

Hidrografía y circulación geostrófica en el sur de la Bahía de Campeche

David Alberto Salas de León, María Adela Monreal Gómez y Gerardo Colunga Enríquez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

Recibido: 22 de octubre, 1990; aceptado: 1 de abril, 1992.

RESUMEN

Se presenta el análisis de un conjunto de datos de temperatura, salinidad y sigma-t, obtenidos en los cruceros oceanográficos OGMEX I, II, III y V, realizados en el sur de la Bahía de Campeche en febrero-marzo, julio-agosto, noviembre-diciembre de 1987 y agosto de 1988, respectivamente. De la distribución de parámetros hidrográficos, promediados en el tiempo, de las cuatro campañas, se observa el efecto de los ríos formando frentes semi-permanentes inducidos por la descarga de aguas de menor temperatura y salinidad. Mediante el uso de un modelo inverso lineal en diferencias finitas, aplicado a los datos hidrográficos promediados en el tiempo, se determina el campo de velocidad a 3 profundidades diferentes 0, 10 y 20 m. Los resultados del modelo inverso confirman la existencia de un giro ciclónico en la zona de estudio.

PALABRAS CLAVE: Hidrografía, modelo inverso, Bahía de Campeche.

ABSTRACT

An analysis of a data set of temperature, salinity and sigma-t is presented. The data were obtained during the OGMEX I, II, III, V oceanographic cruises in the southern part of the Bay of Campeche, in February-March, July-August, November-December 1987 and August 1988. From the time average of the hydrographic data, a semi-permanent front induced by the river discharge of colder and lower salinity water can be observed. The velocity field at 0, 10 and 20 m depths was obtained by means of a linear inverse model in finite differences applied to the observational data. Results obtained from the inverse model confirm the existence of a cyclonic eddy in the study area.

KEY WORDS: Hydrography, inverse model, Bay of Campeche.

INTRODUCCION

La Bahía de Campeche esta situada en la región suroeste del Golfo de México, entre los 18° 6' y 21° 30' de latitud norte y los 90° 26' y 97° 20' de longitud oeste (Figura 1). La existencia de giros ciclónicos de diferente escala en la Bahía de Campeche ha sido discutida por varios autores (Salas de León y Monreal-Gómez, 1986; Padilla-Pilotze *et al.*, 1985 y 1990; Vidal *et al.*, 1988; Merrell y Morrison, 1981; Cochrane, 1969; Nowlin, 1972; Velasco-Mendoza, 1989), quiénes los asocian a la corriente que entra al Golfo de México a través del Canal de Yucatán, a la presencia de surgencias en la plataforma de Yucatán y al esfuerzo del viento. Dichos giros condicionan las características de la circulación en la Bahía de Campeche. Por otro lado, la existencia de un frente halino asociado a la descarga de los ríos Grijalva-Usumacinta ha sido descrito como no permanente; sin embargo, la relación entre la descarga de estos ríos y los mecanismos frontogenéticos no han sido completamente establecidos (Czitróm *et al.*, 1986).

DATOS

En este trabajo se utilizó un conjunto de datos obtenidos mediante una sonda CTD Neil-Brown, en el sur de la Bahía de Campeche en la zona comprendida entre los 91°45' y 93°25' oeste y los 18°30' y 19°30' norte, con 30 estaciones hidrográficas en 6 transectos frente al sistema fluvial de la región (Figura 2), durante cuatro campañas oceanográficas (Tabla 1). En las 30 estaciones los sondeos

se efectuaron hasta el fondo. Debido a que los cruceros no se llevaron a cabo en intervalos iguales de tiempo, los datos de temperatura, salinidad y sigma-t fueron promediados temporalmente usando un promedio pesado, con el objeto de obtener valores representativos de procesos climáticos de orden estacional y eliminar así las fluctuaciones rápidas, características de las zonas costeras que impiden el uso del método geostrófico en dichas áreas.

EL MODELO INVERSO

El modelo inverso utilizado en el cálculo de corrientes se basa en un sistema de ecuaciones lineales que incluye geostrofia, conservación de masa y advección-difusión para temperatura y salinidad. Bajo condiciones estacionarias, estas ecuaciones en el plano-f, estarán dadas por (Tziperman y Hecht, 1988).

$$fv = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (3)$$

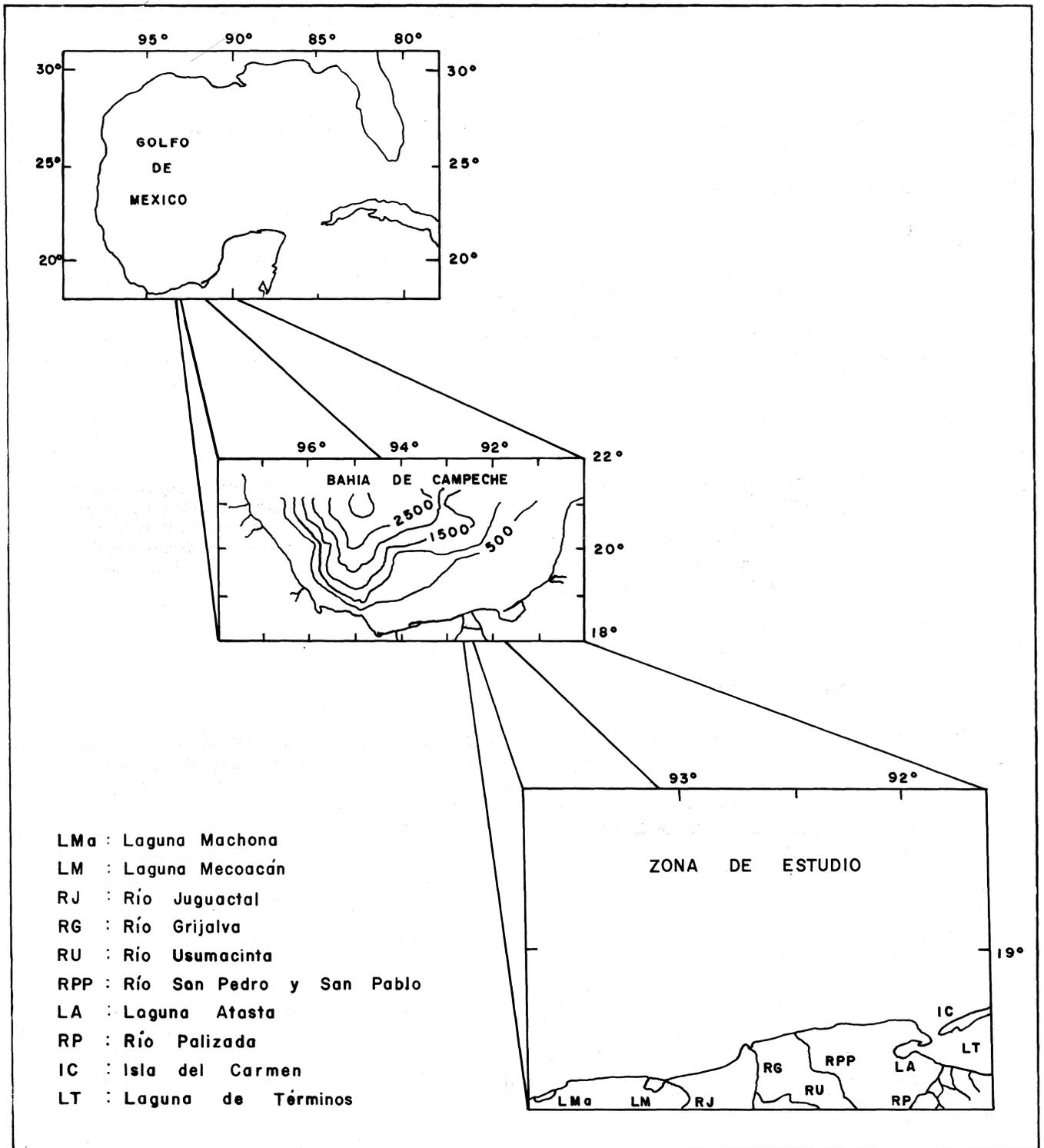


Fig 1. Localización geográfica de la zona de estudio y sistema fluvial.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_v(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + K_H(z) \nabla_H^2 T \quad (5)$$

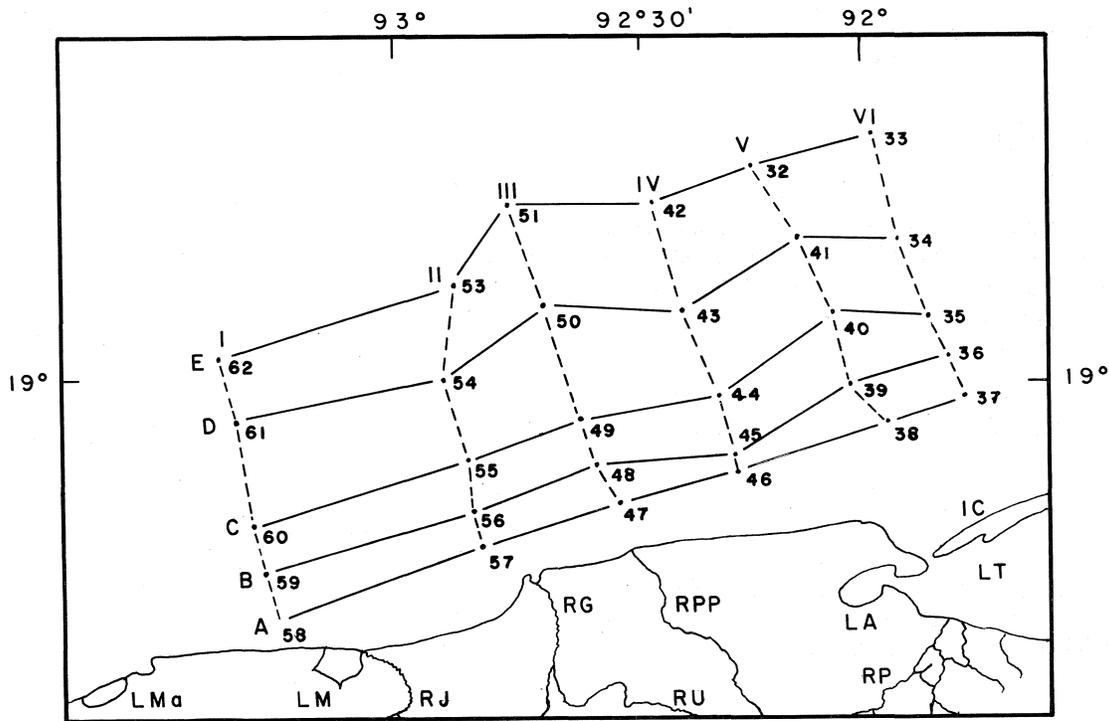


Fig.2. Localización geográfica de transectos y estaciones hidrográficas.

Tabla 1

Fechas de realización de las campañas oceanográficas analizadas		
CAMPAÑA		FECHA
OGMEX	I	febrero 24 a marzo 10 de 1987
OGMEX	II	julio 27 a agosto 6 de 1987
OGMEX	III	noviembre 29 a diciembre 4 de 1987
OGMEX	V	agosto 1 a agosto 10 de 1988

Considerando que en general en el océano $w \sim O(10^{-3}u)$ (Nihoul y Roday, 1976) y analizando las distribuciones de salinidad y de temperatura promedio, se tiene que al comparar los órdenes de magnitud de $w \frac{\partial T}{\partial z} \sim O(10^{-5}u)$ y de $u \frac{\partial T}{\partial x} \sim O(10^{-3}u)$, así como al comparar $w \frac{\partial S}{\partial z}$ con $u \frac{\partial S}{\partial x}$, los términos $w \frac{\partial T}{\partial z}$ y $w \frac{\partial S}{\partial z}$ resultan despreciables en las ecuaciones (5) y (6) respectivamente.

Las ecuaciones de advección-difusión de temperatura y de salinidad, bajo las condiciones antes descritas, se pueden escribir como:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_v(z) \frac{\partial S}{\partial z} \right] + K_H(z) \nabla_H^2 S \quad (6)$$

$$u(x,y,z) \frac{\partial T(x,y,z)}{\partial x} + v(x,y,z) \frac{\partial T(x,y,z)}{\partial y} - K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - K_H \nabla_H^2 T = 0 \quad (7)$$

donde K_H y K_v son los coeficientes de mezcla horizontal y vertical respectivamente. Tomando en consideración que se tiene un sistema estacionario, las velocidades geostroficas horizontales serán no divergentes; por lo tanto, la componente vertical de la velocidad será independiente de la profundidad.

$$u(x,y,z) \frac{\partial S(x,y,z)}{\partial x} + v(x,y,z) \frac{\partial S(x,y,z)}{\partial y} - K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - K_H \nabla_H^2 S = 0 \quad (8)$$

Dado que el área de estudio es pequeña y que la velocidad w es considerada uniforme en la vertical, la mezcla de sal y calor puede ser parametrizada mediante coeficientes de mezcla turbulenta constantes.

Combinando las ecuaciones (1)-(3) se obtienen las ecuaciones de viento termal, que integrando en z a partir de un nivel de referencia z_0 nos dan:

$$u(x, y, z) = u_0(x, y) + \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (9)$$

$$v(x, y, z) = v_0(x, y) - \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$$

donde $u_0 = u(x, y, z_0)$ y $v_0 = v(x, y, z_0)$ son las velocidades en el nivel de referencia z_0 (el cual ha sido considerado en la superficie libre) y ρ_0 la densidad promedio de la columna de agua. Sustituyendo (9) en (7)-(8) se obtiene el sistema de ecuaciones lineales para las velocidades de referencia:

$$u_0 \frac{\partial T}{\partial x} + v_0 \frac{\partial T}{\partial y} = D_T \quad (10)$$

$$u_0 \frac{\partial S}{\partial x} + v_0 \frac{\partial S}{\partial y} = D_s$$

donde $D_T = D_T(x, y, z)$ y $D_s = D_s(x, y, z)$ representan los cambios de temperatura y sal respectivamente, por difusión y advección debidos a las velocidades relativas, y son dados por:

$$D_T = K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + K_H \nabla_H^2 T - \left[\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \right] \frac{\partial T}{\partial x} + \left[\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right] \frac{\partial T}{\partial y} \quad (11)$$

$$D_s = K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + K_H \nabla_H^2 S - \left[\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \right] \frac{\partial S}{\partial x} + \left[\frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right] \frac{\partial S}{\partial y}$$

D_T y D_s se calculan mediante la sustitución de los valores promedios temporales de T , S , y ρ en (11) con los siguientes valores de los coeficientes $K_v = 10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ y $K_H = 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Pedlosky, 1979). Los términos entre paréntesis en (11) representan las velocidades relativas, las cuales fueron calculadas mediante el campo de densidad (Pond y Pickard, 1978), en intervalos de 10 m de profundidad.

La expresión matricial del sistema de ecuaciones (10) puede ser escrita como:

$$J(T, S) \begin{bmatrix} u_0 \\ v_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_T \\ D_s \end{bmatrix} \quad (12)$$

La ecuación $U_0 = A^{-1} D$ que se obtiene de (12), donde $A = J(T, S)$ es el Jacobiano de la temperatura y de la salinidad, permite obtener las velocidades de referencia a partir de los campos de temperatura, salinidad y densidad y puede

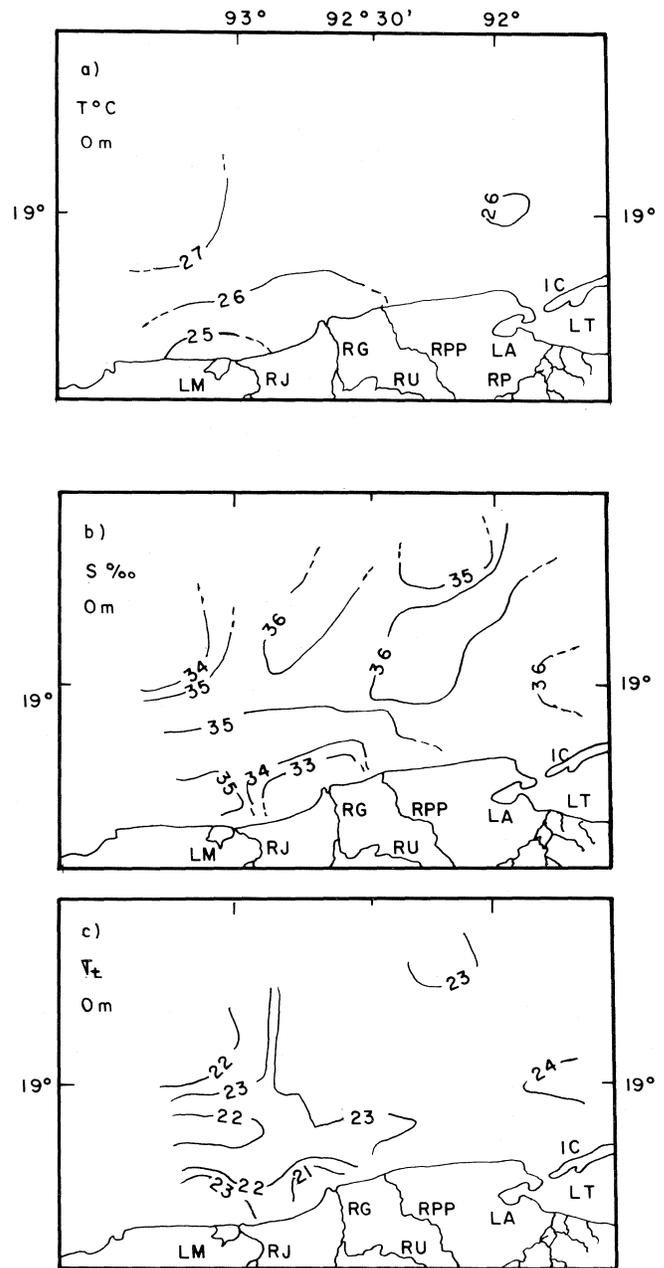


Fig. 3. Distribución horizontal de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t, en superficie.

ser resuelta mediante una aproximación en diferencias finitas centradas con un error de aproximación de segundo orden (Ramming y Kowalik, 1980).

RESULTADOS

Las distribuciones de los parámetros hidrográficos (T, S, σ_t) corresponden a valores promediados temporalmente. En este entendido, en lo sucesivo se omitirá mencionar los promedios.

Las Figuras 3 a 6 corresponden a los planos horizontales de temperatura, salinidad y sigma-t a 0, 10, 20 y 30 m

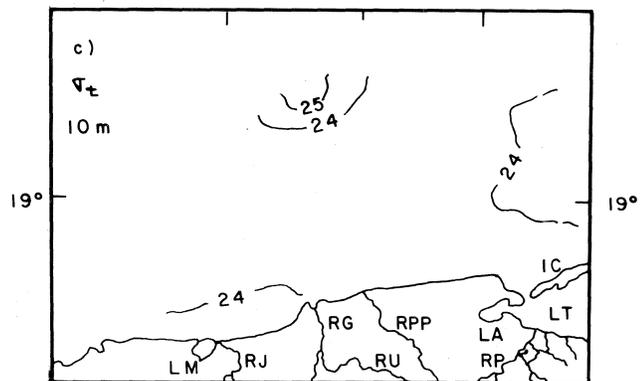
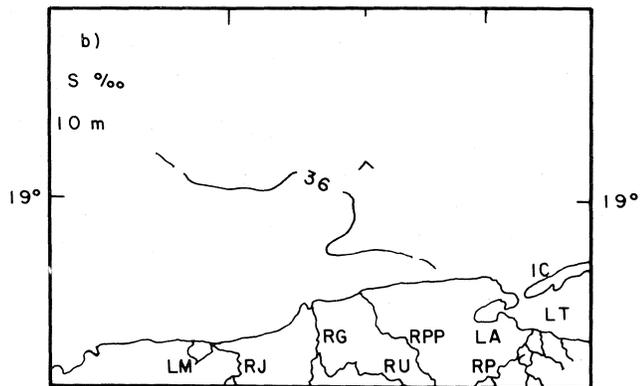
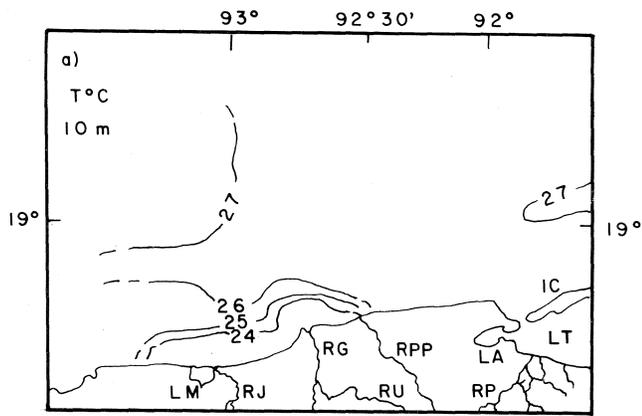


Fig.4. Distribución horizontal de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t, a 10 m de profundidad.

de profundidad. Las distribuciones correspondientes a los transectos I a IV se muestran en las Figuras 7 a 10.

En la Figura 3 se presentan las distribuciones superficiales de temperatura, salinidad y σ_t en las cuales se observan valores que van de 25° a 27°C, de 33 a 36‰ y de 21 a 24 respectivamente, con valores mínimos próximos a la costa. A 10 m de profundidad la temperatura (Figura 4) presenta un rango mayor al de la superficie; pues se tienen valores que van de 24 a 27°C con mínimos próximos a la costa, excepto en la región cercana a Isla del Carmen. Se observa un mayor gradiente térmico cercano a la desem-

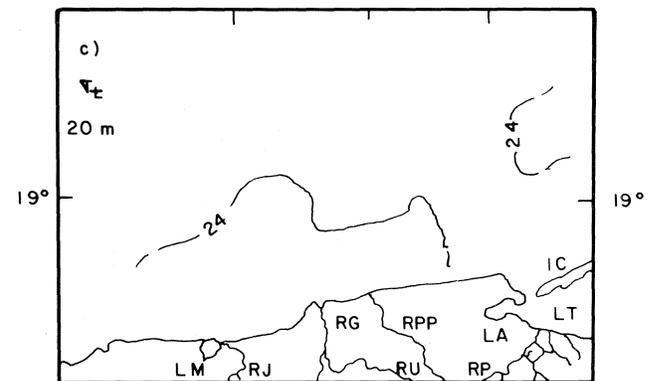
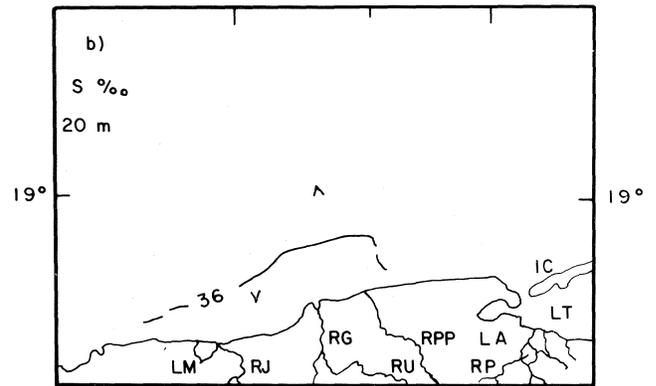
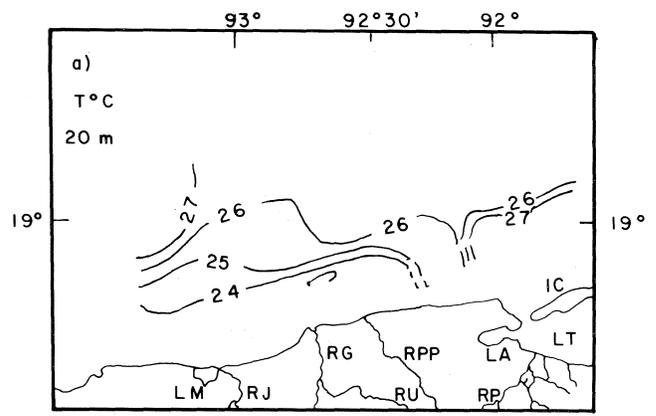


Fig.5. Distribución horizontal de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t, a 20 m de profundidad.

bocadura del sistema Grijalva-Usumacinta. Si bien el rango de temperatura persiste a partir de los 10 m, la distribución tiene patrones diferentes (Figuras 4, 5 y 6); conforme la profundidad aumenta el máximo gradiente se va desplazando hacia mar adentro. La salinidad por su parte se presenta muy uniforme a partir de los 10 m de profundidad, con valores muy próximos a 36‰. A 30 m de profundidad la salinidad no mostró variación alguna. La densidad se muestra con un valor alrededor de 24.

Las Figuras 7 a 10 muestran la distribución de temperatura, salinidad y σ_t a lo largo de los transectos I a IV,

próximos al sistema Grijalva-Usumacinta. En temperatura se observan valores máximos en la superficie y un aumento de la costa hacia mar abierto en la mayoría de los casos.

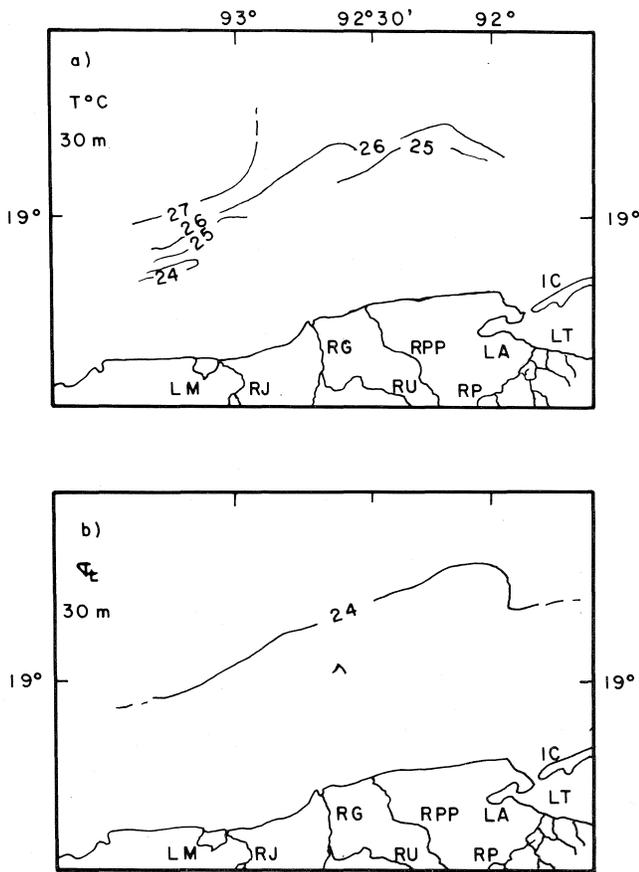


Fig.6. Distribución horizontal de: a) Temperatura y b) Sigma-t, a 30 m de profundidad.

La salinidad presenta en forma más evidente los efectos de la descarga de los ríos tomando valores menores en la zona próxima a la costa en superficie; este efecto se presenta con mayor claridad en el transecto II, el cual coincide con la desembocadura del sistema Grijalva-Usumacinta.

La Figura 11 muestra el campo de corrientes calculado a 0, 10 y 20 m de profundidad. En superficie se observa una circulación de tipo ciclónica con un giro localizado entre los 18.5° y 19.5° de latitud norte y los 92° y 93° de longitud oeste, la magnitud máxima de la velocidad calculada en este nivel es de 0.5 ms^{-1} . A 10 m de profundidad las velocidades mantienen su distribución ciclónica encontrándose los valores máximos en la parte norte y siendo éstos de 0.4 ms^{-1} . A 20 m de profundidad se observa que se conserva el sentido ciclónico de la circulación; no obstante, se presenta una gran disminución en la rapidez especialmente cerca de la costa.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

La tendencia general de la distribución de los parámetros hidrográficos promediados temporalmente presenta los efectos de la descarga del sistema fluvial Grijalva-Usumacin-

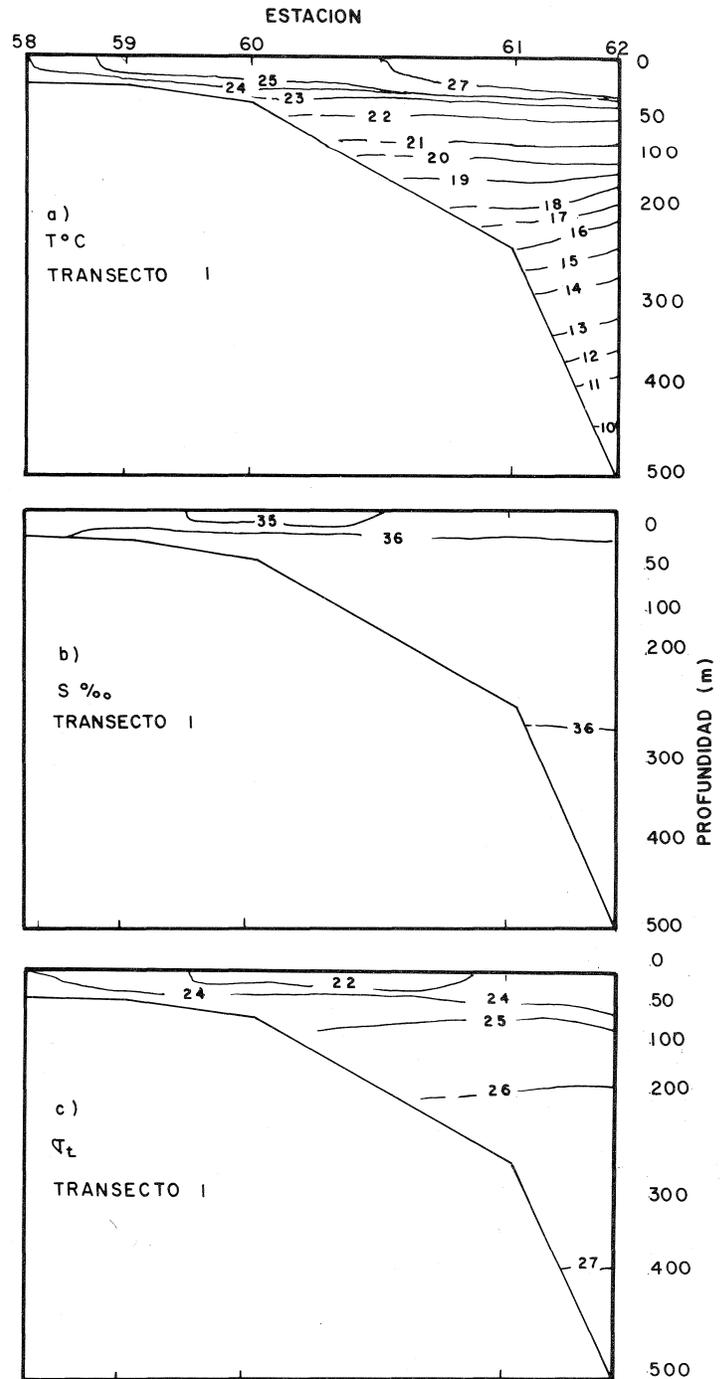


Fig.7. Distribución de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t en el transecto I.

ta. No obstante el filtrado efectuado mediante el promediado, se observa la presencia de frentes. Esta influencia de los ríos determina la distribución de los parámetros físicos y seguramente químicos, biológicos y geológicos de la región. Por otra parte, refiriéndose a los resultados del modelo, se observa que la circulación resultante confirma la existencia de un giro ciclónico en la zona de estudio

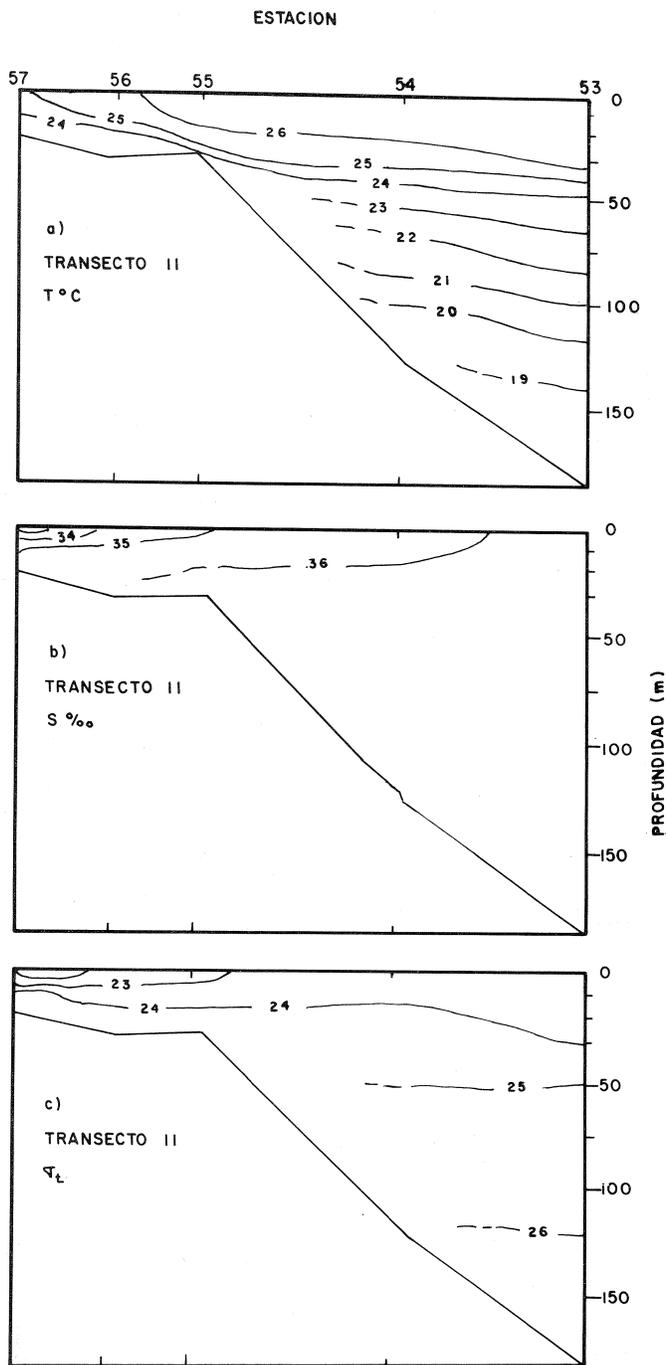


Fig.8. Distribución de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t en el transecto II.

concordando con los resultados de los autores antes mencionados.

La presencia de fuertes gradientes observados en los resultados, aún cuando se promedió la información, nos inclina a pensar que el frente es de naturaleza cuasi-permanente; sin embargo, se requiere de más estudios para su corroboración.

No obstante que los resultados obtenidos con el modelo inverso no representan en detalle las características de la cir-

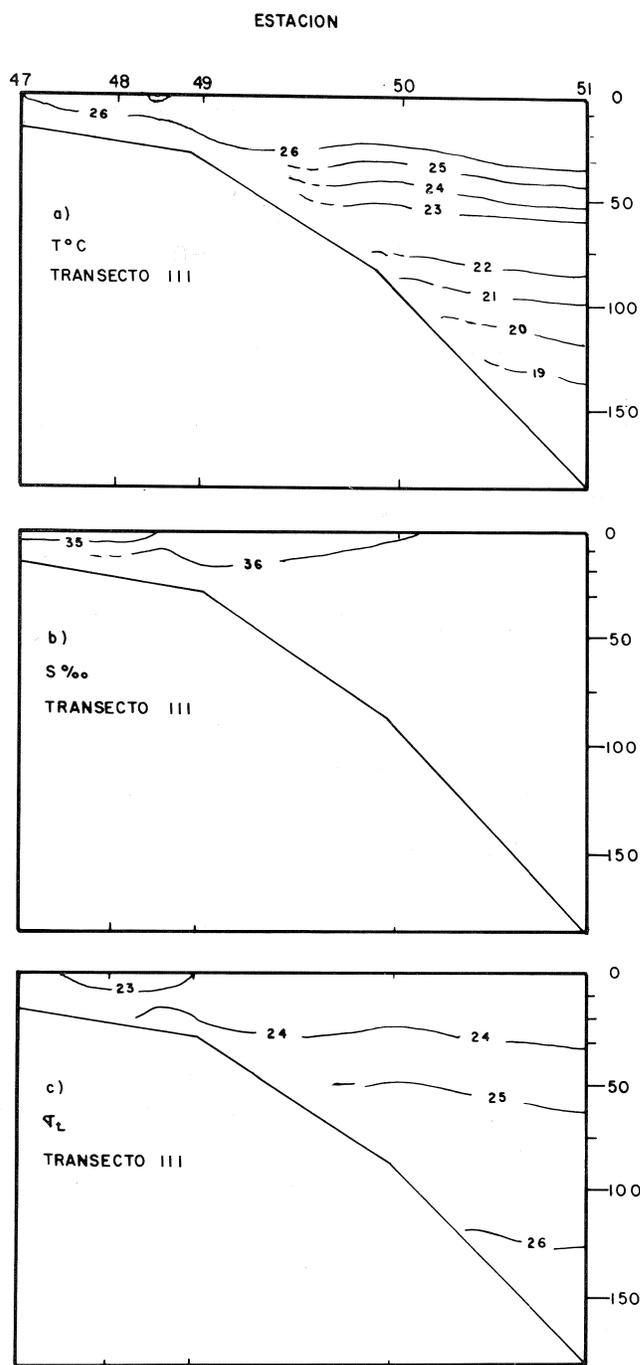


Fig. 9. Distribución de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t en el transecto III.

culación oceánica, se refuerza la idea, ya expuesta por otros autores, de la existencia de una circulación de naturaleza ciclónica en el sur de la Bahía de Campeche.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado por el Proyecto OGMEX, contrato No. PCCNCNA 031676 del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), México.

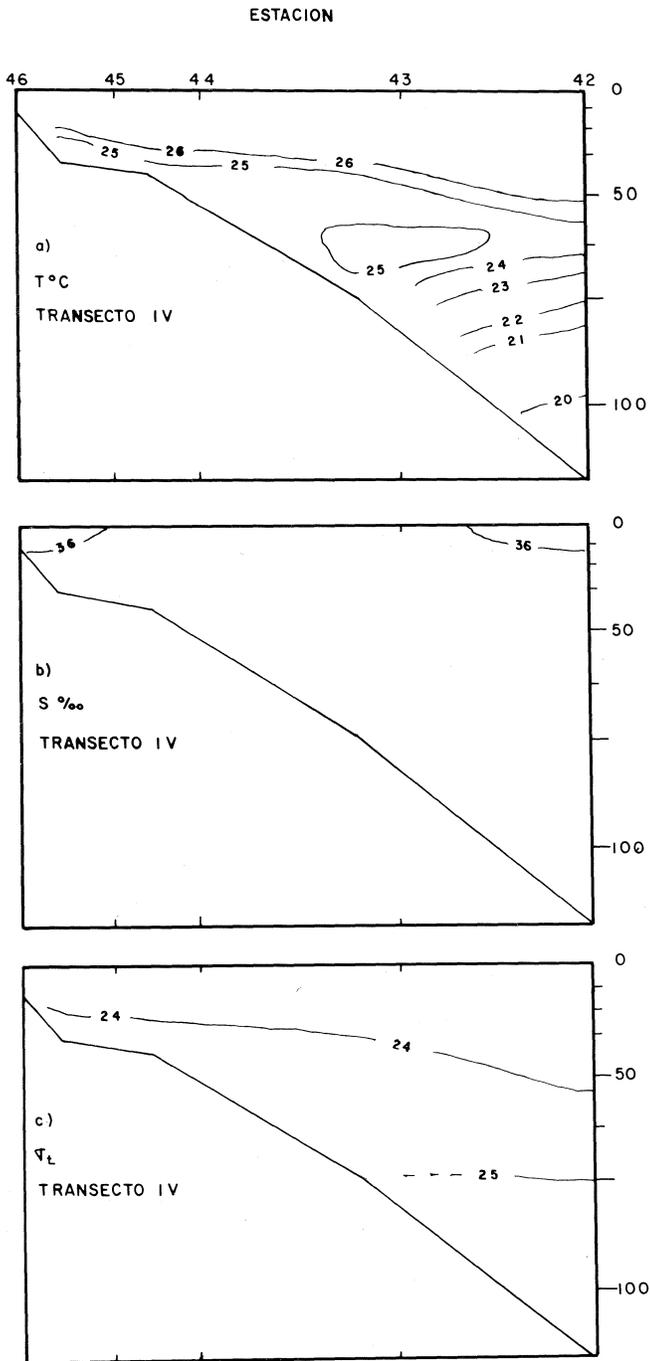


Fig.10. Distribución de: a) Temperatura, b) Salinidad y c) Sigma-t en el transecto IV.

BIBLIOGRAFIA

COCHRANE, J.D., 1969. Currents and waters of the Eastern Gulf of Mexico and Western Caribbean of the Western Tropical Atlantic Ocean. Rept.69-9T, Dept. of Oceanography, Texas A & M University.

COLUNGA, E., 1990. Determinación de la circulación en la Bahía de Campeche mediante un modelo inverso. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. 160 pp.

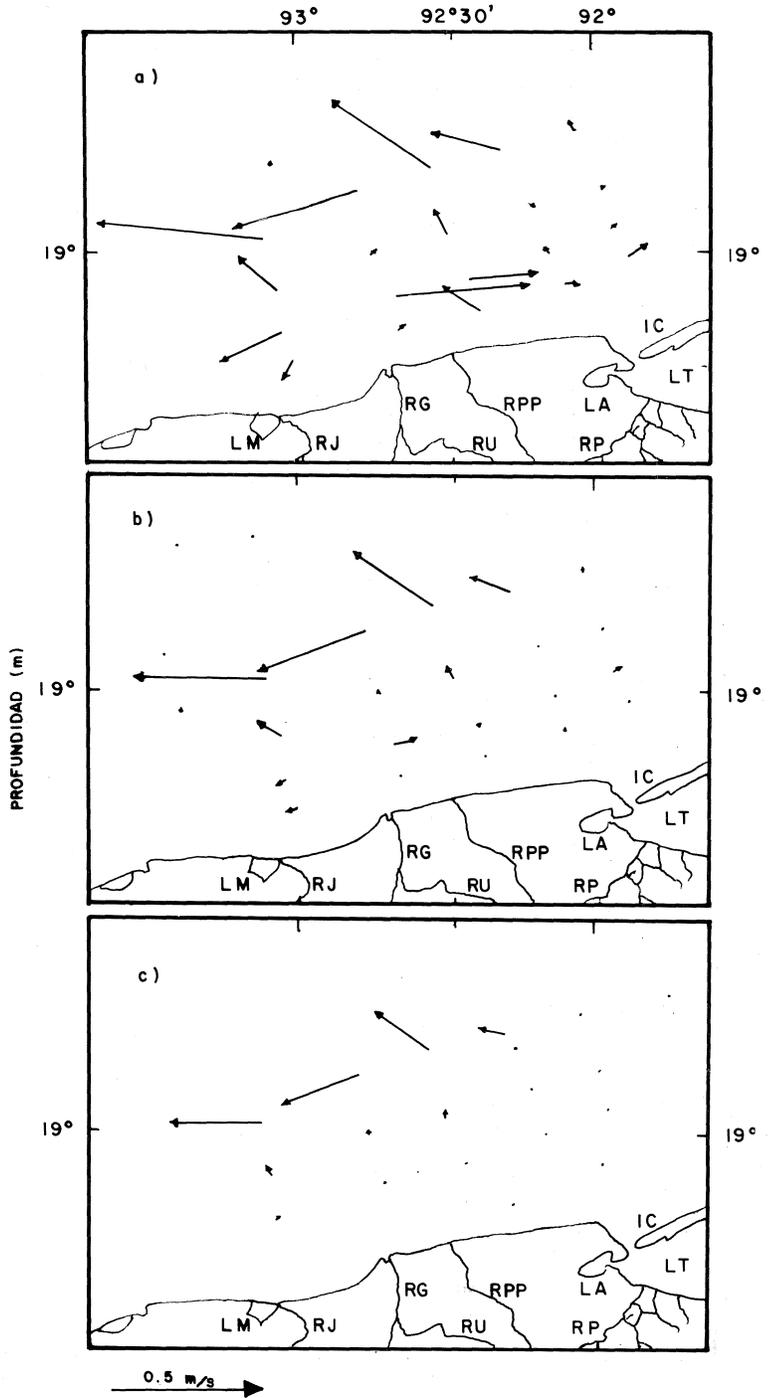


Fig.11. Campo de velocidades a 0, 10 y 20 m de profundidad.

CZITROM, S. P. R., F.G. RUIZ-RENTERIA, M.A. ALATORRE-MENDIETA y A.R. PADILLA-PILOTZE, 1986. Preliminar study of a front in the Bay of Campeche, Mexico. In: Marine Interfaces Ecohydrodynamics, J.C.J. Nihoul Ed. Elsevier Oceanogr. Series, 301-312.

MERRELL, W.J. Jr. y J.M. MORRISON, 1981. On the circulation of the Gulf of Mexico with observations from April 1978. *J. Geophys. Res.* 86,5, 4181-4185.

- NIHOUL, J. C. J., y F.C. RONDAY, 1976. *Projet Mer, Rapport Final, Vol. 3. Programme National de Recherche et de Developpment. Service du Premier Ministre, Programmation de la Politique Scientifique, Bélgica, 270 pp.*
- NOWLIN, W.D., 1972. Winter circulation patterns and property distributions. *In: Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico. L.R.A. Capurro and J.L. Reid Eds., Gulf Publ. Co. Houston, 3-53.*
- PADILLA-PILOTZE, A.R., F.G. RUIZ-RENTERIA y M.A. ALATORRE-MENDIETA, 1985. Datos oceanográficos de la Bahía de Campeche. Campaña CIBAC-2, 7-22 de junio de 1978. Informe CONACYT.
- PADILLA-PILOTZE, A.R., D.A. SALAS-DE-LEON y M.A. MONREAL-GOMEZ, 1990. Evidencia de un giro ciclónico en la Bahía de Campeche. *Ciencias Marinas, 16, 3, 1-14.*
- PEDLOSKY, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag, 624 pp.*
- POND, S. y G. L. PICKARD, 1978. *Introductory Dynamic Oceanography. Pergamon Press, Oxford, 241 pp.*
- RAMMING, H.G. y Z. KOWALIK, 1980. *Numerical modelling of marine hydrodynamics. Applications to dynamics physical processes. Elsevier, 368 pp.*
- SALAS-DE-LEON, D. A. y M. A. MONREAL-GOMEZ, 1986. The role of the Loop Current in the Gulf of Mexico fronts. *In: Marine Interfaces Ecohydrodynamics. J. C. J. Nihoul Ed. Elsevier Oceanogr. Series, 295-300.*
- TZIPERMAN, E. y A. HECHT, 1988. Circulation in the Eastern Levantine basin determined by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr., 506-518.*
- VELASCO-MENDOZA H., 1989. Los giros de meso-escala en la Bahía de Campeche. Tesis de Licenciatura. Universidad Veracruzana, 118 pp.
- VIDAL-LORANDI, V. M. V, F. V. VIDAL-LORANDI y J. M. PEREZ-MOLERO, 1988. Atlas Oceanográfico del Golfo de México: Vol. I; Inst. de Inv. Eléctricas. Grupo de Estudios Oceanográficos. Cuernavaca, Mor., México, 415 pp.
-
- David Alberto Salas de León, María Adela Monreal Gómez y Gerardo Colunga Enríquez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM
Apartado Postal 70-305
04510 México, D.F.

