



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

DETERMINACION DE LA CIRCULACION
EN LA BAHIA DE CAMPECHE
MEDIANTE UN MODELO INVERSO



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA
GERARDO COLUNGA ENRIQUEZ

Ensenada, B.C., Julio de 1990.

RESUMEN

Basados en un modelo inverso lineal en diferencias finitas se hace una evaluación de la circulación residual en una región de la Bahía de Campeche. El sistema de ecuaciones incluye a las ecuaciones de flujo geostrofico, de continuidad, del viento termal y las ecuaciones de advección-difusión bajo condiciones estacionarias para los campos de salinidad y temperatura. En el último caso las ecuaciones fueron parametrizadas utilizando coeficientes constantes de difusión turbulenta, definidos como $K_V = 10 \text{ cm}^2/\text{s}$ y $K_H = 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$. Asimismo, con información basada en cuatro campañas oceanográficas se obtiene una descripción hidrográfica de la región sujeta a estudio. Los resultados hidrográficos muestran la influencia determinante del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta en la distribución de salinidad, temperatura y densidad en las zonas aledañas a su desembocadura, funcionando ésta como una fuente de agua dulce que desemboca al mar, provocando la presencia de frentes hacia el océano de masas de agua de menor salinidad y temperatura. Por su parte, la solución del modelo inverso nos muestra que en la zona de estudio predomina un patrón de circulación de naturaleza evidentemente ciclónica, con magnitudes de velocidad hasta un límite superior de 0.5 m/s, concordando con otras investigaciones que se han realizado al respecto en la Bahía de Campeche.

**.. DETERMINACION DE LA CIRCULACION EN LA
BAHIA DE CAMPECHE MEDIANTE UN MODELO INVERSO ..**

**T E S I S
QUE PRESENTA :
GERARDO COLUNGA ENRIQUEZ**

Aprobada por :



Presidente del Jurado:

Oceanólogo Paciano Rojo Salazar



Sinodal Propietario:

Dr. David Alberto Salas de Leon



Sinodal Propietario:

M.C. Rene Pinet Plasencia



Sinodal Suplente:

M.C. Carlos Torres Navarrete



Sinodal Suplente:

Dr. Antonio Martinez Meola

DEDICATORIA

Dedico con todo mi cariño este trabajo de tesis profesional a mi madre la hermosa señora Elisa Enríquez de Colunga, a mi padre el Doctor César Octavio Colunga Serafín, y a mis hermanos Micky y César Octavio, por el pequeño e inmenso favor que me han hecho al soportarme durante tantos años, y a mis padres además por apoyarme solidariá y económicamente para que esta tesis pudiera ser coronada por el éxito.

A ellos con todo mi amor dedico esta tesis, y al Doctor Héctor Hernán Chavarría Caro, sin cuyo sabio consejo hubiese naufragado irremediabilmente en los Océanos de las Tinieblas.

AGRADECIMIENTOS

El escribir un agradecimiento implica no solamente dejar ideas, sino también sentimientos, y dejarlos para siempre, eternizados por la memoria escrita de los hombres.

Y es precisamente de esta manera que deseo agradecer al Doctor David Alberto Salas de León todo el apoyo y supervisión incondicional para hacer posible la realización de esta tesis profesional, y que resultara de la mejor calidad posible.

Al Doctor Salas le agradezco no solamente toda su enorme ayuda al aportar sus conocimientos y extensa experiencia profesional, sin las cuales este trabajo hubiese sido imposible realizarlo, sino también por honrarme con su amistad.

Asimismo deseo expresar un deseo de agradecimiento al personal del Laboratorio de Oceanografía Física del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, por haberme permitido hacer uso de sus instalaciones y equipo de cómputo.

INDICE

	pagina
I. INTRODUCCION	
I.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
I.2. ANTECEDENTES	2
I.3. OBJETIVOS	8
II. MATERIALES Y METODOS	
II.1. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO	9
II.2. METODOLOGIA	15
II.2.1. RELACION DE CONCEPTOS TEORICOS: EL EFECTO GEOSTROFICO	22
II.2.2. CALCULO DE LAS VELOCIDADES DEL FLUJO RELATIVO MEDIANTE EL METODO DE APROXIMACION GEOSTROFICA CLASICA	38
II.2.3. EVALUACION DEL CAMPO DE VELOCIDADES MEDIANTE UN MODELO INVERSO	56
III. RESULTADOS	
III.1. HIDROGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO	64
III.2. EVALUACION DE LAS VELOCIDADES MEDIANTE EL MODELO INVERSO	119
IV. DISCUSION	148
V. CONCLUSIONES	151
VI. SUGERENCIAS	153
VII. LITERATURA CITADA	154

LISTA DE FIGURAS

<u>FIGURA</u>	<u>DESCRIPCION</u>	<u>página</u>
1:	Localización geográfica de la Bahía de Campeche y batimetría en metros:	10
2:	Estaciones hidrográficas utilizadas para este estudio y sistema fluvial de la región:	12
3:	Localización geográfica de las estaciones oceanográficas del proyecto OGMEX:	16
4:	Transectos realizados para la obtención de los perfiles batimétricos e información hidrográfica de la región de estudio:	17
5:	Aceleración centrífuga en un planeta animado de un movimiento rotacional:	27
6:	Movimiento de transporte zonal hacia el este en el Hemisferio Norte:	27
7:	Diagrama de fuerzas en un flujo geostrofico:	34
8:	Relación Isobaras-Campo de Velocidades en el Hemisferio Norte:	35

9:	Términos de presión en relación a las superficies isobáricas y de nivel:	44
10:	Balace de la fuerza de presión con la fuerza de Coriolis:	44
11:	Elementos usados para la derivación de la ecuación geostrófica:	49
12a:	Distribución de temperatura en la superficie:	65
12b:	Distribución de salinidad en la superficie:	65
12c:	Distribución de σ_t en la superficie:	66
13a:	Distribución de temperatura a 10 m:	68
13b:	Distribución de salinidad a 10 m:	68
13c:	Distribución de σ_t a 10 m:	69
14a:	Distribución de temperatura a 20 m:	71
14b:	Distribución de salinidad a 20 m:	71
14c:	Distribución de σ_t a 20 m:	72
15a:	Distribución de temperatura a 30 m:	74
15c:	Distribución de σ_t a 30 m:	74
16a:	Distribución de temperatura a 50 m:	76
16c:	Distribución de σ_t a 50 m:	76
17a:	Distribución de temperatura a 75 m:	77
18a:	Distribución de temperatura a 100 m:	78
19a:	Distribución de temperatura a 150 m:	80
20a:	Distribución de temperatura a 200 m:	81

21a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto I:	82
21b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto I:	82
21c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto I:	83
22a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto II:	86
22b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto II:	86
22c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto II:	87
23a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto III:	89
23b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto III:	89
23c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto III:	90
24a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto IV:	92
24b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto IV:	92
24c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto IV:	93

25a:	Distribución de temperatura en el Transecto V:	95
25b:	Distribución de salinidad en el Transecto V:	95
25c:	Distribución de σ_t en el Transecto V:	96
26a:	Distribución de temperatura en el Transecto VI:	99
26b:	Distribución de salinidad en el Transecto VI:	99
26c:	Distribución de σ_t en el Transecto VI:	100
27a:	Distribución de temperatura en el Transecto A:	102
27b:	Distribución de salinidad en el Transecto A:	102
27c:	Distribución de σ_t en el Transecto A:	102
28a:	Distribución de temperatura en el Transecto B:	103
28b:	Distribución de salinidad en el Transecto B:	105
28c:	Distribución de σ_t en el Transecto B:	105

29a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto C:	109
29b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto C:	109
29c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto C:	110
30a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto D:	113
30b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto D:	113
30c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto D:	114
31a:	Distribución de temperatura en el	
	Transecto E:	116
31b:	Distribución de salinidad en el	
	Transecto E:	116
31c:	Distribución de σ_t en el	
	Transecto E:	117
32a:	Perfil vertical de velocidad	
	entre las estaciones 53 y 62 :	120
32b:	Perfil vertical de velocidad	
	entre las estaciones 51 y 53 :	120
32c:	Perfil vertical de velocidad	
	entre las estaciones 42 y 51 :	120

32d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 42 :	120
33a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 33 :	122
33b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 54 y 61 :	122
33c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 50 y 54 :	122
33d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 43 y 50 :	122
34a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 41 y 43 :	125
34b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 34 y 41 :	125
34c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 55 y 60 :	125
34d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 49 y 55 :	125
35a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 44 y 49 :	127
35b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 40 y 44 :	127
35c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 35 y 40 :	127

35d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 56 y 59 :	127
36a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 48 y 56 :	129
36b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 45 y 48 :	129
36c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 39 y 45 :	129
36d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 36 y 39 :	129
37a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 57 y 58 :	131
37b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 47 y 57 :	131
37c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 37 y 38 :	131
37d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 58 y 59 :	131
38a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 59 y 60 :	133
38b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 60 y 61 :	133
38c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 56 y 57 :	133
38d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 54 y 55 :	133

39a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 53 y 54 :	136
39b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 47 y 48 :	136
39c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 48 y 49 :	136
39d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 49 y 50 :	136
40a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 50 y 51 :	138
40b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 44 y 45 :	138
40c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 43 y 44 :	138
40d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 42 y 43 :	138
41a:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 38 y 39 :	140
41b:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 39 y 40 :	140
41c:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 40 y 41 :	140
41d:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 41 :	140
42:	Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 35 y 36 :	142

43:	Campo de velocidades a 0 metros:	144
44:	Campo de velocidades a 10 metros:	145
45:	Campo de velocidades a 20 metros:	147

I.- INTRODUCCION

I. 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

El Golfo de México representa alrededor de un tercio del mar jurisdiccional mexicano. El uso de sus recursos naturales es una de las principales fuentes de riqueza para la economía nacional. El acelerado crecimiento de la zona costera, desde el punto de vista urbano, industrial, agrícola, portuario y en especial la explotación masiva de petróleo, pesca comercial y transportación marítima, son factores determinantes de la interacción del hombre con el ambiente, que requieren ser abordados con un enfoque científico especial, con el fin de lograr el conocimiento básico que permita una planeación adecuada y la correcta toma de decisiones para su uso. El Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, perteneciente a la Universidad Nacional Autónoma de México, lleva a cabo el proyecto "ESTUDIO MULTIDISCIPLINARIO EN LA ZONA ECONOMICA EXCLUSIVA MEXICANA DEL GOLFO DE MÉXICO : CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS, FÍSICAS, QUÍMICAS Y BIOLÓGICAS", cuya clave CONACYT es PCCNCNA-031676. La mayor trascendencia de este proyecto reside en las perspectivas de obtener un conocimiento que

fundamente el aprovechamiento de la Zona Económica exclusiva del país, en el sur del Golfo de México.

Colateralmente a la obtención de la información básica y su sistematización en bancos de datos, se reúnen colecciones científicas de referencia, y se incide en la formación de recursos humanos a diferentes niveles.

Los procesos físicos que se llevan a cabo en estas aguas deben ser estudiados para proporcionar el marco teórico indispensable para que una explotación racional, inteligente y bien planeada pueda realizarse en los recursos de la región.

1. 2. ANTECEDENTES.

Desde el punto de vista científico el Golfo de México es una región muy conocida en las porciones correspondientes al territorio de los Estados Unidos de Norteamérica. Los estudios comenzaron a finales del siglo pasado en los albores de las ciencias oceánicas, y se intensificaron abrumadoramente a partir del año 1950.

El contenido de las publicaciones bibliográficas del Golfo de México - publicadas entre 1950 y 1982, -(Geyer, 1950; Galstoff, 1954; CICAR, 1968/1971 y Braunstein, 1982)- representa aproximadamente 12,500

referencias que reflejan la evolución del interés científico en el área y constatan la atención al carácter potencial y estratégico de esos recursos naturales.

La mayoría de los resultados de las investigaciones realizadas son de carácter descriptivo; no obstante la gran cantidad de información acumulada, ésta no ha sido procesada, teniéndose de esta forma una carencia de seguimientos secuenciales ordenados y congruentes que permitan determinar los patrones de circulación media en diferentes épocas del año.

Monreal-Gómez y Salas-de-León (1985) estudiaron los modos barotrópico y baroclínico en el Golfo de México usando modelos numéricos semi-implícitos no-lineales, obteniendo la presencia de la Corriente del Lazo (the "Loop Current") así como giros anticiclónicos turbulentos con una frecuencia aproximada de un año.

Haciendo uso de los resultados obtenidos en el estudio anterior, Salas-de-León y Monreal-Gómez (1986) estudiaron el papel que juega la Corriente del Lazo en la formación de frentes en el Golfo de México, haciendo también uso en esta empresa de modelos numéricos.

Los métodos inversos para evaluar circulación oceánica han sido utilizados por varios oceanólogos físicos, destacando los estudios realizados por Tziperman y Hecht (1988) para determinar la circulación en la fosa del Este Levantino, y el de Tziperman (1987) para calcular la circulación y los coeficientes de mezcla en la región este del Mar Mediterráneo (fosa del Este Levantino).

Asimismo. Olbers (1985) estudió la inferencia de los patrones de circulación en el Atlántico del norte a partir de datos climatológicos e hidrográficos utilizando técnicas matriciales inversas, y por su parte Wiggins (1972) aplicó la teoría general de modelos inversos en ondas superficiales y oscilaciones libres en la estructura terrestre.

Por otra parte, y refiriéndonos ya a la Bahía de Campeche, se ha observado en esta región una alta productividad biológica (Licea-Durán, 1977). Asimismo se ha podido observar en la zona una gran concentración de organismos en el noreste de la bahía en el mes de septiembre, coincidente con un giro ciclónico bien definido y un gran transporte en el Canal de Yucatán (ibid.).

Algunos giros anticiclónicos son generados en la Bahía de Campeche a partir de la penetración de la Corriente del Lazo a través del Canal de Yucatán (Elliot, 1982; Molinari *et al.*, 1978).

Merrell y Morrison (1981) asumen que el esfuerzo del viento mantiene los ciclones en la zona de la Bahía de Campeche. Los resultados actuales indican que esto puede ser debido a las características geométricas propias del Golfo de México (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1988a).

Se ha demostrado que en la Bahía de Campeche predominan las corrientes ciclónicas, y se han postulado varias hipótesis con respecto a su origen ciclónico: hacia el sur del paralelo $23^{\circ} 30'$ Norte (hacia la Bahía de Campeche) se forma una zona de baja presión, la cual induce corrientes ciclónicas relativamente poco estudiadas comparadas con las de la zona este del Golfo de México (Nowlin, 1972). No obstante, se han obtenido algunos resultados de observaciones que confirman la existencia de dichas corrientes. Merrell y Morrison (1981) atribuyen la circulación ciclónica al rotacional del esfuerzo del viento, tomando en cuenta el bajo geopotencial de la zona, que es casi permanente.

Cochrane (1969) muestra la existencia de una corriente generada por una surgencia en la costa norte de la Península de Yucatán, y propone que el proceso de surgencia, al formar un domo de agua fría sobre el Banco de Campeche, genera la circulación observada. Nowlin (1972), a partir de datos sinópticos de temperatura, salinidad y de cartas de topografía dinámica, pone en evidencia el carácter ciclónico de la circulación en el mes de agosto.

Monreal-Gómez y Salas-de-León (1988b), mediante la simulación numérica de la circulación dentro de la Bahía de Campeche, obtenida al resolver las ecuaciones de movimiento con valores en la frontera, obtuvieron como resultado la presencia de giros ciclónicos en la bahía, los cuales sufren un desplazamiento hacia el oeste. Padilla-Pilotze *et al.* (1985) presentan resultados observacionales de parámetros físicos: salinidad, temperatura y σ_t , obtenidos de datos primarios, tomados en 15 estaciones oceanográficas distribuidas en un área localizada al sur de la Bahía de Campeche, frente a la Laguna de Términos; dichos resultados, correspondientes a transectos y planos horizontales, sugieren la existencia de un giro ciclónico.

Vidal *et al.* (1989) desarrollaron un proyecto de investigación de cuatro años (de enero de 1984 a julio de 1988) sobre la Oceanografía Física del Golfo de México; el

objetivo principal de este proyecto fue el realizar los estudios oceanográficos regionales requeridos por las guías reguladoras de la Comisión Nacional de Seguridad Nuclear y Salvaguardas, misma que rige los criterios sobre la selección de sitios de emplazamiento de centrales nucleares en México. Las estaciones hidrográficas se distribuyeron a lo largo de transectos latitudinales, y el área de estudio incluyó la masa de agua marina comprendida dentro y fuera de la plataforma continental, entre los puertos de Veracruz y Matamoros (aproximadamente entre los 19.5° y 26° de latitud Norte y 94.7° y 97.7° de longitud Oeste). El número total de estaciones hidrográficas realizadas durante el crucero ARGOS 84-1 fue de 76, de las cuales 39 fueron situadas dentro de la Bahía de Campeche.

1. 3. OBJETIVOS.

Mediante el uso de un modelo inverso lineal en diferencias finitas, aplicado a un conjunto de datos hidrográficos, obtenidos con una sonda CTD Neil-Brown, en cuatro campañas oceanográficas en la Bahía de Campeche, se determinará el campo de velocidades geostroficas a diferentes profundidades, mediante una descomposición singular.

De esta forma se contribuirá al conocimiento de la dinámica de la región mediante la determinación de las características fundamentales de la circulación residual haciendo uso de parámetros hidrográficos observados.

II. MATERIALES Y METODOS

II. 1. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO.

La Bahía de Campeche está situada en la región sur-oeste del Golfo de México, entre los $18^{\circ} 6'$ y $21^{\circ} 30'$ de latitud Norte, y los $90^{\circ} 26'$ y $97^{\circ} 20'$ de longitud oeste (figura 1), representando de esta manera la sección más extrema al sur del Golfo. Los patrones de circulación en el Golfo de México son controlados por la topografía submarina, los esfuerzos del viento, por las descargas de aguas dulces en la zona y por los sistemas de corrientes propios del golfo. El Golfo de México está caracterizado por tres sistemas de corrientes bien definidos: la Corriente del Lazo, que se encuentra al este y es formada por la corriente que entra por el Canal de Yucatán y sale por el Estrecho de Florida; la mencionada corriente es la característica dominante del Golfo de México, y su extensión mínima ocurre durante los meses de invierno (US DOC, 1982); asimismo existe un giro anticiclónico que se desprende periódicamente de la Corriente del Lazo, desplazándose hacia el oeste, y un conjunto de giros ciclónicos menores situados en las regiones norte y sur

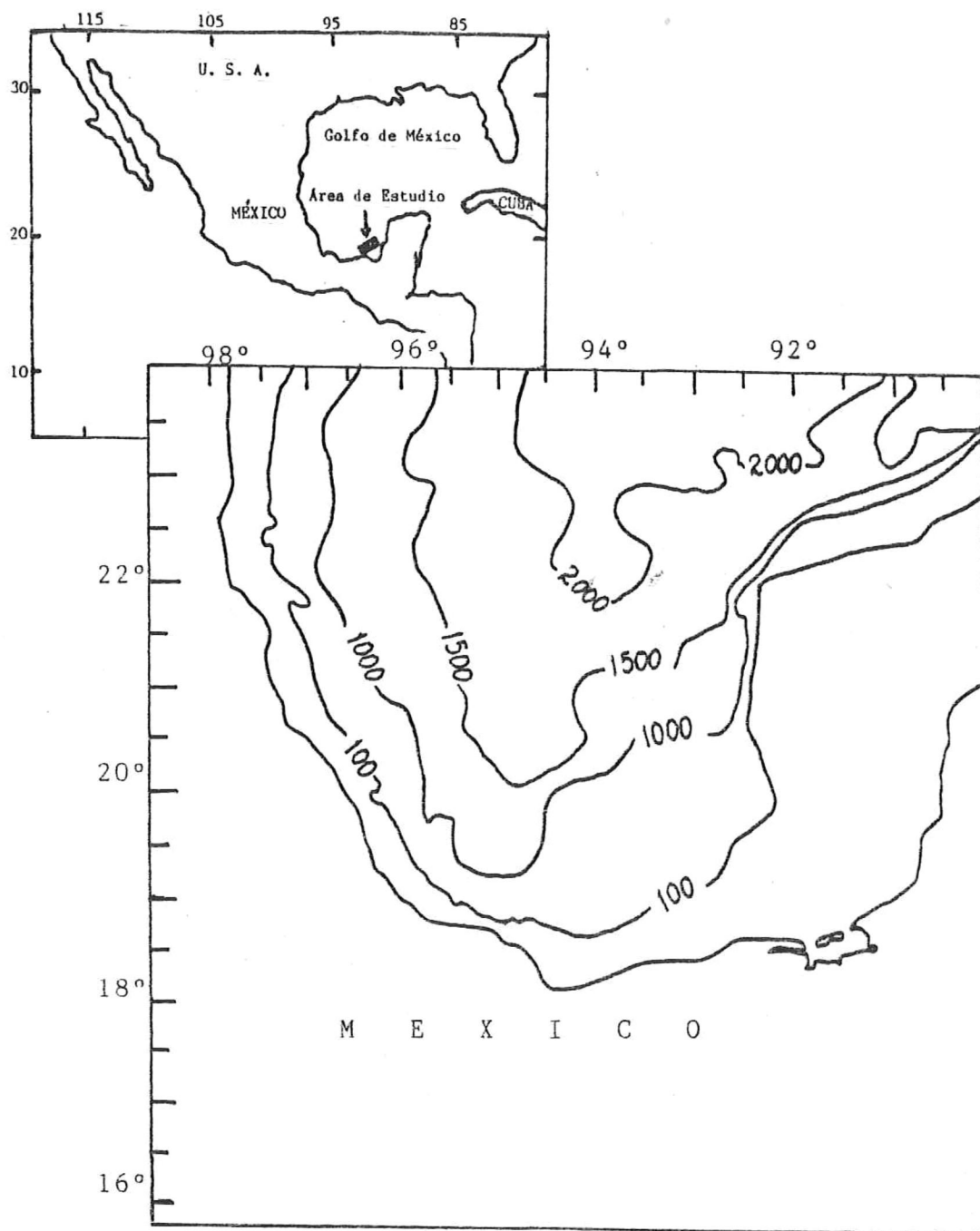


Figura 1. Localización geográfica de la Bahía de Campeche
y batimetría en metros.

del Golfo (Salas-de-León y Monreal-Gómez, 1986).

Las profundidades en la Bahía de Campeche van desde regiones bastante someras en la parte este, hasta profundidades mayores a los 2000 metros en la zona norte (ver batimetría en la figura 1).

La existencia de un frente halino y su estratificación asociada no son en apariencia características permanentes en las aguas someras de la Bahía de Campeche, pero parece ser que la existencia de dicho frente es consecuencia de las descargas en la bahía del sistema fluvial de la zona, siendo los ríos más importantes el Grijalva, el Usumacinta y los ríos Palizada y San Pedro y San Pablo (ver sistema fluvial en la figura 2). Se tiene conocimiento de que la descarga fluvial más importante para la dinámica de la región la representa el sistema de los ríos Grijalva y Usumacinta, con una descarga evaluada en $2332 \text{ m}^3/\text{s}$ (Gulf of México NOAA Data Atlas, 1985).

Sin embargo la relación entre la descarga de estos ríos y la evolución de los mecanismos de frontogénesis aún no ha sido completamente establecida (Czitrom *et al.*, 1985).

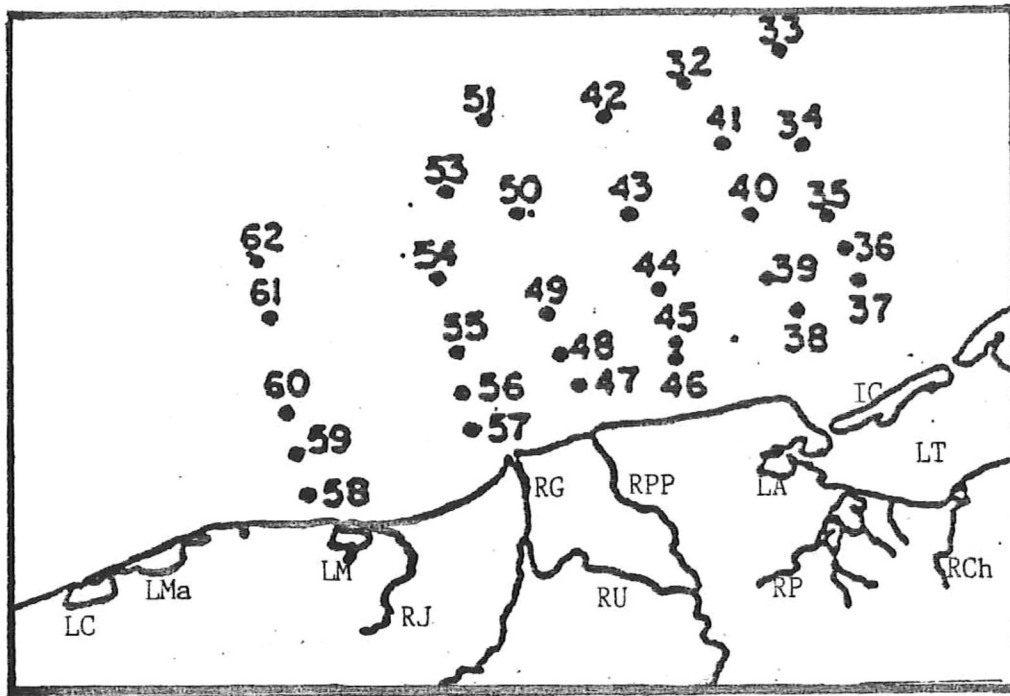


Figura 2. Estaciones hidrográficas utilizadas para este estudio y sistema fluvial de la región.

Clave : LC = Laguna del Carmen;

LMa = Laguna Machona;

LM = Laguna Mecoacán;

RJ = Río Juguactal;

RG = Río Grijalva;

RU = Río Usumacinta;

RPP = Río San Pedro y San Pablo;

LA = Laguna Atasta;

RP = Río Palizada;

RCh = Río Chumpán;

IC = Isla del Carmen;

LT = Laguna de Términos. (Tomado de la Carta de México, 1982).

Siendo la Bahía de Campeche una zona poco profunda, no separada de las profundidades oceánicas del Golfo de México, es muy probable que la evolución de los frentes, y en general toda la estructura termohalina de la zona, sea altamente vulnerable a los procesos físicos que ocurren en la superficie y en las fronteras hacia mar abierto y hacia el continente. Los patrones de circulación previstos muestran fuertes corrientes a lo largo de la costa de la Bahía de Campeche en el mes de septiembre, y débiles en abril (loc.cit.).

La Bahía de Campeche es un área del Golfo de México donde se desempeña una gran actividad económica y humana en general. La industria pesquera y el transporte marítimo de alto y bajo calado representan un importante aporte a los ingresos financieros de la región, y por su parte cantidades substanciales de desechos industriales son descargados en los ríos que desembocan en la bahía.

Entre las pocas industrias que han mostrado interés por el conocimiento de la naturaleza de la bahía se podrían mencionar a la Comisión Federal de Electricidad y a PEMEX. La primera generalmente establece sus centrales generadoras de potencia en la costa y utiliza el agua de mar para enfriar los condensadores. PEMEX tiene un

importante programa de explotación petrolera en la zona del Banco de Campeche; las actividades realizadas en referencia a la exploración de mantos y explotación del valioso hidrocarburo han ganado un papel cada vez más importante en la economía no solamente de la región, sino asimismo de todo nuestro país.

II. 2. METODOLOGIA.

En este trabajo se utilizará un conjunto de datos obtenidos mediante una sonda CTD Neil-Brown, como parte de las actividades del proyecto "ESTUDIO MULTIDISCIPLINARIO EN LA ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA MEXICANA DEL GOLFO DE MÉXICO: CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS, FÍSICAS, QUÍMICAS Y BIOLÓGICAS", clave CONACYT PCCNCNA - 031676 [Proyecto OGMEX, (Oceanografía del Golfo de México)]. Estos datos fueron obtenidos en cuatro campañas oceanográficas en las fechas siguientes:

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 10 a agosto 10 de 1988,

Los sondeos se realizaron hasta una profundidad de 1000 m o hasta el fondo en profundidades menores. La embarcación utilizada fue el B/O JUSTO SIERRA. Las estaciones efectuadas en el proyecto son mostradas en la figura 3, mientras que las estaciones cuyos datos fueron utilizados para este estudio son mostradas en mejor detalle en la figura 2. La figura 4 nos muestra la disposición en que tomamos dichas estaciones para establecer los transectos destinados a obtener la información hidrográfica de la zona. Ésto es, la

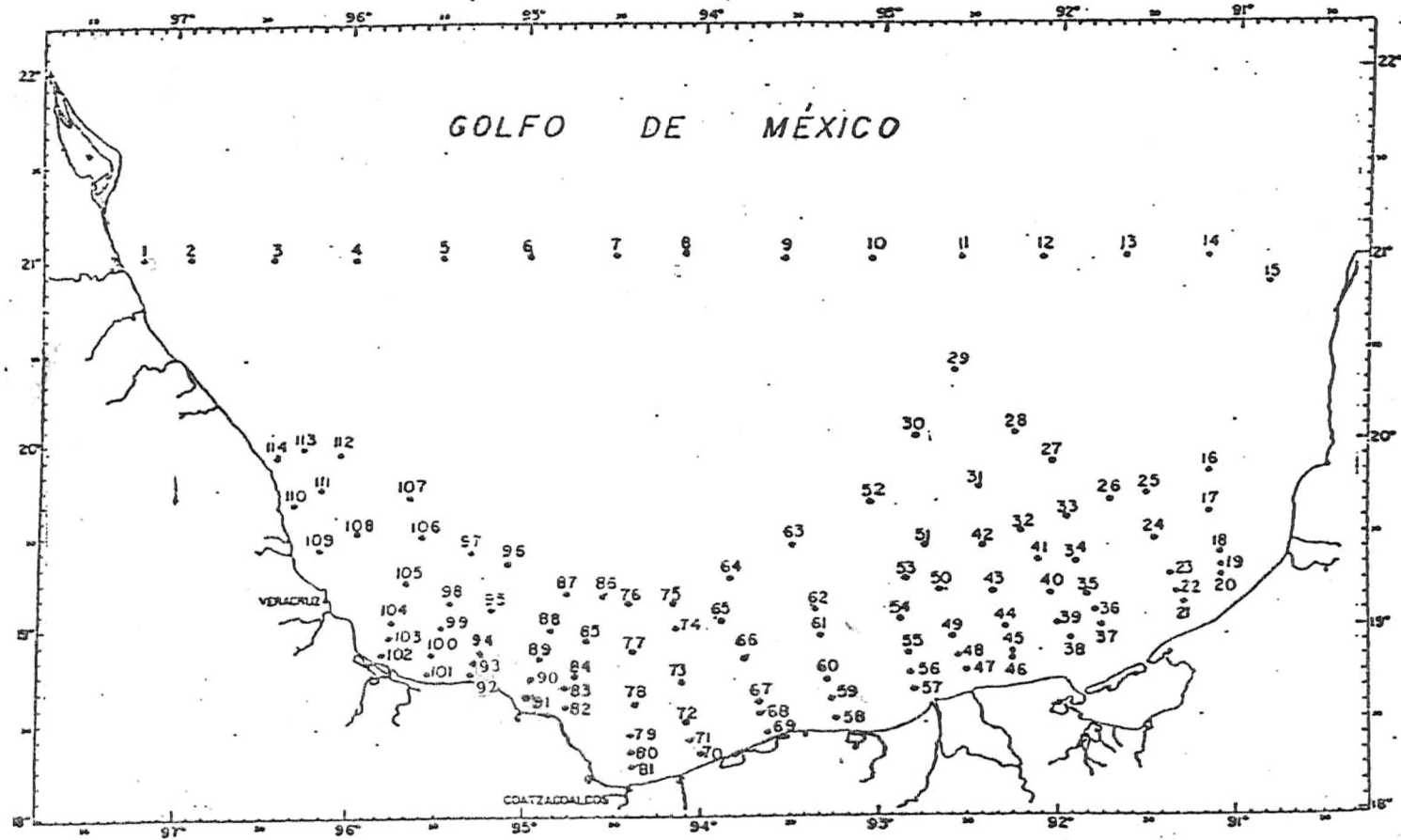


Figura 3. Localización geográfica de las estaciones oceanográficas del proyecto OGMEX.

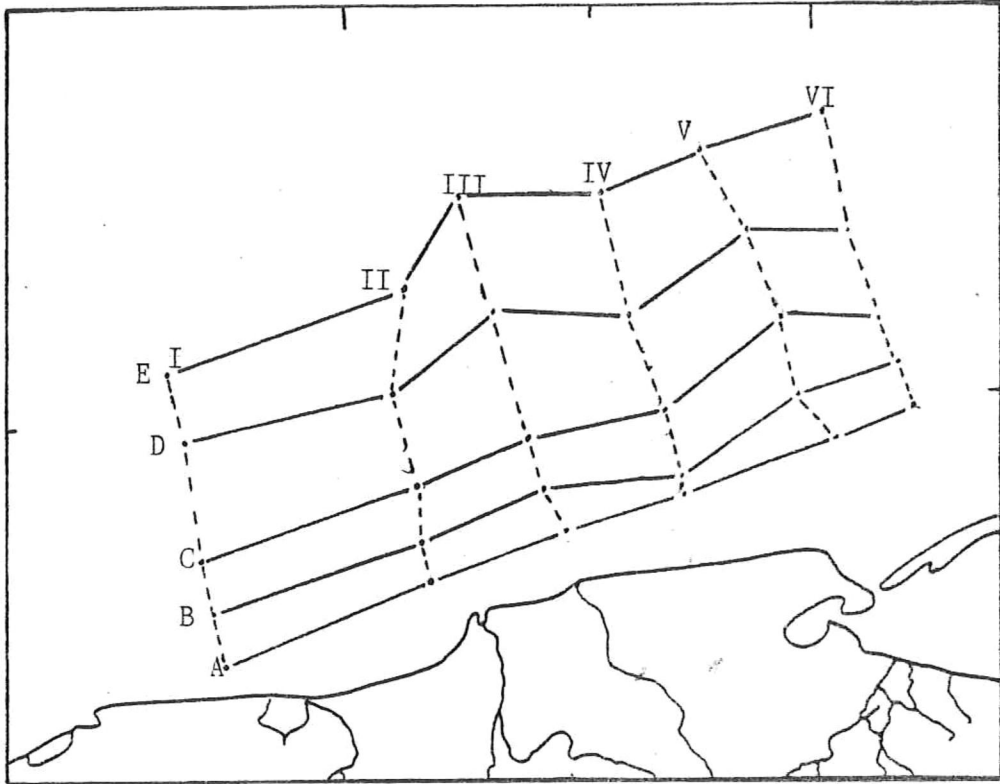


Figura 4. Transectos realizados para la obtención de los perfiles batimétricos e información hidrográfica de la región de estudio.

distribución espacial de los parámetros hidrográficos: temperatura [$T^{\circ}\text{C}$], salinidad [$S^{\circ}/\text{‰}$] y densidad [ρ_t] mediante los perfiles batimétricos. Cabe en este momento mencionar que dicha información se obtuvo a partir de los datos recabados en las campañas oceanográficas mencionadas anteriormente, y las isolíneas correspondientes se trazaron mediante interpolación lineal directa.

El modelo inverso a utilizar se basa en un sistema de ecuaciones lineales de advección-difusión para la temperatura y la salinidad para calcular el campo de velocidades geostroficadas absolutas. En este modelo, las ecuaciones son, por tanto, las ecuaciones geostroficadas, la ecuación de continuidad (de conservación de masa) y las ecuaciones bajo condiciones estacionarias de advección-difusión para los campos de temperatura y salinidad (Tziperman y Hecht, 1988):

$$\text{en } x): \quad f_0 v = \frac{1}{\rho_0} P_x$$

$$\text{en } y): \quad f_0 u = - \frac{1}{\rho_0} P_y$$

$$\text{en } z): \quad P_z = - \rho g$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (1)$$

$$uT_x + vT_y + wT_z = [K_v(z)T_z]_z + K_H(z) \nabla_H^2 T$$

$$uS_x + vS_y + wS_z = [K_v(z)S_z]_z + K_H(z) \nabla_H^2 S$$

En este caso por simplicidad asumiremos que la mezcla de sal y calor es parametrizada mediante coeficientes de mezcla turbulenta constantes. Consideramos que dichos coeficientes $K_v(z)$ y $K_H(z)$ tomados como constantes no integran un grado considerable de error en la evaluación del campo absoluto de velocidades geostróficas, ya que los datos que obtuvimos son de carácter climatológico de cobertura temporal, desapareciendo de esta manera todas las fluctuaciones rápidas en el flujo.

Como la región donde se está trabajando es pequeña se utilizará una aproximación plano-f, esto es, el parámetro de Coriolis será considerado como una constante cuyo valor corresponderá al valor medio de los calculados en los extremos (f_0 en el desarrollo matemático).

Las velocidades geostróficas horizontales serán consideradas no divergentes:

$$(u_x + v_y = 0),$$

y las velocidades verticales serán independientes de la profundidad en órdenes de magnitud bajos:

$$(w_z = 0)$$

y además, en comparación con la magnitud de las componentes horizontales del flujo, serán consideradas despreciables.

Combinando las ecuaciones en (1), bajo las condiciones antes descritas se puede obtener un conjunto de ecuaciones en base a T_x , T_y y T_z , así como las velocidades geostroficadas relativas a cada nivel, en términos de las temperaturas y densidades conocidas, y formular un sistema de ecuaciones similares para la salinidad, obteniendo de esta manera el sistema de ecuaciones lineales para las velocidades, tal que:

$$\begin{aligned} u(x,y,z)T_x(x,y,z) + v(x,y,z)T_y(x,y,z) \\ - K_v T_{zz} - K_H \nabla_H^2 T = \Gamma_T(x,y,z) \end{aligned} \quad (2a),$$

$$\begin{aligned} u(x,y,z)S_x(x,y,z) + v(x,y,z)S_y(x,y,z) \\ - K_v S_{zz} - K_H \nabla_H^2 S = \Gamma_S(x,y,z) \end{aligned} \quad (2b)$$

donde $\Gamma_T(x,y,z)$ representa la advección de temperatura, y $\Gamma_S(x,y,z)$ la advección de sal, evaluadas mediante

cálculos geostroficados en base a las ecuaciones del viento termal:

$$\text{en } x): \quad f_0 v_z = - \frac{\beta}{\rho_0} \rho_x$$

$$\text{en } y): \quad f_0 u_z = \frac{\beta}{\rho_0} \rho_y \quad (3),$$

originalmente derivadas en meteorología para describir cómo diferencias térmicas horizontales provocan variaciones verticales en el flujo geostrofico de los vientos.

Las ecuaciones (2) pueden ser fácilmente resueltas mediante una aproximación en diferencias finitas centradas en una malla descentrada por el método de sobrerelajación (Salas-de-León y Monreal-Gómez, 1988).

II. 2. 1. RELACION DE CONCEPTOS TEORICOS : EL EFECTO GEOSTROFICO.

Uno de los aspectos más relevantes en el campo de la Oceanografía Física ha sido históricamente el estudio orientado hacia el conocimiento de la circulación oceánica en sus diversas escalas. El conocimiento de las corrientes es pues uno de los objetivos esenciales hacia donde se dirigen los mejores esfuerzos de los investigadores. Y es lógico que así sea, dada su enorme importancia, no solamente científica, pues la determinación de la circulación oceánica es el primer paso de importancia definitiva hacia la comprensión del clima global del orbe, de la distribución de propiedades químicas en el océano, movimientos de sedimentos, entre otros problemas, sino por su carácter económico, fundamental en las sociedades industrializadas contemporáneas.

Las corrientes oceánicas son pues de importancia esencialmente relevante, ya que además del efecto provocado en el movimiento de las masas oceánicas por la acción de la dinámica atmosférica (llámase vientos), éstas determinan el transporte y distribución de organismos flotantes y sustancias y partículas en estado de

suspensión. Podemos mencionar algunos ejemplos: nutrientes, huevecillos de peces, larvas de invertebrados marinos y organismos planctónicos (fitoplancton, zooplancton o ictioplancton), así como los perjudiciales desechos industriales contaminantes, y los desastrosos derrames de petróleo, como fue el caso del accidente del pozo Ixtoc-1, precisamente en nuestra zona de estudio, y más recientemente, el accidente del buque-tanque noruego *Mega Borg* en las costas de Galveston, Texas, donde se derramaron al océano cuando menos once millones de litros de petróleo.

En la Mecánica de Fluidos la relación entre fuerzas y aceleraciones es expresada mediante las ecuaciones hidrodinámicas, las cuales en conexión con la ecuación de continuidad y con las condiciones cinemáticas y dinámicas de frontera ajustadas apropiadamente, son usadas para describir y predecir el campo de movimiento de un fluido, su campo de flujo, su patrón de circulación. Si es necesario, otras leyes físicas fundamentales tienen que ser agregadas con el fin de tratar problemas especiales de flujo en la Oceanografía Dinámica - relaciones termodinámicas, u otras variables conectadas con el área de la Oceanografía química, por ejemplo -.

Dependiendo del tipo de fuerzas que actúen sobre un cuerpo de agua, los movimientos y características del flujo involucrado serán diferentes, dependiendo asimismo dicho flujo del estado y condiciones del balance resultante.

La aceleración actuante en un cuerpo situado sobre la superficie del planeta es la resultante de una atracción Newtoniana gravitacional- debida a las masas con que se atraen mutuamente la tierra y la partícula- y una componente de la aceleración centrífuga asociada a la rotación terrestre. En nuestro caso el cuerpo estará representado por el volumen de las masas del fluido oceánico.

Usualmente consideramos conveniente referir el movimiento en la tierra, el océano o la atmósfera a un sistema coordinado fijo en el planeta, animado de un movimiento giratorio sobre su propio eje. Como resultado de esta elección el movimiento tiene a él asociado una aceleración aparente que no aparecería si el sistema coordinado elegido estuviese fijo en el espacio. Para el océano y la atmósfera la aceleración resultante de este movimiento no es de ninguna manera despreciable al compararla con la acción de otras aceleraciones que influyan sobre el fluido, por lo que deberemos introducir la Aceleración de Coriolis en las ecuaciones

hidrodinámicas.

Como sabemos, las ecuaciones hidrodinámicas - también llamadas ecuaciones de conservación del momento lineal - nos muestran el hecho de que diferentes partes de un fluido se mueven en diferentes direcciones y a diferentes tiempos en diferentes lugares, como resultante de las fuerzas particulares que actúan sobre ese fluido en particular en ese momento específico.

La transferencia de la ecuación general de aceleración en un sistema fijo coordinado (sistema coordinado de referencia fijo en el Universo, de acuerdo con la mecánica de Newton)

$$A_c = F/M \quad (4)$$

a un sistema coordinado en rotación relativa al sistema fijo se realiza mediante la expresión vectorial

$$A_{c_r} = (F/M) + 2(\Omega \times V) + \Omega \times (\Omega \times r)$$

en donde:

A_c = vector aceleración referido al sistema fijo;

F = vector fuerza absoluto (fuerza total del sistema dinámico);

M = masa involucrada en el sistema ;

A_{c_r} = aceleración referida al nuevo sistema coordenado en rotación ;

Ω = vector velocidad angular del sistema en rotación relativo al sistema fijo en un sistema dextral (es decir, el de un tornillo con la cuerda progresiva en el sentido de la mano derecha) ;

V = vector velocidad referido al sistema en rotación ;

$r = x_{\hat{i}} + y_{\hat{j}} + z_{\hat{k}}$ = vector de posición en el sistema en rotación.

El término $-\Omega \times (\Omega \times r)$ es la aceleración centrífuga; posee magnitud $\Omega^2 R$, donde R es la distancia normal al eje de rotación del sistema coordenado (figura 5).

El término $-2(\Omega \times V)$ es precisamente la Aceleración de Coriolis, y se debe hacer notar que depende de la velocidad V relativa en el nuevo sistema coordenado; para los oceanólogos físicos : $V = u_{\hat{i}} + v_{\hat{j}} + w_{\hat{k}}$.

La aceleración resultante de la fuerza de Coriolis está dada por el producto vectorial :

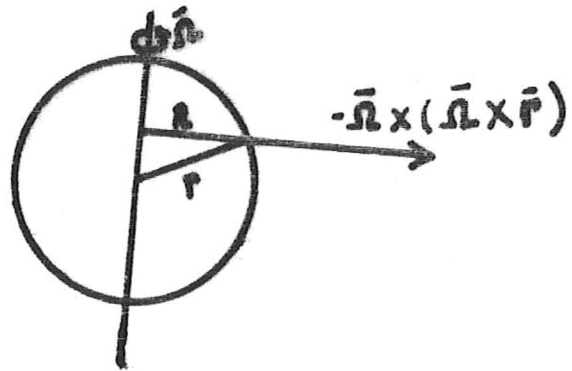


Figura 5: Aceleración centrífuga en un planeta animado de un movimiento rotacional.

(Tomado de McLellan, 1965).

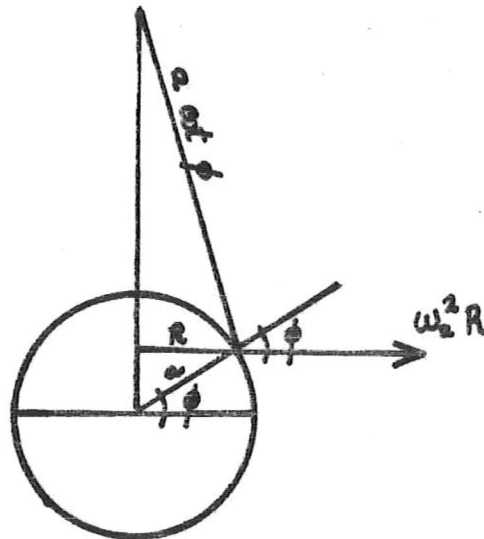


Figura 6: Movimiento de transporte zonal hacia el este en el Hemisferio Norte.

(Ibid.).

$$2 \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ 0 & \Omega_{(y)} & \Omega_{(z)} \\ u & v & w \end{bmatrix}$$

que es igual a :

$$2[(\Omega_{(y)} w - \Omega_{(z)} v)\hat{i} + (\Omega_{(z)} u)\hat{j} - (\Omega_{(y)} u)\hat{k}];$$

en donde:

$$\begin{aligned} \Omega_{(y)} &= \omega \cos \phi, & y \\ \Omega_{(z)} &= \omega \sin \phi. \end{aligned}$$

La magnitud de este vector es $2\Omega V \sin \phi$, donde ϕ es el ángulo entre Ω y V , pero en nuestro planeta podemos referirlo a la latitud geográfica cuando V se restringe a velocidades en la superficie.

Para derivar la aceleración de Coriolis consideramos un movimiento de transporte zonal (i.e. a lo largo de un paralelo de latitud) hacia el este, en el hemisferio norte (figura 6). Una partícula en la superficie se ve sujeta a una aceleración centrífuga $C = \Omega^2 R$ debida a la rotación del planeta. Si una velocidad hacia el este V_e se agrega, ésto es equivalente a agregar un movimiento de rotación

con velocidad angular $\omega = V_e / R$. De esta manera la rotación absoluta relativa al sistema fijo coordenado es :

$$\omega_\alpha = \Omega + \omega \quad (6)$$

y la aceleración centrífuga absoluta será :

$$C_\alpha = \omega_\alpha^2 R \quad (7).$$

La aceleración centrífuga añadida por la velocidad V_e es:

$$\begin{aligned} C_v &= C_\alpha - C \\ &= \omega_\alpha^2 R - \Omega^2 R \\ &= R(\Omega + \omega)^2 - \Omega^2 R \\ &= \omega^2 R + 2\omega\Omega R = R(\omega^2 + 2\omega\Omega) \\ &= V_e^2 / R + 2\Omega V_e \end{aligned} \quad (8).$$

La componente horizontal de esta aceleración (componente en el plano tangencial al punto donde se encuentra la partícula con velocidad V) es

$$C_{HV} = 2\Omega V_e \sin \phi + (V_e^2 \sin \phi) / R \quad (9).$$

Escribiendo :

$$R = a \cos \phi , y$$

$$V_e = u ,$$

obtenemos:

$$C_{HV} = 2\Omega u \sin \phi + u^2 / \alpha \cot \phi , \quad (10)$$

donde $\alpha \cot \phi$ es la distancia a lo largo del plano tangencial con el eje de rotación (figura 6).

$u^2 / \alpha \cot \phi$ es entonces la componente horizontal de la aceleración que deberá ser balanceada para conservar la partícula de fluido en un movimiento a lo largo del paralelo en vez de que se mueva en un gran círculo.

El término:

$$2\Omega u \sin \phi$$

es la componente horizontal de la aceleración de Coriolis, y en esta derivación, con la velocidad u hacia el este, su dirección es hacia el sur, es decir, a la derecha de la velocidad, a la derecha del movimiento. Este efecto se deja sentir de esta forma en el hemisferio norte, y en el hemisferio sur se resuelve el caso contrario, es decir, la dirección de la componente horizontal de la Aceleración de Coriolis será a la izquierda del movimiento.

Nunca se deben perder de vista los siguientes puntos referentes al efecto de la Aceleración de Coriolis en nuestro planeta :

1.- La aceleración existe solamente cuando hay una velocidad relativa a la superficie del planeta;

2.- La magnitud de la componente horizontal está dada por:

$$2\Omega V \sin \phi ,$$

donde Ω es la velocidad angular terrestre:

($7.29 \text{ E-}05 \text{ rad/s}$), V es la velocidad horizontal del fluido y ϕ es la latitud geográfica;

3.- No hay componente horizontal de la Aceleración de Coriolis en el ecuador (pues $\phi = 0$, y $\sin \phi = 0$), mientras que en los polos dicha componente alcanza su valor máximo;

4.- La aceleración de Coriolis actúa perpendicularmente al movimiento de la partícula: a la derecha de éste en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur, en el caso de que el agua menos densa quede situada a la derecha de la dirección de la velocidad;

5.- No se realiza ningún trabajo , puesto que no hay componente de la aceleración en la dirección del movimiento.

En un sistema coordenado de referencia con el eje x positivo apuntando hacia el este, el eje y al norte y el eje z negativo hacia abajo, y suponiendo que :

1. - No existen más aceleraciones actuando sobre el fluido que las del gradiente de presión y las de Coriolis, y además teniendo en cuenta que éstas se encuentran en balance;

2. - Existe un estado estacionario de flujo;

3. - Las corrientes fluyen en líneas rectas, pues la curvatura del patrón de flujo debe involucrar aceleración centrípeta;

4. - Se desprecian aceleraciones friccionales producto de esfuerzos cizallantes, y

5. - Las velocidades de la partícula no se ven aumentadas ni disminuidas a lo largo de la dirección del flujo,

podemos establecer las ecuaciones hidrodinámicas para el flujo geostrófico :

$$\text{en } x): \quad f_0 v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$$\text{en } y): \quad f_0 u = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (11)$$

$$\text{en } z): \quad \frac{\partial P}{\partial z} = - \rho g$$

donde:

$$f_0 = 2 \Omega \sin \phi$$

es el parámetro conocido como parámetro de Coriolis, y que, como se había mencionado anteriormente, en este trabajo consideraremos constante (aproximación a un plano f).

Observemos que la tercera ecuación, la componente vertical del flujo geostrófico, es la ecuación hidrostática.

La fuerza de Coriolis actúa en dirección exactamente opuesta al gradiente horizontal de presión, y además, la corriente debe ser paralela a las isobaras (isolíneas de presión), de manera que en el hemisferio norte la presión mayor se encuentra a la derecha de la corriente, y a la izquierda de ella en el hemisferio sur (figuras 7 y 8), y la magnitud de la velocidad depende de la inclinación de las isobaras: a mayor inclinación de éstas la velocidad en el flujo geostrófico será mayor asimismo, (figura 8).

También, si $\frac{\partial v}{\partial z} < 0$, es decir, si la velocidad disminuye con la profundidad, el sentido de la corriente deberá estar a la izquierda de la densidad mayor en el hemisferio norte, y viceversa en el hemisferio sur.

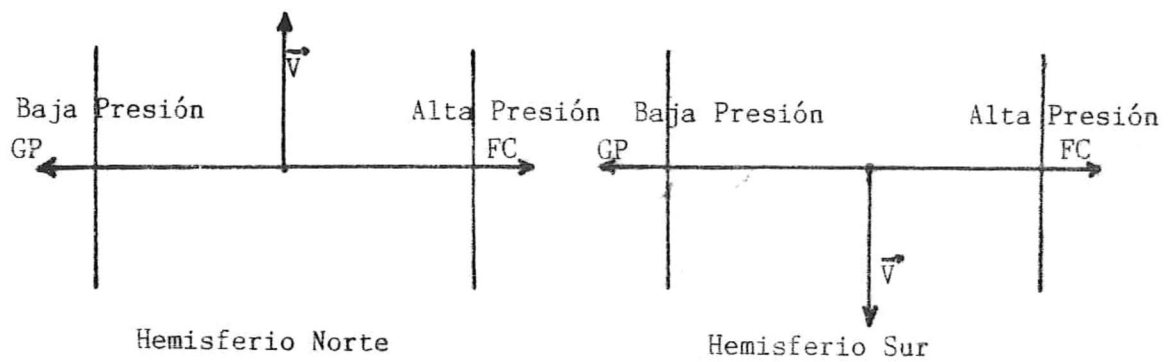


Figura 7. Diagrama de Fuerzas en un Flujo Geostrofico.

El vector velocidad \vec{V} es perpendicular al balance de fuerzas entre el gradiente de presión GP y la fuerza de Coriolis FC, (tomado de Pond y Pickard, 1978).

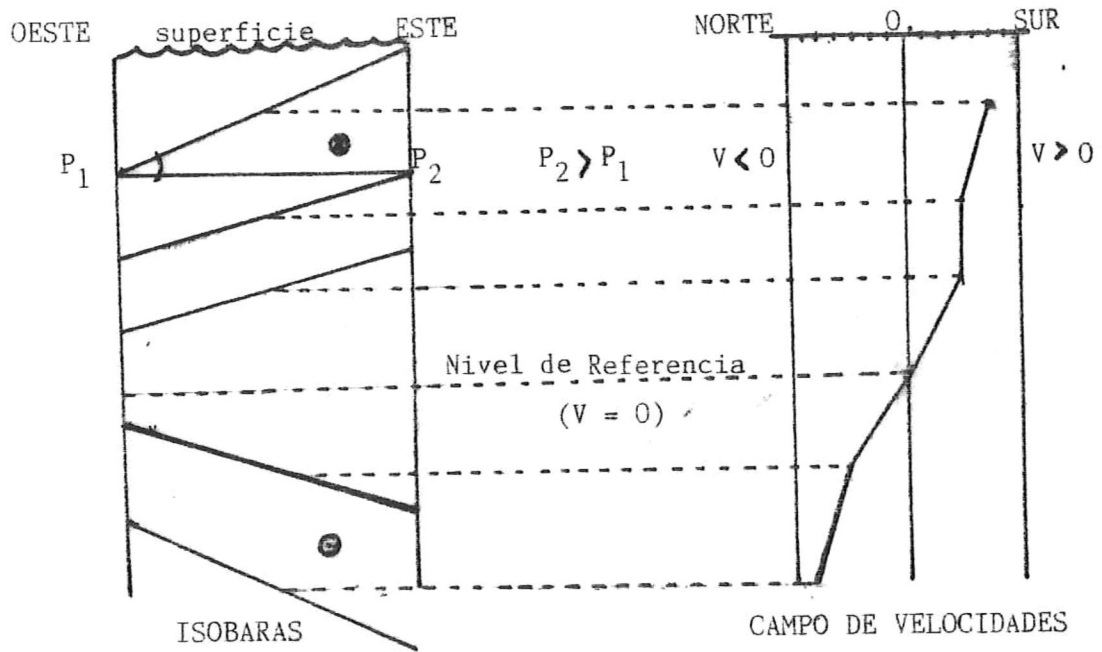


Figura 8. En el Hemisferio Norte el sentido de la corriente es a la derecha de la presión mayor, y la magnitud de la velocidad es función de la inclinación de las isobaras.

A pesar de su enorme utilidad, no hay que pasar por alto los inconvenientes que surgen al utilizar la aproximación geostrófica para evaluar campos de flujo :

1.- Obtenemos tan solamente velocidades relativas (es decir, el flujo baroclínico), y la selección de un nivel de referencia z_0 (donde $V = 0$) siempre nos representa un problema, aunque algunos métodos para elegir este punto han sido descritos por Sverdrup *et al.* (1948) y Defant (1960).

Sin embargo es preciso subrayar en este punto que las evidencias observacionales sugieren que cuando la aproximación geostrófica se aplica correctamente los flujos obtenidos como consecuencia son razonablemente aceptables;

2.- Se debe determinar un nivel de referencia z_0 , donde la velocidad de la corriente sea nula, o muy próxima a cero, y esto, como mencionamos antes, se realiza por el investigador de manera posiblemente arbitraria;

3.- Cerca de las costas, en aguas someras o cerca del ecuador, la determinación puede estar viciada por un grado elevado de error; cerca del ecuador se puede utilizar la aproximación geostrófica hasta aproximadamente 50 km de éste, o más o menos medio grado de latitud;

4.- Las determinaciones del flujo se hacen en base a promedios, y

5.- No se toman en cuenta los efectos producidos por esfuerzos friccionales normales o cizallantes (tangenciales).

Además, las ecuaciones geostróficas nos indican que la fuerza del gradiente de presión encuentra un balance dinámico con la fuerza de Coriolis, mas no nos dicen qué sucede primeramente, si el movimiento o el gradiente de presión; es decir, no establece ningun principio de causalidad.

II. 2. 2. CALCULO DE LAS VELOCIDADES DEL FLUJO RELATIVO MEDIANTE EL METODO DE APROXIMACION GEOSTROFICA CLASICA.

La razón por la que el oceanógrafo se interesa tanto por el método geostrofico para determinar corrientes, es porque realizar mediciones directas de los flujos oceánicos en cantidad suficiente para ser utilizables con confianza es técnicamente complicado y muy costoso.

Mediciones con correntímetros dan solamente información en un punto, aparte de que se agregan errores al no permanecer exactamente estacionario el barco o boya sobre los que se fija el instrumento, y en aguas profundas el anclaje es más difícil, siendo el error por movimiento del instrumento de medición frecuentemente muchas veces mayor que el movimiento real del agua.

Arreglos preconcebidos de series de correntímetros podrán dar patrones tridimensionales de las corrientes oceánicas. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, no es posible obtener observaciones en el número deseado para cubrir el inmenso volumen oceánico, a causa del costo y dificultades técnicas del proyecto.

Por su parte el método geostrofico para calcular corrientes requiere información del campo de masa del océano, i.e., de su distribución de densidad. Es mucho más

fácil y económico obtener esa información que medir las corrientes directamente. Este método, no obstante, no es perfecto, ya que adolece de varias desventajas, como se mencionó en la parte teórica del efecto Geostrofico. Quizá la mayor de todas las desventajas es que se determinan tan solamente flujos de naturaleza relativa, pero si se usa inteligentemente, auxiliándose al mismo tiempo de otras informaciones -meteorológicas, por ejemplo-, puede ser de magnífica utilidad.

De hecho, la mayor parte de nuestro conocimiento acerca de la circulación oceánica sub-superficial ha sido obtenido por este medio. Y a su vez, el método geostrofico también es utilizable con suficiente grado de confianza en corrientes de gran magnitud, en las que es muy difícil anclar correntímetros adecuadamente (como es el caso de la Corriente del Golfo).

Para preparar la discusión del método geostrofico para calcular corrientes deberemos primeramente introducir el concepto de geopotencial.

La cantidad:

$$dW = m g dz \quad (13a)$$

representa el valor del trabajo realizado -igual a la energía potencial ganada- al elevar una masa m a través de una distancia vertical dz en contra de la fuerza g de gravedad, ignorando la fricción. Definimos entonces una

cantidad Φ que llamaremos geopotencial -o potencial gravitatorio terrestre-, de manera tal que el cambio de geopotencial $d\Phi$ sobre la distancia vertical dz estará dado por :

$$m d\Phi = dW = m g dz$$

(medido en Joules), (13b),

o bien:

$$d\Phi = g dz \quad (13c)$$

(en Joules/kg = m^2/s^2 , que es el cambio en energía potencial por unidad de masa).

Utilizando la relación hidrostática, ésta nos dice que:

$$dP = -\rho g dz , \quad (14a)$$

entonces :

$$\frac{dP}{\rho} = -g dz, \quad (14b)$$

y como:

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \quad (14c)$$

es el volumen específico, por lo tanto:

$$d\Phi = -\alpha dP \quad (14d).$$

Integrando de z_1 a z_2 tenemos

$$\int_{z_1}^{z_2} d\Phi = \int_{z_1}^{z_2} g dz = - \int_{z_1}^{z_2} \alpha dP \quad (15).$$

Escribiendo el volumen específico como

$$\alpha_{S,T,P} = \alpha_{35,0,P} + \delta \quad (16)$$

donde $\alpha_{S,T,P}$ es el volumen específico *in situ*, $\alpha_{35,0,P}$ es el volumen específico de un océano estándar con salinidad igual a 35 ‰, temperatura = 0°C a diferentes presiones -campo invariante-, y δ la anomalía del volumen específico -campo variable del volumen específico-, podemos escribir :

$$\begin{aligned} (\Phi_2 - \Phi_1) &= g(z_2 - z_1) \\ &= - \int_{z_1}^{z_2} \alpha_{35,0,P} dP - \int_{z_1}^{z_2} \delta dP \\ &= -\Delta\Phi_S - \Delta\Phi \end{aligned} \quad (17).$$

La cantidad $(\Phi_2 - \Phi_1)$ es llamada la distancia geopotencial entre los niveles z_2 y z_1 , donde las presiones correspondientes serían P_2 y P_1 . $\Delta\Phi_S$ es función de la

presión solamente, y es llamada distancia geopotencial estándar; $\Delta\Phi$ es llamada la anomalía geopotencial, siendo función de S, T y P. En magnitud, $\Delta\Phi$ es del orden de una milésima de $\Delta\Phi_s$.

Por conveniencia numérica, los oceanógrafos en el pasado han usado como unidad de geopotencial el metro dinámico, de modo que $1 \text{ m din} = 10 \text{ Joules/kg}$. Para indicar que es ésta la unidad considerada, es usual usar el símbolo D para el geopotencial. La distancia geopotencial $(D_2 - D_1)$ es entonces numéricamente casi igual a $(z_2 - z_1)$, medida en metros, de manera que en relación a la superficie a una profundidad geométrica en el mar de 100 metros, la presión será aproximadamente 100.5 decibares = 1005 kiloPascuales ($1 \text{ db} = 10,000 \text{ Pa} = 10 \text{ kPa}$), y la distancia geopotencial relativa será :

$$(\Phi_2 - \Phi_1) = g(z_2 - z_1) = 9.80 \times 100 = -980 \text{ Joules/kg, y}$$

$$(D_2 - D_1) = -980/10 = -98 \text{ m din.}$$

Es a causa de su uso en el cálculo de la distancia geopotencial que son más comunes tablas de α en función de S, T y P que tablas de densidad.

Ya que conocimos lo referente al geopotencial, procederemos a definir las superficies geopotenciales e isobáricas. Una superficie a la cual la fuerza de gravedad -i.e., la línea de la plomada- es perpendicular en todas partes es llamada superficie geopotencial, o bien superficie gravitacional equipotencial, puesto que el valor del geopotencial es el mismo en toda la superficie. El término superficie de nivel viene a significar lo mismo; es pues, un sinónimo de superficie geopotencial.

Una superficie isobárica, por su parte, es la superficie en la cual el valor de la presión es el mismo en toda el área. En la superficie de un lago en calma, esta misma superficie sería la superficie isobárica $P = 0$, ignorando la presión atmosférica. Las superficies isobáricas para presiones mayores estarían a mayor profundidad en el lago, y serían superficies geopotenciales- o superficies de nivel- siempre y cuando dicho cuerpo de agua permaneciese en estado de reposo.

En condiciones estacionarias las superficies isobáricas deben a su vez ser superficies de nivel. Supongamos por un momento que una superficie isobárica (línea de guiones en la figura 9) tiene cierta inclinación respecto a una superficie de nivel (línea sólida en la

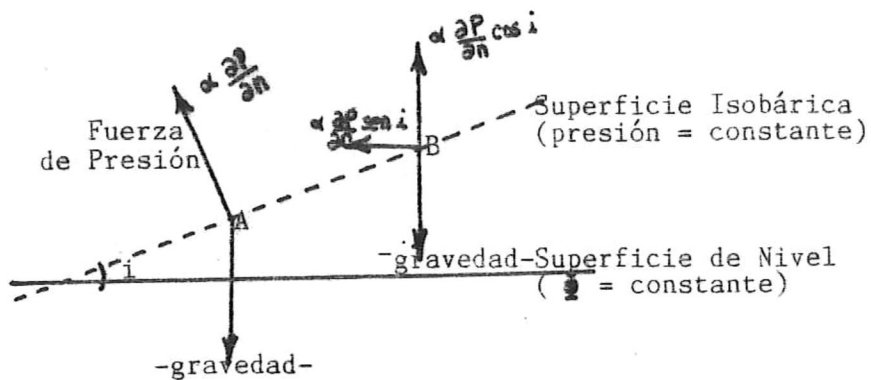


Figura 9. Términos de presión en relación a las superficies isobáricas y de nivel, (tomado de Pond y Pickard, 1978).



Figura 10. Balance de la resultante horizontal hacia la izquierda $g \tan i$ de la fuerza de presión con la fuerza de Coriolis hacia la derecha, por medio de un flujo hacia dentro del papel (ibid.).

misma figura). Definimos $\frac{\partial}{\partial n}$ al gradiente normal -i.e., perpendicular- a la superficie en cuestión y en el plano del papel. La fuerza de presión en una partícula A de agua de masa unitaria es, como muestra la figura 9, $\propto \frac{\partial P}{\partial n}$. Además, la gravedad actúa sobre la partícula, y así la situación es inestable pues las dos fuerzas no se encuentran en estado de equilibrio al no estar exactamente opuestas.

Resultado: existe una fuerza resultante hacia la izquierda. La situación se muestra con más detalle para la partícula de agua B, donde la fuerza de presión ha sido resuelta en dos componentes: una componente vertical que se equilibra con g :

$$\propto \frac{\partial P}{\partial n} \cos i,$$

y una componente horizontal :

$$\propto \frac{\partial P}{\partial n} \sin i,$$

que no está balanceada y que ocasionará una aceleración hacia la izquierda, y por tanto la situación no será estable.

La componente a la izquierda es :

$$\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \sin i = \left[\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \cos i \right] \frac{\sin i}{\cos i} = g \tan i$$

(18).

Para detener la aceleración hacia la izquierda es necesario aplicar a la derecha una fuerza por unidad de masa igual en magnitud a $g \tan i$, y una manera de obtener dicha fuerza sería generar una fuerza de Coriolis por medio de un flujo hacia dentro del papel (estando en el hemisferio norte) con velocidad V_1 de modo tal que

$$g \tan i = 2 \Omega V_1 \sin \phi \quad (19)$$

(figura 10).

En Oceanografía Física la fuerza de Coriolis muy a menudo es llamada Fuerza Geostrofica -etimológicamente: fuerza impulsada por la tierra en su movimiento giratorio-, y la ecuación 19 :

$$2\Omega V_1 \sin \phi = g \tan i$$

es una versión de la ecuación geostrofica. En un principio esta versión nos permitiría determinar la velocidad V_1 al medir la pendiente i de la superficie isobárica. En la

práctica no podemos determinar P directamente con la exactitud necesaria, y en su lugar la determinamos via la ecuación hidrostática:

$$P = g \int \rho \, dz,$$

después de haber determinado el campo de masa al conocer la distribución de densidad ρ con la profundidad. Y aun con este método no podemos determinar el ángulo i absolutamente; la razón fundamental es que realizamos nuestras mediciones desde un barco en la superficie del océano, y no sabemos, aun sin considerar al oleaje, si dicha superficie es o no de nivel. De hecho, si existen corrientes en las aguas superficiales, la superficie del mar no será de nivel puesto que la ecuación geostrofica se aplica ahí, y el flujo da lugar a una fuerza de Coriolis que requiere que la superficie del agua esté inclinada para que la componente horizontal del gradiente de presión pueda actuar para balancear la fuerza de Coriolis. Todo lo que podemos hacer es determinar la diferencia entre i_1 en el nivel z_1 e i_2 en el nivel z_2 . Esta diferencia nos dará la velocidad en el nivel z_1 relativa al nivel z_2 .

Para determinar las velocidades relativas por el método geostrofico necesitamos información entre dos estaciones hidrográficas, que llamaremos estación A

y estación B (Est. A y Est. B en la figura 11, respectivamente).

Así, la distribución de densidad o volumen específico se conocerá a lo largo de las verticales $A-A_1-A_2$ y $B-B_1-B_2$. La línea AB representa la superficie libre, que se asume no es una superficie de nivel ($\Phi = \text{constante}$), pero cuya pendiente no conocemos desafortunadamente, y en el estado actual de la tecnología instrumental oceanográfica no es posible determinar en mar abierto. Φ_1 y Φ_2 representan dos superficies de nivel que cruzan los puntos A_1 y A_2 de la estación A, y los puntos C_1 y C_2 de la estación B. Las pendientes de estas dos superficies son i_1 e i_2 , relativas a las superficies de nivel.

Si las componentes de velocidad relativas a la tierra, en el hemisferio norte, son V_1 para la superficie P_1 y V_2 para la superficie P_2 -el flujo es hacia dentro de la hoja-, entonces las ecuaciones geostroficas serán :

$$2\Omega V_1 \text{ sen } \phi = g \tan i_1$$

$$2\Omega V_2 \text{ sen } \phi = g \tan i_2$$

(20).

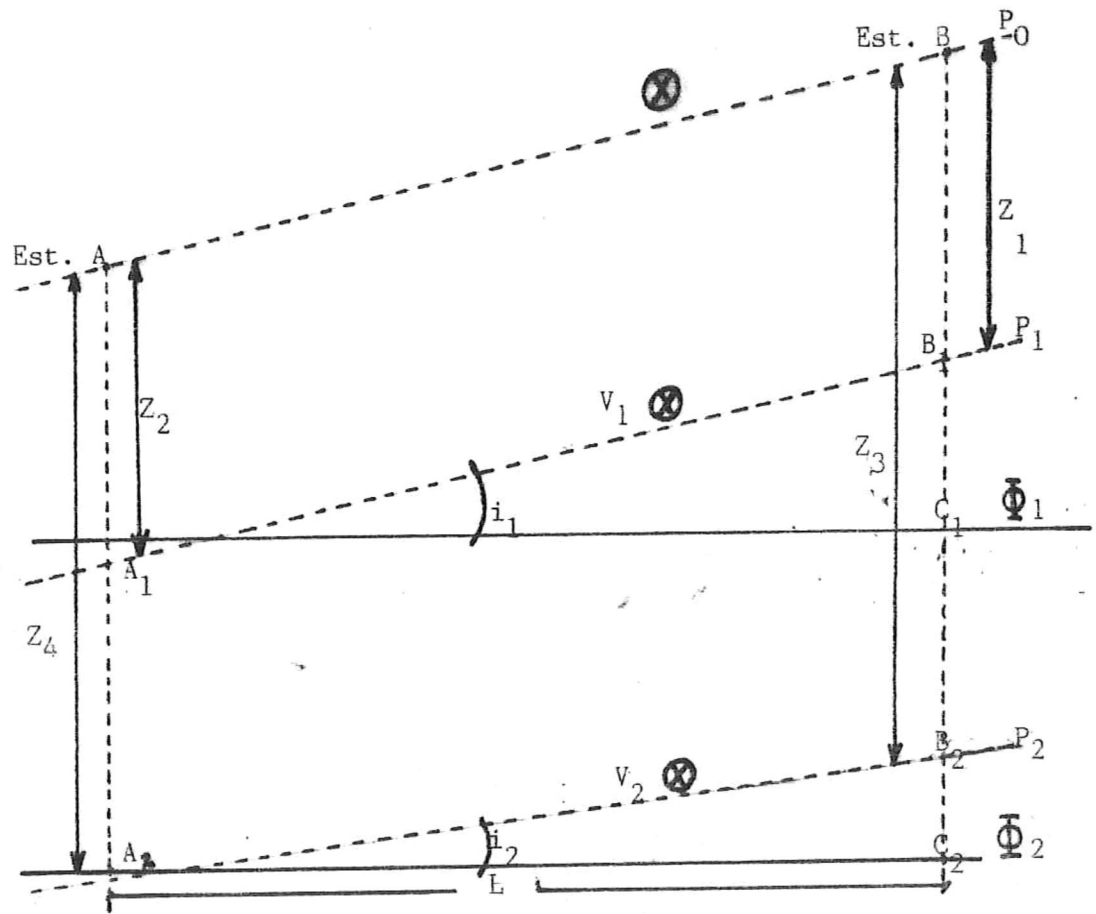


Figura 11. Elementos usados para la derivación de la ecuación geostrófica, (tomado de Pond y Pickard, 1978).

Restando:

$$2\alpha(V_1 - V_2) \sin \phi = g(\tan i_1 - \tan i_2),$$

Por tanto:

$$\begin{aligned} 2\alpha(V_1 - V_2) \sin \phi &= g \frac{B_1 C_1}{A_1 C_1} - g \frac{B_2 C_2}{A_2 C_2} \\ &= g/L * (BB_{12} - CC_{12}) \end{aligned} \quad (21)$$

pues:

$$A_1 C_1 = A_2 C_2 = L, \text{ y}$$

$$B_1 C_1 - B_2 C_2 = BB_{12} - CC_{12},$$

por la construcción geométrica.

Esto es igual a:

$$g/L * (BB_{12} - AA_{12}),$$

pues :

$$CC_{12} = AA_{12}$$

$$= g/L * [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)]l.$$

Ahora, a partir de la ecuación hidrostática:

$$g dz = - \alpha dP$$

obtenemos:

$$\begin{aligned} g \int_{B_1}^{B_2} dz &= g (z_2 - z_1) = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha dP \\ &= - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] \end{aligned} \quad (22)$$

pues:

$$\alpha_{S,T,P} = \alpha_{35,0,P} + \delta ,$$

como se había mencionado anteriormente.

Nótese que los valores numéricos de las zetas son negativos, por tanto $g (z_2 - z_1)$ es numéricamente negativo, como lo es el lado derecho de la última ecuación.

De la misma forma :

$$g (z_4 - z_2) = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \quad (23)$$

Multiplicando ambas ecuaciones por -1 para que los signos de las zetas queden como en

$$g/L [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)],$$

y restándolas, cancelamos los términos de $\alpha_{35,0,P}$, y dividiendo ambos lados entre L conseguimos:

$$\begin{aligned} g/L [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] &= 1/L \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \\ &= 2\Omega (V_1 - V_2) \text{ sen } \phi \end{aligned} \quad (24).$$

Por lo tanto:

$$\begin{aligned} (V_1 - V_2) &= [1/L * 2\Omega \text{ sen } \phi] \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \\ &= \frac{1}{2\Omega L \text{ sen } \phi} [\Delta\phi_B - \Delta\phi_A] \end{aligned} \quad (25)$$

pues, como se había visto antes:

$$\int_2^1 \delta dP = \Delta\phi.$$

Usando L en metros, δ en cc/gr y P en decibares, la velocidad relativa $(V_1 - V_2)$ estará en m/s.

La ecuación (25) es la forma práctica de la ecuación geostrofica. Las mediciones de temperatura y salinidad a las distintas profundidades en cada estación hidrográfica nos proporcionan la información necesaria para calcular el valor de las dos integrales de la anomalía del volumen específico: $[\delta_A]$ y $[\delta_B]$; a partir de los valores de temperatura y salinidad obtenemos σ_t , y en tablas con estos valores se determinan los valores de $\Delta_{S,T}$, $\delta_{S,P}$ y $\delta_{T,P}$, determinando δ como la suma de los tres factores. Obteniendo dichas integrales conocemos $\Delta\Phi_A$ y $\Delta\Phi_B$, mientras que L , la distancia entre las estaciones, se obtiene mediante navegación.

Después de obtener el valor de δ , calculamos el valor medio de δ , $\bar{\delta}$, a cada par sucesivo de profundidades, y usando la relación $\Delta P = 10^{-4} \Delta z$ (con $1\text{m} \sim 1\text{db} \sim 10^4\text{Pa}$) calculamos $\bar{\delta} * \Delta P$.

Tomando como nivel de referencia (que es el nivel donde el movimiento se hace nulo) la profundidad menor entre cada par de estaciones -ciertamente arbitrario-, calculamos en la estación A a $\Delta\Phi_A$ como $\Sigma (\bar{\delta} * \Delta P)_A$, e igualmente $\Delta\Phi_B$ para la estación B. Usando unidades de $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$ para los parámetros relacionados a las anomalías del volumen específico, $\text{m}^3\text{Pa}/\text{kg}$ para $\bar{\delta} * \Delta P$ y para $\Delta\Phi = \Sigma \bar{\delta} * \Delta P$ unidades de m^2/s^2 , la velocidad relativa estará en m/s al usar la relación 25 :

$$(V_1 - V_2) = \frac{1}{2\Omega L \sin \phi} (\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A)$$

Usamos la relación $\Delta P = 10^{-4} \Delta z$ pues en la práctica no es necesario evaluar la presión con la relación hidrostática :

$$P = -g \int \rho dz ;$$

es suficiente con la primera expresión.

La razón es que sencillamente para distancias prácticas entre las estaciones hidrográficas, digamos 100km las estructuras verticales de la densidad son generalmente muy similares, de manera que cuando las dos integrales calculadas usando $P = 10^{-4}z$ son restadas, el error remanente será absolutamente despreciable al compararlo con los errores observacionales.

El resultado del valor para $(V_1 - V_2)$ es la diferencia entre el valor de la corriente en el nivel P_1 y el del nivel P_2 , promediado entre las estaciones A y B. Su dirección es perpendicular a la línea que une las estaciones, y en el hemisferio norte su dirección es a la derecha de la presión mayor (hacia dentro del plano del papel en la figura 11). Un valor negativo de $(\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A)$ en el hemisferio norte significaría un flujo saliendo del papel, ésto es, un flujo con velocidades de magnitud negativa.

La ecuación (25) está basada en la diferencia en distancia entre las superficies isobáricas, entre las dos estaciones, y además en la diferencia en la pendiente

promedio, de manera que proporciona el valor promedio entre A y B de la diferencia ($V_1 - V_2$) de los componentes horizontales de la velocidad, perpendicular ésta a AB. Además, esta ecuación es válida sin importar la dirección geográfica de la línea horizontal que une las estaciones hidrográficas.

II. 2. 3. EVALUACION DEL CAMPO DE VELOCIDADES MEDIANTE UN MODELO INVERSO.

Un modelo es siempre una simplificación del sistema real, e intenta incluir solamente los efectos que son importantes para producir un fenómeno en particular.

Sería materialmente imposible para las limitaciones humanas en su afán por conocer a la Naturaleza, el abarcar totalmente todas las variables que intervienen en un fenómeno, por lo que tenemos que recurrir al uso de simplificaciones para dar el primer paso hacia la comprensión de las dudas que plantea la mente del científico: la creación de un modelo matemático.

Un modelo se origina a partir de la aproximación teórica de un fenómeno natural, que al mismo tiempo con la aproximación observacional-experimental conforman el campo del método científico para conocer, adentrarse, interpretar y poder predecir los fenómenos que ocurren en la Naturaleza.

Posteriormente, con el conocimiento y la experiencia adquiridos, podremos ir modificando las simplificaciones, involucrando cada vez un mayor número de variables, imponiendo condiciones más complicadas para el mismo, acercándose de esta forma el modelo más al fenómeno real.

En este caso, el fenómeno que deseamos conocer se refiere a la circulación en una determinada zona de estudio, y el método que elegimos para aproximarnos a su conocimiento es precisamente un modelo matemático basado en técnicas inversas.

Procederemos ahora a detallar el modelo de la circulación mediante la utilización de técnicas inversas.

Habíamos mencionado anteriormente que partíamos del siguiente conjunto de ecuaciones para tal actividad: las ecuaciones geostroficas, la ecuación de conservación de la masa (ecuación de continuidad) y las ecuaciones de advección - difusión bajo condiciones estacionarias para los campos de temperatura y salinidad (ecuaciones 1).

Respecto a los coeficientes de difusión turbulenta $K_V(z)$ y $K_H(z)$, Pedlosky (1979) da los siguientes valores:

$$1 \leq K_V \leq 10^9 \text{ cm}^2/\text{s} , \text{ y}$$

$$10^5 \leq K_H \leq 10^8 \text{ cm}^2/\text{s};$$

nosotros en este estudio, como mencionamos anteriormente, considerábamos dichos coeficientes constantes e independientes de la profundidad, adoptando los valores usados por Tziperman (1988) en su proceso de inversión:

$$K_v = 10 \text{ cm}^2/\text{s},$$

$$K_H = 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}.$$

Obteníamos un sistema de ecuaciones (2) tales que:

$$uT_x + vT_y = K_v T_{zz} + K_H \nabla_H^2 T \quad y,$$

$$uS_x + vS_y = K_v S_{zz} + K_H \nabla_H^2 S$$

Recordemos asimismo que las velocidades verticales se consideraban despreciables en comparación con las velocidades horizontales.

Integrando las ecuaciones del viento termal (3) en z a partir del nivel de referencia z_0 obtenemos la estructura vertical de las componentes horizontales del campo absoluto de velocidades :

$$u(x,y,z) = u_0(x,y) + [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz \quad (26a)$$

$$v(x,y,z) = v_0(x,y) - [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz \quad (26b),$$

donde: $u_0 = u(x,y,z_0)$ y $v_0 = v(x,y,z_0)$ son las velocidades geostróficas en el nivel de referencia z_0 ,

ρ_0 = densidad promedio

f_0 = término de Coriolis.

Substituyendo este campo de velocidades en las ecuaciones de advección-difusión obtenemos:

$$\begin{aligned}
 u_0 T_x + T_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + v_0 T_y - T_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz \\
 = K_v T_{zz} + K_H \nabla_H^2 T
 \end{aligned}
 \tag{27a),}$$

$$\begin{aligned}
 u_0 S_x + S_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + v_0 S_y - S_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz \\
 = K_v S_{zz} + K_H \nabla_H^2 S
 \end{aligned}
 \tag{27b).}$$

Acomodando términos :

$$\begin{aligned}
 u_0 T_x + v_0 T_y = K_v T_{zz} + K_H \nabla_H^2 T \\
 - T_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + T_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz
 \end{aligned}
 \tag{27c)$$

$$\begin{aligned}
 u_0 S_x + v_0 S_y = K_v S_{zz} + K_H \nabla_H^2 S \\
 - S_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + S_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz
 \end{aligned}
 \tag{27d).}$$

Haciendo:

$$\Gamma_T = K_V T_{zz} + K_H \nabla_H^2 T$$

$$- T_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + T_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz$$
(28a)

$$\Gamma_S = K_V S_{zz} + K_H \nabla_H^2 S$$

$$- S_x [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_y dz + S_y [g/\rho_0 f_0] \int_{z_0}^z \rho_x dz$$
(28b)

y substituyendo, obtenemos las siguientes expresiones:

$$u_0 T_x + v_0 T_y = \Gamma_T$$
(29a)

$$u_0 S_x + v_0 S_y = \Gamma_S$$
(29b),

que a su vez en ordenamiento matricial nos da :

$$\begin{bmatrix} T_x & T_y \\ S_x & S_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_0 \\ v_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Gamma_T \\ \Gamma_S \end{bmatrix}$$
(30).

Aplicando la matriz inversa $[-1]$ a nuestro primer término obtenemos:

$$\begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_x & T_y \\ S_x & S_y \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \Gamma_r \\ \Gamma_s \end{pmatrix} \quad (31)$$

resultando finalmente

$$U_0 = A^{-1} \Gamma \quad (32),$$

siendo este sistema de ecuaciones de fácil solución.

Para resolver este sistema de ecuaciones deberemos obtener una aproximación numérica de las diferenciales, de las integrales, y asimismo de los laplacianos, con el fin de obtener los valores numéricos de la terminología matemática aplicada a nuestros parámetros físicos en los sistemas de ecuaciones diferenciales. Para ello utilizamos la evaluación numérica descrita por Davis y Polonsky (1970):

$$\frac{\partial f_{0,0}}{\partial x} = \frac{1}{2h} (f_{1,0} - f_{-1,0}) + O(h^2) \quad (33)$$

$$\frac{\partial^2 f_{0,0}}{\partial x^2} = \frac{1}{h^2} (f_{1,0} - 2f_{0,0} + f_{-1,0}) + O(h^2) \quad (34)$$

$$\nabla^2 f_{0,0} = \left[\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right]_{0,0} =$$

$$\frac{1}{h^2} (f_{1,0} + f_{0,1} + f_{-1,0} + f_{0,-1} - 4f_{0,0}) + O(h^2)$$

(35)

$$\int_{x_0}^{x_2} f(x) dx = \frac{h}{3} [f_0 + 4f_1 + f_2] - \frac{h^5}{90} \frac{\partial^4 f}{\partial x^4}$$

(36),

donde : h = intervalo dado por la distancia entre las estaciones hidrográficas,

f = función del parámetro que deseamos aproximar numéricamente (en este caso T o S),

$O(h^2)$ = error máximo de nuestra evaluación numérica,

y los subíndices indican las coordenadas cartesianas, con referencia al origen como $f_{0,0}$.

El coeficiente de sobrerelajación que produjo la divergencia más rápidamente fue 1.23.

Existen algunas grandes diferencias entre los métodos de evaluación del flujo geostrofico utilizando la aproximación clásica y usando el método inverso.

Por medio de la aproximación geostrófica clásica obtenemos un flujo de naturaleza relativa; no siendo así al hacer uso del método inverso.

En el primer caso nosotros imponemos un nivel de referencia z_0 , de manera tal que las velocidades de referencia $[u_0$ y $v_0]$ impuestas en este nivel son nulas; el flujo resultante es evaluado a partir de la distribución de masa en el océano relativa a cada nivel.

Cuando utilizamos el método inverso las velocidades de referencia (el flujo barotrópico) no son arbitrarias, sino que se calculan a partir de los campos de temperatura, salinidad y densidad. Obtenemos en consecuencia un mejor acercamiento a la descripción real del flujo, siendo así la determinación menos dependiente de la subjetividad del investigador y más dependiente de las condiciones dinámicas reales del océano.

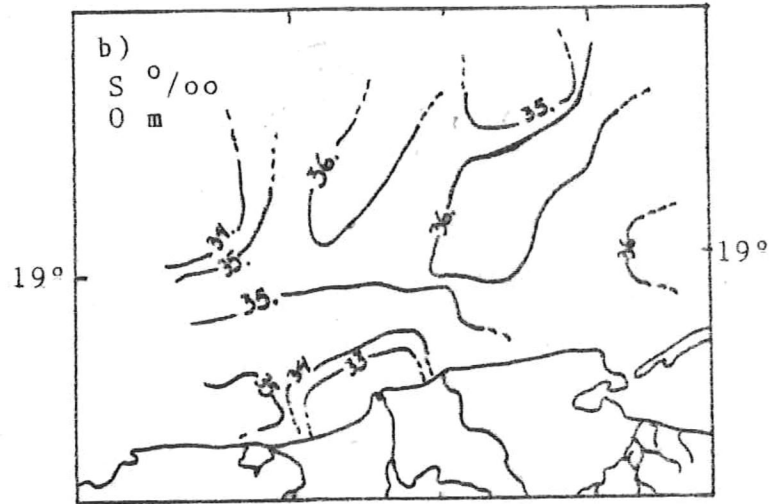
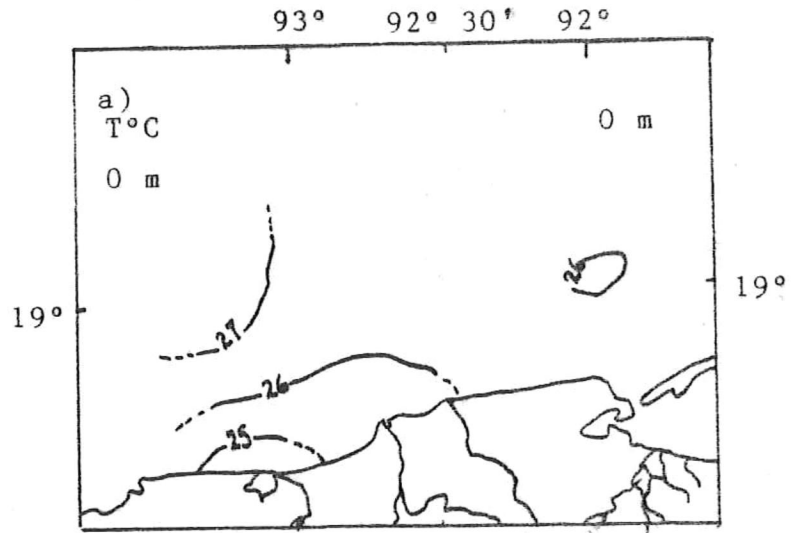
III. RESULTADOS

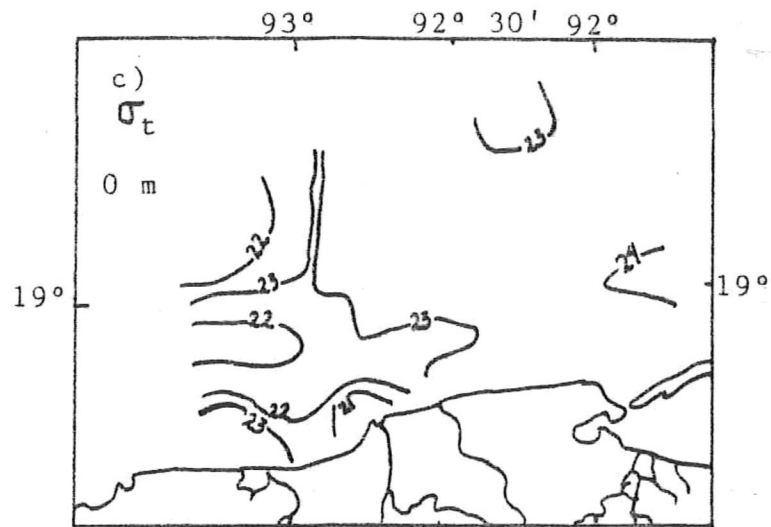
III. 1. HIDROGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO.

Las figuras correspondientes a planos horizontales presentando la distribución de los parámetros hidrográficos a las profundidades oceanográficas estándar: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150 y 200 metros, según las profundidades existentes en nuestra zona de estudio, se muestran de la figura 12 a la 20. En este caso cada figura puede tener hasta tres incisos: a), b) y/o c), y corresponden al parámetro físico de temperatura, salinidad o densidad, respectivamente. En el caso donde la figura no proporcionaba ninguna información relevante, ésta fue omitida.

Las distribuciones correspondientes a los transectos enumerados del I al VI, y de la letra A a la E (ver figura 4), se muestran de la figura 21 a la 31; de la misma forma en este caso, existen tres incisos en cada figura, correspondiendo cada uno al parámetro definido en el párrafo inmediato anterior.

En las figuras 12 a), b) y c) se presentan los campos





Figuras 12 a), b) y c): Distribución de Temperatura^s (en grados centígrados), Salinidad (en partes por mil) y σ_t en la superficie de la zona de estudio, (z = 0 metros).

NOTA : Las figuras posteriores en referencia a la Descripción Hidrográfica poseen las mismas unidades en los parámetros físicos.

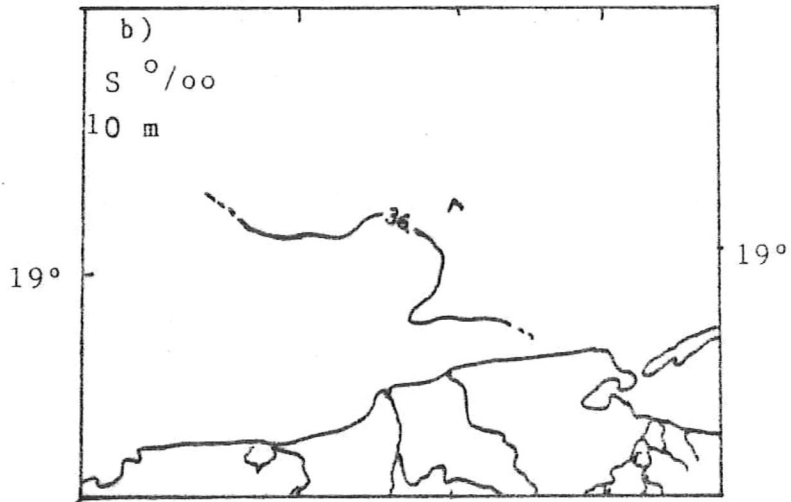
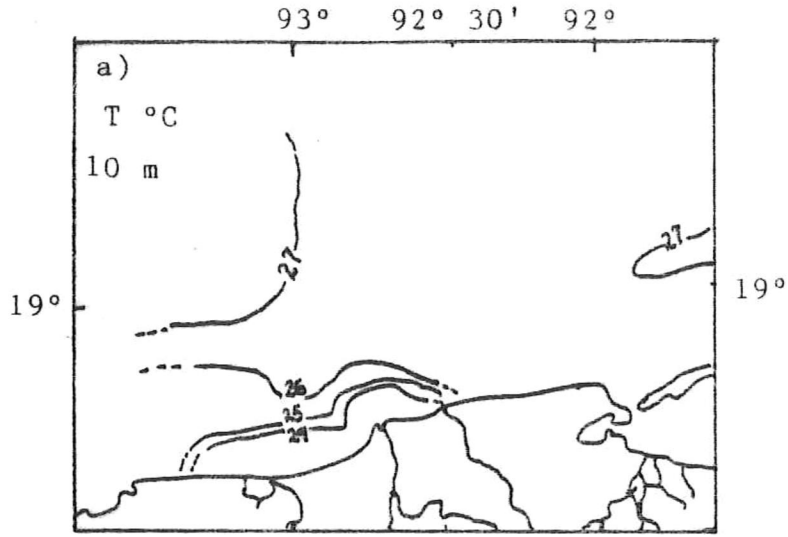
de Temperatura (en grados centígrados), salinidad (en partes por mil [o/oo]), y σ_t , correspondientes a la superficie ($z = 0$ m).

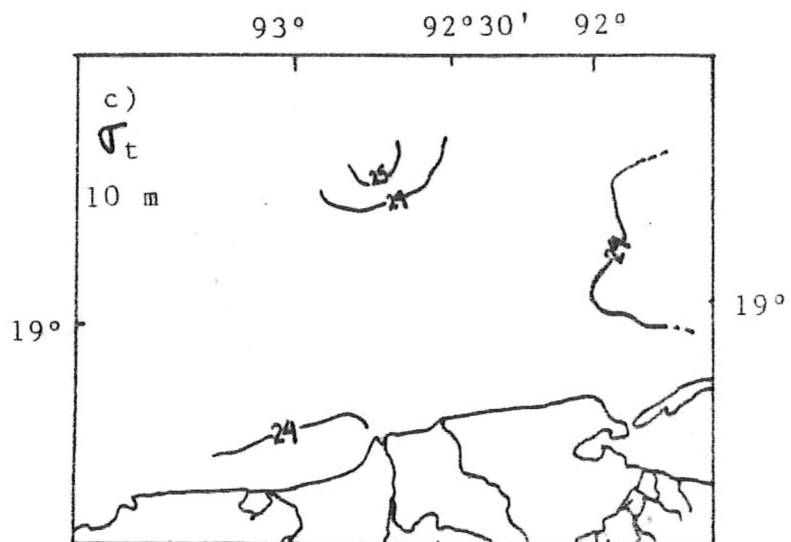
En el campo de temperaturas se presentan valores de 25 grados en la desembocadura del río Juguactal, aumentando con isotermas a 26 y 27 grados hacia el noroeste. En la parte noreste, aproximadamente a los 19 grados de latitud y frente a la laguna de Términos se encuentra una pequeña zona de alta temperatura representada por una isoterma cerrada de 26 grados centígrados.

En el campo de salinidades se encuentran isohalinas en un rango de 33 a 36 o/oo, con isolíneas de bajo valor cerca de la desembocadura del sistema fluvial de la región, e isolíneas de valor mayor hacia las regiones noreste y noroeste.

En el campo de densidad se encuentran isopícnas entre los rangos de 21 a 24, y de nueva cuenta encontramos valores bajos en la desembocadura de los ríos Juguactal y del sistema Grijalva-Usumacinta, aumentando de valor las densidades hacia las partes profundas del golfo, y con la presencia de una isopícnica de 24 frente a la laguna de Términos.

Las figuras 13 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos a 10 metros





Figuras 13 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t a 10 metros de profundidad.

de profundidad.

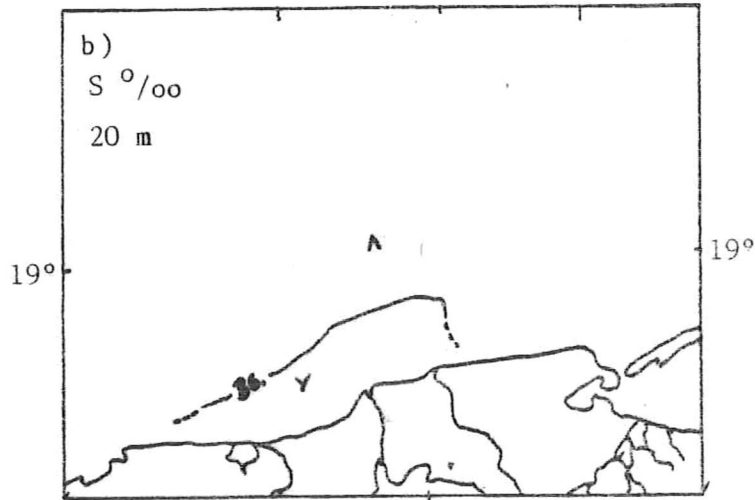
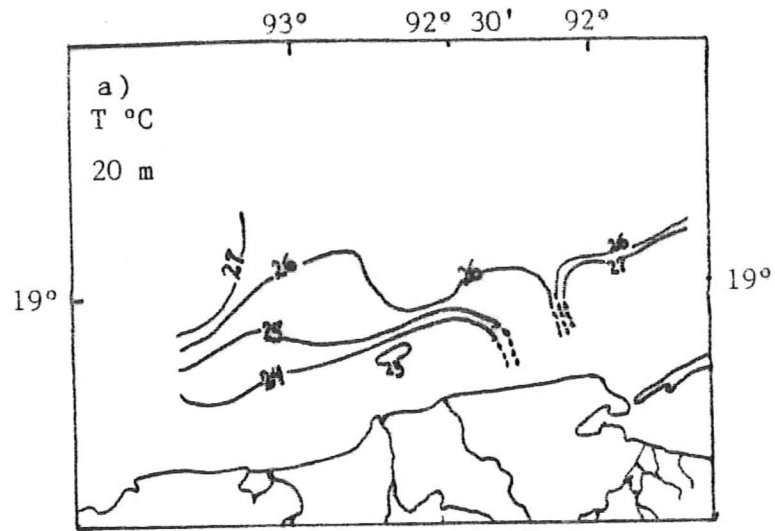
En el campo de temperaturas encontramos isoterms de 24 a 27 grados centígrados en la parte oeste de la zona de estudio, con temperaturas bajas frente a las desembocaduras del sistema fluvial, ascendiendo hasta una isoterma de 27 grados hacia el norte. Frente a la laguna de Términos encontramos una isoterma de 27 grados centígrados.

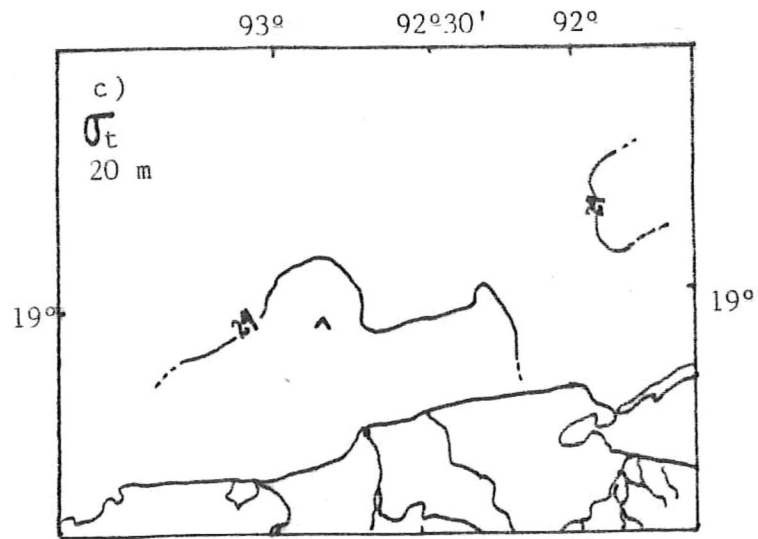
En el campo de salinidades encontramos dos zonas separadas por una isohalina de 36 o/oo que se extiende en dirección suroeste-noreste, con valores mayores hacia el oeste.

En el campo de densidades encontramos solamente isopícnas de valores de $\sigma_t = 24$ y 25, con una isopícnica de 24 cercana a la costa frente a la laguna de Mecocacán y otra del mismo valor hacia el norte de la laguna de Términos, y hacia el norte, ya en zonas más profundas de la región de estudio, dos isopícnas de 24 y 25, con la isopícnica mayor hacia la parte más profunda.

Las figuras 14 a), b) y c) nos presentan la distribución de los parámetros a 20 metros de profundidad.

En el campo de temperaturas encontramos isoterms en un rango de 23 a 27 grados centígrados, con valores bajos hacia la zona costera y aumentando de manera más o menos





Figuras 14 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t a 20 metros de profundidad.

uniforme hacia las zonas profundas.

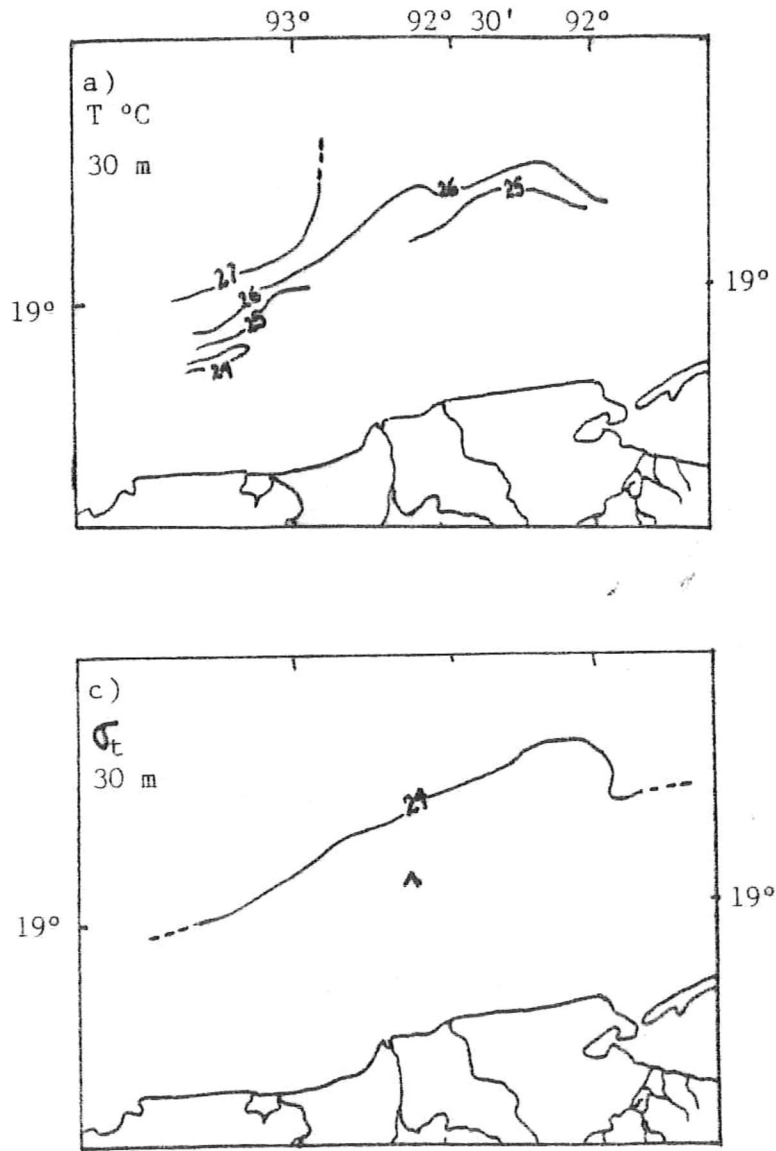
En el campo de salinidades de nuevo encontramos dos zonas separadas por una isohalina de 36 o/oo un poco al norte de la desembocadura del sistema fluvial de la zona de estudio, con las salinidades menores dirigidas hacia la zona costera.

En el campo de densidad solamente encontramos tres zonas separadas por dos isopicnas de $\sigma_t = 24$, encontrándose dichas isopicnas frente a las desembocaduras de los ríos aproximadamente a los 19 grados de latitud, y hacia el norte de la laguna de Términos.

Las figuras 15 a) y c) nos muestran los campos de temperatura y densidad correspondientes al nivel de 30 m:

En el campo de temperaturas encontramos isoterms con valores entre 24 y 27 grados centígrados, con las isoterms correspondientes a las temperaturas menores distribuidas hacia la parte suroeste de la zona, un poco al norte de las desembocaduras del sistema fluvial, a la altura del paralelo 19.

En el campo de densidad se presentan dos zonas separadas por una isopicna de $\sigma_t = 24$, extendiéndose ésta en dirección oeste-noroeste, con valores menores de densidad hacia el norte de la isopicna.



Figuras 15 a) y c): Distribución de Temperatura y σ_t a 30 metros de profundidad.

Las figuras 16 a) y c) nos muestran la distribución de temperatura y σ_t en el nivel de 50 m:

En el campo de temperaturas encontramos tres isopícnas con valores de 23 a 25 grados centígrados, con la isopícnica menor hacia el noroeste, la isoterma de 25°C en el centro y la isoterma menor hacia el oeste, en la localidad aproximada a 19 ° de latitud y 92° 30' de longitud.

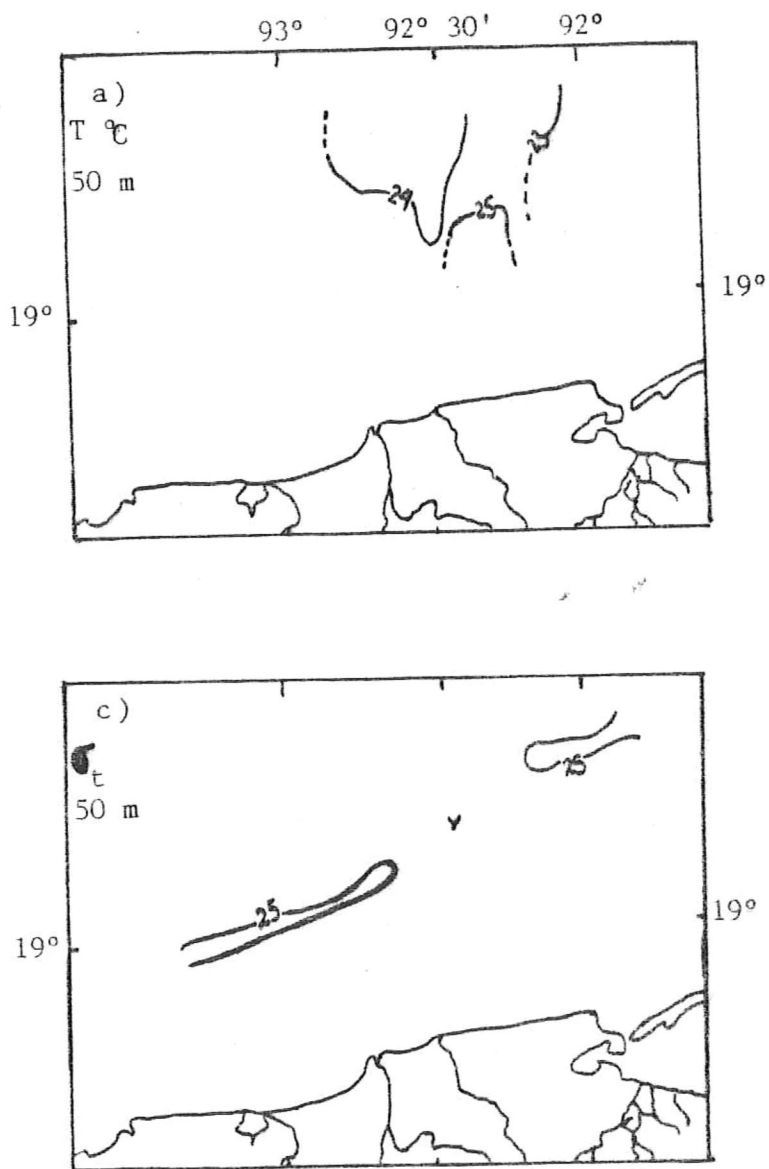
En el campo de densidad encontramos dos isopícnas de igual valor, $\sigma_t = 25$, distribuidas hacia el oeste, la primera aproximadamente a la altura del paralelo 19 frente a las desembocaduras de los ríos San Pedro y San Pablo hasta la laguna Mecocacán, y la otra hacia el oeste de la zona, a la altura del meridiano 92.

La figura 17 a) muestra la distribución de temperatura en el nivel de profundidad de 75 m.

Encontramos una zona muy homogénea determinada por una isoterma de 22 grados hacia el norte de la zona, extendiéndose en dirección oeste-noreste, a la altura del paralelo 19, con las temperaturas aumentando hacia el norte de la isolínea.

La figura 18 a) nos muestra la distribución de temperatura a 100 m:

Encontramos dos zonas separadas por una isoterma de



Figuras 16 a) y c): Distribución de Temperatura y σ_t a 50 metros de profundidad.

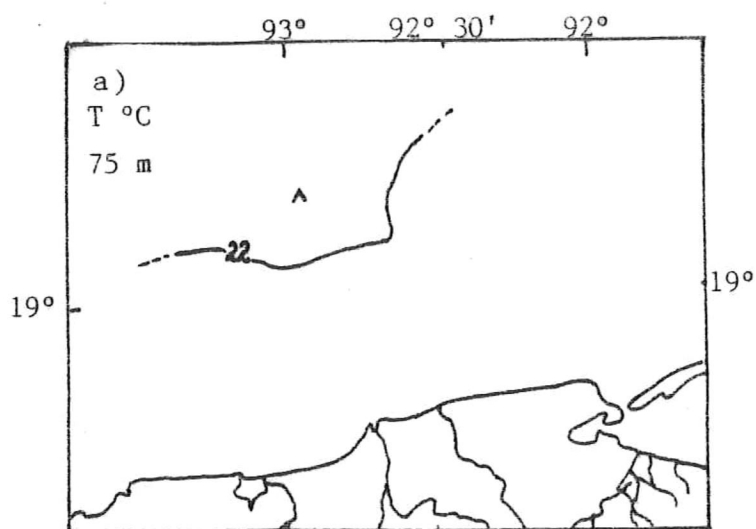


Figura 17 a): Distribución de Temperatura a 75 metros de profundidad.

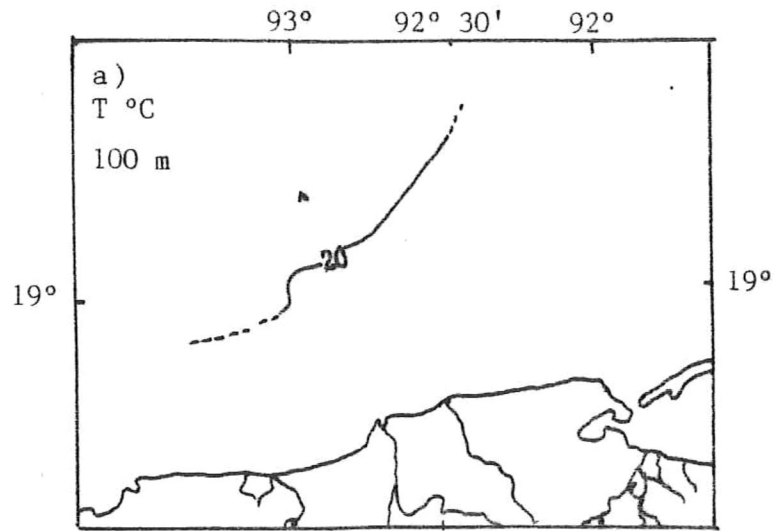


Figura 18 a): Distribución de Temperatura a 100 metros de profundidad.

20 grados, la cual se extiende en dirección oeste-noreste, a partir aproximadamente del paralelo 19.

La figura 19 a) nos muestra la distribución de temperatura a 150 m:

Existen dos zonas separadas por una isoterma de 18 grados, en el extremo oeste de la zona y al norte del paralelo 19, con temperaturas menores hacia dentro de la zona comprendida por la isoterma.

La figura 20 a) nos muestra la distribución de temperatura a 200 m:

Aquí encontramos solamente una pequeña isoterma de 15 grados en la parte oeste de la región, con las temperaturas descendiendo hacia el norte.

Las figuras 21 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto I:

Por principio de cuentas observamos que el perfil topográfico del transecto presenta profundidades hasta de 500 metros, y a través del mismo encontramos la distribución vertical de los parámetros hidrográficos.

En el campo de temperaturas se presentan isotermas con valores de 10 grados centígrados aproximadamente a 450 metros de profundidad, y aumentando de manera muy regular hasta la superficie, donde encontramos la isoterma de 27

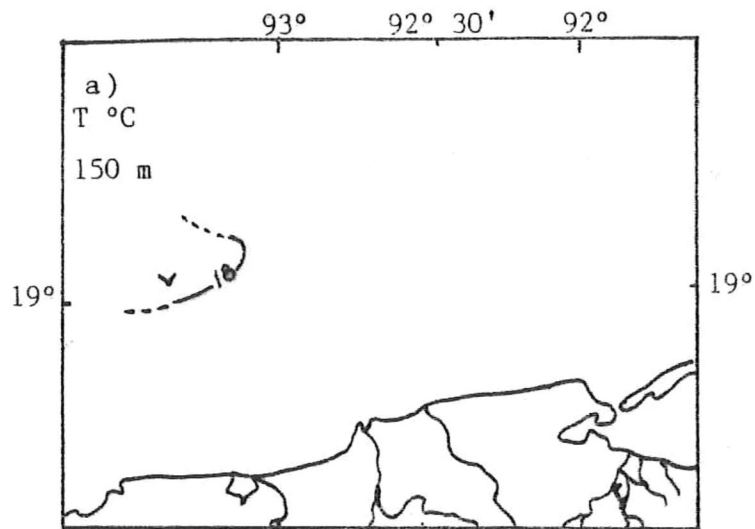


Figura 19 a): Distribución de Temperatura a 150 metros de profundidad.

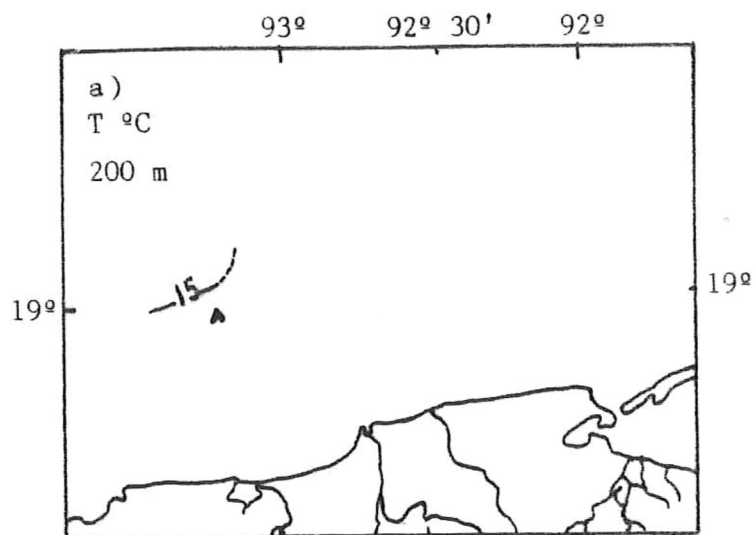
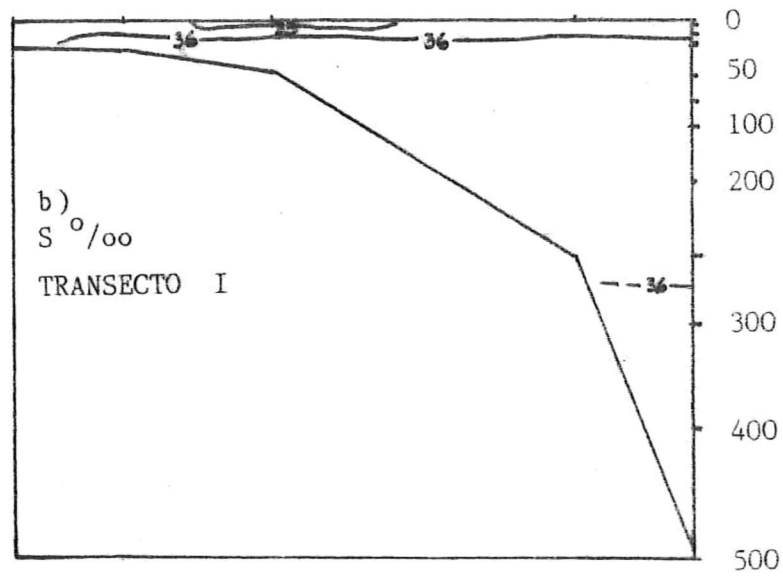
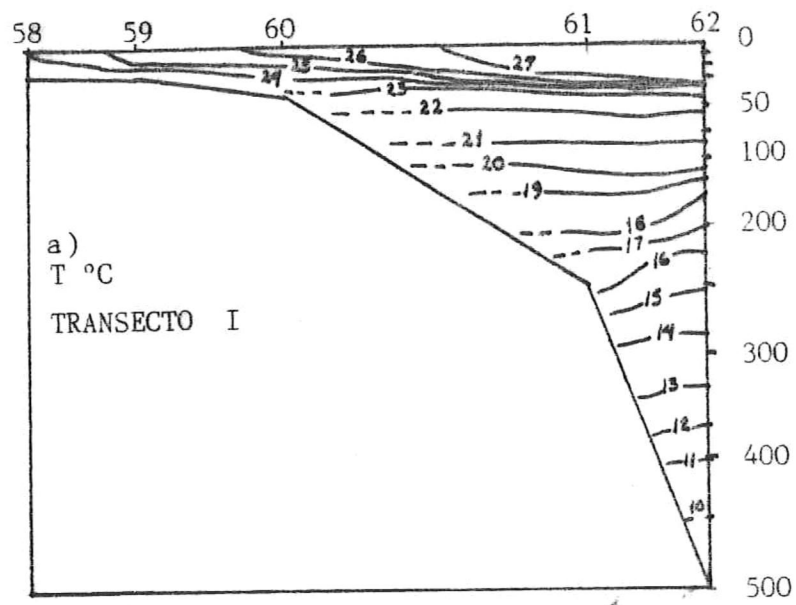
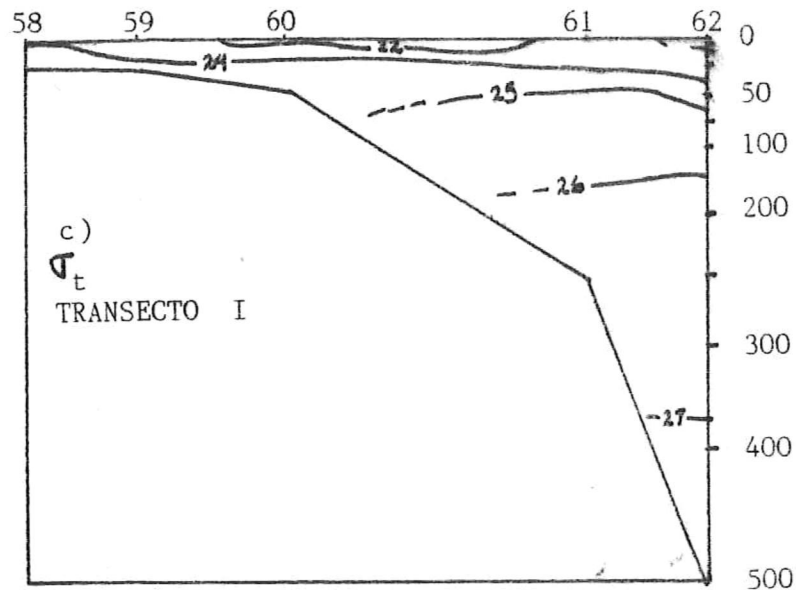


Figura 20 a): Distribución de Temperatura a 200 metros de profundidad.





Figuras 21 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto I.

Nota: Consultar con la Figura 4 para elucidar la disposición geográfica de los transectos.

grados. Apreciamos la presencia de un gradiente muy marcado entre las estaciones 61 y 62, en temperaturas con valores de 23 a 27 grados, situándose éste aproximadamente a los 45 metros de profundidad. Asimismo logramos observar que el campo de temperaturas disminuye de magnitud hacia la costa, representada en este transecto por la estación 58, con valores de 24 grados, y aflorando las isoterms subsecuentes de 25, 26 y 27 grados a la superficie hasta la mitad de las estaciones 60 y 61.

En el perfil de salinidades se observan isolíneas de 36 o/oo aproximadamente a 275 y 30 metros, extendiéndose de manera casi horizontal en todo el trayecto de la isohalina. Existe una zona determinada por salinidades de 35 o/oo que aflora aproximadamente de la mitad de las estaciones 59 y 60 a la mitad de las estaciones 60 y 61, con una profundidad máxima de 20 metros.

En el campo de densidad encontramos isopicnas con valores de 27, a 360 metros de profundidad, y 22, a 20 metros, situándose esta isolínea entre las estaciones 59 y 60, hasta casi llegar a la estación 61, con isopicnas de valores de 26 a 150 metros, 25 a 75 metros, y la isopicna de 24 aflorando a la superficie hacia la costa, en la estación 58, hundiéndose hasta una profundidad de 40 metros, extendiéndose a todo lo largo de este transecto en una trayectoria horizontal.

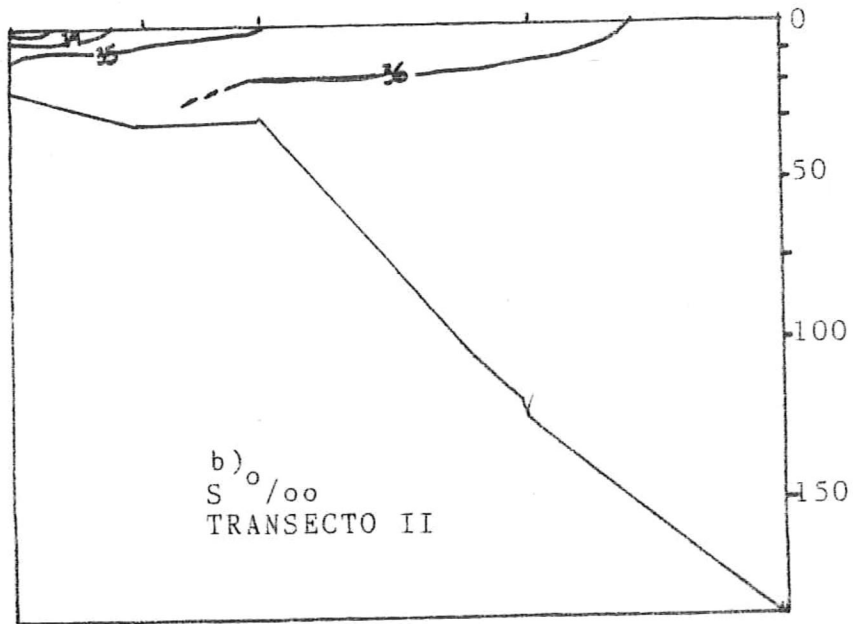
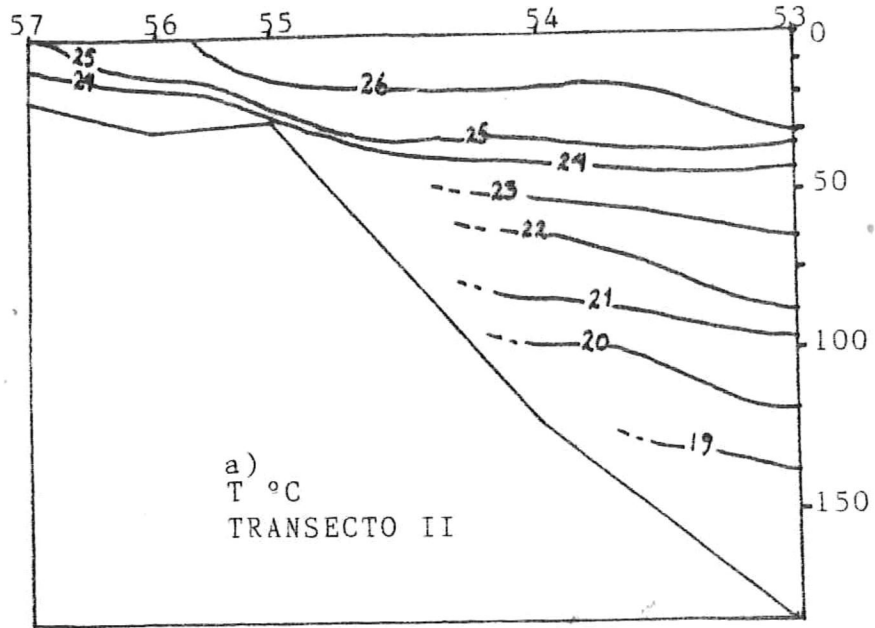
Las figuras 22 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto II:

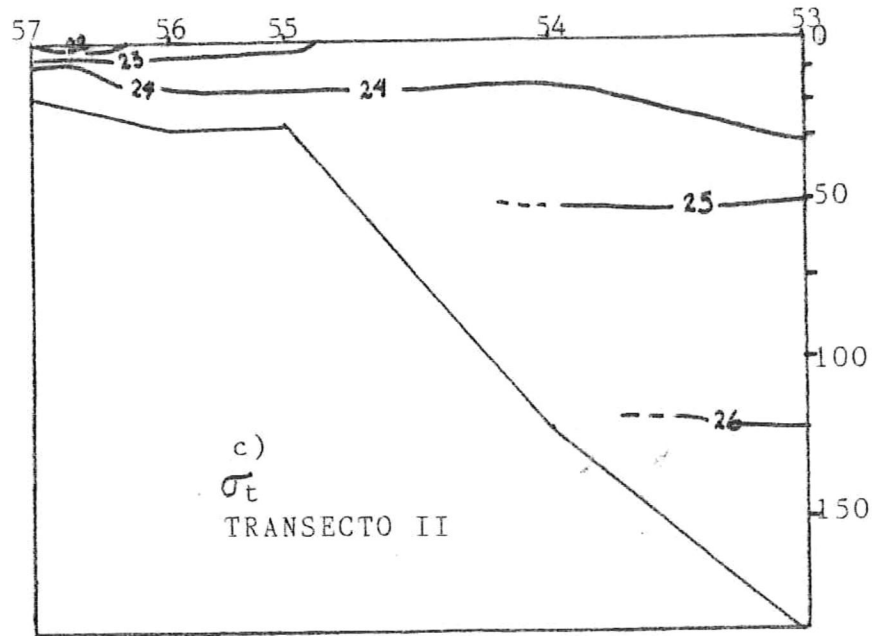
El perfil batimétrico de este transecto presenta profundidades hasta un poco más de 150 metros, con la distribución de los parámetros como sigue:

El campo de temperaturas presenta isotermas de 19 grados a 125 metros de profundidad, hasta valores de 26 grados en una isoterma que aflora a la superficie entre las estaciones 55 y 56, sumergiéndose hasta una profundidad de 30 metros; se presenta asimismo una isoterma de 25 grados que aflora a la superficie hacia la costa, en la estación 57; existe una tendencia regular de la temperatura a disminuir de valor con la profundidad, con los valores entre las isotermas que se mencionaron antes.

El campo de salinidades presenta isohalinas entre los valores de 33 y 36 ‰, con las isolíneas de menor salinidad en dirección hacia la costa y la superficie, aumentando el valor de éstas hacia las estaciones localizadas en aguas más profundas, y con la isohalina de 36 ‰ emergiendo a la superficie entre las estaciones 53 y 54.

El campo de densidad en este transecto presenta valores de $\sigma_t = 22$, y de $\sigma_t = 26$, localizándose la



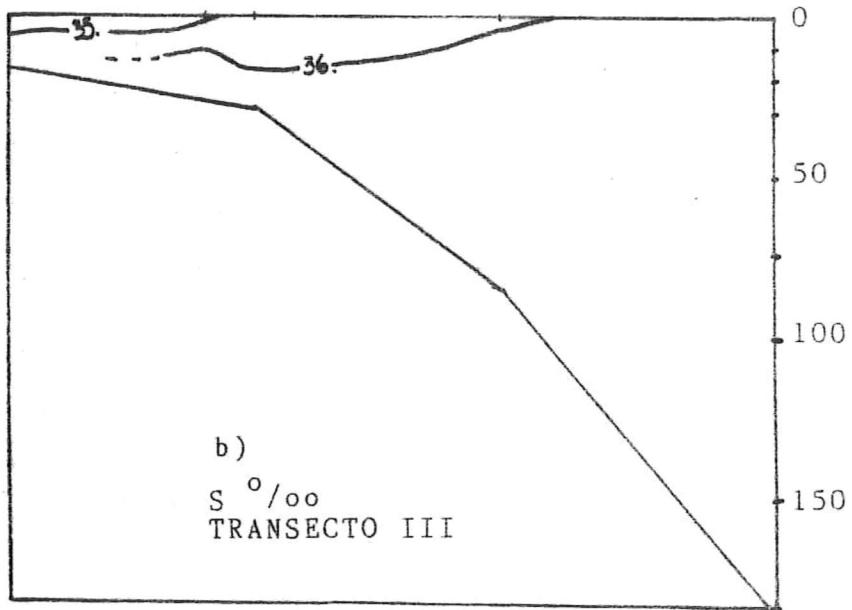
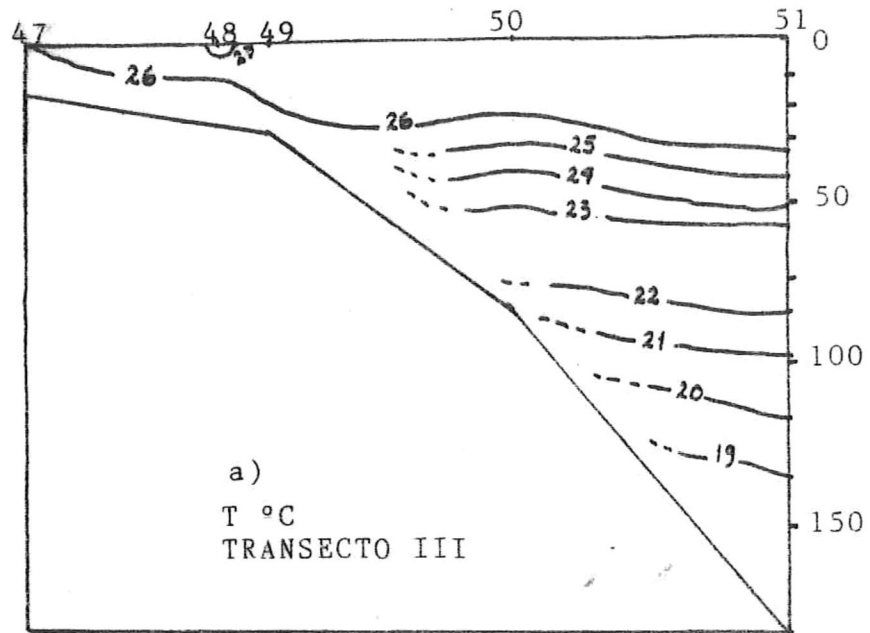


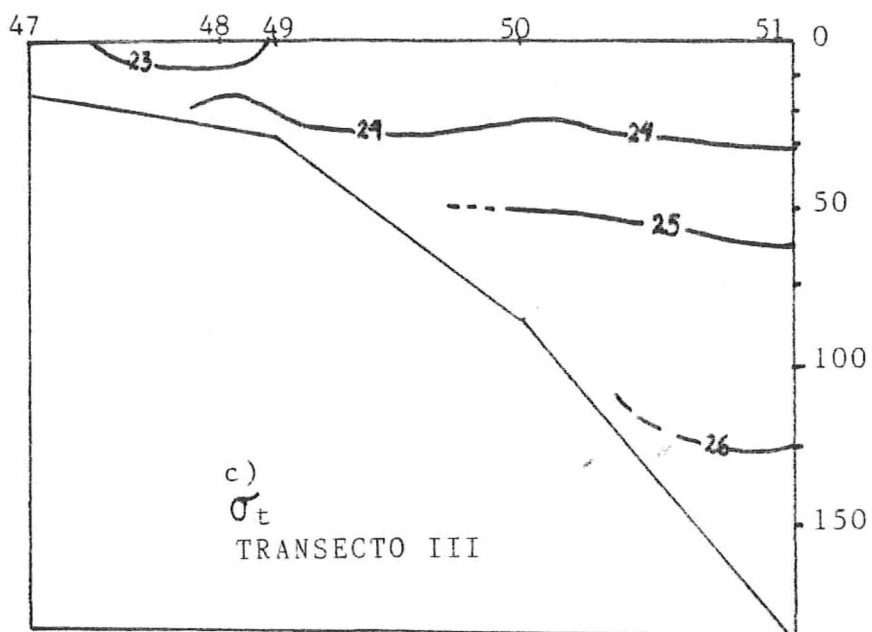
Figuras 22 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto II.

isopícnica de mayor valor a 125 metros, y observándose las densidades menores hacia la costa, con una isopícnica de $\sigma_t = 22$ aflorando entre las estaciones 56 y 57, relativamente superficial. Una isopícnica de $\sigma_t = 24$ se desliza a lo largo de todo el transecto, a profundidades de 10 metros en la estación 57, hasta 30 metros en la estación 53; existe asimismo una isopícnica de $\sigma_t = 25$ a 50 metros de profundidad, con tendencia de distribución horizontal, lo cual sucede también con las isopícnas de $\sigma_t = 24$ y 26.

Las figuras 23 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto III:

El campo de temperaturas presenta rangos entre 19 y 27 grados centígrados, con una tendencia muy bien definida a disminuir de valor conforme aumenta la profundidad. Encontramos una pequeña región de alta temperatura (27°C) que aflora en la superficie en la estación 48. Asimismo se observa que la isoterma de 26 grados aflora a la superficie hacia la costa, en la estación 47, hundiéndose posteriormente hasta una profundidad de 35 metros, en la estación 51. A partir de la isoterma de 25 grados las isolíneas presentan una distribución muy uniforme,





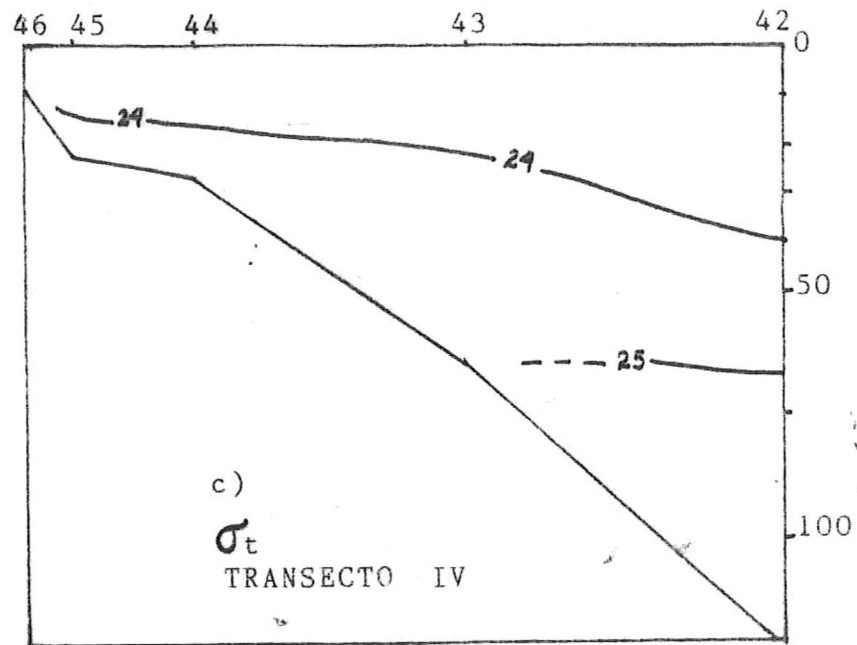
Figuras 23 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto III.

disminuyendo de valor con la profundidad, hasta la isoterma de 19 grados, a 125 metros de profundidad, como se mencionó anteriormente.

El campo de salinidad nos muestra una distribución muy homogénea, con rangos de 35 a 36 o/oo. La isohalina de 35 o/oo aflora a la superficie en la estación 48, distribuyéndose hasta una profundidad de 10 metros en la estación 47; la isohalina de 36 o/oo aflora a la superficie un poco después de la estación 50, y se hunde hasta una profundidad máxima de 20 metros en la estación 49.

El campo de densidad presenta valores entre los rangos de $\sigma_t = 23$ a 26. Se observa una región de $\sigma_t = 23$ que aflora hacia la costa entre las estaciones 47 y 49, hundiéndose hasta una profundidad de 10 metros en la estación 48. Posteriormente, las isopícnas subsiguientes [$\sigma_t = 24, 25$ y 26] siguen una tendencia regular, desplazándose de manera cuasi-horizontal, localizándose la isolínea correspondiente a $\sigma_t = 26$ a una profundidad de 125 metros.

Las figuras 24 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto IV:



Figuras 24 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto IV.

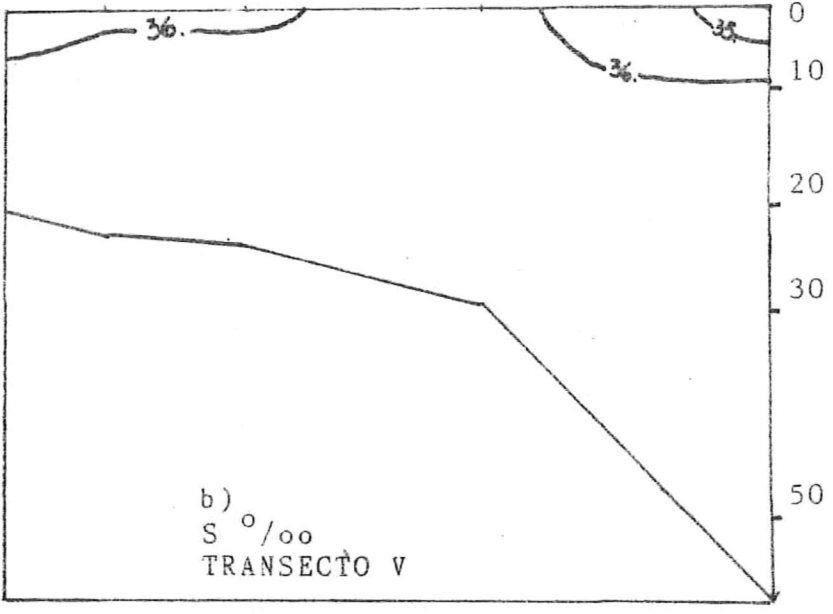
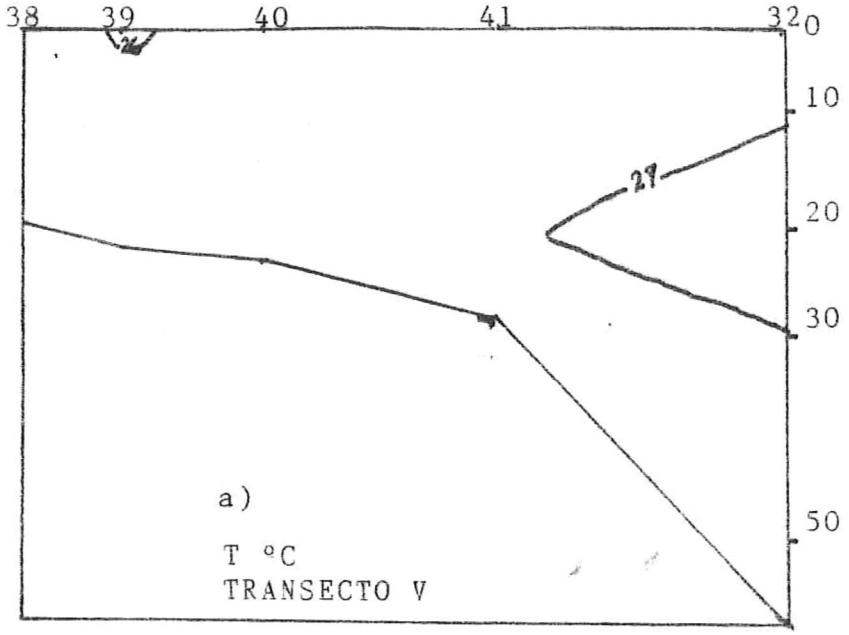
El transecto presenta en su perfil batimétrico profundidades un poco mayores a los 100 metros, correspondiendo la profundidad mayor a la estación 42; la distribución de los parámetros se describe a continuación:

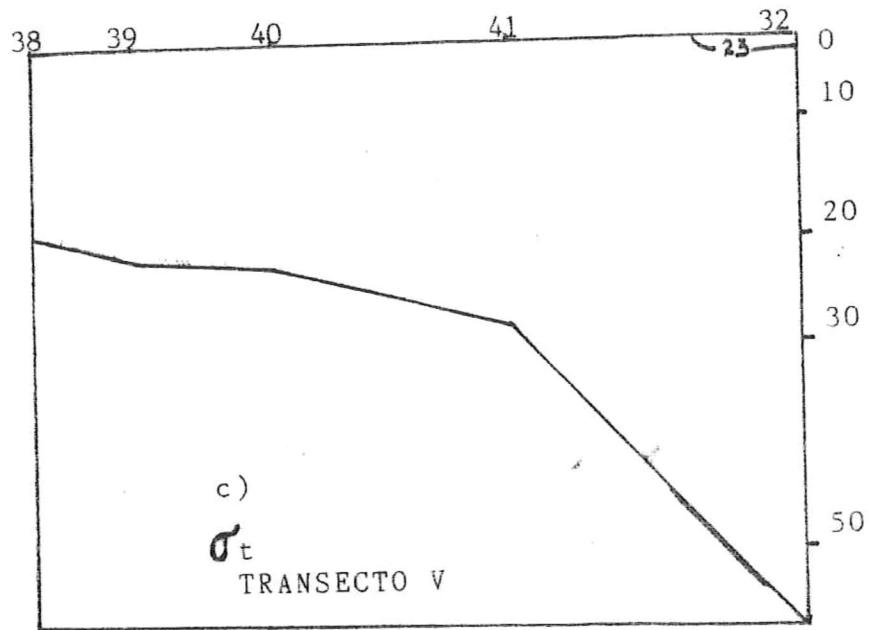
El campo de temperaturas presenta valores de 20 a 26 grados centígrados, con la isoterma de 20 grados situada a 90 metros, en la estación 42; las isotermas de 21 a 26 grados presentan un comportamiento bastante estable. Se presenta asimismo la isoterma de 25 grados, cerrada a una profundidad de 50 metros, extendiéndose de la estación 43 hasta la mitad del trayecto a la estación 42.

El campo de salinidades presenta una gráfica muy homogénea, con dos isohalinas de 36 o/oo que afloran a la superficie desde los 9 metros de profundidad, situadas éstas entre las estaciones 44 y 45 la primera, y entre las estaciones 42 y 43 la segunda.

El campo de densidad presenta valores entre rangos de $\sigma_t = 24$ y 25. Es por lo tanto, un campo muy homogéneo asimismo. La isopicna de $\sigma_t = 25$ se presenta a los 70 metros de profundidad, con tendencia horizontal, y la isopicna de $\sigma_t = 24$ se extiende desde los 20 metros en la estación 45 hasta una profundidad máxima de 40 metros en la estación 42.

Las figuras 25 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos





Figuras 25 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto V.

correspondientes al Transecto V:

El transecto mencionado presenta profundidades máximas a un poco más de 50 metros, siendo la estación 32 la de mayor profundidad.

El campo de temperaturas nos muestra solamente tres regiones, separadas por dos isotermas: una pequeña región de 26°C en la estación 39, a una profundidad máxima de 5 metros, y una intrusión que avanza hacia la costa, con aguas de temperatura delimitada por la isoterma de 27 grados, cuya punta se localiza a 20 metros de profundidad en la estación oceanográfica 41.

El campo de salinidades presenta de la misma forma una estructura muy homogénea, con rangos solamente entre salinidades de 35 y 36 o/oo. Se observan dos regiones separadas por isohalinas de 36 o/oo, cuyos extremos afloran entre las estaciones 40 y 41 una, y la segunda entre las estaciones 32 y 41, sumergiéndose la primera hasta una profundidad de 7 metros, en dirección a la costa, y la segunda hasta una profundidad de 9 metros, en la estación oceanográfica 32. Observamos asimismo una región de agua más dulce, con 35 o/oo, que aflora a la superficie un poco después de la estación 32, hundiéndose en la superficie hasta 5 metros de profundidad.

El campo de densidad es también muy homogéneo, y

encontramos únicamente una pequeña zona de $\sigma_t = 23$ en la estación 32, a una profundidad de 2 metros.

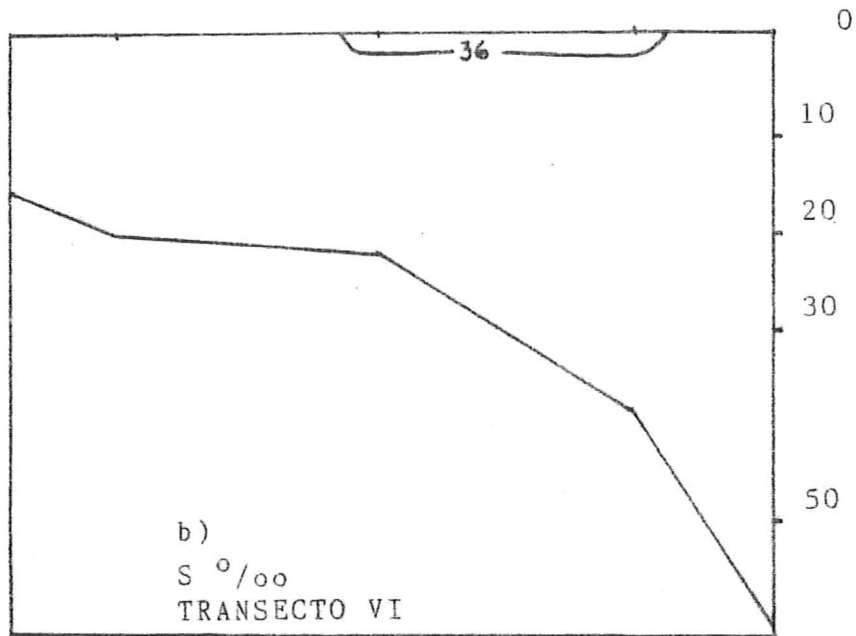
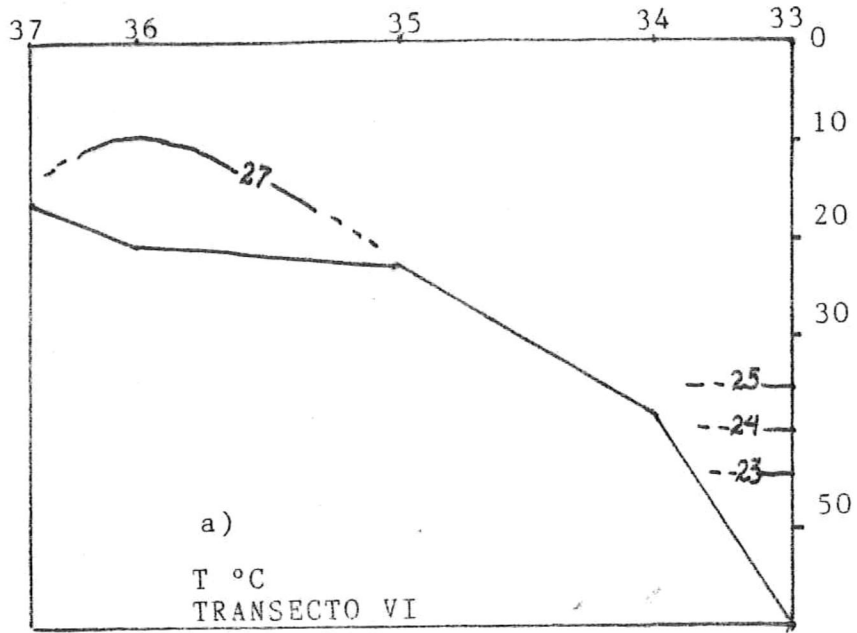
Las figuras 26 a), b) y c) corresponden a la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto VI:

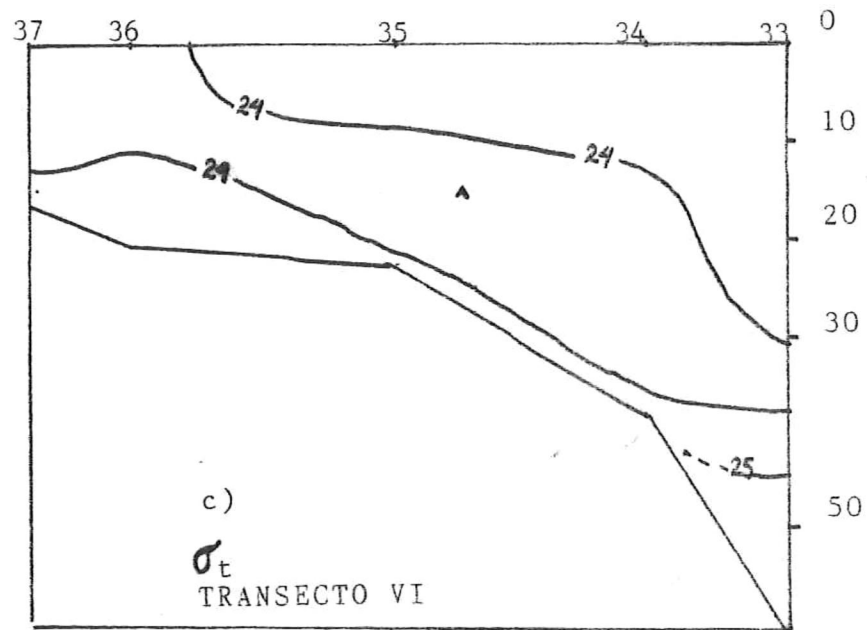
El transecto mencionado presenta en su perfil batimétrico una profundidad máxima de 60 metros en la estación 33, la más cercana a la costa.

El campo de temperaturas presenta valores que van de 23 a 27 grados centígrados. Existen las isoterms de 23, 24 y 25 grados a 45, 40 y 35 metros de profundidad, respectivamente, y observan una distribución cuasi-horizontal. Hacia las estaciones 35 a 37 se presenta un domo de agua caliente limitado por una isoterma de 27 grados, cuyo vértice se localiza en la estación 36, a 10 metros de profundidad.

De nueva cuenta el campo de salinidades se nos muestra muy homogéneo, con una región de 36 o/oo, cuyos extremos afloran a la superficie un poco antes de la estación 34 y un poco después de la estación 35, a una profundidad de 4 metros aproximadamente.

El campo de densidades presenta tres isopícnas, una de 25 a 45 metros de profundidad, y dos isopícnas de 24, una de las cuales se origina en la estación 37 a 15 metros





Figuras 26 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto VI.

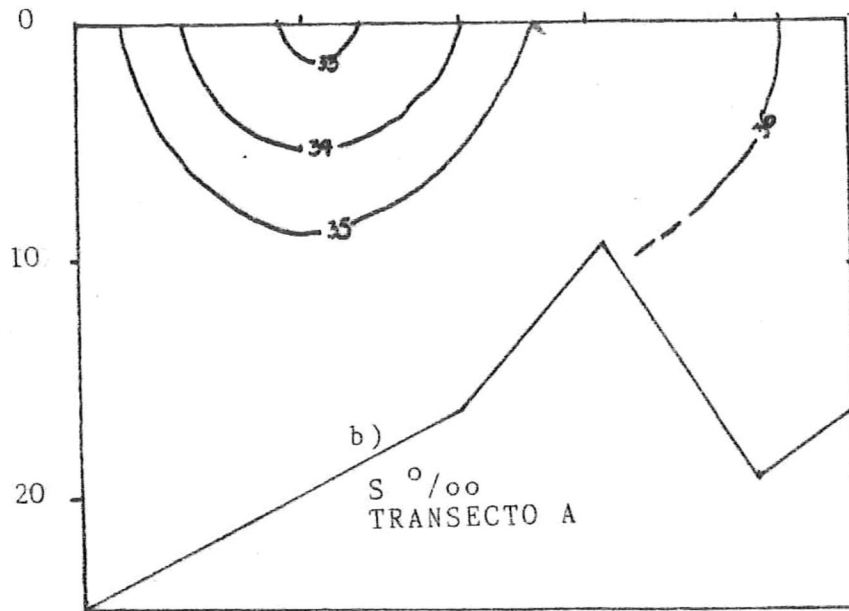
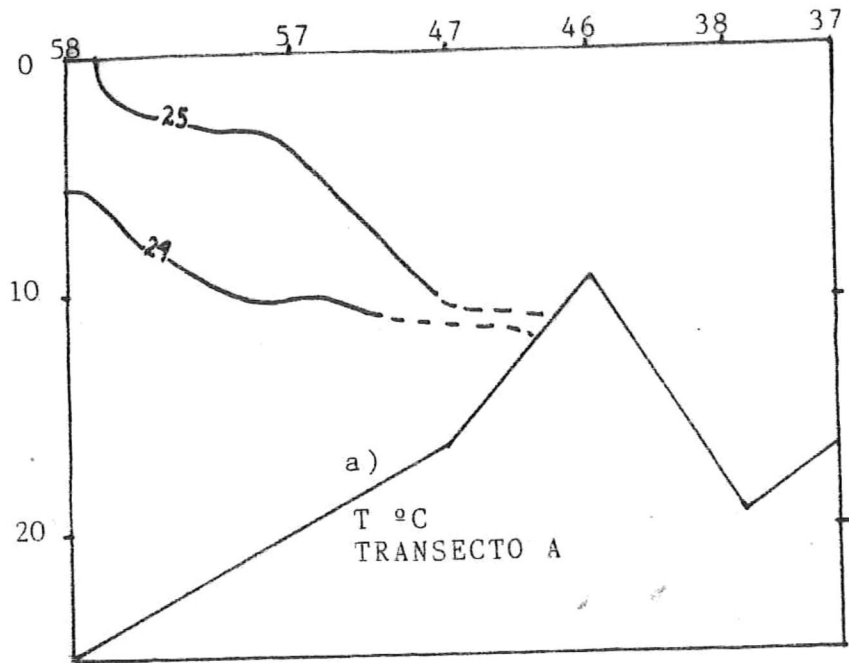
de profundidad, hundiéndose hasta aproximadamente 35 metros de profundidad en la estación 33, y la otra originándose a 31 metros en la estación 33, con tendencia a aflorar a la superficie en dirección hacia la costa, realizando esto aproximadamente a la mitad de las estaciones 35 y 36.

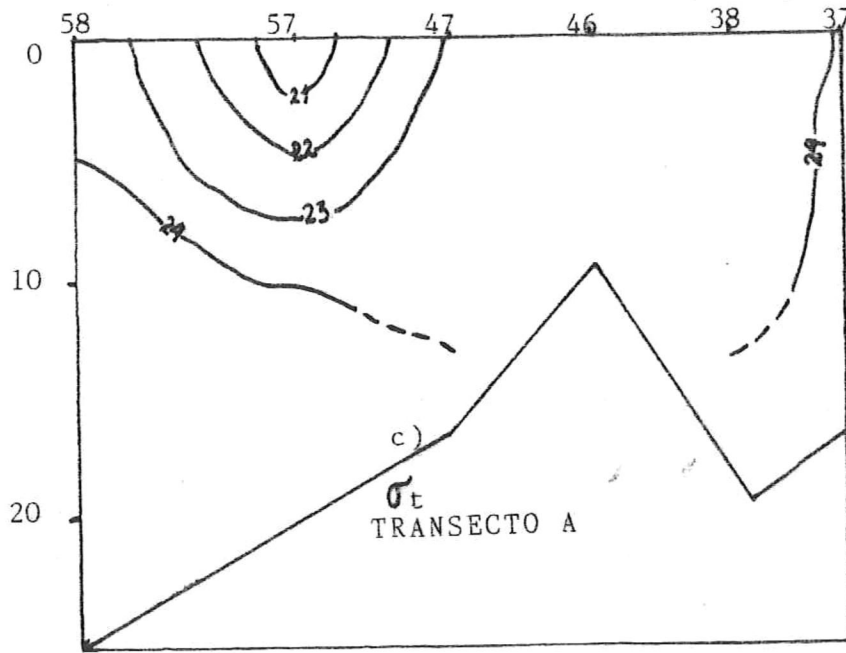
Las figuras 27 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto A:

Este transecto presenta una profundidad máxima de 23 metros, en la estación 58.

El campo de temperaturas está representado en este lugar por dos isotermas: una de 25 grados que se hunde de la superficie un poco antes de la estación 58, y continúa descendiendo más o menos uniformemente hasta una profundidad de 11 metros, entre las estaciones 46 y 47; existe asimismo una isoterma de 24 grados, que se inicia aproximadamente a 6 metros en la estación 58, y se extiende hasta una profundidad de 12 metros entre las estaciones 46 y 47.

El campo de salinidades está conformado por tres semi-círculos de agua delimitados por isohalinas de 33, 34 y 35 o/oo, cuya estructura concéntrica tiene el centro en la estación 57; la isohalina de 33 o/oo se hunde hasta una profundidad de 2 metros, la de 34 o/oo hasta 5 metros, y





Figuras 27 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto A.

la isohalina de 35 o/oo hasta una profundidad de 9 metros; existe asimismo una isolínea de 36 o/oo cuyo extremo aflora a la superficie entre las estaciones 37 y 38, y se sumerge con dirección a la estación 58 hasta una profundidad de 12 metros.

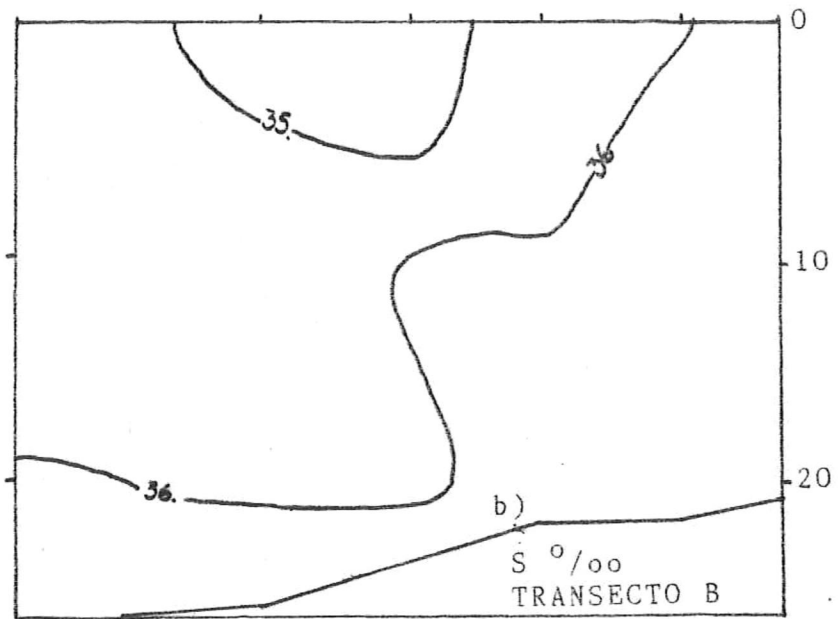
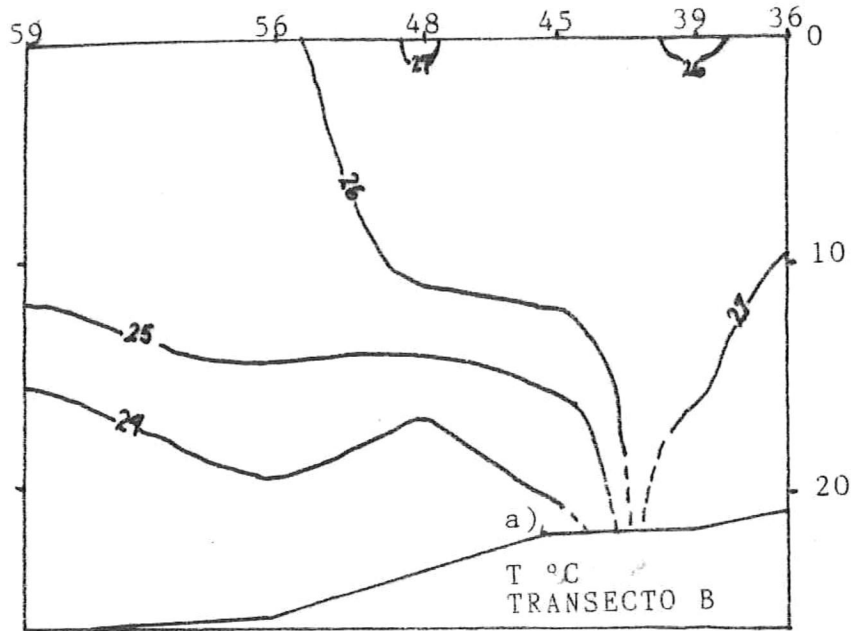
El campo de densidad está formado también por tres semi-círculos con centro en la estación 57; dichas estructuras tienen valores de 21, hasta una profundidad de 2 metros, 22 hasta una profundidad de 5 metros, y 23 hasta una profundidad de 8 metros; existe una isopícnica de 24 que se origina en la estación 58, a una profundidad de 5 metros, y se extiende hasta la estación 47 a una profundidad de 13 metros; también se presenta una isopícnica de 24 que aflora a la superficie en la estación 37, y se sumerge casi verticalmente hasta una profundidad de 13 metros en la estación 38.

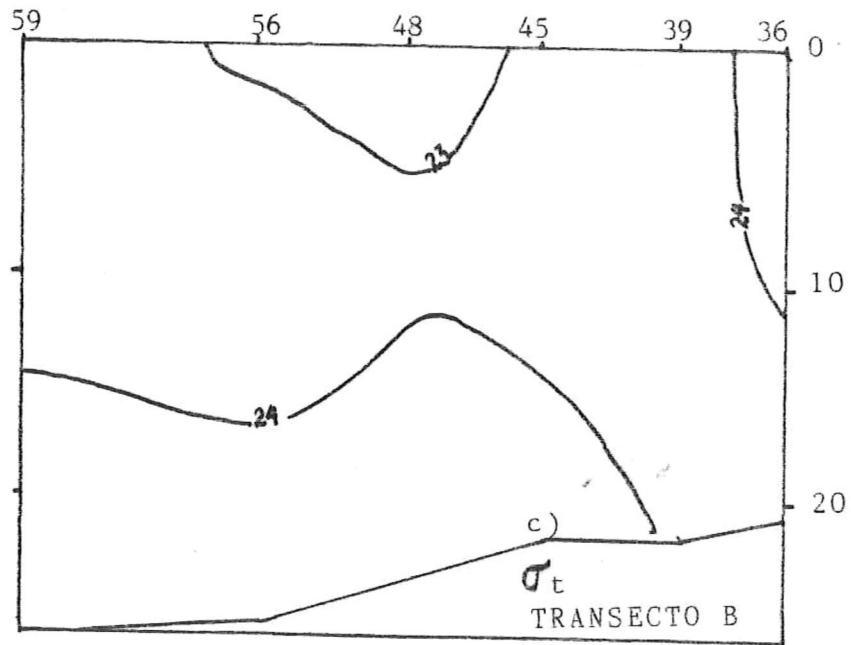
Las figuras 28 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto B:

El Transecto B posee una profundidad máxima de 24 metros en su perfil batimétrico, en la estación 59.

El campo de temperaturas presenta isoterms en un rango de 24 a 27 grados, con la siguiente distribución:

Se presentan dos pequeñas regiones delimitadas por isoterms de 26 y 27 grados, el primero en la estación 39





Figuras 28 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto B.

y el segundo en la estación 48, ambos a una profundidad de 1 metro; existe una isoterma de 24 grados que se origina a 15 metros de profundidad en la estación 59, con una ligera tendencia ondulatoria, descendiendo a 20 metros en la estación 56, ascendiendo a 17 metros en la estación 48, y volviendo a descender a 21 metros en la estación 45; también existe una isoterma de 25 grados cuyo origen es en la estación 59, a 11 metros de profundidad, con una tendencia casi horizontal hasta la estación 45, en donde se hunde bruscamente hasta el fondo a una profundidad de 21 metros; se presenta una isoterma de 26 grados que aflora a la superficie muy próxima a la estación 56, hundiéndose a continuación en forma casi vertical hasta una profundidad de 21 metros; por último existe una isoterma de 27 grados que se origina a 10 metros en la estación hidrográfica 36, sumergiéndose hacia el golfo casi verticalmente hasta el fondo a una profundidad de 21 metros.

El campo de salinidades presenta solamente dos isohalinas, una de 35 ‰ que forma un semi-círculo cuyos extremos afloran a la superficie entre las estaciones 56 y 59 uno, y el otro entre las estaciones 45 y 48, extendiéndose en sentido vertical hasta una profundidad aproximada de 5 metros; existe una segunda isohalina de 36 ‰, uno de cuyos extremos aflora a la superficie en la estación 39, y presentando una especie de intrusión a 10

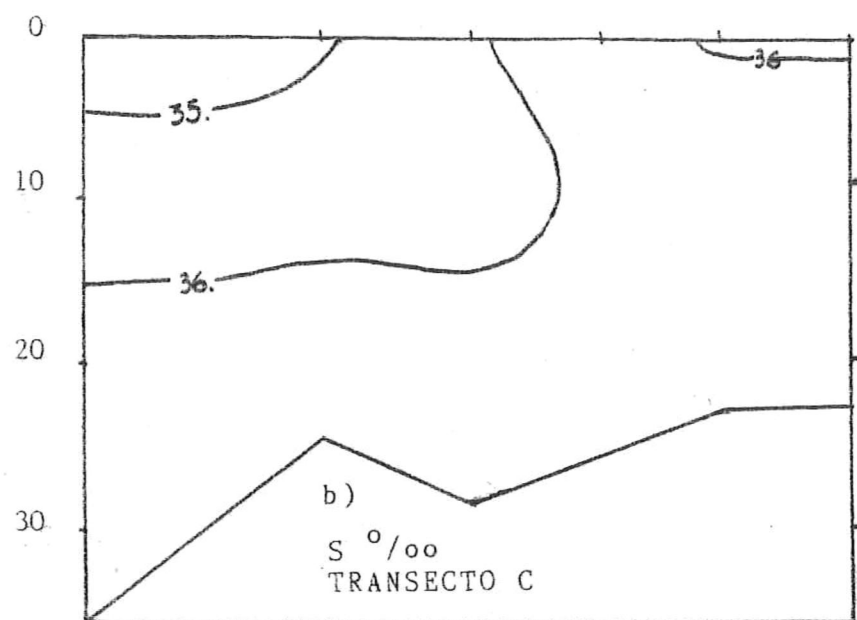
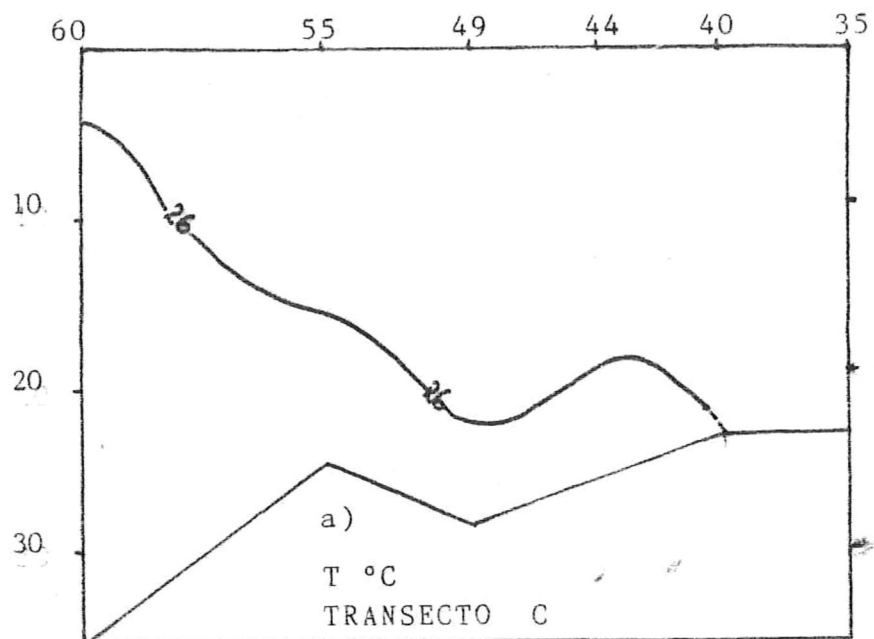
metros de profundidad, con extremo en la estación 48, hundiéndose posteriormente casi verticalmente hasta los 20 metros en la estación 48, para a partir de aquí continuar en dirección a la estación 59 en sentido casi horizontal.

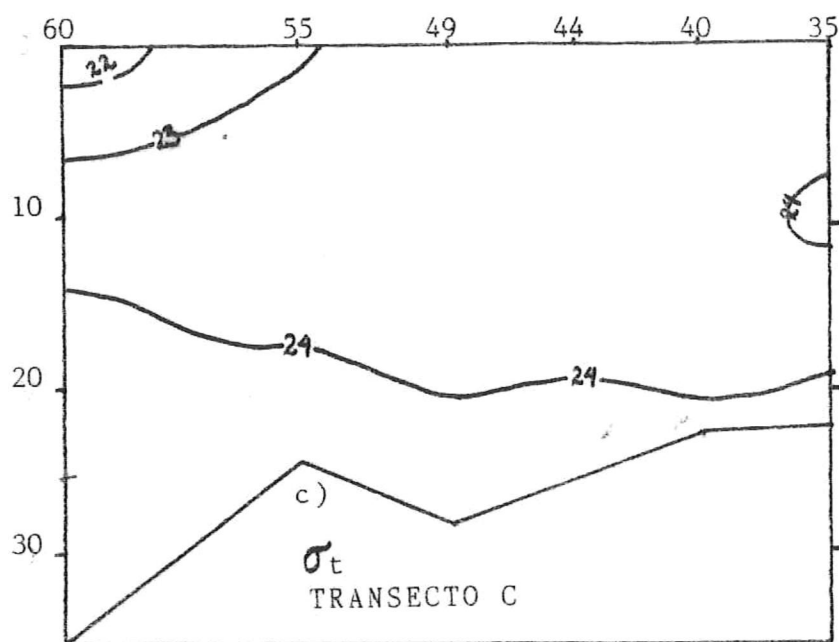
El campo de densidad presenta una región de agua delimitado por una isopícnica de 23, con extremos superficiales entre las estaciones 56 y 59 uno, y el otro entre las 45 y 48, sumergiéndose hasta una profundidad de 5 metros; existen asimismo dos isopícnicas de 24, la primera formando un frente entre las estaciones 36 y 39, a una profundidad máxima de 11 metros, y la segunda mostrando su presencia a partir de la estación 59 a 14 metros, extendiéndose hacia la costa con una tendencia ondulatoria, descendiendo ligeramente en la estación 56, posteriormente ascendiendo hasta una profundidad de 11 metros en la estación 48, para hundirse al fondo bruscamente en la estación 39.

Las figuras 29 a), b) y c) nos muestran la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto C:

Este transecto posee una profundidad máxima de 34 metros, en la estación 60, y la distribución de los parámetros es como sigue:

El campo de temperaturas presenta solamente una





Figuras 29 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto C.

isoterma de 26 grados, la cual se inicia en la estación 60 a 4 metros de profundidad, hundiéndose con una ligera tendencia ondulatoria hasta una profundidad máxima de 22 metros en la estación 49, para ascender luego hasta una profundidad aproximada de 18 metros entre las estaciones 40 y 44, sumergiéndose a continuación hasta el fondo en la estación 40.

El campo de salinidades presenta dos isohalinas: una de 35 o/oo, que se presenta como una intrusión proveniente de la estación 60, a una profundidad de 5 metros, uno de cuyos extremos aflora a la superficie un poco antes de la estación 55; también se presenta una isohalina de 36 o/oo, asimismo en forma de intrusión a una profundidad de 15 metros, uno de cuyos extremos aflora a la superficie un poco antes de la estación 49.

El campo de densidad presenta un rango de σ_t con valores entre 22 y 24; se presentan dos pequeñas zonas, la primera con una isopicna de 22 en la estación 60, a 2 metros de profundidad, y la segunda con una isopicna de 23 a una profundidad de 7 metros aproximadamente, uno de cuyos extremos aflora a la superficie un poco antes de la estación 55. Se presenta una pequeña intrusión con valor de 24 proveniente de la estación 35, a una profundidad de 10 metros, y existe otra isopicna con el mismo valor que se origina a 15 metros en la estación 60, y se extiende

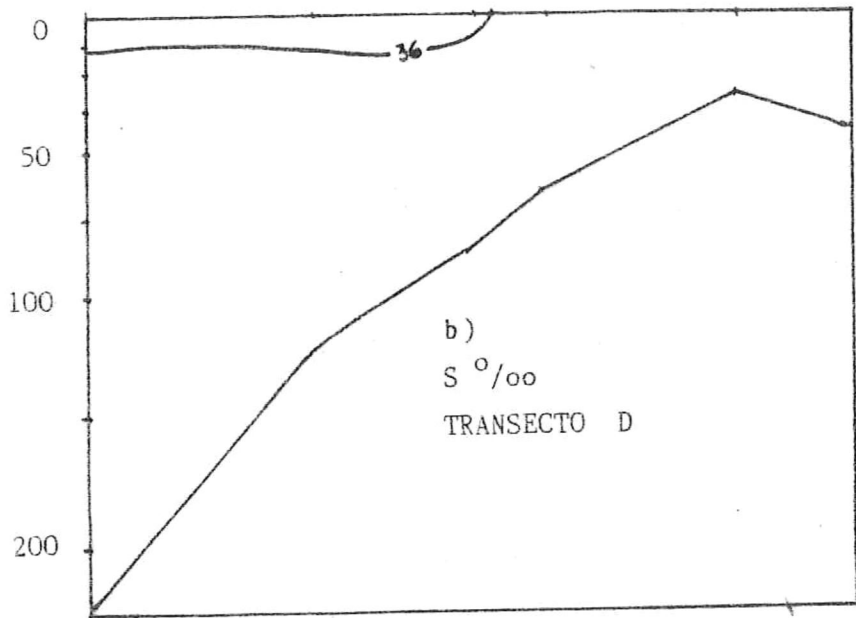
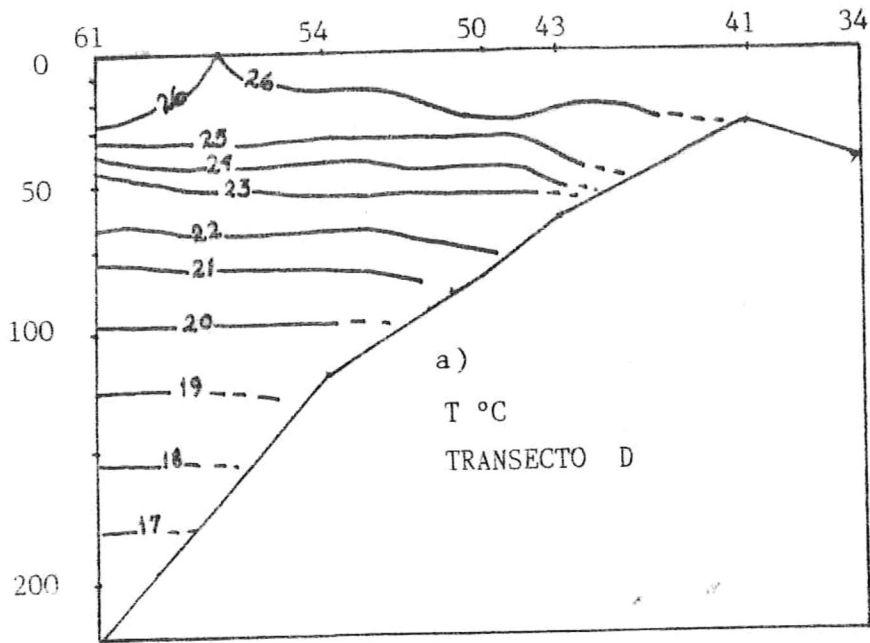
con una tendencia ligeramente ondulatoria hasta la estación 35 a una profundidad de 19 metros.

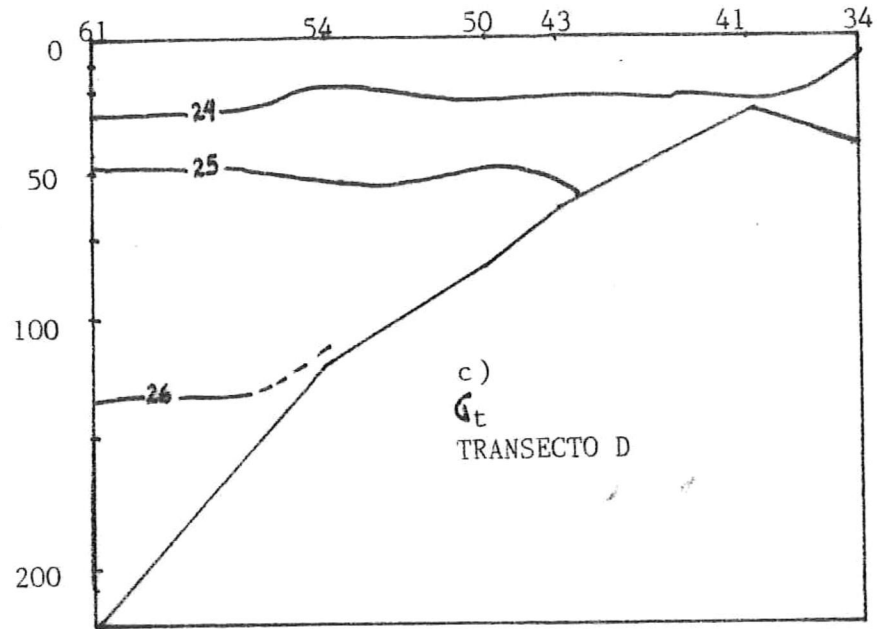
Las figuras 30 a), b) y c) nos presentan la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto D:

Este transecto posee una profundidad máxima de 220 metros en su perfil batimétrico, y la distribución de los parámetros se describe a continuación:

El campo de temperaturas presenta un amplio rango de valores, entre 17 y 26 grados centígrados; las isotermas de 17 a 25 grados se presentan con una distribución muy regular, situándose la isoterma de 17 grados a 175 metros de profundidad aproximadamente, y a partir de aquí y hasta la isoterma de 25 grados la distribución sigue una tendencia a aumentar la temperatura conforme disminuye la profundidad; la isoterma de 26 grados presenta dos estructuras, la primera una intrusión proveniente de la estación 61 a una profundidad de 28 metros, aflorando a la superficie entre las estaciones 54 y 61, y la segunda naciendo a partir de este último lugar y descendiendo con una ligera tendencia ondulatoria hasta una profundidad aproximada de 28 metros en la estación 41.

El campo de salinidades es, a diferencia, muy homogéneo, presentándose únicamente una isohalina de 36





Figuras 30 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto D.

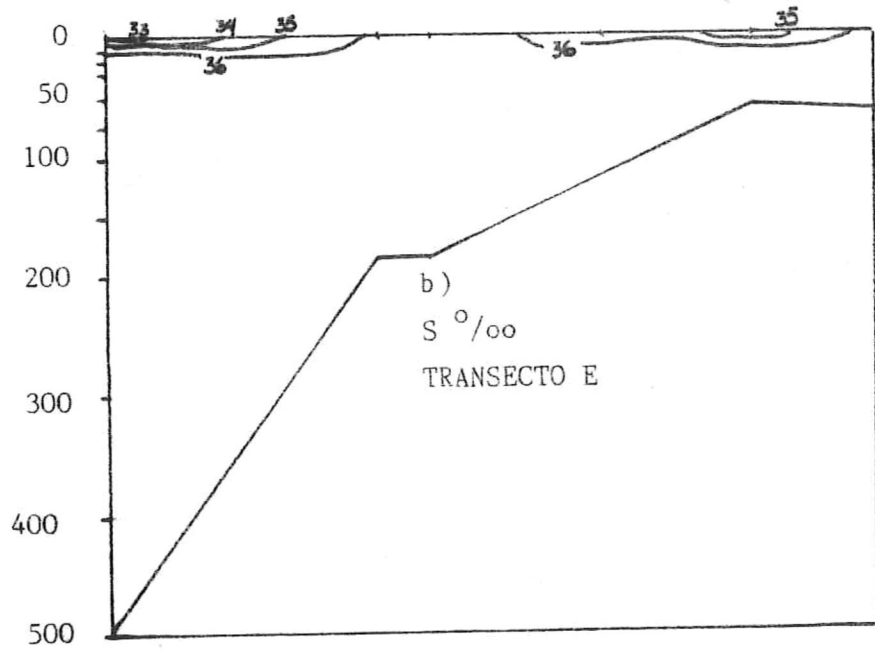
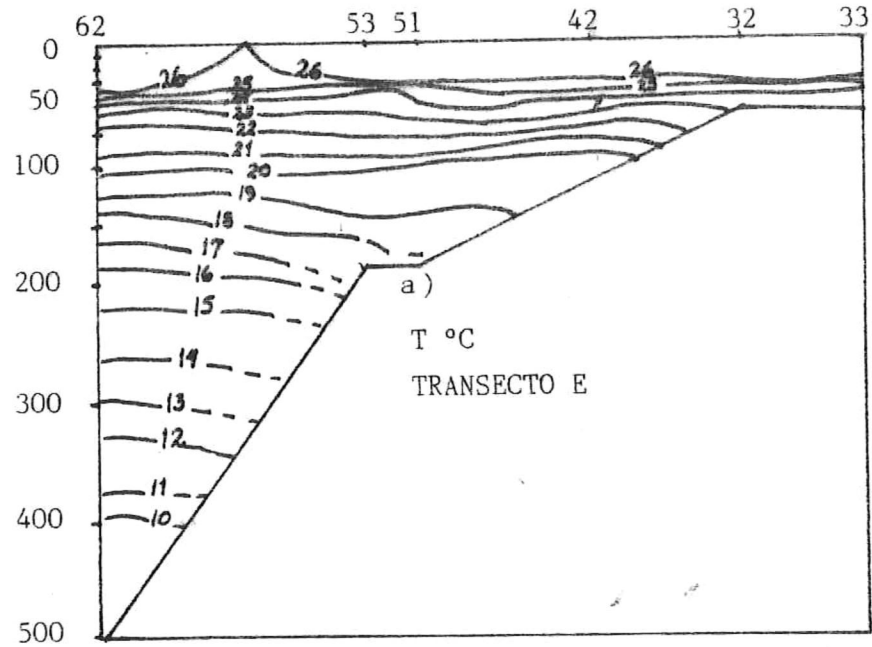
o/oo como una intrusión proveniente de la parte profunda del golfo a una profundidad de 10 metros, aflorando la isolínea a la superficie un poco antes de la estación 43.

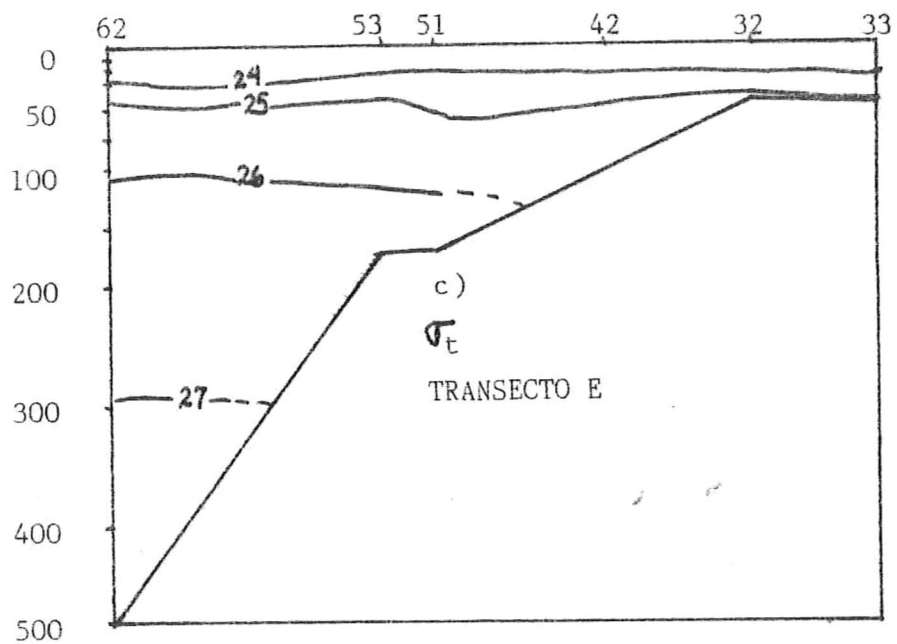
El campo de densidad presenta tres isopícnas con valores de 24, 25 y 26; en el primer caso la isopícnica presenta un comportamiento regular, originándose en la estación 61 a 30 metros de profundidad, extendiéndose con una tendencia semi-horizontal hasta los 10 metros de profundidad en la estación 34 del transecto; la isopícnica de 25 nace a los 49 metros en la estación 61, y sufriendo una ligera tendencia ondulatoria termina aproximadamente a los 60 metros en la estación 43; por último, la isopícnica de 26 se encuentra aproximadamente a 130 metros de profundidad, y asciende ligeramente para terminar en el fondo en la estación 54.

Las figuras 31 a), b) y c) representan la distribución de los parámetros hidrográficos correspondientes al Transecto E:

El transecto en cuestión presenta una profundidad máxima de 500 metros, correspondiendo ésta a la estación hidrográfica 62, la más profunda en nuestra zona de interés.

El campo de temperaturas presenta una estructura muy estratificada, con rangos de temperatura entre los 10 y los 26 grados centígrados; la isoterma de 10 grados se





Figuras 31 a), b) y c): Distribución de Temperatura, Salinidad y σ_t correspondientes al Transecto E.

presenta a los 400 metros de profundidad, y a partir de aquí la tendencia es muy regular hasta la isoterma de 25 grados, que se extiende de manera horizontal a los 40 metros de profundidad aproximadamente; la isoterma de 26 grados sigue una estructura similar a la descrita para la figura 30 a), aflorando a la superficie entre las estaciones 53 y 62, y distribuyéndose en las aguas de la bahía a una profundidad aproximada de 50 metros.

El campo de salinidades se presenta estratificado en las aguas superficiales, con isohalinas en un rango de 33 a 36 o/oo, a una profundidad máxima de aproximadamente 10 metros; entre las estaciones 53 y 62 se encuentra una estratificación con isolíneas entre 33 y 36 o/oo, y entre las estaciones 42 y 33 se presentan isolíneas de 35 y 36 o/oo.

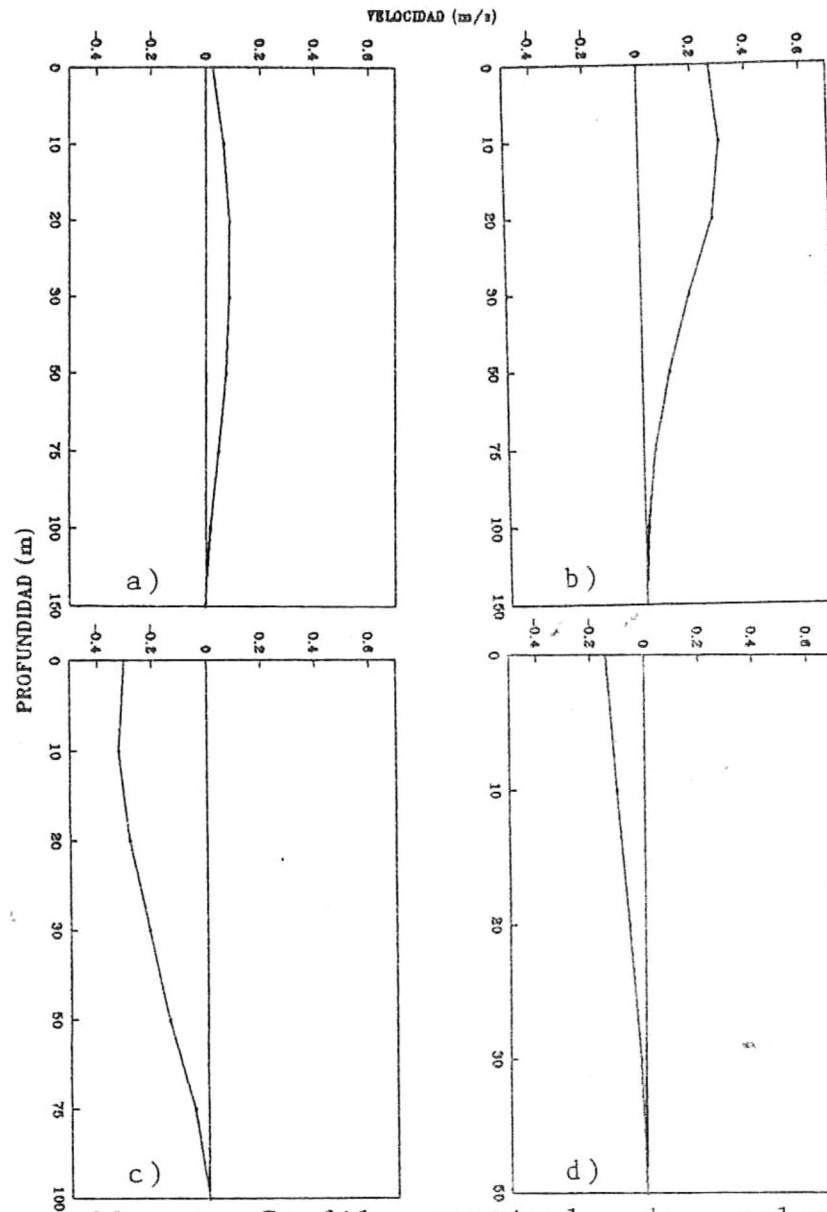
El campo de densidad presenta rangos de σ_t entre 24 y 27; la isopicna de 27 se encuentra a los 300 metros de profundidad, la de 26 a los 110 metros, la isopicna de 25 a los 45 metros, y la de 24 a los 30 metros, distribuyéndose todas en una forma muy regular en sentido horizontal, exceptuando la isopicna de 25, la cual sufre un pequeño descenso a la altura de la estación 51.

III. 2. EVALUACION DE LAS VELOCIDADES MEDIANTE EL MODELO INVERSO.

El resultado del cálculo de velocidades mediante el modelo inverso se grafica de dos formas: en perfiles verticales, ésto es, velocidad contra profundidad, (ver figuras 32 a 42) y mediante una representación vectorial euleriana del campo de velocidades a 0, 10 y 20, metros de profundidad (figuras 43, 44 y 45).

La figura 32 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones hidrográficas 53 y 62: en la superficie se presenta una magnitud de 0.025 m/s, y como el flujo es perpendicular a la disposición geométrica de las estaciones, la dirección en éste caso será hacia el norte; se observa a continuación un aumento regular hasta una magnitud máxima de 0.085 m/s a los 30 metros de profundidad, para desvanecerse a los 150 metros con una magnitud de 0.015 m/s, en todos los casos conservando la dirección hacia el norte.

La figura 32 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 51 y 53: en este caso en la superficie se observa una velocidad con dirección hacia el norte con magnitud de 0.24 m/s, conservando este valor



Figuras 32 : Perfil vertical de velocidad :

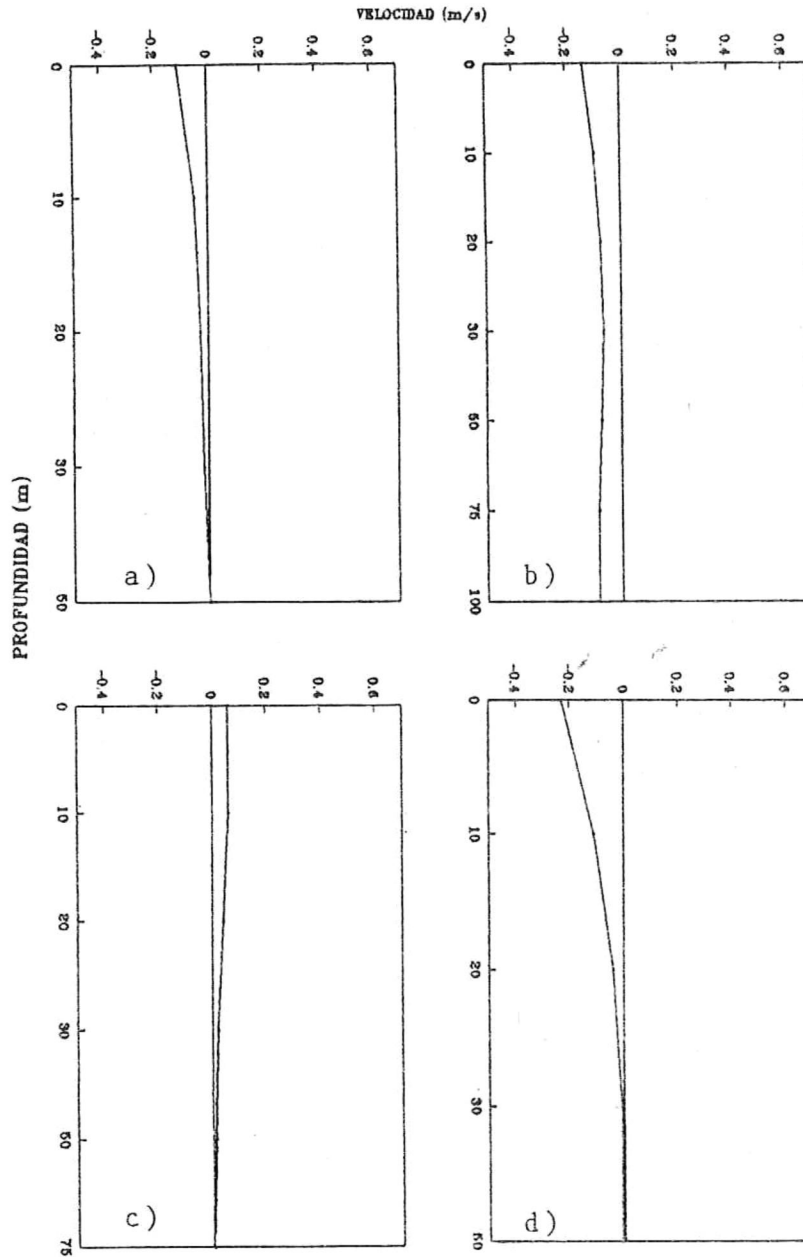
- a) entre las estaciones 53 y 62;
- b) entre las estaciones 51 y 53;
- c) entre las estaciones 42 y 51;
- d) entre las estaciones 32 y 42.

hasta los 10 metros, y disminuyendo hasta un valor de 0.01 m/s a los 150 metros de profundidad.

La figura 32 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 42 y 51: en este caso en la superficie se presenta una magnitud negativa de velocidad con valor de -0.30 m/s, lo que significa que la dirección del flujo es hacia el sur, posteriormente, y con la misma dirección, se observa una disminución gradual del campo hasta alcanzar un valor de -0.05 m/s a 75 metros de profundidad, y una velocidad nula a 100 metros.

La figura 32 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 42: se presenta un flujo hacia el sur con una magnitud en la superficie de -0.13 m/s, disminuyendo con una tendencia casi lineal hasta un valor nulo a los 50 metros de profundidad.

La figura 33 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 33: en la superficie se observa un flujo con dirección hacia el sur con magnitud de la velocidad de -0.111 m/s, disminuyendo a un valor de -0.51 m/s a los diez metros, para disminuir en línea recta hasta los 50 metros con una magnitud nula.



Figuras 33 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 32 y 33;

b) entre las estaciones 54 y 61;

c) entre las estaciones 50 y 54;

d) entre las estaciones 43 y 50.

La figura 33 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 54 y 61: en la superficie observamos un flujo con dirección sur de magnitud -0.136 m/s, disminuyendo uniformemente a los 30 metros de profundidad con una magnitud de -0.066 m/s, para aumentar hasta un valor de -0.086 m/s a los 100 metros de profundidad.

La figura 33 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 50 y 54: se presenta en la superficie un flujo con dirección, hacia el norte cuya velocidad posee una magnitud de 0.061 m/s, y a los 10 metros de profundidad un valor de 0.041 m/s, para disminuir en una tendencia lineal hasta un valor de 0.001 m/s a los 75 metros.

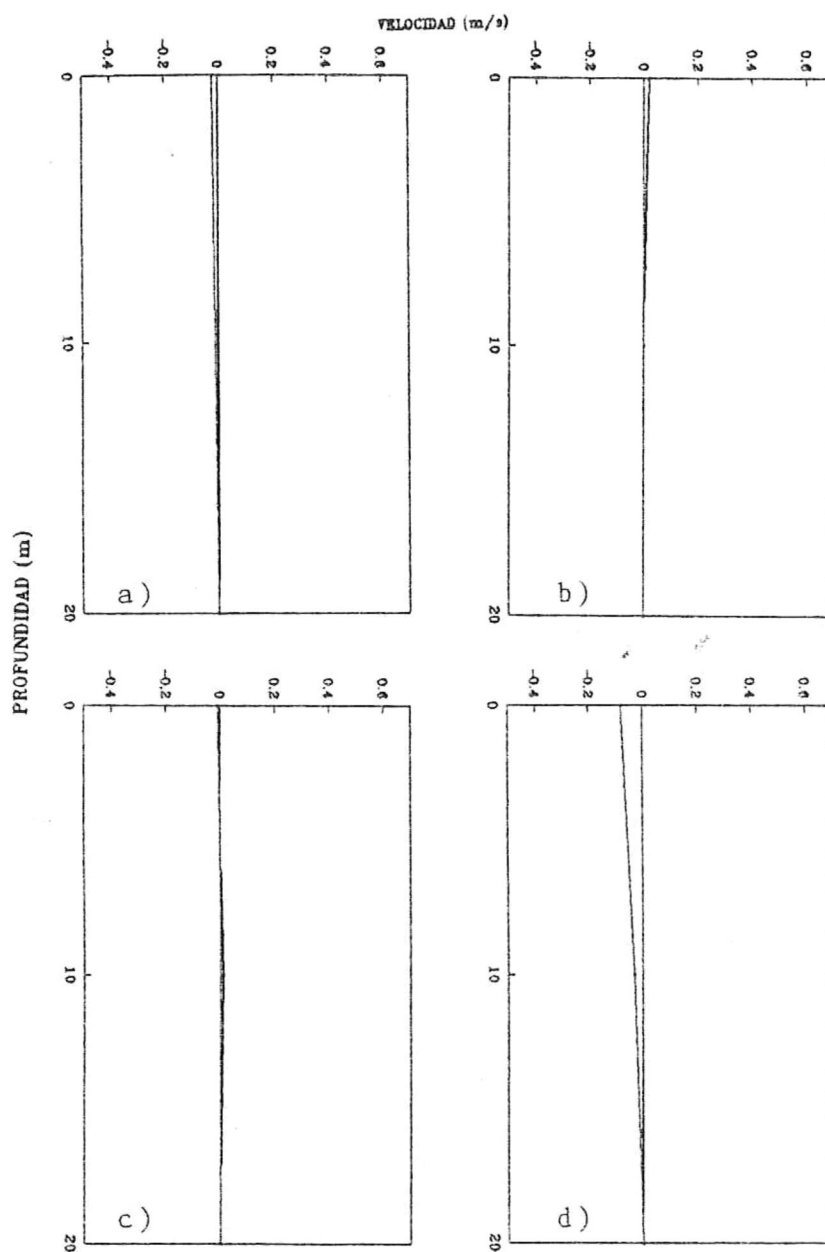
La figura 33 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 43 y 50: en la superficie encontramos un flujo con dirección hacia el sur con una magnitud de -0.23 m/s, disminuyendo a un valor de -0.11 m/s a 10 metros de profundidad, a -0.04 m/s a 20 metros, y de aquí a -0.01 m/s a los 50 metros de profundidad.

La figura 34 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 41 y 43: en la superficie se observa un flujo hacia el sur con magnitud de la velocidad de -0.022 m/s, disminuyendo hasta los 20 metros de profundidad con un valor de -0.002 m/s.

La figura 34 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 34 y 41: en este lugar solamente encontramos como característica visible un flujo con velocidad de magnitud 0.02 m/s en la superficie, y con dirección hacia el norte; posteriormente disminuye hasta un valor nulo de velocidad a los 10 metros de profundidad.

La figura 34 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 55 y 60: en la superficie observamos un flujo hacia el sur con magnitud de -0.01 m/s, aumentando a un valor de 0.01 m/s con dirección al norte a los 10 metros de profundidad, para disminuir a un valor nulo en la velocidad a 20 metros.

La figura 34 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 49 y 55: observamos en la superficie un flujo hacia el sur con magnitud de -0.081 m/s, disminuyendo linealmente y conservando la misma dirección hasta los 20 metros de profundidad, donde el



Figuras 34 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 41 y 43;

b) entre las estaciones 34 y 41;

c) entre las estaciones 55 y 60;

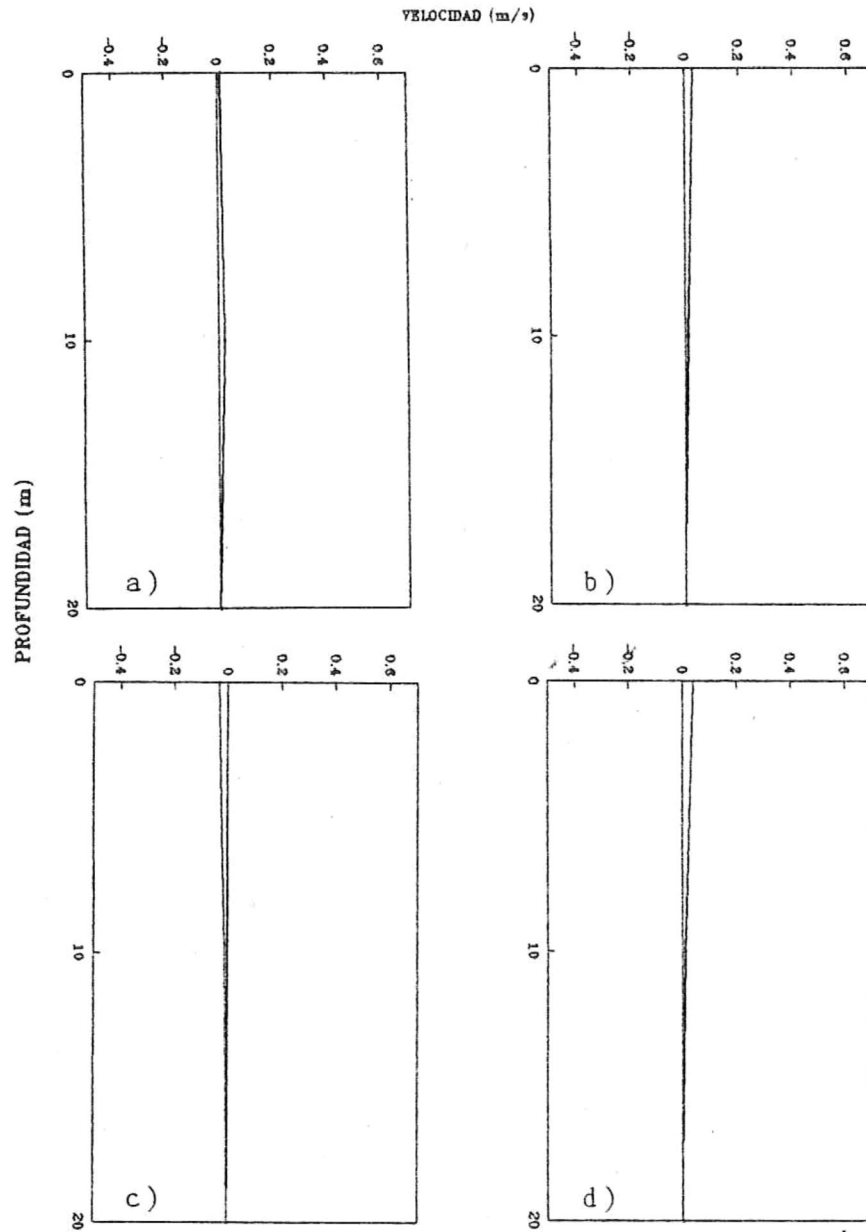
d) entre las estaciones 49 y 55.

flujo presenta una magnitud de -0.001 m/s.

La figura 35 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 44 y 49: se presenta en la superficie un flujo hacia el norte con un valor en la velocidad de 0.012 m/s, aumentando a un valor de 0.022 m/s a 10 metros de profundidad, para disminuir a los 20 metros a un valor de 0.002 m/s, conservando la misma dirección.

La figura 35 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 40 y 44: observamos en este lugar un flujo en la superficie con dirección hacia el norte y magnitud de 0.03 m/s, disminuyendo linealmente hasta los 18 metros de profundidad, donde la velocidad es nula.

La figura 35 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 35 y 40: se presenta en este caso un flujo con dirección hacia el sur, con valores en la superficie de -0.033 m/s, disminuyendo a -0.013 m/s a los 10 metros de profundidad, y a -0.003 m/s a los 20 metros.



Figuras 35 : Perfil vertical de velocidad :

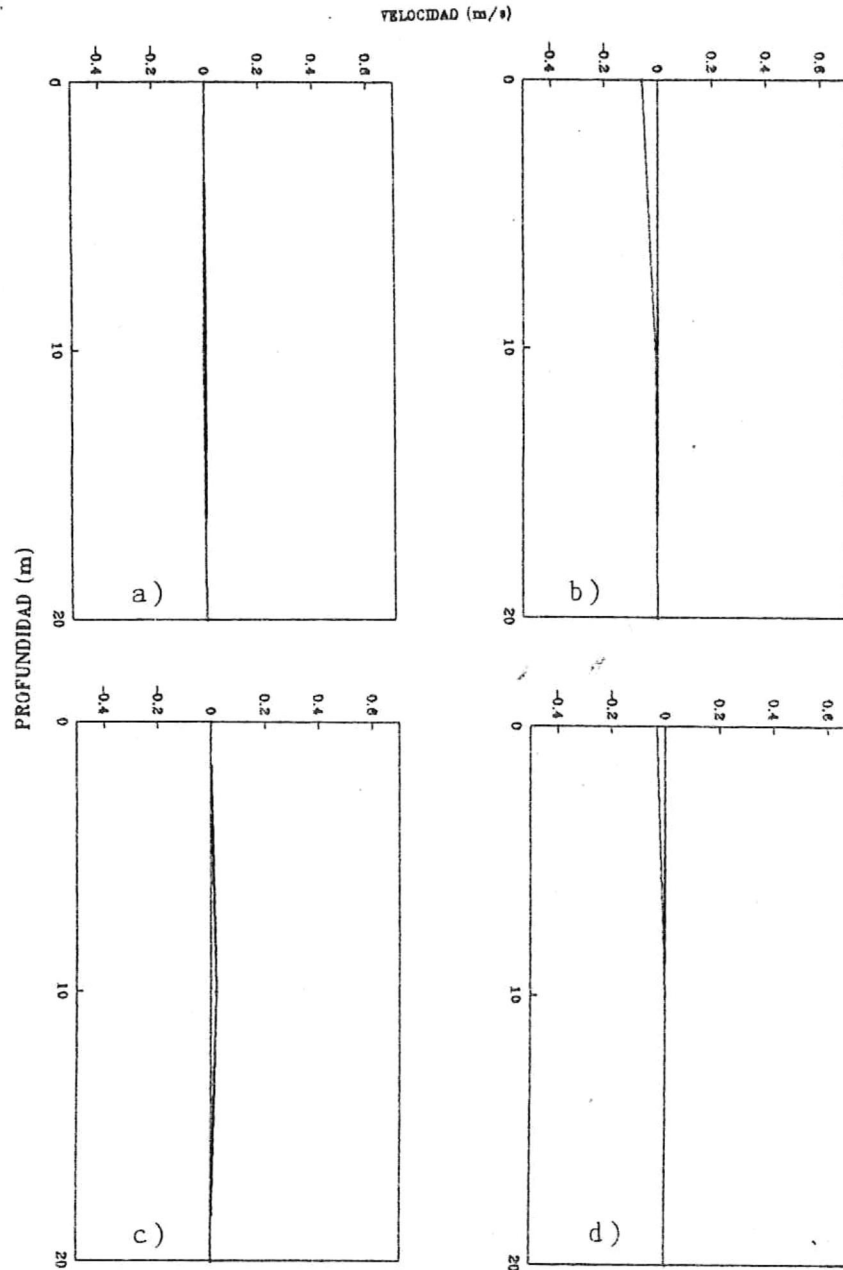
- a) entre las estaciones 44 y 49;
- b) entre las estaciones 40 y 44;
- c) entre las estaciones 35 y 40;
- d) entre las estaciones 56 y 59.

La figura 35 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 56 y 59: en la superficie podemos observar un flujo con dirección norte y magnitud de 0.04 m/s, disminuyendo en magnitud a los 10 metros de profundidad, donde encontramos un valor en la velocidad de 0.01 m/s, para volverse nula a los 18 metros, aproximadamente.

La figura 36 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 48 y 56: se presenta en este caso tan solamente un valor a 10 metros de profundidad de magnitud -0.01 m/s, con dirección hacia el sur, con valores nulos en la magnitud en la superficie y a 20 metros de profundidad.

La figura 36 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 45 y 48: es posible observar un flujo en la superficie con dirección sur de magnitud -0.06 m/s, disminuyendo a -0.01 m/s a los 10 metros de profundidad, y volviéndose nulo a los 20 metros.

La figura 36 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 39 y 45: de nuevo se presenta solamente un valor en la velocidad a los 10 metros de profundidad, con dirección hacia el norte y



Figuras 36 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 48 y 56;

b) entre las estaciones 45 y 48;

c) entre las estaciones 39 y 45;

d) entre las estaciones 36 y 39.

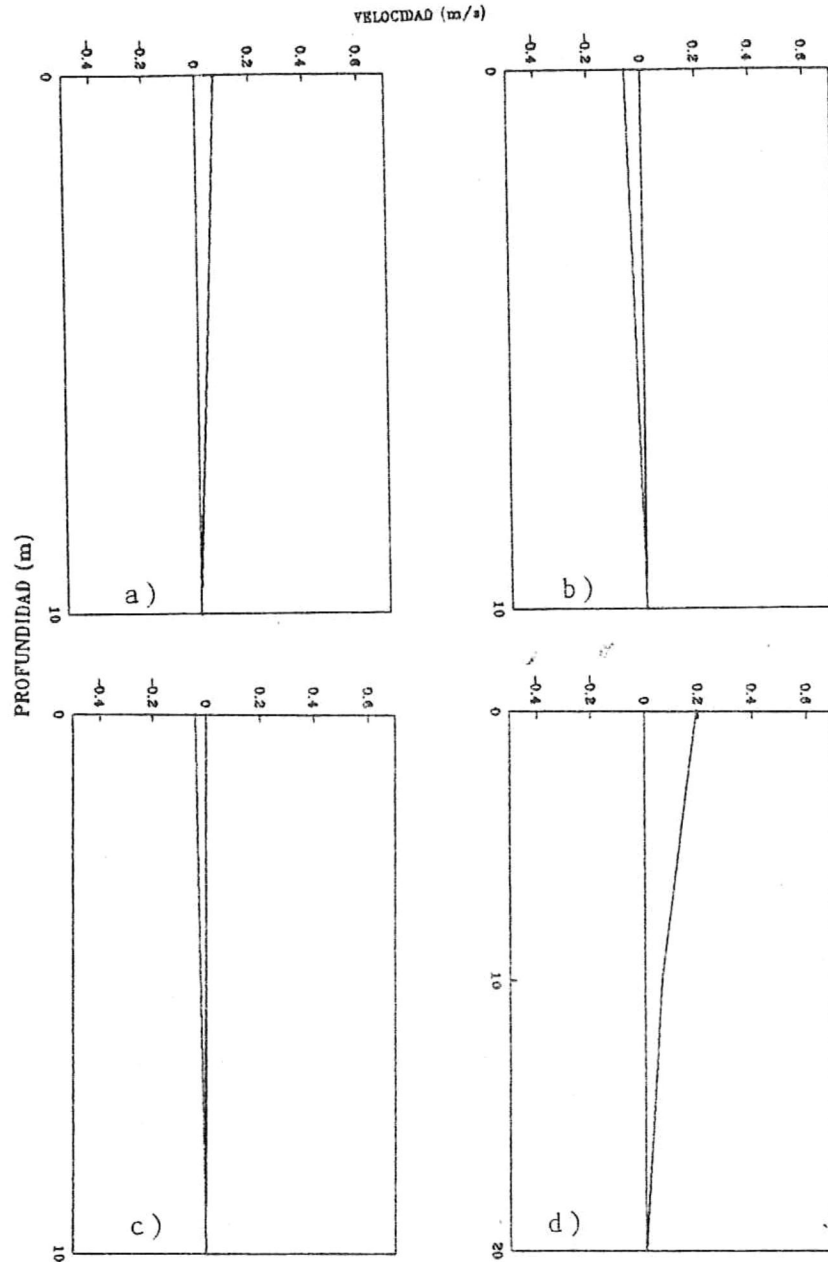
magnitud de 0.02 m/s, con valores nulos en la superficie y a 20 metros de profundidad.

La figura 36 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 36 y 39: en este caso observamos tan sólo un valor importante, de magnitud -0.03 m/s y dirección sur, con valores nulos de magnitud a los 10 y 20 metros de profundidad.

La figura 37 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 57 y 58: podemos observar un valor de 0.07 m/s, con dirección hacia el norte en la superficie, disminuyendo a un valor nulo a los 10 metros de profundidad.

La figura 37 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 47 y 57: aquí se observa en la superficie un flujo hacia el sur con magnitud de la velocidad de -0.06 m/s, disminuyendo en una tendencia lineal hasta un valor nulo a los 10 metros de profundidad.

La figura 37 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 37 y 38: se presenta en este lugar un flujo con dirección sur y magnitud -0.04 m/s



Figuras 37 : Perfil vertical de velocidad :

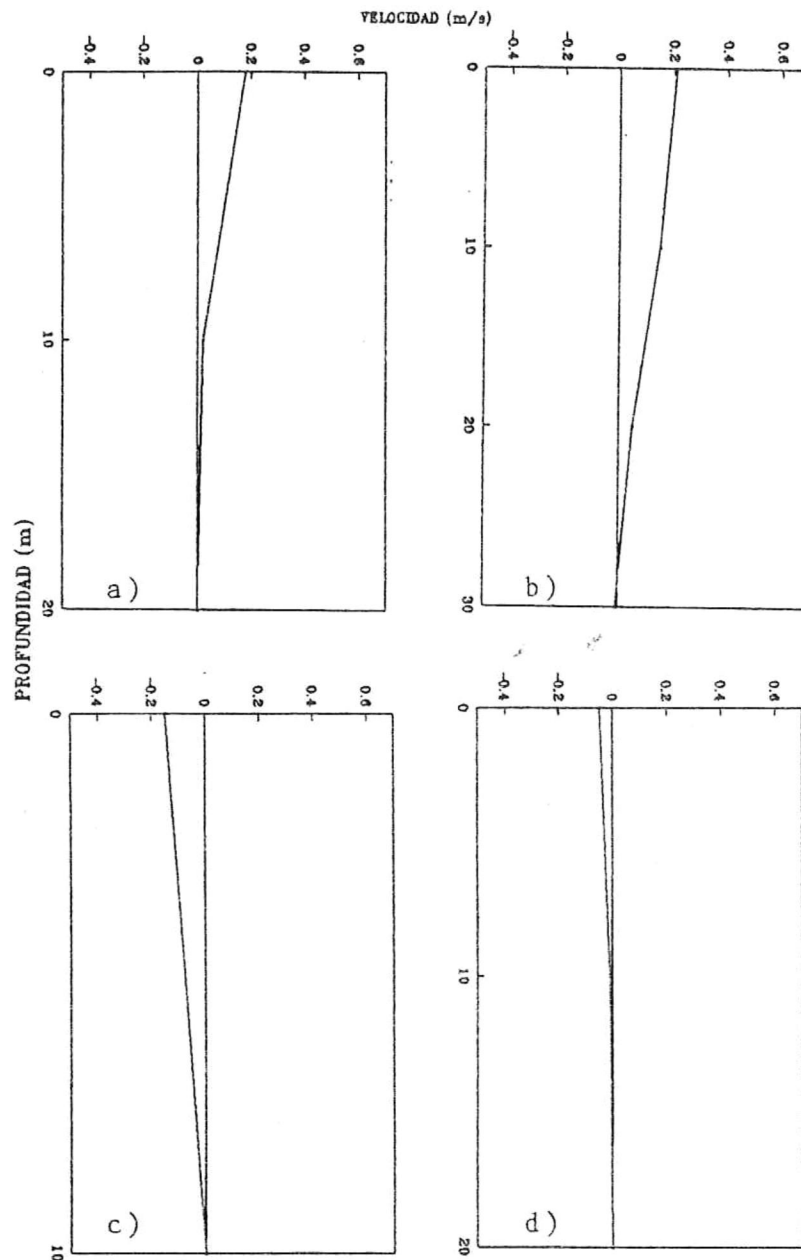
- a) entre las estaciones 57 y 58;
- b) entre las estaciones 47 y 57;
- c) entre las estaciones 37 y 38;
- d) entre las estaciones 58 y 59.

correspondiente a la superficie, disminuyendo hasta un valor nulo a una profundidad de 10 metros.

A partir de este lugar la descripción de velocidades obtenidas mediante el uso del Modelo Inverso se refiere a los transectos en los cuales la disposición geográfica de las estaciones observa una dirección norte-sur, por lo que los componentes relativos al flujo estarán en dirección perpendicular a esta situación, es decir, en sentido este-oeste, de manera que un valor positivo en la evaluación del flujo tendrá una dirección hacia el este.

La figura 37 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 58 y 59: observamos en este lugar un valor en la magnitud en la velocidad de 0.192 m/s y dirección hacia el oeste correspondiente a la superficie, disminuyendo de magnitud a los 10 metros de profundidad a un valor de 0.062 m/s, y a los 20 metros a un valor de 0.002 m/s.

La figura 38 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 59 y 60: en el nivel correspondiente a la superficie se presenta un flujo con dirección hacia el oeste de magnitud 0.18 m/s,



Figuras 38 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 59 y 60;

b) entre las estaciones 60 y 61;

c) entre las estaciones 56 y 57;

d) entre las estaciones 54 y 55.

disminuyendo a un valor de 0.02 m/s a 10 metros de profundidad, y a un valor nulo a los 20 metros.

La figura 38 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 60 y 61: existe en este lugar en la superficie un flujo con dirección al oeste de magnitud 0.21 m/s, disminuyendo a 0.15 m/s a los 10 metros de profundidad, a 0.05 m/s a los 20 metros, y volviéndose nulo en el nivel de los 30 metros de profundidad.

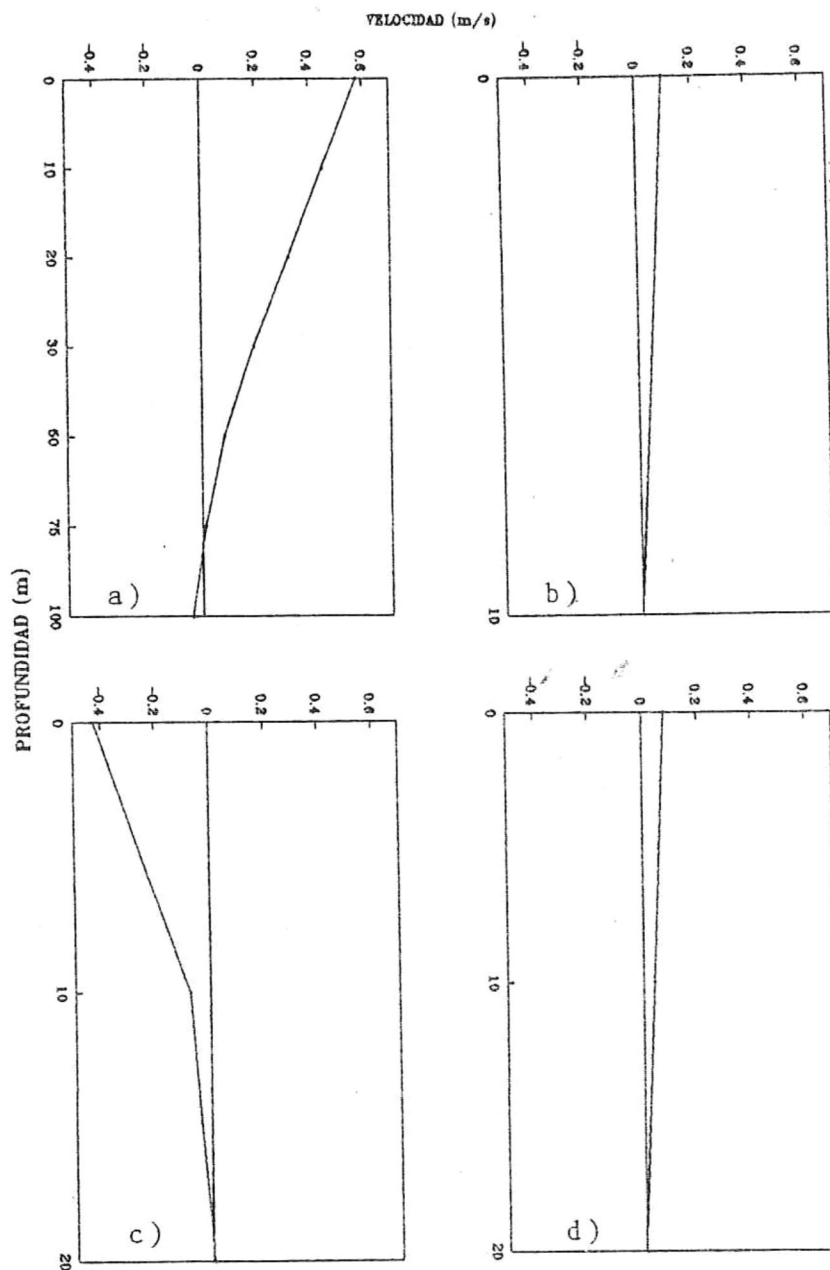
La figura 38 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 56 y 57: existe solamente un flujo hacia el este correspondiente a la superficie con magnitud de -0.15 m/s, y haciéndose nulo a los 10 metros de profundidad.

La figura 38 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 54 y 55 : en la superficie observamos un flujo con dirección hacia el este con una magnitud de -0.05 m/s, disminuyendo a los 10 metros de profundidad a un valor de -0.01 m/s, y volviéndose nulo a los 20 metros.

La figura 39 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 53 y 54: en la superficie encontramos un flujo con dirección oeste de magnitud 0.58 m/s , disminuyendo linealmente hasta una profundidad de 30 metros, donde se presenta un flujo con la misma dirección y magnitud de 0.19 m/s , y de aquí disminuye a un valor de 0.08 m/s a los 50 metros, a 0.01 m/s a los 75 metros, y cambiando de dirección a los 80 metros de profundidad, hasta los 100 metros, donde observamos una magnitud en el flujo de -0.04 m/s , con dirección al este.

La figura 39 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 47 y 48: se presenta en la superficie un flujo hacia el oeste con una magnitud de 0.10 m/s , disminuyendo a un valor nulo a los 10 metros de profundidad.

La figura 39 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 48 y 49: en este lugar es posible observar en la superficie un flujo hacia el este con una velocidad de magnitud -0.425 m/s , la cual disminuye a los 10 metros de profundidad a una magnitud de -0.075 m/s y se vuelve nula a los 20 metros.



Figuras 39 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 53 y 54;

b) entre las estaciones 47 y 48;

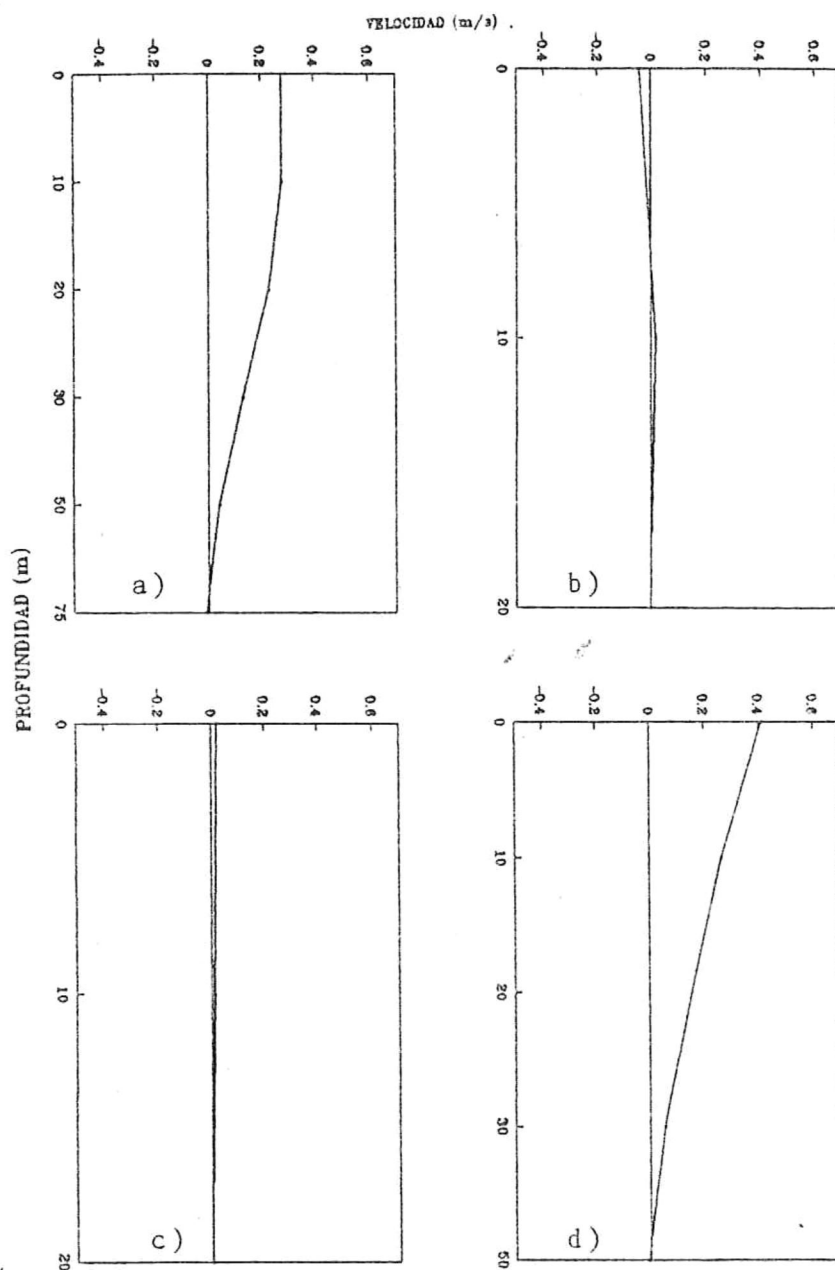
c) entre las estaciones 48 y 49;

d) entre las estaciones 49 y 50.

La figura 39 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 49 y 50: se encuentra en el nivel correspondiente a la superficie un flujo con dirección oeste de magnitud 0.08 m/s , el cual disminuye a una magnitud de 0.04 m/s a los 10 metros de profundidad, y se vuelve nulo a la profundidad de 20 metros.

La figura 40 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 50 y 51: en la superficie encontramos un flujo con dirección al oeste de magnitud 0.28 m/s , conservando el mismo valor hasta los 10 metros de profundidad, disminuyendo a un valor de 0.23 m/s a los 20 metros, y disminuyendo linealmente hasta los 50 metros de profundidad, donde alcanza una magnitud de 0.05 m/s , y posteriormente volviéndose nulo a los 75 metros.

La figura 40 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 44 y 45: se observa en la superficie un flujo con dirección este de magnitud -0.042 m/s , el cual se hace nulo a una profundidad aproximada de 8 metros, cambiando de dirección a continuación, alcanzando un valor máximo a los 10 metros con una magnitud de 0.018 m/s , y haciéndose nulo de nueva cuenta a los 17 metros aproximadamente.



Figuras 40 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 50 y 51;

b) entre las estaciones 44 y 45;

c) entre las estaciones 43 y 44;

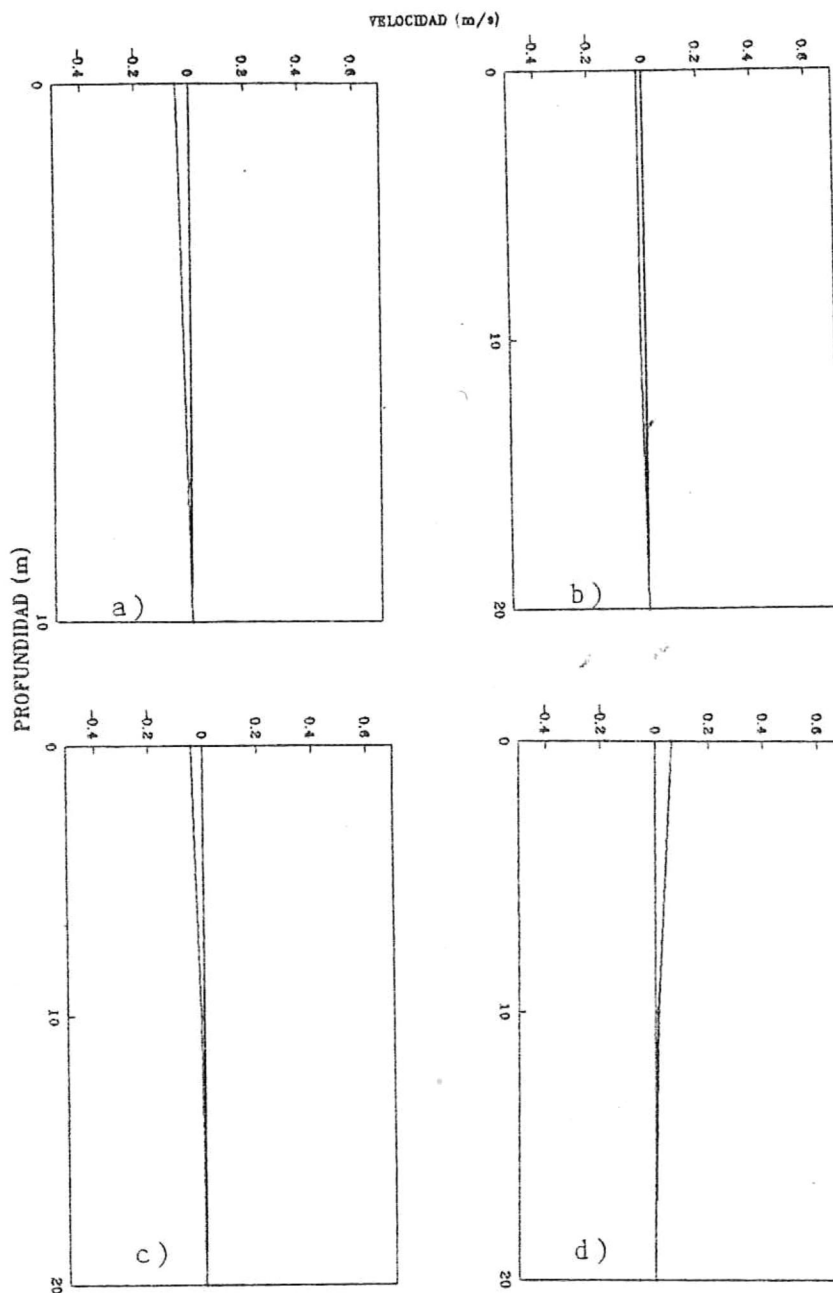
d) entre las estaciones 42 y 43.

La figura 40 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 43 y 44: es posible observar en este lugar un flujo con dirección oeste en la superficie, con una magnitud de 0.02 m/s, disminuyendo gradualmente de magnitud, hasta volverse nulo a los 17 metros de profundidad, aproximadamente.

La figura 40 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 42 y 43: se encuentra presente en la superficie un flujo con magnitud 0.412 m/s y con dirección oeste, disminuyendo a una magnitud de 0.262 m/s a los 10 metros de profundidad, a 0.152 m/s a los 20 metros, a 0.052 m/s a los 30 metros, para volverse nulo a una profundidad aproximada de 48 metros.

La figura 41 a) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 38 y 39: observamos en la superficie un flujo de magnitud -0.05 m/s y dirección al este, el cual alcanza un valor nulo a los 10 metros de profundidad.

La figura 41 b) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 39 y 40: en la superficie existe un flujo con dirección al este de magnitud -0.02 m/s, el cual conserva el mismo valor hasta los 10 metros



Figuras 41 : Perfil vertical de velocidad :

a) entre las estaciones 38 y 39;

b) entre las estaciones 39 y 40;

c) entre las estaciones 40 y 41;

d) entre las estaciones 32 y 41.

de profundidad, para volverse nulo a la profundidad de 20 metros.

La figura 41 c) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 40 y 41: es posible observar en este lugar un flujo con dirección este en el nivel correspondiente a la superficie, el cual posee una magnitud de -0.043 m/s, posteriormente disminuye a un valor de -0.013 m/s en el nivel de los 10 metros de profundidad, para alcanzar un valor nulo a una profundidad aproximada de 18 metros.

La figura 41 d) representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 32 y 41: en este caso observamos en la superficie un flujo con dirección oeste de magnitud 0.06 m/s, disminuyendo a un valor de 0.01 m/s en el nivel de los 10 metros de profundidad, para hacerse nulo a una profundidad de 18 metros, aproximadamente.

La figura 42 representa el perfil vertical de velocidad entre las estaciones 35 y 36: existe en este lugar, en la superficie, un flujo con dirección hacia el este con una magnitud de -0.02 m/s, aumentando a un valor de -0.04 m/s a una profundidad de 10 metros, volviéndose nulo a los 19 metros, aproximadamente.

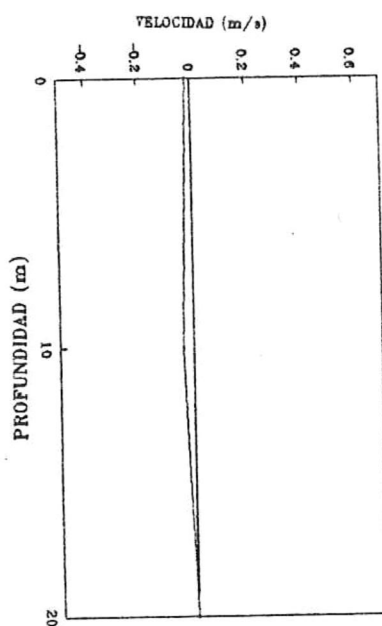


Figura 42 : Perfil vertical de velocidad entre las estaciones 35 y 36.

La figura 43 nos muestra el campo de velocidades evaluado mediante el modelo inverso correspondiente al plano horizontal de 0 metros: se presenta un patrón de circulación característicamente ciclónico, con el giro de mayor presencia localizado entre los 18.5 y 19.5 grados de latitud, y los 92 y 93 grados de longitud, aproximadamente; en la zona más próxima a la costa se presentan velocidades con dirección este y magnitud con valores máximos de 0.5 m/s, mientras que en la parte norte el sentido de la circulación es hacia el oeste, con los mismos valores máximos de magnitud; se presentan asimismo componentes de menor magnitud en la parte noroeste, con dirección al oeste, y magnitudes de 0.24 y 0.05 m/s.

La figura 44 nos muestra el campo de velocidades a una profundidad de 10 metros: en este caso las magnitudes más importantes en el flujo se encuentran en la parte norte, aproximadamente a los 19.5 grados de latitud y 92.5 grados de longitud, con el sentido de la circulación hacia el oeste, y magnitudes hasta 0.4 m/s, con tendencia a disminuir hacia el este; en la región más cercana a la costa las magnitudes del campo son menores, y con una tendencia hacia la dirección este, con valores máximos en velocidad de 0.07 m/s.

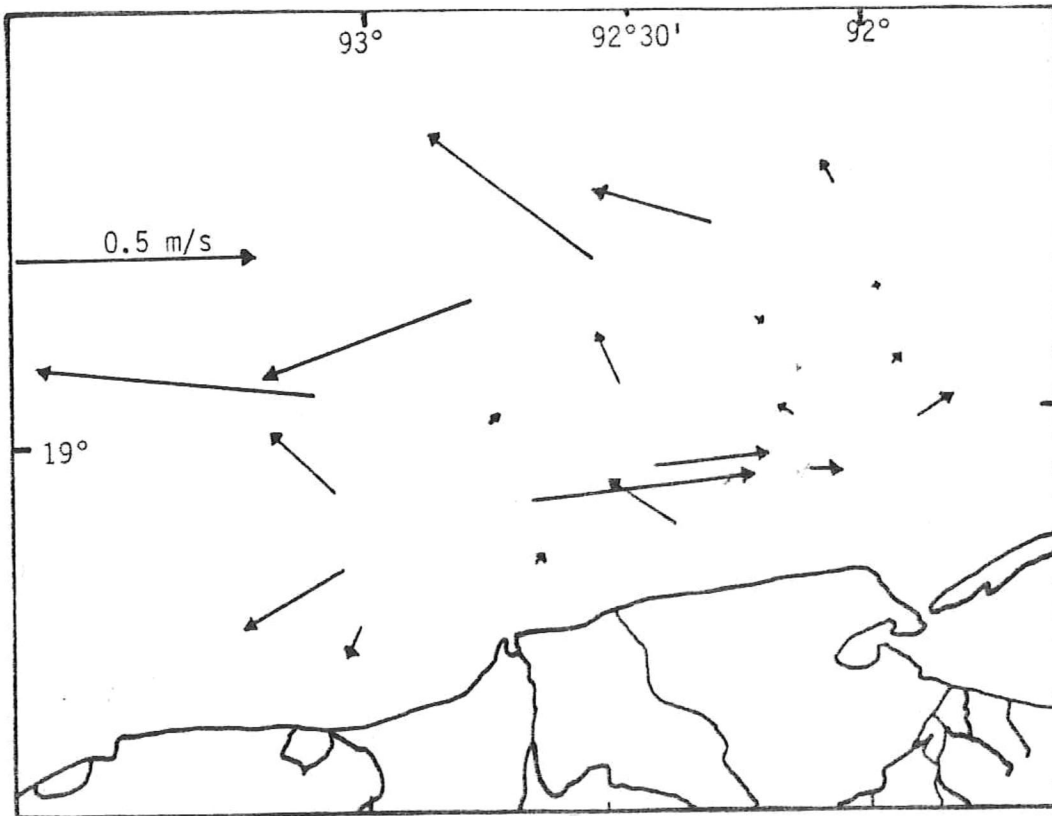


Figura 43: Campo de Velocidad a 0 metros.

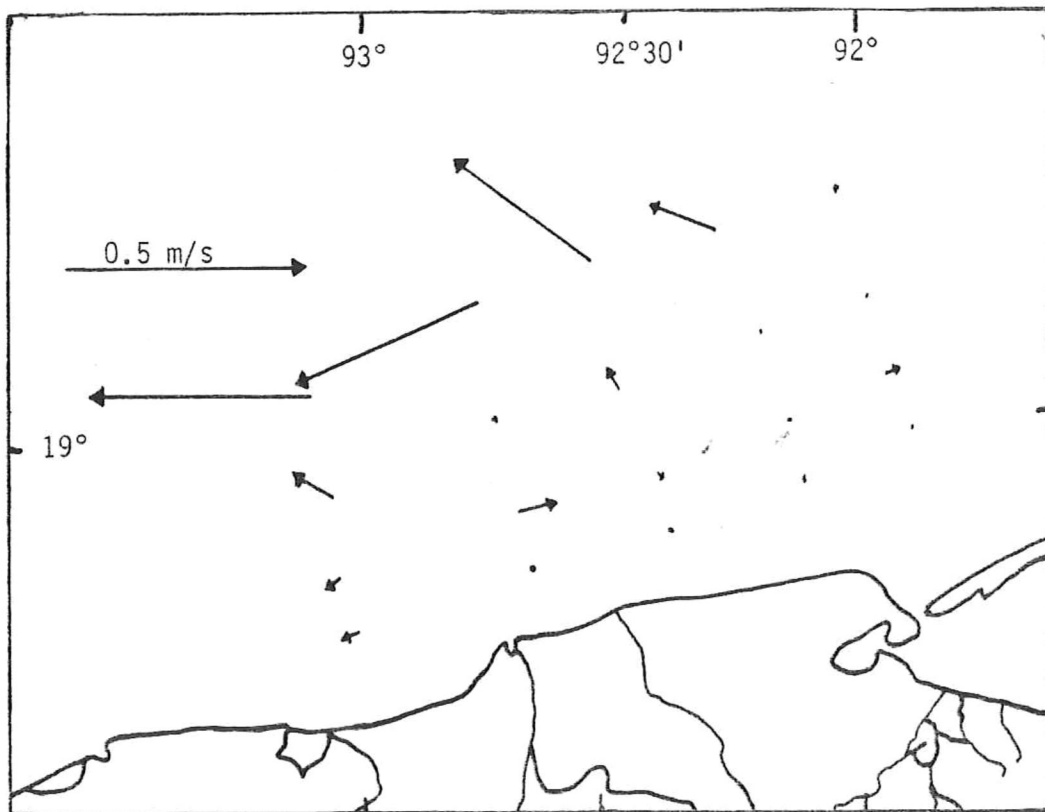


Figura 44: Campo de Velocidad a 10 metros.

La figura 45 nos muestra el campo de velocidad a una profundidad de 20 metros: en este caso se muestra aun el sentido ciclónico de la circulación, con componentes en la parte norte de la zona a los 19.5 grados de latitud y 92.5 grados de longitud, con un sentido hacia el este, y magnitudes de 0.33 m/s.

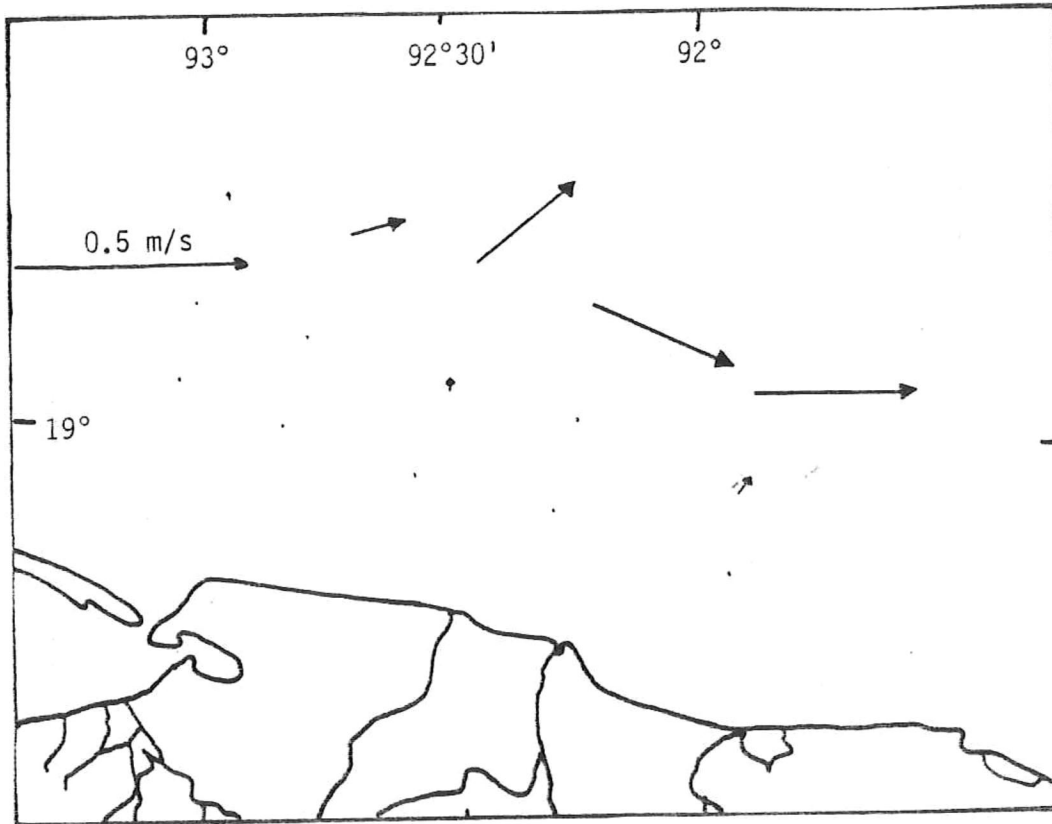


Figura 45: Campo de Velocidad a 20 metros.

IV. DISCUSION

La primera parte de los resultados de la presente tesis estuvo orientada a la descripción de los parámetros hidrográficos, y la observación y análisis de dichos resultados nos encaminan a hacer las siguientes reflexiones.

La tendencia general de la distribución de los parámetros mencionados presenta los efectos más sobresalientes en la desembocadura del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta, pues el aporte de aguas más dulces y de menor temperatura es de carácter absolutamente significativo, mostrándose dicha afirmación en la presencia de frentes inducidos por aguas de menor temperatura y salinidad, en la distribución que observamos en los planos horizontales (figuras 12 a 20), siendo su presencia de importancia notable hasta la región de los 19 grados de latitud y 93 grados de longitud.

La presencia de agua de mayor temperatura en el perfil vertical del Transecto V nos hace pensar que se trata de una intrusión de masas de agua de diferentes características que las correspondientes a la zona de

estudio.

La presencia de las regiones semi-circulares de agua en la distribución vertical de la salinidad y densidad en el Transecto A (ver figura 4) nos indica asimismo que el aporte de los ríos es de gran importancia, pues vemos que la tendencia es a presentar aguas más dulces en la superficie, siendo las partes más profundas de mayor salinidad, y obviamente, mayor densidad, correspondiendo la naturaleza de estas aguas a un origen oceánico, sin lugar a dudas.

De la misma forma que el comentario anterior nos resulta el analizar la distribución de los parámetros hidrográficos en el Transecto B (ver figura 28); dicho transecto presenta una orientación geográfica este-oeste, siendo posible detectar la presencia de una estructura intrusiva de aguas de menor salinidad (esto es, aguas más dulces), hacia el este; opinamos que la influencia de los ríos en el aporte de la región es el que determina la distribución de los parámetros físicos, y seguramente químicos, biológicos y geológicos.

Por otra, parte, refiriéndonos ya a los resultados obtenidos al resolver nuestro modelo numérico, observamos que el modelo de circulación resultante confirma la

existencia de un giro ciclónico en nuestra zona de estudio, conformando con los resultados obtenidos por Velasco-Mendoza (1989), en su estudio sobre los giros de mesoescala en la Bahía de Campeche, y con Padilla-Pilotze et al. (1990), en el estudio sobre la evidencia observacional de un giro ciclónico en la zona de interés.

VII. CONCLUSIONES

Hoy en día la necesidad de conocer las características oceanográficas de nuestras aguas territoriales se hace cada vez más evidente al verificar la cooperación entre los oceanólogos teóricos y los descriptivos.

Para lograr adelantar en nuestro conocimiento de tan importante materia el oceanólogo físico necesita de una mayor información en dos formas; datos de cobertura simultánea sobre amplias zonas oceánicas (tanto horizontales como verticales, conjuntamente con observaciones meteorológicas, determinantes en la dinámica oceánica superficial), así como observaciones de series de tiempo sobre períodos de cuando menos un año en localidades seleccionadas de acuerdo a su importancia. Por su parte, los modelos obtenidos a partir de métodos inversos representan un primer paso hacia la predicción de la circulación oceánica global.

La presencia de los frentes originados por la descarga fluvial en la zona, aun cuando promediamos nuestra información, eliminando de esta manera las fluctuaciones rápidas y aleatorias del flujo, nos hace concluir que los

frentes son de naturaleza cuasi-permanente, como resultado de la influencia del sistema fluvial en la dinámica de la región.

Los resultados obtenidos mediante el uso del modelo inverso no representan en detalle las características reales de la circulación oceánica, mas sin embargo si es útil cuando menos al mejorar notablemente nuestro conocimiento de la circulación en la zona de estudio, confirmando que los patrones de circulación dominante son de naturaleza ciclónica y cuasi-permanente; de la misma forma los frentes producidos por la influencia de las descargas en la zona por el sistema fluvial de la región podemos considerarlos de naturaleza cuasi-permanente.

VII. SUGERENCIAS

Debido a que el carácter de las corrientes oceánicas no es de ninguna manera regular ni estacionario, es necesario realizar mediciones sobre períodos de tiempo y espacio emplazados de tal manera que una descripción sistemática y cercana a la realidad pueda ser obtenida; es decir, obtener un patrón de circulación oceánica más completo y detallado.

VII. LITERATURA CITADA.

Braunstein, J. (Ed.), 1982. Bibliography of Gulf Coast Geology. Vol. 4, 1974 - 1975. Earth Enterprises, Austin, Texas; 242 pp.

Carta de México, 1982. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.

CICAR, 1968/1971. Bibliography on Meteorology, Climatology and Physical-Chemical Oceanography. Amer. Met. Soc.: 1; 215 pp.

Cochrane, J.D., 1969. Currents and Waters of the Eastern Gulf of México and Western Caribbean of the Western Tropical Atlantic Ocean, and the Eastern Tropical Pacific Ocean. Rept. 69-9T, Dept. of Oceanography, Texas A and M University.

Czitrom, S.P.R., F. Ruíz, M.A. Alatorre y A.R. Padilla, 1985. Preliminary study of a front in the Bay of Campeche, México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, U.N.A.M., Apdo. Postal 70-305, México 04510, D.F.

- Davis, P.J. and I. Polonsky, 1970. Numerical Interpolation, Differentiation and Integration. In: Handbook of Mathematical Functions; Ed. by M. Abramowitz and I. Stegun; Dover Publ., New York. 1046 pp.
- Defant, A., 1960. Physical Oceanography, Vols. I and II. Pergamon Press, Oxford. 1319 pp.
- Elliot, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of México. J. Phys. Oceanogr., 12, 1292-1309.
- Fladero, M.E. and G. Veronis, 1984. Obtaining velocities from tracer distributions. J. Phys. Oceanogr., 14, 1734-1746.
- Fu, Lee-Lueng, 1981. The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. J. Phys. Oceanogr., 11, 1171-1193.193.
- Galstoff, P. (Ed.), 1954. Gulf of México: Its origin, waters and marine life. U.S. Fish and Wildlife Service; Fish Bull. 55, 604 pp. pp.

Geyer, R.A., 1950. A bibliography on the Gulf of México.
Texas Jour. Sci., 2(1): 44-93.

Gulf of México, Coastal and Ocean Zones. Strategic
Assessment: Data Atlas, 1985. United States
Department of Commerce, National Oceanic and
Atmospheric Administration; National Ocean Service.

Licea-Durán, S., 1977. Variación estacional de la Bahía de
Campeche (1971-1972). F A O Fish. Report, 200:
253-273.

Mc Lellan, H.J., 1965. Elements of Physical Oceanography.
Pergamon Press, Oxford; 151 pp.

Merrell, W.J. Jr. and J.M. Morrison, 1981. On the
circulation of the Gulf of México with
observations from april 1978. J. Geophys. Res.,
86(C5), 4181-4185.

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

- Monreal-Gómez, M.A. and D.A. Salas-de-León, 1985. Barotropic and baroclinic modes in the Gulf of México. In : Proc. Symp. on Oceanology, Bruxelles, 10 pp.
- Monreal-Gómez, M.A. y D.A. Salas-de-León, 1988a. Un nuevo método para el cálculo de la circulación residual. Geof. Int. Sometido.
- _____ , 1988b. Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. Geof. Int. Sometido.
- Nowlin, W.D., 1972. Winter circulation patterns and property distributions. In: Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of México. L.R.A. Capurro and J.L. Reid Eds. Gulf Publ. Co., Houston, 3-53.
- Olbers, D.J., M. Wensel and J. Willebrand, 1985. The inference of North Atlantic circulation patterns from climatological hydrographic data. Rev. Geophys., 23, 313-356.

Padilla-Pilotze, A.R., F.G. Ruiz R. y M.A. Alatorre M.,
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-León, M.A.
Monreal-Gómez, 1990, Evidencia de un giro ciclónico
en la Bahía de Campeche. Revista Ciencias
Marinas, 16(3).(3).

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

Pond, S. and G.L. Pickard, 1978. Introductory Dynamic
Oceanography. Pergamon Press, Oxford, 241 pp.

Salas-de-León, D.A. and M.A. Monreal-Gómez, 1986. The
role of the Loop Current in the gulf of México
fronts. In: Marine Interfaces Ecohydrodynamics.
J.C.J. Nihoul Ed., Elsevier.

Salas-de-León, D.A. y M.A. Monreal-Gómez, 1988.
Circulación residual inducida por la marea M_2 en el
Golfo de México. Geof. Int. Sometido.

Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming, 1946. The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology. Prentice-Hall, New York. 1087 pp.

Tziperman, E., 1988. Calculating the time-mean oceanic general circulation and mixing coefficient from hydrographic data. J. Phys. Oceanogr., 18, 519-525.

Tziperman, E. and A. Hecht, 1988. The circulation in the Eastern Levantine basin by inverse methods. J. Phys. Oceanogr., 18, 506-518.

US DOC, NOAA, 1982. National Environmental Satellite, Data and Information Service.ice.ice.

Velasco-Mendoza, H., 1989. Los giros de mesoescala en la Bahía de Campeche. Tesis de Licenciatura. Universidad Veracruzana.

Vidal, V.M.V., F.V. Vidal y J. M. Pérez Molero, 1989. Atlas oceanográfico del Golfo de México: Vol. I ; Inst. de Inv. Eléctricas. Grupo de Estudios Oceanográficos, Cuernavaca, Mor., México, 415 pp.

Wiggings, R.A., 1972. The general linear inverse problem:
Implication to surface waves and free oscillation on
earth structure. Rev. Geophys., 10, 251-285.

Wünsch, C., 1978. The general circulation of the North
Atlantic West of 50° W determined from inverse
methods. Rev. Geophys., 16, 583-620.