically integrated from 200 m depth to the bottom, generated by summer winds.

dos últimas capas (200 m al fondo, fig. 10) se observa, como rasgo dominante, una circulación anticiclónica en la parte occidental y una circulación hacia el oeste en la porción norte del GDM, la que, al llegar al margen occidental se dirige hacia el sur para incorporarse, finalmente, a la circulación anticiclónica; se observa, además, un flujo hacia el este, a todo lo largo de las zonas profundas, el cual sale del GDM por el Canal de Yucatán.

Circulación de invierno

La corriente superficial de invierno (fig. 11) presenta, al igual que para verano, una corriente bien definida en el Banco de Campeche dirigida hacia el oeste, con magnitudes de 5 a 18 cm/s. Sin embargo, el patrón resultante para la región occidental del GDM es diferente, destacándose la presencia de una corriente costera en la porción norte, la cual se extiende desde la región occidental de la desembocadura del Río

of the Mississippi River to the coasts of southern Tamaulipas and has magnitudes between 0.5 and 2 cm/s. In the deep region between the coasts of Tamaulipas and Veracruz and the Campeche Escarpment, the direction of the current is predominantly NW and the magnitudes are approximately 1 cm/s. For the eastern area, in addition to the current towards the northwest described for summer, there is a coastal current directed towards the SE, with magnitudes of approximately 1 cm/s, located over the northern part of the Florida shelf. These two currents form an anticyclonic gyre in the coastal region of this area of the GOM.

The transport in the first 200 m has essentially the same characteristics as the surface circulation (the respective figure is omitted); the total transport in the two last layers (fig. 12) has an anticyclonic cell and an easterly flow in the deep regions, characteristics that were also observed in the summer circulation. The difference between the two seasons is the presence of

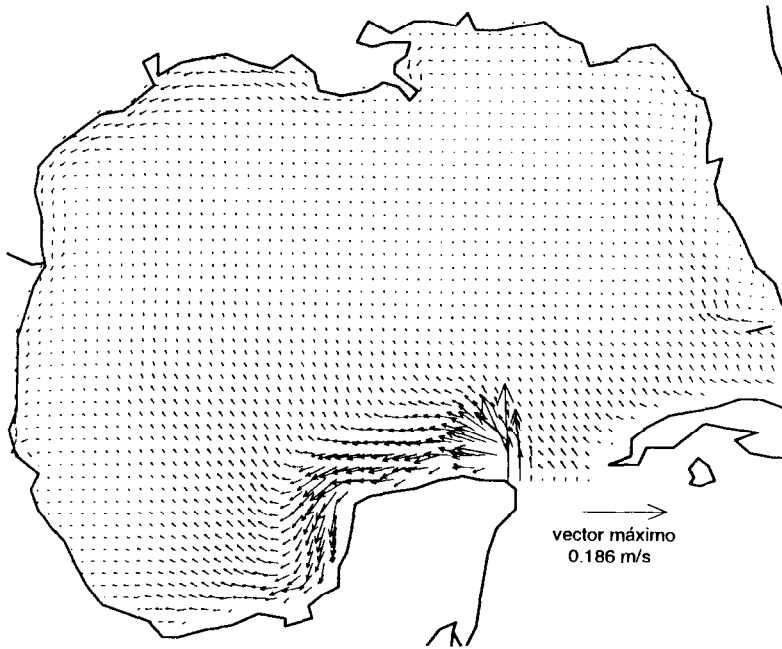


Figura 11. Corrientes superficiales promedio inducidas por el viento de invierno.
Figure 11. Average surface currents induced by winter winds.

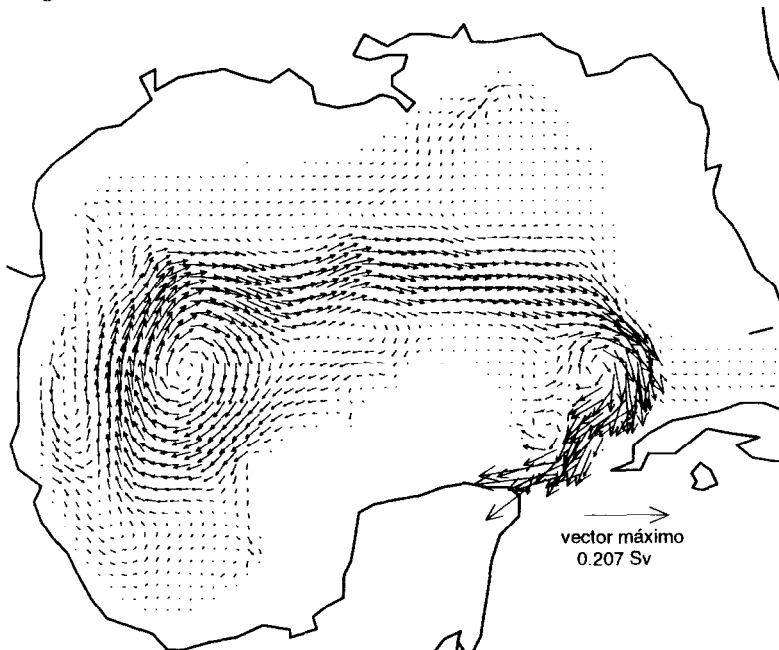


Figura 12. Transporte promedio (Sv), verticalmente integrado desde los 200 m de profundidad al fondo, generado por el viento de invierno.
Figure 12. Average transport (Sv), vertically integrated from 200 m depth to the bottom, generated by winter winds.

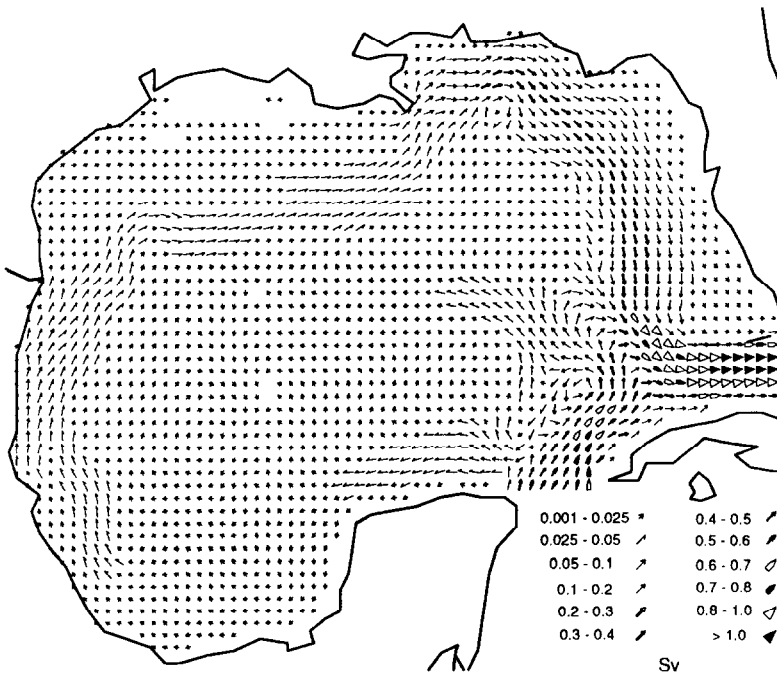


Figura 13. Transporte promedio (Sv), verticalmente integrado desde la superficie hasta los 200 m de profundidad, debido a la marea, a la Corriente de Yucatán y al viento de verano.

Figure 13. Average transport (Sv), vertically integrated from the surface to 200 m depth, resulting from the tide, the Yucatan Current and summer winds.

Mississippi hasta las costas del sur de Tamaulipas y presenta magnitudes entre 0.5 y 2 cm/s. En la región profunda, situada entre las costas de Tamaulipas y Veracruz y el Escarpe de Campeche, la dirección de la corriente es predominante hacia el NO y las magnitudes son aproximadamente 1 cm/s. Para la zona oriental se presenta, además de la corriente hacia el NO descrita para el verano, una corriente costera dirigida hacia el SE, con magnitudes de aproximadamente 1 cm/s, localizada sobre la porción norte de la plataforma de Florida. Estas dos corrientes forman una circulación anticiclónica en la región costera de esta región del GDM.

El transporte para los primeros 200 m presenta esencialmente las mismas características de la circulación superficial (se omite la figura respectiva); para el transporte total en las dos últimas capas (fig. 12) se observa la celda anticiclónica y el flujo hacia el este en las zonas profundas, características que también fueron obtenidas para la circulación de verano. La

a southward flow located on the western margin of the GOM.

GENERAL CIRCULATION

General circulation in summer

By incorporating the tide and Yucatan Current, the general pattern of the surface circulation in summer (fig. 13) basically presents the characteristics of the residual circulation caused by the tide and the Yucatan Current (see fig. 7), but with the addition of the current located at Campeche Bank. The distinctive traits observed are: a current towards the west, located at Campeche Bank, with a magnitude between 2.5 and 10 cm/s; a current towards the north on the coasts of northern Veracruz, Tamaulipas and southern Texas, with maximum magnitudes of 20 to 30 cm/s in the area close to its eastern boundary; and a well-defined current that starts in the eastern region of the mouth of

diferencia para las dos estaciones radica en la presencia de un flujo hacia el sur localizado en el margen occidental del GDM.

CIRCULACIÓN GENERAL

Circulación general de verano

Al incorporar la marea y la Corriente de Yucatán, el patrón general de la circulación superficial de verano (fig. 13) presenta, básicamente, las características de la circulación residual debida a la marea y a la Corriente de Yucatán (ver fig. 7), agregándose a esta circulación la corriente localizada en el Banco de Campeche. Los rasgos distintivos observados son: una corriente hacia el oeste, localizada en el Banco de Campeche y con magnitud entre 2.5 y 10 cm/s; una corriente hacia el norte en las costas del norte de Veracruz, Tamaulipas y sur de Texas, con magnitudes máximas entre 20 y 30 cm/s en la región cercana a la frontera este; finalmente, se observa una corriente bien definida, iniciándose en la zona oriental de la desembocadura del Río Mississippi y continuando a lo largo de las plataformas continentales de la región oriental del GDM, uniéndose en el extremo sur de la plataforma continental de Florida a la corriente proveniente del Canal de Yucatán, alcanzándose en esta zona las velocidades máximas de esta corriente, cuyos valores van de 10 a 20 cm/s.

El transporte para los primeros 200 m presenta, básicamente, las mismas características de la circulación superficial, aunque es evidente la corriente hacia el norte que se presenta en la región occidental del GDM. El origen de esta corriente se ha atribuido al rotacional del esfuerzo del viento y a los giros anticiclónicos que llegan a esta parte del GDM provenientes del este (Sturges y Blaha, 1976; Elliot, 1982). Los resultados de este trabajo, no obstante que carecen de la contribución de los giros anticiclónicos, concuerdan cualitativamente con estos trabajos y reproducen satisfactoriamente la circulación anticiclónica de la región del GDM, la cual es evidente en el transporte vertical integrado desde los 200 m hasta el fondo (fig. 14). Nuestros resultados sugieren que el viento es

the Mississippi River and continues along the continental shelves of the eastern region of the GOM, joining the current from the Yucatan Channel on the southern side of the continental shelf of Florida, where it reaches maximum velocities of 10 to 20 cm/s.

The transport in the first 200 m basically presents the same characteristics as the surface circulation, but there is a northward current in the western region of the GOM. The origin of this current has been attributed to the curl of the wind stress and to the anticyclonic gyres that reach this area of the GOM from the east (Sturges and Blaha, 1976; Elliot, 1982). The results of this study, even though they lack the contribution of the anticyclonic gyres, qualitatively concur with those works and satisfactorily reproduce the anticyclonic circulation in the region of the GOM, which is evident in the vertical transport integrated from 200 m to the bottom (fig. 14). Our results suggest that the wind is sufficient to originate and maintain an anticyclonic circulation in the western region of the GOM, even though, as has been noted by Elliot (1982), the contribution of the anticyclonic gyres should be considered, in order to improve the estimate.

General circulation in winter

The general pattern of the surface circulation in winter (fig. 15) exhibits in the eastern region the same characteristics as the general pattern in summer. The differences occur in the western region. Along the continental shelf of Texas and Louisiana there is a coastal current towards the west that extends to the coasts of Tamaulipas. Even though the magnitudes of this current present maximum values of only 2.5 cm/s, the effect of the wind induces a change in direction of the surface current of this region with respect to summer. This change in direction concurs with the work of Elliot (1982), and it is also discussed by Merrell and Morrison (1981). The last two authors attribute the westward current, located along the Texas shelf, to the northern branch of a cyclonic cell centered south of this shelf, and associate its presence with a stage of maximum intrusion of

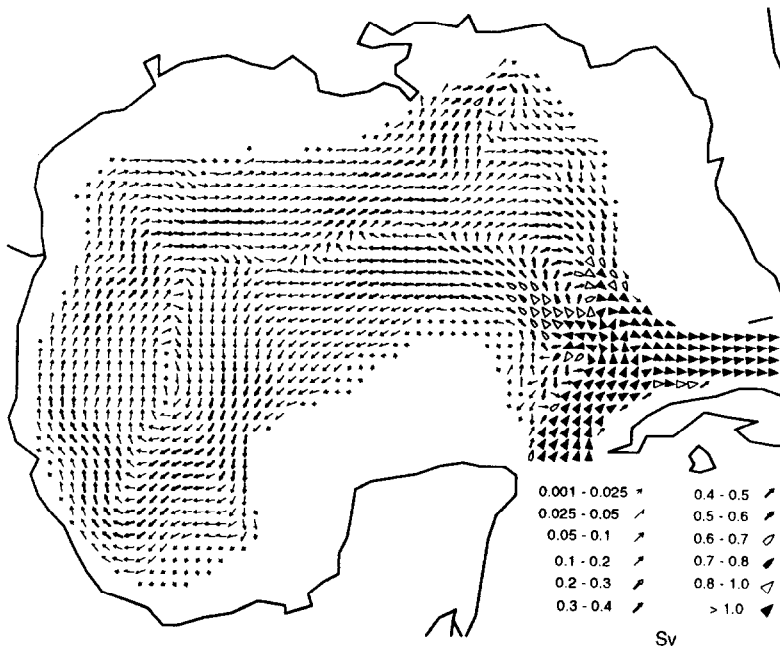


Figura 14. Transporte promedio, verticalmente integrado desde los 200 m de profundidad al fondo, debido a la marea, a la Corriente de Yucatán y al viento de verano.

Figure 14. Average transport, vertically integrated from 200 m depth to the bottom, resulting from the tide, the Yucatan Current and summer winds.

suficiente para originar y mantener una circulación anticiclónica en la región occidental del GDM, si bien, como ya ha sido notado por Elliot (1982), la contribución de los giros anticiclónicos debería ser tomada en cuenta con lo cual se mejoraría nuestra estimación.

Circulación general de invierno

El patrón general de la circulación superficial de invierno (fig. 15) exhibe, en la región oriental, las mismas características que el patrón general de verano. Las diferencias se presentan en la región occidental. En la zona de la plataforma continental de Texas y Louisiana se presenta una corriente costera hacia el oeste, corriente que se extiende hasta las costas de Tamaulipas. No obstante que las magnitudes de esta corriente presentan valores máximos de tan solo 2.5 cm/s, es evidente que el efecto del viento induce un cambio de sentido de la circulación superficial de esta región con respecto

the Loop Current; however, they also mention that the wind may be a generating mechanism of this circulation.

The effect of the wind on the surface circulation is evident in the vertical transport integrated for the first 200 m. The western boundary current of the GOM that occurs in summer weakens and even changes direction from the coasts of Louisiana to the coasts of Tamaulipas. This weakening in the western boundary current during the winter months concurs with observations and has been studied recently by Sturges (1993). The total transport from 200 m to the bottom during winter does not present notable differences with respect to that calculated for summer.

CONCLUSIONS

1. The application of the three-dimensional hydrodynamic model to the GOM satisfactorily reproduced the dynamics of the tidal flow, with

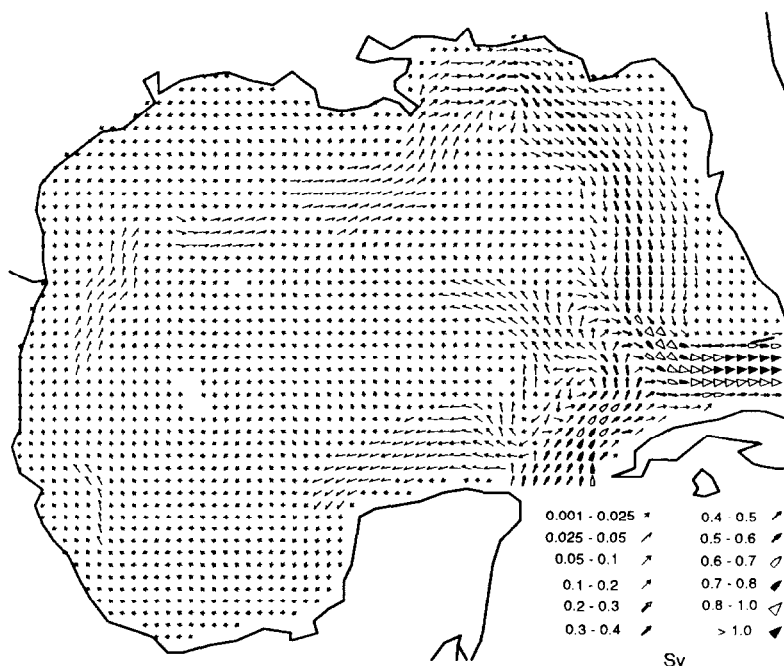


Figura 15. Igual que la figura 13, pero para el invierno.
Figure 15. Same as figure 13, but for winter.

al verano. Este cambio en el sentido de las corrientes para esta zona concuerda con el trabajo de Elliot (1982), lo cual también es discutido por Merrell y Morrison (1981). Los dos últimos autores atribuyen la corriente hacia el oeste, localizada en la plataforma de Texas, al ramal norte de una celda ciclónica centrada al sur de esta plataforma, asociando su presencia a una etapa de intrusión máxima de la Corriente del Lazo; sin embargo, mencionan la posibilidad de que el viento sea un mecanismo generador de esta circulación.

Este efecto del viento sobre la circulación superficial es evidente en el transporte verticalmente integrado para los primeros 200 m. La corriente en la frontera occidental del GDM que se presenta en el verano se debilita e incluso cambia en sentido desde las costas de Louisiana hasta las de Tamaulipas. Este debilitamiento de la corriente de la frontera occidental para los meses de invierno concuerda con observaciones y ha sido estudiado recientemente por Sturges (1993). El transporte total, desde los 200 m al fondo, para el invierno, no presenta diferencias

both the amplitudes and phases agreeing with other observations; however, direct astronomic forcing was not considered and only four tidal components were used. The calculation of the residual currents resulted in velocities lower than 1 cm/s.

2. The inflow along the southern boundary of the study region, through which the contribution of the Yucatan Current to the dynamics of the GOM was simulated, did not present any intrusion. These results suggest that the barotropic flow remains confined to the deep regions off Cuba; the intrusions observed in the Loop Current, as well as the detachment of eddies from this current are essentially baroclinic processes.

3. Forcing the model with monthly wind fields resulted in an anticyclonic circulation in the western region of the GOM during summer and winter, as well as an inversion in the direction of the coastal current in the northwest region of the GOM. These results qualitatively concur with that reported in other works (Merrell and Morrison, 1981; Elliot, 1982;

notorias con respecto al calculado para el verano.

CONCLUSIONES

1. Al aplicar el modelo hidrodinámico tridimensional al GDM, se logró reproducir la dinámica del flujo de marea satisfactoriamente, concordando tanto las amplitudes como las fases con algunas observaciones, no obstante que se despreció el forzamiento astronómico directo y se utilizaron únicamente cuatro componentes de la marea. Al calcular las corrientes residuales, se obtuvieron velocidades menores que 1 cm/s.

2. El flujo de entrada por la frontera sur de nuestra región de estudio, por medio del cual se simuló la contribución de la Corriente de Yucatán a la dinámica del GDM, no presentó intrusión alguna. Los resultados de este trabajo sugieren que el flujo barotrópico permanece confinado en las regiones profundas circundantes a Cuba y las intrusiones que se observan de la Corriente del Lazo, así como el desprendimiento de remolinos de esta corriente, son procesos esencialmente baroclínicos.

3. Al forzar el modelo con los campos de viento mensuales, se obtuvo una circulación anticiclónica en la zona occidental del GDM para verano e invierno, así como la inversión en el sentido de la corriente costera de la zona noroeste del GDM. Estos resultados concuerdan cualitativamente bien con lo reportado por algunos trabajos (Elliot, 1982; Merrell y Morrison, 1981; Sturges, 1993), aunque se podrían reproducir mejor las observaciones considerando el aporte de energía proveniente de la región oriental del GDM por medio de los giros anticiclónicos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue apoyada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT 1002-T 9111) y por el presupuesto para CICESE de la Secretaría de Educación Pública (México). Agradecemos al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México y a la National Oceanic and Atmospheric Administration el facilitarnos los datos usados en este trabajo.

Sturges, 1993), even though the observations could be improved by considering the energy supply from the eastern region of the GOM through the anticyclonic gyres.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT 1002-T 9111) and CICESE through funding from the Secretaría de Educación Pública (Mexico). Our thanks to the Instituto de Geofísica of the Universidad Nacional Autónoma de México and the National Oceanic and Atmospheric Administration for providing the data.

English translation by Jennifer Davis.

REFERENCIAS

- Backhaus, J.O. (1983) A Semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Cont. Shelf Res.*, 2(4): 243-254.
- Battisti, D.S. and Clarke, A.J. (1982). Estimation of nearshore tidal currents on non-smooth continental shelves. *J. Geophys. Res.*, 87(C10): 7873-7878.
- Clarke, A.J. and Battisti, D.S. (1981). The effect of continental shelves on tides. *Deep-Sea Res.*, 28A(7): 665-682.
- Deutsches Hydrographisches Institut (1967). *Tafeln der Astronomischen Argumente Vo+v und der Korrekturen*. J, v, Nr. 2276.
- Elliot, B.A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 1292-1309.
- Grace, S.F. (1932). The principal diurnal constituent of tidal motion in the Gulf of Mexico. *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 3(2): 70-83.
- Grijalva, N. (1971). The M_2 tide in the Gulf of Mexico. *Geofis. Int.*, 2: 103-125.
- Hansen, K.S. (1974). Calculations of normal modes for the American mediterranean seas. *Univ. Chicago Tech. Rep.*, No. 26: 71 pp.
- Hellerman, S. (1967). An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon. Weather Rev.*, 95: 607-626.
- Hurlburt, H.E. and Thompson, J.D. (1980). A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 1611-1651.

- Hurlburt, H.E. and Thompson, J.D. (1982). The dynamics of the Loop Current and shed eddies in a numerical model of the Gulf of Mexico. In: J.C.J. Nihoul (ed.), *Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas*. Elsevier, pp. 243-298.
- Ichiye, T. (1962). Circulation and water mass distribution in the Gulf of Mexico. *Geofis. Int.*, 2: 47-76.
- Kjerfve, B. (1981). Tides of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 86(C5): 4243-4247.
- Leipper, D.F. (1970). A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 75: 637-657.
- Lillington, J.N. (1981). A vector upstream differencing scheme for problems in fluid flow involving significant source term in steady-state linear systems. *Int. J. Num. in Fluids*, 1: 3-16.
- Marmorino, G.O. (1983). Summertime coastal currents in the northeastern Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13: 65-77.
- Maul, G.A. (1977). The annual cycle of the Gulf Loop Current. I. Observations during a one-year time series. *J. Mar. Res.*, 35: 27-47.
- Maul, G.A. and Vukovich, F.M. (1993). The relationship between variations in the Gulf of Mexico Loop Current and Straits of Florida volume transport. *J. Phys. Oceanogr.*, 23(5): 785-796.
- Maul, G.A., Mayer, D.A. and Baig S.R. (1985). Comparison between a continuous 3-year current-meter observation at the sill of the Yucatan Strait, satellite measurements of Gulf Loop Current area, and regional sea level. *J. Geophys. Res.*, 90(C5): 9089-9096.
- Merrell, W.J. and Morrison, J. (1981). On the circulation of the western Gulf of Mexico with observations from April 1978. *J. Geophys. Res.*, 86(C5): 4181-4185.
- Mesinger, F. and Arakawa, A. (1976). Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publ. Ser., No. 17.
- Michaelov, U.S., Melishko, V.P. and Shcheveleva, G.I. (1969). Estimation of the tides and tidal currents in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Trudy Geosudarstvennyy Okeanograficheskoy Inst.*, 96: 146-173.
- Mofjeld, H.O. and Wimbush, M. (1977). Bottom pressure observations in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Deep-Sea Res.*, 24: 987-1004.
- Molinari, R.L. (1980). Current variability and its relation to sea-surface topography in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. *Mar. Geod.*, 3: 409-436.
- Molinari, R.L., Baig, S., Behringer, D.W., Maul, G.A. and Legeckis, R. (1977). Winter intrusions of the Loop Current. *Science*, 198: 505-507.
- Molinari, R.L., Festa, J.F. and Behringer, D.W. (1978). The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 987-996.
- Monreal-Gómez, A. y Salas de León, D. (1985). Barotropic and baroclinic modes in the Gulf of Mexico. *Memorias de las jornadas sobre estudios en oceanología organizado por el Centro de Oceanografía y el Comité Nacional de Oceanología de Bélgica*. Bruselas, Bélgica. Marzo 1985.
- Nowlin, W.D. and Hubertz, J.M. (1972). Contrasting summer circulation patterns for the eastern Gulf-Loop Current versus Anticyclonic Ring. In: L.R.A. Capurro and J.L.O. Reid (eds.), *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*, Vol. 2. Gulf Publishing, Houston, pp. 119-138.
- Nowlin, W.D. and McLellan, H.J. (1967). A characterization of the Gulf of Mexico waters in winter. *J. Mar. Res.*, 25(1): 29-59.
- Reid, R.O. (1972). A simple dynamic model of the Loop Current. In: L.R.A. Capurro and J.L. Reid (eds.), *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*, Vol. 2. Gulf Publishing, Houston, pp. 157-159.
- Schott, F.A., Lee, T.N. and Zantopp, R. (1988). Variability of structure and transport of the Florida Current in the period range of days to seasonal. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 1209-1230.
- Sturges, W. (1993). The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 98(C10): 18053-18068.
- Sturges, W. and Blaha, J.P. (1976). An eastern boundary current in the Gulf of Mexico. *Science*, 192: 367-369.
- Sturges, W. and Evans, J.C. (1983). On the variability of the Loop Current in the Gulf of Mexico. *J. Mar. Res.*, 41: 639-653.
- Sundermann, J. (1971). Die hydrodynamisch-numerische berechnung der vertikalstruktur von bewegungsvogangen in kanalen und becken. *Mitt. Inst. f. Meereskunde*, XIX.
- Zetler, B.D. and Jansen, D.V. (1972). Tides in the Gulf of Mexico. In: L.R.A. Capurro and J.L. Reid (eds.), *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*, Vol. 2. Gulf Publishing, Houston, pp. 265-275.

APÉNDICE 1: Definición de los símbolos usados
APPENDIX 1: Definition of the symbols used

x, y, z	Coordenadas espaciales. <i>Spatial coordinates.</i>
\bar{u}, \bar{v}	Componentes de la velocidad horizontal promedio en la capa de grosor h . <i>Components of the average horizontal velocity in thickness layer h.</i>
w	Componente vertical de la velocidad. <i>Vertical component of velocity.</i>
ζ	Elevación de la superficie libre. <i>Free surface elevation.</i>
t	Tiempo. <i>Time.</i>
A_i	Amplitud de los constituyentes de marea. <i>Amplitude of the tidal constituents.</i>
σ_i	Frecuencia de los constituyentes de marea. <i>Frequency of the tidal constituents.</i>
ϕ_i	Fase de los constituyentes de marea. <i>Phase of the tidal constituents.</i>
Δ	Operador de diferencia entre capas. <i>Difference operator between layers.</i>
ρ	Densidad del agua. <i>Water density.</i>
h	Grosor de la capa de interacción. <i>Thickness of the layer of interaction.</i>
ω	Velocidad angular de la tierra. <i>Angular velocity of the earth.</i>
ϕ	Latitud. <i>Latitude.</i>
p	Presión a la profundidad h . <i>Pressure at depth h.</i>
p_0	Presión atmosférica. <i>Atmospheric pressure.</i>
$(\tau_{s,x}, \tau_{s,y})$	Componentes del esfuerzo del viento (s), del fondo del mar (f) e interior de la columna de agua (i) en la dirección zonal y meridional. <i>Components of wind stress (s), sea bottom (f) and inside the water column (i) in the zonal and meridian direction.</i>
r_f	Coefficiente de fricción de fondo del mar. <i>Bottom friction coefficient.</i>
W_x, W_y	Componentes del viento en dirección zonal y meridional. <i>Components of the wind in zonal and meridian direction.</i>
c_D	Coefficiente de arrastre. <i>Drag coefficient.</i>
ρ_L	Densidad del aire. <i>Air density.</i>
A_H	Coefficiente horizontal de viscosidad turbulenta. <i>Horizontal coefficient of turbulent viscosity.</i>