



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**CORRIENTE GEOSTROFICA EN EL ESTRECHO DE YUCATAN:
ESTRUCTURA, TRANSPORTE DE MASA Y CALOR**

TESIS PROFESIONAL
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
FISICA

PRESENTA :
MARIA EUGENIA CABELLO ESPINOSA.



MEXICO, D.F.



1994.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



CIUDAD UNIVERSITARIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
División de Estudios
Profesionales
Esp. Núm. 55

M. EN C. JOAQUIN CIFUENTES BLANCO
Jefe de la División de Estudios Profesionales
Universidad Nacional Autónoma de México
P r e s e n t e .

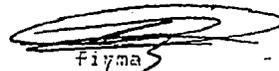
Por medio de la presente, nos permitimos informar a Usted que habiendo
revisado el trabajo de tesis que realiz^ó la pasante ---
María Eugenia Cabello Espinosa
con el título "Corriente Geostrofica en el Estrecho de Yucatán :
Estructura, Transporte de masa y calor"

consideramos que reúne los meritos necesarios para obtener el título
de Física.

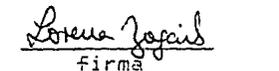
Comunicamos lo anterior para los fines a que haya lugar.

A t e n t a m e n t e .
México, D.F., a 31 de marzo de 1994.

- 1.- M. EN C. FRANCISCO GERARDO HUIZ BENTERRIA
grado Nombre(s) Apellidos completos
- 2.- DRA. MARIA ADELA MORREAL GOMEZ
grado Nombre(s) Apellidos completos
- 3.- DRA. MARTHA IGLESAS ZOBATE ACHCAR
grado Nombre(s) Apellidos completos
- 4.- SUP. DE SALVADOR GODOY SILES
grado Nombre(s) Apellidos completos
- 5.- SUP. M. EN C. JOANA CRUZ HERNANDEZ
grado Nombre(s) Apellidos completos


Firma


Firma


Firma


Firma


Firma

NOTA: El interesado deberá ponerse de acuerdo con el jurado para fijar fecha (día y hora) del examen, para evitar problemas de asistencia. ES IMPORTANTE LA PUNTUALIDAD.

Doy gracias a DIOS,
por todo lo que me ha dado
y por la oportunidad de realizar mis anhelos.

A MI ESPOSO ENRIQUE ARNOLDO

Por su amor y apoyo, que en todo momento me ha
brindado para realizar mis metas.

A MIS HIJOS ENRIQUE MANUEL, DIANA EUGENIA Y MAYRA BERENICE

Por su cariño y comprensión.

A MIS PADRES MANUEL Y YOLANDA

Con cariño y gratitud por sus consejos y ayuda.

A MI HERMANA MARIA BARBARA

Por brindarme su ayuda.

A MIS FAMILIARES Y AMIGOS

Por la comprensión y amistad que me han dado.

A LORENA

Por su ayuda y amistad demostrada en todo momento.

A MI DIRECTOR DE TESIS, M. C. FRANCISCO GERARDO RUIZ RENTERIA

Con agradecimiento por su acertada guía que resultó
fundamental para la realización de esta tesis, y
por la gran experiencia que ha sido trabajar con él.

A MIS SINODALES

Por sus valiosos comentarios y sugerencias
aportados en esta tesis.

A MIS MAESTROS

Por otorgarme sus conocimientos y apoyo
durante mi preparación profesional.

Y mi eterno agradecimiento,

A TODAS LAS PERSONAS QUE DE UNA U OTRA MANERA
ME AYUDARON A LA ELABORACION DE ESTA TESIS.

RESUMEN

Datos hidrográficos (CTD- conductividad, temperatura, presión) de un crucero realizado en el Estrecho de Yucatán, en mayo-junio de 1984, fueron utilizados para obtener valores de velocidad geostrofica de la corriente marina, referidos a 1000 metros de profundidad. Con ellos se calculó el transporte de masa y de calor para todos los datos de niveles disponibles, promediados en capas de 100 metros de espesor. Los valores obtenidos para el flujo total del agua entrante al Golfo de México son del mismo orden de magnitud que los encontrados en la literatura. Se muestreó el Estrecho de Yucatán, antes y después del umbral, con un número considerable de estaciones, encontrándose tres diferentes sistemas de corriente en el área estudiada: a) en el centro del Estrecho, la corriente fluye hacia el norte con velocidades máximas (Eje de la Corriente de Yucatán); b) una débil corriente hacia el sur se observó cerca de Cabo San Antonio, Cuba; y c) cerca de Yucatán se encontró una corriente dirigida hacia el sur (Contracorriente de Yucatán). Aquí se presentan valores del transporte de masa en un área considerable de la zona estudiada y el transporte de calor en la misma zona, donde existen muy pocos estudios anteriores a éste.

INDICE

	pág.
INTRODUCCION.....	1
CAPITULO I Fundamentos Teóricos Oceanográficos	
1.1 Balance de Calor.....	10
1.2 Corrientes Oceanográficas.....	15
1.3 Ecuación de Movimiento para Fluidos.....	18
a) aceleración.....	19
b) gradiente de presión.....	20
c) fuerza de Coriolis.....	22
d) gravedad.....	28
e) fricción.....	29
1.4 Relación entre superficies geopotenciales e isobáricas.....	32
1.5 Relación entre superficies isobáricas e isopicnas.....	34
1.6 Superficies geopotenciales e isobáricas.....	37
1.7 Ecuación geostrófica.....	39
1.8 Método geotrófico para calcular velocidades relativas.....	40
Velocidades absolutas.....	44
1.9 Comentarios sobre la ecuación geostrófica.....	47
1.10 Transporte de Masa.....	51
1.11 Transporte de Calor.....	52

CAPITULO II Area de Trabajo y Metodología Experimental

2.1 Area de trabajo..... 54
 Fig I: Batimetría del Estrecho de Yucatán..... 55
2.2 Obtención de datos..... 56
2.3 Manejo de datos..... 59

CAPITULO III Resultados

3.1 Descripción y análisis de los resultados..... 62
3.2 Presentación de los resultados..... 66
 Tabla 1: Transectos..... 67
 Tabla 2: Transportes por estación..... 69
 Tabla 3: Transportes netos por transecto..... 72
 Figura II: Distribución de transectos y red de estaciones
 muestreadas..... 73
 Figura III: Eje de la Corriente de Yucatán..... 74
 Figura IV: Campo de velocidades geostróficas superficiales... 75
 Figuras 1A,2A,3A,4A,5A,6A,7A,8A,9A,10A,11A,12A,13,14A :
 velocidad geostrófica por transecto..... 76
 Figuras 1B,2B,3B,4B,5B,6B,7B,8B,9B,10B,11B,12B,13,14B :
 transporte de masa por transecto..... 83
 Figuras 1C,2C,3C,4C,5C,6C,7C,8C,9C,10C,11C,12C,13C,14C :
 transporte de calor por transecto..... 90
 Figuras 1D,2D,3D,4D,5D,6D,7D,8D,9D,10D,11D,12D,13D,14D :
 perfil de velocidad geostrófica por transecto..... 97

CAPITULO IV Conclusiones

4.1 Discusión y Conclusiones.....104

4.2 Recomendaciones.....107

REFERENCIAS.....109

INTRODUCCION

La Tierra no es un cuerpo estático. Ejemplos del movimiento de nuestro planeta son: movimientos de la litósfera (terremotos, maremotos, formación de volcanes, etc.), los vientos, las corrientes oceánicas, la vida, etc.

La energía que produce la circulación de la atmósfera y el océano y que mantiene la vida, se obtiene del Sol, como fuente externa, que al impulsar las corrientes marinas modifica la distribución de su salinidad, temperatura y densidad. Para comprender los procesos de transporte de energía es necesario considerar el balance térmico del planeta, i.e. entender los procesos de intercambio y transporte de energía entre los continentes, la atmósfera y el océano.

El Sol distribuye desigualmente la energía sobre el globo terráqueo¹. Existe una marcada desigualdad en la distribución de radiación y de temperatura entre el ecuador y los polos, por lo que tiene que existir un sistema de transporte de calor para mantener la temperatura media del planeta. Dicho transporte se efectúa a través de la circulación de la atmósfera y de los océanos. Lo que se absorbe de la radiación de onda corta entrante al planeta se equilibra localmente con la radiación de onda larga que sale. Sin embargo, la conducción de calor por la tierra sólida es mínima, y los trópicos no se calientan por la aparente energía sobrante, ni el déficit de radiación solar enfría la tierra en altas latitudes; de aquí que debe haber un transporte de calor, de los trópicos hacia los polos, a escala. Los mecanismos por los que el calor puede transferirse son la difusión, la advección y la radiación. El transporte de energía por

el océano, en relación a la atmósfera, es más efectivo en latitudes bajas que en las altas debido a la formación de las zonas de alta presión atmosférica entre los 20⁰ y 30⁰ latitud norte y sur. El ascenso del aire ecuatorial en la zona de calmas, lleva consigo el vapor hasta su nivel de condensación, liberando la energía latente de evaporización al aire. Al calentar la atmósfera, el proceso de condensación da impulso a las celdas de circulación entre las latitudes ecuatoriales y templadas. La precipitación ecuatorial hace disminuir la salinidad del agua superficial y la atmósfera transporta la energía excesiva hacia los polos.²

La oceanografía física moderna ha revelado que el océano es un contribuyente importante al balance energético de nuestro planeta, distribuyendo el exceso de calor recibido en las zonas tropicales y ecuatoriales hacia las regiones polares. De esta manera influye en el clima mundial. A nivel local, regiones marítimas de menor tamaño, como el Golfo de México, deben de influir en la climatología regional. Una de las variables importantes en el balance de calor del Golfo de México, es la entrada de calor a través del Estrecho de Yucatán. El Golfo de México es una cuenca de evaporación; la interacción atmósfera-océano es tal que la cantidad de calor que del Golfo entra a la atmósfera es mayor que la que sale, por lo que el Golfo cede más calor que el que recibe; por lo tanto, tiene que entrar calor por algún lado, y si no cambian las condiciones climatológicas en forma notable, ese calor debe llegar por advección.

Los sistemas de circulación oceánica superficial son impulsados indirectamente por la energía solar, la cual provoca transporte de agua caliente y poco densa de zonas ecuatoriales a polares, hundimiento de aguas frías muy densas en las regiones polares y su consiguiente transporte a la

regiones ecuatoriales por debajo de las capas superficiales y, directamente, por la fricción de los vientos, la interferencia con los continentes y la rotación de la Tierra.²

A medida que las corrientes oceánicas se mueven, modifican a las masas de agua con las que se encuentran y son, a su vez, modificadas por éstas. Los dos procesos que operan para producir estos cambios son la advección y la difusión.³

Las corrientes oceánicas lejos de fronteras físicas, como costas, son geostroóficas, o sea que son corrientes estacionarias donde la fricción (con la tierra sólida y el viento) es insignificante, en las que la fuerza generada por el gradiente horizontal de presión (producido por la diferencia del nivel del mar) se contraresta por la fuerza de Coriolis. Las corrientes son más intensas en la superficie del mar y disminuyen rápidamente con la profundidad, hasta casi desaparecer en uno ó dos kilómetros de profundidad.²

Los continentes son una causa de la formación de corrientes limitrofes, las cuales fluyen en los bordes continentales, transportando agua cálida hacia los polos en el margen occidental de los océanos y agua fría hacia el ecuador por el margen opuesto.

Hoy se acepta universalmente que el balance de calor entre la tierra sólida, la atmósfera y el océano, juega un papel dominante en la evolución de las oscilaciones climáticas del planeta. Del total de la energía solar absorbida por la Tierra, el 57% (65 Petawatts) lo captan directamente los océanos. Esta cantidad es el doble de la que absorbe la atmósfera y 4 veces mayor que la que captan los continentes.⁴ La cantidad de agua transportada de una parte de los océanos del mundo en un período determinado es

importante, debido a que afecta también al transporte de calor, al balance de masa calórica del océano, al intercambio atmósfera-océano y a las comunidades biológicas marinas.³

En la actualidad, los datos sobre los transportes de masa y de calor se obtienen básicamente del cálculo de la velocidad geostrofica en secciones transversales de algunas corrientes oceánicas, y muy poco de mediciones directas.¹

Existen varios métodos (directos e indirectos¹) para calcular el transporte de calor oceánico, el cual ha sido estudiado desde hace ya una centuria:¹ En 1856, Maury expresó el punto de vista de que el mar es el principal responsable de mantener el balance de energía global.¹ En 1933, Bjerkness, Soldberg y Bergeron supusieron las contribuciones del mar y de la estratosfera como despreciables y asignaron a la tropósfera el papel principal en la transferencia del calor.¹ En 1956, Jung descubrió el intercambio entre el mar y el aire, como el medio predominante en la transferencia del calor; en ese mismo año Jung utilizó un método con mediciones directas "in situ" para estimar el transporte de calor debido a corrientes oceánicas para una cuenca cerrada, utilizando secciones hidrográficas con cálculos geostroficos⁵; este método será utilizado en el presente trabajo. El método usado por Budyko, en 1963, consistió en examinar intercambios aire-mar de todo tipo de energía, determinada por un paquete de ecuaciones aerodinámicas, donde el calor recibido o cedido por el océano podía estimarse como un término, que al integrarlo respecto a la longitud, permitía obtener una estimación del flujo total de calor a través de la superficie del océano en cada latitud.¹ En 1965, Sellers trabajó el

flujo de calor en el océano como una función de la latitud.⁶ Vonder Haar y Oort, en 1973, introdujeron una nueva forma de estimación indirecta del transporte de calor oceánico; su método se basaba en el uso de mediciones por satélite para encontrar el transporte de energía total del fluido que envuelve a la tierra (atmósfera).⁵ En 1976, con datos modernos, junto con el conocimiento del transporte de calor oceánico, Vonder Haar y Oort, indicaron que el océano acarrea más calor de lo que anteriormente se sospechó.¹ Bryden y Hall, en 1980, calcularon el flujo de calor oceánico usando, medidas directas del transporte de volumen.⁶ En 1980, Hastenrath estimó flujos de calor (sensible y latente) en la interfase aire-mar, en el Mar Caribe y en el Golfo de México, separadamente, a través del balance del calor oceánico y de la energía atmosférica.⁷ Utilizando la misma ecuación que Jung (1956), para calcular flujos de calor oceánico, Hall y Bryden, en 1980, obtuvieron dicho flujo usando medidas directas del transporte de volumen,¹ así como Szoeké y Levine, en 1981, con datos hidrográficos, usando movimientos geostroficóicos,⁶ y Bryan, en 1983, a dicha ecuación la divide en dos partes: una que depende de un nivel de referencia y otra que puede estimarse del campo de densidad y tensión superficial del viento, independiente del nivel de referencia.⁵

Hasta hace varias décadas, se había considerado que en el Estrecho de Yucatán existía una corriente única dirigida hacia el norte.⁸ En 1964, Cochrane descubrió una corriente débil hacia el sur, cerca de Cabo San Antonio, Cuba, midiendo corrientes superficiales con ayuda del GEK (electrokimatógrafo geomagnético); que el eje de la Corriente de Yucatán pasaba cerca de la costa de Yucatán, sobre la isobata de 500 metros, con una velocidad de 2 m/seg; y que al oeste del eje de la Corriente, la

velocidad descendía rápidamente hasta llegar a cero.⁹ En 1967, Rossov encontró que en el Estrecho de Yucatán se presentaban dos sistemas de corrientes; las observaciones realizadas por él, cerca del eje de la corriente superficial de Yucatán (a una profundidad de 440 metros) mostraron que, por debajo de los 100 metros, su dirección cambiaba tomando una diametralmente opuesta, y también variaba un poco con la velocidad. Por lo que se determinó la existencia de la Contracorriente de Yucatán, como una prolongación de la corriente del Banco de Campeche, que se sumerge en sentido opuesto a la Corriente de Yucatán, formándose así una contracorriente.⁸ En 1967, Gordon, con datos tomados de un crucero realizado en mayo de 1933, usando el método geostrófico entre estaciones hidrográficas adyacentes de un transecto hecho de Yucatán a Cuba, describió velocidades máximas en el lado este del Estrecho, con valor de 2 m/seg, con una corriente hacia el sur en la parte final del lado este, cerca de Cuba. Obtuvo un transporte de volúmen en el Estrecho de 28 Sverdrups (Sv).¹⁰ En abril de 1970 Schlitz encontró que el transporte de masa promedio hasta una profundidad de 700 metros era de 22 Sv, y de datos geostróficos, dedujo flujos hacia el sur bajo los 700 metros, usando el fondo como nivel de referencia de velocidad cero.¹¹ En 1970, Hansen y Molinari también observaron flujos hacia el sur bajo la Corriente de Yucatán, por debajo de los 1000 metros. Ellos realizaron estaciones STD (salinidad, temperatura y presión), con 2 transectos adyacentes en octubre de 1970; se encontraron velocidades máximas de 1.5 m/seg en ambos transectos; durante el primer transecto, la velocidad promedio del medidor de corriente fue de 0.05 m/seg hacia el oeste, y durante el segundo transecto, fue de 0.03 m/seg hacia el suroeste; el transporte de volumen total a través de las estaciones del

primer transecto fue de 25.8 Sv, y del segundo de 27.1 Sv.¹¹ En 1971, Emilsson, al estudiar las corrientes en el Canal de Yucatán mediante el GEK, señaló que el eje de la Corriente fluyendo hacia el norte, se localiza en el lado oeste del Canal, con velocidades superficiales de 1.5 a 2 m/seg, y que en el borde este, un flujo al sur se encuentra bajo los 600 metros.¹² En 1972, Molinari y Yager - con análisis de corriente directa e indirecta, medida desde un barco y un aeroplano con sondas de caída libre - reportaron velocidades máximas de 1.04 m/seg a 86° 18'; también encontraron el transporte de volumen promedio a 700 metros - usando mediciones superficiales con sondas de caída libre, como un nivel de referencia absoluto - de 19.9 Sv.¹³ En 1974, Schroeder, Berner y Nowlin, observaron que el centro de la Corriente de Yucatán se desplazaba hacia el norte, encontrándose cerca de la costa este de la Península de Yucatán.¹⁴

En esta tesis se hace una estimación de la estructura de la corriente y del transporte advectivo de masa de agua y de calor (sensible) que pasa a través del Estrecho de Yucatán, con base en datos hidrográficos (presión, temperatura, salinidad) obtenidos en 42 estaciones oceanográficas, tomadas entre mayo y junio de 1984 por oceanógrafos físicos mexicanos, con instrumentación moderna y confiable (sonda electrónica que mide conductividad, temperatura y presión de manera casi continua), a bordo del buque oceanográfico Justo Sierra de la UNAM. Estos datos, más la posición de las estaciones, obtenidas mediante sistemas de navegación de satélite, permitieron calcular la distribución vertical (hacia abajo) de la velocidad relativa a la velocidad absoluta (velocidad referida a un cierto nivel de profundidad donde vale 0 m/seg) en 1000 metros de profundidad, o a 0 m/seg

en el fondo para estaciones muy someras. Los mismos datos hidrográficos permitieron obtener la distribución del calor específico y la temperatura potencial de un dado par de estaciones. A partir de ahí se calculó el transporte advectivo de masa y de calor a través de cortes verticales del Estrecho de Yucatán (transectos), que se conformaron con base en la distribución de las estaciones. Todos los cálculos se efectuaron hasta donde la presencia del fondo lo permitió, o bien hasta donde los datos hidrográficos llegaron. Se usaron programas de procesos de datos en FORTRAN ya existentes (por Jorge Zavala, en 1985, op. cit. 4) y otros elaborados ex-profeso.

Parte de la importancia de este trabajo radica en el número considerable de estaciones realizadas que abarcaron una gran extensión de la zona estudiada, situación llevada a cabo por pocos autores de la literatura. Esto permitió llegar a resultados confiables, en cuanto a la estructura de la corriente en esa zona. En particular, fue posible establecer la existencia de tres sistemas diferentes de corriente: en el centro del Estrecho la corriente fluye hacia el norte con velocidades máximas (Eje de la Corriente del Canal de Yucatán); una corriente débil hacia el sur se observa cerca de Cabo San Antonio, Cuba; y cerca de Yucatán se encuentra una corriente dirigida hacia el sur (Contracorriente de Yucatán). Los valores encontrados para el transporte de masa en esta zona, concuerda con los reportados en la literatura al respecto; la que se limita, usualmente, a regiones bastante reducidas. Asimismo, los valores obtenidos para el transporte de calor, aportan una información detallada del Estrecho de Yucatán que, a mi manera de entender, no ha sido presentada en la literatura.

Se desarrollan, en esta tesis, cuatro capítulos: en el capítulo I se exponen las bases teóricas en que se apoya el método usado, dando una breve descripción de la velocidad geostrofica y de los transportes de masa y de calor; en el capítulo II se describen el área de trabajo y el procedimiento correspondiente a la adquisición de datos; en el capítulo III se presentaron los resultados y se realiza un análisis de estos; finalmente, en el capítulo IV se dan las conclusiones que se desprenden del análisis de los resultados, y se incluyen recomendaciones para aprovechar de una mejor manera los futuros trabajos relacionados con el tema de esta tesis.

CAPITULO I

FUNDAMENTOS TEORICOS OCEANOGRAFICOS

1.1 BALANCE DE CALOR

Debido a que la energía en cualquier forma tiende a convertirse en energía calórica, virtualmente cualquier forma de energía es una fuente potencial de calor para los océanos y la atmósfera.³

La energía calorífica proporcionada por el Sol a los continentes y a los océanos está involucrada en todas las alteraciones meteorológicas que ocurren entre la atmósfera y los océanos. Hay dos tipos de calor involucrados en estas interacciones; estos son el calor sensible y el calor latente.³

El calor sensible es aquel absorbido o emitido por la atmósfera o el océano a medida que atraviesan cambios de temperatura; no conlleva cambios de estado del agua (bien sea gaseosa, líquida o sólida). El calor latente es la cantidad de calor requerida para cambiar una unidad de masa de una sustancia (agua) de un estado a otro.³

La evaporación y la precipitación son importantes en las regiones oceánicas debido a su efecto sobre la salinidad del agua de mar (término aplicado a la concentración de sólidos disueltos en el agua marina¹⁸), y a su importancia en la transferencia de calor. La evaporación tiende a incrementar la salinidad del agua de mar, en tanto que la precipitación tiende a disminuirla. Los cambios de la salinidad están acompañados por cambios en la densidad del agua de mar, y las diferencias en la densidad del agua de mar contribuyen a la circulación oceánica. Además la densidad

es aumentada por el enfriamiento que acompaña a la evaporación.³

Un flujo de calor se define generalmente como una cantidad de calor que en la unidad de tiempo atraviesa una unidad de área superficial del océano a través de la cual pasa. Los productos de los flujos dados de esta manera y el área de la Tierra a la que se aplica, determinan el flujo total.

Los mecanismos por los que el calor puede transferirse son: radiación, difusión y advección; éstos contribuyen al balance de calor de la tierra y los océanos.

De la radiación solar entrante a nuestro planeta, únicamente el 22.5% llega a la superficie de la Tierra y la parte sobrante es, o bien dispersada y absorbida por la estratósfera y la tropósfera, o reflejada de vuelta al espacio. La mayoría de la radiación solar que llega al mar es absorbida.³

Para la mayoría de los propósitos suponemos que todo el calor entra al océano por la superficie marina, ya que, aunque la tierra es otra fuente de calor, aporta sólo $1/10$ de $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{día}$, que llega al océano a través del fondo, lo cual es pequeño comparado con el valor promedio de $400 \text{ cal}/\text{cm}^2/\text{día}$ de la energía radiante del Sol que es absorbida por la capa superficial del océano.¹⁵

En un alto grado de aproximación, la temperatura promedio del océano no ha cambiado en tiempos recientes.¹⁵ Es por esto que podemos suponer que la cantidad de calor que entra al océano es igual a la que está saliendo de la superficie.

El intercambio de calor a través de la superficie del océano se lleva a cabo por 4 procesos:

- 1) recibe del Sol radiación de onda corta.
- 2) el calor de radiación se intercambia entre la atmósfera y el océano.
- 3) se pierde calor del océano cuando el agua se evapora.
- 4) hay intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, siempre que exista una diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera.¹⁵

Al considerar el movimiento de calor de los océanos en una escala mundial, la ecuación de balance que iguala la razón de calor que entra a la superficie del océano a la razón en la que sale es:

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h \quad \dots\dots\dots(1)$$

donde Q_i $i=s,b,e,h$ representa el flujo de energía calorífica a través de una unidad de área de la superficie del mar¹⁵ (figura 1).

Q_s representa la radiación de onda corta que llega del Sol, absorbida por los océanos (entrada de flujo de calor, y por lo tanto, considerada positiva).

Q_b es la energía de onda larga neta radiada de regreso por el océano, i.e. es el flujo de radiación neta de onda larga, desde la superficie de los océanos a la atmósfera (pérdida de calor oceánico y, por lo tanto, considerada negativa).

Q_h es el calor sensible perdido o ganado, resultante de la conducción de calor a través de la interfase atmósfera-mar, i.e. es el flujo de calor de los océanos, por el cual aumenta la temperatura de la atmósfera.

Q_e es el calor perdido por evaporación, i.e. es el calor desechado por los océanos durante el proceso de evaporación.

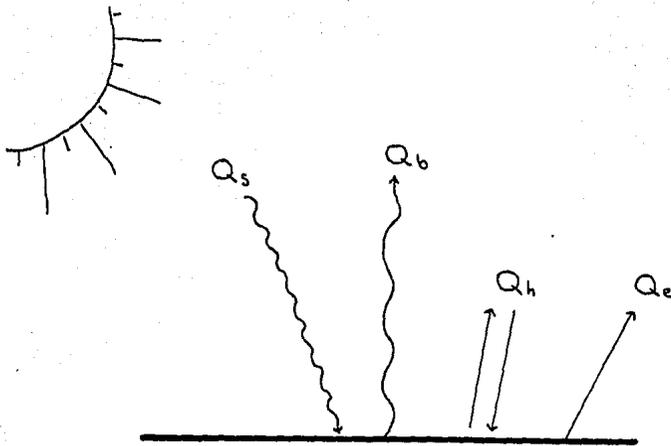


Fig. 1 Flujos de Calor a través de la superficie del mar

La ecuación (1) es llamada ECUACION DE BALANCE DE CALOR y representa una situación estable que existe solamente si se promedia sobre la superficie "s" total del océano y por lo menos durante el tiempo "t" de un año, por lo que la ecuación (1) más bien debiera escribirse como:¹⁵

$$\int_t \int_s (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h) ds dt = 0 \quad \dots\dots\dots(2)$$

Más específicamente: la cantidad de calor disponible (aprovechable) para calentar el océano en algún periodo del tiempo t es:¹⁵

$$\int_0^t Q dt = \int_0^t (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h) dt \quad \dots\dots\dots(3)$$

La distribución de calor en una capa superficial oceánica es:¹⁵

$$\int_0^t Q dt = \int_0^z \rho C_e \Delta t dz \quad \dots\dots\dots(4)$$

donde C_e es el calor específico del océano, ρ es la densidad y Δt es el cambio en la temperatura.

Si bien la ecuación (2) establece que existe un balance de calor sobre todo el océano, los 4 términos no necesitan balancearse localmente, ya que se puede evaluar el flujo de calor del sistema oceánico entero, o por regiones. Si una región apartada de los océanos se considera en lugar del total de los océanos del mundo, 2 términos adicionales Q_v y Q_T aparecen en la forma no integral de la ecuación de balance de calor tal que:

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h + Q_v + Q_T \dots\dots\dots(5)$$

donde Q_v se refiere al calor transportado dentro o fuera del área, i.e. representa el calor advectivo o calor llevado hacia una región, por corrientes, desde otra parte del océano (es considerada positiva); y Q_T se refiere al calor usado para calentar el océano, i.e. representa el calor sensible o calor que cambia con la temperatura del agua (es considerado negativo si incrementa la temperatura). Q_v y Q_T no se incluyen en el movimiento oceánico total, ya que Q_v representa una distribución de calor por corrientes oceánicas y Q_T representa un incremento o decremento total en la temperatura, por lo que el valor neto de cada uno de los 2 términos es cero cuando se promedia sobre todo el océano mundial.¹⁵

Se supone que, aún a nivel local, en grandes períodos no hay cambios en la temperatura, i.e. $Q_T = 0$ por lo tanto vemos que

$$\int_0^t Q_v dt = \int_0^t (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h) dt \dots\dots\dots(6)$$

donde el período de integración se entiende que abarca más de un año como mínimo.¹⁵

1.2 CORRIENTES OCEANOGRAFICAS

Las corrientes oceánicas son grandes masas de agua en movimiento más o menos ordenado que pueden variar espacial y temporalmente.

La energía que controla a las corrientes oceánicas es derivada casi exclusivamente del Sol, gracias a la interacción con los vientos. La energía solar determina la distribución de salinidad, temperatura y presión en el océano.²

A medida que las masas de agua de estas corrientes se mueven, modifican a las masas de agua con las que se encuentran y son, a su vez, modificadas por éstas. Los dos procesos que operan para producir estos cambios son la advección y la difusión.

La advección es el transporte de alguna propiedad junto con la masa a la que ésta se encuentra asociada, es decir, que en este caso, flujo de calor implica flujo de masa en el océano, i.e. el calor acarreado por el agua misma intercambiada.² Debido a que las velocidades verticales (en dirección a la gravedad) en el océano son consideradas 100 veces menores que las velocidades horizontales,¹⁵ la advección se manifiesta como el transporte horizontal de agua de una parte del océano a otra. En lo que se refiere al transporte de calor, en el océano la advección sólo transporta calor sensible,³ de modo tal que la porción de la energía intercambiada en algún momento entre el océano y la atmósfera se puede utilizar para cambiar la temperatura del medio dentro del cual penetra.

La difusión es el intercambio de propiedades, i.e. el transporte de propiedades sin considerar transporte neto de masa. La difusión en el océano es algo diferente a la advección en el sentido de que conlleva movimientos de partículas en pequeña escala, usualmente a nivel molecular,

en lugar de grandes masas de agua.³ La difusión puede ser molecular o turbulenta. La difusión molecular es el resultado de movimientos de partículas en escala pequeña y la difusión turbulenta se modela como difusión molecular en la que las moléculas son partículas de fluido de escala grande. Tanto en la difusión turbulenta como en la molecular se transportan propiedades (calor, en nuestro caso), de zonas de alta concentración a zonas de baja concentración (de áreas cálidas a frías). Estos dos tipos de fenómenos difusivos actúan conjuntamente para producir la mezcla y, por tanto, modificación de masas de agua y corrientes oceánicas.³

La difusión de calor ocurre por un proceso molecular. Las moléculas dentro del fluido están en movimiento continuo, e interaccionan entre sí. Así, aunque el fluido esté sin movimiento, la transferencia puede ocurrir a nivel molecular.

El flujo de calor es proporcional al gradiente de temperatura, en dirección paralela a dicho gradiente.

El calor perdido por conducción, del océano a la atmósfera, se estima cerca de 3×10^{-4} cal/cm²/seg, y la temperatura se incrementa con la profundidad a razón de 3×10^{-3} °C/cm. Tales gradientes sólo pueden existir en la superficie, en pocos milímetros del océano, donde la difusión molecular es importante pero, bajo la interfase, el gradiente de temperatura es mucho menor (es raro encontrar ahí gradientes tan grandes como 3×10^{-3} °C/cm.).¹⁵

En el océano, la difusión medible ocurre por procesos turbulentos. Los remolinos que ocurren en movimiento turbulento son análogos a las moléculas, y su movimiento es similar al camino libre medio de las

moléculas, y tienen escalas que varían desde milímetros hasta kilómetros.

Se ha estimado que sin la influencia térmica del Sol y la distribución desigual de su energía sobre la superficie de la tierra, todos los movimientos de los vientos y de los océanos cesarían entre 2 semanas y 3 años.²

Las corrientes oceánicas lejos de fronteras son geostroóficas, o sea que son corrientes sin fricción en que el gradiente horizontal de presión es contrarrestado por la fuerza de Coriolis.²

Las corrientes son más intensas en la superficie del mar y disminuyen rápidamente de intensidad con la profundidad hasta casi desaparecer en uno o dos kilómetros de profundidad.²

Los sistemas de circulación oceánica superficial son influenciados por la fricción de los vientos, la interfase de los continentes y la rotación de la Tierra.² De manera general, podemos decir que los factores que influyen en la circulación oceánica son las fuerzas primarias producidas por vientos y procesos termohalinos (gradientes tanto verticales como horizontales de temperatura y salinidad) y los efectos secundarios, como la fricción interna con la tierra y los fondos oceánicos, la fuerza centrípeta y el efecto de Coriolis (estas últimas debido a la rotación de la Tierra).³

1.4 ECUACION DE MOVIMIENTO PARA FLUIDOS

El movimiento de las corrientes oceánicas puede describirse a través de relaciones matemáticas dadas por la 2da. ley de Newton para medios continuos. Así, la aceleración \bar{a} o cambio de la velocidad \bar{V} de un elemento de fluido está dada por:

$$\bar{a} = \frac{d\bar{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \sum_1^n \bar{F}_1 \dots\dots\dots (7)$$

donde ρ es la densidad del fluido, y la sumatoria se extiende sobre todas las fuerzas por unidad de volumen que actúan sobre el centro de masa de ese elemento de masa constante.

En general, para una parcela de un fluido, las fuerzas que actúan en ella son:

- fuerzas de cuerpo o fuerzas que actúan a distancia como la gravitacional y la electromagnética.
- fuerzas de superficie, o fuerzas que actúan por contacto, como la fricción y la presión.

Si el fluido se encuentra en un sistema acelerado o no-inercial habrá que agregar fuerzas inerciales, o sea, aquellas que son necesarias para asegurar el cumplimiento de la 2da. ley de Newton en estos sistemas.

Para una parcela de agua en el océano, las fuerzas (por unidad de masa) que sumadas definen su estado de movimiento son: la gravedad, la fuerza de Coriolis, las fuerzas de fricción y las fuerzas producidas por el gradiente de presión. De modo tal que la suma de ellas dará la ecuación de movimiento, tal que:¹⁶

$$\bar{a} = \frac{d\bar{V}}{dt} = \text{gradiente de presión} + \text{Coriolis} + \text{gravedad} + \text{fricción} \dots(8)$$

La expresión matemática para esta relación puede ser escrita en 3 componentes en un sistema cartesiano de coordenadas x, y, z , donde las respectivas componentes de la velocidad \vec{V} son u, v, w , siendo positivas sus direcciones en el este, norte y hacia arriba (en dirección de la gravedad) respectivamente, y el origen en la superficie del mar.¹⁶

a) ACELERACION:

Antes de exponer los términos de las fuerzas, es necesario analizar brevemente el concepto de la aceleración para el caso de los fluidos.

En la mecánica del continuo, o mecánica de fluidos, hay 2 clases de aceleración. En el primer caso (ecuación (7)) nos referimos a la aceleración de una partícula (de agua) y en el segundo caso (continuo) a la aceleración local de la partícula.

Aunque una pueda definirse en términos de la otra, las 2 no son idénticas, y se relacionan de la siguiente manera:¹⁵

aceleración partícula = aceleración local + aceleración de campo(9)

como se muestra a continuación:

En un fluido, la velocidad no es solamente una función del tiempo, si no también del espacio, o sea:

$$\vec{V} = (u, v, w),$$

$$\text{con } u = u(x, y, z, t) \quad v = v(x, y, z, t) \quad w = w(x, y, z, t)$$

Así, la aceleración de la partícula será:

$$\vec{a} = (a_x, a_y, a_z) = \frac{d\vec{V}}{dt} = \left(\frac{du}{dt}, \frac{dv}{dt}, \frac{dw}{dt} \right), \text{ por lo que:}$$

$$\begin{aligned}
 a_x &= \frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} \frac{dt}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{dz}{dt} \\
 &= u_t + u_x u + u_y v + u_z w \\
 &= u_t + (\vec{V} \cdot \nabla) u \\
 a_y &= \frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} \frac{dt}{dt} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{dz}{dt} \\
 &= v_t + v_x u + v_y v + v_z w \\
 &= v_t + (\vec{V} \cdot \nabla) v \\
 a_z &= \frac{dw}{dt} = \frac{\partial w}{\partial t} \frac{dt}{dt} + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial w}{\partial z} \frac{dz}{dt} \\
 &= w_t + w_x u + w_y v + w_z w \\
 &= w_t + (\vec{V} \cdot \nabla) w
 \end{aligned}
 \tag{10}$$

O bien en notación vectorial:

$$\vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} \tag{11}$$

donde $\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}$ es la aceleración local, $(\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V}$ es la aceleración de campo y

$\frac{d\vec{V}}{dt}$ es la aceleración de la partícula.¹⁵

b) GRADIENTE DE PRESION:

Una partícula se moverá de una zona de alta presión a una de baja presión, y la aceleración será proporcional al gradiente de presión.¹⁵

Matemáticamente de la expresión (8) se tiene:

$$\begin{aligned}
 \frac{du}{dt} &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \text{otras fuerzas} \\
 \frac{dv}{dt} &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \text{otras fuerzas} \\
 \frac{dw}{dt} &= - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \text{otras fuerzas}
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

Los gradientes de presión surgen de una gran variedad de formas. Una de las más simples es inclinando la superficie del agua, como en la siguiente figura:

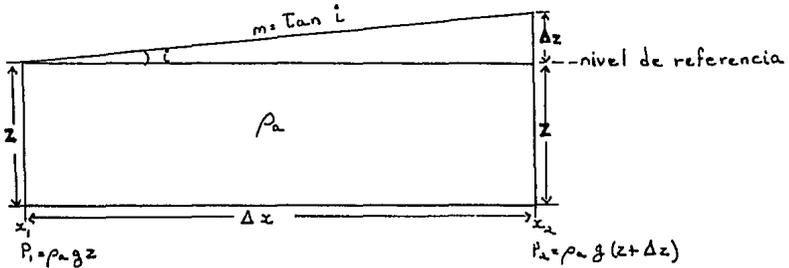


Fig. 2 Forma de la superficie del mar (gradientes de presión)

donde la presión en cualquier punto del fluido es simplemente su peso por unidad de área, de modo que

$$P_1 = \rho_a g z$$

$$P_2 = \rho_a g (z + \Delta z)$$

donde ρ_a es la densidad de fluido y g es la gravedad (Fig. 2). El término del gradiente de presión resultante es:

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{1}{\rho_a} \frac{P_2 - P_1}{x_2 - x_1} = \frac{1}{\rho_a} \rho_a g \frac{\Delta z}{\Delta x} = g \frac{\Delta z}{\Delta x} = g m \quad \dots\dots\dots(13)$$

donde $m = \tan i$ es la pendiente del fluido.¹⁵

De este modo se observa que si la pendiente es uniforme, el gradiente de presión horizontal es idéntico en todas las partes dentro del fluido. Por lo que, si no hubiese otras fuerzas actuando, la ecuación (12) dice que el fluido total debe ser uniformemente acelerado hacia la zona de presión más baja.¹⁵ El signo menos de la ecuación (12) indica que la fuerza resultante tiene sentido opuesto al gradiente de presión.

c) FUERZA DE CORIOLIS:

Usualmente es conveniente referir el movimiento en el océano a un sistema de coordenadas fijo en la tierra rotando, que es un sistema no inercial). Como resultado de esto, el movimiento tiene asociado una aparente aceleración, la cual se puede representar en un sistema de coordenadas cartesianas con origen fijo en la superficie de la tierra, y con 2 coordenadas en una superficie de nivel (o superficie geopotencial) y la 3a. coordenada vertical (en dirección a la gravedad).

Para una partícula en la superficie de la tierra, y 2 observadores, 0 y 0', en movimiento relativo de rotación uniforme, donde cada uno de ellos usa un sistema de referencia fijo a sí mismo pero con origen común, se tiene que la relación entre las aceleraciones es:

$$\vec{a}' = \vec{a} - 2 \vec{\Omega} \times \vec{v}' - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}') \dots\dots\dots(14)$$

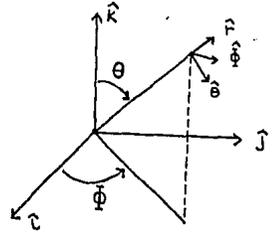
acel. en sistema no inercial o en rotación	=	acel. en sistema inercial o fijo	+	acel. de Coriolis	-	acel. centrípeta
--	---	----------------------------------	---	-------------------	---	------------------

donde las variables primadas corresponden a los observadores en el sistema rotante, \vec{v}' es la velocidad, \vec{r}' es la posición, $\vec{\Omega}$ es la velocidad angular de la Tierra, la cual se ha considerado constante, $\vec{\Omega} = 2\pi = 7.29 \times 10^{-5} \text{seg}^{-1}$, $\frac{24h}{24h}$ y su dirección es aquella del eje de rotación de la Tierra.¹⁷

Lo primero que se tiene que entender acerca de las fuerzas centrípeta y de Coriolis es que son fuerzas virtuales; mejor dicho es una forma de compensación por el hecho de que la partícula, que está siendo acelerada por las fuerzas de gravedad, presión y fricción, lo está sobre una Tierra rotando, y todas las mediciones tienen como marco de referencia a ese sistema giratorio, por lo tanto, es necesario tener en cuenta su efecto.

Para entender el comportamiento de las fuerzas centrípeta y de Coriolis, se analizan sus componentes en coordenadas esféricas, representadas por:

$$\left. \begin{aligned} \hat{r} &= \text{sen } \theta \cos \phi \hat{i} + \text{sen } \theta \text{sen } \phi \hat{j} + \cos \theta \hat{k} \\ \hat{\theta} &= \cos \theta \cos \phi \hat{i} + \cos \theta \text{sen } \phi \hat{j} - \text{sen } \theta \hat{k} \\ \hat{\phi} &= -\text{sen } \phi \hat{i} + \cos \phi \hat{j} \end{aligned} \right\} \dots\dots (15)$$



Se sabe que $\vec{\omega} = \Omega \hat{k} = \Omega (\cos \theta \hat{r} - \text{sen } \theta \hat{\theta})$ y que la velocidad se puede escribir como $\vec{v}' = v_r \hat{r} + v_{\theta} \hat{\theta} + v_{\phi} \hat{\phi}$

Por lo que la aceleración centrípeta es:

$$\vec{\omega} \times \vec{\omega} \times \vec{r}' = \Omega^2 r' \text{sen } \theta (\cos \theta \hat{\theta} + \text{sen } \theta \hat{r}), \dots\dots\dots (16)$$

observándose que ésta depende de la posición \vec{r}' y no de la velocidad \vec{v}' .

Una partícula en la superficie está sujeta a la aceleración centrípeta, debido a la rotación de la tierra.¹⁸ La fuerza centrípeta es la única fuerza que actúa sobre una partícula que está en reposo ($\vec{v}'=0$) en el sistema giratorio. La aceleración centrípeta está dirigida siempre hacia el eje de rotación de la tierra, es independiente del hemisferio y disminuye con la latitud, por lo que es máxima en el ecuador y mínima en los polos. Las componentes horizontales de la fuerza centrípeta son despreciables y la componente vertical se suma a la gravedad.

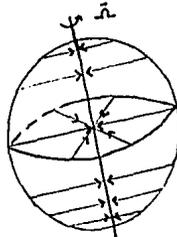


Fig. 3 Efecto de la aceleración centrípeta

Similarmente, se obtiene la aceleración de Coriolis:

$$-2 \vec{\Omega} \times \vec{V}' = -2 \Omega V_r' \sin \theta \hat{\phi} - 2 \Omega V_\phi' \cos \theta \hat{\phi} + 2 \Omega V_\phi' (\cos \theta \hat{\theta} + \sin \theta \hat{r}') \dots (17)$$

Aquí se observa que la aceleración de Coriolis es proporcional a la velocidad angular de la Tierra. Esta fuerza ficticia actúa sobre una partícula únicamente si ésta está en movimiento respecto al sistema en rotación ($\vec{V}' \neq 0$).

Se tiene como casos particulares de la aceleración de Coriolis a los siguientes:

a) velocidad radial; donde $\vec{V}' = V_r' (-\hat{r}') = -V \hat{r}'$

dado que $V_r' = -V'$ y $V_\phi' = V_\theta' = 0$

Coriolis: $-2 \vec{\Omega} \times \vec{V}' = 2 \Omega V' \sin \theta \hat{\phi}$

Para una partícula que tiene velocidad radial, sufrirá una desviación en la dirección $+\phi$, independientemente del hemisferio donde ocurra esto, por lo que si la partícula se encuentra en el hemisferio norte se desviará a la izquierda del movimiento y a la derecha si está en el hemisferio sur.

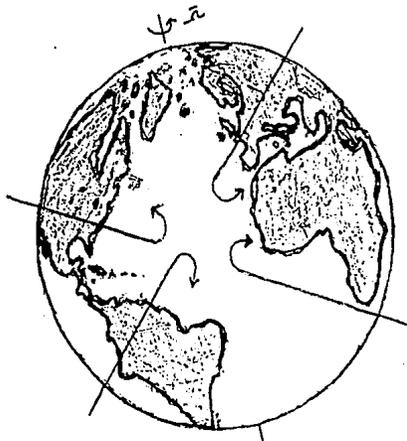


Fig. 4 Efecto de Coriolis para el caso de la velocidad radial

b) velocidad a lo largo de un paralelo; donde $\vec{V}' = V'_\phi \hat{\phi} = V \hat{\phi}$

dado que $V'_\phi = V'$ y $V'_r = V'_\theta = 0$

Coriolis: $-2 \vec{\Omega} \times \vec{V}' = 2 \Omega V' (\cos \theta \hat{\theta} + \sin \theta \hat{r})$

El movimiento de una partícula que viaja sobre un paralelo de la Tierra, no depende del hemisferio donde viaje ésta.

El efecto de Coriolis hará que la partícula se adelante o se retrase con respecto a su velocidad original, según viaje a la derecha o a la izquierda respectivamente.

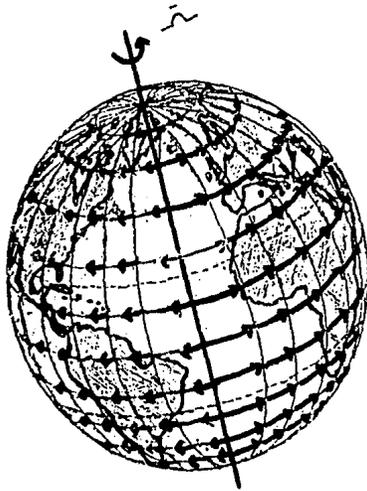


Fig. 5 Efecto de Coriolis para el caso de la velocidad a lo largo de un paralelo

c) velocidad a lo largo de un meridiano; donde $\vec{V}' = V'_\theta \hat{\theta} = -V \hat{\theta}$

dado que $V'_\theta = +V'$ y $V'_r = V'_\phi = 0$

Coriolis: $-2\vec{\Omega} \times \vec{V}' = +2\Omega V' \cos \theta \hat{\phi}$

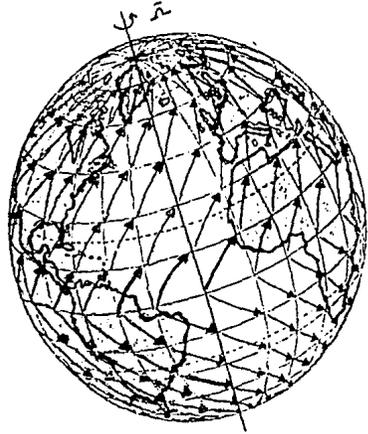
Todo lo que está sobre la Tierra se mueve hacia el este con la velocidad con que la tierra gira. Los cuerpos situados sobre paralelos má grandes tienen mayor velocidad que los situados sobre paralelos menores. Si un cuerpo situado sobre un paralelo pasara a otro paralelo mayor, conservando su velocidad, quedaría retrazado con respecto a la que antes tenía, quedando desviado hacia el oeste, y si pasara a un paralelo menor, quedaría adelantado, es decir desviado al este.

Para este caso se observa que la aceleración de Coriolis aumenta con la latitud, dado que es cero en el ecuador y máxima en los polos.



a)

De un paralelo menor a uno mayor



b)

De un paralelo mayor a uno menor

Fig. 6 Efecto de Coriolis para el caso de la velocidad a lo largo de un meridiano.

Ahora bien, utilizando los términos de Coriolis en un sistema de coordenadas cartesianas fijo en la superficie de la tierra, y usando la convención de que \hat{i} se dirige hacia el este, \hat{j} se dirige hacia el norte, \hat{k} se dirige hacia arriba, se tiene que

$$\left. \begin{aligned} \vec{r} &= \hat{i} x + \hat{j} y + \hat{k} z \\ \vec{v} = \dot{\vec{r}} &= \hat{i} u + \hat{j} v + \hat{k} w \\ \vec{\Omega} &= \hat{j} \Omega \cos \phi + \hat{k} \Omega \sin \phi \end{aligned} \right\} (\phi = \frac{\pi}{2} - \theta) \dots\dots\dots(18)$$

donde ϕ es la latitud

$$\begin{aligned} \text{Como } \frac{d\vec{v}}{dt} &= -2 \vec{\Omega} \times \vec{v} \\ &= -2\hat{i}(w \Omega \cos \phi - v \Omega \sin \phi) - 2\hat{j} u \Omega \sin \phi + 2\hat{k} u \Omega \cos \phi \end{aligned}$$

$$\text{y } \frac{d\vec{v}}{dt} = \hat{i} \frac{du}{dt} + \hat{j} \frac{dv}{dt} + \hat{k} \frac{dw}{dt}$$

entonces:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -2 (w \Omega \cos \phi - v \Omega \sin \phi) \\ \frac{dv}{dt} &= -2 u \Omega \sin \phi \\ \frac{dw}{dt} &= 2 u \Omega \cos \phi \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(19)$$

De las ecuaciones (19), las dos primeras, en los términos a la derecha, se refieren a la aceleración de Coriolis en oceanografía. No obstante, al comparar el término que contiene w con el de v , en la primera ecuación el término con w resulta despreciable, debido a que el promedio de las velocidades verticales en el océano son consideradas cien veces menores que las velocidades horizontales¹⁵, y de la tercera se observa que, de igual manera, resulta despreciable el término $\frac{dw}{dt}$.¹⁵

En el sistema de coordenadas utilizado, la fuerza de Coriolis se da con suficiente precisión para casi todos los problemas oceanográficos escribiendo la expresión (8) como:¹⁵

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= 2 v \Omega \sin \phi + \text{otras fuerzas} \\ \frac{dv}{dt} &= -2 u \Omega \sin \phi + \text{otras fuerzas} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(20)$$

d) GRAVEDAD:

En el sistema de coordenadas utilizado, la gravedad actúa a lo largo del eje z. La gravedad varía muy poco de un lugar a otro en el planeta y de una profundidad a otra; el cambio es insignificante en cualquier problema de oceanografía física.¹⁵ Los cambios de gravedad en la superficie son casi 0.5% (9.79 m/seg² en el ecuador y 9.82 m/seg² en los polos).¹⁸ La gravedad que estamos considerando es una gravedad que incluye el efecto de la aceleración centrípeta. La gravedad en el océano se toma como $g = 9.8 \text{ m/seg}^2$, donde el origen se encuentra en la superficie del océano.

De la expresión (8) vemos que la contribución de la gravedad es solo en:

$$\frac{dw}{dt} = -\bar{g} + \text{otras fuerzas} \dots\dots\dots(21)$$

e) FRICCIÓN:

La cuarta fuerza de la expresión (8) es la fricción. Un viento soplando en la superficie del mar, pondrá la superficie oceánica en movimiento. El efecto del viento es importante en las capas superficiales (hasta los primeros 100 metros de profundidad). Debido a que el agua es viscosa, el esfuerzo friccional del viento, aplicado al agua, se transmitirá hacia abajo mediante un esfuerzo constante. Si el viento parara, el agua empezará a frenarse y eventualmente el movimiento parará por el efecto de la viscosidad del agua, que actúa para transformando la energía cinética a energía calorífica.¹⁵

El modelo más simple de los términos de fricción es aquél en el que se considera que la fricción es proporcional a la velocidad, así¹⁵

$$\left. \begin{aligned} \text{fricción (x)} &= -J u = f_x \\ \text{fricción (y)} &= -J v = f_y \\ \text{fricción (z)} &= -J w = f_z \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(22)$$

donde J es la constante de proporcionalidad $\approx 10^{-6} \text{ seg}^{-1}$. El signo menos nos indica que la fuerza de fricción se opone a la velocidad.

Así pues la expresión (8) se puede escribir como:¹⁵

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= f_x + \text{otras fuerzas} \\ \frac{dv}{dt} &= f_y + \text{otras fuerzas} \\ \frac{dw}{dt} &= f_z + \text{otras fuerzas} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(23)$$

Ahora, combinando finalmentelos términos de la fuerza de las ecuaciones anteriores, se puede escribir analíticamente la ecuación de movimiento en la forma:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2v\Omega \sin\phi - 2w\Omega \cos\phi + f_x \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2u\Omega \sin\phi + f_y \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2u\Omega \cos\phi - g + f_z \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (24)$$

y en notación vectorial:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{f} \dots\dots\dots (25)$$

$$\text{o bien: } \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla P - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{f} \dots\dots\dots (26)$$

que es la ecuación de movimiento para una partícula de un fluido.¹⁶

En el océano se pueden considerar las siguientes condiciones:¹⁶

a) la velocidad vertical en el océano es generalmente mucho más pequeña que la velocidad horizontal, i.e. $u, v \gg w$, tal que $2w\Omega \cos\phi \ll 2v\Omega \sin\phi$, por lo tanto las componentes de la velocidad son prácticamente horizontales.

b) que la aceleración de la partícula sea nula, i.e.

$$\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = \frac{dw}{dt} = 0$$

c) la aceleración debido al efecto de Coriolis es muy pequeña comparada con la aceleración debida a la gravedad, i.e. $2u\Omega \cos\phi \ll g$

d) que no existan fuerzas de fricción, i.e. $f_x = f_y = f_z = 0$

Cuando el océano se ajusta a estas condiciones se dice que está en equilibrio geostrofico o que presenta una situación geostrofica.

Aplicando estas condiciones, las componentes de la ecuación de movimiento se reducen a:

$$\left. \begin{aligned} 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2 v \Omega \sin \phi \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2 u \Omega \sin \phi \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (27)$$

Estas 3 ecuaciones establecen que el movimiento es sólo horizontal. La última ecuación es la ecuación hidrostática, y las dos primeras ecuaciones son las componentes de la ecuación geostrofica, la cual, como no involucra cambios temporales, es una ecuación de diagnóstico y no de pronóstico; y en palabras dirá:¹⁶

$$\text{fuerza de Coriolis} + \text{gradiente horizontal de presión} = 0 \quad \dots\dots\dots (28)$$

Esto significa que las aguas oceánicas se mueven debido, principalmente, a la acción de 2 fuerzas equilibradas: la fuerza de Coriolis y la producida por el gradiente de presión.

1.4 RELACION ENTRE SUPERFICIES GEOPOTENCIALES E ISOBARICAS

En un fluido, una isobara o superficie isobárica es aquella en la cual la presión es uniforme; y una superficie en la cual la fuerza de gravedad es siempre perpendicular es llamada superficie geopotencial, superficie de nivel o equipotencial, porque el valor de la energía potencial deberá ser el mismo sobre esa superficie.¹⁶

Las ecuaciones (27) y (28) implican que si en una superficie equipotencial en el hemisferio norte (sur), la presión es tal que crece de oeste a este, las partículas de agua deberán moverse hacia el norte. En general, cuando el océano está en equilibrio geostrofico el agua se mueve a 90 grados a la derecha (izquierda) de la fuerza inducida por el gradiente de presión; como en la siguiente figura:

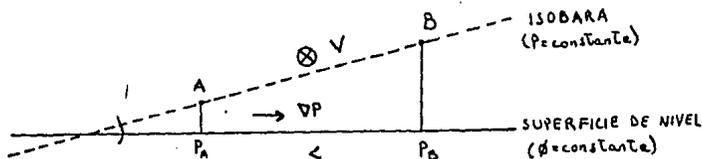


Fig. 7 Movimiento de una partícula que se encuentra en el océano en equilibrio geostrofico.

Clásicamente, las bases para la suposición de un nivel de no movimiento es el considerar que las velocidades son pequeñas en aguas profundas. La selección de un nivel de no movimiento cerca de los 1000

metros de profundidad puede dar buenos resultados para cálculos geostróficos.⁸

Una selección de relaciones entre las superficies isobáricas (P) y las equipotenciales (ϕ), se muestra en la siguiente figura:

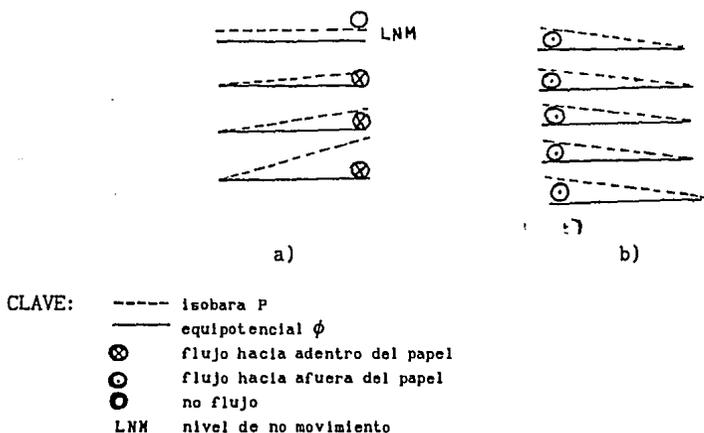


Fig. 8 Relación entre isobaras y equipotenciales

La figura 8a) indica un pequeño movimiento en la superficie, pero incrementando la velocidad en el agua profunda. La figura 8b) muestra una situación donde todas las superficies isobáricas son paralelas e igualmente inclinadas a las superficies de nivel. La aplicación del cálculo geostrófico daría velocidad relativa cero en todas las profundidades; donde la isobara es paralela a la superficie de nivel, la cual puede corregirse como la velocidad absoluta, que no sería cero.¹⁶

1.5 RELACION ENTRE SUPERFICIES ISOBARICAS E ISOPICNAS

En un fluido, una superficie isopicna es aquella en la cual la densidad es uniforme.¹⁶

Cuando la densidad de un fluido es función solamente de la presión i.e. $\rho = \rho(P)$, como en el agua dulce de temperatura uniforme, las isobaras e isopicnas son paralelas; esto se llama campo barotrópico (Fig. 9). Si la densidad es una función de otros parámetros, como es el caso del agua marina, donde la densidad depende de la salinidad S, de la temperatura T y de la presión P, i.e. $\rho = \rho(S,T,P)$, las isobaras e isopicnas pueden ser inclinadas una respecto de la otra, esto se llama campo baroclínico. Los 2 primeros parámetros presentan importantes variaciones tanto espaciales como temporales que, desde luego, transmiten a la densidad.¹⁶

caso barotrópico
 $\rho = \rho(P)$

ρ y P son superficies paralelas

caso baroclínico
 $\rho = \rho(S,T,P)$

ρ y P son superficies inclinadas

CLAVE: -.-.-. isopicna ($\rho = \text{cte.}$)

----- isobara ($P = \text{cte.}$)

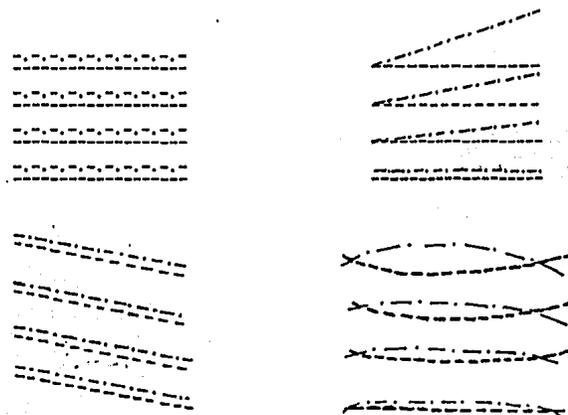


Fig. 9 Campo barotrópico y campo baroclínico

En el océano el caso barotrópico es más común en agua profunda, y el caso baroclínico arriba de los 1000 metros.

En el campo baroclínico las isópicnas y las isobaras tienen pendientes opuestas (relativas a la horizontal).

En el hemisferio norte, las isopícnas están inclinadas arriba a la izquierda cuando uno mira en la dirección de la corriente; las pendientes son opuestas en el hemisferio sur.

En oceanografía el flujo barotrópico se considera como el flujo debido a la separación uniforme en las superficies de presión, debido al agua profunda donde la densidad esencialmente depende de la presión, y la velocidad es uniforme con la profundidad. El flujo baroclínico es la parte debida a las separaciones adicionales en las superficies de presión causadas por variaciones de densidad.¹⁶ Por ejemplo:

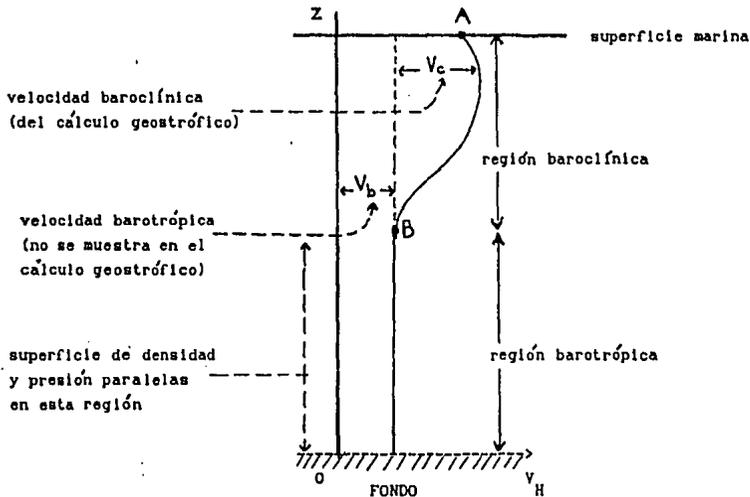


Fig. 10 Velocidad barotrópica y velocidad baroclínica

Si ABC es el perfil vertical de la velocidad horizontal, ésta se puede ver en dos partes, una barotrópica V_b y una parte baroclínica V_c (Fig. 10). Podemos suponer que la velocidad de la parte profunda es la parte barotrópica y la de la parte superficial la parte baroclínica. La parte baroclínica puede obtenerse de un cálculo geostrófico, pero la parte barotrópica no aparecerá en este cálculo; ésta debe obtenerse por algún otro medio.¹⁶ En otras palabras, la velocidad baroclínica es la equivalente a la velocidad relativa y la velocidad barotrópica es la equivalente a la velocidad absoluta.

1.6 SUPERFICIES GEOPOTENCIALES E ISOBARICAS

Suponiendo que una superficie isobárica estuviese inclinada con respecto a una superficie de nivel, como en la siguiente figura:

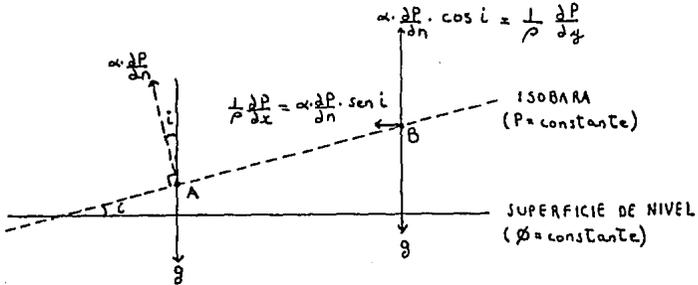


FIG. 11 Relación entre la fuerza de presión, una isobara y una superficie de nivel.

La fuerza de presión en una partícula de agua A de unidad de masa será $\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \text{ sen } i$ (donde $\alpha = 1/\rho$ y $\frac{\partial P}{\partial n}$ es el gradiente a lo largo de la normal, i.e. perpendicular a la superficie en el plano del papel). En suma, la gravedad actúa en la partícula. (Fig. 11) Esto es una situación inestable porque las dos fuerzas no pueden balancearse, ya que no hay exactamente oposición, por lo que debe tener una resultante a la izquierda. La situación se muestra en más detalle para la partícula B, donde la fuerza de presión se descompone en una componente vertical $\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \text{ cos } i$, la cual balancea g , y una componente horizontal $\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \text{ sen } i$, la cual no es balanceada, y puede causar movimiento acelerado hacia la izquierda, i.e. la situación es inestable.¹⁶

La componente a la izquierda es:

$$\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \text{ sen } i = (\alpha \frac{\partial P}{\partial n} \text{ cos } i) \frac{\text{sen } i}{\text{cos } i} = g \tan i$$

1.7 ECUACION GEOSTROFICA

La ecuación geostrofica debe, entonces, ser determinada de la siguiente relación:

$$2 \Omega \sin \phi V_1 = g \tan i \dots\dots\dots(29)$$

que es una versión de la ecuación geostrofica, la cual permitirá determinar la velocidad V_1 midiendo la inclinación i de la superficie isobárica.⁹ En la práctica no se puede determinar P directamente con una precisión adecuada, en cambio se puede determinar P de la ecuación hidrostática

$$P = \int \rho g dz \text{ despues de determinar la distribución de la densidad } \rho \text{ con la profundidad, e igualmente no se puede determinar el ángulo } i.$$

La razón es que los experimentos se hacen de un barco desde la superficie del mar y no se sabe si ésta es, o no, una superficie de nivel (despreciando el efecto de oleaje). En efecto, si hay corrientes en las aguas superficiales, la superficie marina no será una superficie de nivel, y dado que la ecuación geostrofica se aplica ahí, debe de haber una aceleración debida al gradiente de presión, tal que contrarreste la aceleración de Coriolis. Todo lo que se puede hacer es determinar la diferencia entre i_1 en el nivel z_1 y i_2 en el nivel z_2 . Esta diferencia dará la velocidad en el nivel z_1 relativo al nivel z_2 , como a continuación se muestra.¹⁶

1.8 METODO GEOSTROFICO PARA CALCULAR VELOCIDADES RELATIVAS

En la figura 13, A y B representan las posiciones de 2 estaciones oceanográficas tomadas, donde la distribución de ρ o α es conocida a lo largo de cada vertical A A_1 A_2 y B B_1 B_2 ; la línea AB representa la superficie del mar, de lo que se supone no es superficie de nivel y cuya pendiente desafortunadamente no se conoce (y no es medible en el océano abierto).¹⁶

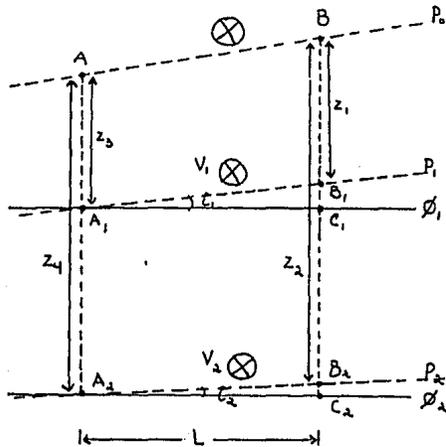


Fig. 13 Velocidades relativas

En la figura 12, ϕ_1 y ϕ_2 representan 2 superficies de nivel pasando por A_1 y A_2 en la estación A y C_1 y C_2 en la estación B. Las 2 superficies isobáricas P_1 y P_2 pasan por A_1 y A_2 en la estación A y por B_1 y B_2 en la estación B. Las pendientes de esas 2 superficies isobáricas son i_1 y i_2 relativas a las superficies geopotenciales ϕ_1 y ϕ_2 , respectivamente.

Si la componente de la velocidad del agua (dentro del papel) en la superficie P_1 es V_1 y en P_2 es V_2 , entonces las ecuaciones geostroficas son:¹⁶

$$\left. \begin{aligned} 2 \Omega \operatorname{sen} \phi V_1 &= g \tan i_1 \\ 2 \Omega \operatorname{sen} \phi V_2 &= g \tan i_2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (30)$$

restando:

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = g (\tan i_1 - \tan i_2) \dots\dots\dots (31)$$

Por lo tanto:

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = g \left(\frac{B_1 C_1}{A_1 C_1} - \frac{B_2 C_2}{A_2 C_2} \right)$$

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = \frac{g}{L} (B_1 C_1 - B_2 C_2) \text{ dado que } L = A_1 C_1 = A_2 C_2$$

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = \frac{g}{L} (B_1 B_2 - C_1 C_2) \text{ dado que}$$

$$B_1 C_1 + C_1 C_2 = B_2 C_2 + B_1 B_2 \implies B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - C_1 C_2$$

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = \frac{g}{L} (B_1 B_2 - A_1 A_2) \text{ dado que } C_1 C_2 = A_1 A_2$$

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi (V_1 - V_2) = \frac{g}{L} [(z_2 - z_1) - (z_4 - z_3)] \dots\dots\dots (32)$$

Ahora bien, de la ecuación hidrostática $P = -\rho g z$ se obtiene $dP = -\rho g dz$, donde $\rho = 1/\alpha$ y $\alpha =$ volúmen específico $= \alpha_{s,t,P}$ y $(\alpha) = \text{m}^3/\text{Kg}$; por lo que si $dP = -\frac{1}{\rho} g dz$ entonces $-g dz = \alpha dP$. Al integrar esta ecuación sobre un cierto intervalo de presión, se obtiene la altura dinámica entre dos superficies de presión, tal que $D = \int_P^P \alpha dP$ y $[D] = 1 \text{ dyn m} = 10 \text{ j/Kg} = 10 \text{ m}^2/\text{seg}^2$. Comparar diferencias de altura dinámica entre dos estaciones adyacentes A y B, es equivalente a medir las diferencias en el gradiente horizontal de presión sobre los mismos intervalos de profundidad (presión) entre las estaciones A y B.¹⁵

Si se considera un océano estandar o ideal de salinidad $S = 35$ o/oo y temperatura $T = 0^\circ\text{C}$ se puede escribir

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

donde δ es la anomalía de volúmen específico, que indica cómo se diferencia el océano real del océano ideal.¹⁶

Por lo que de la ecuación (32) tenemos que:

$$\left. \begin{aligned} \int_{A_1}^{A_2} g dz &= g(z_4 - z_3) = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha dP = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \\ \int_{B_1}^{B_2} g dz &= g(z_2 - z_1) = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha dP = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (33)$$

y restando las ecuaciones (33):

$$\frac{g}{L} [(z_2 - z_1) - (z_4 - z_3)] = \frac{1}{L} \left[- \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right]$$

por lo que:

$$2 \Omega \sin \phi (V_1 - V_2) = \frac{1}{L} \left[- \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right]$$

por lo tanto:

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{L 2 \Omega \sin \phi} \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right]$$

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{L 2 \Omega \sin \phi} \left[\int_{P_1}^{P_2} (\delta_A - \delta_B) dP \right] \dots\dots\dots (34)$$

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{L 2 \Omega \sin \phi} (\Delta\phi_A - \Delta\phi_B) \dots\dots\dots (35)$$

o bien usando unidades mezcladas:

$$V_1 - V_2 = \frac{10}{L 2 \Omega \sin \phi} (\Delta D_A - \Delta D_B) \dots\dots\dots (36)$$

donde:¹⁶

$V_1 - V_2$ es la velocidad en el nivel 1 relativo al nivel 2 promediado entre las estaciones A y B; $[V_1 - V_2] = \text{m/seg}$

$\Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta \, dP = D_2 - D_1$ es la anomalía de la altura dinámica; $[\Delta D] = \text{m}^2/\text{seg}^2$

$\Delta\Phi = \Phi_2 - \Phi_1$ es la distancia geopotencial; $[\Delta\Phi] = \text{m}^2/\text{seg}^2$

δ es la anomalía de volumen específico; $[\delta] = \text{m}^3/\text{Kg}$

P es la presión; $[P] = \text{db}$

L es la distancia entre estaciones; $[L] = \text{m}$

Ω es la velocidad angular de la tierra; $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$

ϕ es la latitud

Las ecuaciones (35) y (36) se utilizan para el cálculo de velocidad geostrofica $V_{12} = V_1 - V_2$ relativa a algún nivel de referencia (del nivel 1 relativa al nivel 2), que depende del punto a partir del cual se integra para calcular ϕ . El valor de $V_1 - V_2$ dará la diferencia entre la corriente del nivel P_1 al nivel P_2 , promediado entre las estaciones A y B. En el hemisferio norte (sur) estaría dirigido "dentro del papel" ("fuera del papel").¹⁶ (Fig.13)

Una mejor manera de establecer la dirección de la corriente en una superficie de presión inclinada, será tal que en el hemisferio norte la corriente, a lo largo de la inclinación, tendrá una dirección tal que la presión mayor esté a la derecha (y viceversa en el hemisferio sur). Las inclinaciones de P_0 , P_1 y P_2 ocurrirán si el agua en la derecha (estación B) es más ligera (menos densa) que en la izquierda (estación A); la regla

para dirección en el hemisferio norte, es que la corriente fluya relativa al agua de abajo con el agua más ligera en su derecha, y viceversa en el hemisferio sur. Las corrientes geostróficas fluyen perpendiculares a la inclinación de las isobaras.¹⁶ (Fig. 14)

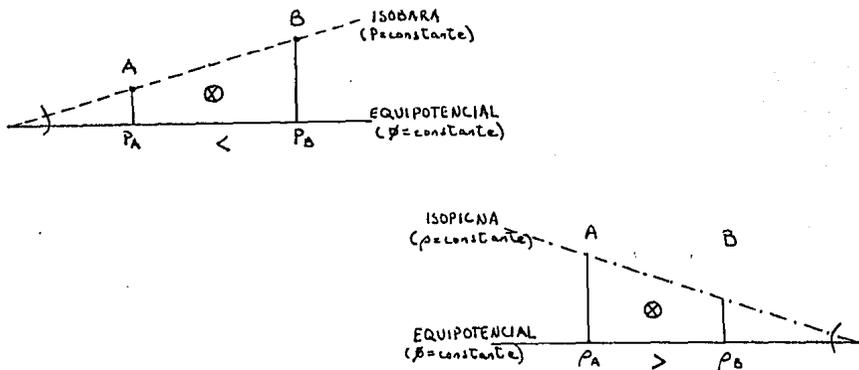


Fig. 14 Dirección de la corriente en el hemisferio norte

VELOCIDADES ABSOLUTAS

Anteriormente se analizó la ecuación geostrófica para la velocidad relativa ($V_1 - V_2$). Si se conoce el valor absoluto de V_1 o de V_2 es posible conocer el valor absoluto del otro.¹⁶

Hay varias posibilidades:

- 1) se supone que hay un nivel (o profundidad) de no movimiento (nivel de referencia), e.g. $V_2 = 0$ en agua profunda y entonces se puede calcular V_1 . Esto es aplicable también cuando en lugar de uno hay varios niveles encima

del nivel donde la velocidad es cero.

2) cuando las estaciones están dispuestas de manera que se encierra una "caja" (elemento de volumen de la figura II) del océano, se calculan las velocidades y se aplica la ecuación de continuidad ($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$) y se ve que se cumpla con el balance de todas las propiedades conocidas del fluido.

3) cuando se conoce la velocidad absoluta en alguna profundidad, se puede ajustar el perfil de velocidades geostróficas (relativas) para obtener un perfil de velocidades absolutas.¹⁶

El conocimiento de la velocidad absoluta puede provenir de mediciones de velocidad, por ejemplo, en la superficie con el GEK, o mediante el uso de algún medidor de corriente como los cuerpos de deriva o corrientímetros. El uso de estas mediciones de velocidad absoluta para corregir los valores relativos obtenidos mediante el método geostrófico presenta algunos problemas, como por ejemplo, las mediciones son puntuales mientras que las velocidades calculadas representan un promedio espacial entre dos estaciones, y las mediciones son locales (a un tiempo t), mientras que en el caso de cálculo geostrófico pasa un tiempo de horas, cuando menos, entre la toma de datos en una estación y otra.

En la actualidad se realizan importantes investigaciones sobre la solución de ecuaciones lineales de balance usando el método inverso. La aplicación de estos métodos (cuando es factible aplicarlos), resulta en la obtención de perfiles de velocidad absoluta. Cuando no es factible el uso del método inverso, por falta de información, lo más común es el uso de la suposición que menciona que en alguna profundidad la velocidad se hace cero

(nivel de no movimiento o de referencia). Así, las velocidades geostróficas se refieren a este nivel. La suposición de nivel de no movimiento se basa en diversos criterios y varía de un lugar del océano a otro; por ejemplo, se puede suponer que a media profundidad (entre 1000 m y 2000 m) el agua no se mueve, o que en la profundidad en la que el gradiente vertical de ciertas propiedades es mínimo, la velocidad es cero.

En este trabajo se usará la primera posibilidad, suponiendo que el nivel de referencia ($\bar{V} = 0$) está en 1000 metros de profundidad.

1.9 COMENTARIOS DE LA ECUACION GEOSTROFICA

El procedimiento de calcular las corrientes geostróficas de los datos oceanográficos en 2 estaciones e.g. AB da solamente la componente (u) de la corriente perpendicular a la línea AB (Fig. 15). Para obtener la corriente total es necesario hacer cálculos en un segundo par de estaciones, e.g. BC, para dar otra componente (v).¹⁶

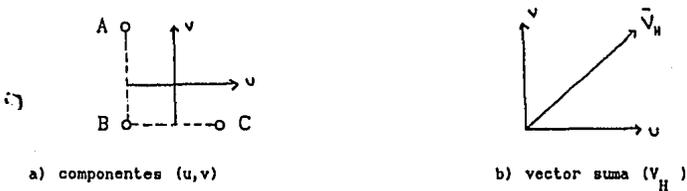


Fig. 15 Posición de pares de estaciones y velocidad geostrofica

La velocidad puede entonces sumarse vectorialmente para obtener la corriente total (\vec{V}_H) como en la figura 15. Si uno solamente necesita el transporte neto a través de un estrecho, una línea recta de estaciones atravesándolo será suficiente.¹⁶

El método geostrofico para calcular corrientes sufre de serias desventajas:¹⁶

1.- Los principales inconvenientes son:

a) Con este método se pueden computar solamente corrientes relativas y la selección de un nivel apropiado de no movimiento siempre presenta un problema.

b) El método pierde su aplicabilidad en agua homogénea, o en agua débilmente estratificada.

c) Las imposiciones relacionadas con la ausencia de aceleraciones y fricción no son válidas en la superficie del mar, debido a la presencia de efectos del viento y algunos sitios donde la corriente se acelera, como podrá ser en nuestro caso en el Estrecho de Yucatán.

Los resultados obtenidos por este método dependen, de manera crítica, del nivel de referencia escogido y esto puede ser causa de gran variabilidad en los resultados. La elección de tal superficie es posiblemente el problema más grave en el método geostrófico.

2. Se encuentra con un problema cuando la selección del nivel de no movimiento alcanza el fondo del océano, o cuando las estaciones están muy cercanas a la costa, dado que existe fricción y ahí no es aplicable el método geostrófico.

3. Solamente se obtienen valores medios entre estaciones que están usualmente a muchas decenas de kilómetros.

Es impráctico establecer estaciones muy cercanas, porque:

a) Hay limitaciones en la aproximación de las medidas de P, S, T y por lo tanto de ρ (las diferencias entre valores de las estaciones deben ser significativamente mayor que los errores de medición en una estación individual).

b) La precisión del límite navegacional significa que la distancia entre las estaciones puede tener un error significativo. Por supuesto, si el barco está equipado con posición exacta, este error se minimizará. La navegación de satélite puede usarse para determinar la posición con una aproximación del orden de 100 m, o menos para un barco estacionado, pero la

deriva (corriente) del barco en estación puede introducir una incertidumbre significativa en la posición para ser usada en el cálculo geostrófico.

c) Movimientos de ondas internas complican las medidas del campo de densidad al introducir fluctuaciones periódicas, la cual es difícil de corregir.

Actualmente, el hecho de que el cálculo geostrófico sólo da un valor medio para la corriente entre estaciones introduce algo de uniformidad, lo cual puede ser una ventaja si solamente interesa el grueso de los movimientos y no se desea ser confundido por variaciones de pequeña escala o de corto término.

4. La fricción ha sido ignorada al deducir la ecuación geostrófica. En realidad puede ser importante cerca del fondo, y por lo tanto, la ecuación no se aplica en tales situaciones.

5. Pierde validéz la ecuación cerca del Ecuador, donde la fuerza de Coriolis empieza a ser tan pequeña que la fuerza de fricción puede ser importante.

Estudios hechos por Knauss con mediciones de corriente indican que este rompimiento es importante sólo en $\pm 0.05^\circ$ latitud (i.e. ± 50 km) del Ecuador.

6. El cálculo de la corriente geostrófica incluirá cualquier período largo en las corrientes transitorias, incluso alguna parte de las corrientes de marea (aunque en mar abierto el campo de densidad no puede cambiar lo bastante rápido en períodos de marea, por mucho que la corriente de marea aparezca en el cómputo geostrófico).

No es posible separar las componentes transitorias o de marea de las corrientes del océano estable, si la corriente geostrófica es calculada de solamente 2 estaciones. En principio uno puede repetir estaciones en

intervalos frecuentes y buscar componentes periódicas de la corriente.

A pesar de todas esas desventajas, debe admitirse que la aplicación de la ecuación geostrofica nos ha dado mucho de nuestro presente conocimiento de las velocidades en las corrientes oceánicas, además de que es la única técnica rápida para un área grande. Recientemente, el desarrollo instrumental ha dado medios para observaciones más exactas.¹⁶ Sin embargo, tal instrumental no está disponible para todos los investigadores, sobre todo para el caso de los países en vías de desarrollo, puesto que implica tecnologías de alto costo.

1.10 TRANSPORTE DE MASA

El transporte de masa debido a corrientes oceánicas es:

$$T_H = \iint \rho \bar{V} dz dx \quad \dots\dots\dots (37)$$

donde la integración se toma sobre la profundidad z (de la estación) y la longitud x (distancia entre estaciones), ρ es la densidad del agua de mar y \bar{V} es la velocidad geostrofica del agua; tal que: $[z] = m$, $[x] = m$, $[\rho] = kg/m^3$ y $[\bar{V}] = m/seg.$

La unidad usada en oceanografía para describir el transporte de masa es el Kg/seg.

La ecuación (37) puede también escribirse por componentes:

$$\left. \begin{aligned} T_{H_y} &= \iint \rho v dz dx \\ T_{H_x} &= \iint \rho u dz dy \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (38)$$

donde u y v son las componentes este y norte respectivamente de la velocidad geostrofica del agua.

Las ecuaciones (38) son las utilizadas para determinar los valores de los transportes de masa en esta tesis.

Asimismo se puede hablar de un transporte de volúmen (como el utilizado por los investigadores de la literatura consultada para esta tesis) dado por:

$$T_V = \iint \bar{V} dz dx \quad \dots\dots\dots (39)$$

cuya unidad es el Sverdrup (Sv) que equivale a $10^6 m^3/seg.$

1.11 TRANSPORTE DE CALOR

El transporte de calor, debido a corrientes oceánicas está dado por:²²

$$T_c = \iiint \rho C_e \theta \bar{V} dz dx \dots\dots\dots(40)$$

donde la integración está hecha sobre la profundidad z (de la estación) y la longitud x (distancia entre estaciones), \bar{V} es la velocidad geostrofica del agua, ρ es la densidad, C_e es el calor específico a presión constante, θ es la temperatura potencial; tal que: $[z] = m$, $[x] = m$, $[\rho] = kg/m^3$, $[\bar{V}] = m/seg$, $[C_e] = J/Kg \text{ } ^\circ C$ y $[\theta] = ^\circ C$.

Los transportes de calor se miden en PetaWatts = 10^{15} Watts.

La temperatura potencial es la temperatura de una partícula de agua llevada adiabáticamente, sin calor ganando o perdido a la superficie. Si la temperatura "in situ" es T (medida en una cierta profundidad) entonces $\theta = T - \delta T$ donde δT es el decremento adiabático en la temperatura, si la partícula de agua se lleva a la superficie.¹⁶

El calor específico de agua de mar se define como el calor (en joules) requerido para aumentar la temperatura de un kg de agua de mar en un grado centigrado a presión constante, y es una función de la salinidad S, temperatura T y presión P. El calor específico del agua de mar a presión constante varía ligeramente con la temperatura y la salinidad. Este aumenta con la temperatura y decrece con la salinidad y la presión.¹⁶

La ecuación (40) también puede escribirse por componentes:

$$\left. \begin{aligned} T_{C_y} &= \iint \rho C_e \theta v \, dz \, dx \\ T_{C_x} &= \iint \rho C_e \theta u \, dz \, dy \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(41)$$

donde u y v son las componentes este y norte respectivamente de la velocidad geostrófica del agua.

Las ecuaciones (41) son las utilizadas para determinar los valores de los transportes de calor en esta tesis.

CAPITULO II

AREA DE TRABAJO Y METODOLOGIA EXPERIMENTAL

2.1 AREA DE TRABAJO

El Estrecho de Yucatán es el espacio marítimo localizado entre Cabo San Antonio, Cuba e Isla Mujeres, México. Mide cerca de 90 millas náuticas de ancho y tiene un umbral de profundidad de aproximadamente 2000 metros,¹¹ como se muestra en la figura I.⁹

Es a través del Estrecho de Yucatán por donde pasa el flujo primario que entra del Mar del Caribe al Golfo de México; éste está representado por la Corriente de Yucatán, la cual se extiende desde el mar Caribe, al norte de Honduras, hasta la frontera norte del Banco de Campeche. Parte de la corriente del Canal de Yucatán continúa hacia el norte, observándose que la rama principal de la Corriente de Yucatán forma la Corriente del Golfo¹¹ y la Corriente de Florida.⁸

El clima en el Estrecho de Yucatán es cálido-tropical lluvioso, sin estación fría, con intensas lluvias monzónicas de relieve y convectivas durante el verano y parte del otoño. Su precipitación media anual es entre 1000 y 1500 milímetros, producida en alrededor de 140 días. Su temperatura normal es de 20 °C y su oscilación térmica anual es menor a los 10 °C.²⁰

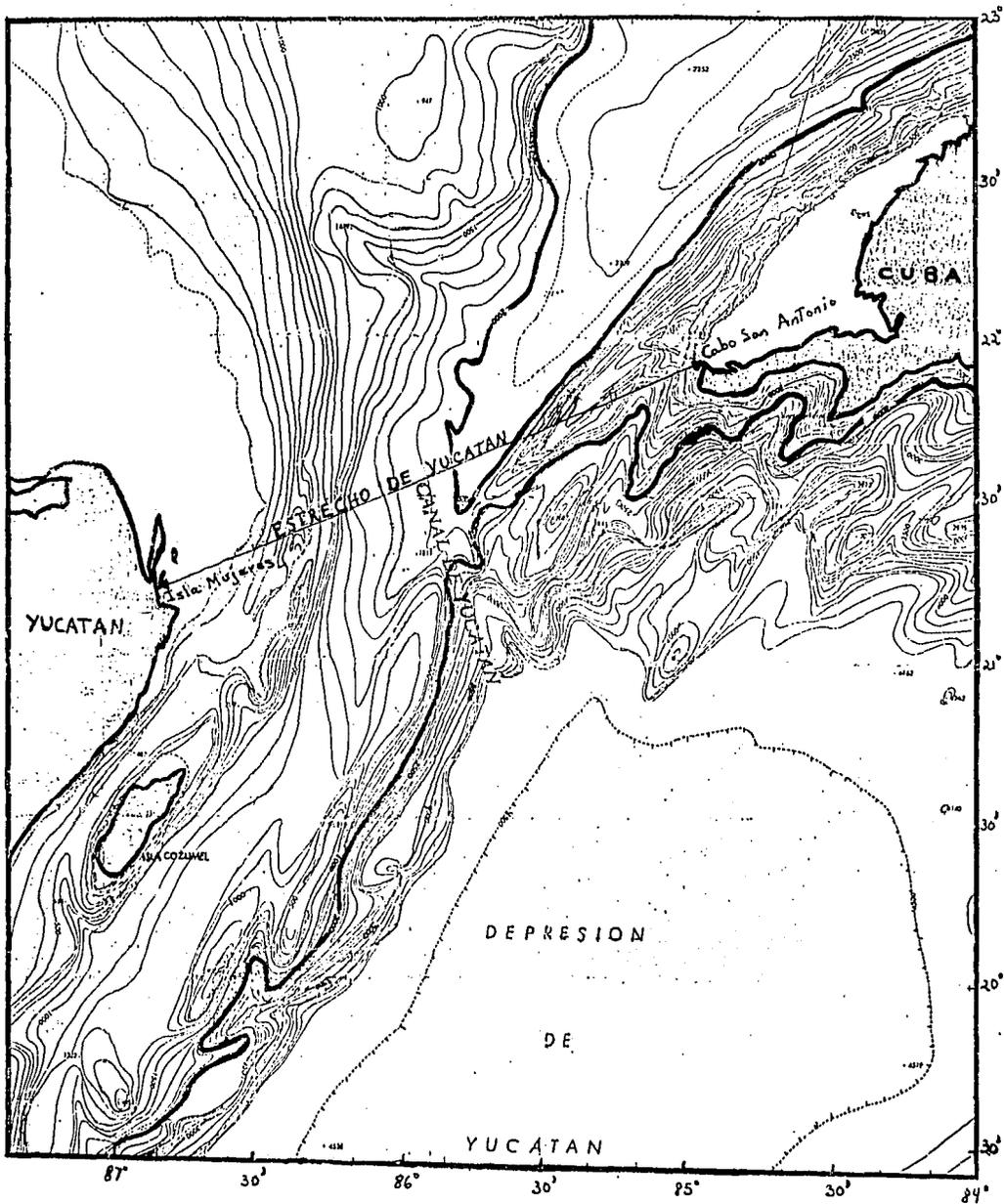


FIGURA I

BATIMETRIA DEL ESTRECHO DE YUCATAN

LAS ISOBATAS SE PRESENTAN CADA 100 METROS

(S.P.P. CARTA BATIMETRICA CB004)

2.2 OBTENCION DE DATOS

Del 26 de mayo al 6 de junio de 1984 a bordo del buque oceanográfico Justo Sierra de la UNAM (fig. 16), se llevó a cabo el crucero denominado YUCA I, realizado en el Estrecho de Yucatán y Golfo de México, por oceanógrafos físicos mexicanos (del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM), donde se obtuvieron 62 estaciones oceanográficas (muestras verticales en un punto del océano y en un determinado momento); sin embargo, en el presente trabajo sólo se han tomado en cuenta 42 estaciones (de la 12 a la 54) en el Estrecho de Yucatán, para estimar las corrientes y los transportes de masa y de calor en esa zona. (Fig.II)

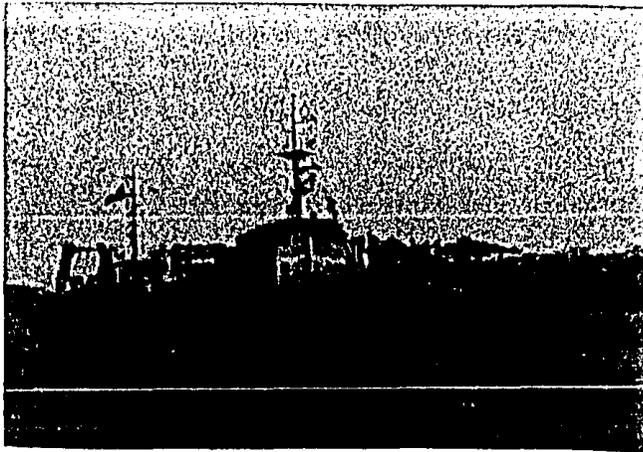


Fig. 16 Buque Oceanográfico Justo Sierra

La velocidad del buque fue de aproximadamente 10 nudos ($18 \text{ Km/h} = 10 \text{ mn/h}$). El tiempo promedio al transportarse entre estaciones fue de 3 horas, y la distancia entre éstas está dada en la Tabla 1.

Los datos se obtuvieron en cada estación por medio de una sonda electrónica denominada CTD (marca Neil Brown- Fig. 17) que mide conductividad, temperatura y presión, de manera casi continua (aproximadamente cada 0.25 metros en los primeros 150 metros y cada 0.50 metros hasta la última profundidad, la cual era variable (Tabla 1)).

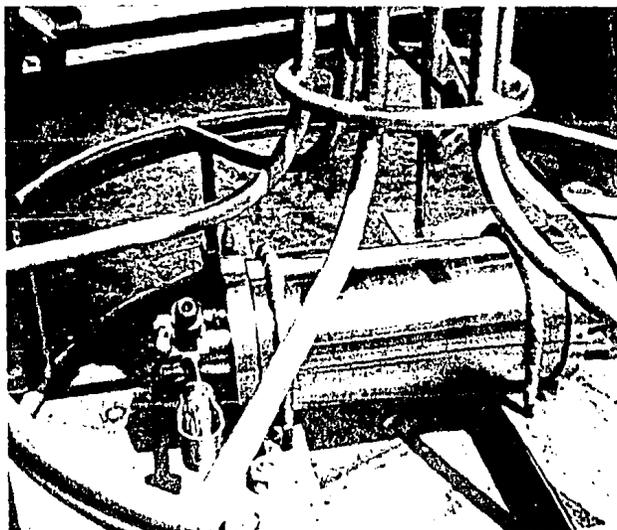


Fig. 17 Sonda electrónica CTD

Los datos se recibieron en una unidad de cubierta del buque (Fig. 18), y se transfieren a una computadora digital (sistema MINC); se guardaron en archivos ascii y, tras eliminar los datos que el CTD toma cuando el buque sube por efecto del oleaje y muestrea el agua que se mezcló por el movimiento del mismo instrumento, se compactaron en archivos binarios de acceso directo de una sola columna.

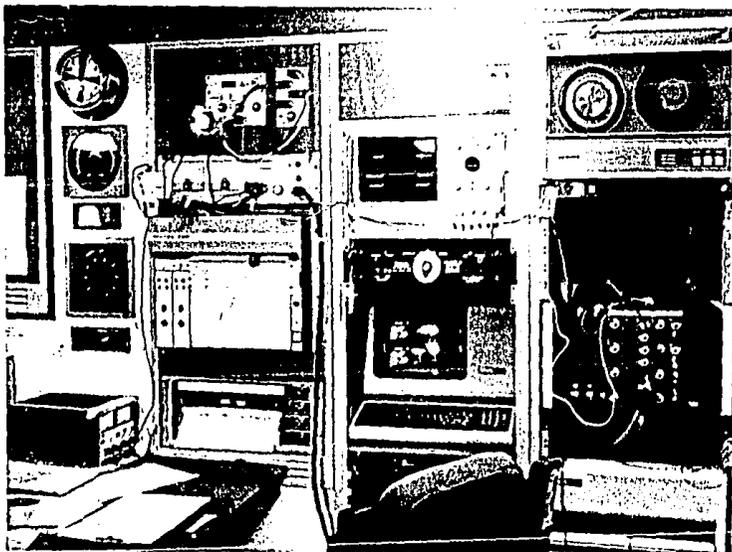


Fig. 18 Unidad de cubierta del buque oceanográfico

2.3 MANEJO DE DATOS

Para el manejo de datos se utilizaron programas en FORTRAN tanto ya elaborados, como otros hechos ex-profeso. Los datos fueron guardados en archivos binarios de acceso directo.

Con los datos originales, tomados con el CTD, de salinidad, presión y temperatura (donde la primera se transforma por medio de una forma estandarizada por la UNESCO²¹, tal que la salinidad es una función de la conductividad eléctrica²), se realizaron las siguientes operaciones.

Para cada nivel de la presión (o profundidad) de la estación más profunda, se eligió un nivel igual en la estación menos profunda; en caso de que éste no existiera, se interpolaron linealmente todos los parámetros (salinidad, temperatura y presión), utilizando los parámetros de los niveles más cercanos. Con los valores de densidad de esas 2 estaciones se calculó la distribución vertical de la velocidad geostrófica, referida a la superficie. Se creó una estación ficticia localizada en medio de las 2 estaciones reales, asignando a este nivel de presión la velocidad geostrófica así calculada, y el promedio de los otros parámetros calculado por interpolación lineal entre los parámetros de las 2 estaciones. Asimismo, se calcularon el calor específico C_e y la temperatura potencial θ para cada nivel, usando algoritmos presentados por la UNESCO.²²

Dichos parámetros físicos se calcularon extrapolando datos hasta la profundidad de la estación más profunda, de la siguiente manera: cuando la estación más profunda no excedía a la menos profunda en más de 50 metros, se seguía la tendencia (de la primera derivada) de la más profunda, para extrapolar los datos de la otra; cuando sí excedía a los 50 metros, se

copiaba la parte excedida de la más profunda a la menos profunda. Se transformaron los archivos binarios directos de una columna -que es la forma en que estaban guardados los datos anteriormente -a archivos binarios directos de renglones, con tantas columnas como datos habían; esto fue por razones de proceso. Para aprovechar los procesos más rápidos, todos los archivos se manejaron como enteros (en archivos binarios de acceso directo) en vez de reales (archivos ascii) con una relación del siguiente tipo:

variable ascii	variable binaria	relación
P_A	P_B	$P_B = P_A \times 20$
T_A	T_B	$T_B = T_A \times 100$
S_A	S_B	$S_B = (S_A - 30) \times 1000$
ρ_A	σ_B	$\sigma_B = (\rho_A - 1) \times 1000$

Acto seguido, se refirieron las velocidades geostróficas a 1000 metros de profundidad, o a la profundidad de la estación cuando es muy somera, de un par dado de estaciones; se supuso que la velocidad en estos niveles era de 0 m/seg. Se calcularon los promedios verticales por capas de 100, 50 o 10 metros de profundidad, según lo permitió la profundidad de las estaciones, de las siguientes variables: densidad "in situ" ρ , componentes de la velocidad geostrófica \bar{V} [con u y v sus componentes en dirección este y norte, respectivamente], temperatura potencial θ y calor específico C_p , así como el transporte de masa dado por $\rho\bar{V}zL$ y el transporte de calor dado por $\rho\bar{V}\theta C_p zL$, donde z es la profundidad entre 2 niveles sucesivos y L es la distancia entre estaciones (calculada con una fórmula dependiente de la latitud ϕ y de la longitud λ de un dado par de estaciones, tal que:²³

$$L = \cos^{-1}(\sin \phi \sin \phi' + \cos \phi \cos \phi' \cos (\lambda - \lambda')) \times 60, \text{ con } [L]=\text{mn}.$$

Los promedios se calcularon utilizando trapezoides de la siguiente manera:

área del trapecio= A

área del rectángulo= A_□

área del triángulo= A_▽

$$A = A_{\square} + A_{\nabla}$$

$$A = v_{i+1} (z_{i+1} - z_i) + \frac{(v_{i+1} - v_i)(z_{i+1} - z_i)}{2}$$

$$= (z_{i+1} - z_i) \left[v_{i+1} + \frac{(v_i - v_{i+1})}{2} \right]$$

$$= (z_{i+1} - z_i) \left(\frac{v_{i+1} + v_i}{2} \right)$$

$$= (z_{i+1} - z_i) \left(\frac{v_{i+1} + v_i}{2} \right)$$

donde v_i es la variable en cuestión y z_i es la profundidad (Fig. 19)

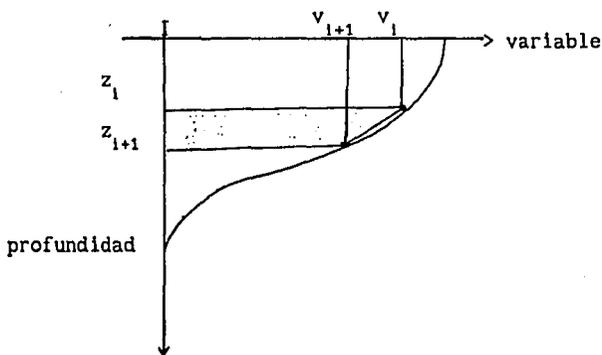


Fig.19 Perfil de variable

Por último, se acumuló el valor de los transportes de masa y de calor, para calcular los transportes totales en cada pareja de estaciones hasta la máxima profundidad muestreada, así como los transportes netos por transecto.

CAPITULO III

RESULTADOS

3.1 DESCRIPCION Y ANALISIS DE LOS RESULTADOS

El Estrecho de Yucatán se dividió en 14 transectos con las características descritas en la tabla 1, que se conformaron con base en la distribución de 42 estaciones, de acuerdo a la figura II.

Para cada uno de estos transectos y para cada pareja de estaciones se calculó la velocidad geostrófica en capas de 100 metros de espesor, así como los transportes promedio de masa y de calor en los términos descritos en el capítulo III, cuyos resultados aparecen en las figuras 1A a la 14A, 1B a la 14B y 1C a la 14C, correspondientes a la velocidad geostrófica, el transporte de masa y el transporte de calor, respectivamente.

Asimismo, se calcularon los transportes acumulados de masa y de calor de cada transecto en cada pareja de estaciones, así como los transportes netos de todos los transectos estudiados; éstos se muestran en las tablas 2 y 3, respectivamente.

Es importante señalar que:

i) Se calcularon los transportes en todos los transectos, para obtener una información más completa del comportamiento de las aguas en esta zona; sin embargo, los transportes transversales al Estrecho de Yucatán son los que dan una mejor información del agua que pasa a través de éste, dado que el orden de magnitud de la velocidad en los transectos transversales al

Estrecho es mucho mayor a los otros.

ii) De todos los transectos estudiados, los que tienen especial importancia son los transectos III y IV, dado que están situados en el umbral del Estrecho de Yucatán y representan el flujo neto de aguas del Caribe al Golfo de México. Estos valores representan un adendum a la poca información disponible para la zona.

iii) Dado que los transportes de masa y de calor siguen a la distribución de velocidades, solamente se graficó los perfiles de la velocidad geostrofica en capas de 100 metros (velocidad contra profundidad) para cada pareja de estaciones de cada uno de los transectos, como se muestra en las figuras 1D a la 14D; se trazó el campo de velocidades geostroficas superficiales (0-100 metros) para todos los transectos, como se muestra en la figura IV; y se analizó los sistemas de corrientes.

Los resultados obtenidos muestran la existencia de tres sistemas de corrientes diferentes en el Estrecho de Yucatán:

1) En el centro del Estrecho se observó que la corriente fluía hacia el norte con velocidades máximas (estaciones 35-34 y 15-16, correspondientes a los transectos III y IV respectivamente- transectos más cercanos al Estrecho-), que decrecían rápidamente con la profundidad; esto indica la posición del eje de la corriente del Canal de Yucatán.

Analizando todos los transectos transversales al Estrecho se observó que en el Canal de Yucatán la corriente con velocidades máximas, i.e. el eje de la corriente del Canal de Yucatán, se encuentra localizada hacia el norte entre las estaciones 25-24, 29-30, 35-34, 15-16, 42-43 y 49-48, correspondientes a los transectos I, II, III, IV, V y VI, respectivamente,

como se muestra en la figura III. El sistema de corrientes muestra en la parte oeste del Canal de Yucatán un fuerte corriente cuyo núcleo está cerca de la plataforma continental; en la zona del umbral el núcleo de la corriente se acerca un poco más al centro y, posteriormente se desvía un poco hacia la izquierda, probablemente para unirse a la Corriente del Golfo; y finalmente se observó que una parte de la corriente fluye hacia la derecha de esta desviación, quizá para unirse, más adelante, a la Corriente de Florida.

2) Una corriente débil hacia el sur se encontró cerca de Cabo San Antonio, Cuba (estación 16-17), arriba de los 300 metros, observándose un contraflujo subsuperficial (hacia el norte) entre los 300 y 700 metros.

3) Cerca de Yucatán, en el lado oeste del Estrecho, se encontró una corriente dirigida hacia el sur en la región este del transecto I (estación 26-27); asimismo, una corriente superficial (0-100 metros) muy pequeña se dirigía hacia el norte (estación 35-36) y por debajo de los 100 metros su dirección cambiaba tomando una totalmente opuesta (hacia el sur), de lo que se puede inducir la existencia de una contracorriente (llamada Contracorriente de Yucatán), la cual podría tal vez ser una prolongación de la corriente del Banco de Campeche, que se sumerge en sentido opuesto a la Corriente de Yucatán formándose así una contracorriente. Las velocidades en esta zona son pequeñas. Asimismo se observó que en una parte de la plataforma continental mexicana las corrientes superficiales van dirigidas hacia el sur, formando parte de la Contracorriente. (Fig. IV).

En cuanto a los errores de medición, existen los inherentes al dispositivo experimental CTD ²⁴, calibrado en 1983, correspondientes a: presión ± 1.6 db, temperatura ± 0.005 °C y conductividad ± 0.005 mmhos (salinidad ± 0.003 ppm), los errores que se pueden introducir, porque no se cumplen las condiciones de geostrofia en algunas partes del Estrecho (ya que existen aceleraciones y fricción); están las posibles fuentes de error como el no tener información de viento confiable en la zona estudiada (por lo que no fue posible tomar en cuenta ese efecto), y las limitaciones que se tienen por el nivel de referencia; adicionalmente están los errores introducidos a través del cálculo de datos (obtenidos en el Laboratorio de Oceanografía Física del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM):

densidad $\delta\rho = \pm 0.0066$ Kg/m³ (Ruíz, UNAM)

distancia entre estaciones $\delta L = \pm 850$ m (Zavala, op.cit.)

distancia entre niveles promediados $\delta z = \pm 1.6$ m (manual CTD)

temperatura potencial $\delta\theta = \pm 0.005$ °C (manual CTD)

calor específico $\delta C_e = \pm 0.06$ J/Kg °C (Ruíz, UNAM)

velocidad geostrofica $\delta V = \pm 0.0041$ m/s (Zavala, op.cit.)

Por lo que los errores de cálculo en los transportes de masa y de calor están dados por:

$$T_M \pm \delta T_M = (V \pm \delta V) (\rho \pm \delta\rho) (L \pm \delta L) (z \pm \delta z) \quad y$$

$$T_C \pm \delta T_C = (V \pm \delta V) (\rho \pm \delta\rho) (\theta \pm \delta\theta) (C_e \pm \delta C_e) (L \pm \delta L) (z \pm \delta z)$$

por lo que se obtiene:

$$\delta T_m = \pm 0.011 \times 10^{10} \text{ Kg/s} \quad y$$

$$\delta T_c = \pm 0.012 \text{ PW}$$

3.2 PRESENTACION DE RESULTADOS

TRANSECTOS

TRANSECTO	ESTACION	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	DISTANCIA ENTRE ESTACIONES (m)	PROFUNDIDAD (m)
#	#	N	W		
I	27	20.45	87.07	8358	398
	26	20.5	87.01	53113	438
	25	20.51	86.6	52093	552
	24	20.5	86	53113	1008
	23	20.5	85.49	51056	1004
	22	20.49	85	52093	1000
	21	20.5	84.5		1636
II	28	20.99	86.67	34284	214
	29	21	86.34	36397	1000
	30	20.98	85.99	48999	1001
	31	21.02	85.62	54021	1636
	32	21	85	51890	1637
	20	21	84.5		1001
III	37	21.5	86.74	24036	13
	36	21.47	86.61	52872	40
	35	21.5	86	51723	1000
	34	21.5	86.5	52779	1634
	33	21.49	84.99	51741	1002
	19	21.5	84.99		1001
IV	12	22	87.49	50537	21
	13	21.99	87	51656	22
	14	22	86.5	50518	166
	15	22	86.01	52666	1249
	16	21.97	85.5	50537	1002
	17	21.98	85.01		632
V	40	22.47	87.48	50370	37
	41	22.46	86.99	49518	150
	42	22.5	86.51	52390	400
	43	22.5	86	52390	1000
	44	22.5	85.49	50333	1636
	45	22.5	85	34933	1638
	46	22.5	84.66		1004
VI	64	23	87.5	52205	51
	53	23	86.99	50148	375
	52	23	86.5	51185	727
	51	22.99	86	51185	1005
	60	23	85.5	51185	1000
	49	23	85	51185	1638
	48	23	84.5	52205	1637
	47	23	83.99		1636
VII	46	22.5	84.66	88322	1004
	47	23	83.99		1636

TABLA 1

TRANSECTOS

VIII	21	20.5	84.5	65660	1636
	20	21	84.5	75247	1001
	19	21.5	84.99	29185	1001
	18	21.76	85.03	24533	704
	17	21.98	85.01	68079	632
	46	22.5	84.88	57929	1004
	48	23	84.5		1637
IX	22	20.49	85	66671	1000
	32	21	85	64469	1637
	33	21.49	84.99	29966	1002
	18	21.76	85.03	24533	704
	17	21.98	85.01	67792	632
	46	22.5	85	55560	1638
	49	23	85		1638
	33	21.49	84.99	64488	1002
	17	21.98	85.01		632
X	23	20.5	85.49	67866	1004
	31	21.02	85.52	53378	1636
	34	21.6	85.5	62226	1636
	16	21.97	85.5	58903	1002
	44	22.5	85.49	55669	1636
	60	23	85.5		1000
XI	24	20.5	86	53348	1008
	30	20.98	85.99	57792	1001
	36	21.6	86	55570	1000
	16	22	86.01	55570	1249
	43	22.5	86	54449	1000
	61	22.99	86		1005
XII	26	20.61	86.5	56930	552
	29	21	86.34	55116	1000
	36	21.47	86.51	58903	40
	14	22	86.5	55570	166
	42	22.5	86.51	55570	400
	62	23	86.5		727
XIII	27	20.45	87.07	72999	398
	28	20.99	86.67	57133	214
	37	21.5	86.74	39446	13
	38	21.76	87	25568	10
	13	21.99	87	52237	22
	41	22.46	86.99	60005	160
	63	23	86.99		376
XIV	12	22	87.49	52237	21
	40	22.47	87.48	58929	37
	64	23	87.5		51

TABLA 1

TRANSPORTES POR ESTACION

TRANSECTO	ESTACION	PROFUNDIDAD	TRANSPORTE DE	TRANSPORTE DE	REFERIDO A:	PROMEDIO CADA
#	#	(m)	CALOR (PW)	MASA (10^{10} Kg/seg)	(m)	(m)
I	2122	1627	-1.437	-1.778	1000	100
	2223	1003	-0.103	-0.161	1000	100
	2324	1005	0.737	0.841	1000	100
	2425	1005	1.008	1.064	1000	100
	2526	545	0.499	0.549	estación menor	100
	2627	435	-0.045	-0.039	estación menor	100
II	2032	1629	-0.861	-1.154	1000	100
	3231	1629	0.359	0.459	1000	100
	3130	1629	1.07	1.288	1000	100
	3029	998	1.378	1.745	1000	100
	2928	998	0.041	0.041	1000	100
III	1933	997	-0.616	-0.769	1000	100
	3334	1200	0.279	0.393	1000	100
	3435	1629	1.599	2.02	1000	100
	3536	997	-0.108	-0.264	estación menor	100
	3637	37	-0.002	-0.003	estación menor	10
IV	1716	999	-0.201	-0.18	1000	100
	1615	1247	1.135	1.31	1000	100
	1514	1247	0.438	0.473	1000	100
	1413	163	-0.014	-0.024	estación menor	100
	1312	20	0.003	0.003	estación menor	10
V	4645	1631	0.158	0.23	1000	100
	4544	1631	0.343	0.309	1000	100
	4443	1628	0.585	0.584	1000	100
	4342	990	0.632	0.738	1000	100
	4241	396	-0.021	-0.025	estación menor	100
	4140	147	0.005	0.006	estación menor	100

TABLA 2

TRANSPORTES POR ESTACION

TRANSECTO	ESTACION	PROFUNDIDAD	TRANSPORTE DE	TRANSPORTE DE	REFERIDO A:	PROMEDIO CADA
#	#	(m)	CALOR (PW)	MASA (10^3 Kg/seg)	(m)	(m)
VI	4748	1630	0.283	0.364	1000	100
	4849	1633	0.612	0.754	1000	100
	4950	1633	-0.197	-0.271	1000	100
	5051	1000	-0.239	-0.396	1000	100
	5152	1000	0.182	0.164	1000	100
	5253	724	-0.21	-0.212	estación menor	100
	5354	373	-0.028	-0.027	estación menor	100
VII	4647	1628	0.397	0.463	1000	100
VIII	2120	1627	-0.889	-1.132	1000	100
	2019	997	0.34	0.199	1000	100
	1918	997	-0.115	-0.18	1000	100
	1817	697	0.197	0.197	estación menor	50
	1746	999	-0.081	-0.06	1000	100
	4648	1630	0.704	0.913	1000	100
	IX	2232	1629	-0.352	-0.547	1000
3233		1629	0.468	0.521	1000	100
3318		997	0.123	0.125	1000	100
1817		697	0.197	0.197	estación menor	50
1745		1631	-0.012	0.044	1000	100
4549		1631	1.153	1.338	1000	100
3317		997	0.315	0.314	1000	100
X	2331	1629	0.125	0.104	1000	100
	3134	1629	0.386	0.379	1000	100
	3416	1629	0.179	0.273	1000	100
	1644	1628	0.714	0.872	1000	100
	4450	1628	0.621	0.829	1000	100

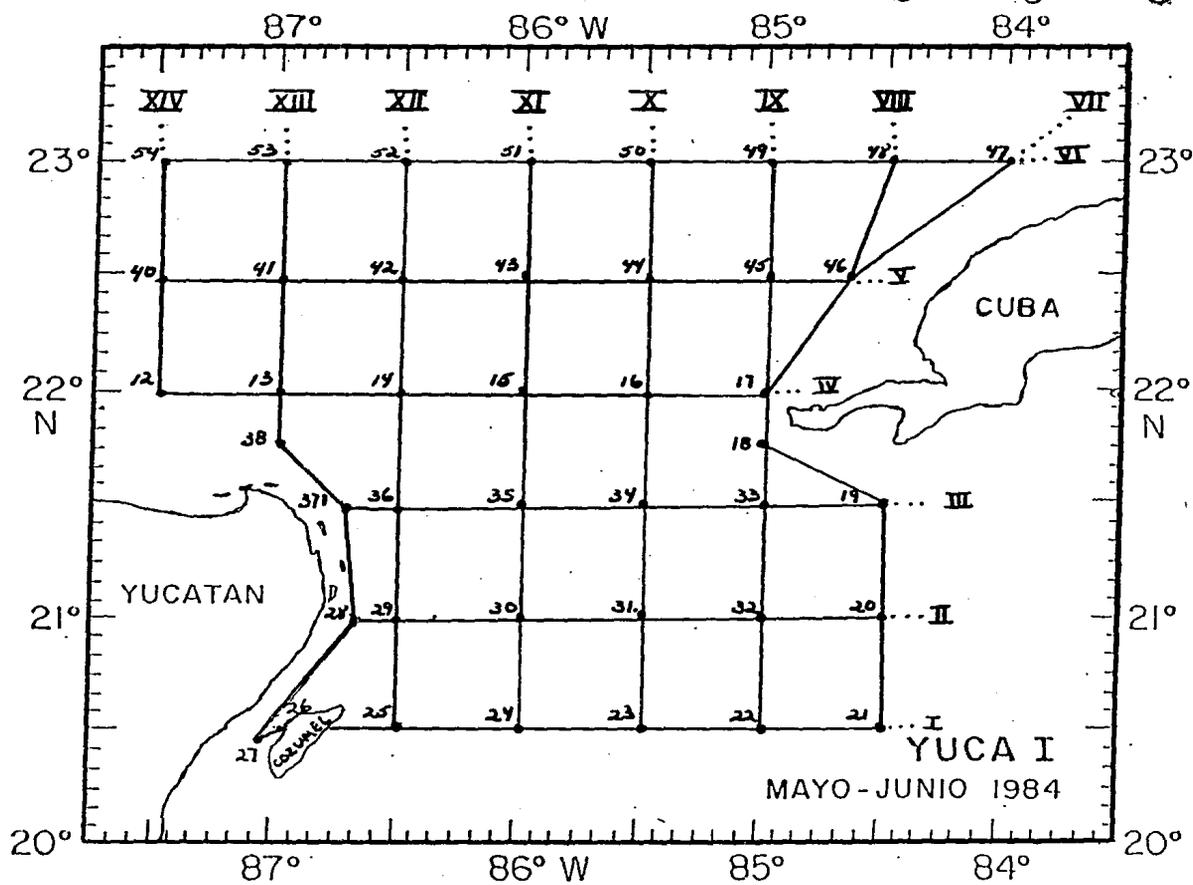
TABLA 2

TRANSECTO	ESTACION	PROFUNDIDAD	TRANSPORTE DE	TRANSPORTE DE	REFERIDO A:	PROMEDIO CADA
#	#	(m)	CALOR (PW)	MASA (10 ⁶ Kg/seg)	(m)	(m)
XI	2430	1005	0.483	0.575	1000	100
	3035	998	0.975	1.209	1000	100
	3515	1247	-0.254	-0.398	1000	100
	1543	1247	0.159	0.154	1000	100
	4351	1000	-0.206	-0.15	1000	100
XII	2529	997	0.378	0.403	estación menor	100
	2936	997	-0.121	-0.288	estación menor	100
	3614	163	0.003	0.006	estación menor	50
	1442	396	-0.037	-0.046	estación menor	100
	4252	724	-0.661	-0.769	estación menor	100
XIII	2728	397	0.078	0.076	estación menor	50
	2837	209	-0.044	-0.053	estación menor	50
	3738	10	0.001	0.001	estación menor	10
	3813	20	-0.0002	-0.00009	estación menor	10
	1341	147	0.005	0.007	estación menor	50
	4153	373	-0.21	-0.232	estación menor	50
XIV	1240	34	-0.003	-0.002	estación menor	10
	4054	48	-0.004	-0.004	estación menor	10

TABLA 2

TRANSECTO	TRANSPORTE DE CALOR	TRANSPORTE DE MASA
#	(PW)	(10 ¹⁶ Kg/seg)
I	0.659	0.476
II	1.987	2.379
III	1.152	1.377
IV	1.361	1.582
V	1.702	1.842
VI	0.403	0.376
VII	0.397	0.463
VIII	0.156	-0.001
IX	1.577	1.678
X	2.025	2.457
XI	1.157	1.39
XII	-0.438	-0.694
XIII	-0.17	-0.201
XIV	-0.007	-0.006

TABLA 3



73

FIGURA II

RED DE ESTACIONES MUESTREADAS Y DISTRIBUCION DE TRANSECTOS

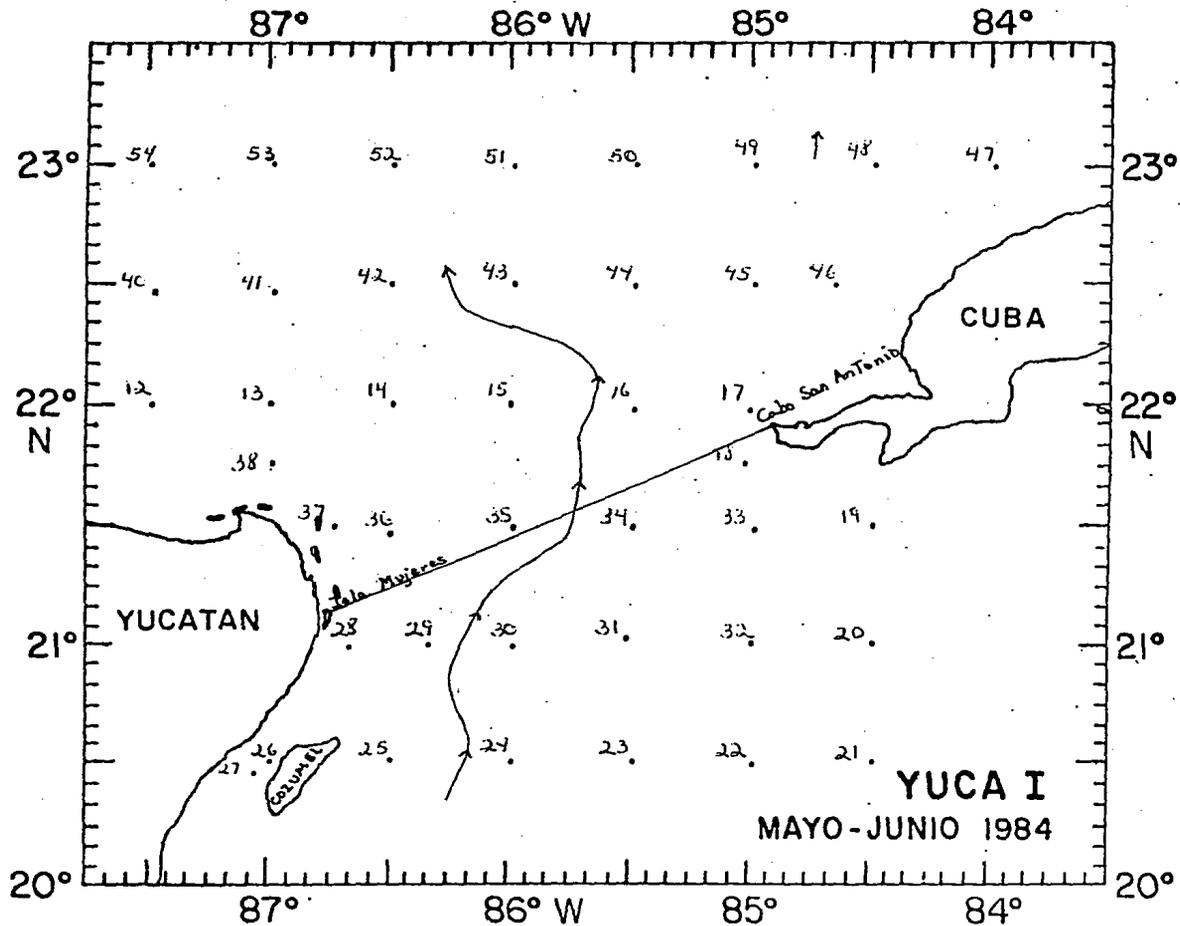


FIGURA III

EJE DE LA CORRIENTE DE YUCATAN

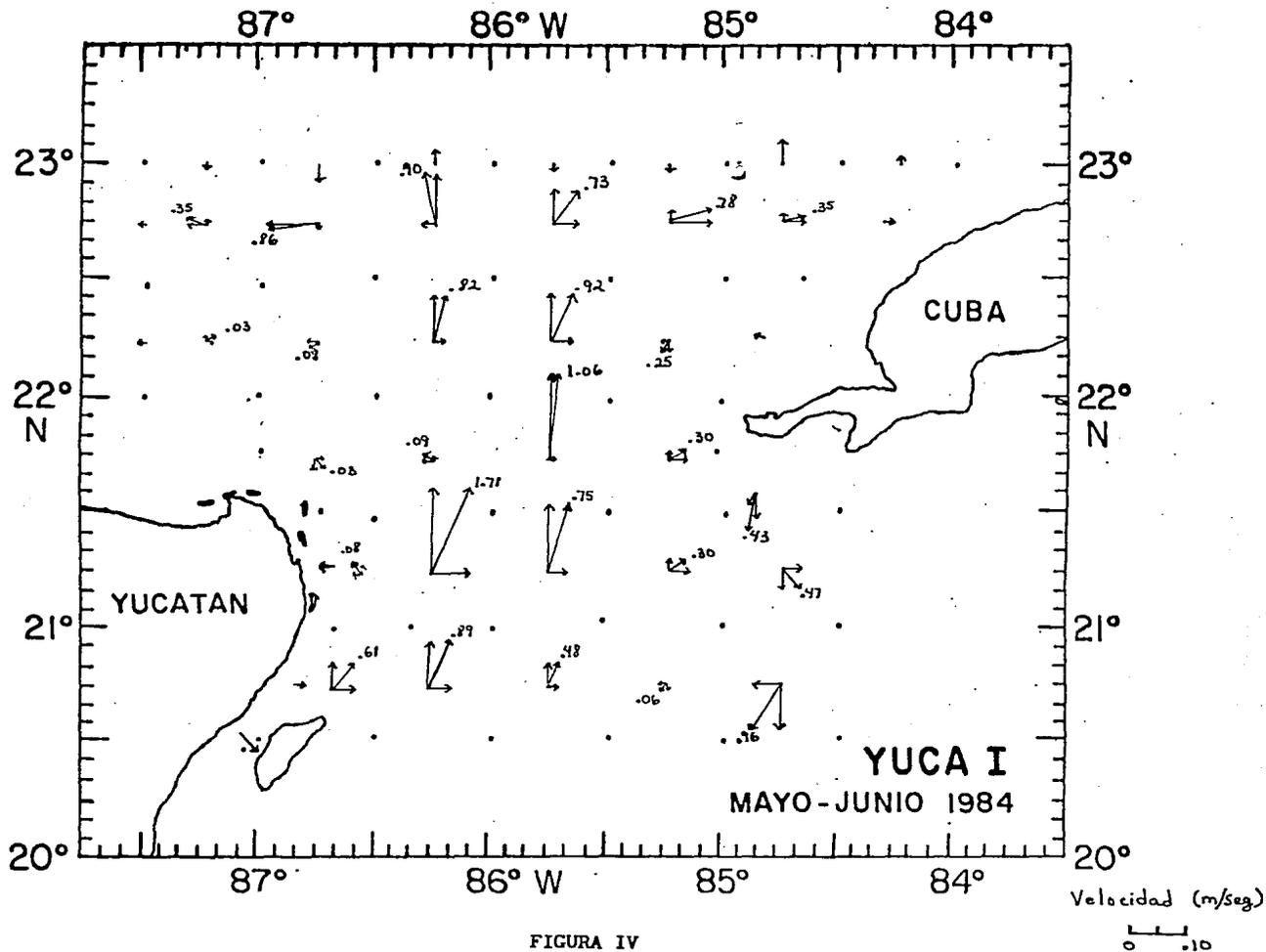


FIGURA IV

CAMPO DE VELOCIDADES GEOSTROFICAS SUPERFICIALES

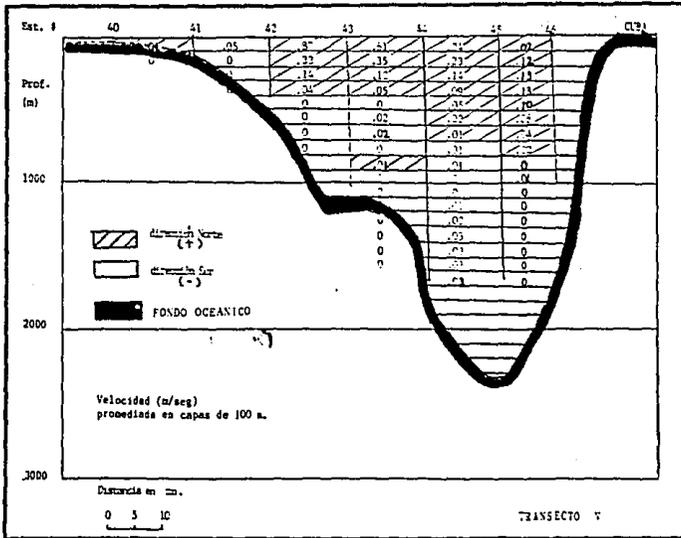


FIGURA 5A

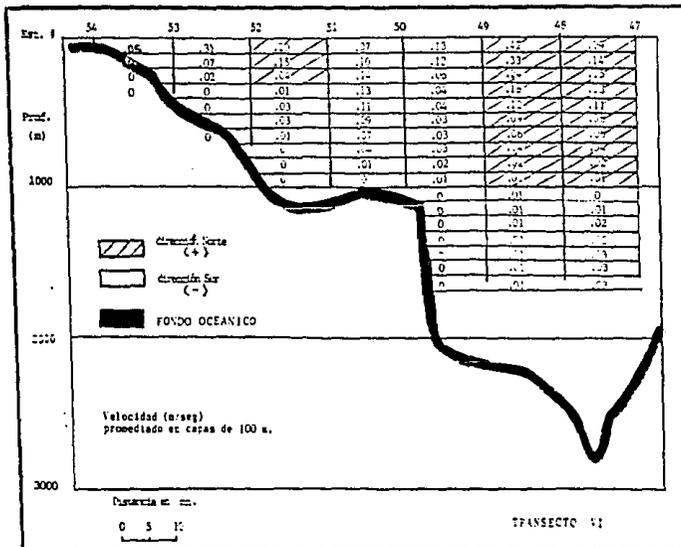


FIGURA 6A

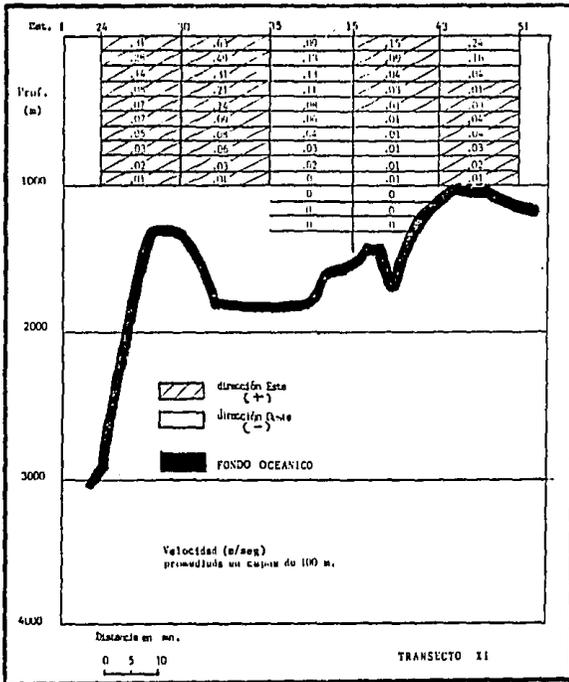


FIGURA 11A

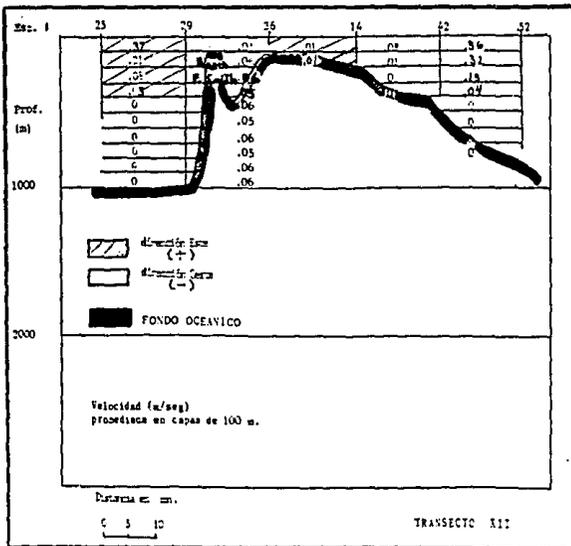


FIGURA 12A

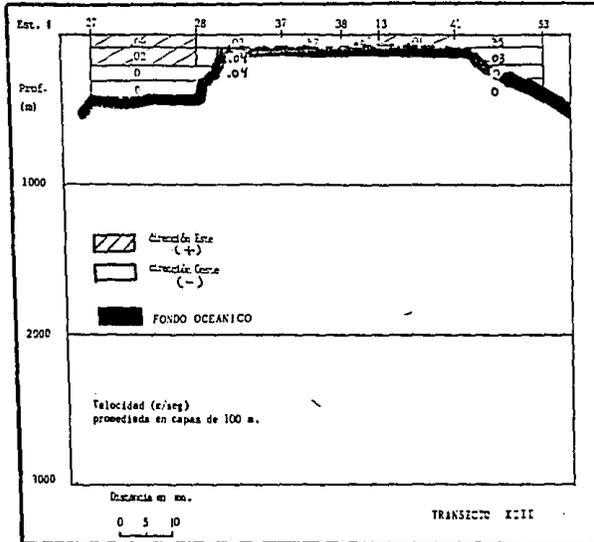


FIGURA 13A

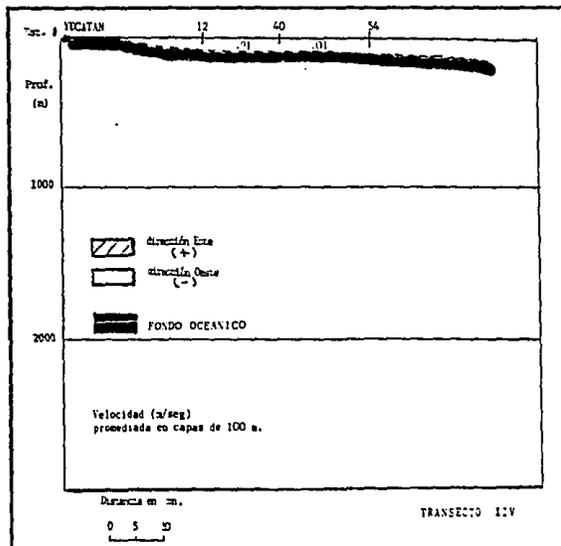


FIGURA 14A

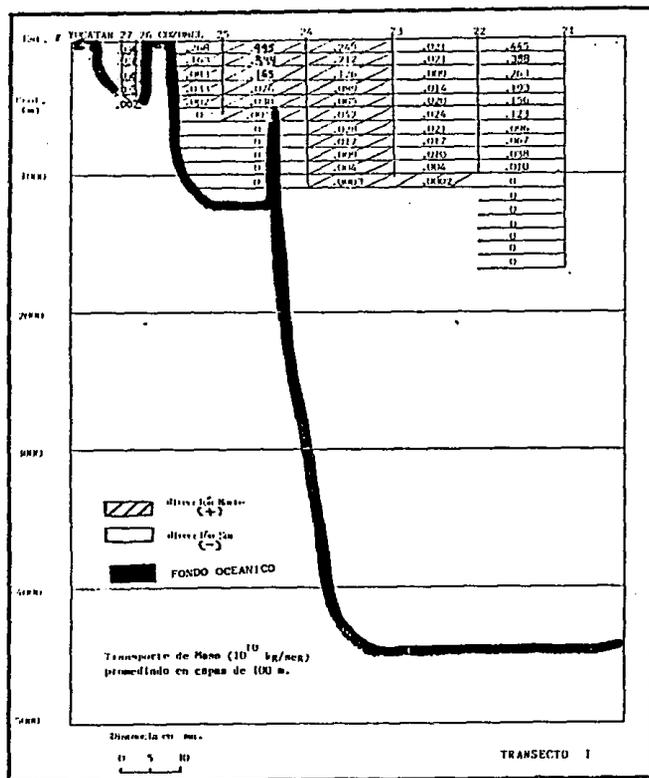


FIGURA 1B

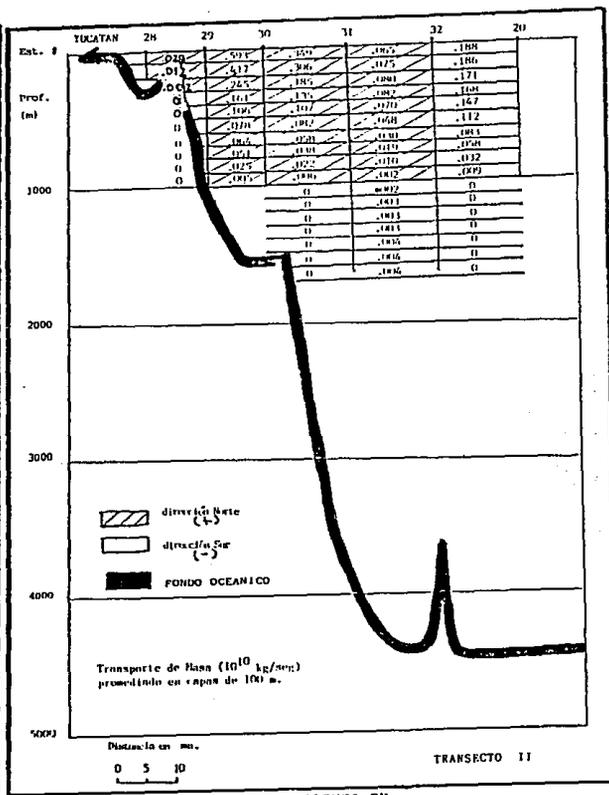


FIGURA 2B

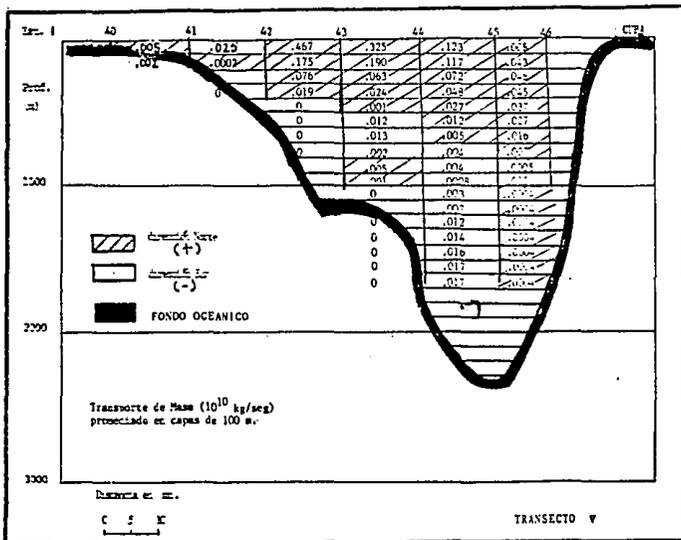


FIGURA 5B

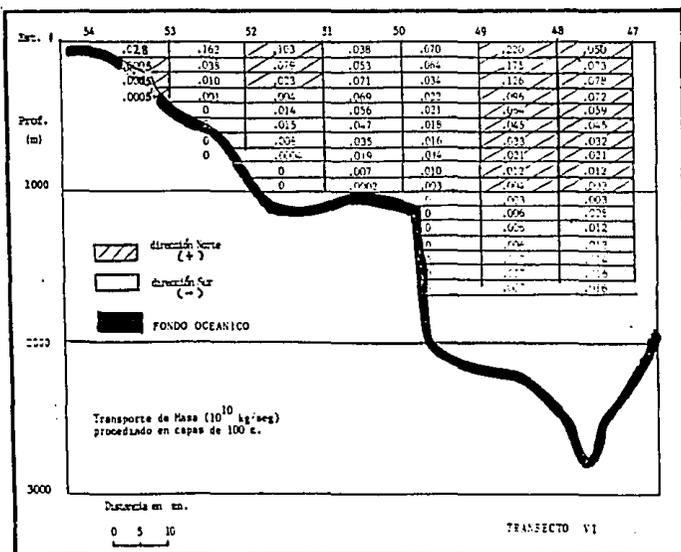


FIGURA 6B

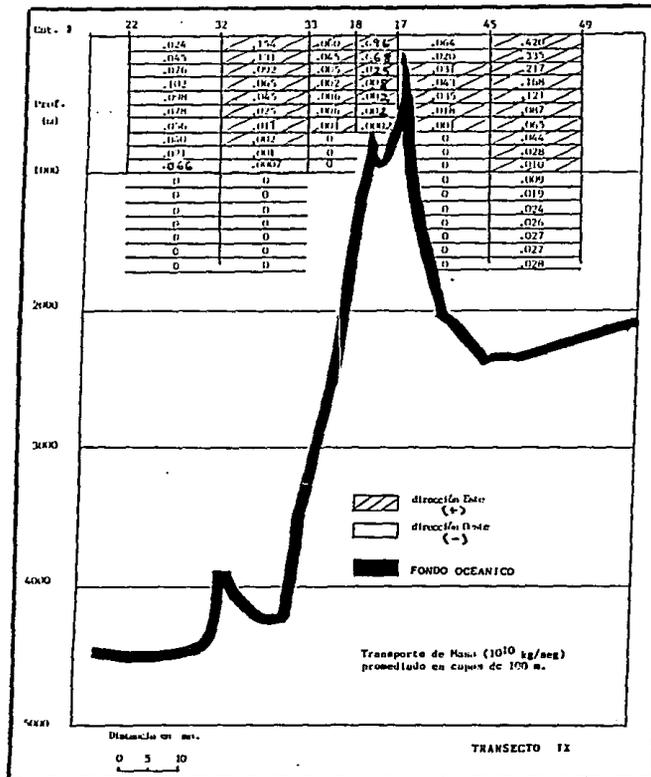


FIGURA 98

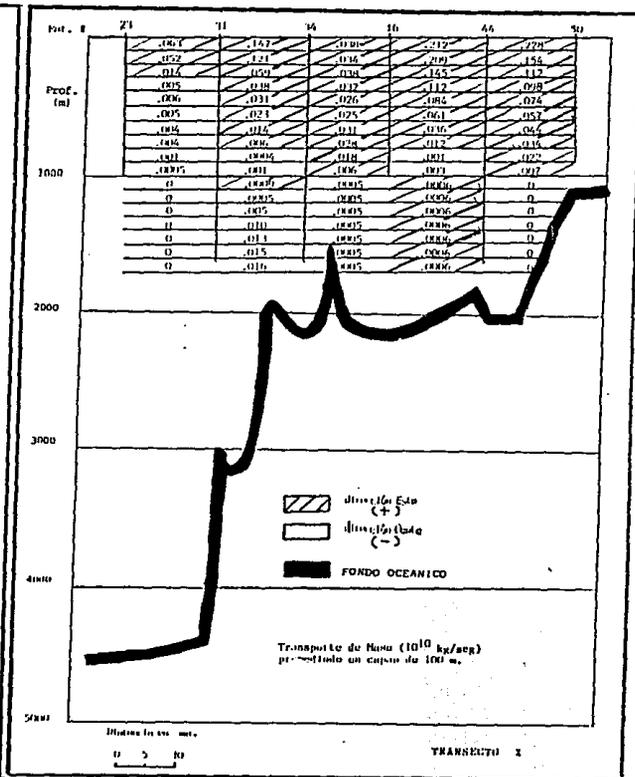


FIGURA 10B

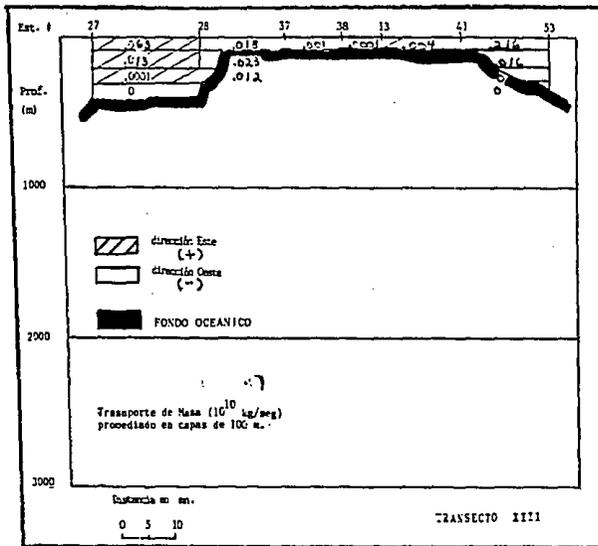


FIGURA 13B

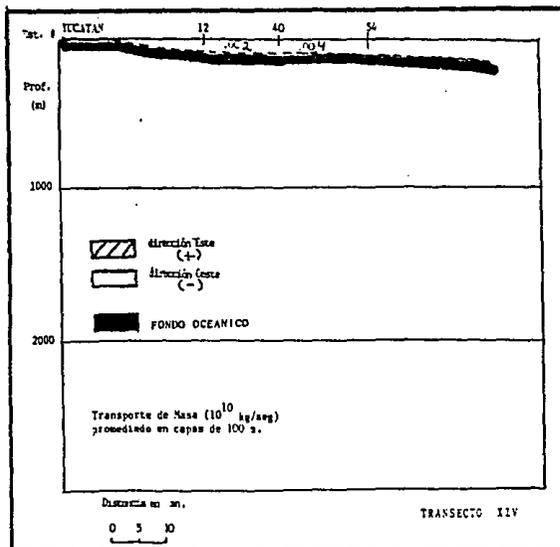


FIGURA 14B

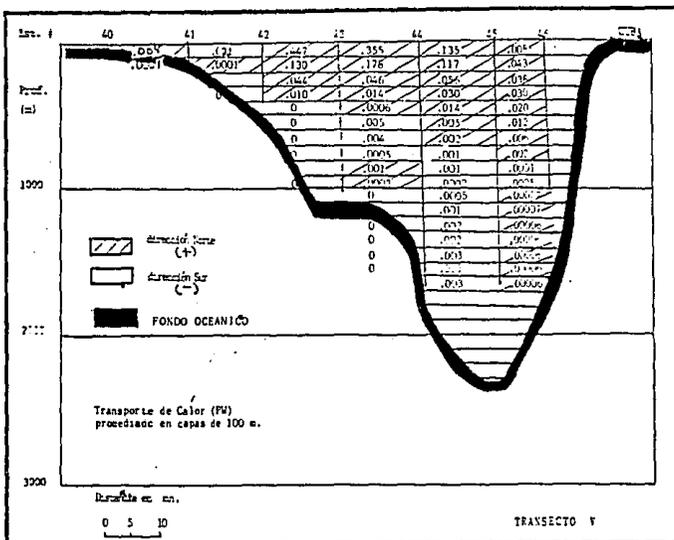


FIGURA 5C

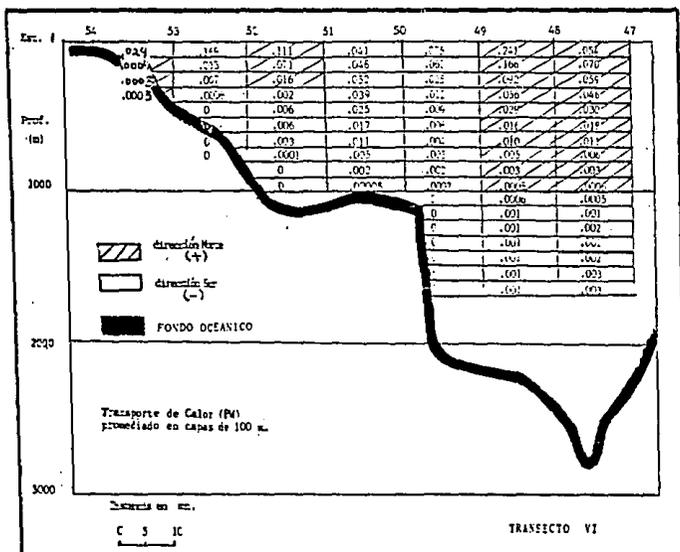


FIGURA 6C

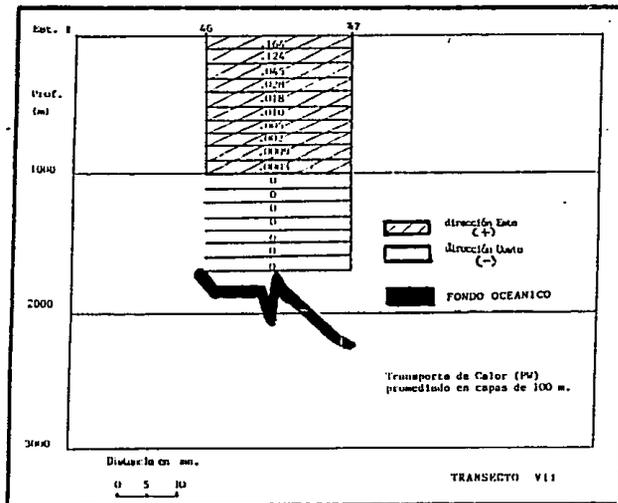


FIGURA 7C

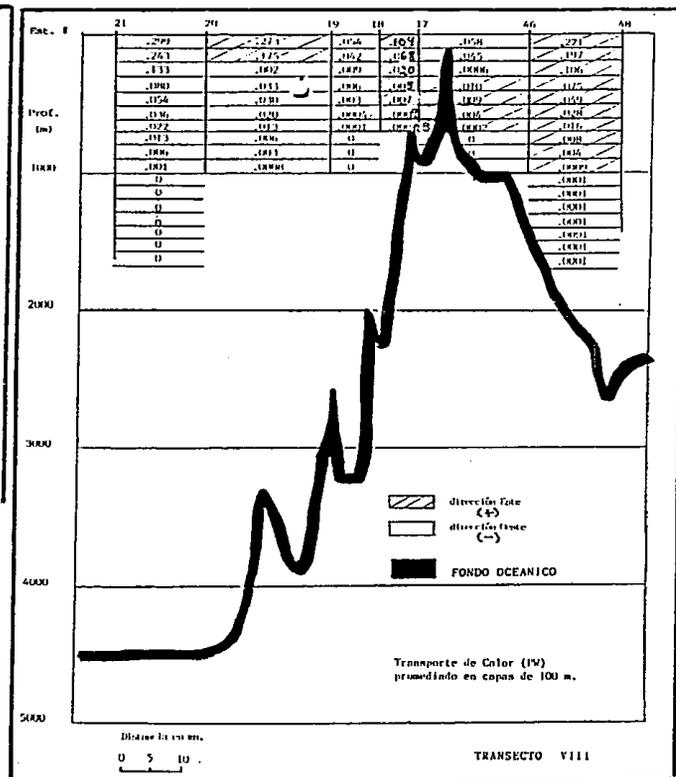


FIGURA 8C

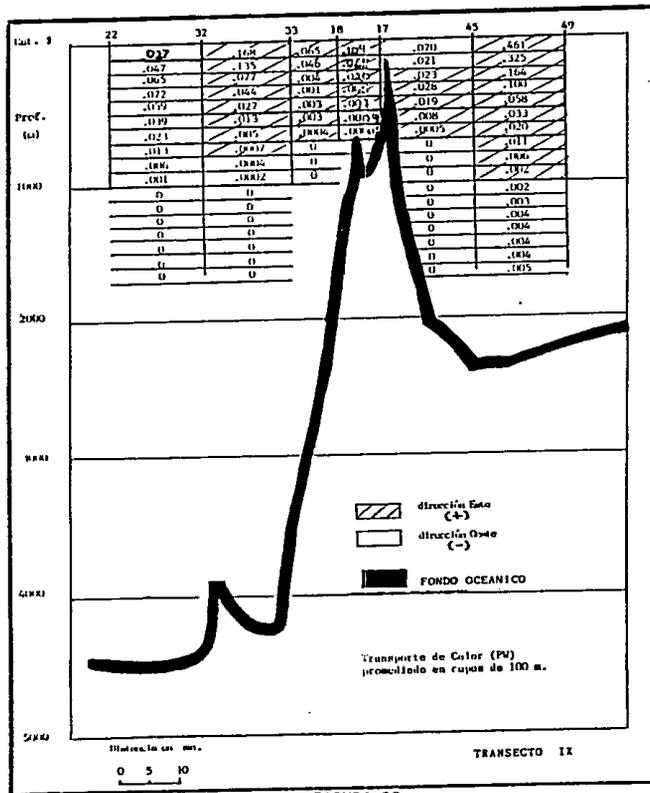


FIGURA 9C

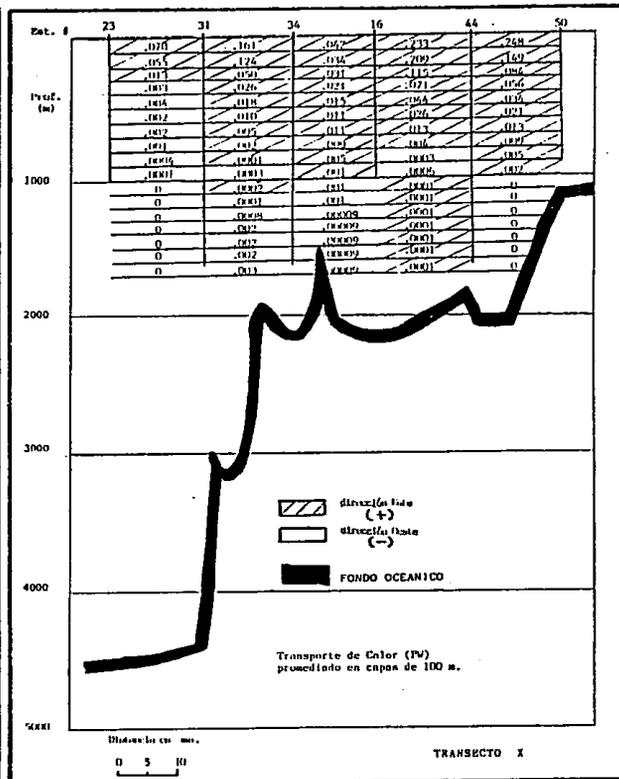


FIGURA 10C

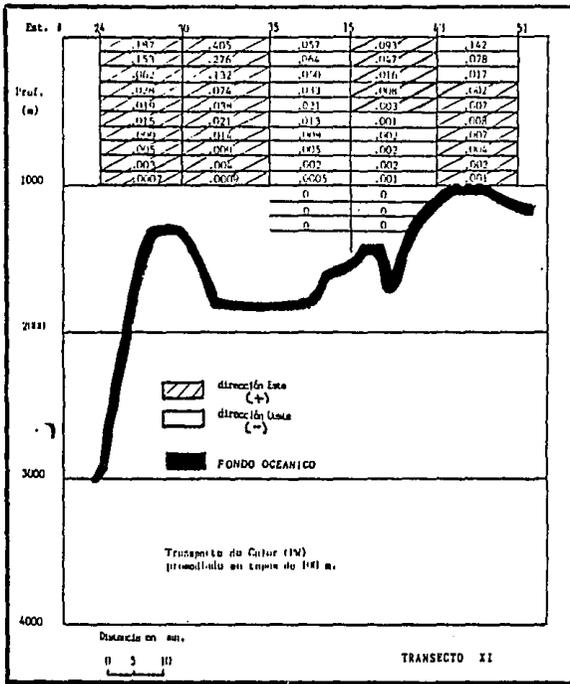


FIGURA 11C

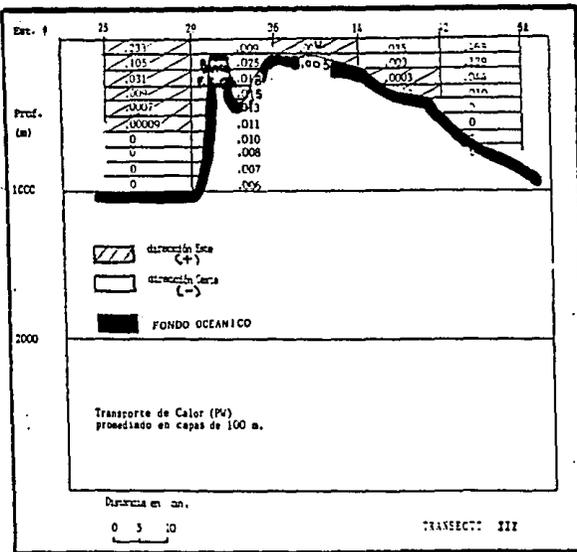


FIGURA 12C

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO 1

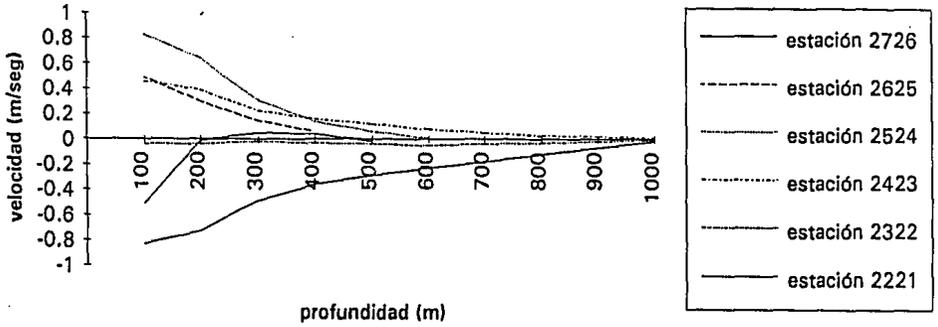


FIGURA 1D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO II

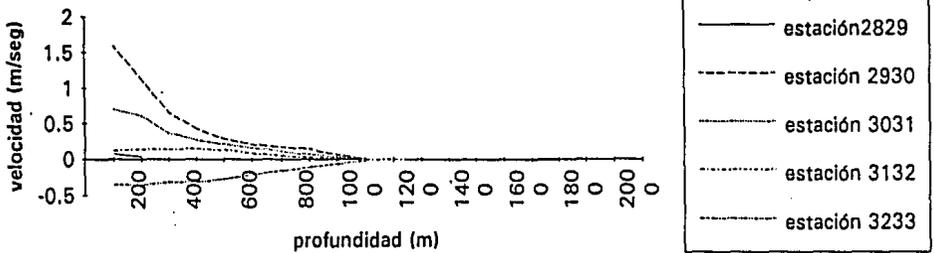


FIGURA 2D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

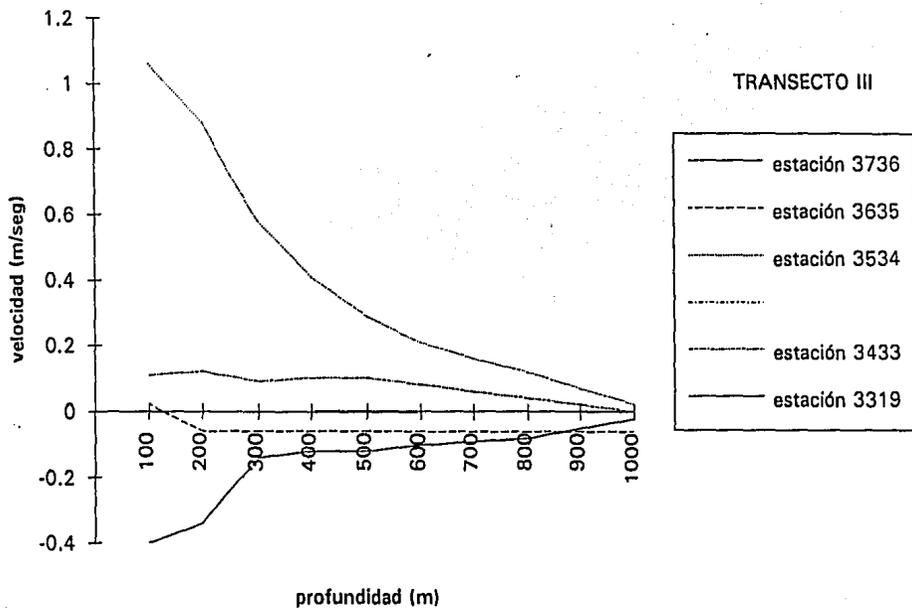


FIGURA 3D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

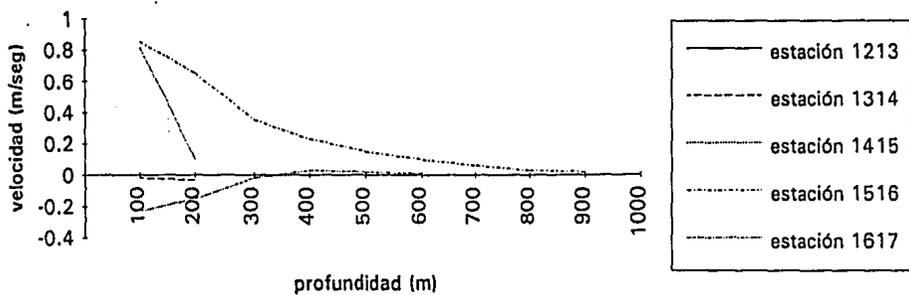


FIGURA 4D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

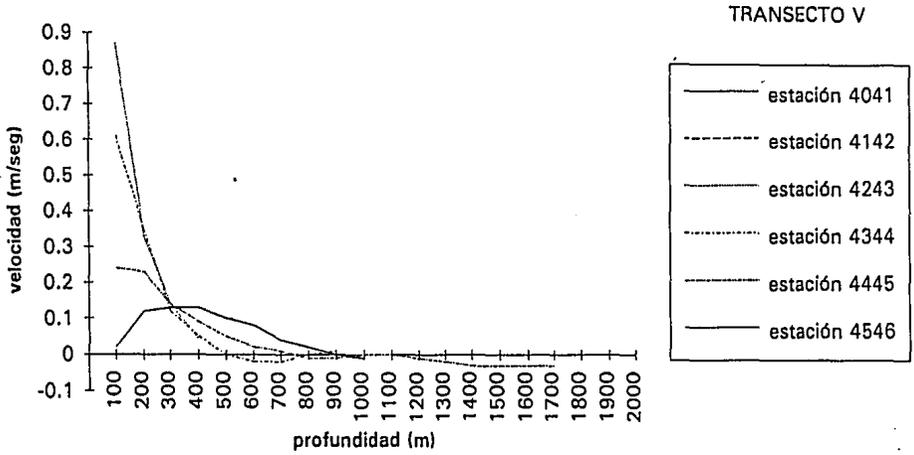


FIGURA 5D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

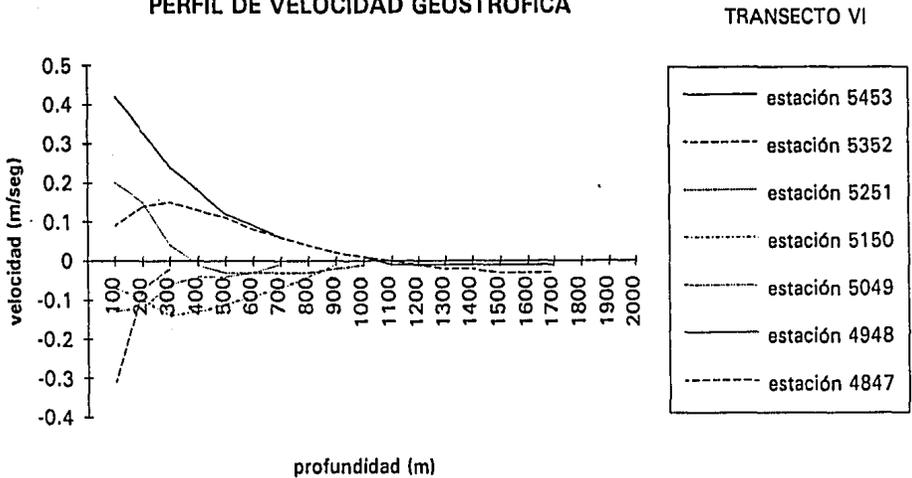


FIGURA 6D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

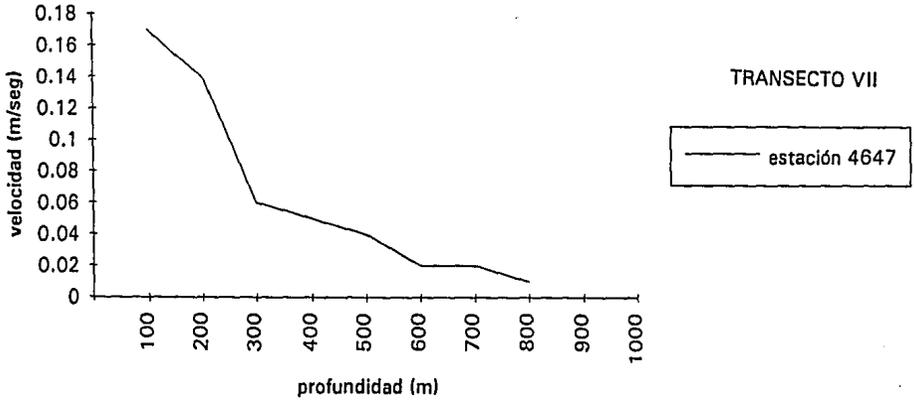


FIGURA 7D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

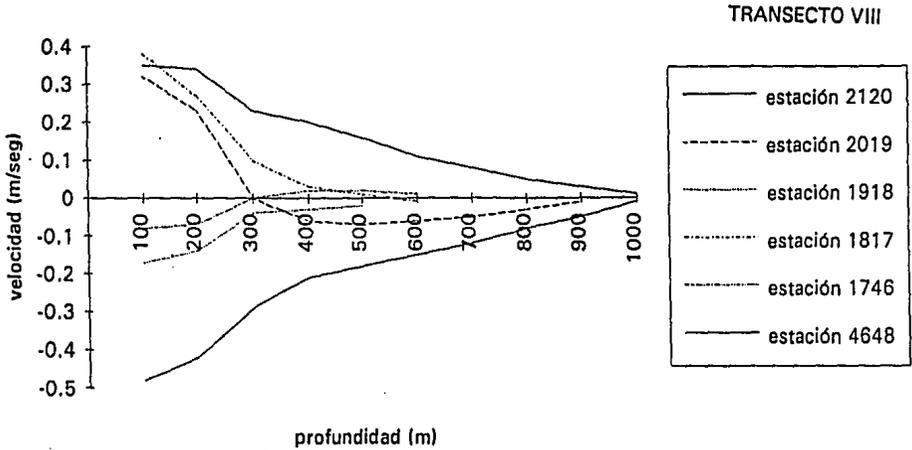


FIGURA 8D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO IX

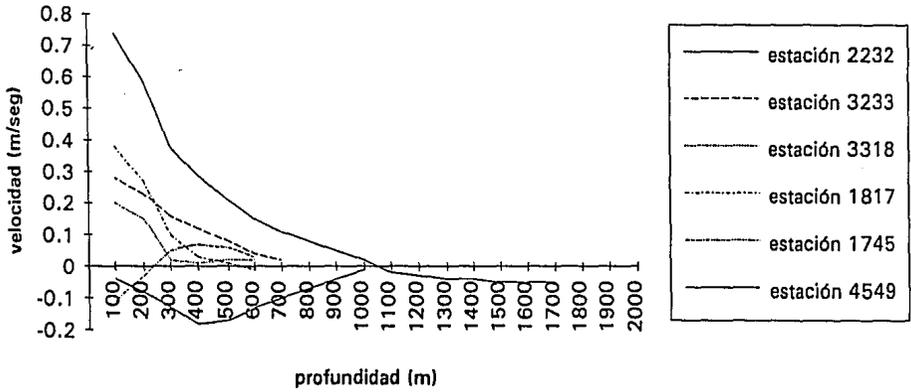


FIGURA 9D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO X

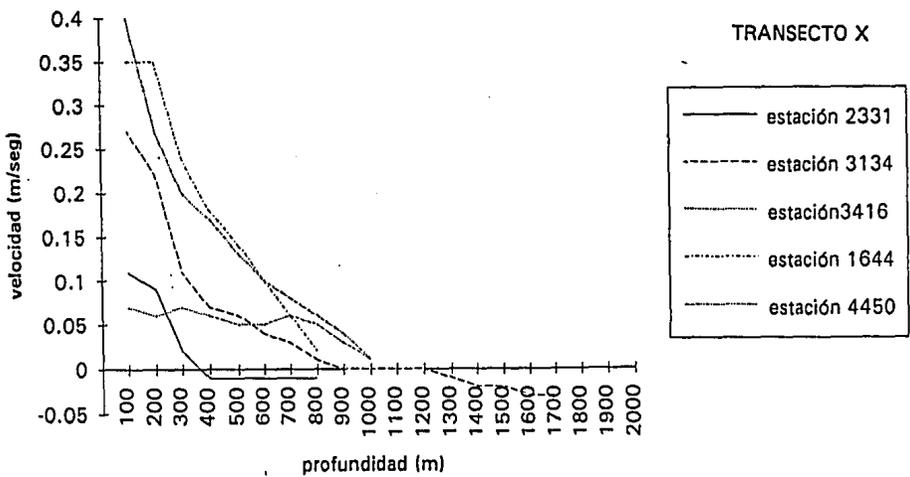


FIGURA 10D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO XI

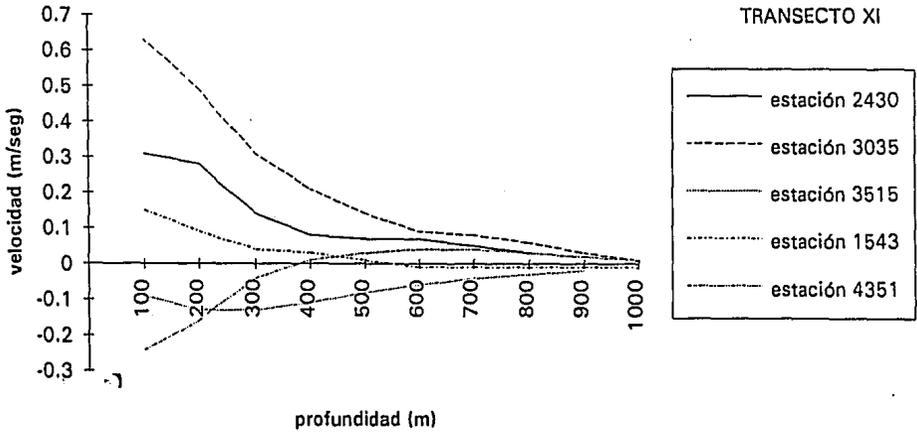


FIGURA 11D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

TRANSECTO XII

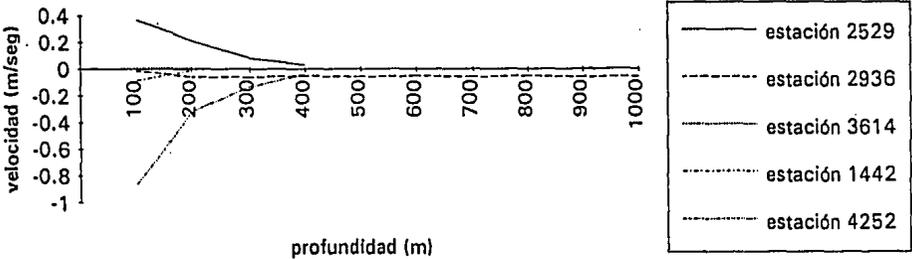


FIGURA 12D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

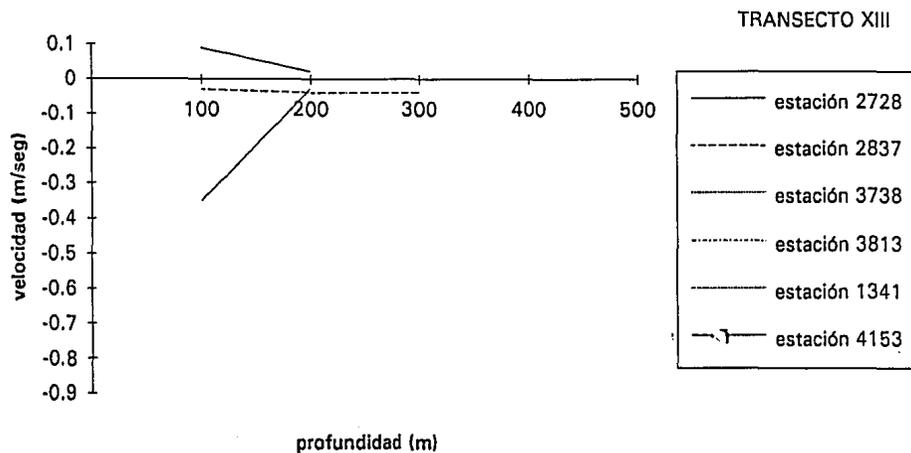


FIGURA 13D

PERFIL DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

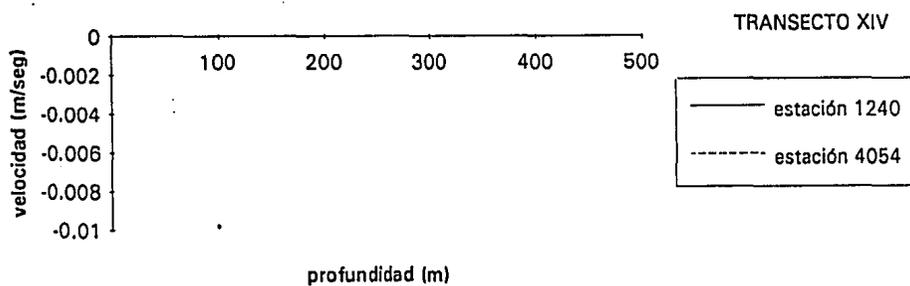


FIGURA 14D

CAPITULO IV

CONCLUSIONES

4.1 DISCUSION Y CONCLUSIONES

El Estrecho de Yucatán es un área complicada del océano: toda la circulación que viene del mar Caribe penetra al Golfo de México a través de él, que es una cuenca cuya boca de salida está muy cerca de la de entrada. Esto provoca efectos muy especiales: parte de las aguas de la Corriente de Yucatán describen un pequeño lazo en la región oriental del Golfo de México,⁸ ésta es la llamada Corriente de Lazo.

En el Estrecho de Yucatán la suposición de geostrofia puede no ser muy realista, porque aparentemente, el océano sufre aceleraciones cuando la masa del agua caribeña trata de pasar por una boca estrecha y también porque las aguas están relativamente cercanas a las fronteras continentales y al fondo oceánico mismo, además existe el patrón de vientos alisios soplando en la zona, del cual no se tiene mucha información.

A pesar de todo, la aplicación del método geostrofico en esta tesis, produjo resultados semejantes a los de otros investigadores que han estudiado la zona.^{8,9,10,11,12,13,14,25}

Es importante hacer notar que, aunque los valores son promedios en capas de 100 metros, se puede observar que las intensidades de corrientes, así como los valores del transporte de masa, son cercanos a los que se encuentran en la literatura, y que el transporte de calor no pudo ser comparado con el obtenido por otros investigadores debido a que no se

encontró información bibliográfica de esta zona.

Es importante señalar que se muestra el Estrecho de Yucatán, antes y después del umbral, con un número considerable de estaciones. En esta ocasión se tuvo la oportunidad de conocer más la estructura de la corriente, mostrándose una gran extensión del eje de la Corriente de Yucatán; y encontrándose una corriente dirigida al sur en la región este del Estrecho, cerca de Cuba; ésta podría, tal vez, ser la contracorriente observada por Emilsson²⁵, Gordon¹⁰, Cochrane⁹, Hansen¹¹ y Molinari¹¹. Así mismo, se observó una contracorriente cercana a la zona continental mexicana; las conclusiones en esta zona son pobres debido a las limitaciones de la geostrofia (fricción), sin embargo Emilsson¹², Cochrane⁹ y Rossoff⁸ encontraron algo similar.

El estudio de las corrientes es necesario debido a que es importante conocer la estructura del Estrecho de Yucatán para tener las condiciones de entrada al Golfo de México. En particular, el saber por dónde cruza al Estrecho el mayor volumen de masa de agua ayuda a la navegación (los barcos viajan de acuerdo a la dirección de la corriente) y a la pesca (algunos animales marinos viajan con relación a la dirección de la corriente). La cantidad de agua transportada por el océano afecta al transporte de calor y al balance de calor en el océano, incluido el intercambio atmósfera-océano y, por consecuencia, a las comunidades biológicas marinas y, por ende, afecta a la pesca. El estudio de los transportes de masa y de calor, en esta zona, auxilia a la climatología, ya que la entrada principal de las aguas oceánicas al Golfo de México es a través del Estrecho de Yucatán, y como aquél es una cuenca de evaporación, influye en la climatología regional y, por lo tanto, en la mundial. Es útil conocer la diferencia de

calor entrante al Golfo y el cedido a la atmósfera, pues ésta se puede aprovechar como energía, por ejemplo en el uso de las plantas OTEC (Ocean Thermal Energy Conversion).²⁶

4.2 RECOMENDACIONES

Aparentemente, el Estrecho de Yucatán no es una zona apropiada para la aplicación del método geostrofico. Este no se aplica si existen aceleraciones y la plataforma continental está muy cerca de la zona de estudio, como en este caso. Sería entonces recomendable que en el futuro los proyectos de investigación incluyeran formas alternativas de medición de velocidad (mediciones directas e indirectas¹⁷), debido a que tal instrumental no está disponible para todos los investigadores, sobretodo para el caso de los países en vías de desarrollo, puesto que implica tecnologías de alto costo; a la vez que se planeara la adquisición de datos meteorológicos para obtener información más realista sobre las corrientes inducidas por vientos, y resolver así las dudas sobre la aplicabilidad del método geostrofico en esta zona. Asimismo sería recomendable que, además de la evolución tecnológica, existiera un desarrollo teórico a través de modelos analíticos y numéricos con mayor resolución, como el método inverso¹⁷, que se ha venido aplicando y discutiendo en la oceanografía a partir de 1977.

Pocos estudios en la zona del Estrecho de Yucatán han hecho muestreos a profundidades cercanas al fondo oceánico. Ciertamente en este caso no fue así, como se observa en los transectos presentados aquí. La zona profunda en la parte del Caribe y del Golfo cerca del Estrecho de Yucatán es bastante desconocida. Sería recomendable también que en el futuro se muestrearan las zonas abisales de esta parte del océano.

Buena parte de los estudios realizados anteriormente a través del Estrecho fueron hechos entre Cabo San Antonio, Cuba e Islas Mujeres,

México, cubriendo en forma transversal el Canal de Yucatán. En el YUCA I los transectos tuvieron una distribución en forma paralela a los meridianos y paralelos de la Tierra, y las estaciones se realizaron cada medio grado aproximadamente, por ser una forma más cómoda de realizar las estaciones, y sin embargo los resultados encontrados concuerdan con los de la literatura; por lo que es recomendable realizar las estaciones de esta manera.

Por último es aconsejable realizar un estudio simultáneo en los Estrechos de Yucatán y de Florida, para obtener información sobre la entrada y salida de las aguas del Golfo de México, y así medir corrientes y transportes, aprovechando de una mejor manera las investigaciones realizadas, y darles aplicaciones como las descritas anteriormente.

REFERENCIAS

- 1.- HALL, Mindy M. and BRYDEN, Harry L. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. Deep Sea Research, vol.29, No.3A, 1982, pp. 339-359.
- 2.- ASKREN, David y BADAN, Antonie. Conceptos de Oceanografía Física., School of Oceanography Oregon State University, Caps. 1 y 2, USA, 1978.
- 3.- WEIHAUPT, John G. Exploración de los Océanos. Introducción a la Oceanografía , CECSA, México, 1984.
- 4.- ZAVALA, Jorge. Estudio de la circulación en la zona sur del Golfo de California mediante el método inverso. Tesis profesional, Facultad de Ciencias-UNAM, 1986, pp. 1-7.
- 5.- BRYAN, Kirk. Poleward Heat Transport by the Ocean. Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 21, No. 5, 1983, pp. 1131-1137.
- 6.- DE SZOEKE, Ronald A and LEVINE, Murray D. The advective flux of heat by mean geostrophic motions in the southern ocean. Deep-sea Research, Vol. 28A, No. 10, Great Britain, 1981, pp. 1057-1085.
- 7.- HASTENRATH, Stefan L. Estimates of the latent and sensible heat flux for the Caribbean Sea and the Gulf of México. Departament of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, USA, 1980, pp. 322-331.

- 8.- ROSSOV, V.V. Sobre el sistema de corrientes del Mediterráneo Americano. Estudios Inst. Oceanol., Academia de Ciencias, Cuba, 1967, pp. 31-49.
- 9.- COCHRANE, John D. Investigations of the Yucatán Current. Texas A & M Ann. Rept. Project 286, 1964.
- 10.- GORDON, Arnold L. Circulation of the Caribbean Sea. Lamont Geological Observatory Contribution 1120, USA, pp. 6207-6214.
- 11.- HANSEN, Donald V. and MOLINARI, Robert L. Deep Currents in the Yucatán Strait. Journal of Geophysical Research, vol. 84, 1979, pp. 359-362.
- 12.- EMILSSON, Ingvar. On the upper layer circulation in the Cayman Sea. UNESCO/UNDO (EPTA), Institute of Oceanology, Cuba, 1971, pp. 53-60.
- 13.- MOLINARI, Robert L. and YAGER, Robert E. Upper layer hydrographic conditions at the Yucatán Strait during may 1972. Reprint from Journal of Marine Research, Vol. 35, No. 1, 1977, pp. 11-19.
- 14.- SCHROEDER, W.W., BERNÈRI, Jr. and NOWLIN, W.A., Jr. The Oceanic Waters of the Gulf of México and Yucatán Strait during July 1969. Reprinted from Bolletín of Marine Science. Vol. 24, No.1, 1974, pp. 1-19.
- 15.- KNAUSS, John A. Introduction to Physical Oceanography, Prentice Hall, Inc., Caps. 2,3,4 y 5, USA, 1978.

- 16.- POND, Stephan and PICKARD, George. Introductory Dynamic Oceanography., Pergamon Press, Caps. 6 y 8, USA, 1978.
- 17.- ALONSO, Marcelo y FINN, Edward J. Física. Fondo Educativo Interamericano, S.A., Vol. I, Cap. 6, México, 1986.
- 18.- Mc LELLAN, Hugh J. Elements of Physical Oceanography, Pergamon Press, Caps. 3 y 9, Great Britain, 1975.
- 19.- SPP. Carta Batimétrica No. CB004. Yucatán.
- 20.- SALAZAR y Salazar, Ma. de la Luz. Geografía de México, Editorial Herrero, S. A., 8 Edición, México, D. F., 1974, pp. 82-116.
- 21.- UNESCO. Technical Papers in Marine Science. Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. NP Fofonoff and RC Mic Rillard Jr., Endorced by UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO. Joint Panel on Oceanographic tables and standards and SCOR working group 51, 1983.
- 22.- UNESCO. Technical Papers in Marine Science. Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. NP Fofonoff and RC Mic Rillard Jr., Endorced by UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO. Joint Panel on Oceanographic tables and standards and SCOR working group 51, 1986.
- 23.- MEDINA, Manuel. Introducción a la Geodesia Geométrica y Técnica de las Operaciones de Campo. Limusa, Cap. 7, México, 1974.

24.- Neil Brown Instruments Systems, Inc. Model 1150. Data terminal. Level 3. Manual 1603,1982, p.5, secc. data reduction.

25.- EMILSSON, Ingvar. Note on the countercurrent in the Yucatán Channel and the Western Cayman Sea. Geofísica Internacional. Reprint from 11(3), 1971, pp. 139-149.

26.- Oceanus. The International Magazine of Marine Science, Published by Woods Hole Oceanographic Institution, Vol. 22, Number 4, 1979/80, pp. 12-21: Energy from Ocean Thermal Gradients.