

161.4701
7773

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL
FACULTAD DE INGENIERIA MARITIMA Y CIENCIAS DEL MAR

"DETERMINACION DE CORRIENTES GEOSTROFICAS
EN LA REGION ECUATORIAL "

TESIS DE GRADO

Previa a la obtención del título de :

LICENCIADA EN OCEANOGRAFIA

Presentada por :

DAFNE ELEANOR VERA MOSQUERA



Guayaquil-Ecuador

1984

AGRADECIMIENTO

Mi reconocimiento a MSc. JORGE CALDERON por su acertada guía en el desarrollo del presente trabajo, al Dr. LUIS B. de MIRANDA, del Instituto Oceanográfico de Sao Paulo, quien me introdujo en el tema que ahora expongo.

Agradezco a todos mis maestros que me entregaron sin ningún egoísmo sus conocimientos y en especial a mi familia que no dudó en darme su apoyo durante mi realización en todo el período de formación profesional y a todas las personas que de una u otra forma contribuyeron en la materialización de esta Tesis.

DEDICATORIA

*A quien me acunó en su vientre
y velará por mí mientras viva,
a mi compañero y esposo; y
a mi pequeño hijo Alejandro*



DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL"

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL)



DAFNE VERA MOSQUERA

Marco Velarde Toscano
MARCO VELARDE TOSCANO, Ing.
Sub-Decano
Facultad de Ingeniería
Marítima y Ciencias del Mar

Jorge Calderon Velasquez
JORGE CALDERON VELASQUEZ, M.Sc.
Director de Tesis

Enrique Sanchez Cuadros
ENRIQUE SANCHEZ CUADROS, Ing.
Miembro Tribunal

Francisco Medina Penafiel
FRANCISCO MEDINA PENAFIEL, M.Sc.
Miembro Tribunal




RESUMEN

A partir de la información térmica-salina de los cruceros oceánicos de Febrero-Marzo, Mayo, Agosto-Septiembre, Noviembre-Diciembre de 1972, Septiembre-Octubre 1975 y Marzo-Abril, Noviembre-Diciembre de 1976 realizados por el INOCAR, se realizó el análisis del campo de velocidad de la zona comprendida aproximadamente entre $1^{\circ}30'N$ y $03^{\circ}00'S$ sobre el meridiano $82^{\circ}30'W$.

Se aplicó el modelo geostrofico de circulación oceánica, los componentes del mismo se estimaron para superficies isanostéricas (isolíneas de anomalía termostérica), de acuerdo con el método propuesto por Montgomery (21) y Montgomery & Wooster (22) el cual consiste en establecer una isonostera de referencia común al par de estaciones y calcular las diferencias de potencial en base a rangos de anomalías termostérica previamente escogidos de acuerdo a la variación total de ésta. El flujo se determina para intervalos de salinidad y temperatura, lo cual permite tener el conocimiento sobre cual es el tipo de masa que fluye, magnitud y dirección hacia donde se desplaza.

De este estudio se establece la ocurrencia de flujos hacia el Oeste y Este con velocidad de casi 250 cm/s y 220 cm/s respectivamente. En concordancia a los resultados obtenidos se de-

termina la disminución de la velocidad hacia el extremo sur del área considerada, en todos los cruceros esa región tiene magnitudes menores al resto de la zona. El flujo dominante tiene sentido oeste  y está muy bien caracterizado dentro del intervalo de 35% y 35.2% para salinidad, por un rango de temperatura definido por 15°C y 20°C, y por las isolíneas de 200 y 300 cl/tn para las anomalías termostéricas. En el caso del flujo hacia el este no es posible determinar rangos característicos de temperatura, salinidad y anomalía termostérica.

INDICE GENERAL

	<u>Pág.</u>
RESUMEN	VI
INDICE GENERAL	VIII
INDICE DE FIGURAS	X
INDICE DE ABREVIATURAS	XIV
INDICE DE SIMBOLOGIA.....	XVI
INTRODUCCION	17
I. CIRCULACION OCEANICA	28
1.1 Generalidades	28
1.2 Patrón de corrientes en el Océano Pacífico	33
1.2.1 Teoría de la circulación oceánica	35
1.2.2 Corriente de Humboldt	40
1.2.3 Corriente ecuatorial del sur	41
1.2.4 Contracorriente ecuatorial	41
1.3 Medición de corrientes	42
II. FORMA FISICO-MATEMATICA DE LOS METODOS INDIRECTOS	45
2.1 Ecuación de continuidad	45
2.2 Expresión hidrodinámica	46
2.3 Efecto de rotación, corrientes no aceleradas. Balance geostrofico	47
2.4 Método dinámico	54
2.4.1 Nivel de no movimiento	56
2.4.2 Desventajas del método dinámico	58

	<u>Pág.</u>
III. GEOSTROFISMO EN LA ZONA ECUATORIAL Y METODO DE MONTGOMERY	60
3.1 Consideraciones matemáticas	60
3.2 Método de Montgomery	64
3.2.1 Descripción teórica	64
3.2.2 Transformación del sistema referencial de la altura dinámica	68
3.3 Aplicación del método	74
3.3.1 Ventajas del método	84
IV. OBTENCION DE DATOS Y RESULTADOS	85
4.1 Los parámetros básicos	85
4.1.1 Secciones salinas y térmicas	86
4.2 Anomalia termostérica	111
4.3 Velocidad relativa	120
4.4 Flujo zonal	131
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	145
ANEXO A Tablas de datos. Diagramas de flujo y listado de programas	150
ANEXO B Ondas internas	226
ANEXO C Obtención de velocidad relativa y flujo para un par de estaciones oceanográficas	229
BIBLIOGRAFIA	238



INDICE DE FIGURAS

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
1	Recorrido del crucero oceánico Febrero-Marzo 1972	21
2	Recorrido del Crucero oceánico Mayo 1972	22
3	Recorrido del Crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972	23
4	Recorrido del Crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972	24
5	Recorrido del crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975	25
6	Recorrido del crucero oceánico Marzo-Abril 1976	26
7	Recorrido del Crucero oceánico Septiembre 1976	27.
8	Corrientes del Pacífico	34
9	Sistema local de referencia usado en el análisis matemá- tico.	66
10	Base del ejemplo en el cálculo de la aceleración poten- cial.....	76
11	Obtención de la velocidad geostrófica entre dos niveles de anomalía termostérica.....	76
12	Determinación de la superficie isanostérica en la super- ficie del mar para las estaciones A y B.	78
13	Obtención del flujo geostrófico entre niveles de anoma- lias termostéricas para un par de estaciones.....	78
14	Determinación de la sumatoria de flujo entre niveles superficial y referencial para un par de estaciones.....	80
15	Determinación de la dirección de la velocidad de la corriente entre un par de estaciones.....	80
16	Obtención de la sumatoria de flujo para intervalos de salinidad y anomalía termostérica escogidos de acuerdo con la longitud total de sus rangos respectivos.....	81
17	Determinación de la sumatoria de flujo en base a curvas isanostéricas referidas a un diagrama T-S.	81

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
18	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972. 82°30'W.	87
19	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972 82°30'W.	89
20	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.	92
21	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.	93
22	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.	95
23	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.	97
24	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.	100
25	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.	101
26	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975. 82°30'W.	103
27	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975. 82°30'W.	104
28	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.	106
29	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.	107
30	Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Septiembre 1976. 82°30'W.	109
31	Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Septiembre 1976. 82°30'W.	110
32	Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972. 82°30'W.	112
33	Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.	113

<u>Nº</u>	<u>Pág.</u>
34	114
Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.	
35	115
Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.	
36	116
Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975. 82°30'W.	
37	117
Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.	
38	118
Sección vertical de anomalía termostérica para el crucero oceánico Septiembre 1976. 82°30'W.	
39	122
Velocidad geostrófica relativa a 160 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Febrero-Marzo 1972. 82°30'W.	
40	124
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.	
41	126
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.	
42	128
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.	
43	129
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975. 82°30'W.	
44	130
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.	
45	132
Velocidad geostrófica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica del crucero oceánico Septiembre 1976.	

<u>Nº</u>		<u>Pág.</u>
46	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972. 82°30'W.	134
47	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.	136
48	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.	137
49	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.	139
50	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975 82°30'W.	142
51	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976 82°30'W.	143
52	Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Septiembre 1976. 82°30'W.	144
1B	Perfil de densidad en una estación	227
2B	Comportamiento de la densidad en el tiempo	228
1C	Sección de anomalía termostérica de las estaciones 3-6 del crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975.	236

INDICE DE ABREVIATURAS

ACP	: Agua costera del Perú
ASE	: Agua superficial ecuatorial
ASS	: Agua superficial subtropical
AST	: Agua superficial tropical
cm	: centímetros
cl	: centilitros
CO-I-72	: Crucero oceánico Febrero-Marzo 1972
CO-II-72	: Crucero oceánico Mayo 1972
CO-III-72	: Crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972
CO-IV-72	: Crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972
CO-II-75	: Crucero oceánico Septiembre-Octubre 1972
CO-I-76	: Crucero oceánico Marzo-Abril 1976
CO-II-76	: Crucero oceánico Septiembre 1976
db	: decibares
dm	: decímetros
erg	: ergios
gr	: gramos
h	: hora
INOCAR	: Instituto Oceanográfico de la Armada
km	: kilómetros
km ³	: kilómetro cúbico
N	: norte
S	: salinidad



<i>seg</i>	: <i>segundo</i>
<i>S_v</i>	: <i>Sverdrup</i>
<i>T</i>	: <i>temperatura</i>
<i>ton</i>	: <i>tonelada métrica</i>
<i>W</i>	: <i>oeste</i>

INDICE DE SIMBOLOGIA

a	: radio ecuatorial
c	: velocidad
D	: altura dinámica
f	: factor de Coriolis
F	: fricción
g	: gravedad
k	: fuerzas externas
p	: presión
\bar{S}	: salinidad media
t	: tiempo
u_z	: velocidad zonal
v	: velocidad media

ALFABETO GRIEGO :

α	: volumen específico
β	: aceleración en función de anomalía termostérica
δ	: anomalía termostérica
ρ	: densidad
σ_T	: sigma-t
ϕ	: potencial
ψ	: latitud
Ω	: velocidad angular

INTRODUCCION

El presente estudio en las aguas oceánicas del Ecuador tiene por motivación la contribución que desea efectuar la autora a una parte de la oceanografía física de la región, que aún no se ha tratado en su totalidad, y cuya importancia es relativamente grande en cuanto al aporte que da sobre el conocimiento de la conducta de los movimientos de masas de nuestros mares, la determinación del campo de corrientes en nuestra zona oceánica.

La manera en que se realizará esa determinación es a través de un método de cálculo indirecto, en gran manera gráfico, y cuyo pilar es el campo de masa correspondiente a la parte oceánica tomada, mismo que es valadero y aplicable a cualquier punto del planeta (acuático) donde la configuración del mencionado campo sea estable y regular.

De lo expresado en el párrafo anterior, podemos dilucidar la excepción en la aplicación de este método, pues cuando se le utiliza en regiones de alta frecuencia de acción de ondas internas y variación del campo de masa da como resultados valores que no se encuentran dentro del rango esperado para las medidas de velocidad. Este comportamiento discordante se podrá apreciar en las secciones de velocidad respectivas a los

datos tratados, donde se comprueba la efectividad del hecho, pues mientras en las zonas donde la distribución de masa puede considerarse regular (estable), las velocidades obtenidas tienen valores concordantes a aquellos normales para un desplazamiento de masas de agua, en las regiones en que hay disturbios del campo de masa (inestabilidad, ondas internas), la velocidad obtenida tiene valores bastante altos. Aún cuando deben esperarse resultados altos, bajo las condiciones físicas en que se hallaba el área de análisis, no debían tener la magnitud de los resultados logrados. (La época escogida en esta investigación fue de : Invierno y Verano de 1972, Verano 1975, Invierno-Verano 1976, para las cuales se hizo presente el fenómeno "El Niño").

La información utilizada fue tomada de los archivos de datos del INOCAR, para los cruceros oceánicos :

- Febrero-Marzo 1972 CQ-I-72
- Mayo 1972 CQ-II-72
- Agosto-Septiembre 1972 CO-III-72
- Noviembre-Diciembre 1972 CO-IV-72
- Septiembre-Octubre 1975 CO-II-75
- Marzo-Abril 1976 CO-I-76
- Septiembre 1976 CO-II-76



de los cuales se escogió las estaciones situadas aproximadamente sobre el meridiano $82^{\circ}30'W$ y entre los paralelos $1^{\circ}30'N$ y $3^{\circ}00'S$. Sus trayectorias se presentan en las Figuras 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7.

Para facilitar la comprensión esta tesis ha sido organizada de la siguiente manera : el capítulo inicial enfoca descriptivamente que son las corrientes, su clasificación común, la teoría de circulación superficial, a más del patrón de corrientes en el área ecuatorial del Océano Pacífico y aquellos desplazamientos acuáticos que caracterizan a la parte que será examinada.

El segundo capítulo expresa la parte física-matemática más usado para la aplicación de los métodos indirectos en la determinación de corrientes (basados en las características termosalinas); describe sus ecuaciones fundamentales, las consideraciones de aplicación, así como las limitaciones que afectan al método dinámico cuando se trata de ponerlo a trabajar en las cercanías de la latitud 0° .

En el capítulo tercero se establecen las condiciones matemáticas bajo las cuales puede ser útil la formulación teórica del método de Hellan-Hansen para los cálculos de velocidad relati

va en la zona ecuatorial y se describen los basamentos de la modificación hecha por Montgomery en la obtención de las diferencias de potencial, por medio de la anomalía termostérica y en el cálculo de velocidades relativas. Se da una explicación sobre la forma de aplicar el método "Montgomery", junto con sus ventajas tanto de su utilización como de la forma de presentación de resultados.

El capítulo IV y último trata tanto de los datos como de los resultados obtenidos. Se describen los comportamientos de los parámetros básicos durante el tiempo de recolección de los mismos; se analiza las características de la anomalía termostérica, la velocidad de la corriente, su sentido y magnitud, el flujo respectivo a los diferentes niveles de anomalía termostérica para los diversos rangos de salinidad escogidos y su sentido predominante.

Adicionalmente se adjuntan algunas tablas de datos, las cuales corresponden a las gráficas de las secciones que componen el texto de este trabajo, ciertas aclaraciones necesarias sobre la formación de ondas internas, los diagramas de los programas usados en los diferentes cálculos, la explicación operativa y listado respectivo. También un ejemplo que describe paso a paso la manera de aplicar el método.

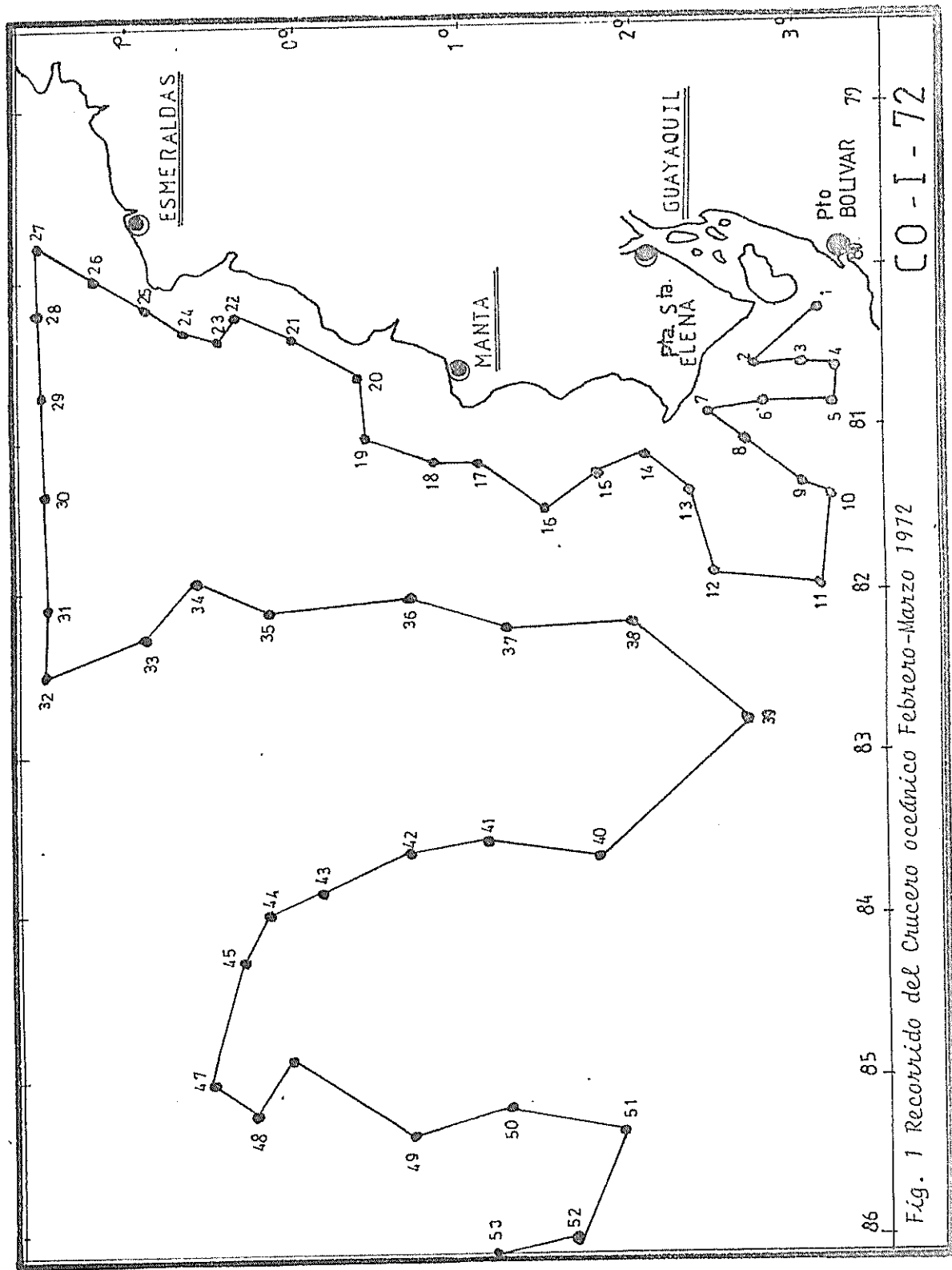
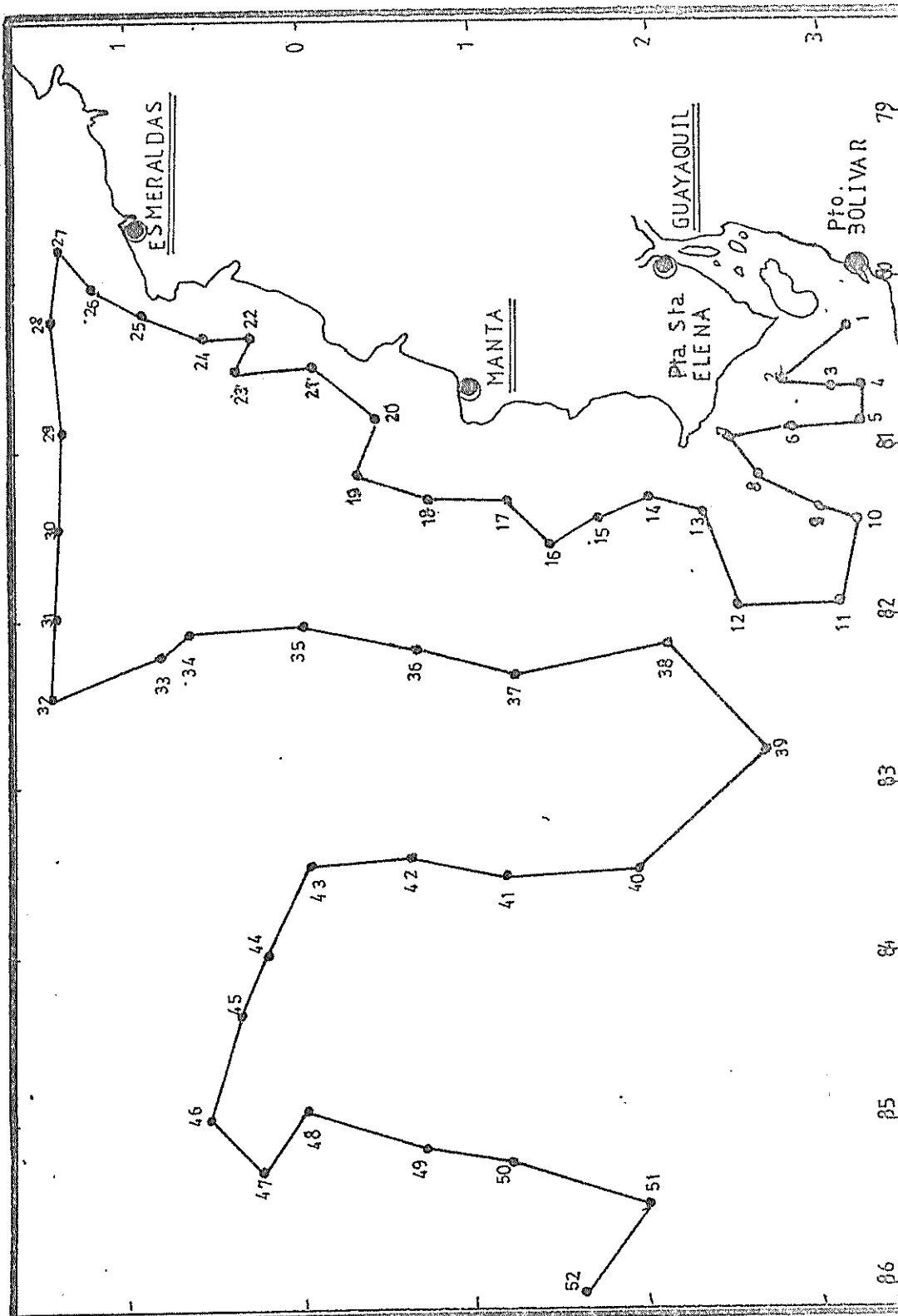


Fig. 1 Recorrido del Crucero oceánico Febrero-Marzo 1972



CO-II-72

Fig. 2 Recorrido del Crucero oceánico Mayo 1972

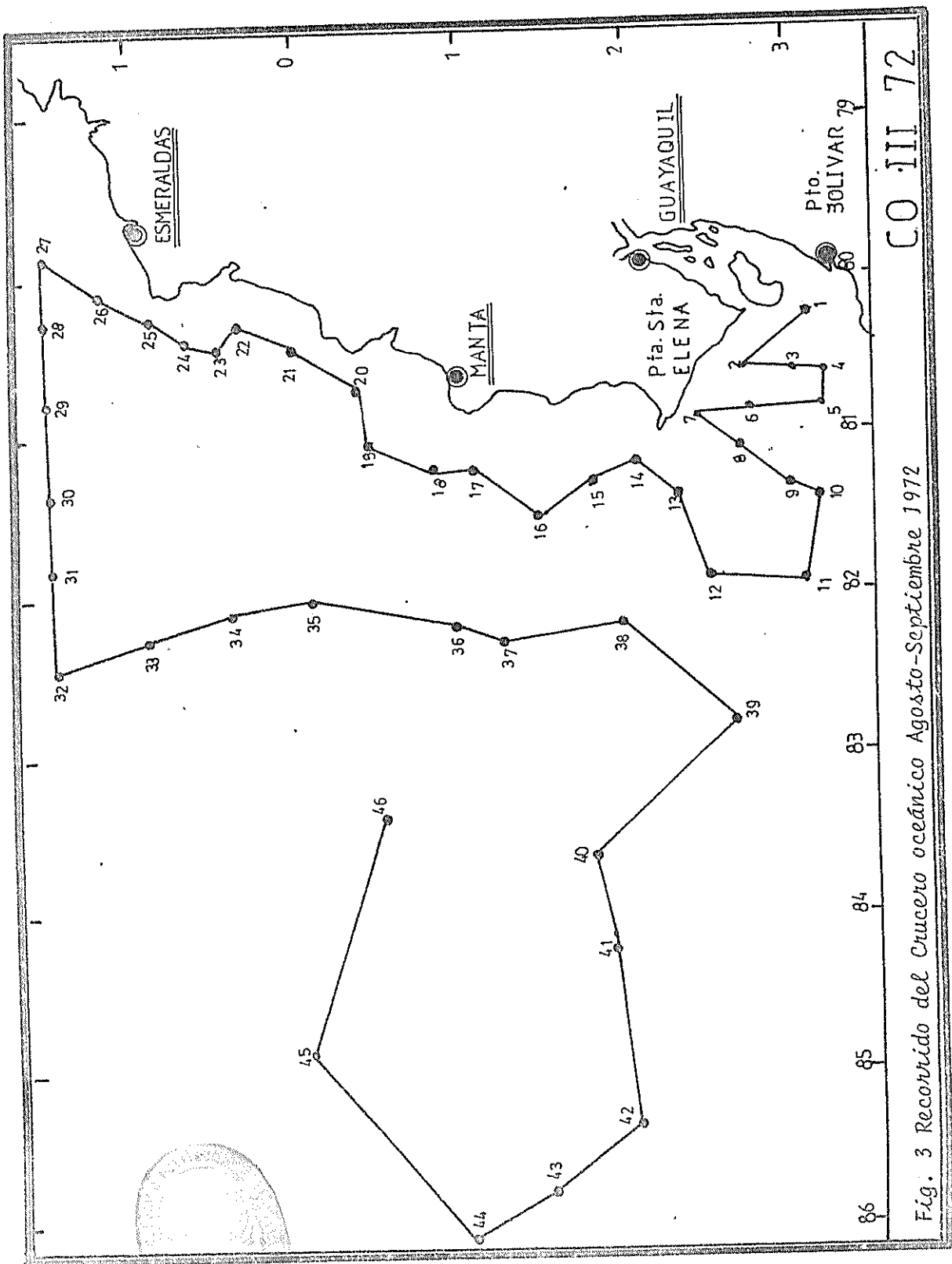
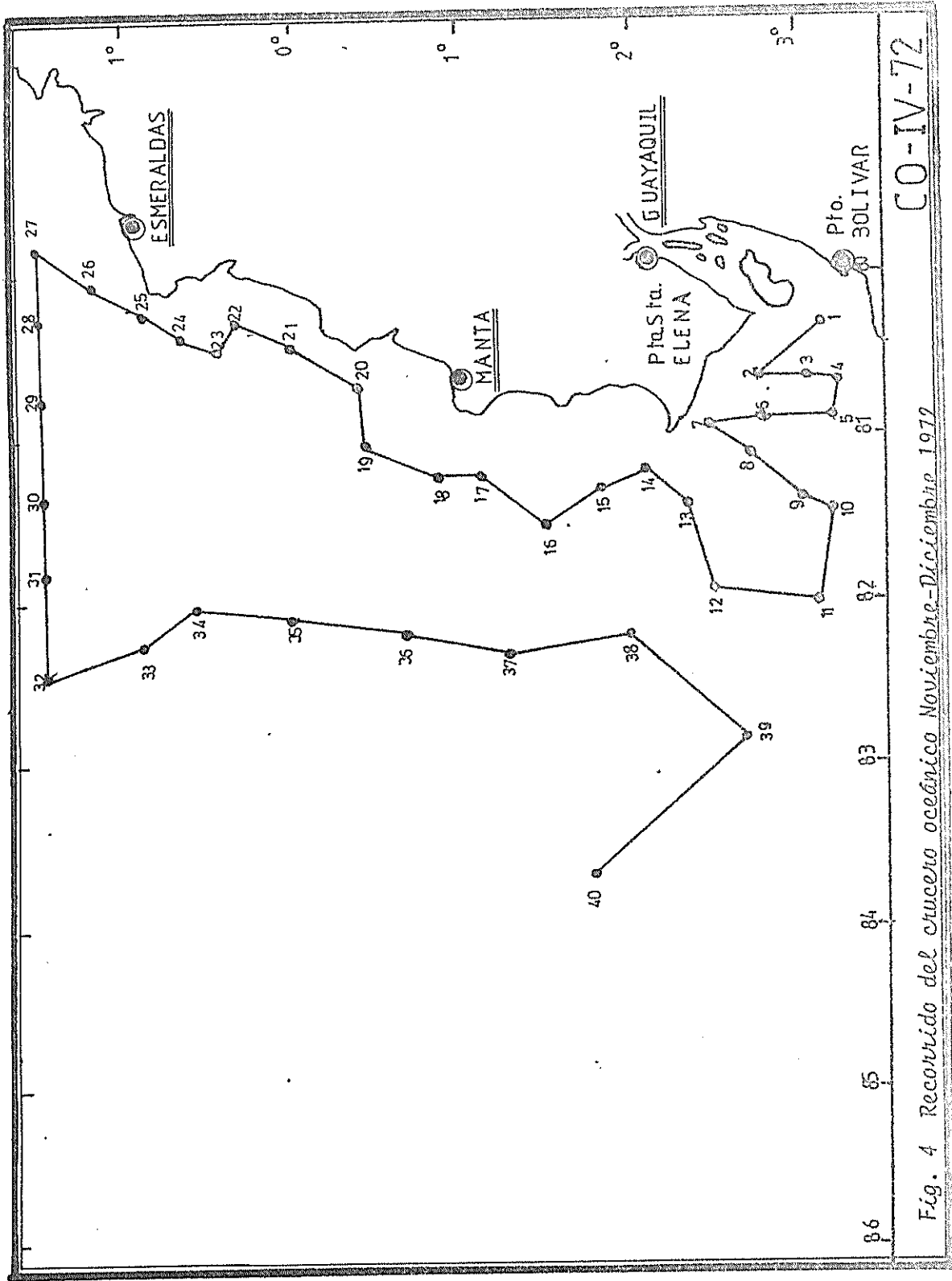


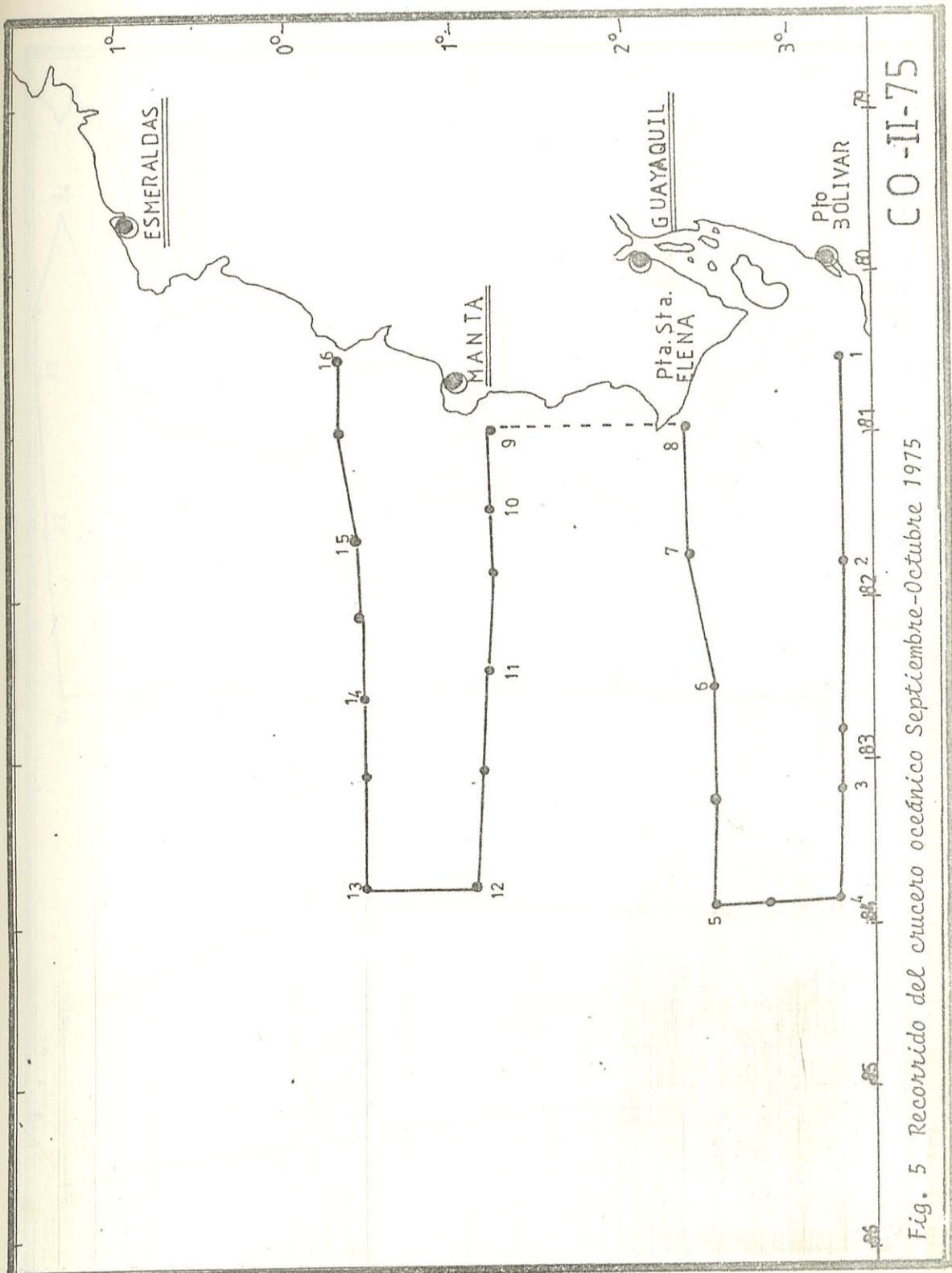
Fig. 3 Recorrido del Crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972

CO III 72



CO-IV-72

Fig. 4 Recorrido del crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1979



CO-II-75

Fig. 5 Recorrido del crucero oceánico Septiembre-October 1975

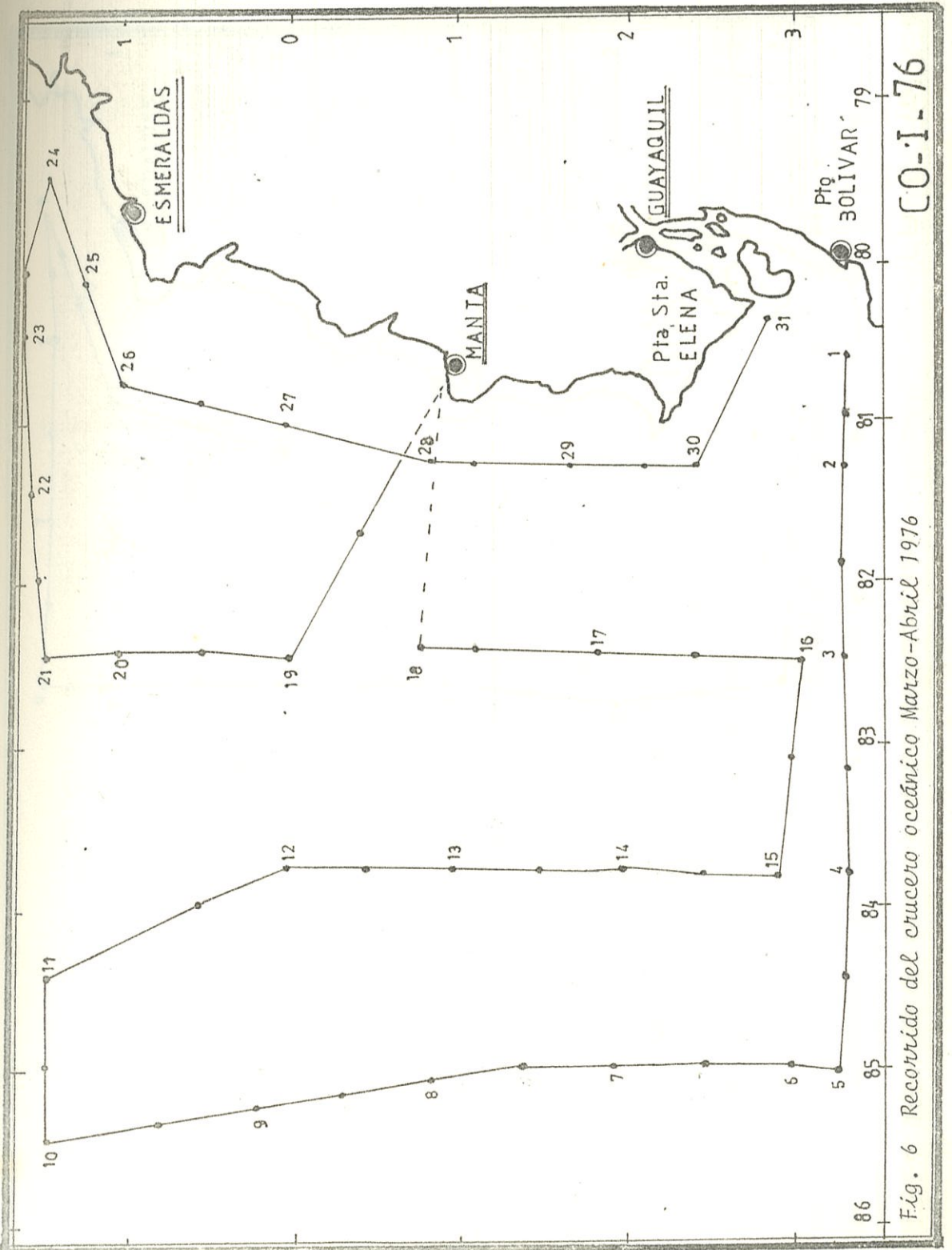
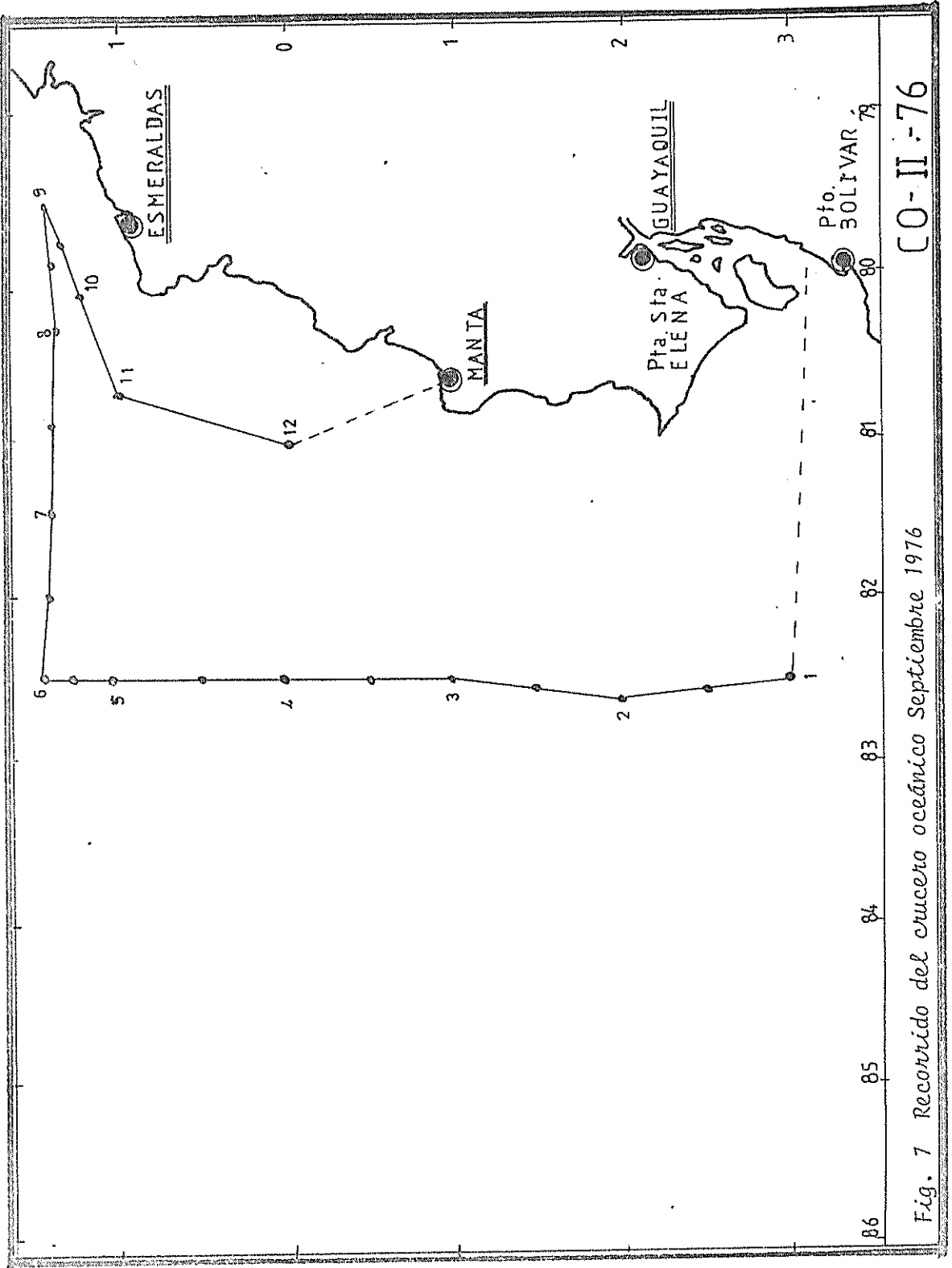


Fig. 6 Recorrido del cruceo oceánico Marzo-Abril 1976



CO-II-76

Fig. 7 Recorrido del crucero oceánico Septiembre 1976

CAPITULO I /

CIRCULACION OCEANICA

1.1 GENERALIDADES

Las corrientes son desplazamientos gigantescos de masas de agua, lo que da lugar a continuos procesos de mezcla, e intercambio de energía.

Estas corrientes se originan a partir de gradientes horizontales y verticales de presión producidos por :

- Las inclinaciones internas de las superficies isobáricas.
- Por la inclinación de la superficie del mar.

Las corrientes pueden ser clasificadas de acuerdo con su origen u otras características destacables :

- corrientes de deriva, debidas a la acción constante del viento sobre el mar.
- corrientes de densidad, ocasionadas por la variación de la misma.
- corrientes de gradiente, su origen se halla en una di

ferencia de presiones y se ven afectadas por la fuerza de Coriolis.

- corrientes de marea, son movimientos ocasionados por las mareas.

Las otras características en condición de ser clasificadas son : de acuerdo a la localización de la trayectoria considerada en su conjunto, según la profundidad en que discurre la trayectoria, considerando la temperatura media del agua, por su regularidad en el tiempo y según la duración de su efecto en una misma zona.

El transporte de las aguas en una determinada dirección supone su acumulación en ciertas áreas, al tiempo que se establece un vacío en la región de origen. Esto produce la aparición de corrientes de compensación que en muchos casos son derivaciones de la principal.

A continuación describiré en forma escueta la característica de cada tipo de corriente :

CORRIENTES DE DERIVA :

Si un viento sopla sobre la superficie del agua, corrientes puras de deriva son producidas por transferencia de



cantidad de movimiento, desde el viento hasta el agua (esfuerzo de viento), a través de la interfase aire-mar y por la fricción entre capas en movimiento dentro del agua.

Parte de la cantidad de movimiento transferido provee energía para formar olas, y hay también un movimiento neto del agua asociado con la propagación de las ondas en la superficie del mar.

CORRIENTES DE DENSIDAD :

Se piensa que la causa fundamental de este tipo de corrientes es el calentamiento anormal de las aguas superficiales en las bajas latitudes, mas no es exactamente así como ocurren las cosas, sin medrar la importancia de tal hecho.

Primeramente, la disminución de la densidad por el aumento de temperatura queda parcialmente compensada por un mayor valor de salinidad, ocasionado por la evaporación.

En segundo lugar, como el cambio ocurre en la capa superior, aún cuando la variación de la densidad fuera grande, no se tendrían movimientos verticales, pues por su menor peso estas aguas se mantendrían arriba sin tenden-

cia a bajar.

La razón principal de la circulación termohalina parece encontrarse en la clara pérdida de energía de los océanos en altas latitudes. Consecuentemente se produce un enfriamiento de las aguas superficiales y la formación de hielos, que refuerzan la salinidad en las capas superiores.

Lo anterior se traduce en una capa superior de elevada densidad, la cual se hunde por su mayor peso, provocando un flujo vertical que llega a grandes profundidades. Estos movimientos descendentes producen desplazamientos de las aguas inferiores, originando corrientes de componente horizontal, cuyas trayectorias son afectadas por la fuerza de Coriolis y la configuración de las masas continentales.

CORRIENTES DE GRADIENTE :

El término gradiente indica la existencia de una diferencia de presiones entre dos masas de agua superficiales contiguas (o en profundidad), posicionadas de manera que establecen una pendiente de desnivel. Esta situación es consecuencia casi siempre de una de las dos causas siguientes :



- coincidencia de dos masas de agua de diferente densidad. Da lugar a pendientes muy pequeñas.
- acumulación de las aguas, por acción continua del viento. Las pendientes son pequeñas en alta mar, aumentando sobre las costas, y más, si las mismas pertenecen a mares cerrados y poco profundos.

En cualquier caso, el agua tenderá a restablecer la horizontal, siguiendo la dirección de la pendiente, pero la fuerza de Coriolis desvía este flujo, acabando por originar una corriente que circula a lo largo del plano inclinado definido por los dos niveles de las aguas.

El comportamiento general de las corrientes, refiriéndose a la trayectoria seguida, no puede ser totalmente justificado sin la intervención del efecto de Coriolis, mas acertadamente aceleración de Coriolis. En el fundamento del mismo interviene una parte de la ley de inercia, que en combinación con el movimiento de la tierra y el del móvil sobre la superficie de la misma conlleva a establecer el principio que sigue :

"Todo cuerpo en movimiento se desvía de la dirección geográfica en la que ha sido impulsado. A la derecha en el hemisferio Norte, a la izquierda en el Sur".

El efecto Coriolis aumenta con la latitud, a partir del ecuador, en donde es nulo (cambia de sentido), hasta alcanzar su valor máximo en los polos. Pues se expresa a través de la función Seno (latitud) y puesto que en el ecuador es cero, la función también lo es.

Con independencia del desvío que sufre el conjunto de la corriente; este efecto se hace notar dentro de su curso, bajo la forma de un empuje lateral, que llega a materializarse por una diferencia de alturas entre sus márgenes. En el hemisferio Sur la subida corresponde al margen izquierdo contiguo a las costas.

Si los océanos se encontrasen en estado de permanente reposo, entonces la explicación sobre Coriolis no vendría al caso.

1.2 PATRON DE CORRIENTES EN EL OCEANO PACIFICO

Se distinguen dos sistemas, aproximadamente circulares y de giros contrarios que coinciden en la franja ecuatorial. Fig. 8

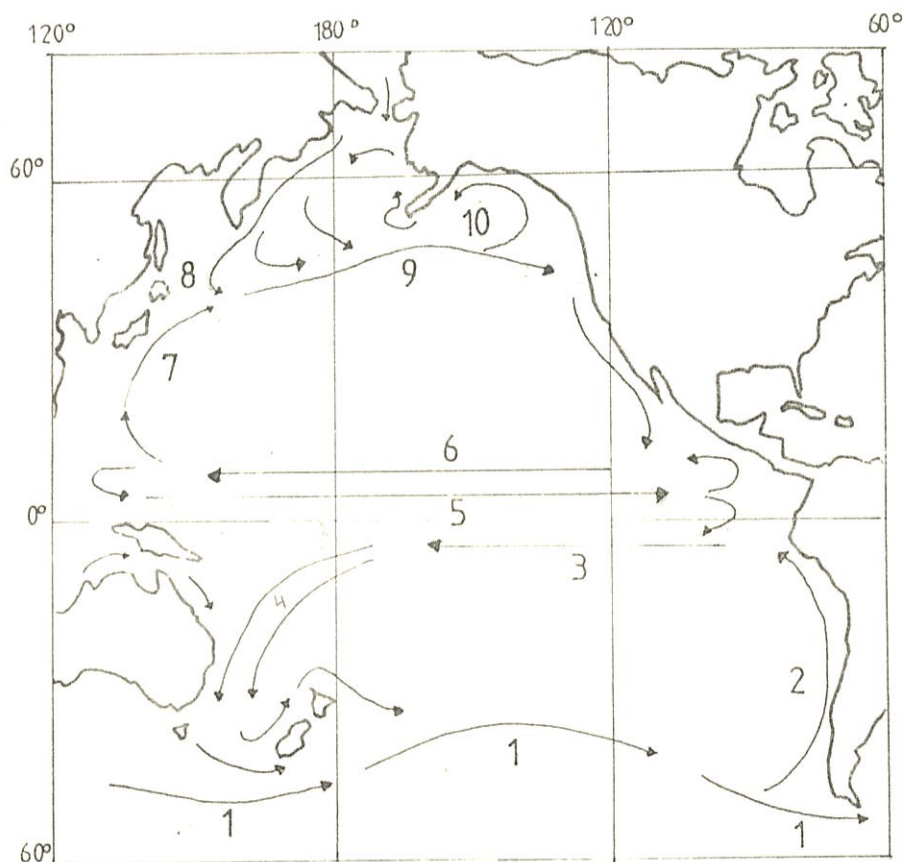


Fig. 8 Corrientes del Pacífico: 1) Corriente circumpolar antártica. 2) Corriente de Humboldt o del Perú: 3) Corriente ecuatorial del sur. 4) Corriente oriental de Australia. 5) Contracorriente ecuatorial. 6) Corriente ecuatorial del norte. 7) Corriente de Kurosivo. 8) Corriente de Oyasivo, del las Kuriles, o de Kamchatka. 9) Corriente del Pacífico Norte. 10) Corriente de Alaska.

1.2.1 TEORIA DE LA CIRCULACION OCEANICA.

Esta parte tratará de lo referente a la circulación superficial.

El límite de la capa superficial coincide con el nivel inferior de la termoclina permanente, a partir del cual la temperatura se estabiliza variando muy poco o nada con el aumento de profundidad. Esto ocurre hacia los 400 m. en el ecuador y a 900 m. en los 35° de latitud. Dentro de la capa superficial lo que presenta mayor interés es su parte superior, que tiene un espesor promedio de 200 m. y se la conoce como zona perturbada.

El origen de los sistemas de corrientes superficiales se encuentra en el viento y en menor grado en la diferencia de densidades. Aun cuando algunas corrientes oceánicas se deben a la diferencia mencionada, los regímenes de viento acaban afectándolas de sentido de giro ciclónicos o anticiclónicos. Pues aun cuando la corriente naturalmente deba curvarse en un sentido dado, los sistemas de viento harán girar a la corriente, de acuerdo con su fuerza, en el sentido que lleven es

tos. No hay que olvidar que los arrastres de agua producidos en estos sistemas de vientos estables, ocasionan a su vez un desnivel, que se resuelve en una corriente de gradiente que coincide sensiblemente con la dirección del viento. Luego se llega a la conclusión de que tales rasgos coincidentes no pueden ser casuales, permitiendo entonces plantear una teoría elemental del proceso que motiva la circulación oceánica superficial. Sus etapas y aspectos más importantes son :

- Los sistemas de vientos estables generan corrientes de arrastre en determinadas zonas.
- Grandes masas de agua fría y densa se hunden en las latitudes altas, moviéndose en profundidad hacia otras latitudes más bajas, en donde provocan el desplazamiento de las aguas superficiales. Estas tienden a cerrar el ciclo en sentido contrario.
- Aparte de lo anterior, las aguas superficiales de las latitudes bajas y tropicales están sometidas a una fuerte radiación térmica, que ocasiona una disminución de su densidad. Esta cir

cunstancia supone la aparición de corrientes ha
cia latitudes más altas, reforzando a las origi
nales por el transporte de agua fría.

- En todos los casos la fuerza de Coriolis hace notar sus efectos.
- Lo normal es que los sistemas de circulación se cierren sobre sí mismos, adoptando una forma circular o elíptica que se acomoda a la costa cuando coinciden con ella.

Como resultado se tiene una distribución de corrientes superficiales, que corresponden al esquema general siguiente :

- Franja ecuatorial
- Latitudes bajas y medias (corrientes anticiclónicas).
- Latitudes altas del hemisferio norte (corrientes ciclónicas).
- ✓ - Latitudes altas del hemisferio Sur.



A continuación analizaremos la zona ecuatorial que es la que reviste un interés particular para nosotros.

La franja ecuatorial está comprendida aproximadamente, entre 10° sur y 20° norte de latitud. Está constituida así :

- Dos corrientes hacia el oeste, una de ellas en el hemisferio Norte, corriente ecuatorial del Norte, la otra en el sur, corriente ecuatorial del Sur.

- Contracorriente ecuatorial hacia el este entre las dos corrientes anteriores. Se encuentra en la región de las calmas relativas que se ubican entre el ecuador y los 10° norte.

Las corrientes ecuatoriales generalmente son zonales aunque su estructura se complica en los límites orientales y occidentales.

En épocas de calma (poca intervención de vientos), se puede encontrar en el ecuador mismo otra contracorriente aflorando en la superficie. Es la

llamada corriente de Cromwell, normalmente se presenta como subsuperficial a 300 m. en profundidad con 400 km. de anchura aproximadamente. El núcleo se encuentra entre los 50 y 150 m. con velocidades que alcanzan los 150 cm/s y transporte de 30 Sv. (1 Sverdrup = 3.6 Km³/h).

Cuando se reinicia la acción de los vientos, el movimiento hacia el oeste del agua superficial, hace desaparecer la contracorriente de la superficie, pero ésta es una estructura permanente en las capas subsuperficiales.

Hay dos características que diferencian las corrientes de las contracorrientes :

- Las corrientes ecuatoriales son anchas (1000 - 1500 Km), en tanto las contracorrientes fluctúan hasta llegar a los 500 Km.
- Las corrientes ecuatoriales fluyen con velocidades de 25-100 cm/s, mientras las contracorrientes lo hacen a velocidad entre 10-15 cm/s.

1.2.2 CORRIENTE DE HUMBOLDT.

Deriva de la corriente circumpolar antártica, sube a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, llegando hasta los 5° Sur aproximadamente, en donde se recurva hacia el Oeste, contribuyendo a la corriente ecuatorial del Sur. Una rama de menor importancia hace notar sus efectos en el Golfo de Panamá durante gran parte del año.

Su curso es ancho (150 a 250 Km) y lento (0.5 nudos), aumentando algo su velocidad conforme se acerca al ecuador. Su espesor en profundidad no suele rebasar los 300 m. transportando un caudal relativamente reducido, unos $300 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Se observa en el océano como las aguas de esta corriente resaltan entre las que la rodean, por su color verde.

La temperatura es baja, entre 10°C en su extremo sur y 20°C en el norte, con valores varios grados por debajo de los que tienen las aguas colindantes. Este contraste es particularmente agudo en la parte norte de su recorrido, en donde limita con las cálidas aguas ecuatoriales.

Esta especie de frontera térmica sufre desplazamientos de varios grados de latitud, hacia el sur durante el verano austral Diciembre-Marzo, que ocasionalmente son mayores y duraderos, cuando está presente el fenómeno conocido como El Niño.

1.2.3 CORRIENTE ECUATORIAL DEL SUR.

Desde las costas de Ecuador y Perú discurre hacia el oeste, entre los paralelos 10° sur y 3° norte, con una velocidad promedio de un nudo, reduciéndose a 0.5 en la segunda mitad de su recorrido.

El origen de esta corriente se encuentra en los alisios del sur-este. Las variaciones estacionales no modifican sensiblemente la circulación del conjunto.

Hacia los 170° de longitud oeste, después de recorrer unos 8500 Km., se recurva hacia el sur-oeste o sur, dirigiéndose a Australia y Nueva Zelandia.

1.2.4 CONTRACORRIENTE ECUATORIAL.

Fluye hacia el este entre los 3° - 8° N. Su velo



ciudad promedio es de 1 nudo, que desciende a 0.3 en los meses de Marzo-Abril. Hace de frontera entre los sistemas del Pacífico Norte y Sur.

3 MEDICION DE CORRIENTES.



Los procedimientos de medida se pueden dividir en dos grandes grupos :

METODOS DIRECTOS :

Son aquellos que determinan la velocidad y dirección de las corrientes a través de mediciones directas. Pueden clasificarse en dos grupos :

- LAGRANGIANO : Mide los movimientos del agua por medio de la trayectoria seguida por una partícula de agua dentro de un lapso suficientemente grande. (Sistemas de flotación o deriva).
- EULERIANOS : Se aplica en puntos fijos donde la magnitud y dirección de la corriente se miden simultáneamente. (Sistemas de estación fija o correntómetros).

METODOS INDIRECTOS :

La velocidad se obtiene a partir de mediciones de otra

variable, con la que se encuentra relacionada física o matemáticamente.

- a) Sistemas electromagnéticos.
- b) Sonidos de alta frecuencia.
- c) Valoración del efecto Doppler.
- d) Medida de salinidad y temperatura en numerosos puntos y a diversas profundidades.

Ampliando d) he recogido 3 métodos que usan esos parámetros :

- A partir del campo de densidad se obtiene el campo de presión cuando se usa la ecuación hidrostática. Conocida la distribución de presión y bajo la utilización de algunas relaciones hidrodinámicas se deducen los valores teóricos de la corriente. Este sistema dinámico, que se encuentra aún en fase de desarrollo, adolece del inconveniente de utilizar para su planteamiento hipótesis y supuestos que hasta ahora no permiten garantizar la exactitud de los resultados.
- También puede usarse el método "Kernschicht" basado en la capa del mismo nombre, misma que es definida

como aquella capa dentro de la cual la temperatura, salinidad o ambas, muestran un máximo o mínimo al compararse con aguas adyacentes. Particularmente útil al analizar el desplazamiento en cuerpos de agua profundas con estratificación altamente diferenciada.

- El método "isentrópico" estudia el desplazamiento de los tipos de agua oceánicos por salinidad y temperatura en superficies de igual densidad potencial por seguimiento de sus cambios.

CAPITULO II

FORMA FISICO-MATEMATICA DE LOS METODOS INDIRECTOS

El presente capítulo hará referencia de aquellas ecuaciones y relaciones físico-matemáticas vinculadas con los métodos indirectos basados en la distribución de temperatura y salinidad como forma preliminar de obtener campo de densidad.

1 ECUACION DE CONTINUIDAD.

Son necesarios dos principios universales de comportamiento en flúidos, para llegar a la formulación matemática en que se basa el método dinámico.

Hablaremos en esta parte del principio de continuidad, el mismo que establece la imposibilidad de que dos elementos de volumen ocupen la misma posición en el espacio expresándolo a través de la ecuación :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \vec{c}) = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho v) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho w) = 0 \quad (2.1)$$

ó

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] = \frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{c} = 0$$

conocida como ecuación de continuidad, nótese que debe ser considerada una función de las variables espaciales (x, y, z) y del tiempo (t) , pues las variables independientes salinidad (S) , temperatura (T) y presión (p) , que determinan la densidad son a su vez funciones de x, y, z, t .

En tanto una simplificación bastante útil puede ser conseguida al considerar el agua de mar como un fluido en el cual la variación total de densidad (dp/dt) sea igual a cero, lo cual es equivalente a la hipótesis de incompresibilidad en ese medio. De esta forma la ecuación 2.1 quedará reducida a :

$$\nabla \cdot \vec{c} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$

La ecuación de continuidad permite junto con las condiciones de borde (frontera) y de estado inicial, resolver completamente el problema dado por las ecuaciones de movimiento, como se aprecia a continuación.

EXPRESION HIDRODINAMICA

La ecuación de movimiento ,



$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \vec{k} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{F} \quad (2.3)$$

Con \vec{k} igual a la sumatoria de fuerzas externas por unidad de masa, $\frac{1}{\rho} \nabla p$ como el gradiente de presión por unidad de masa, y \vec{F} el término de fricción por unidad de masa. Establece el principio de conservación de la cantidad de movimiento. Ahora bien, vectorialmente $\frac{d\vec{c}}{dt}$ es:

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \frac{\partial \vec{c}}{\partial t} + \frac{\partial c}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial c}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial c}{\partial z} \frac{dz}{dt}$$

$$= \frac{\partial \vec{c}}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z}$$

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \frac{\partial \vec{c}}{\partial t} + (\vec{c} \cdot \nabla) \vec{c} \quad (2.4)$$

entonces se puede igualar 2.3 y 2.4 :

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \vec{k} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{F} = \frac{\partial c}{\partial t} + (\vec{c} \cdot \nabla) \vec{c} \quad (2.5)$$

3 EFECTO DE ROTACION, CORRIENTES NO ACELERADAS. BALANCE GEOSTROFICO.

Las expresiones hasta aquí tratadas han sido consideradas para una Tierra sin rotación, por lo que al tomar

en cuenta tal situación obtenemos la expresión escrita a continuación :

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = \vec{k} + \vec{F} + 2\Omega \times \vec{c} - \frac{1}{\rho} \nabla p$$

$$\nabla \cdot \vec{c} = 0 \quad (2.6)$$

Este sistema formula el problema hidrodinámico de acuerdo a la descripción Euleriana del movimiento.

Desde este punto se puede hablar del movimiento geostrofico, para lo cual es necesario asumir, en el estudio de esta forma de circulación, un movimiento no acelerado.

La corriente fluye sin cambiar su velocidad y la única fuerza externa que actúa es la gravedad. A fin de obtener un sistema soluble se señala como dato del planteamiento matemático del problema a la densidad.

En tanto el movimiento geostrofico sea considerado como circulación a gran escala, la fuerza friccional tendrá un valor muy pequeño. Por lo antes mencionado, se obtiene en consecuencia la reducción de la ecuación del movimiento a :

$$2\vec{\Omega} \times \vec{c} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g$$

$$2\Omega \hat{k} \times (u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}) =$$

$$\nabla \cdot \vec{c} = 0 \quad (2.7)$$

el sistema citado constituye la forma vectorial de la ecuación hidrodinámica para el movimiento geostrofico, en el que se observa el equilibrio entre los siguientes sistemas de fuerzas: Coriolis, gradiente de presión y aceleración de gravedad.

Suponiendo que el referencial cartesiano (0xyz) local, se adapta al estudio del movimiento, 2.7 se expresa así:

$$-fv\vec{i} + fu\vec{j} = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \right) - g\vec{k} \quad (2.8)$$

de donde obtenemos :

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.9)$$

$$-fu = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.10)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (2.11)$$

entonces, en concordancia a las aproximaciones efectuadas solo se puede calcular las componentes horizontales del movimiento geostrofico, pues por un lado en el océano los movimientos verticales, más precisamente su escala es mucho más pequeña comparada a la escala horizontal,

por otro lado la componente vertical de la fuerza de Coriolis es pequeña comparada con la fuerza originada por la aceleración de la gravedad en aproximadamente 3×10^6 veces; lo cual permite despreciar en magnitud la componente vertical de la aceleración de Coriolis. Luego queda establecida 2.2 de la siguiente manera :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (2.12)$$

o sea el movimiento geostrofico no es horizontalmente divergente y es posible definir las líneas de corriente para él.

Se establece en 2.9 y 2.10 que u y v son perpendiculares a las componentes del gradiente de presión según los ejes $Oy-Ox$ respectivamente, siendo dichas componentes a su vez paralelas a las líneas isobáricas. Nótese que tanto u como v son indeterminadas en el ecuador.

La expresión 2.11 es la ecuación fundamental de la hidrostática, que se utiliza en la separación de la fuerza de presión en las partes barotrópica y baroclínica.

Los gradientes de presión no son medibles directamente, debido a que un error de más o menos 1 dm. en profundi-

dad de medición acarrearía errores mayores a los gradientes buscados, y por ello se hace necesario medir el campo de masa.

El equilibrio geostrofico en un océano con estructura baroclínica de masa tiene una importante relación entre esa estructura y la variación vertical de velocidad geostrofica. Suponiendo, se ha referido el estudio del movimiento a un sistema cartesiano ortogonal, con el eje Oy orientado en dirección y sentido de la corriente, tenemos 2.9 y 2.11 reducidas a :

$$f v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.13)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p(z)}{\partial x} = - \overbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x}}^a - \overbrace{\frac{\rho(z)}{\rho} g \frac{\partial z}{\partial x}}^b - \overbrace{g \int_z^Z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz}^c$$

a. Variación de presión atmosférica en la superficie del mar.

b. Inclinación de la superficie libre del mar, componente barotrópica.

c. Estratificación de masa, componente baroclínica de la fuerza de gradiente de presión. *Relación de la superficie libre del mar*

y,

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2.14)$$

efectuando una derivación cruzada entre 2.12 y 2.14 llegamos a la siguiente igualdad :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{v}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.15)$$

el lado izquierdo de la igualdad anterior representa al cizallamiento geostrofico, el primer miembro del lado de recho es el campo lateral de densidad y el segundo miembro constituye el campo vertical de densidad.

Puesto que el campo lateral es mucho mayor al campo vertical de densidad, se obtiene entonces :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2.16)$$

luego, conociendo a partir de datos experimentales las variaciones laterales de densidad, es posible determinar en forma cuantitativa la variación de velocidad geostrofica con profundidad.

La ecuación 2.16 puede expresarse en términos de variaciones laterales de volumen específico (α), o su anomalía (δ) y en tanto $\rho = 1/\alpha$, se tiene :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{\rho g}{f} \frac{\partial \alpha}{\partial x} \quad (2.17)$$

o haciendo uso de la igualdad entre volumen específico y su anomalía,

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\rho g}{f} \frac{\partial \delta}{\partial x} \quad (2.18)$$

En un océano baroclínico la densidad del agua es una de pendiente de la profundidad y de la posición a lo largo de la sección vertical.

De las ecuaciones 2.16, 2.17, 2.18 se puede por medio de una integración vertical, determinar así la velocidad geostrofica $\{u = u(z)\}$; si se tiene un valor conocido de velocidad a determinada profundidad, resulta :

$$u(z) - u_0 = - \frac{\rho g}{f} \int_{z_0}^z \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (2.19)$$

en la cual u_0 es el valor de la velocidad en la profundidad de referencia z_0 . Si u_0 es un dato del problema se calculará el valor absoluto de velocidad geostrofica $\{u = u(z)\}$, de lo contrario será solo posible hallar una velocidad relativa.

Se puede advertir, de lo visto, que a partir del conoci-

miento del gradiente horizontal de densidad se calcula sea $u(z)$ absoluta o $\{u(z) - u(z_0)\}$ relativa. Como $f=0$ en el ecuador, la ecuación 2.19 es indeterminada para la latitud correspondiente al mismo.

4 METODO DINAMICO.

Si consideramos 2.19 en términos de volumen específico y su anomalía, se llega a lo siguiente:

$$u(z) - u_0 = \rho \frac{g}{f} \int_{z_0}^z \rho \frac{\partial \delta}{\partial x} dz \quad (2.20)$$



desde el punto de vista práctico e integrando esta ecuación en función de valores discretos de profundidad (z), como los valores infinitesimales $\frac{\partial \delta}{\partial x} = \frac{\Delta \delta}{\Delta x}$ se establece:

$$u(z) - u_0 = \frac{g}{f \Delta x} \left[\int_{z_0}^z \rho \delta_2(z) dz - \int_{z_0}^z \rho \delta_1(z) dz \right] \quad (2.21)$$

los suscritos 2 y 1 representan las estaciones hidrográficas para las cuales se efectúa el cálculo, con x como la distancia entre ellas. $\delta_1(z)$ y $\delta_2(z)$ los perfiles de anomalía de volumen específico en cada una de las estaciones y las integrales son calculadas numéricamente.

Los resultados deben ser interpretados como valores representativos del valor medio de la velocidad geostrofica para el par de estaciones 1-2.

A continuación se realiza un cambio de variable que nos va a permitir llegar a la expresión matemática del cálculo dinámico tal como se le conoce comúnmente.

Vamos a pasar de la variable z a la presión p . En vista de que $p = \rho g z$, más a fin de realizar un cálculo correcto de la distribución de presión en el mar se usa la forma infinitesimal, así :

$$dp = \rho g dz$$

por tanto se asume la densidad una constante. Con este cambio de variable si $z = z_0$, entonces $p = p_0$ y cuando z tenga valor z ($z = z$), se tendrá $p = p$. Antes de ejecutar la sustitución se debe tratar otra igualdad para el diferencial de presión, ésta en términos de la altura dinámica hará posible evaluar el geopotencial en el medio oceánico.

$$dp = \rho dD \quad \text{ó} \quad dD = \alpha dp$$

de la cual se despeja

$$D = \int_{p_0}^p \alpha dp$$

ya que $\alpha = \delta + \alpha_{35,0,p}$

$$D = \int_{p_0}^p \delta dp + \int_{p_0}^p \alpha_{35,0,p} dp \quad (2.22)$$

En 2.22 el primer miembro de la derecha, que será representado por D recibe el nombre de profundidad dinámica y el segundo es la profundidad dinámica del océano estandar cuya variación lateral es cero. De todo lo dicho, 2.21 se expresa así :

$$u(z) - u_0(z) = \frac{1}{f\Delta x} \left[\int_{p_0}^p \delta_2 dp - \int_{p_0}^p \delta_1 dp \right] \quad (2.23)$$

y constituye la ecuación clásica para el cálculo de corrientes geostróficas.

2.4.1 NIVEL DE NO MOVIMIENTO.

La expresión (2.23) en forma diferencial es útil para realizar un análisis de la distribución del campo de geopotencial en la presencia de una corriente geostrófica.

$$u = 1/f \partial \Delta D / \partial x \quad (2.24)$$

Todo lo referido hasta este punto se hizo en la asunción de que la distribución de masa o topografía dinámica permite calcular la velocidad absoluta de una corriente, por lo tanto es menester localizar un nivel de referencia, una superficie de movimiento igual a cero.

Se han dado algunos métodos, como el establecido por Dietrich (5) usando la capa mínima de concentración de oxígeno disuelto como indicador de la profundidad de movimiento nulo, existe también el propuesto por Defant (3) que utiliza la profundidad donde la diferencia entre ΔD del par de estaciones presenta un máximo o es constante y además teóricamente la profundidad de movimiento nulo puede ser identificada a través de las ecuaciones hidrodinámicas de movimiento, lo que fue sugerido por Fomin (7).

Aun con los métodos de que se dispone para su cálculo, en virtud de la dificultad de medir la inclinación de la superficie del mar o la de las isóbaras, de no tener disponibilidad de mediciones directas de corrientes, se acostumbra tomar como profundidad de referencia la mayor profundidad po

sible entre los datos recogidos, en la razón de que a medida que la velocidad decrece con la profundidad, las superficies isobáricas se aproximan a superficies de nivel o geopotenciales.

Más al usar cualquier isóbara como nivel de no movimiento, ella puede estar realmente inclinada, y sin conocer la pendiente absoluta de las isóbaras sólo es posible efectuar el cómputo del campo relativo de velocidad de corrientes.

2.4.2 DESVENTAJAS DEL METODO DINAMICO.

El método tal y como se ha descrito proporciona una herramienta útil y efectiva en el conocimiento de las velocidades de corrientes oceánicas, sin embargo adolece de algunos inconvenientes.

El que nos concierne cercanamente es su indeterminación cerca del ecuador, ello es que al decrecer la fuerza de Coriolis hasta alcanzar valores bastante pequeños en esa zona, hace surgir a las fuerzas friccionales como un factor de importancia cuando se habían despreciado los efectos que

podieran darse en consecuencia de esa fuente en el cálculo geostrofico.

A pesar de las objeciones para aplicarse en la zona ecuatorial, del método mencionado, existen comparaciones efectuadas por Knaus (14) con medidas directas de corriente en las que se indica que la indeterminación es de consideración dentro del intervalo $\pm 0.5^\circ$ de latitud del ecuador.

Las consideraciones que deban hacerse para poder aplicarlo a esa región se ven en el capítulo próximo y además se da una forma diferente para calcular la diferencia de potencial para un par de estaciones, así como su distinta forma de presentar los resultados obtenidos con esa innovación.

CAPITULO III

GEOSTROFISMO EN LA ZONA ECUATORIAL Y METODO DE MONTGOMERY

1.1 CONSIDERACIONES MATEMATICAS.

La componente zonal del movimiento geostrofico viene dada por la ecuación :

$$- f \Delta u_z = \frac{d\phi}{dy} \quad p = \frac{d(\phi + p\delta)}{dy} \quad \delta \quad (3.1)$$

Luego, la componente de la velocidad geostrofica promediada sobre un intervalo en grados de latitud ^u calculada por medio de la razón entre la diferencia de valores adyacentes de aceleración potencial o en una columna con respecto a otra, y la longitud en grados por el parámetro de Coriolis de la latitud media del intervalo.

Se debe examinar el porqué del escogitamiento de la latitud media en la evaluación del factor de Coriolis para intervalos en bajas latitudes. El centro del problema es la selección de la variable, dentro de la ecuación geostrofica, que debe ser asumida como uniforme sobre el intervalo finito.

Si se asume la uniformidad de $(d\phi/dy)_p$, estaría implíci-

to que cuando tal cantidad no fuese cero sobre un intervalo en el cual se incluya el ecuador, la corriente geostrofica tendría un valor no asignable numéricamente hablando para tal región, lo cual podría ser incongruente. La opción factible que nos resta, es la de asumir la velocidad zonal (u_z) como uniforme sobre la superficie isobárica o isanostérica. Lo expuesto conlleva a decir $(d\phi/dy)_p = 0$ en el ecuador y por tanto $(d^2\phi/dy^2)_p$ es siempre constante en el intervalo de manera que la topografía de la superficie isobárica tenga una distribución parabólica con el vértice en el ecuador.

Para la componente zonal de flujo, la variación meridional de geopotencial en una superficie isobárica es :

$$d(\phi + p\delta) = -f\Delta u_z dy = -2\Omega a \Delta u_z \cos \psi \quad (3.2)$$

con a representando al radio terrestre.

Siendo u_z uniforme, la diferenciación de 3.2 llega al resultado siguiente :

$$\frac{d^2}{d\psi^2} (\phi + p\delta) = -2\Omega a \Delta u_z \cos \psi \quad (3.3)$$

en tanto que integrando 3.2 desde la latitud ψ_1 hasta la latitud ψ_2 da :



$$\beta_2 - \beta_1 = 2\Omega a \Delta u_z (\cos \psi_2 - \cos \psi_1) \quad (3.4)$$

A partir de la última expresión se establece una buena a aproximación para las latitudes bajas, determinada por :

$$\Delta u_z = \frac{\beta_1 - \beta_2}{\Omega a (\psi_2^2 - \psi_1^2)} \quad (3.5)$$

La expresión 3.5 para la componente de velocidad es la misma a la que se llegaría si se divide la diferencia de aceleración potencial $\beta_2 - \beta_1$ para el intervalo $a (\psi_2 - \psi_1)$ y por el parámetro de Coriolis de la latitud media, haciendo la simplificación siguiente :

$$2 \operatorname{Sen} \left(\frac{1}{2} \psi_1 + \frac{1}{2} \psi_2 \right) \approx \Omega (\psi_1 + \psi_2) \quad (3.6)$$

Por lo tanto el haber seleccionado la latitud media tiene base. El intervalo escogido puede estar separado del ecuador o tener como límite dicha línea, también puede incluir al ecuador en un intervalo asimétrico respecto a esa línea. Para un intervalo con el punto medio justo en el ecuador, los puntos en sí no dará la distribución parabólica requerida, luego 3.5 presentará indeterminación. Por ello se hace notoria la desventaja de aplicar la expresión suscita cuando se usan intervalos

símetricos a la latitud cero.

A fin de salvar la dificultad expuesta en el párrafo anterior, se efectúa la diferenciación de la ecuación geostrofica con respecto a la latitud, obteniendo para el ecuador :

$$\{d^2 (\phi + p\delta) / d\psi^2\} = - 2\Omega a \Delta u_z \quad (3.7)$$

Jerlov (13) expresa que tal ecuación en el ecuador presenta un valor más "real" de corriente, mejor al determinado por medio de la ecuación no diferenciada. Sin embargo, no hay una verdadera diferencia cuando se asume u_z uniforme.

Por ejemplo, si la aceleración potencial para una superficie isanostérica escogida, se evalúa en el ecuador β_0 y β_1, β_2 para las latitudes $\Delta\psi_+$, $\Delta\psi_-$ al norte y sur de la línea cero respectivamente, hallando para tales estaciones $(d^2\beta/d\psi^2)$ llegamos a :

$$u_z = - (\beta_1 + \beta_2 - \beta_0) / 2\Omega a (\Delta\psi^2) \quad (3.8)$$

Lo último señala la no existencia de una diferencia entre 3.8 y la aplicación separada de 3.5 a dos intervalos adyacentes al ecuador para los cuales se promedia los re

sultados.

2 METODO DE MONTGOMERY.

Una corriente geostrofica es comúnmente calculada por medio del método clásico deducido por Hellan-Hansen, a partir del teorema de circulación de Bjerkness. En tal método la componente de movimiento es determinada a partir del gradiente de profundidad dinámica D o su anomalía ΔD entre pares de estaciones oceanográficas, suponiéndose conocido el volumen específico del agua de mar o su anomalía σ , en función de las variables temperatura y salinidad observadas en diferentes profundidades en esas estaciones.

El método al que se hace referencia realiza el cálculo hidrostático en base a la sección vertical de anomalía termostérica, lo cual incorpora la síntesis de los datos recogidos por el batitermógrafo y las botellas Nansen.

3.2.1 DESCRIPCION TEORICA.

De acuerdo con el procedimiento del método, la corriente geostrofica se estima sobre superficies a lo largo de las cuales la anomalía termostérica

$(\delta_T \text{ ó } \Delta_{S,T})$ es constante, tales superficies serán denominadas superficies isanostéricas en concordancia a lo propuesto por Montgomery y Wooster (22). La anomalía termostérica se relaciona con el parámetro convencional sigma-t (σ_T), mediante la siguiente ecuación :

$$\delta_T = 0.0273569 - \frac{10^{-3} \sigma_T}{1 + 10^{-3} \sigma_T} \quad (3.9)$$

las unidades empleadas en la práctica usual para tal propiedad son el/ton (centilitros/tonelada).

Si se toma un sistema local de coordenadas cartesianas ortogonales para estudiar el movimiento con O_x orientado al oeste, O_y al sur y O_z hacia arriba, se tiene (Fig. N° 9)

En vista de que las secciones oceanográficas analizadas se orientan aproximadamente en la dirección norte-sur, sólo se determina el gradiente de presión en esa dirección, por lo tanto la componente de movimiento a ser calculada es en la dirección este-oeste, la cual se llamará componente zonal u_z .

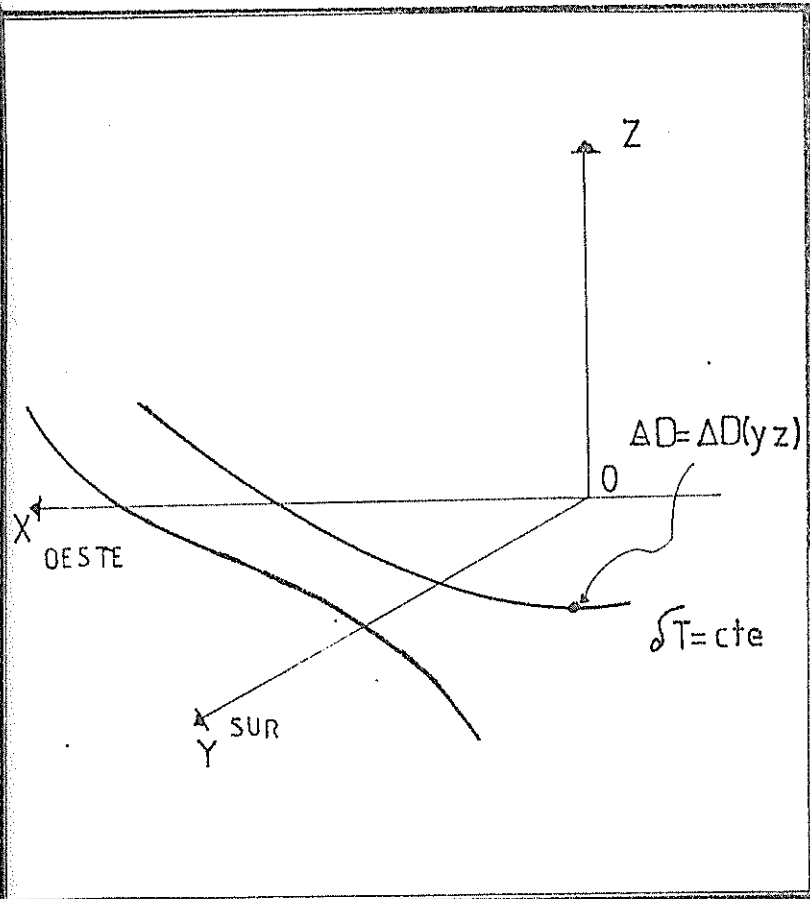


Fig. 9 Sistema local de referencia usado en el análisis matemático.

La metodología usada establece la función $\phi + \delta p$ para las superficies isanostéricas escogidas. El símbolo ϕ designa la anomalía de geopotencial relativa a la superficie de referencia, p es la presión y δ la anomalía de volumen específico. La función $\phi + \delta p$ recibe el nombre de "aceleración po-
tencial".

La anomalía de geopotencial se define por medio de la integral a lo largo de una línea vertical :

$$\checkmark \Delta D = \phi = - \int_0^p \delta dp \quad (3.10)$$

Siguiendo las hipótesis del movimiento geostrofi-
co, la formulación matemática de las ecuaciones
hidrodinámicas se inicia con las siguientes compo-
nentes :

$$\checkmark u_z = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} (0x) \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \rho g \quad (3.12)$$

y usando la teoría dada por Fofonoff (3), la solu

ción para el sistema descrito, la cual permite la determinación de la velocidad geostrofica en la superficie ($u_z, z=0$) relativa a la velocidad en una superficie isobárica de referencia ($u_z, z=p$), es :

$$u_z (0) - u_z (p) = \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta D}{\partial y} \quad (3.13)$$

ΔD viene determinada por 3.10. Puesto que los movimientos serán estimados sobre superficies isanostéricas y no sobre las isobáricas, la ecuación 3.13 necesita ser modificada convenientemente.

3.2.2 TRANSFORMACION DEL SISTEMA REFERENCIAL DE LA ALTURA DINAMICA.

Con lo establecido por Montgomery (21) se determinará inicialmente la variación de la anomalía de profundidad dinámica sobre una superficie isanostérica. Asumiendo por hipótesis que dicha superficie es invariable a lo largo del eje Ox (ver en Figura 9 , podemos escribir :

$$D = D (y, z)$$

$$\phi = \phi (y, z)$$



$$d\phi = \frac{\partial \phi}{\partial y} dy + \frac{\partial \phi}{\partial z} dz \quad (3.14)$$

luego la variación de ϕ sobre la superficie isanostérica será dada por :

$$\left(\frac{d\phi}{dy} \right)_{\delta} = \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{\delta} + \frac{\partial \phi}{\partial z} \left(\frac{dz}{dy} \right)_{\delta}$$

σ

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{\delta} = \left(\frac{d\phi}{dy} \right)_{\delta} - \frac{\partial \phi}{\partial z} \left(\frac{dz}{dy} \right)_{\delta} \quad (3.15)$$

puesto que $\partial \phi = -\delta dp$ y con $\delta z = dz$ se tiene :

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{\delta} = \left(\frac{d\phi}{dy} \right)_{\delta} - (\delta dp) \left(\frac{1}{dy} \right)_{\delta}$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{\delta} = \left(\frac{d\phi}{dy} \right)_{\delta} - \delta \left(\frac{dp}{dy} \right)_{\delta}$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{\delta} = \left(\frac{d(\phi - \delta p)}{dy} \right)_{\delta} \quad (3.16)$$

combinando la ecuación 3.16 con 3.13 y haciendo la consideración de que las velocidades son calculadas relativas a superficies isanostéricas, se obtiene :

$$u_z \delta (0) - u_z (\delta) = \frac{1}{f} \frac{d\phi}{dy} (\phi \mp \delta p) \quad (3.17)$$

donde $\delta (0)$ y δ indican los valores de la superficie isanostérica en la superficie del mar y a presión p respectivamente.

La expresión 3.17 permite la estimación de la diferencia entre la velocidad geostrofica en la superficie y a la profundidad de la superficie δ .

Entonces en conformidad a lo expuesto la aceleración potencial puede ser obtenida a partir de la definición de profundidad dinámica.

A continuación se realizará el cambio en la variable de integración, pasando de la presión (p) a la anomalía estérica (δ), a fin de tener expresada en función de la última la aceleración potencial. Con este propósito, a partir del diferencial del producto ($\delta.p$) se puede escribir lo siguiente :

$$d (\delta.p) = \delta dp + p d\delta$$

$$\delta dp = d (\delta.p) - p d\delta$$

$$\int_0^p \delta dp = \int_0^{\delta} d(\delta.p) - \int_{\delta_0}^{\delta} p.d\delta \quad (3.18)$$

Sustituyendo el segundo miembro de 3.18 en la expresión de integración 3.14, tenemos :

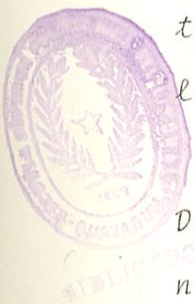
$$\phi = \int_0^{\delta p} d(\delta.p) - \int_{\delta_0}^{\delta} p.d\delta \quad (3.19)$$

entonces, la aceleración potencial entre las superficies isanostéricas δ_0 y δ puede calcularse por la ecuación :

$$\phi - p\delta = \int_{\delta_0}^{\delta} p.d\delta \quad (3.20)$$

Así pues, conociendo la distribución de las superficies isanostéricas en secciones verticales es posible determinar fácilmente por integración numérica la aceleración potencial, usando la presión en decibares y la anomalía estérica en cl/tn , esta variable vendrá dada en ergio/gramo (erg/gr). La anomalía estérica de las expresiones anteriores puede perfectamente ser reemplazada con la anomalía termostérica, por cuanto la contribución de la presión en el gradiente de la aceleración potencial es despreciable en las capas superiores

del Pacífico ecuatorial. Una definición se hace necesaria y es la de superficies isanostéricas, las mismas son superficies donde el valor sea de anomalía estérica o termostérica es constante considerando como ya se mencionó que la anomalía termostérica no es sino una simplificación de la estérica al hacer despreciable la contribución de la presión en ésta.



De lo dicho hasta este punto, las ecuaciones tienen como límite superior de cálculo el valor de las líneas isanostéricas en la superficie del mar y a una profundidad p cualquiera, como límite inferior. Procuremos establecer desde 3.17 una ecuación que permita estimar la componente zonal u_z sobre una superficie (línea) isanostérica de referencia, cualquiera que sea, denotada por δ_{T_r} en la cual se podrá eventualmente determinar la velocidad (a través de medidas directas).

Con este proceder se obtienen estimados de los perfiles verticales de velocidad geostrofica relativa $u_z = u_z(z)$. Ahora tomando como p_r la presión a lo largo de la superficie isanostérica de referencia,

se puede escribir la ecuación 3.17 de la forma siguiente :

$$u_z(\delta_{T0}) - u_z(\delta_T) = \frac{1}{f} \frac{d\phi}{dy} \phi(\delta_T) + \delta_T \cdot p \quad (3.21)$$

y

$$u_z(\delta_{T0}) - u_z(\delta_T) = \frac{1}{f} \frac{d\phi}{dy} \phi(\delta_{Tn}) + \delta_{Tn} \cdot p_n \quad (3.22)$$

con su correspondiente aceleración potencial expresada por :

$$\phi(\delta_T) + \delta_T p = \int_{\delta_0}^{\delta} p \cdot d\delta_T \quad (3.23)$$

$$\phi(\delta_{Tn}) + \delta_{Tn} p = \int_{\delta_0}^{\delta_{Tn}} p \cdot d\delta_T \quad (3.24)$$

efectuando una diferencia entre 3.21 y 3.22 llegamos a :

$$u_z(\delta_T) - u_z(\delta_{Tn}) = - \frac{1}{f} \frac{d\phi}{dy} \phi(\delta_T) - \phi(\delta_{Tn}) + \delta_T p - \delta_{Tn} p \quad (3.25)$$

$$u_z = - \frac{1}{f} \frac{d\phi}{dy} \quad (3.26)$$

partiendo de 3.23 y 3.24 se obtiene una expresión para la determinación de la aceleración potencial en 3.26.

$$\phi(\delta_T) - \phi(\delta_{T_H}) + \delta_T p = \delta_{T_H} p_H + p \cdot d\delta_T \quad (3.27)$$

Las expresiones 3.26 y 3.27 establecen un estímado de la velocidad geostrofica sobre cualquier superficie isanostérica, relativa a la superficie isanostérica de referencia. En el caso de $\delta_T = \delta_{T^0}$, se verifica que las últimas ecuaciones son equivalentes a 3.17 y 3.20 respectivamente.

3 APLICACION DEL METODO.

Primeramente se establecen los perfiles y secciones de los parámetros básicos los mismos que aportarán conocimientos sobre las condiciones del medio, tales como tipos de agua, estabilidad, etc.

Con los datos de temperatura y salinidad se calcula el valor de σ_t para las diferentes estaciones, esto sirve de base para la determinación de la anomalía termostérica, datos a los cuales también se les construye sus respectivos perfiles y secciones. Se determina la isanostérica común de mayor profundidad en cada crucero, la misma que se usará como nivel de referencia en la obtención de la velocidad geostrofica, además se determina en superficie la magnitud de δ_T sobre cada estación dentro de

un cruceo, acción que será útil para proporcionar el lí
mite tope de la integración en la obtención de la velocí
dad relativa.

La magnitud de la velocidad se establece en primer lugar por medio del cálculo de la aceleración potencial sobre la isanostérica de referencia en una estación, luego se determina una diferencia de aceleración potencial entre el nivel referencial y el inmediato. Veamos un ejemplo de la Figura 10.

$\phi_0 = p_0 \delta_T^0$ y $\phi = p \delta_T$, entonces tendremos :

$$\Delta\phi = \phi - \phi_0 = (\delta_T - \delta_T^0) (p + p_0) / 2$$

A esa diferencia de potencial se añade el potencial del nivel de referencia, la cantidad así obtenida será agregada a una nueva diferencia de aceleración potencial de los niveles siguientes, se prosigue en igual forma con los datos de la estación adyacente.

En cuanto al cálculo de la velocidad se efectúa en la Fi
gura 11.

Sea β_A la diferencia de aceleración potencial en la esta

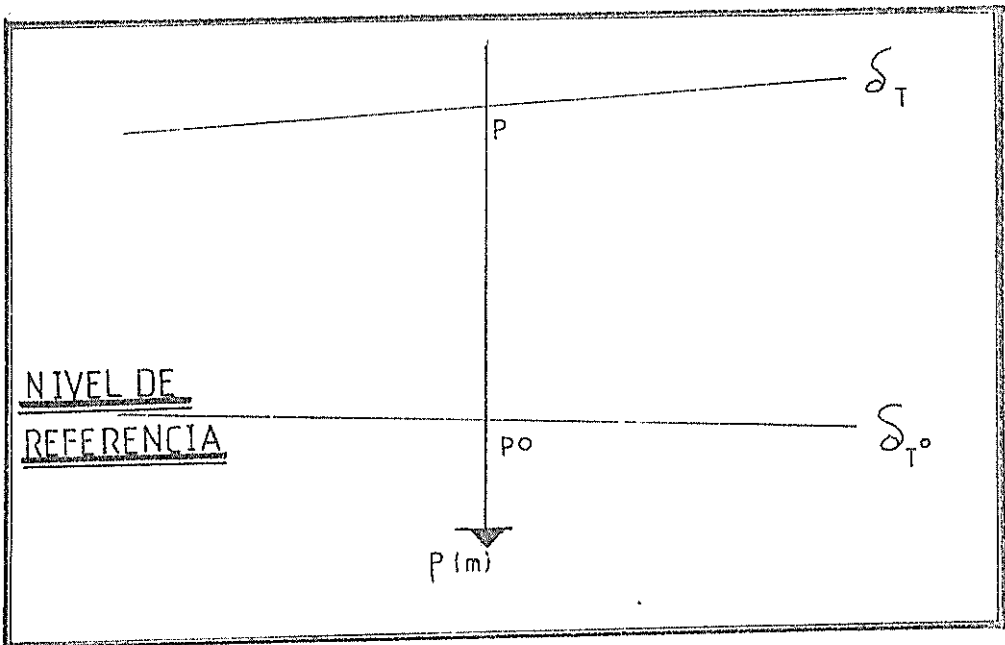


Fig. 10 Base del ejemplo en el cálculo de la aceleración potencial.

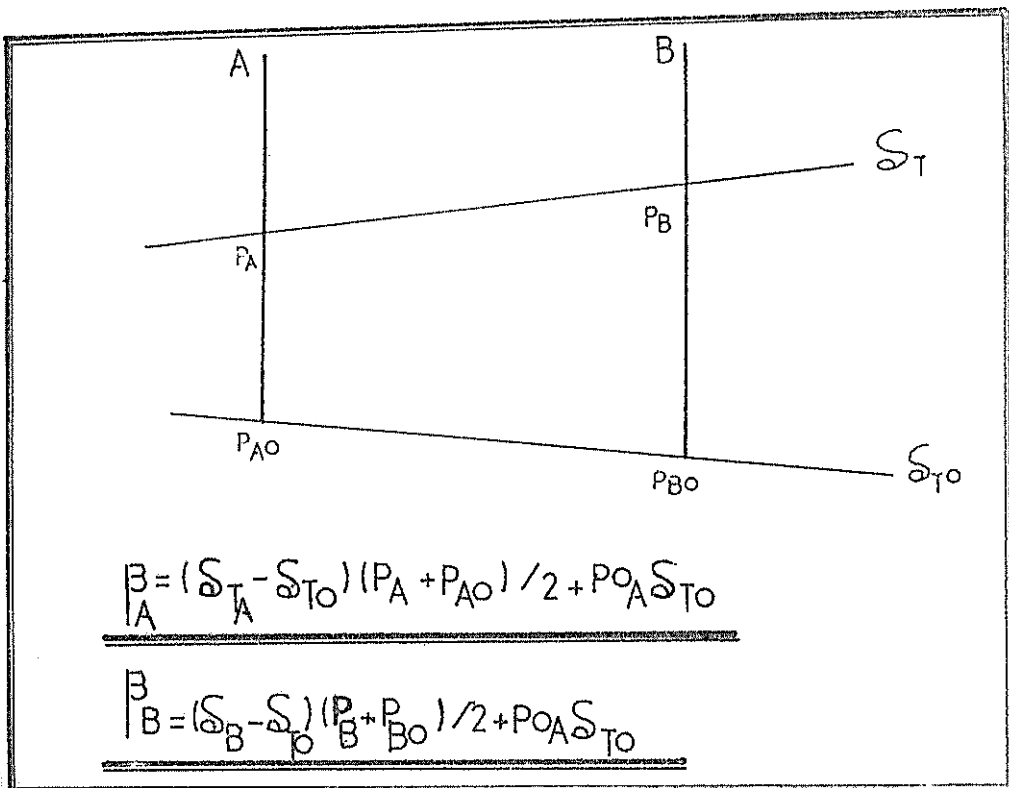


Fig. 11 Obtención de la velocidad geostrofica entre 2 niveles de anomalía termostérica para un par de estaciones.

ción A; y β_B en la estación B para un par de niveles, luego la velocidad entre este par de estaciones se obtiene aplicando 3.26. Para determinar la velocidad en $p=0$ se procede así: se determina δ_T en cada estación a ese nivel, entonces se halla δ_T medio entre el par de estaciones y tal valor será el tope superior de la integración final para el par de estaciones. De lo escrito tenemos en la Fig. 12, que β_A , β_B son las aceleraciones potenciales para las estaciones entre el nivel isanostérico anterior y en $p=0$, por lo que :

$$\Delta B_{AB} = \bar{\delta}_{AB}(0) - \delta_A \frac{0+p_A}{2} - \bar{\delta}_{AB}(0) - \delta_B \frac{0+p_B}{2} + (\Sigma\beta_A - \Sigma\beta_B)$$

con esta indicación de como obtener las diferencias de potencial se aplica 3.26 para calcular la velocidad relativa.

El flujo entre niveles se determina de la forma siguiente : (Fig. 13)

$$\text{Flujo} = v \times \text{Area}$$

en base a los valores de flujo por nivel se realiza una sumatoria algebraica que tiene como primera cantidad la correspondiente al flujo superficial y por última la del flujo entre el penúltimo nivel y el de referencia.

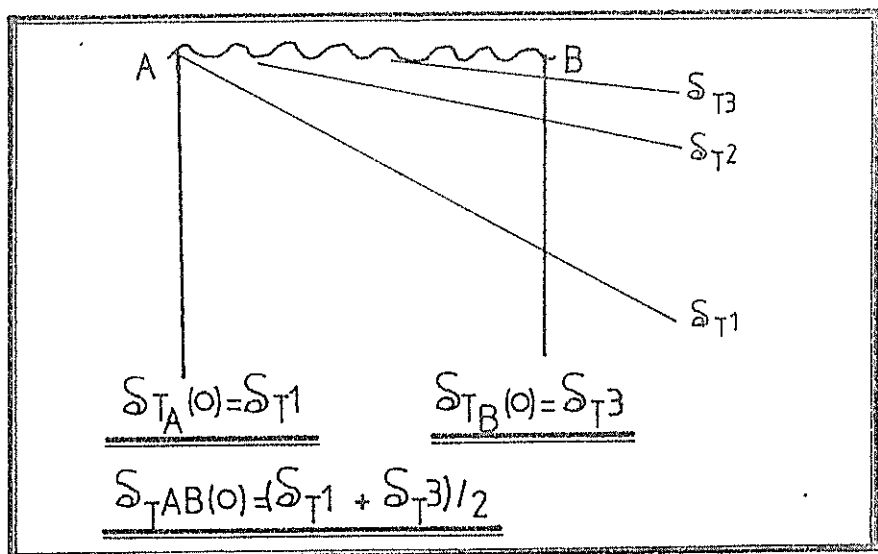


Fig. 12 Determinación de la superficie isanostérica en la la superficie del mar para las estaciones A y B.

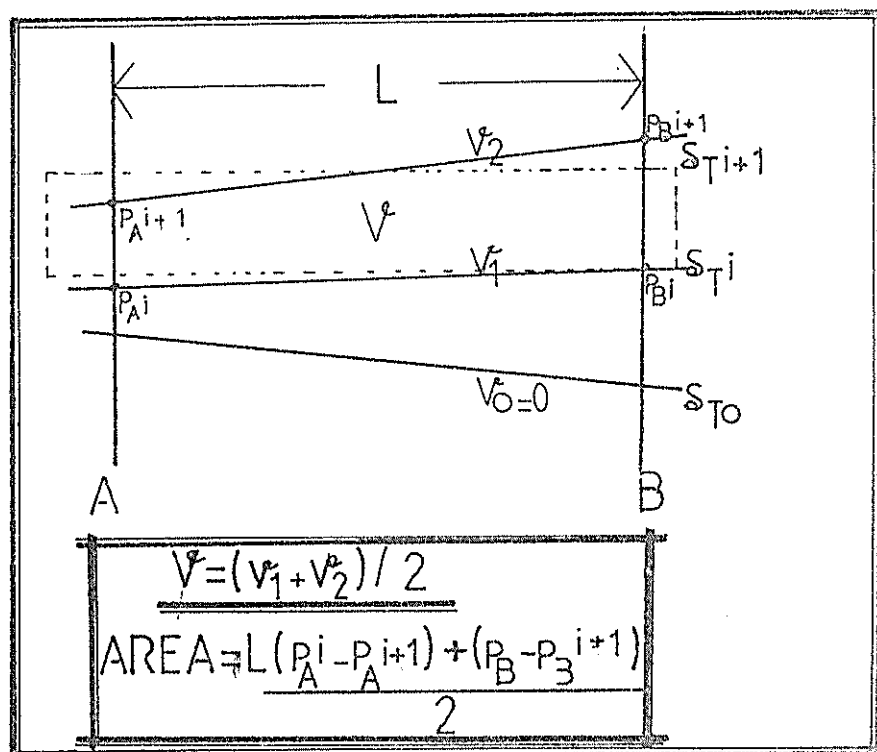


Fig. 13 Obtención del flujo geostrófico entre niveles de anomalías termostéricas para un par de estaciones.

Referente a la dirección de la velocidad, la misma se de termina de acuerdo a la forma usada en el geostrofismo.

Fig. 14.

La estación A está al norte de la B, ambas en el hemisferio sur, para el ejemplo (Fig. 15) la profundidad de la línea isanostérica δ_T es mayor en A que en B, por tanto se establece un deslizamiento con dirección a la estación A que por efecto de Coriolis es desviado a la izquierda del movimiento, luego la dirección de la velocidad es hacia el oeste y la del flujo de acuerdo a las direcciones y magnitudes de las velocidades entre los niveles que intervienen en el cálculo. (Las estaciones se encuentran a la misma longitud por eso se establece la dirección de la componente de movimiento correspondiente).

Una vez estimadas las direcciones del flujo en cada una de las estaciones del crucero y las sumatorias correspondientes a las mismas, se procede a establecer la salinidad media entre estaciones para una línea termostérica dada, todo esto permite la construcción de los gráficos $\Sigma \phi_V$ vs δ_T y \bar{S} vs δ_T que son superpuestos. (Fig. 16)

Se escogen rangos de S cada 0.1, 0.2, 0.25, etc. de acuerdo a las características de salinidad en el estudio y pa

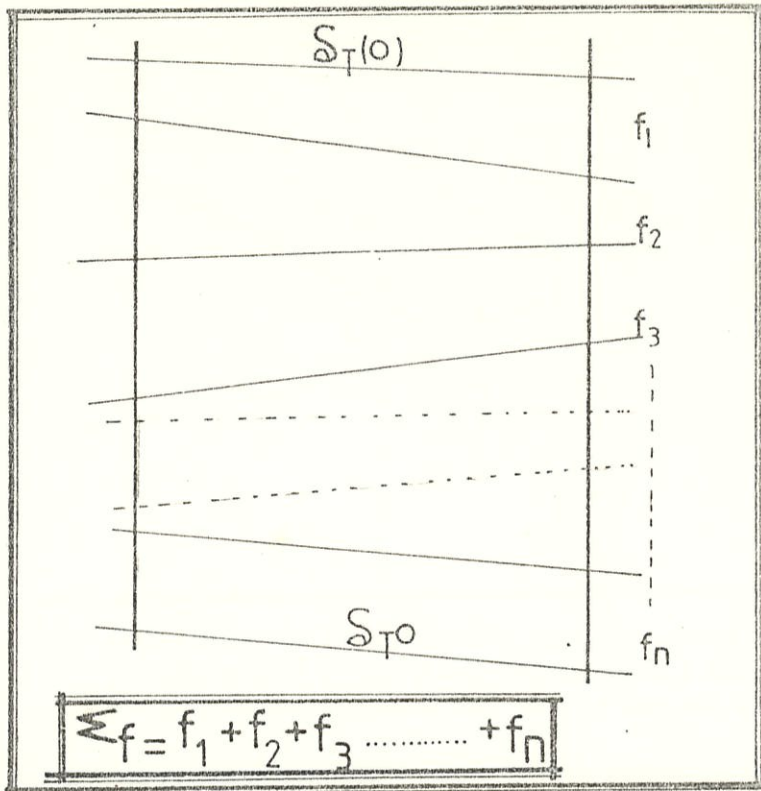


Fig. 14 Determinación de la sumatoria de flujo entre niveles superficial y referencial para un par de estaciones.

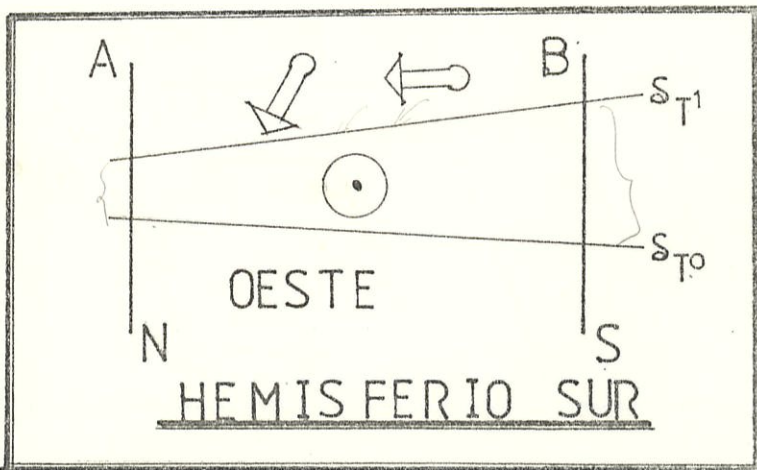


Fig. 15 Determinación de la dirección de la velocidad de la corriente entre un par de estaciones.



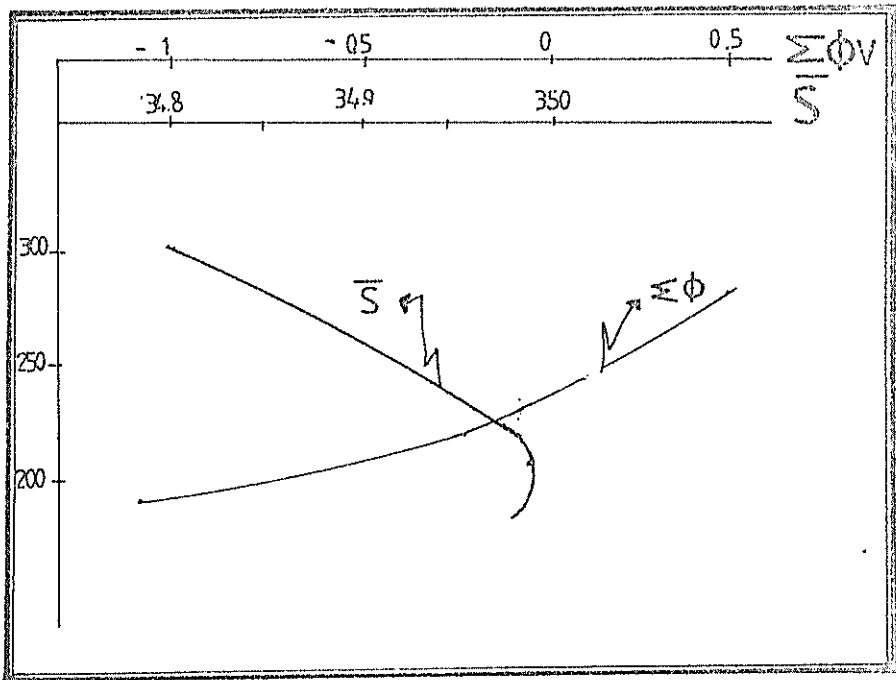


Fig. 16 Obtención de la sumatoria de flujo para intervalos de salinidad y anomalía termostérica escogido de acuerdo con la longitud total de sus rangos respectivos.

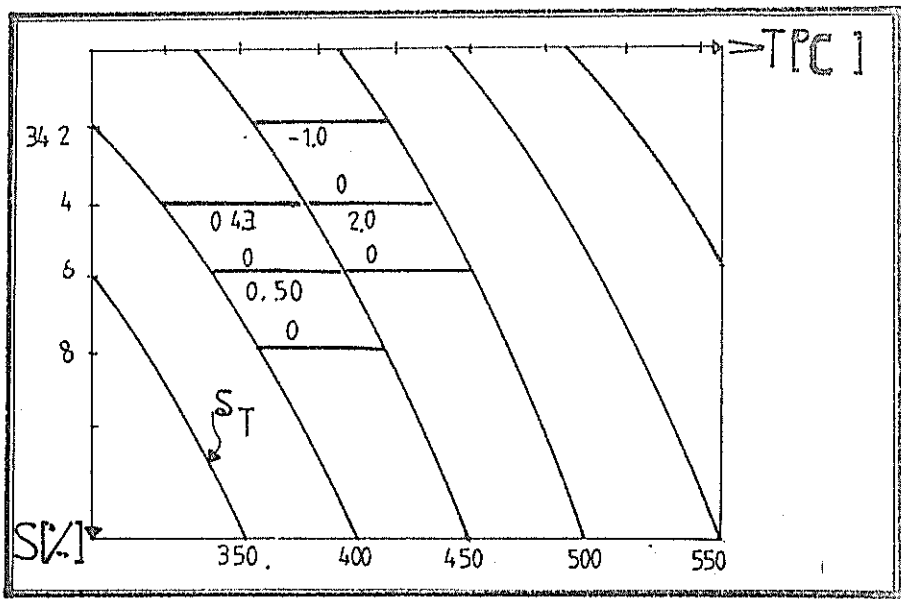


Fig. 17 Determinación de la sumatoria de flujo en base a curvas isanostéricas referidas a un diagrama TS.

TABLA I

DATOS UTILIZADOS PARA OBTENER SUMATORIA DE FLUJO Y SALINIDAD MEDIA ENTRE INTERVALOS DE ANOMALIA TERMOSTERICA.

δ_T	\bar{S}	$\Sigma\phi_v$
300	34.82	0.43
250	34.90	-0.20
200	35.01	-1.10
170	34.98	

TABLA II
RESULTADOS DEL ANALISIS DE LA FIGURA 17

\bar{S}/δ_T	<500	500-450	450-400	Σ^+	Σ^-
34.2-34.4		-1.0		0	-1.0
34.4-34.6		2.0	0.43	2.43	0
34.6-34.8			0.50	0.50	0

ra los límites de estos se determinan valores sobre la curva de sumatoria de flujo que correspondan con los límites seleccionados de salinidad y comprendidos entre los intervalos de anomalía termostérica usados como niveles, dentro de esos intervalos y para rango de salinidad tomados los valores de $\Sigma\phi$; por un lado los de signo positivo y por otro lado los negativos (el signo indica la dirección resultante del flujo, una vez hecha la determinación de acuerdo con el sistema referencial). Ej: El rango de salinidad a usar es 0.2 y para δT es 50 cl/tn.

El cuadro dado (Tabla II) se construye para cada par de estaciones y luego es reducido a uno general para el crucero. Llegado a este punto graficamos los resultados en la Fig. 17.

El último paso permite conocer los valores más importantes de flujo tanto en la dirección positiva como en la negativa sacar porcentajes de flujo a diferentes rangos y a que tipo o tipos de agua le corresponde el porcentaje mayor y su dirección.

Se concluye el análisis apreciando los resultados y llegando a las conclusiones pertinentes.

3.3.1 VENTAJAS DEL METODO.

Una ventaja del método a usarse en la determinación de la componente geostrófica de los movimientos oceánicos es la determinación de la aceleración potencial para cualquier vertical de la sección, la cual no necesariamente debe coincidir con las estaciones oceanográficas. Esto permite la posibilidad de tener un mejor detalle de la circulación a través de la sección, lo cual no ocurre por medio del método clásico de Hellan-Hansen.

La forma de presentación de los resultados permite además un mejor análisis cualitativo del método geostrófico y la apreciación de las características de ese movimiento sobre un diagrama T-S.

CAPITULO IV

OBTENCION DE DATOS Y RESULTADOS

Para realizar el cálculo de velocidad, a través de un método indirecto es necesario como ya se mencionó la medición de dos parámetros fundamentales, ellos son la salinidad y la temperatura.

Los datos que son utilizados en el presente trabajo, se obtuvieron de los archivos del INOCAR y corresponden a aquellas estaciones ubicadas sobre el meridiano $82^{\circ}30'W$ y entre los $3^{\circ}30'N-3^{\circ}00'S$ de latitud aproximadamente. De los cruceros oceánicos realizados por esa institución se escogió todos los cruceros efectuados en 1972, el segundo crucero de 1975 y los cruceros realizados en 1976. La forma de toma y corrección de datos, está explicada en la tesis de E. Cucalón (2)

1.1 LOS PARAMETROS BASICOS.

Todo estudio oceanográfico requiere del análisis de las condiciones salinas y térmicas en la zona donde se realice, así pues el primer paso a darse sería el de describir tales comportamientos en el área mencionada para las diferentes épocas en que se cumplieron los cruceros a

los que se ha hecho referencia.

Una de las mejores maneras de visualizar lo que está sucediendo en el océano se consigue cuando se construyen secciones de los parámetros considerados.

4.1.1 SECCIONES SALINAS Y TERMICAS.

Iniciaremos esta parte con el primer crucero del año 1972 para los meses de Febrero-Marzo. A primera vista, (Fig. 18), observamos que la condición salina tiene una presentación cercanamente similar a la que se espera de un océano normal. Hay estratificación para toda la región. Hacia la estación 35 se aprecia un acercamiento pronunciado de las isolíneas (33.4%-35%) sobre una diferencia de profundidad de aproximadamente 20 m. mientras esas mismas isohalinas a la altura de la estación 38 se encuentran distribuidas a lo largo de una diferencia de profundidad de 7.0 m. Este detalle puede estar relacionado con un descenso de aguas superficiales en la estación 34, lo que provocaría el estrechamiento mencionado.

Por debajo de más o menos los 80 m. se aprecia que



Fig. 18 Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972. 82°30'W.

la salinidad comienza a variar muy poco, es decir es homogénea, los valores son ligeramente mayores a 35‰ pero en menos de 0.2‰.

En cuanto a las condiciones térmicas Fig.19 durante el crucero se puede apreciar que el patrón de comportamiento es congruente con el salino, se tiene también en esta sección un hundimiento para la misma estación (34) y por esa razón hay un acercamiento de isotermas que se presenta en la siguiente estación más al sur. Se puede notar existe un moderado gradiente térmico, el cambio de temperatura es del orden de 11°C dentro de un intervalo de casi 100 m. de profundidad desde la superficie mientras después de esta marca en más o menos 200 m. abajo la razón de cambio de temperatura es 3°C apenas.

De acuerdo a las secciones salina-térmica las masas de agua presentes en la región^(*) fueron para

* Tipos de agua presente en nuestras costas :

a. A.S.S.	$T > 19^{\circ}\text{C}$	$S > 35.1^{\circ}/\text{‰}$
b. A.C.P.	$T < 19^{\circ}\text{C}$	$S < 35.1^{\circ}/\text{‰}$
c. A.S.T.	$T > 25^{\circ}\text{C}$	$S < 33.5^{\circ}/\text{‰}$
d. A.S.E.	$25^{\circ}\text{C} < T < 24^{\circ}\text{C}$	$33.5^{\circ}/\text{‰} < S < 35.0^{\circ}/\text{‰}$

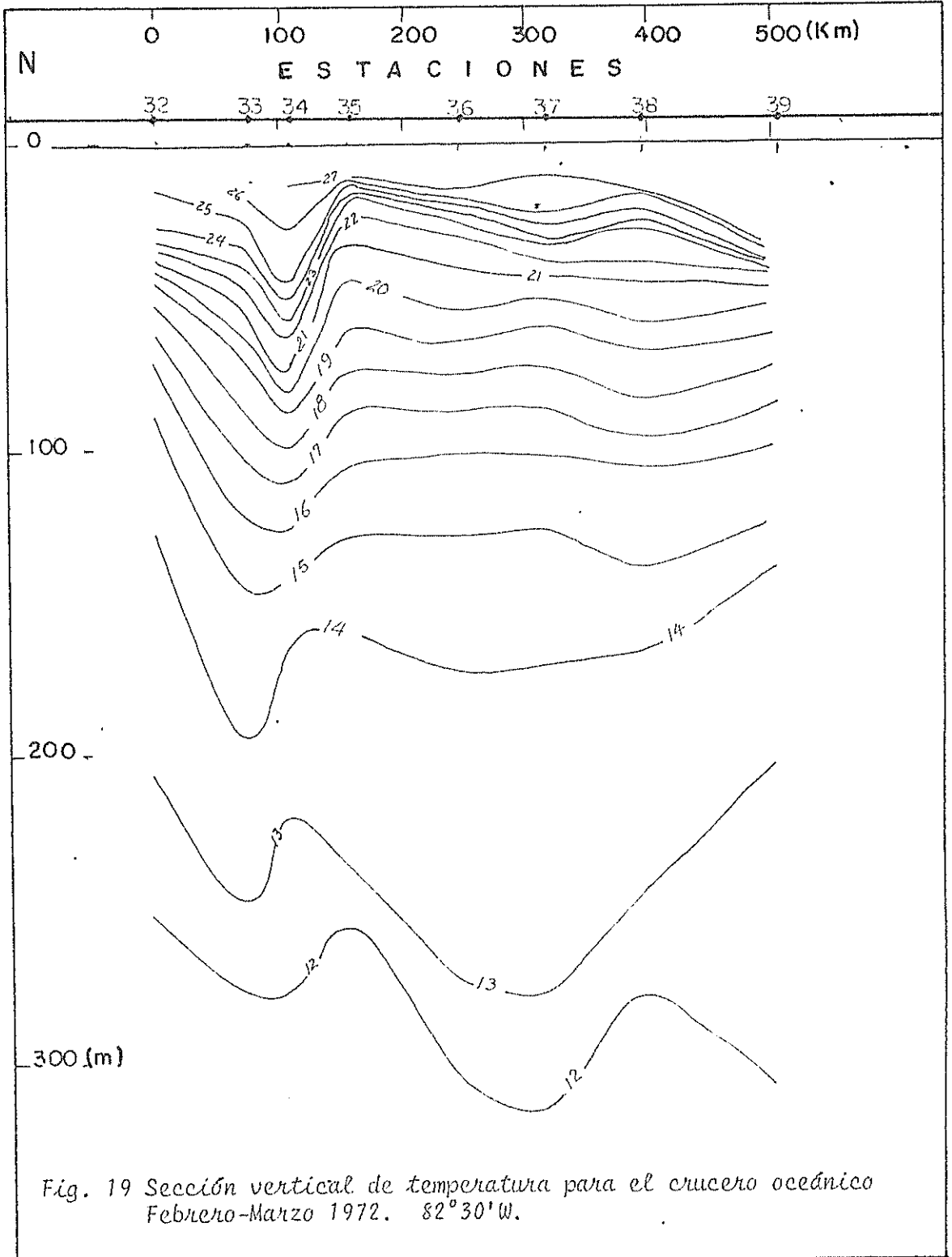


Fig. 19 Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico
Febrero-Marzo 1972. $82^{\circ}30'W$.



la Época (Febrero-Marzo 1972)

- hasta los 40 m. agua superficial tropical.
- por debajo hasta aproximadamente 80 m. agua superficial ecuatorial.
- después de los 80 m. se evidencia agua costera del Perú.

Se establece, de acuerdo al esquema del segundo crucero del año 1972 que existía al tiempo de la realización de éste, una situación diferente a la normal en las aguas oceánicas, no puede verse ya la estratificación marcada como en el anterior crucero, sino más bien están presentes algunos núcleos de salinidad. Parece ser que se ha iniciado un proceso de mezcla de aguas.

Entre las estaciones 32-36 la salinidad dominante es de 35.2% en un núcleo dividido en dos partes, su extensión va de los 20 m. a casi los 190 m., por sobre los 20 m. encima de la porción mayor del núcleo se observan la isolínea de 35% y una nueva concentración de salinidad, esta vez de 34.8%. Puede notarse un hundimiento de las aguas con sa-

linidad de 35% entre las estaciones 36-38, en esta zona no pudo detectarse agua con salinidades mayores, en cuanto a otras isohalinas menores se tiene la de 34.8%, la que no continúa en forma de núcleo, debido quizá a la disminución de esta concentración para el agua de la región. A partir de la estación 36 un nuevo tipo de salinidad aparece, también formando núcleo, es el de 34.6%.

(Ver Fig. 20)

Respecto a las isoterms se observa en general lo siguiente: el agua de la zona ha disminuido su temperatura superficial en aproximadamente 2°C , con relación al crucero anterior, donde se presenta la isoterma de 27°C . (Fig. 21)

Existe un levantamiento y estrechamiento de las isoterms de $21-25^{\circ}\text{C}$ sobre un rango de 8 m. en la estación 35, el mismo que se corresponde con lo que aparenta ser un avance hacia la superficie de aguas con salinidades mayores a 35.1%. Excepto por la temperatura en la superficie, hasta la isoterma de 17°C , las condiciones de este crucero en términos de temperatura son similares al anterior a partir de la isolínea de 16°C se puede ver un

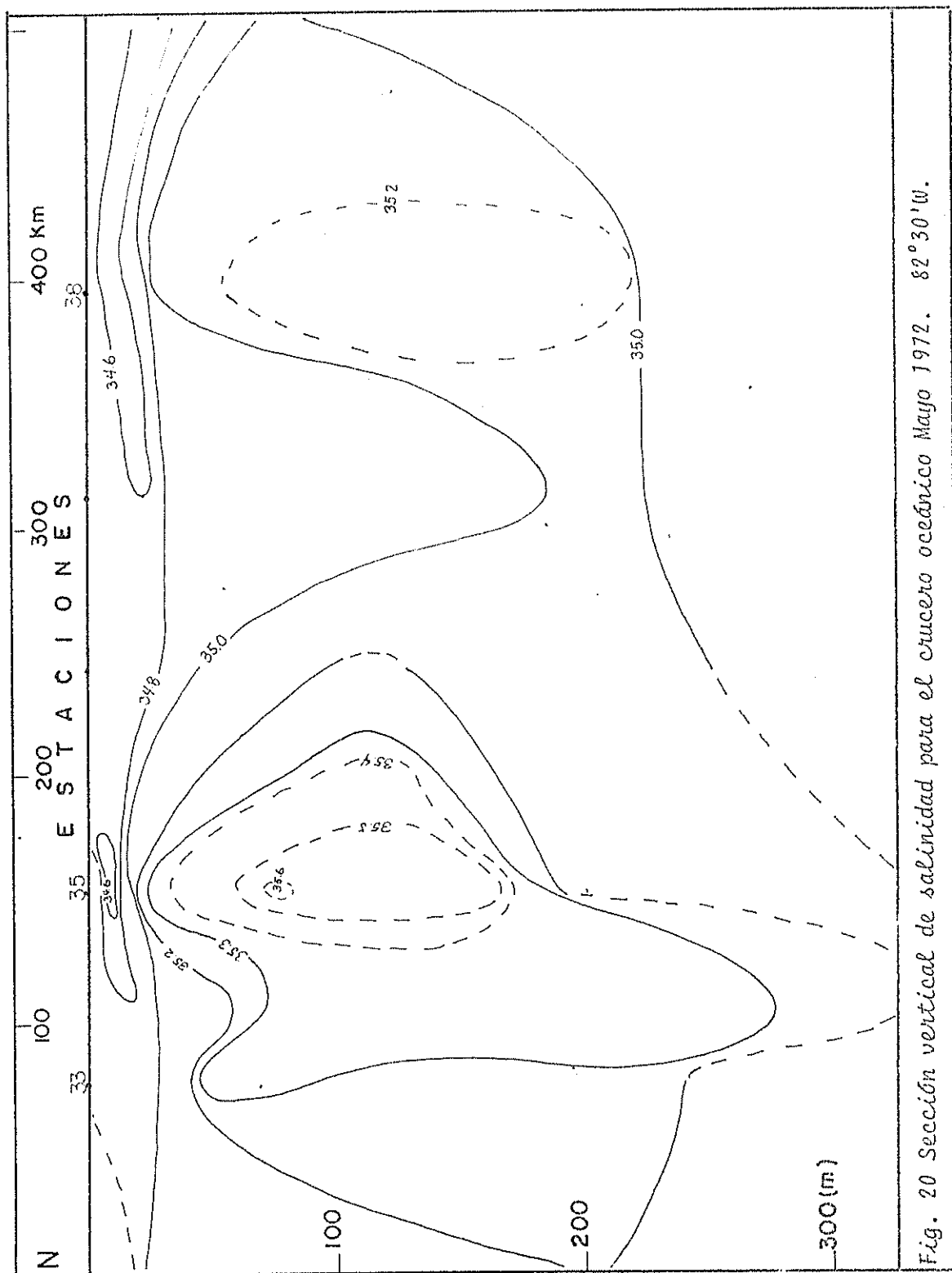
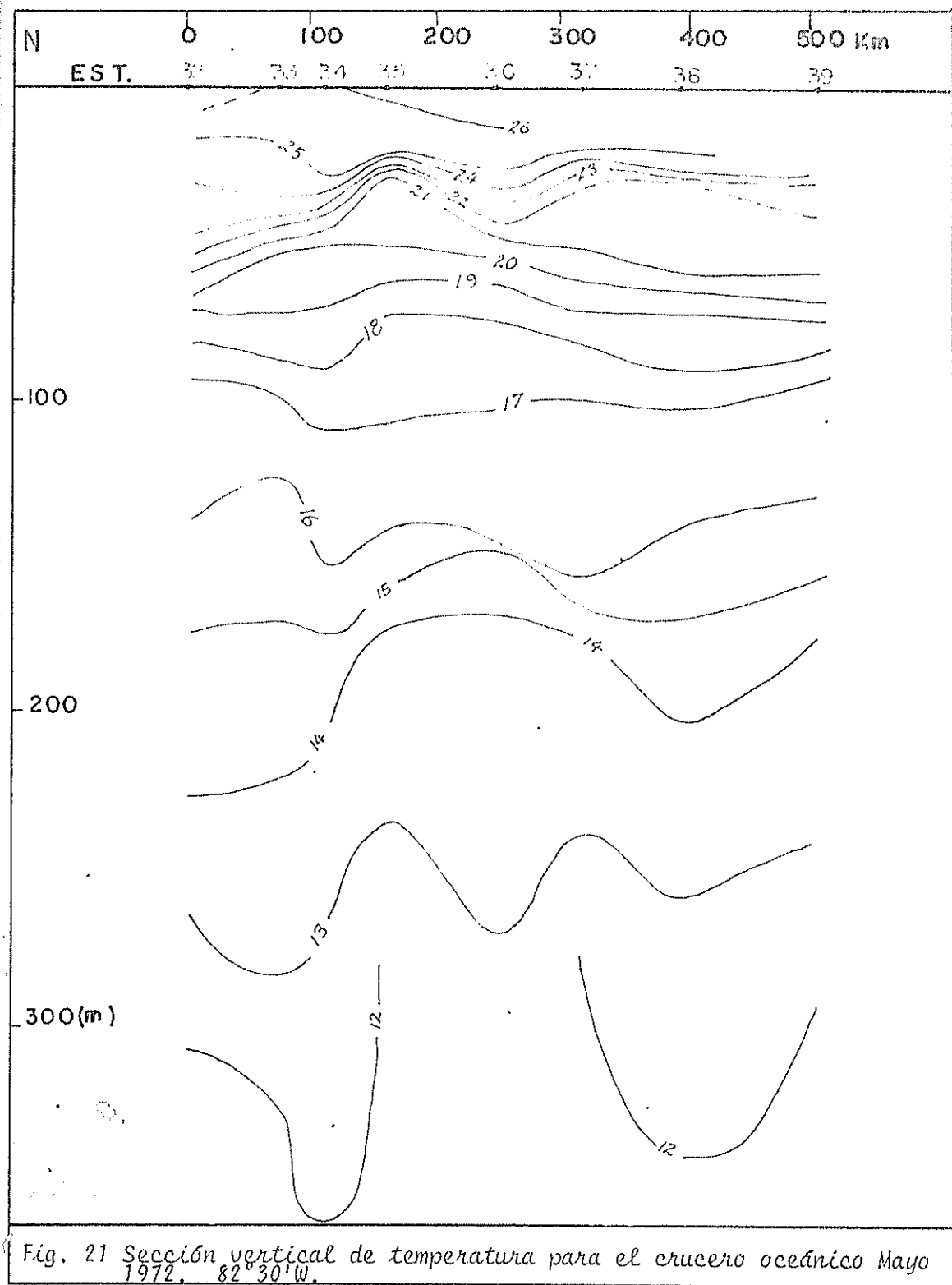


Fig. 20 Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Mayo 1972. $82^{\circ} 30' W$.



descenso de ésta y las demás en casi 50 m. con respecto a las profundidades de las mismas isotermas durante el crucero de Febrero-Marzo del mismo año.

Luego se puede decir que existieron: aguas del frente ecuatorial mezcladas con agua superficial subtropical a lo largo de todas las estaciones, mezcla distribuida hasta más o menos 50 m. de profundidad, hacia el sur, después de la estación 36 y por debajo de la profundidad mencionada, está diferenciada la masa de ACP ocupando totalmente esa región.

Puede notarse que durante el período de muestreo para el tercer crucero de 1972, las condiciones salinas en las aguas eran en alto grado homogéneas hay bastante mezcla en casi toda la sección a partir de los 50 m. excepto entre las estaciones 32-35 donde por encima de esta profundidad se tiene estratificación. (Fig. 22).

La salinidad dominante en esta sección es 35‰, y en la parte estratificada va de 33.8-34.8‰. La circunstancia expuesta puede ser el resultado de

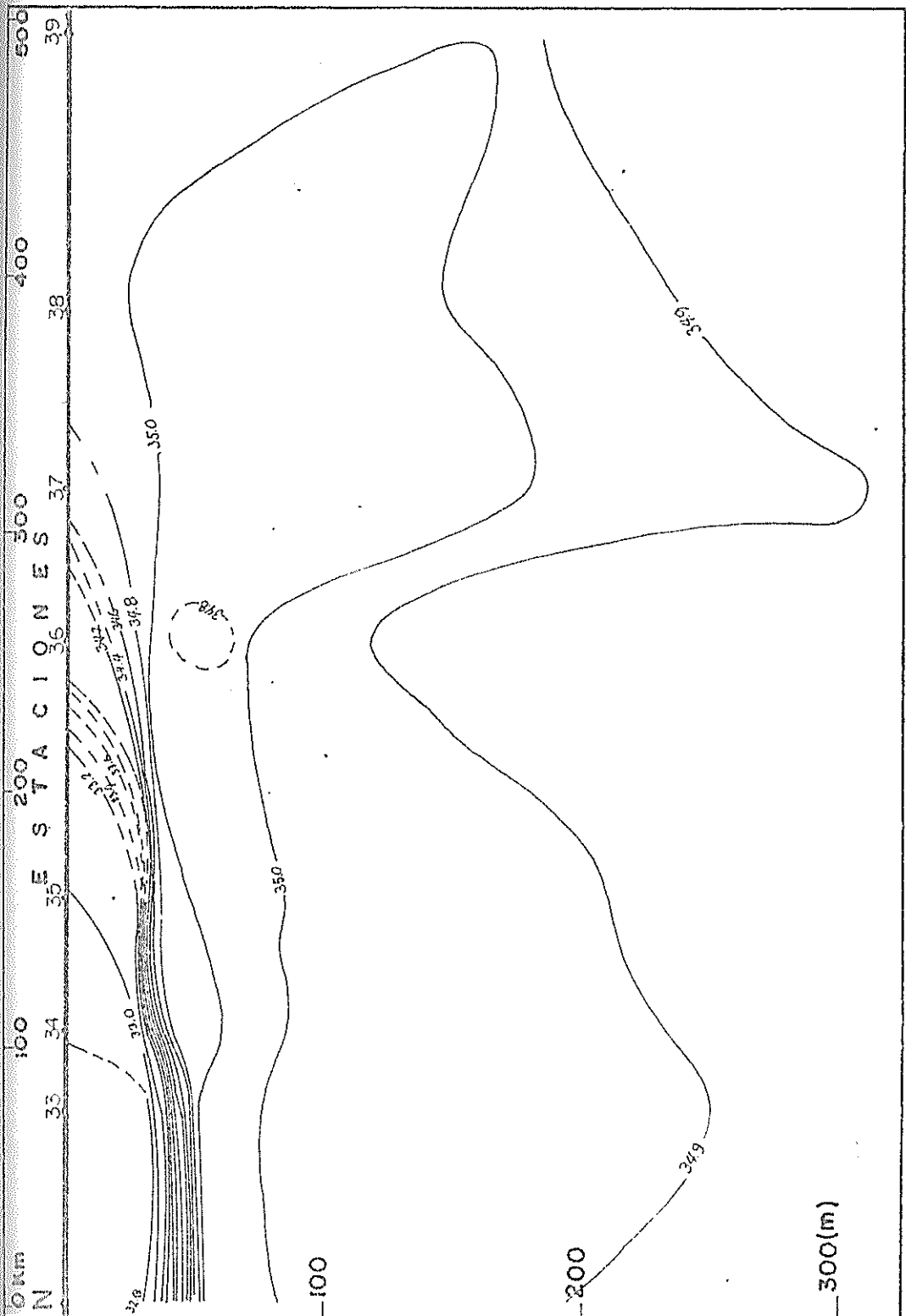


Fig. 22 Sección vertical de salinidad para el cruceo oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82°30'W.

intensos procesos advectivos o convectivos o en su defecto puede tratarse de una sola masa de agua que desplaza la que está ocupando la región.

De acuerdo con lo expuesto por Einfield (6) se tiene para la sección térmica del tercer crucero de 1972, hacia el norte hasta la estación 35 aguas superficiales tropicales, que llegan hasta los 40 m., puede verse además que hasta la profundidad referida la estructura térmica en la zona es muy cerrada. En pocos metros aproximadamente 15 m. la variación de temperatura es de 7°C , lo cual representa un gradiente muy fuerte, sobre todo entre las isotermas de $19-24^{\circ}\text{C}$ en la estación 35, donde la variación de temperatura se establece para un rango de 5 m. en profundidad, esto es 1°C por metro descendido. Los estrechamientos de los que se trata en este crucero y los dos anteriores van asociados por disturbios internos (ondas internas), que son variaciones agudas dentro del campo de masa y causa desajustes en el cálculo de velocidad geostrofica cuando aplicamos el método de Montgomery. (Fig. 23)

Un poco antes de la estación 36 se observa el ini

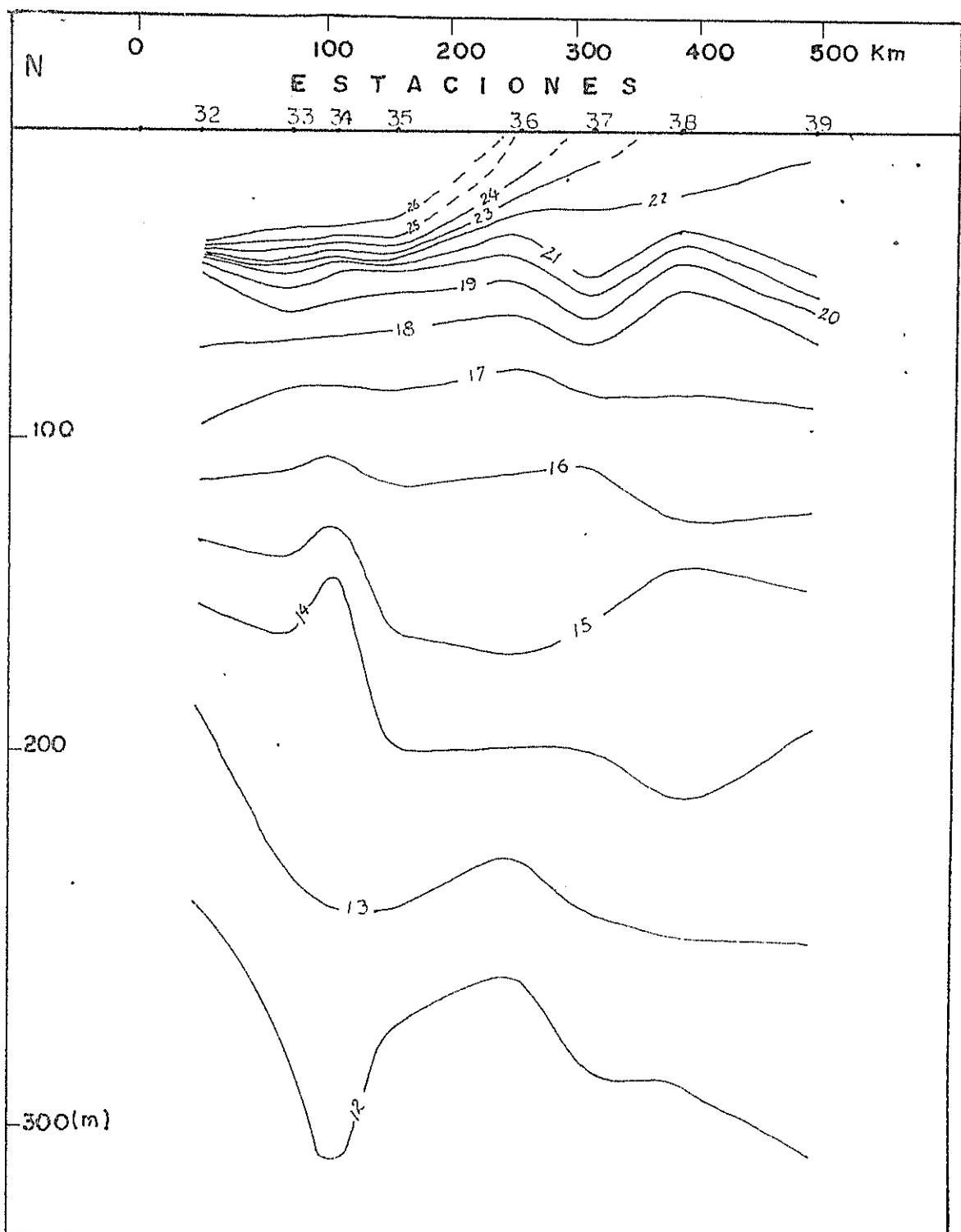


Fig. 23 Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Agosto-Septiembre 1972, $82^{\circ}30'W$.

cio de la ascensión de todas las isoterma hacia la superficies, el ascenso de la isolínea de 26°C es el más rápido, siguiendo el de la de $25,24,23^{\circ}\text{C}$, la isoterma de 22°C sube también pero en forma más suave, esto sobre una longitud mayor. Desde la estación 37 y hasta los 80 m. la masa de agua corresponde a la denominada agua.

Bajo las estaciones, a mayor profundidad de las referidas está presente la masa de agua costera del Perú.

Las condiciones observadas para el océano en este crucero son bastante parecidas a las anotadas en el primer crucero, las isoterma de $12-18^{\circ}\text{C}$ han ascendido a más o menos la profundidad correspondiente en los meses de Febrero-Marzo.

Presentan las aguas de la sección de Noviembre-Diciembre, estructura que puede llamarse normal, la estratificación es común a los estados regulares del océano, siendo el rango de salinidad de 33.8% - 35.2% . Se debe anotar sin embargo, de una salinidad mayor a una menor profundidad, si se compara

la presente estructura con los dos primeros cruceros observamos una banda de 35.2% sobre todas las estaciones, variando su profundidad entre 74-100 m. esta salinidad no había aparecido en las secciones precedentes, excepto en la del segundo crucero de 1972 donde se hallaba como un núcleo. Además hay una lengua de mayor salinidad (35.4%), la misma que se encuentra por debajo de los 100 m. desde la estación 37. (Fig.24)

Lo primero que se distingue en la estructura térmica de este crucero (Noviembre-Diciembre 1972) es el descenso de todas las isoterms, en especial a partir de la de 20°C donde la ganancia de profundidad comienza a aumentar progresivamente. (Fig. 25)

Un rasgo similar al crucero precedente es el descenso de la isolínea de 26°C, esta vez antes de la estación 38, también se aprecia una pequeña convección de las isoterms sobre la estación 34, detalle éste que pudo verse en los dos primeros cruceros de 1972, en el primero de mayor proporción. Sobre los 120 m. se presenta ASS y hasta los 100 m. desde la superficie ASE.

Para el CO-II-75 se tiene estratificación al lado

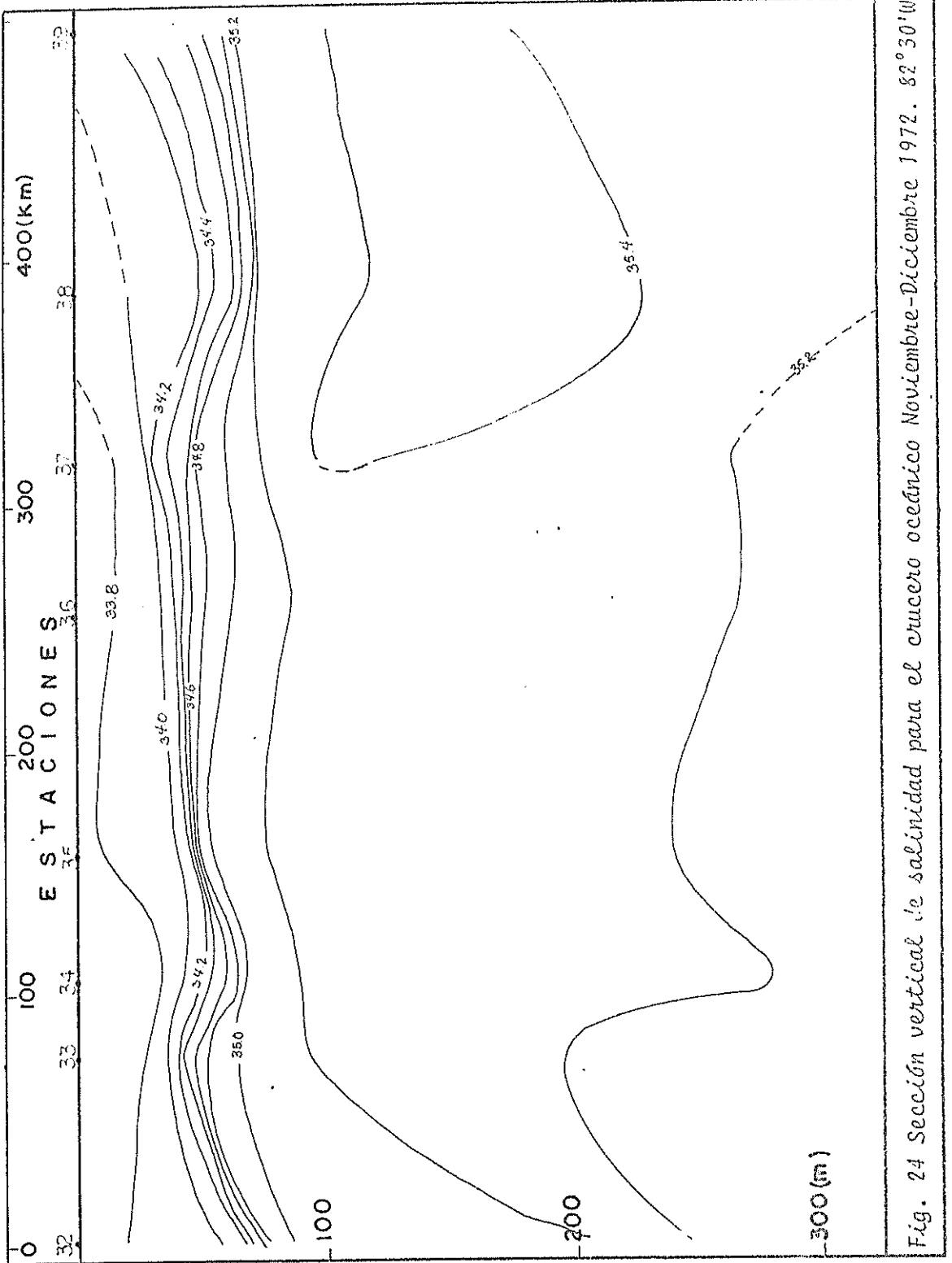


Fig. 24 Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82° 30' W.

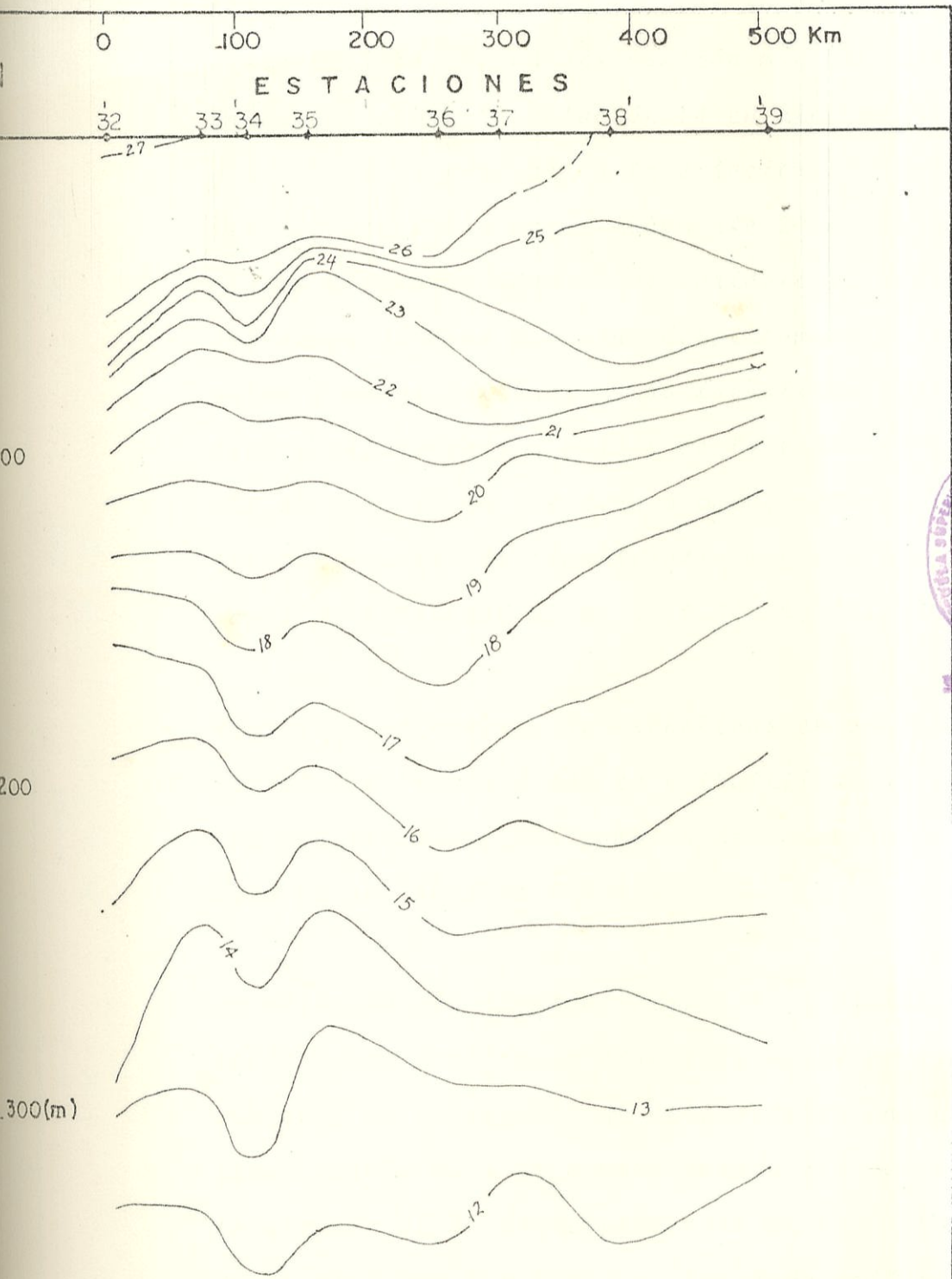


Fig. 25 Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico
 Noviembre-Diciembre 1972 82°30'W

norte de la sección salina, las isohalinas van desde 33.4-34.6‰, en disposición muy cerrada distribuidas sobre la estación 14 en algo más de 10m. y se abren un poco hacia la estación 11 donde se distribuyen sobre aproximadamente 20 m. de diferencia de profundidad. Las variaciones bruscas del campo de masa provocan desplazamientos verticales y ondas internas. Las isohalinas suben bastante rápidamente a partir de la estación 11 hacia el sur, en la estación 6 puede notarse que la estratificación es significativamente menor, el rango de salinidad es de 34.2-34.8‰. (Fig.26)

Hay un nuevo ascenso de isohalinas en una estación más al sur, hacia donde la estratificación sufre una modificación, los cambios de salinidad se centran en un rango de 0.2-0.3‰.

La distribución térmica (Fig. 27) se ajusta a la salina, hay también en dirección norte un apretamiento de isoterma, de este detalle puede indicarse que la masa de agua ocupando esa parte de la sección es la correspondiente al ASE. Después de la estación 6 y hacia el sur todo está ocupado por el ACP.

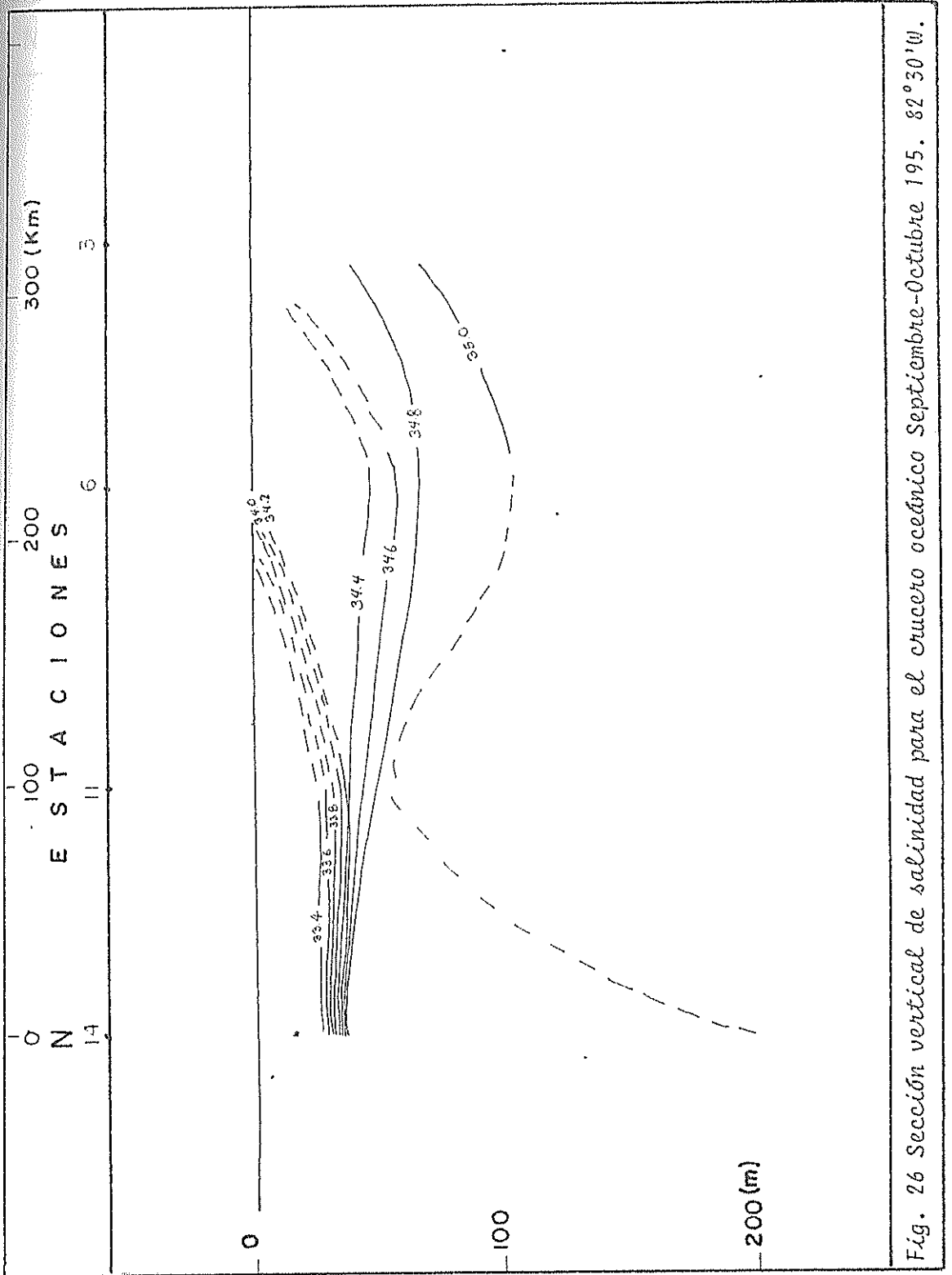


Fig. 26 Sección vertical de salinidad para el crucero oceánico Septiembre-October 195. 82° 30' W.

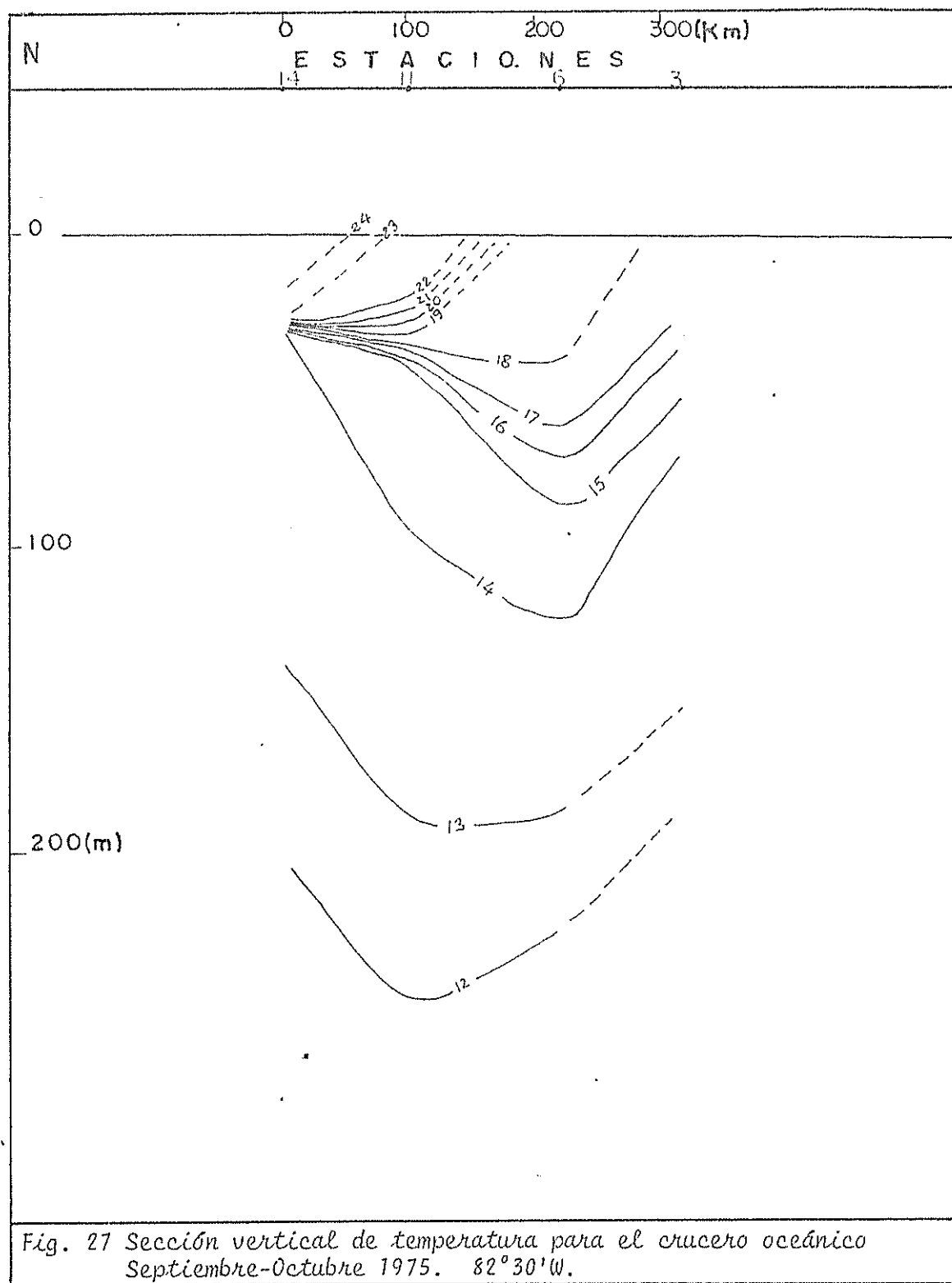


Fig. 27 Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975. $82^{\circ}30'W$.

A continuación se hará referencia a las condiciones salinas del primer crucero del año 1976, puede decirse que hubieron aguas bastante homogéneas al norte entre las estaciones 21-19 las variaciones de salinidad son menores a las que ocurren hacia la estación 16. La distribución de isohalinas se presenta abierta y dentro de este comportamiento hay sin embargo un acercamiento a la altura de la estación 18 de las isolíneas de temperatura respecto a la configuración que tienen para la estación 19. (Fig. 28)

De acuerdo con la estructura térmica del mismo crucero (Fig. 29) puede decirse en cuanto a la variación de temperatura que, en comparación con los de salinidad, son mayores. Dentro de los 100 m. de profundidad la razón de cambio térmica es 10°C es pues un gradiente moderado. Sobre los 50 m. y en la estación 18 se ha repetido la condición de acercamiento de isolíneas vista para la configuración de isohalinas. Se aprecia un ligero descenso en las isothermas con respecto a su profundidad en el período de muestreo anterior, y también la presencia de nuevas isothermas sobre los 24°C en aproximadamente 3°C . Este último rasgo indica la

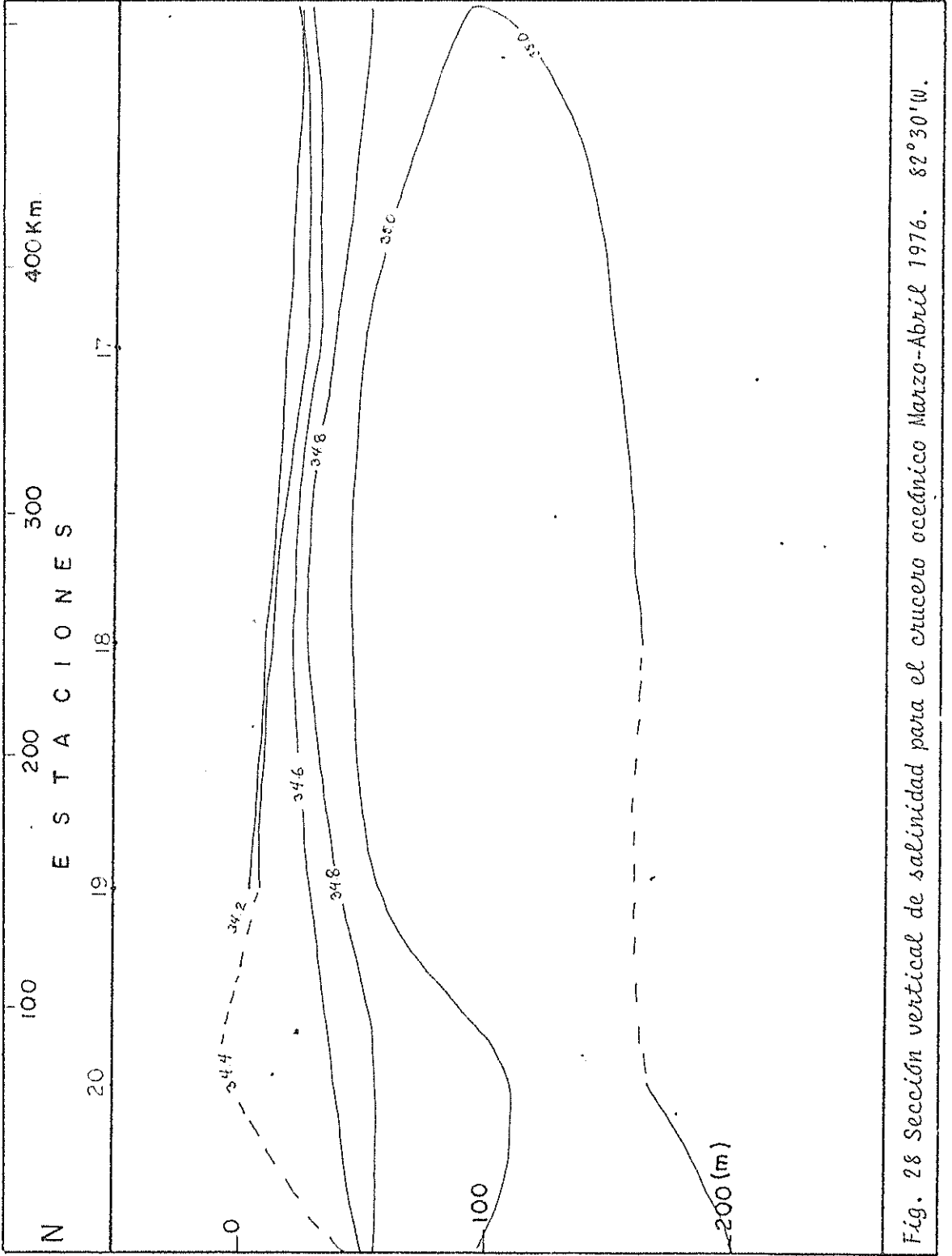
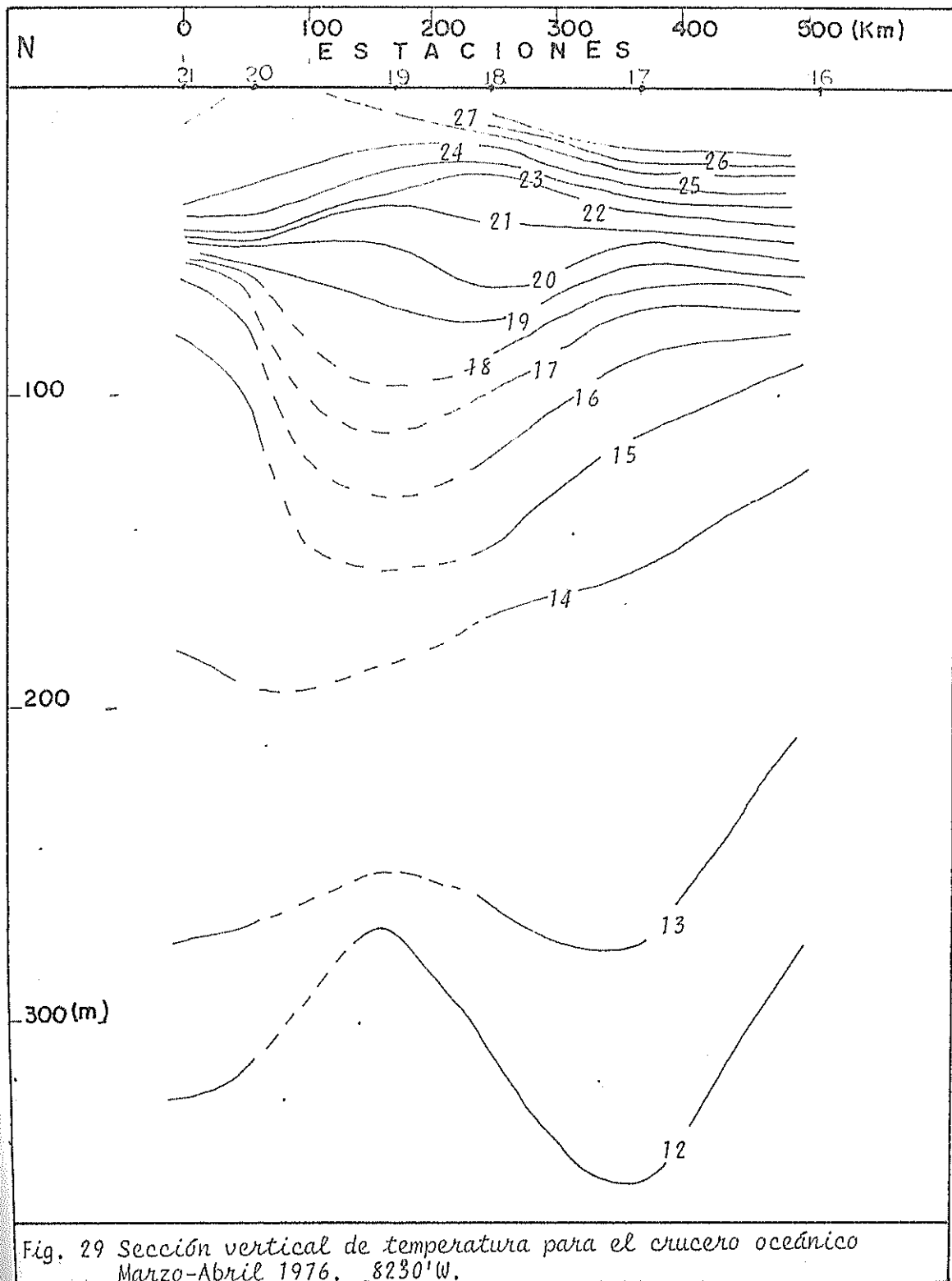


Fig. 28 Sección vertical de salinidad para el cruceo oceánico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.



existencia de aguas más cálidas en la región.

Un último crucero resta de examinarse, el realizado entre Septiembre 1976 (Fig. 30)

Se presenta una situación similar a la ocurrida durante el segundo crucero de 1975, una estratificación acentuada en la parte norte de la sección hasta los 60 m., abajo de los cuales una masa de salinidad 35% ocupa la zona, avanzando con dirección a la estación 3.

Las isohalinas suben bruscamente después de la estación 4, desde la estación 3 tenemos a partir de la superficie aguas con salinidad de 34.8-35% ocupando esa porción de la sección, constituyendo una masa bastante bien mezclada, mejor dicho homogénea.

Se observa en el gráfico de temperatura Fig. 37 un nuevo descenso en todas las isoterms, sin embargo, las aguas superficiales están menos calientes, pues la mayor isolínea ploteada fue la de 25°C. En la zona norte de la sección por encima de los 80 m. hay una concentración de isoterms, en 20 m. la

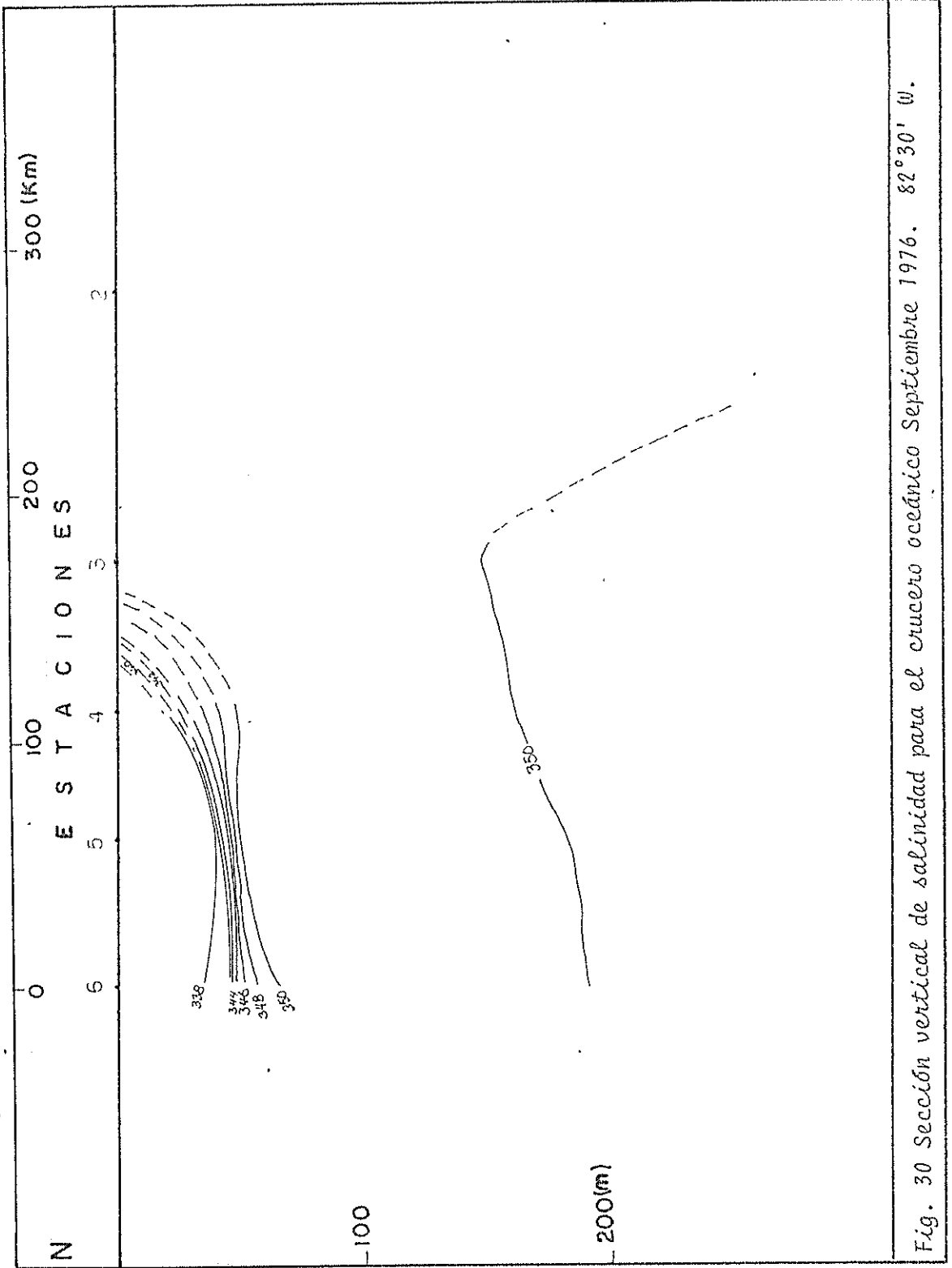


Fig. 30 Sección vertical de salinidad para el cruceo oceánico Septiembre 1976. 82°30' W.

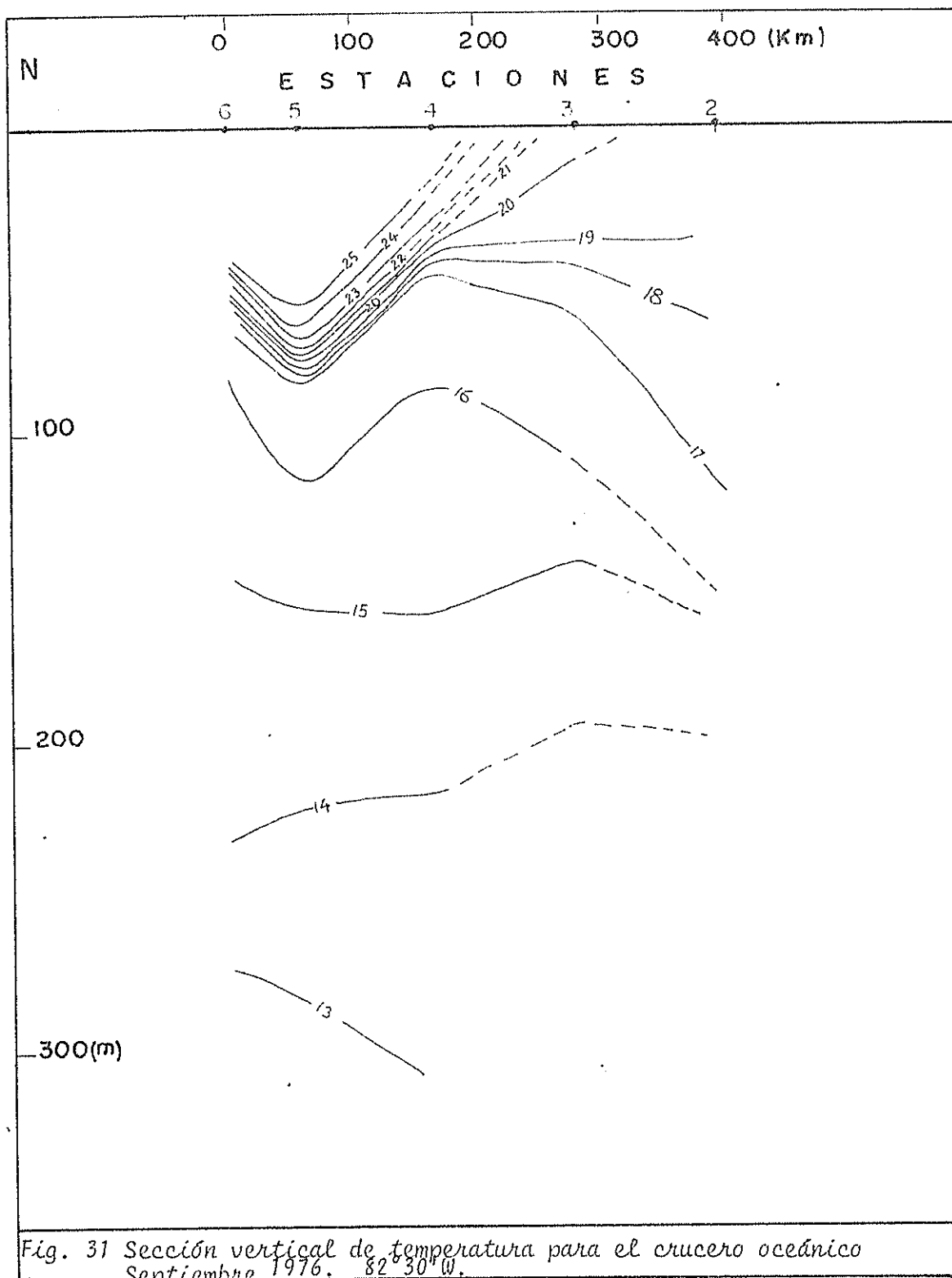


Fig. 31 Sección vertical de temperatura para el crucero oceánico
Septiembre 1976. $82^{\circ}30'W$.

diferencia de temperatura es de 8°C (estación 5), puede verse que se da un hundimiento, en esa misma parte, el mismo que acaba hacia los 150 m. esto es más ó menos la profundidad de la isoterma de 15°C . Después de la estación 4 suben las isolíneas y a partir de la estación 3 se presentan aguas con temperaturas menores a los 20°C .

De lo expuesto queda establecido que en la porción norte hubo ocupación de ASE y bajo los 80 m. y en toda la zona sur estuvo el ACP.

4.2 ANOMALIA TERMOSTERICA.

Este parámetro se obtuvo en base a su relación con σ_t como lo indica la expresión 3.9. No se han construído secciones donde solo se muestre la distribución de este parámetro sino que sobre las mismas se construyó el comportamiento de la magnitud de la velocidad, a pesar de ello no hay inconveniente en el examen de las características del mismo en forma separada. Figs. 32, 33, 34, 35, 36, 37 y 38.

A causa del cálculo de velocidad se construyó la sección de anomalía termostérica, usando como nivel de referencia aquella isanostera que correspondiera a la más baja

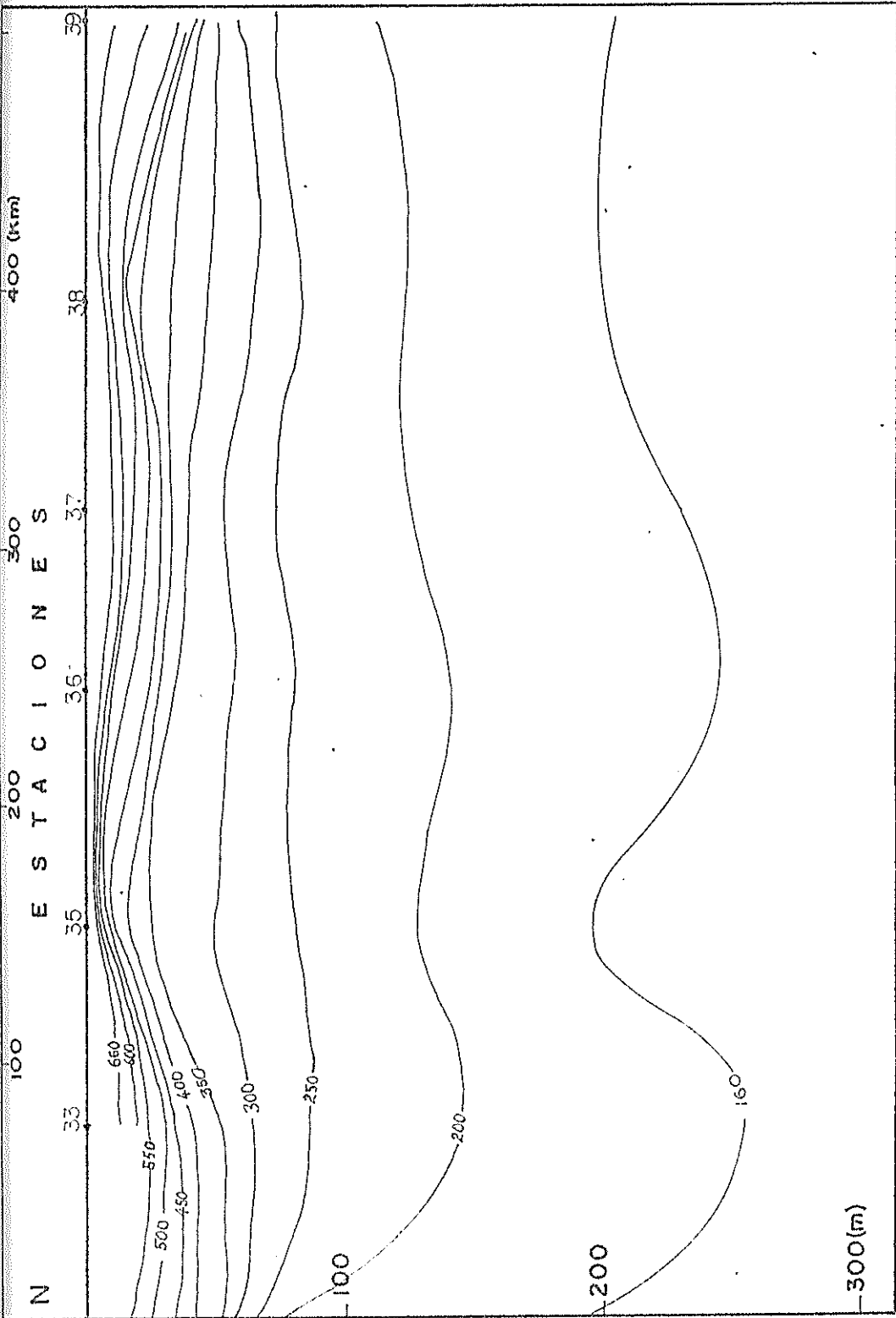


Fig. 32 Sección vertical de anomalía termométrica para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972.
82°30'W

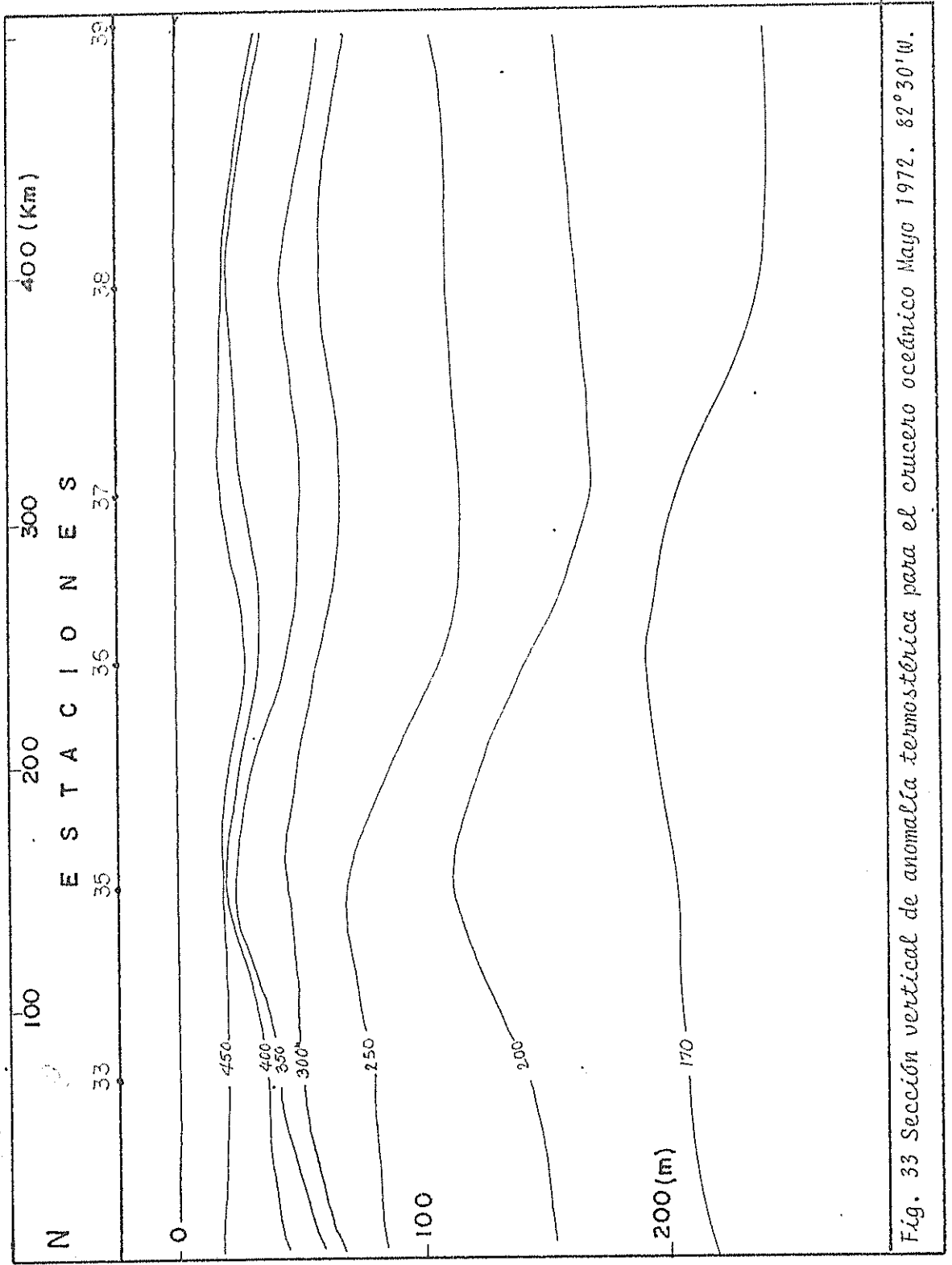


Fig. 33 Sección vertical de anomalía termométrica para el cruceo oceánico Mayo 1972, 82°30'W.

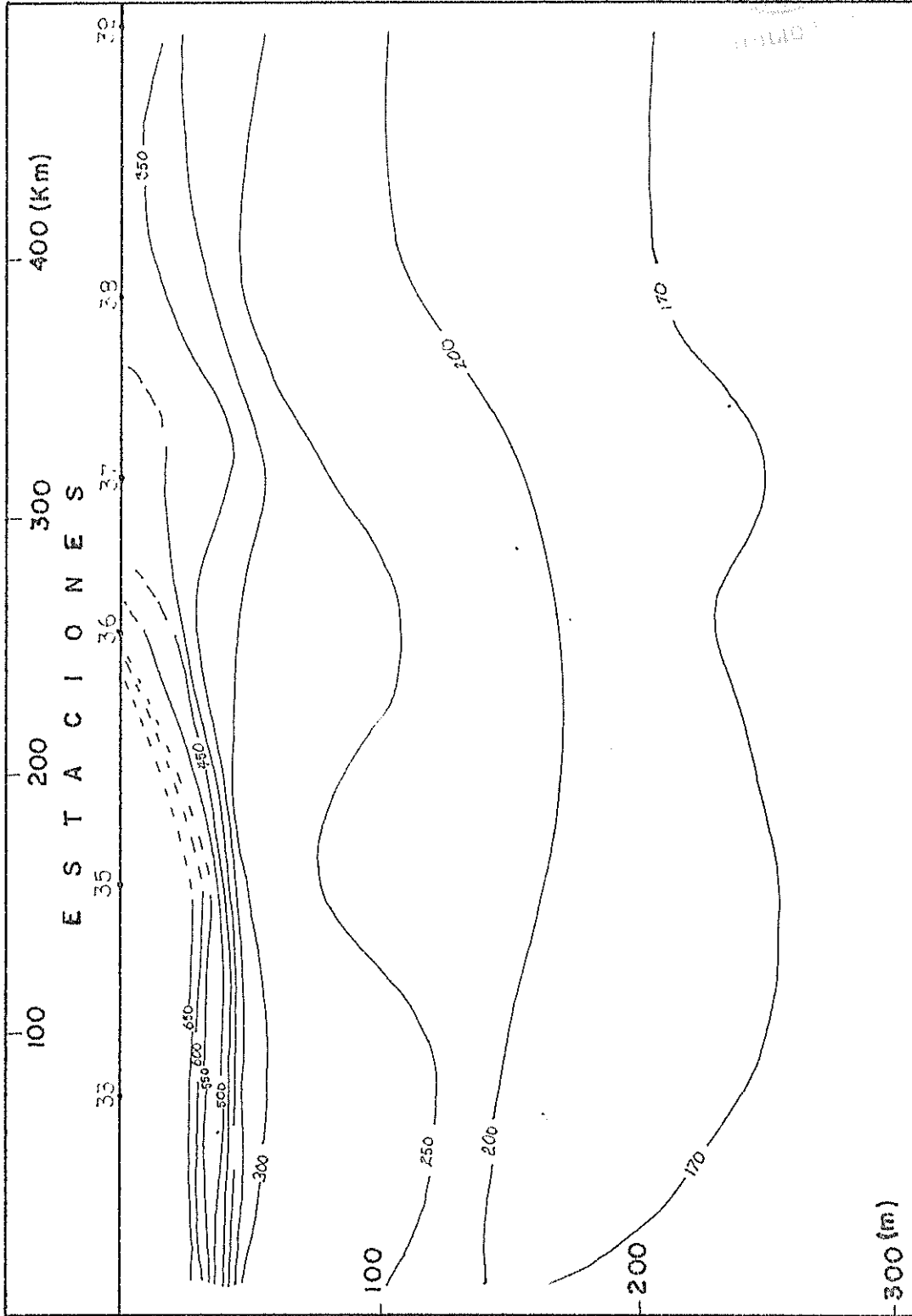


Fig. 34 Sección vertical de anomalía termométrica para el cruceo oceánico Agosto-Septiembre

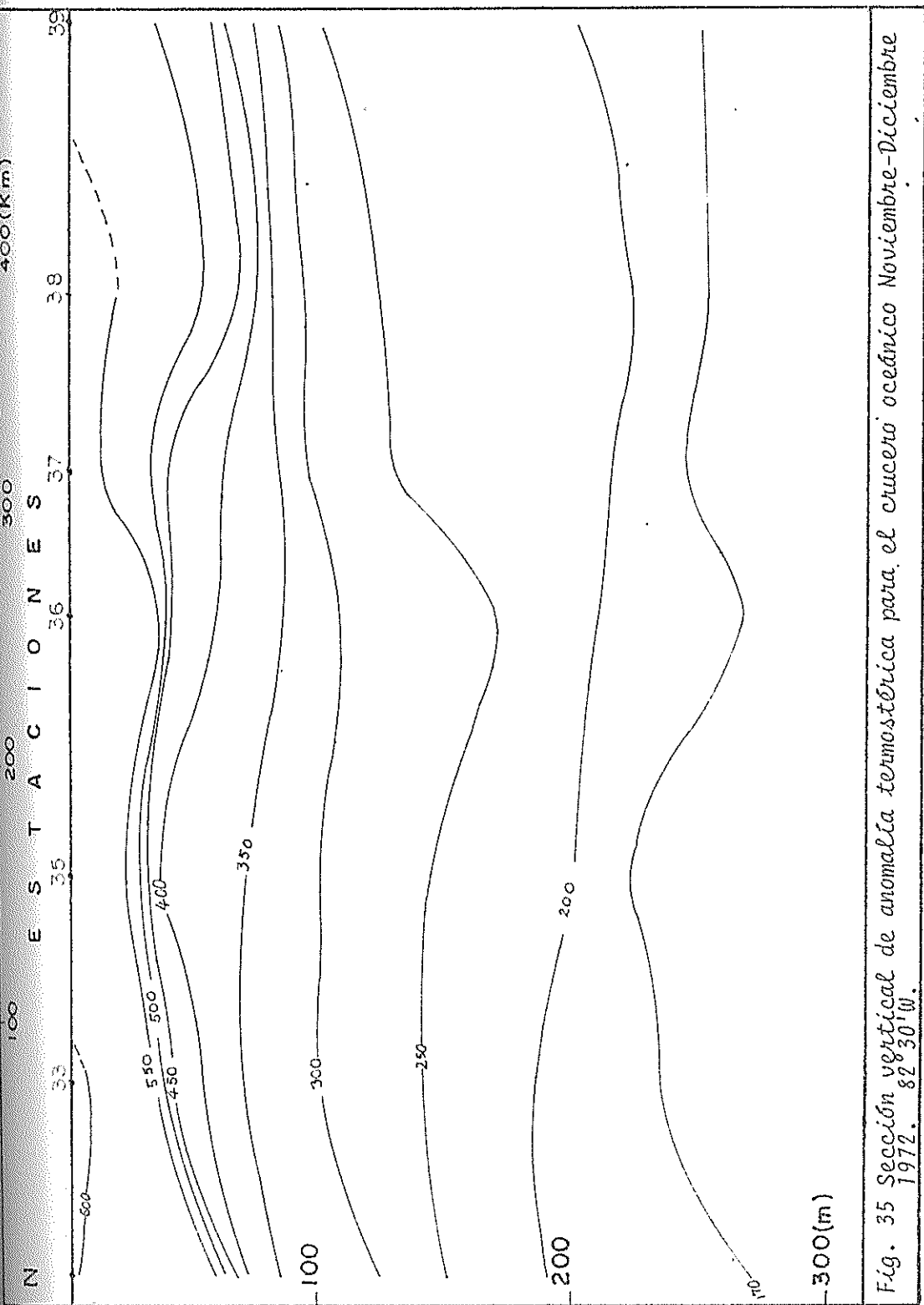


Fig. 35 Sección vertical de anomalía termométrica para el periodo oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82°30'W.

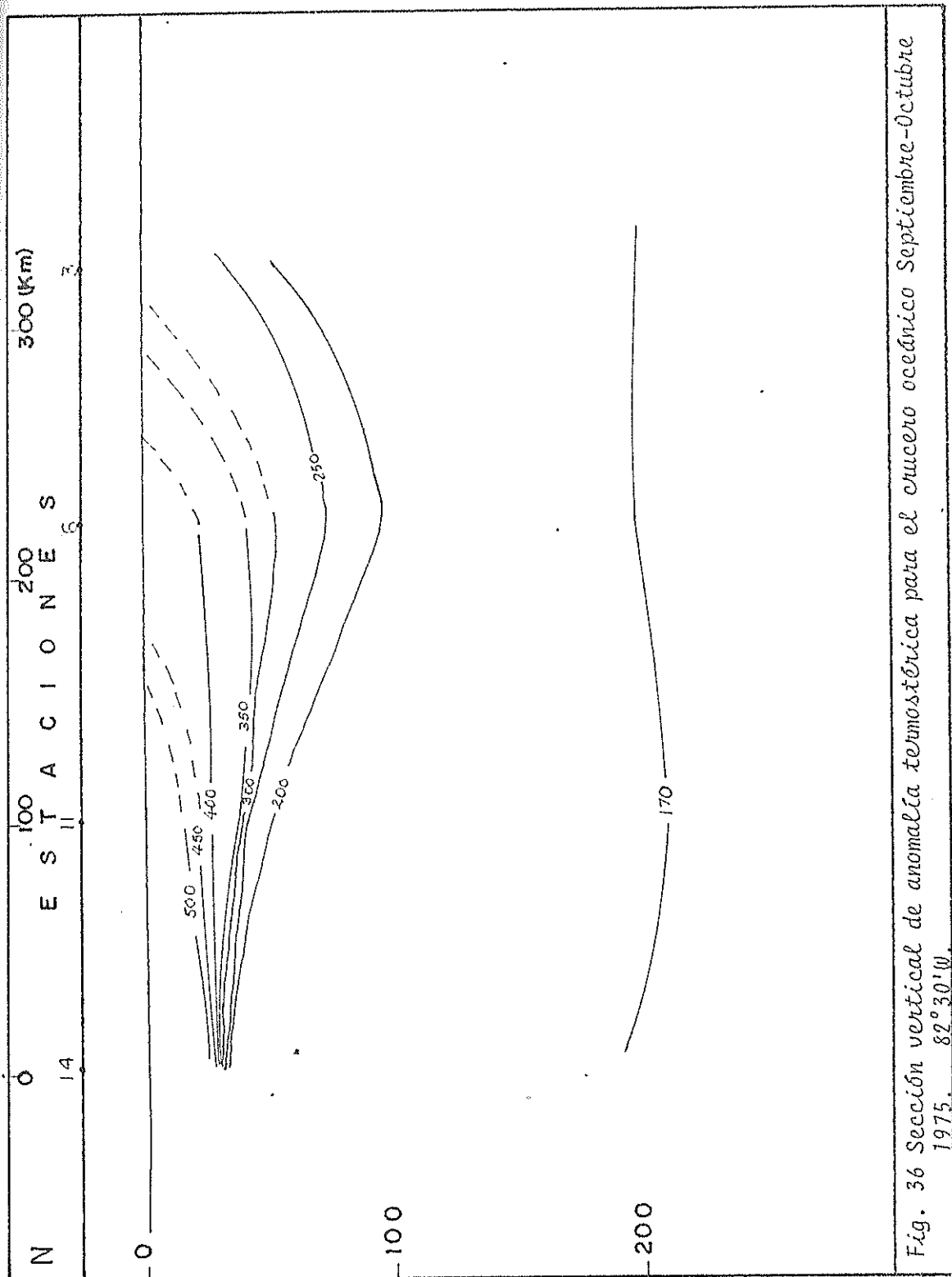


Fig. 36 Sección vertical de anomalía térmica para el cruceo oceánico Septiembre-October 1975. 82° 30' W.

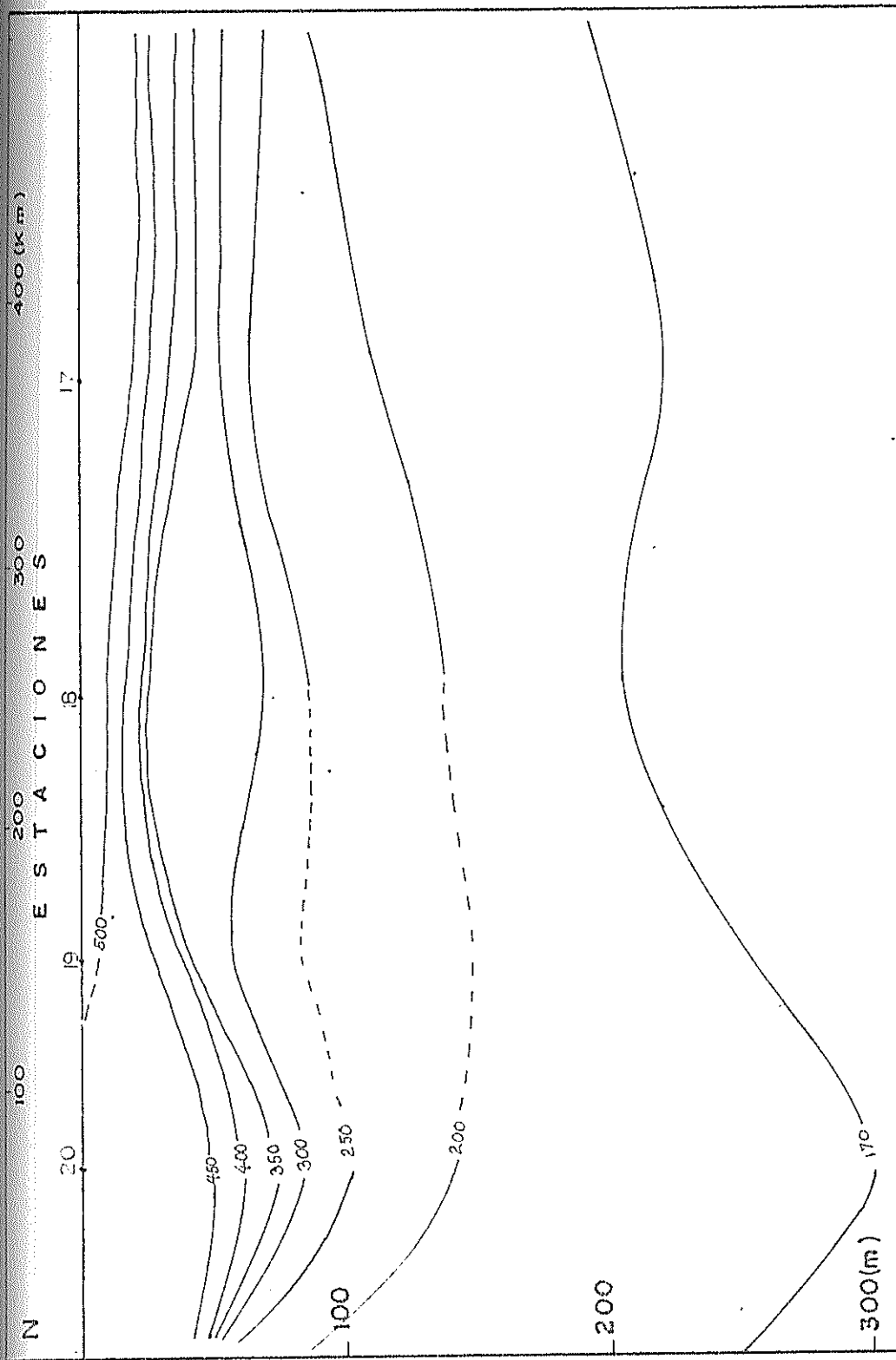
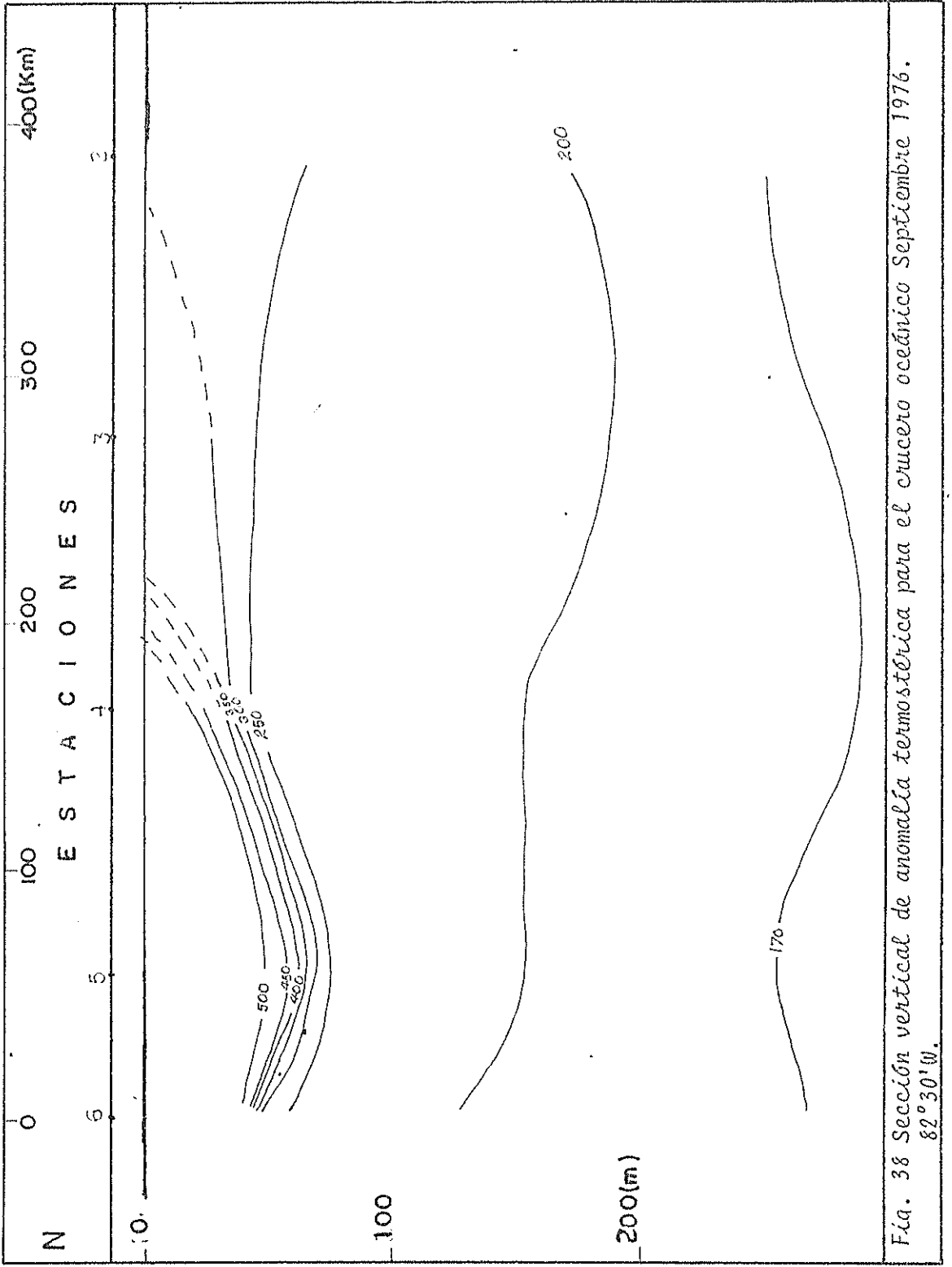


Fig. 37 Sección vertical de anomalía termostática para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976.
82° 30' W.



Fía. 38 Sección vertical de anomalía termostérica para el océano oceánico Septiembre 1976.
82° 30' W.

profundidad medida y común a todas las estaciones de un crucero. Debido a esto se escogió para los cruceros aquí tratados el nivel de 170 cl/tn, cuya profundidad máxima fue 272 m. y mínima de 166 m. variación algo grande pero utilizable pues no se pudo contar con otras superficies menores para las cuales se tuvieran los correspondientes datos. Hubo excepción en el crucero Febrero-Marzo 1972 donde se utiliza la isanostera de 160 cl/tn que varía entre 255-196 m. la misma que se presentaba elevada, conociéndose su profundidad para todos los puntos de las estaciones donde se obtuvieron mediciones de salinidad y temperatura.

Para el crucero de Febrero-Marzo en todas las estaciones se llegó a tener anomalías termostéricas mayores a los 600 cl/tn e incluso 650 cl/tn para la capa superficial. En el segundo crucero de 1972 no hubieron anomalías de esa grandeza, sino menores, alcanzando para la parte superior de las estaciones un poco más de los 450 cl/tn.

Para el siguiente recorrido se hacen presentes nuevamente anomalías termostéricas mayores a 650 cl/tn, pero esta vez no se ubican sobre todas las estaciones, poco a poco a través de la trayectoria las máximas anomalías (superficie) van disminuyendo y toman valores menores a 400 cl/tn

para las estaciones postreras.

Para el crucero de Noviembre-Diciembre del mismo año, la máxima anomalía termostérica llegó a poco más de 600 cl/tn entre las estaciones 32-33, después de éstas queda bajo el límite señalado su valor y hacia las últimas estaciones se encuentra bajo los 550 cl/tn.

Continuando el análisis de las condiciones termostéricas trataré la correspondiente al segundo crucero oceánico de 1975, para éste la anomalía superficial iba decreciendo hacia el sur, desde casi 550 cl/tn a un poco más de 300 cl/tn. Del primer crucero de 1976 puede hablarse de anomalías termostéricas mayores a 600 cl/tn entre las estaciones 17-18, para las demás es menor a esa magnitud y a veces bajo los 500 cl/tn en las primeras estaciones de la sección (21-19). Como el de 1975, el crucero de Septiembre de 1976 presenta anomalías superficiales disminuyendo en sentido sur, desde magnitudes un poco mayores a 600 cl/tn hasta algo más de 300 cl/tn.

4.3 VELOCIDAD RELATIVA.

En la determinación de velocidad se consideran todas las

estaciones de un crucero, excepto las 34 en los respectivos al año 1972, por cuanto se ubicaba demasiado cerca de las estaciones adyacentes, e involucrar sus coordenadas en el cálculo geostrofico significaba ponerse dentro de las limitaciones del sistema de cálculo.

La representación de velocidades se realiza por medio de bandas verticales simétricas al punto medio de la distancia entre las estaciones para las cuales se realiza el cálculo, el ancho de la banda indica su magnitud y el color blanco o negro el sentido a la velocidad. Toda la sección de velocidad se construye sobre la de anomalía termostérica, la cual confirma las apreciaciones hechas para las secciones termo-salinas.

Como puede verse (Fig. 39) durante el crucero de Feb-Mar en 1972 la componente oeste de velocidad alcanza magnitudes de hasta 255 cm/s entre las estaciones 32-33. Se aprecia una velocidad mayor en otro nivel de esta zona, tal hecho se justificará más adelante. Las menores velocidades en el sentido referido se localiza entre las estaciones 38-39 con 12 cm/s.

La componente este pudo localizarse entre las estaciones 33-36, sin embargo su magnitud bien parece ser el resul-

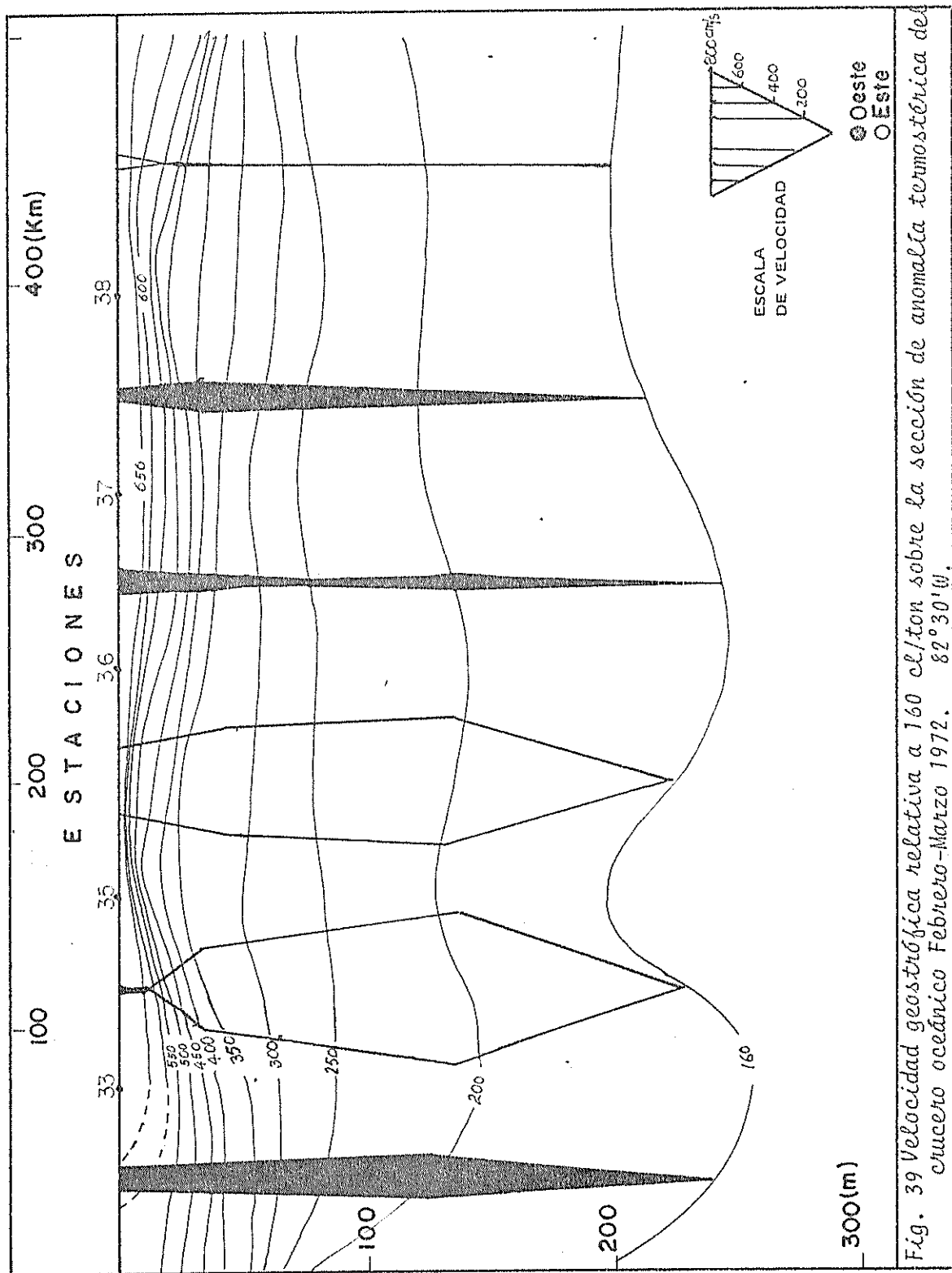


Fig. 39 Velocidad geostrofica relativa a 160 cl/ton sobre la seccion de anomalia termostrofica del oceano oceánico Febrero-Marzo 1972. 82° 30' W.

tado al igual que para la gran magnitud registrada en dirección oeste en otra parte del crucero, de las fluctuaciones del campo de masa, las cuales no son implícitamente iguales a la variación real de la corriente dentro de la región entre las estaciones mencionadas. SE da también una componente este entre las estaciones 38-39 a aproximadamente 35 m. bajo la superficie con magnitudes entre 12 cm/s y 78 cm/s.

Como primera observación del segundo crucero de 1972, está la relacionada con el sentido de la velocidad. El más frecuente fue el este, que se localiza entre las estaciones 32-37. Sin embargo, a consecuencia de las variaciones del campo de masa (ver Fig. 40), las magnitudes obtenidas no determinan los verdaderos comportamientos de circulación para la zona entre las estaciones 33-36. La velocidad en dirección este (para los valores confiables) de mayor magnitud se dio entre las estaciones 36-37 con 61 cm/s para la capa superficial y 112 cm/s en la de límite referencial.

Velocidades en sentido oeste se presentan entre las estaciones 37-39. La magnitud es grande para la zona de las estaciones 37-38 con 216 cm/s a unos 20 m. en tanto se

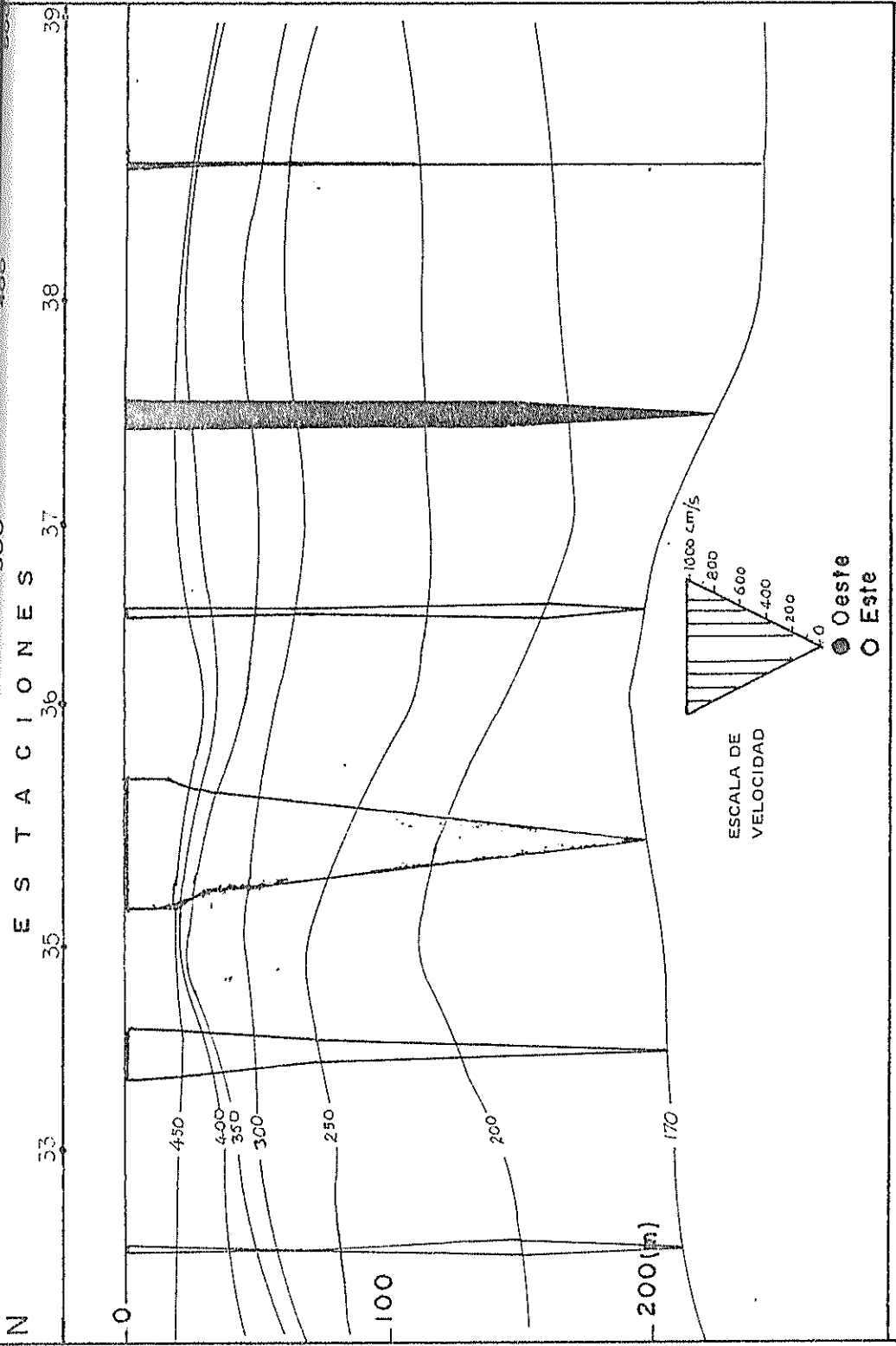


Fig. 40 Velocidad geostrofica relativa a 170 cl/ton sobre la sección de anomalía termostérica de Crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.

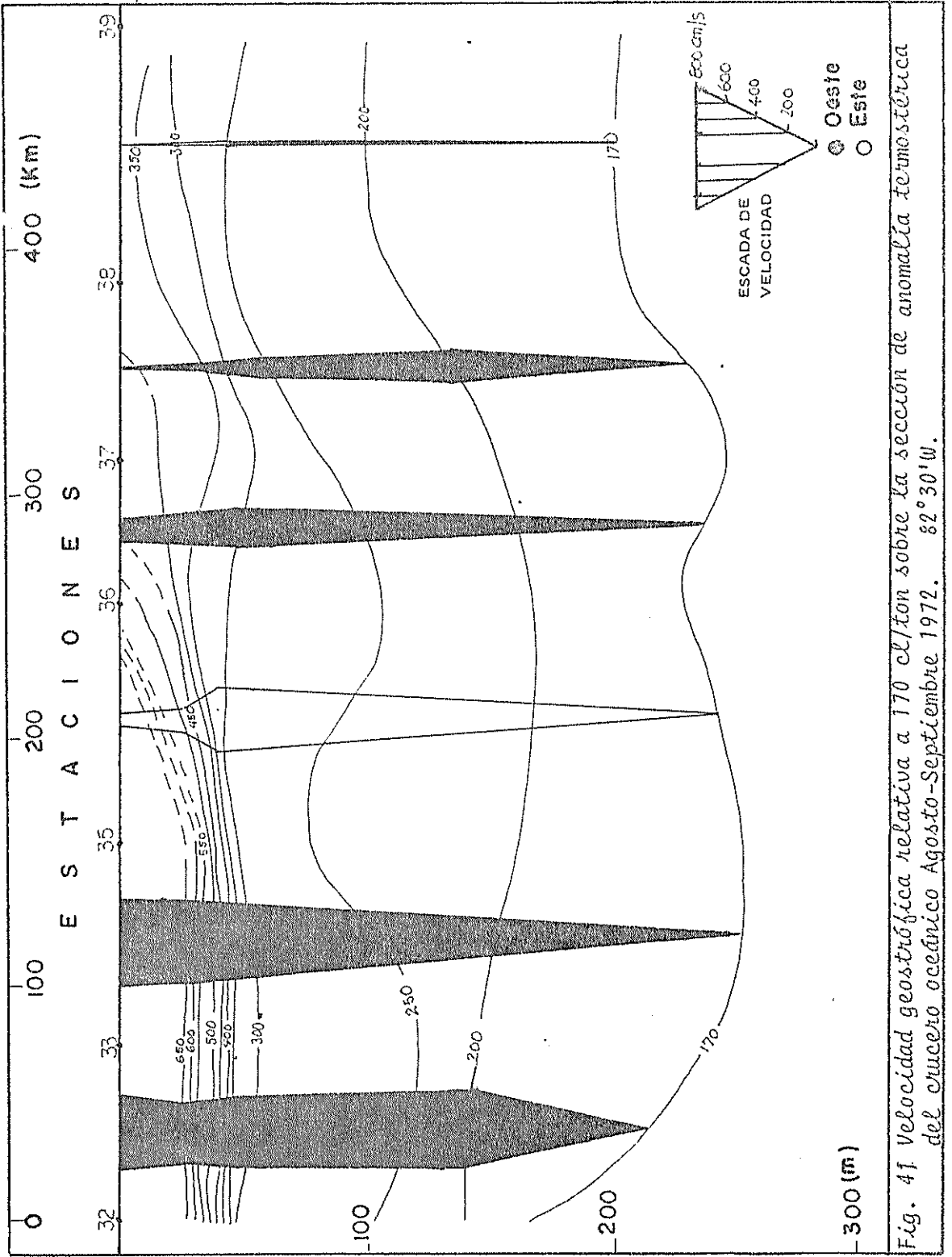


presentan velocidades más pequeñas para la otra porción, llegando a medir en esa parte hasta 50 cm/s en la capa superior.

Una observación interesante, al comparar esta sección con la salina (Fig. 20) es que la componente este se puede relacionar con el núcleo de alta salinidad (35.2%) del corte correspondiente. (Fig. 40)

De la Fig. 41 (crucero oceánico Ago-Sep 1972) puede verse existen velocidades muy grandes en todas las estaciones excepto entre las 38-39. Si se revisa los cortes salino y térmico (Fig. 21-22) se tendrá la razón de esta condición, sobre todo para la parte superior norte de la sección vertical de velocidad. En vista de los resultados, se tomó como datos válidos únicamente los comprendidos entre las estaciones 37-39.

El sentido dominante fue el oeste, la dirección este pudo encontrarse para la región de las estaciones 35-36 y los 50 m. superficiales de la zona entre las estaciones 38-39. De las magnitudes efectivas (válidas) se registra una velocidad máxima en sentido oeste de 183 cm/s para la capa de referencia en la zona entre las estaciones 37-38, la mayor magnitud con sentido este fue de 8.3 cm/s.



Para el último crucero de 1972 (Fig. 42) no puede hacerse referencia a un sentido que se presente como más frecuente para la magnitud de la velocidad. No se consideró los resultados para las estaciones 32-33 y 35-36, por los motivos ya expuestos con anterioridad. Las velocidades máximas fueron : 224 cm/s al este y 176 cm/s al oeste.

De la Fig. 43 correspondiente al segundo crucero del año 1975 se ve hacia el norte para la zona entre las estaciones 11-14 que la velocidad en magnitud tiene valores mayores a los del resto del área, esto se corresponde con las distribuciones de salinidad y temperatura ya mostradas, en esa parte el sentido este se presenta a todo nivel, el máximo valor es 110.6 cm/s. Para la porción entre las estaciones 3-11 la velocidad tuvo valores en ambos sentidos, la magnitud tope en dirección oeste fue 38.8 cm/s y hacia el este tuvo 31.6 cm/s.

Por efecto de la variación dentro del campo de masa, del primer crucero de 1976 (Fig. 44), entre las estaciones 18-19 y 20-21 aproximadamente bajo los 60 m. se aprecia que la velocidad adquiere valores muy altos, separándose de cantidades que pueden ser consideradas como aceptables bajo las condiciones reinantes en las aguas de la región

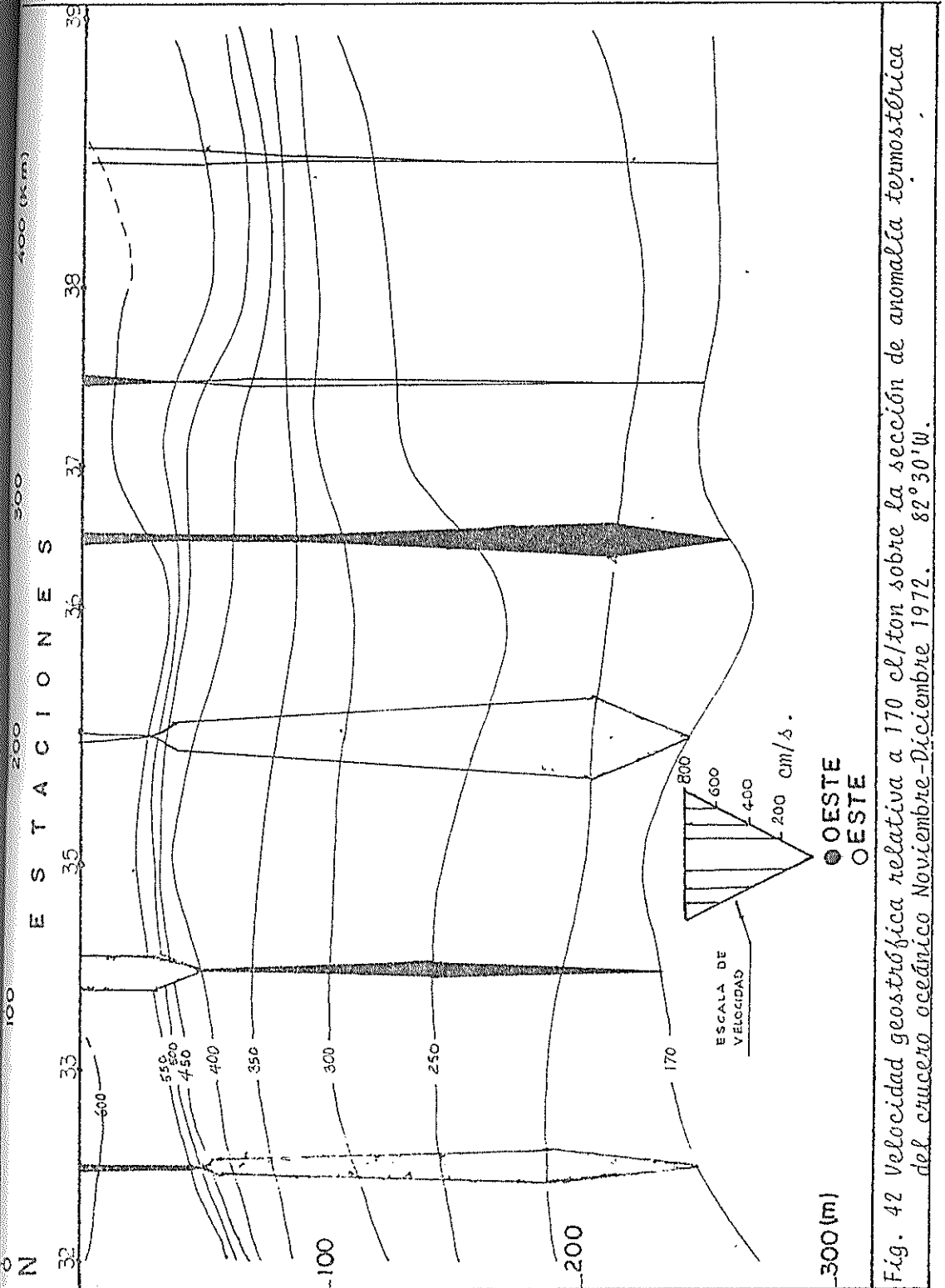


Fig. 42 Velocidad geostrofica relativa a 170 cl/ton sobre la seccion de anomalia termoclinica del crucero oceánico Noviembre-Diciembre 1972. 82° 30' W.

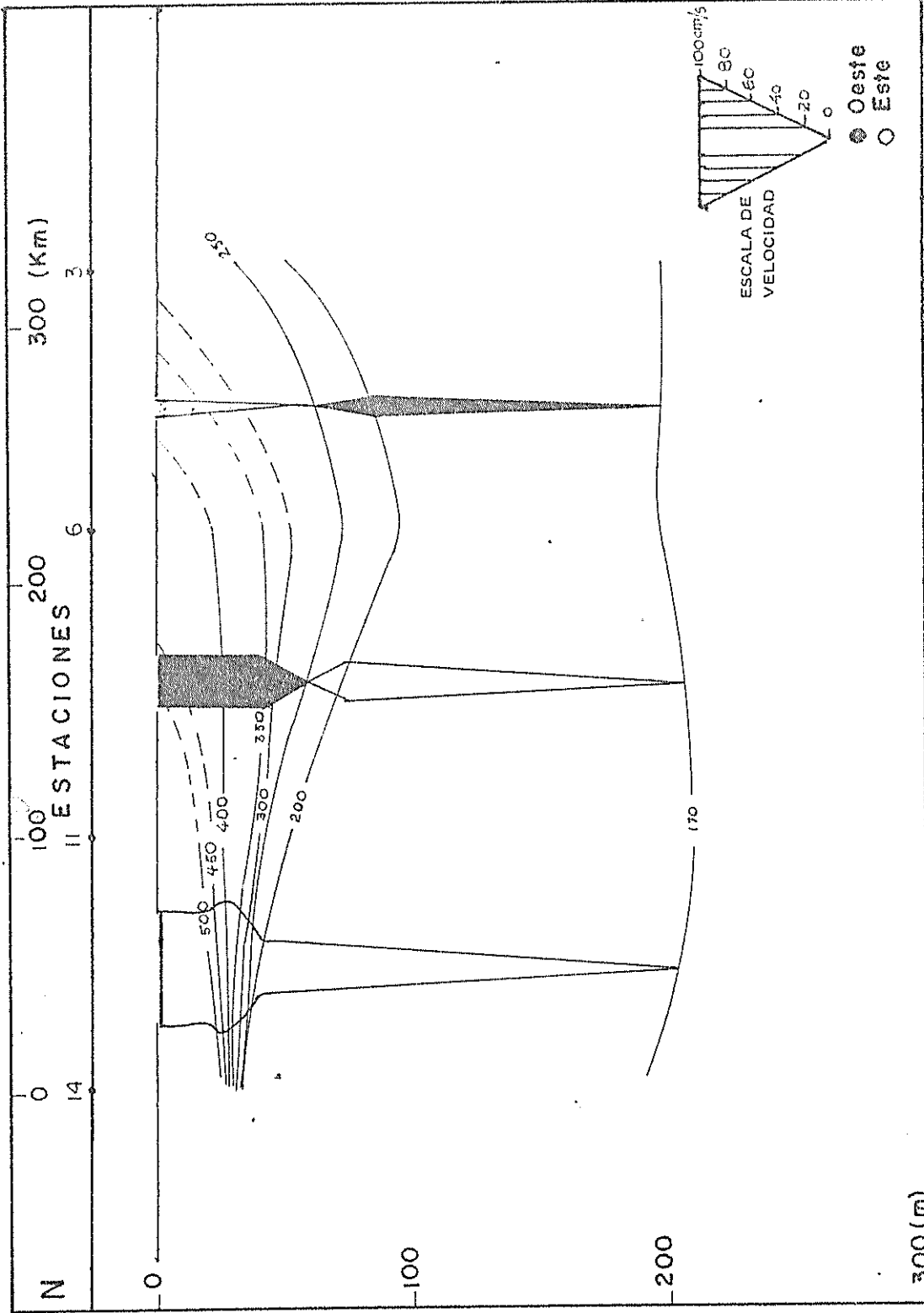


Fig. 43 Velocidad geostrofica relativa a 170 clixon sobre la seccion de anomalia termostetica del cruceo oceánico Septiembre-October 1975, 82° 30' W.

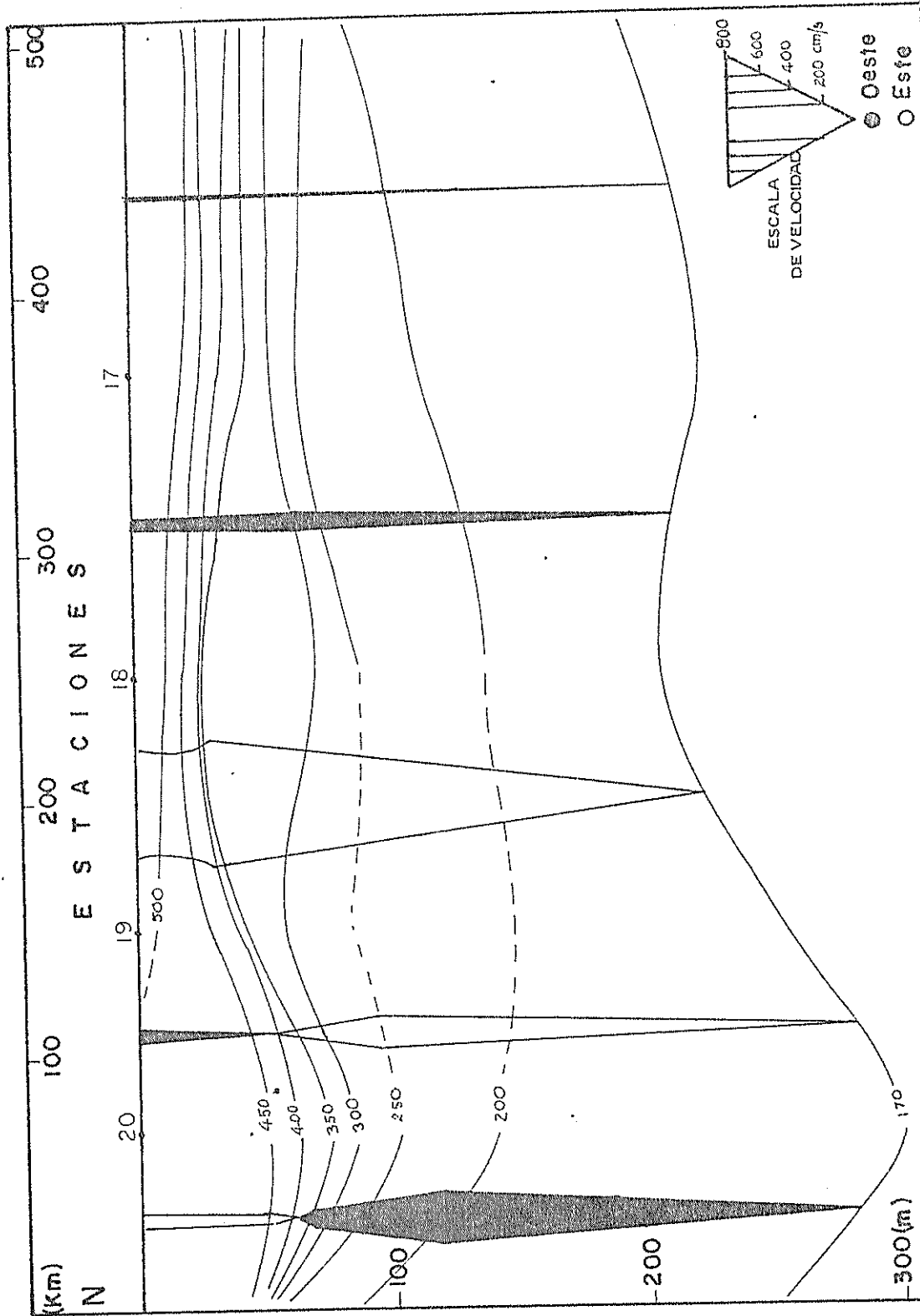


Fig. 44 Velocidad geostrofica relativa a 170 cm/s sobre la seccion de anomalia termoclinica del crucero oceanico Marzo-Abril 1976. 82°30'W.

para la época del crucero, esas velocidades no entraron en el presente análisis. No merece dificultad el establecer cual es el sentido dominante, mismo que es el oeste, cuya magnitud más alta fue de 147.5 cm/s. También estuvo presente el movimiento con sentido este, el cual alcanzó un máximo de 208 cm/s.

En el último crucero de 1976 (Fig. 45) puede apreciarse haciendo mención a los parámetros básicos representados en las Fig. 30-31 , que las aguas están sujetas a una variación considerable del campo de temperatura y salinidad, por ello la región sufrió frecuentes cambios en su distribución de masa, a pesar de lo cual fue posible tener información respecto a su velocidad a la altura de la estación 2 donde pudo hacerse un análisis de esta medida de corriente. Sobre esa estación la velocidad tuvo sentido oeste en todos los niveles y llegó a 91.6 cm/s.

4.4 FLUJO ZONAL.

De acuerdo con los diagramas para el CO-1-72, el flujo mayor fue el orientado hacia el oeste, hablando en términos de porcentaje, el flujo en sentido contrario (este), representa apenas un 2.7% del mismo.

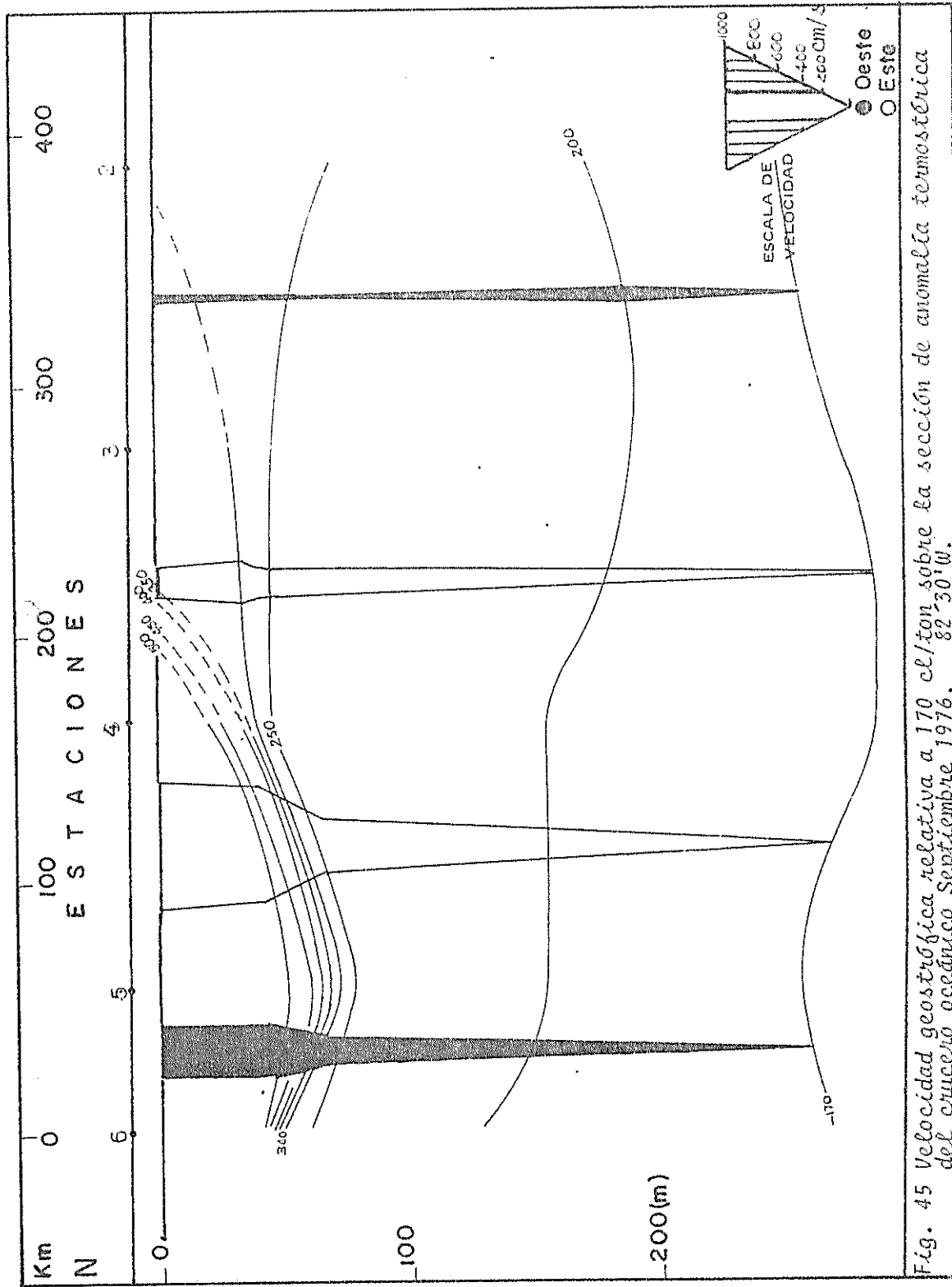


Fig. 45 Velocidad geostrofica relativa a 170 el/ton sobre la seccion de anomalia termotérica del cruceo oceánico Septiembre 1976. 82°30'W.

Las sumatorias de flujo, de mayor valor, se encuentran para las anomalías de 300 cl/tn hasta los 160 cl/tn en dirección oeste, comprendido para el rango de salinidades entre 35% y 35.2% con temperaturas que varían desde 13.3°C a 19.9°C, esto es corresponden a la masa de ACP. Los porcentajes de sumatoria de flujo con relación a la cantidad total en un sentido son los siguientes: 15.9% para las isanosteras menores a 200 cl/tn, 32% entre 200-250 cl/tn y 12.5% para las de 250-300 cl/tn.

En cuanto a los porcentajes representativos del sumatorio en sentido este, se encuentran para las isanosteras mayores a 600 cl/tn y en un intervalo salino de 33.0-33.8% , con temperaturas de 25.5-29.4°C, lo cual corresponde al AST. El tanto por ciento más alto se encuentra para las salinidades entre 33.0-33.2% que representa aproximadamente el 42% del flujo total en sentido este sobre la sección de 82°30'W. (Fig. 46)

Para el siguiente resumen informativo de los sumatorios totales en uno y otro sentido, CO-II-72, se observa aún que el flujo porcentualmente mayor continua siendo el de dirección oeste, esta vez el de sentido este constituye un 40% de su contrario.

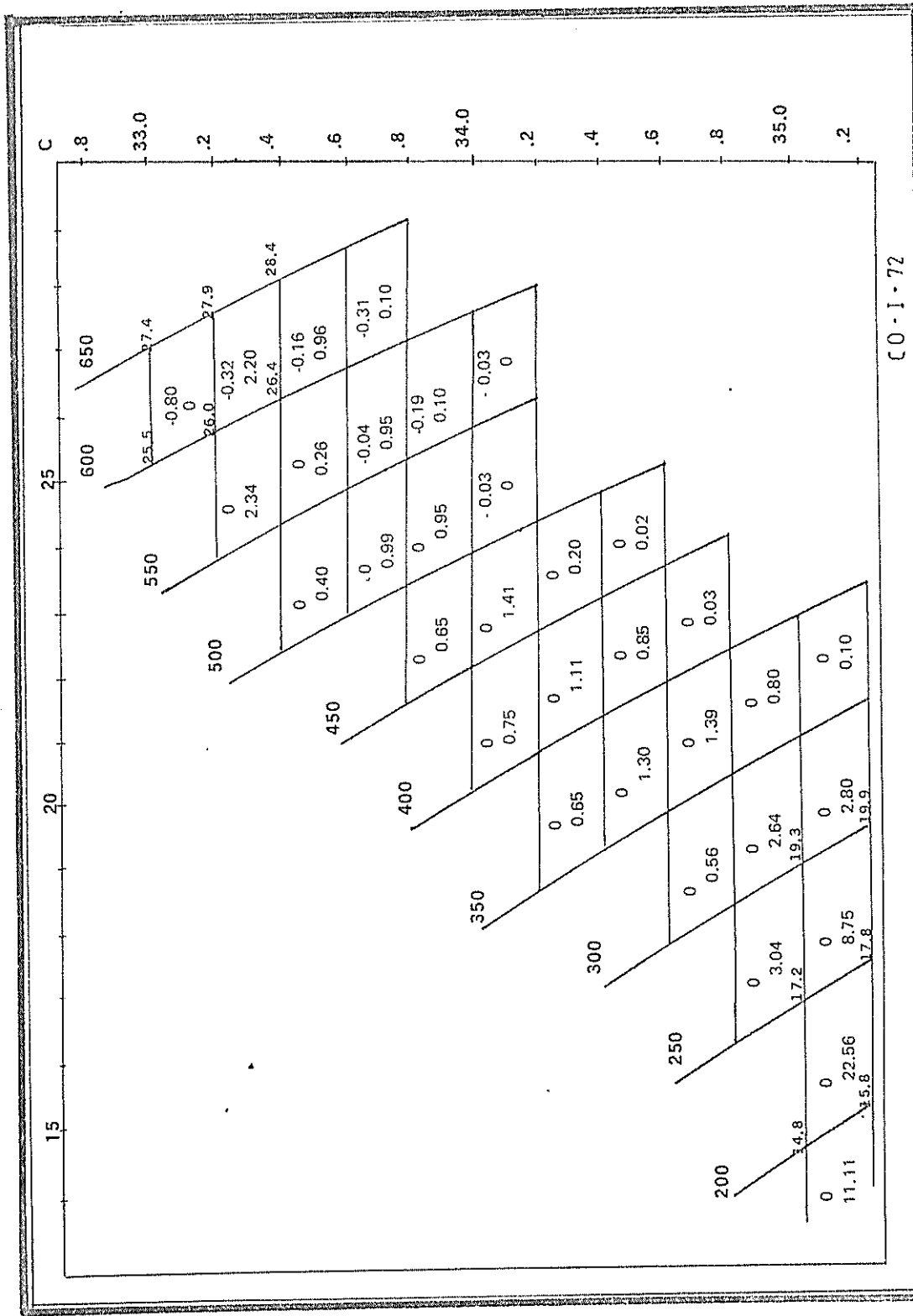


Fig. 46 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Febrero-Marzo 1972.
 82° 30' W.

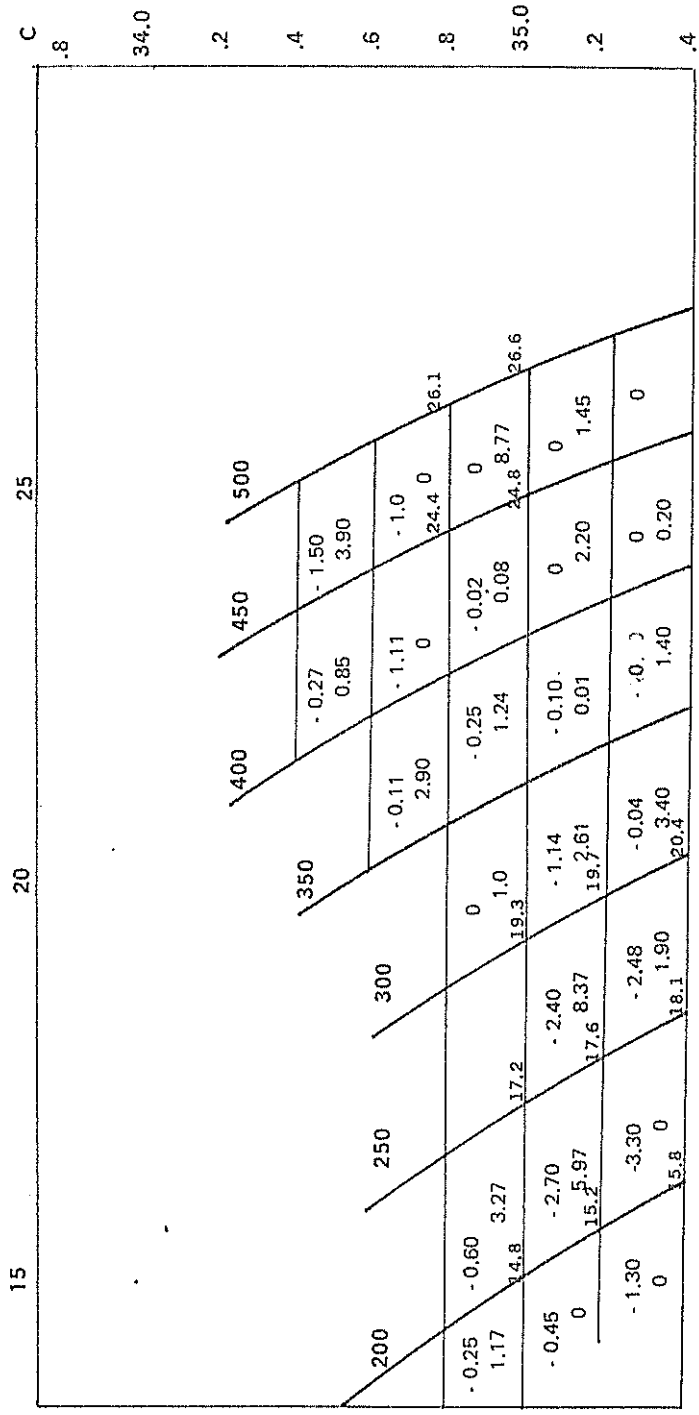
Los mayores flujos se concentraron entre las anomalías de 200-350 cl/tn para las salinidades de 35-35.2% y de temperaturas que fluctúan entre 14.8-21.8°C, representando a las masas de ACP que limita la anomalía de 300 cl/tn y ASS que tiene por frontera la isanostera de 350 cl/tn. Luego tenemos :

<u>ANOMALIA</u>	<u>OESTE</u>	<u>FLUJO</u>
200-250	13.2%	11.6%
250-300	11.7%	16.4%
300-350	5.6%	5.1%

Además se encuentra por sobre los 450 cl/tn entre 34.8-35.0% un flujo en sentido oeste únicamente, que constituye el 17.2% del total en esa dirección para temperaturas de 24.4-26.6°C el mismo que caería dentro de la clasificación de ASS , la cual suele alcanzar los 28°C en condiciones de alentamiento en su recorrido. (Fig. 47)

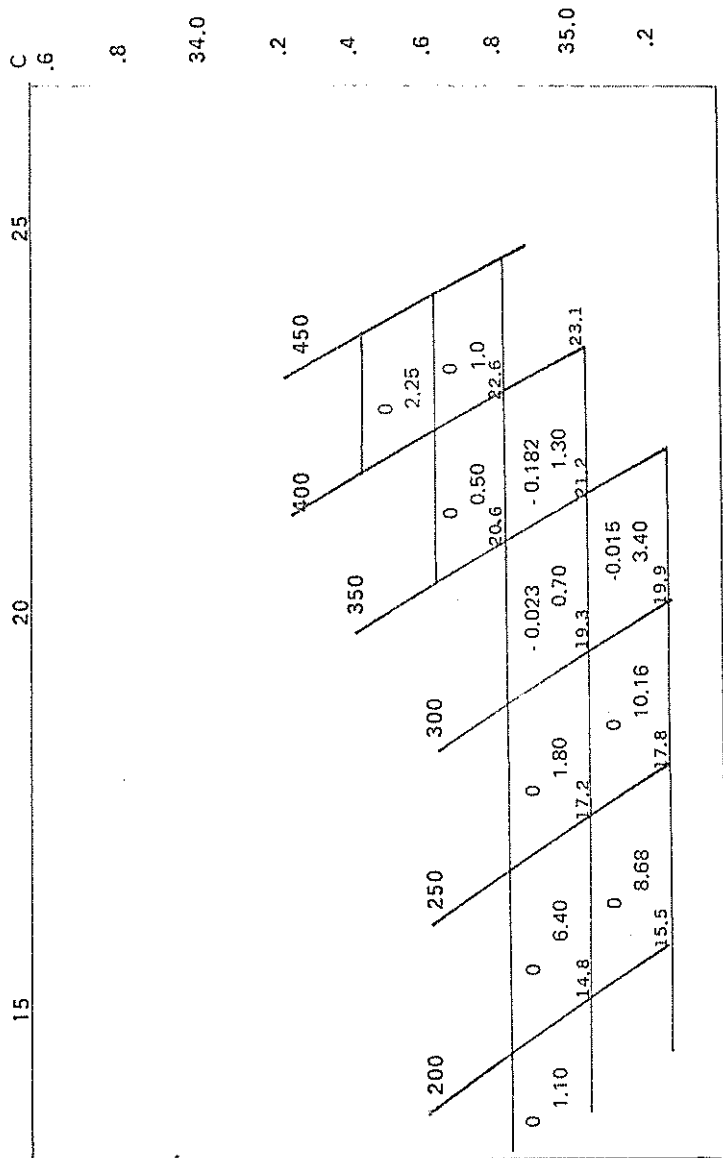
Puede notarse una vez más (Fig. 48) que el flujo total al oeste pasa con mucho al correspondiente en sentido este. pues éste último representa solo el 0.56% del primero (Crucero de Septiembre 1972).

El mayor flujo en sentido oeste se localiza entre las



CO-11-72

Fig. 47 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Mayo 1972. 82°30'W.



CO III 72

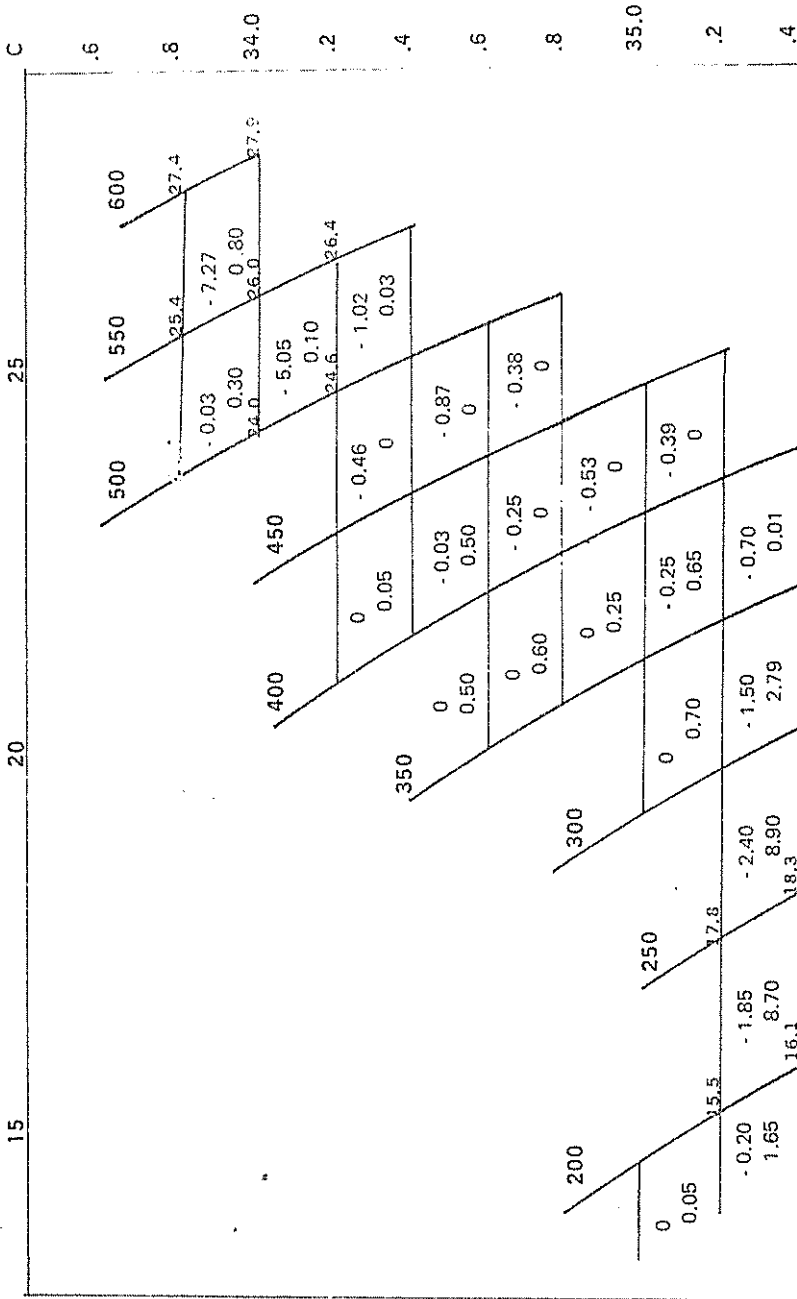
Fig. 48 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el cruceo oceánico Agosto-Septiembre 1972. 82° 30' W.

isanosteras de 250-300 cl/tn para salinidades entre 35.0 y 35.2% con temperaturas de 17.2 a 19.9°C, descripción que responde a la de ACP nuevamente y constituye el 25.7% del total en esa dirección. Hay también para las anomalías de 350-400 cl/tn con salinidades que van de 34.8 a 35.0% y temperaturas entre 20.6-23.1°C un flujo en sentido este, mismo que representa el 82.7% del total para tal sentido y corresponde a la masa de ASE sin ninguna duda.

En cuanto al cuarto crucero de 1972 (Fig. 49) el flujo en dirección este casi llega a tener la misma proporción de su opuesto, ya que representa el 94% de ése. Hasta ahora los flujos mayoritarios se ubicaron en salinidades de 35.0 a 35.2%, en este diagrama se presenta un aumento del rango en 0.2% para cada límite, dentro de las anomalías de 200-300 cl/tn y temperaturas variando de 15.5 - 20.4°C de lo cual puede decirse se trata con seguridad de una mezcla entre el ACP y ASS. Los porcentajes se dan a continuación :

ANOMALIA	FLUJO	
	OESTE	ESTE
200-250	35.4%	7.9%
250-300	28.1%	10.3%





CO-IV-72

Fig. 49 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el cruceo oceánico Noviembre-Diciembre 1979 89°30'W

en tanto para anomalías mayores a 550 cl/tn y salinidades de 33.8-34.0% en temperaturas comprendidas de 25.4-27.9°C se tiene un flujo este que representa el 31.2% del total para tal sentido y 3.25% en sentido oeste, tal flujo se considera como perteneciente a la masa de ASE.

Pasando al siguiente período de datos, se examina los diagramas correspondientes a los cruceros de 1975-1976.

Durante el segundo crucero de 1975 para las estaciones sobre el meridiano 82°30' se observa que la sumatoria de flujo hacia el oeste constituye el 28% del flujo en sentido este, detalle importante pues hasta ahora era el segundo menor en porcentaje comparativo.

El mayor flujo puede ser visto en sentido este dentro de las anomalías de 200-250 cl/tn acompañado de un flujo pequeño en el otro sentido. Las salinidades van de 35.0-35.2% y la temperatura es de 14.1 a 17.2°C, el porcentaje correspondiente a cada uno de los sentidos es: 29.2% al este y 6.2% al oeste. Por tanto la masa descrita responde al ACP. Un flujo de dirección oeste que involucra el 46.5% cl/tn y para salinidades de 33.4-33.6% y entre temperaturas de 18.6°C a 21.2°C, la masa parece corresponder a una mezcla entre las masas de baja temperatura y AST.

(Fig. 50)

Para el primer cruceo de 1976 hallamos una vez más que la sumatoria total en sentido oeste es mayor a la este, siendo este último de 41% respecto al primero. Los flujos mayoritarios en ambos sentidos se han encuadrado entre salinidades de 34.8-35.0% para las isanosteras de 200-300 cl/tn y temperaturas comprendidas entre los 14.1-19.2°C. El porcentaje de flujo correspondiente a esos límites es 26.8% del total hacia el oeste y 61% respecto al este. (Fig. 51)

En cuanto al diagrama del cruceo de Septiembre de 1976, puede verse que se presenta únicamente la sumatoria de flujo en el sentido oeste, que se presenta porcentualmente mayor en dos partes. La primera entre 200-250 cl/tn con salinidades entre 35.0-35.2% para temperaturas de 14.8-17.8°C y el segundo para 500-550 cl/tn con temperaturas de 24.3-26.4°C y salinidades entre 34.0-34.2%. En tonces se puede hablar de que la primera masa corresponde con el ACP y la otra posiblemente a un producto de la mezcla entre AST y ASE. (Fig. 52)

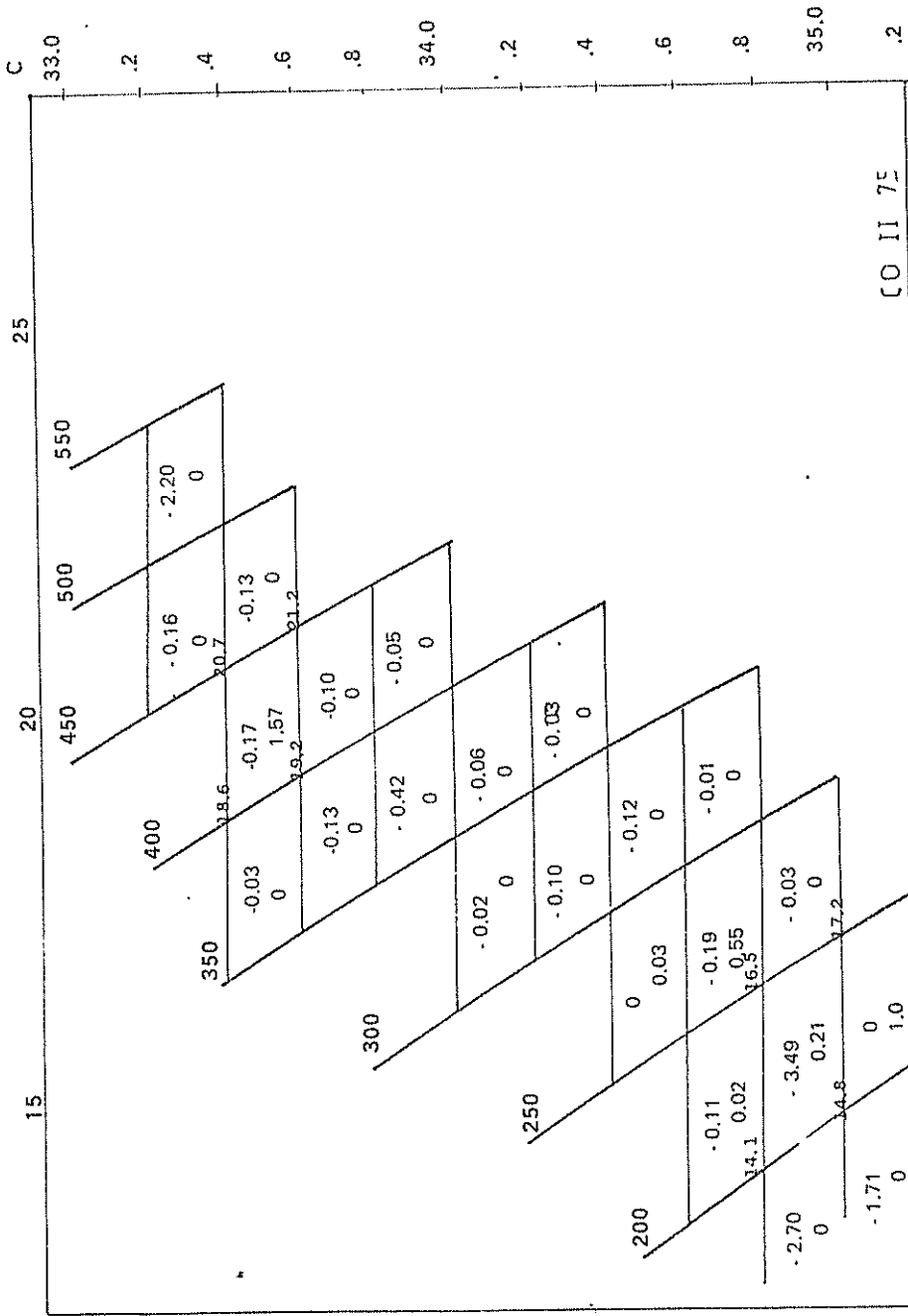
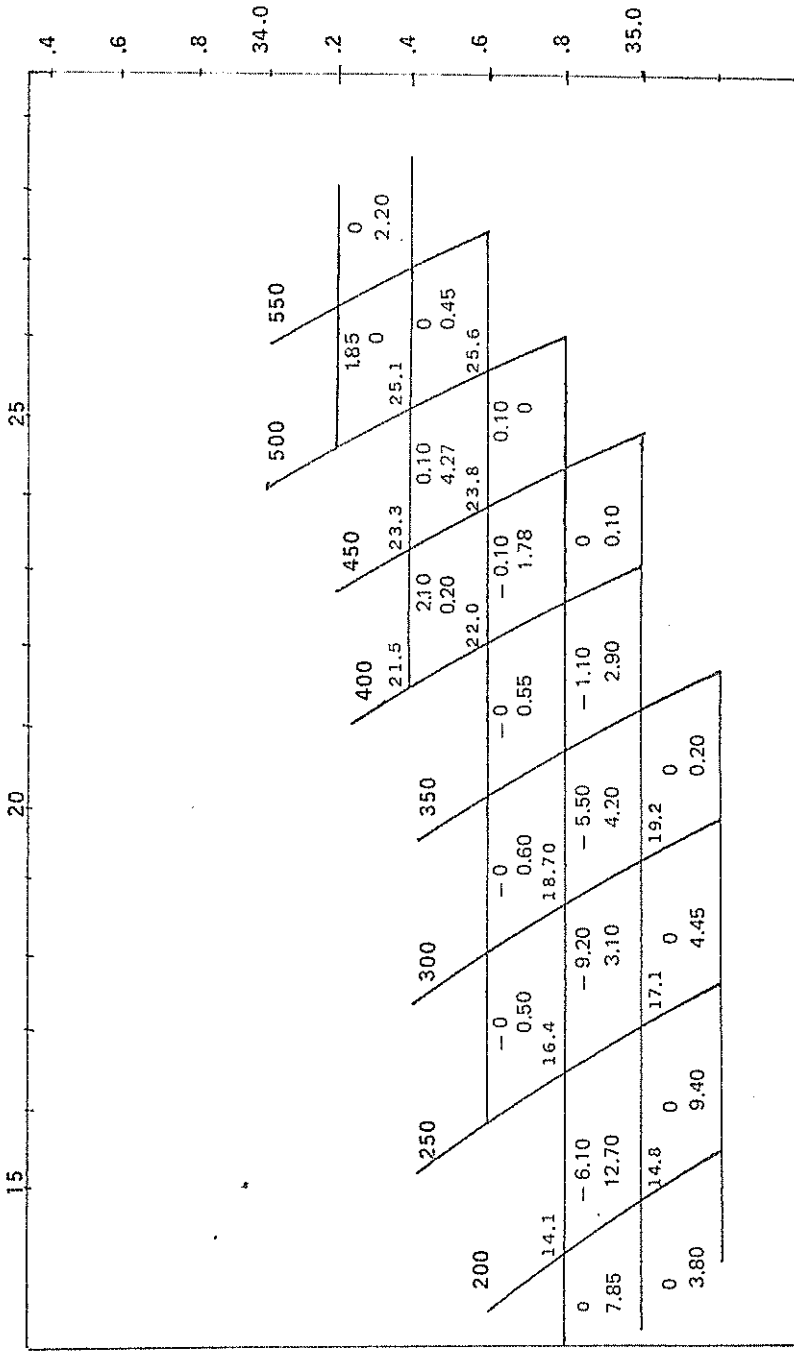
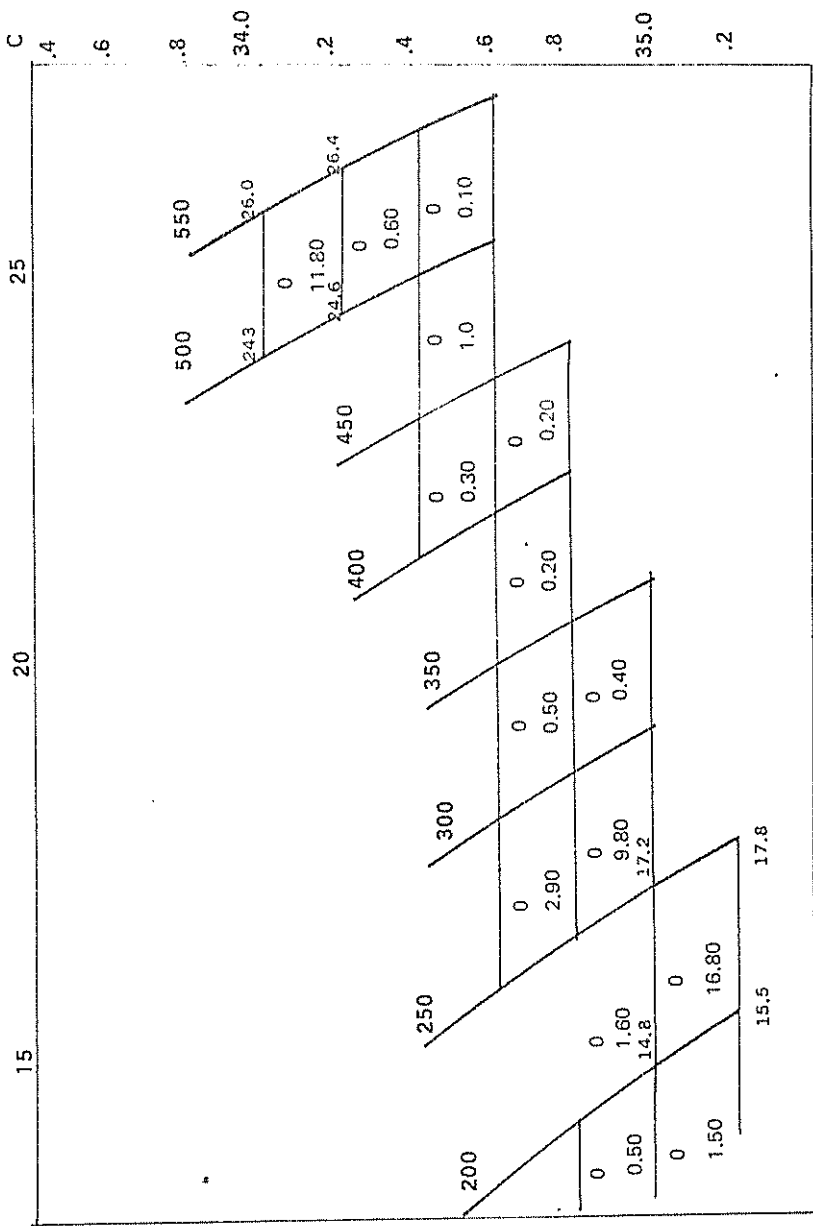


Fig. 50 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el cruceo oceánico Septiembre-Octubre 1975.
82° 30' W.



CO-1-76

Fig. 51 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el crucero oceánico Marzo-Abril 1976.
82°30'W



CO-II - 76

Fig. 52 Sumatoria de flujo sobre el diagrama T-S para el cruceo acednico Septiembre 1976.
82 30' W.



CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los datos tomados en este estudio se midieron en épocas para las cuales las condiciones oceanográficas no eran normales, se hallaban afectadas por la presencia del fenómeno conocido como "EL Niño", hay una excepción para el segundo crucero de 1975, donde aún no había referencias de su presencia en las aguas oceánicas, este derrotero nos servirá como punto de comparación (en cuanto a la información de velocidad proporcionada por el método aplicado) entre él y los otros cruceros tratados en el presente trabajo. Por tanto se presentan las conclusiones siguientes :

-Se obtuvieron velocidades bastante altas, cuando se aplica la forma de cálculo geostrofica sugerida por Montgomery, para las épocas donde la masa oceánica estaba bajo los efectos del fenómeno mencionado, sobre todo por cuanto el mismo afecta considerablemente la estructura térmica y salina del océano, provocando en muchas oportunidades la sobreposición de aguas de mayor densidad arriba de masas de menor densidad, lo cual crea movimientos oscilatorios verticales que son causa de la formación de ondas internas y las mismas producen grandes perturbaciones para el cálculo geostrofico con el método citado por cuanto el mismo se basa primordialmente en el campo de masa.

-Por lo dicho queda entonces establecido que cuando se producen grandes transformaciones o variaciones rápidas de la estructura del campo de masa de una zona determinada no podrán obtenerse resultados compatibles a las verdaderas condiciones reinantes en dicha región cuando se aplican las modificaciones hechas por Montgomery al cálculo de velocidad geostrofica.

Tampoco se obtienen buenos resultados para áreas poco estratificadas o muy mezcladas, pues tal característica está dentro de las limitaciones del propio geostrofismo en zonas de poca estratificación u homogéneas.

A pesar del comportamiento de la masa oceánica en la región, ciertas zonas tuvieron estructuras bastante normales, en tales lugares las velocidades y flujos resultantes tuvieron también valores que se encuadran dentro del marco esperado para tales parámetros. Las velocidades que se han llegado a medir bajo condiciones oceánicas anormales (El Niño) están por encima de los 250 cm/s, así pues esa magnitud constituyó el tope para aceptar los valores procedentes del cálculo hecho a través del método ya referido.

-En términos generales se presentaron velocidades en ambos sentidos, este y oeste. Pero la mayor proporción fue para el sentido oeste (en cuanto a los resultados escogidos para el análisis final), además de ser el sentido más frecuente también fue el de mayor magnitud, lo mismo puede ser expresado en lo referente al flujo zonal, para el cual la sumatoria total del sentido este nunca se presentó como preponderante, cuando mucho llega a representar el 90% de la sumatoria total en sentido oeste.

-Las magnitudes más altas en uno y otro sentido fueron: 250 cm/s oeste y 220 cm/s este. Las mayores sumatorias de flujo fueron 22.5 S_0 en sentido oeste y 9.2 para el este.

-En general se pudo apreciar que las velocidades disminuyeron en gran medida al avanzar hacia el sur dentro de la zona estudiada para todos los períodos tratados.

-El flujo (sumatoria) de menores proporciones está para las parcelas con salinidades menores a 34.8‰ , temperaturas entre los $22\text{-}30^{\circ}\text{C}$ respecto al sentido oeste, salinidades mayores a 34.8‰ y temperaturas menores a 24°C en sentido este, sin embargo se presentan excepciones a esta observación. Entonces de acuerdo a la descripción el flujo en sentido oeste es preponderantemente de ACP y de ASE en sentido este.

-Se presenta además los resultados del crucero Septiembre 1975, época para la cual el océano se hallaba en condiciones normales, para ese crucero la velocidad máxima fue de 108 cm/s en sentido este y 38.8 cm/s en sentido oeste; el flujo dominante en sentido este, correspondiendo (su descripción a la masa de ACP.

En vista que se tienen resultados de velocidad geostrofica en la misma estación climática para años diferentes se tienen las apreciaciones que siguen a continuación:

-Los cruceros pertenecientes a años con presencia de "El Niño" muestran velocidades en demasía altas para el sentido este, siempre se da esta observación en la porción norte de la zona (más septentrional a 1°S) y debido a esto los flujos también son grandes en ese sentido. (Tuvieron valores que hubieron de ser rechazados pues fueron mayores al tope impuesto). Tales flujos (Septiembre 1972-1976) estuvieron siempre relacionados con la masa de agua superficial ecuatorial.

-Para Septiembre 1975 aún cuando es mayor la velocidad y flujo en sentido este no alcanza su magnitud a ser siquiera la octava parte de aquellas resultantes en condiciones anormales. Además se relacionaba con la masa de agua costera del Perú.

Como última conclusión, y sólo durante los años en que se presentó el fenómeno de "El Niño" se da lo siguiente :

-Velocidades y flujo en sentido este en extremo altas hacia el norte de 1°S que pueden estar conectadas con la invasión de una masa de agua de características termo-salinas cambiantes y anormales seguramente a consecuencia del fenómeno de "El Niño".

Considerando la importancia que engloba el conocimiento de la circulación en nuestros mares, sentido y velocidad de corrientes así como cantidad del flujo, sea para la actividad pesquera como la navegación, pienso es dable se efectúen mayores y mejores análisis sobre las estructuras, tanto de salinidad como de temperatura con el objeto de saber el comportamiento de las corrientes que actúan.

Otra recomendación será la de crear programas conjuntos entre diversas instituciones para cubrir diferentes zonas en cruceros a un mismo período logrando con esto una descripción sinóptica de la circulación del área.

Creo también recomendable, tratar de verificar, hasta que punto son adecuados los resultados y comportamiento del método aplicado. A través de la ejecución de medidas directas de velocidad, sentido de corriente y cantidad de flujo en un futuro mediato.

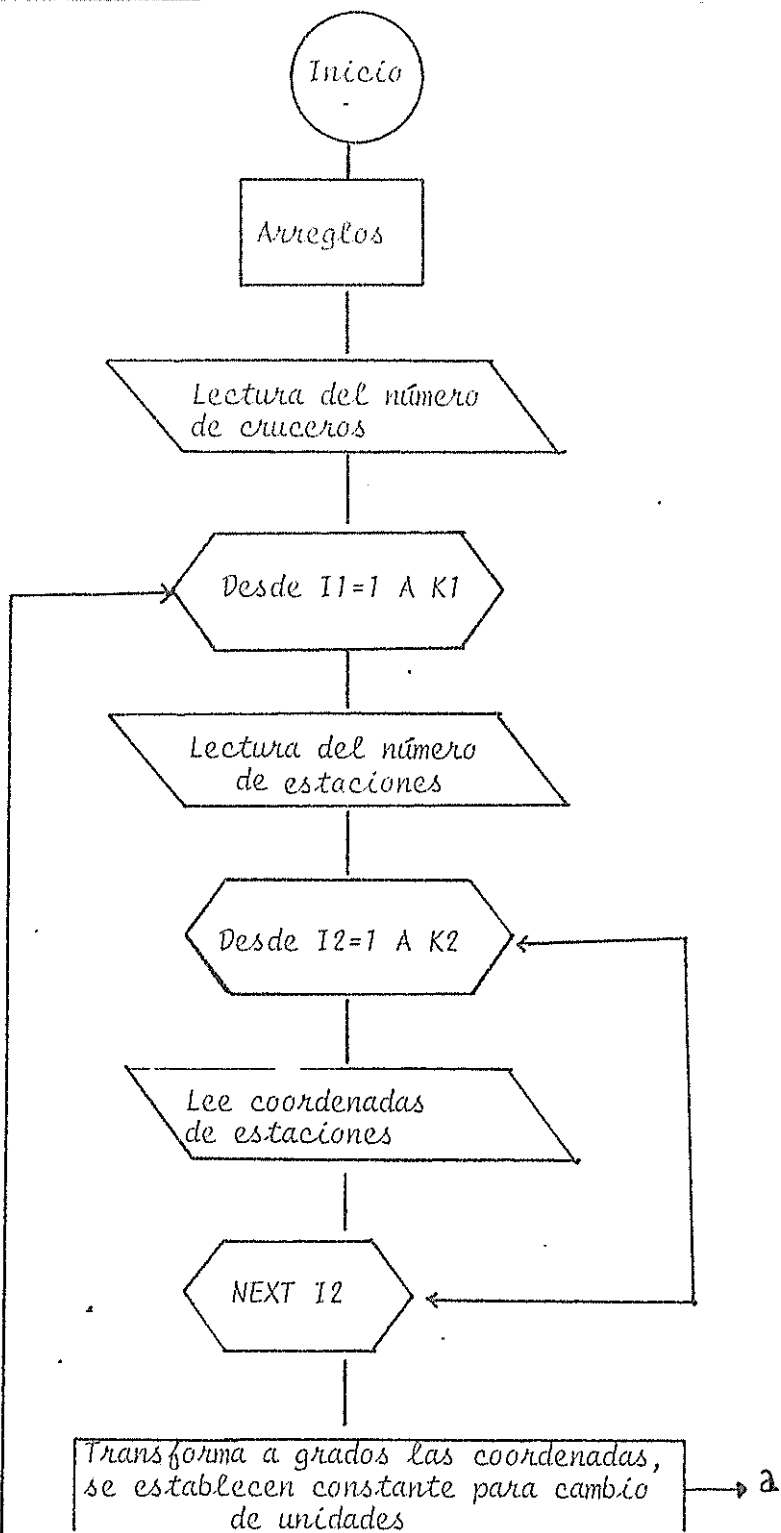
Una última sugerencia es la de tratar de aplicar otros modelos de cálculo, a fin de comparar los resultados entre dos formas distintas y cubrir deficiencias de uno u otro método.

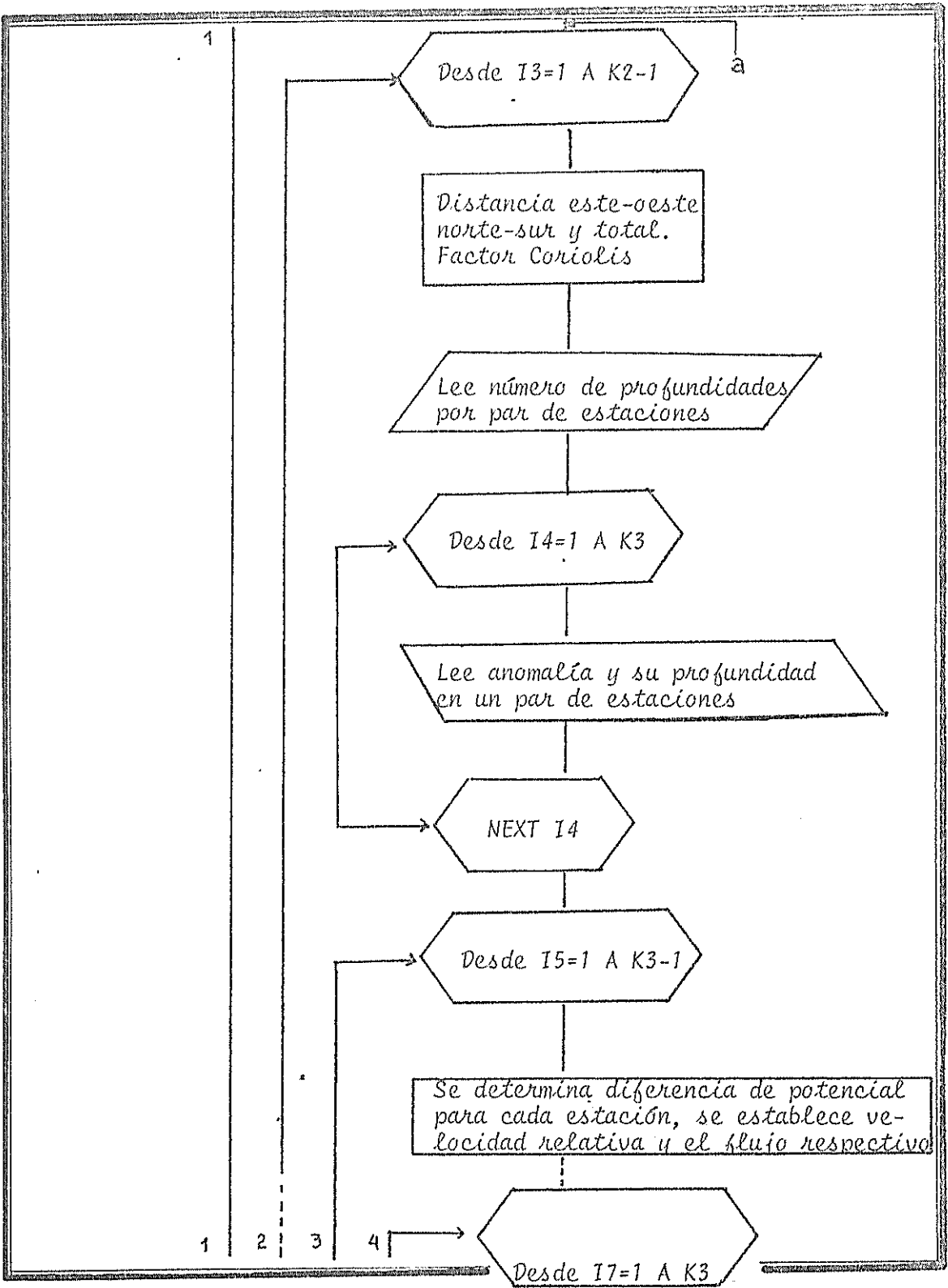
. A N E X O S

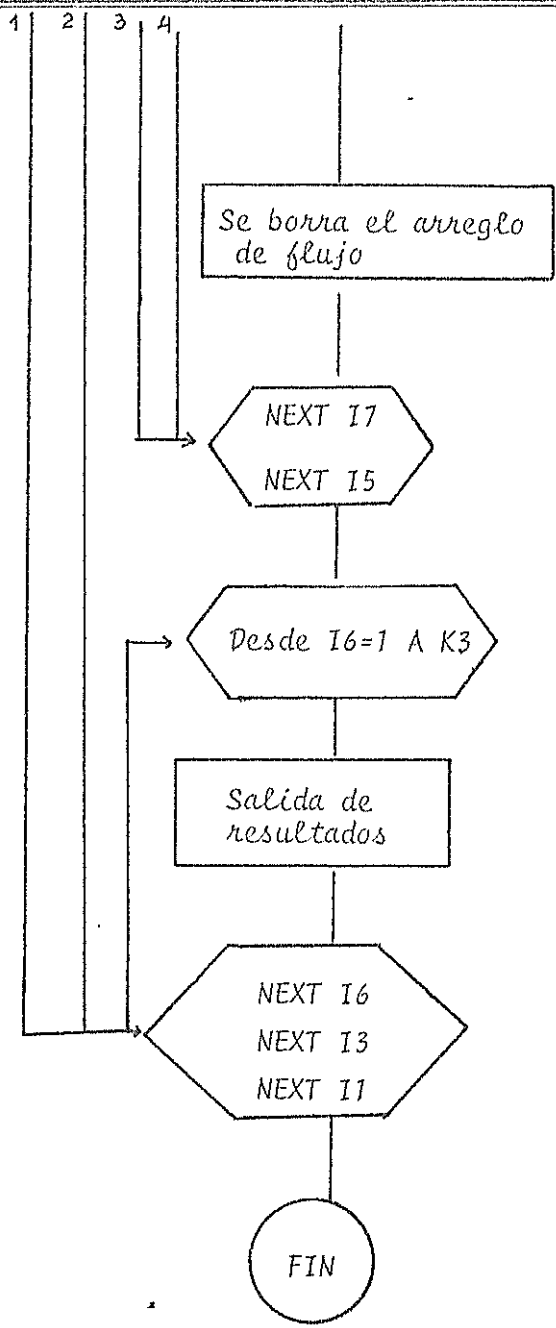
ANEXO A

TABLAS DE DATOS. DIAGRAMAS DE FLUJO Y
LISTADO DE PROGRAMAS

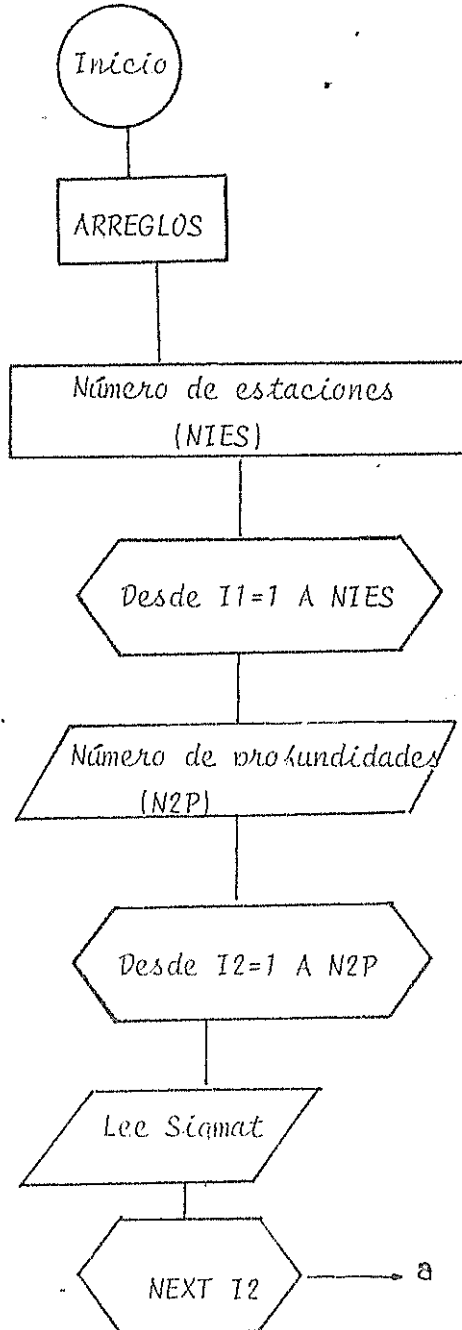
PROGRAMA PRINCIPAL

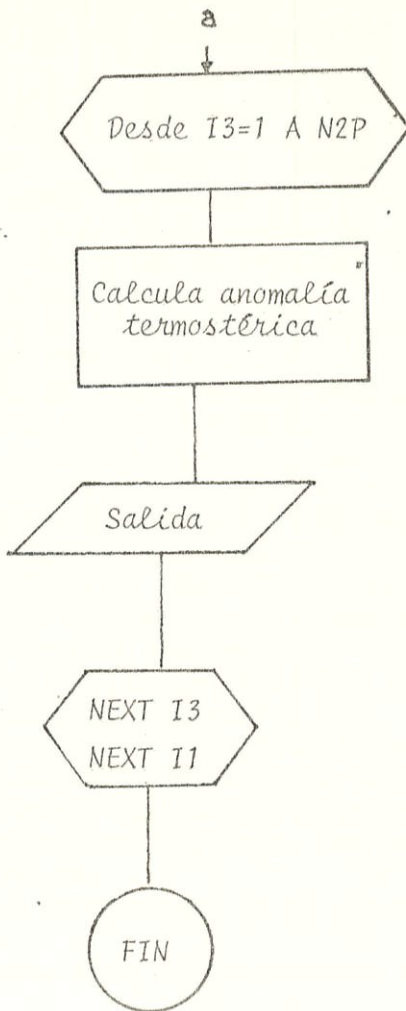






SUBROUTINA PARA CALCULAR ANOMALIA TERMOSTERICA





BIBLIOTECA

LATITUD

LONGITUD

DISTANCIA

73.9392

82.4833

-1.36666667

82.2333

-0.75

NIVEL DE ANOMALIA	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD		
160	196	255	255	0	-15.68392	
200	77	146	146	-372.13892	- 8.02073	
250	65	88	88	-247.73201	- 2.61444	
300	58	64	64	-208.51679	- 1.36058	
350	52	52	52	-200.40330	- 1.41243	
400	43	42	42	-201.75555	- 1.19341	
450	34	35	35	-201.75555	- 0.80122	
500	26	32	32	-192.28981	- 1.20761	
550	15	25	25	-170.65382	- 2.38362	
620	0	0	0	-151.72234	0	

159

(continúa)

LATITUD LONGITUD DISTANCIA

-0.75 82.2333 82.6787
 -0.333 82.0333

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
160	255	196	0	36.34879
200	146	128	993.53434	41.41977
250	88	81	914.93194	20.38007
300	64	49	845.76183	11.30457
350	52	26	716.85389	5.00078
400	42	17	556.50499	2.38634
450	35	12	405.58838	0.69212
500	32	10	264.10406	0.67587
550	25	9	144.62842	0.20471
600	21	8	53.44963	0.07278
650	14	7	- 9.43229	-0.12583
673	0	0	- 19.55628	0

(continúa)

	82.0333		87.5938	
	82.2166			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
160	196	246	0	33.88632
200	128	140	889.32741	40.37066
250	81	81	849.86022	20.11518
300	49	58	820.25982	16.30922
350	26	34	764.34797	5.48279
400	17	26	708.43611	2.06604
450	12	24	639.36852	2.39705
500	10	17	576.87880	1.22366
550	9	13	540.70054	0.46209
600	8	12	514.38908	1.10843
650	7	8	497.94442	3.26499
679	0	0	496.03683	0

(continúa)

NIVEL DE ANOMALIA	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD		
160	246	233	0		-3.22165	
200	140	126	84.63131		-2.78877	
250	81	76	-58.52750		-0.83404	
300	58	55	-47.53642		-0.69138	
350	34	40	-51.65807		-0.30663	
400	26	34	-70.89246		-0.14511	
450	24	31	-91.50074		-0.43961	
500	17	26	-113.48290		-0.40263	
550	13	21	-136.83894		-0.31114	
600	12	16	-153.32556		-0.61635	
650	8	9	-160.19499		-0.97758	
700	0	0	-161.56887		0	



NIVEL DE ANOMALIA	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD		
160	233	200	0		- 5.52014	
200	126	123	-147.85169		- 5.41333	
250	76	84	-151.90464		- 2.64214	
300	55	64	-165.68467		- 2.17107	
350	40	48	-179.46471		- 1.48293	
400	34	34	-185.94943		- 1.03805	
450	31	23	-179.46471		- 0.77038	
500	26	17	-165.68467		- 0.45339	
550	21	15	-153.52582		- 0.72002	
600	16	8	-142.17755		- 0.55725	
650	9	5	-132.45047		- 0.74570	
687	0	0	-130.05112		0	

(continúa)

2.0.
2.65
82.0000
82.8
108.8403

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
160	200	204	0	0.86441
200	123	111	18.68716	0.98772
250	84	76	30.36663	0.68788
300	64	59	37.95829	0.50339
350	48	51	39.12624	0.35927
400	34	46	30.36663	0.17399
450	23	42	12.26345	0
500	17	40	- 12.26345	-0.08199
550	15	36	- 37.95829	-0.45652
600	8	26	- 60.73327	-0.59492
650	5	13	- 75.91658	-0.75509
675	0	0	- 78.25248	0

El nivel de referencia de anomalía termostérica para el Crucero fue 160 cl/ton

CRUCERO OCEANOGRAFICO MAYO 1972 (CO-II-72)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-1.3666667	82.4833	73.9392
-0.75	82.2333	

NIVEL DE ANOMALIA.	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD		
170	220	208		0		2.21410
200	154	141		90.05978		3.80840
250	84	81		68.42380		0.95025
300	68	49		38.67432		0.07679
350	60	41		-12.71114		-0.18718
400	47	38		-50.57411		-0.92905
450	18	21		-58.68761		-0.81985
495	0	0		-55.03654		0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-0.75	82.2333	82.6787
-0.0333	82.0333	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	208	202	0	1.97146
200	141	111	60.36664	-1.07216
250	81	58	-106.27044	-2.67644
300	49	46	-188.01694	-2.94471
350	41	22	-257.18705	-0.65182
400	38	20	-373.51861	-3.37415
450	21	17	-442.68872	-7.02530
486	0	0	-451.74372	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-0.0333	82.0333	87.5938
0.7333	82.2166	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S_0)
170	202	190	0	- 9.43784
200	110	142	- 307.84410	-18.81575
250	58	90	- 518.33580	-11.38302
300	46	58	- 663.04884	-11.96554
350	22	44	- 774.87255	- 4.38359
400	20	34	- 893.27413	- 2.87471
450	17	30	- 982.07532	-20.61163
495	0	0	-1020.55583	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
0.7333	82.2166	71.4872
1.35	82.4	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S_V)
170	190	206	0	1.66706
200	142	171	112.38380	4.01018
250	90	96	64.29782	1.17726
300	58	67	43.68954	0.36993
350	44	50	23.08127	0.28036
400	34	27	24.45515	0.15793
450	30	19	49.18508	0.96732
490	0	0	61.27527	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
1.35	82.4	81.1645
2.0	82.0666	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	206	240	0	3.92526
200	171	164	174.27693	10.75949
250	96	91	184.00402	4.51245
300	67	61	192.92051	2.81504
350	50	43	203.45819	3.71983
400	27	22	213.18527	0.87173
450	19	20	216.42763	3.41964
495	0	0	215.69810	0

(continúa)

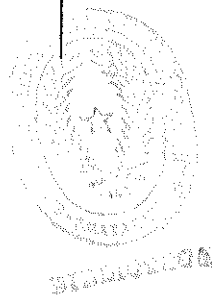
LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
2.0	82.0666	108.8405
2.65	82.8	

NIVEL DE ANOMALIA	I	PROFUNDIDAD	I1	PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	240		242		0	0.44276
200	164		156		10.04435	1.13820
250	91		84		18.80395	0.40310
300	61		72		16.46806	0.12626
350	43		61		- 0.46718	-0.24941
400	22		46		-24.99408	-0.27496
450	20		34		-47.18508	-1.43227
469	0		0		-50.29181	0

El nivel de referencia de anomalía termométrica para el Cruceiro fue 170 cl/ton

		LONGITUD		DISTANCIA	
		82.5		74.6545	
		82.2333			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)	
170	166	240	0	-13.72511	
200	142	145	-617.97780	-14.40780	
250	102	121	-588.22831	-25.07534	
300	48	57	-550.36534	- 2.42890	
350	45	48	-534.13836	- 0.99059	
400	43	45	-527.37711	- 1.17508	
450	40	42	-521.96811	- 0.96787	
500	37	40	-515.20687	- 1.14782	
550	35	36	-509.79788	- 1.13873	
600	32	33	-507.09337	- 1.13570	
650	30	29	-507.09337	-11.17461	
673	0	0	-507.71541	0	

(continúa)



LONGITUD DISTANCIA

-0.75 82.2333 82.6787
-0.0333 82.0333

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	240	254	0	- 9.18663
200	145	163	-238.95130	-12.72455
250	121	77	-320.69780	-15.53266
300	57	48	-487.33488	- 2.51112
350	48	45	-525.06403	- 1.32575
400	45	42	-543.92861	- 1.14053
450	42	40	-559.64901	- 1.17302
500	40	37	-575.36957	- 1.44272
550	36	35	-587.94596	- 1.21852
600	33	33	-591.09005	-16.12730
652	0	0	-591.09005	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-0.0333	82.0333	100.8447
0.8667	82.15	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	254	232	0	-12.73414
200	163	171	-332.30207	-28.31055
250	77	109	-426.43863	-22.29579
300	48	41	-485.27400	-3.24287
350	45	30	-433.49888	-1.79101
400	42	24	-355.832621	-0.94125
450	40	20	-266.40648	-1.48188
500	37	9	-153.44260	-2.79480
550	0	0	-87.54700	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
0.8667	82.15	56.3261
1.3666667	82.0667	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S_0)
170	232	248	0	3.59622
200	171	158	169.12968	8.06562
250	109	79	237.09769	6.29010
300	41	57	259.22681	1.59190
350	30	44	211.80727	1.85187
400	24	18	199.16206	2.41187
450	0	0	208.64597	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
1.3667	82.06667	70.376
2.0	82.06667	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	248	208	0	-5.93853
200	158	114	-183.44121	-7.80813
250	79	47	-120.52816	-1.14485
300	57	36	-76.65459	-0.63943
350	44	17	-36.92003	-0.55260
400	0	0	-14.56934	0

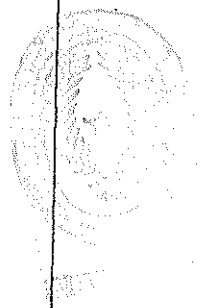
(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
2.0	82.06667	107.62075
2.63333	82.8	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	208	206	0	-0.16662
200	114	102	-3.12779	-0.13533
250	47	56	-1.32330	4.36952
300	36	22	1.68420	0.05642
350	17	20	8.30066	0.15808
370	0	0	7.57887	0

El nivel de referencia de anomalía termométrica para el Crucero fue 170 cl/ton

LATITUD	LONGITUD		DISTANCIA	
-1.36667	82.48333		73.93919	
-0.75	82.23333			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S_V)
170	272	233	0	
200	189	186	324.53976	7.79877
250	150	141	308.31177	9.82645
300	124	101	265.04080	6.99490
350	84	71	216.35964	6.22902
400	73	54	173.08787	2.01568
450	68	45	116.29341	0.74888
500	65	41	52.73771	0.21872
550	61	38	-10.81800	0.05424
600	5	10	-35.15847	-0.71389
605	0	0	-34.48235	-0.19310
				0



(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-0.75	82.23333	80.4075
-0.0333	82.13333	

NIVEL DE ANOMALIA	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S ₀)
	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD		
170 *	230	226		0		1.36175
200	186	189		83.63295		3.34732
250	141	143		99.35343		3.35528
300	101	99		99.35343		2.24343
350	71	71		93.06524		1.36024
400	54	37		39.61561		-0.04248
450	45	32		- 54.70727		-0.22298
500	41	30		-130.16558		-0.32802
550	38	28		-196.19160		-5.58126
595	0	0		-224.48846		0

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-0.03333	82.13333	85.69377
0.73333	82.21667	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	226	266	0	15.42530
200	189	210	774.21477	26.33974
250	143	168	622.92386	21.57324
300	99	120	471.63300	10.73660
350	71	87	349.94244	7.47006
400	37	60	221.67407	1.56253
450	32	43	109.85035	0.16135
500	30	40	40.78277	0.01353
550	28	38	-24.99589	-1.13470
596	0	0	-55.25407	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
0.73333	82.216667	71.48720
1.35	82.4	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	266	244	0	-3.25235
200	210	197	-176.68161	-5.51866
250	168	130	-106.61348	-1.87650
300	120	96	-21.43261	-0.06546
350	87	86	12.91452	0.20652
400	60	63	10.16675	0.13215
450	43	41	8.79287	0.05107
500	40	34	19.78400	0.31763
550	38	14	61.00050	1.35443
586	0	0	84.74123	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
1.35	82.4	81.16448
2.0	82.06667	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	244	252	0	0.72633
200	197	203	37.28716	2.32818
250	130	121	39.71893	1.06582
300	96	95	47.82483	0.51400
350	86	80	53.49900	0.58028
400	63	75	48.63542	0.42320
450	41	66	18.64358	3.12508
500	34	54	-17.83300	-0.62173
550	14	20	-38.90834	-0.54826
567	0	0	-40.56200	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
2.0	82.06667	108.84048
2.65	82.8	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S ₀)
170	252	250	0	-0.05997
200	203	188	-1.98551	0.78878
250	121	100	19.03754	0.69357
300	95	82	38.89265	0.61256
350	80	72	51.15610	0.33595
400	75	66	61.08365	0.68896
450	66	56	72.17915	1.54721
500	54	33	90.28234	4.55898
549	0	0	102.30052	0

El nivel de referencia de anomalía termométrica para el Cuzco fue 170 cl/ton.

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
3.30333334	82.48333333	
2.41666667	82.55	98.8038127

NIVEL DE ANOMALIA	I		II		VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (Sv)
	PROFUNDIDAD		PROFUNDIDAD			
170	204		222	0		-2.02187468
200	50		96		-29.2336127	
250	32		70	0		-0.317723163
300	0		0		13.2247296	0.333196694
						0



LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA		
2.41666667	82.55	123.540466		
1.33333333	82.3			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	222	206	0	2.73530
200	96	52	31.62989	0.37742
250	70	37	-1.82480	0.15145
300	53	35	-23.98310	-0.23969
350	42	33	-35.71397	-0.57500
400	24	26	-38.75530	-1.17173
494	0	0	-37.12167	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA	I		II		FLUJO (S _v)
			PROFUNDIDAD	PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (Cm/s)	VELOCIDAD (Cm/s)	
1.3333333	82.3						
0.4666666	82.6666667	104.566363					
NIVEL DE ANOMALIA							
170			206	210	0		-3.65724555
200			50	30	-41.6373262		-0.420715747
250			37	29	-73.3179005		-0.128308838
300			35	28	-90.2896367		-0.153154256
350			33	27	-104.998475		-0.394628058
400			26	27	-110.65572		-0.281877185
450			22	26	-104.998475		-0.20775502
500			19	25	-93.683984		-2.09894093
536			0	0	-88.7961239		0

El nivel de referencia de anomalía termométrica para el Crucero fue 170 cℓ/ton

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
3.08333333	82.5	
1.81666667	82.4666667	140.800639

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	192	222	0	-3.71036695
200	87	111	-48.7998486	-2.05717071
250	71	64	-43.9653647	-0.830772394
300	56	53	-46.8091787	-0.631828272
350	45	45	-47.6623229	-0.575530509
400	38	35	-48.5154672	-0.519833363
450	30	28	-40.9373742	-0.424275318
500	23	23	-50.506137	-1.63559817
594	0	0	-50.506137	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
1.81666667	82.466667	118.542461
0.75	82.45	

NIVEL DE ANCHALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	222	204	0	4.32195
200	111	138	82.39337	5.72209
250	64	87	114.62865	2.04593
300	53	71	141.06158	3.59182
350	45	37	147.50863	1.84780
400	35	25	135.90393	0.99998
450	28	19	123.65453	0.83364
500	23	12	110.76042	2.11676
623	0	0	93.31468	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
0.75	82.45	101.86
-0.16666667	82.45	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S ₀)
170	204	256	0	-69.23626
300	71	59	-823.90277	-21.23286
350	37	43	-843.70812	- 5.75691
400	25	41	-771.08848	- 7.45083
450	19	27	-691.8677	- 9.07414
500	12	8	-678.66349	- 7.02046
580	0	0	-699.78921	0

(continúa)

LISTADO DEL PROGRAMA CIRCON

2 DIM E1(15),E3(15),X1(15), FOL(10), F1L(10),F2MLA(10), D1ST(10)
3 DIM D2NS(10), D3EO(10), F4LU(15), ANOM(10,15), P1RO(10,15), P2RO(10,15)
10 REM EL PROGRAMA CIRCON CALCULARA LAS VELOCIDADES GEOSTROFICAS RELATIVAS
EN BASE AL METODO GEOSTROFICO CORREGIDO PARA EL ECUADOR USANDO COMO NI
VEL DE REFERENCIA UNA LINEA DE ANOMALIA TERMOSTERICA DE ACUERDO AL PRO
CESO USADO POR MONTGOMERY.
15 REM K1, K2, K3 SON EL NUMERO DE CRUCEROS, ESTACIONES Y PROFUNDIDADES
POR ESTACION RESPECTIVAMENTE.
16 REM A1LA, A2LA, A3LO, A4LO SON LOS ARREGLOS PARA LA LATITUD Y LONGITUD
EN GRADOS Y MINUTOS RESPECTIVAMENTE.
17 REM FOL, F1L SON ARREGLOS QUE ALMACENAN LA LATITUD Y LONGITUD EXPRESA
DAS EN GRADOS.
18 REM C0 ES UNA CONSTANTE QUE TRANSFORMA GRADOS A RADIANTES
C1 TRANSFORMA MILLAS A KILOMETROS
C2 ES UNA VARIABLE DE REPETICION CONTINUA CONSTITUYE EL PRODUCTO DE
LA VELOCIDAD ANGULAR DE LA TIERRA POR EL RADIO ECUATORIAL
19 REM D2NS ES LA DISTANCIA NORTE-SUR
F2MLA ES LA LATITUD MEDIA ENTRE LAS ESTACIONES
D3EO ES LA DISTANCIA ESTE-OESTE
D1ST ES LA DISTANCIA TOTAL ENTRE EL PAR DE ESTACIONES
20 REM C3C ES EL FACTOR DE CORIOLIS PARA UN PAR DE ESTACIONES
ANOM ES UN ARREGLO PARA ANOMALIA TERMOSTERICA
P1RO ALMACENA LA PROFUNDIDAD DE UNA ANOMALIA TERMOSTERICA EN LA PRI
MERA ESTACION
P2RO GUARDA LA PROFUNDIDAD DE LA ANOMALIA TERMOSTERICA EN LA SEGUNDA
ESTACION
21 REM E1 ES UN ARREGLO PARA LA ACELERACION POTENCIAL EN LA PRIMERA ESTA
CION.
E0 ALMACENA LA SUMA DE ACELERACION POTENCIAL PARA LA PRIMERA ESTA
CION CUANDO I5 VALE 1 ES EL PRODUCTO DEL NIVEL REFERENCIAL DE
ANOMALIA TERMOSTERICA POR SU RESPECTIVA PROFUNDIDAD.
E3 ARREGLO PARA ALMACENAR LA ACELERACION POTENCIAL EN LA SEGUNDA
ESTACION.
E2 SIMILAR A E0 PARA LA SEGUNDA ESTACION
X1 ES LA VELOCIDAD GEOSTROFICA PARA UN PAR DE ESTACIONES
F4LU REPRESENTA EL FLUJO ENTRE DOS NIVELES DE ANOMALIA TERMOSTERICA
PARA UN PAR DE ESTACIONES
25 READ K1
26 FOR I1=1 TO K1
27 READ K2
28 PR#0: PRINT"COLOQUE EL NUMERO DE CRUCERO EN ROMANOS, GRACIAS"
30 INPUT "NOMBRE, NUMERO Y AÑO DEL CRUCERO"; B1\$, B2\$, B3
31 PR#1 : PRINT " "
32 PRINT : PRINT
40 FOR I2=1 TO K2



```

READ A1LA (I2), A2LA(I2), A3LO (I2), A4LO (I2)
FOL (I2)=A1LA (I2)+A2LA (I2)/60
F1L (I2)=A3LO (I2)+A4LO (I2)/60: NEXT I2
CO=3.14159265/180
C1=1.852*60.
C2=7.29*6378.2
FOR I3=1 TO K2-1
PRINT "....."
PRINT " "; "LATITUD", "LONGITUD", "DISTANCIA"
PRINT "....."
D2NS (I3)= (FOL(I3)-FOL(I3+1))*C1
0 F2MLA (I3)=(FOL(I3)+FOL (I3+1))/2
0 D3EO (I3)=(F1L (I3)-F1L (I3+1))*COS (F2MLA(I3)*CO)*C1
0 D1ST (I3)=(D2NS (I3)**2 +D3EO (I3)**2)**0.5
0 PRINT " "; FOL (I3), F1L (I3): PRINT " "; FOL (I3+1), F1L (I3+1),D1ST
(I3)
0 PRINT "....."
1 PRINT "....."
0 C3C=(( FOL(I3)*CO)**2-(FOL(I3+1)*CO)**2)*C2
0 F3C=1/C3C
0 READ K3
0 FOR I4=1 TO K3
0 READ ANOM (I3,I4), P1RO (I3,I4), P2RO (I3,I4)
0 NEXT I4
0 EO=ANOM (I3,1)*P1RO (I3,1): S=0
0 E2=ANOM (I3,1)*P2RO (I3,1): X1(1)=0
0 PRINT "NIVEL DE .. I .. II"
0 PRINT "ANOMALIA .PROFUNDIDAD .PROFUNDIDAD . VELOCIDAD (CM/S)
.FLUJO (SV)
5 PRINT "....."
0 FOR I5=1 TO K3-1
0 E1 (I5)=(ANOM(I3,I5)-ANOM (I3,I5+1))*(P1RO(I3,I5)+P1RO(I3,I5+1))/2+E0
0 E0=E1 (I5)
0 E3 (I5)= (ANOM (I3,I5)-ANOM (I3,I5+1))*(P2RO(I3,I5)+P2RO(I3,I5+1))/2+E1
0 E2=E3 (I5)
0 T1=S
0 X1 (I5+1)= F3C*(0-E2)
0 S=X1 (I5+1)
0 F4LU (I5)=((S+T1)/2)*D1ST (I3)*((P1RO(I3,I5)-P1RO (I3,I5+1))+(P2RO(I3,
I5)-P2RO(I3,I5+1)))/2E+5
0 FOR I7=1 TO K3-1 : F4LU(I7)=0:NEXT I7
0 NEXT I5
0 FOR I6=1 TO K3
0 PRINT " "; ANOM (I3,I6), P1RO (I3,I6),P2RO (I3,I6),X1 (I6):PRINT "
";F4LU(I6)
0 PRINT "....."
0 NEXT I6
0 PRINT "EL NIVEL DE REFERENCIA DE ANOMALIA TERMOSTERICA EN LA ESTACION
FUE"; ANOM (I3,1); "CL/TON"; PRINT
0 NEXT I3: PRINT : PRINT : NEXT I1

```

```
420 STOP
430 END
```

LISTADO DE LA SUBROUTINA ANOMALIA

```
2 DIM J1 (100), A1NT (100)
10 INPUT "NUMERO DE ESTACIONES"; N1ES
20 FOR I1=1 TO N1ES
30 INPUT "NUMERO DE PROFUNDIDADES"; N2P
40 FOR I2=1 TO N2P
50 READ J1 (I2): REM J1 (I2) ES SIGMA-T
60 NEXT I2
70 FOR I3=1 TO N2P
80 A1NT (I3)= (0.0273569-((J1 (I3)/1000)/(1+J1 (I3)/1000)))*100000
90 PRINT A1NT (I3)
100 NEXT I3 : NEXT I1
110 STOP
120 END
```

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA	
-0.16666667	82.45	92.6	
-1.0	82.45		

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	256	300	0	19.79573
300	59	86	208.057525	2.01468
350	43	74	102.75678	0.36010
400	41	62	8.35126	-0.38599
450	27	48	-67.89936	-2.92708
493	0	0	-100.68712	0

(continúa)



LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA				
-1.0	82.45	57.56				
-1.5	82.45					
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)		
170	300	250	0	-17.65692		
200	140	86	-391.13742	-6.17821		
250	102	53	-244.28438	-1.12188		
300	85	48	-122.84822	-0.27792		
350	74	46	-31.06506	0.00549		
400	62	44	33.88916	0.26125		
450	48	40	70.60242	1.85024		
495	0	0	80.76917	0		

El nivel de anomalía para el Crucero fue 170 cl/tn.

CRUCERO OCEANOGRÁFICO SEPTIEMBRE 1976 (CO-II-76)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA				
2.0	82.6333	112.1027				
1.0	82.5					
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)		
170	250	275	0	-3.32867		
200	173	204	-80.25142	-11.143905		
250	70	46	-76.13294			
305	0	0	-91.66548			
					0	

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA		
1.0	82.5	111.12		
0.0	82.5			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (Sv)
170	275	290	0	-12.24314
200	204	156	-214.98438	-38.31900
250	46	46	-299.70728	- 3.25189
300	32	40	-285.58680	-10.69571
429	0	0	-249.15595	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA		
0.0	82.5	111.12		
-1.0	82.5			
NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (Sv)
170	290	258	0	-22.95861
200	156	156	-350.18802	-39.40940
250	46	79	-408.43502	-3.36438
300	40	72	-523.16395	-1.92642
350	38	68	-632.59771	-1.90200
400	36	65	-736.73628	-6.16997
450	26	61	-849.70016	-6.56429
500	21	53	-967.95922	-41.30651
565	0	0	-1041.38573	0

(continúa)

LATITUD	LONGITUD	DISTANCIA
-1.0	82.5	55.56
-1.5	82.5	

NIVEL DE ANOMALIA	I PROFUNDIDAD	II PROFUNDIDAD	VELOCIDAD (cm/s)	FLUJO (S _v)
170	258	270	0	4.27179
200	156	130	127.08436	6.41435
250	79	61	189.21449	0.96027
300	72	52	242.87233	0.60252
350	68	48	299.35427	0.36245
400	65	47	353.01211	0.62841
450	61	45	401.02176	1.28369
500	53	42	439.14707	11.87647
570	0	0	460.89261	0



El nivel de referencia de anomalía para el Crucero fue 170 el/ton

CRUCERO OCEANICO FEBRERO-MARZO 1972 (CO-I-72)

ESTACIONES 37-38

δ_T (cl/ton)	$\Sigma\phi$ (S_U)	\bar{S} ($^{\circ}/\infty\infty$)
687	+ 0.7457	32.905
650	+ 1.3029	33.46
600	+ 2.0229	33.672
550	+ 2.4763	33.861
500	+ 3.2467	33.960
450	+ 4.2847	34.250
400	+ 5.7676	34.535
350	+ 7.9387	34.960
300	+10.5807	35.156
250	+15.9962	35.142
200	+21.5143	35.149
160		35.139

ESTACIONES 38-39

δ_T (cl/ton)	$\Sigma\phi$ (S_U)	\bar{S} ($^{\circ}/\infty\infty$)
675	- 0.7551	33.110
650	- 1.3500	33.300
600	- 1.8035	33.793
550	- 1.8855	34.066
500	- 1.8855	34.110
450	- 1.7115	34.230
400	- 1.3522	34.402
350	- 0.8488	34.652
300	- 0.1609	34.886
250	+ 0.8268	35.060
200	+ 1.6912	35.126
160		35.146

(continúa)

CRUCERO OCEANICO MAYO 1972 (CO-II-72)

ESTACIONES 32-33

δT (cℓ/ton)	$\Sigma \phi$ (S_U)	\bar{S} ($^{\circ}/_{\infty}$)
495	+ 0.8198	34.765
450	+ 1.7488	34.987
400	+ 1.9360	35.046
350	+ 1.8592	35.116
300	+ 0.9090	35.207
250	- 2.8994	35.229
200	- 5.1135	35.216
170		35.225

ESTACIONES 33-35

δT (cℓ/ton)	$\Sigma \phi$ (S_U)	\bar{S} ($^{\circ}/_{\infty}$)
486	+ 7.0253	34.878
450	+10.3944	35.060
400	+11.0513	35.226
350	+13.9959	35.265
300	+16.6724	35.382
250	+17.7446	35.400
200	+15.7731	35.414
170		35.169

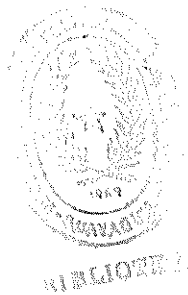
(continúa)

ESTACIONES 36-37

δT ($^{\circ}C/ton$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\infty$)
490	- 0.9673	34.647
450	- 1.1252	34.668
400	- 1.4056	34.840
350	- 1.7755	35.016
300	- 2.9527	35.049
250	- 6.9629	35.066
200	- 8.6299	34.990
170		35.051

ESTACIONES 37-38

δT ($^{\circ}C/ton$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\infty$)
495	+ 3.4196	34.582
450	+ 4.2913	34.545
400	+ 8.0111	34.635
350	+ 10.8261	34.996
300	+ 15.3385	35.102
250	+ 26.0980	35.081
200	+ 30.0233	34.933
170		34.992



(continúa)

CRUCERO OCEANICO MAYO 1972 (CO-II-72)

ESTACIONES 38-39

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{ton}$)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
469	- 1.4323	34.670
450	- 1.7073	34.537
400	- 1.9567	34.650
350	- 1.8304	35.007
300	- 1.4273	35.126
250	- 0.2891	35.110
200	+ 0.1536	34.983
170		34.912

(continúa)

CRUCERO OCEANICO AGOSTO-SEPTIEMBRE 1972 (CO-III-72)

ESTACIONES 36-37

δ_T (cl/ton)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{‰}$)
450		34.402
	+ 2.4119	
400		34.740
	+ 4.2637	
350		34.980
	+ 5.8556	
300		35.108
	+12.1457	
250		34.962
	+20.2113	
200		34.995
	+23.8076	
170		34.880

ESTACIONES 37-38

δ_T cl/ton)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{‰}$)
400		34.882
	+ 0.5526	
350		34.960
	+ 1.1920	
300		35.065
	+ 2.3368	
250		35.076
	+10.1449	
200		35.048
	+16.0834	
170		34.940

ESTACIONES 38-39

δ_T (cl/ton)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{‰}$)
370		34.980
	- 0.1581	
350		34.964
	- 0.2145	
300		35.062
	- 0.2189	
250		35.067
	- 0.0836	
200		35.072
	+ 0.0831	
170		34.940

(continúa)

CRUCERO OCEANICO NOVIEMBRE-DICIEMBRE 1972 (CO-IV-72)

ESTACIONES 33-35

ESTACIONES 36-37

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{ton}$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)	δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{ton}$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
595	- 5.5813	36.675	586	- 1.3544	33.710
550	- 5.9093	34.075	550	- 1.6720	33.945
500	- 6.1323	34.170	500	- 2.1827	34.280
450	- 6.1748	34.325	450	- 2.3149	34.510
400	- 4.8145	34.450	400	- 2.5211	35.010
350	- 2.5711	35.120	350	- 2.4557	35.255
300	+ 0.7842	35.285	300	- 0.5792	35.340
250	+ 4.1315	35.310	250	+ 4.9395	35.360
200	+ 5.4932	35.240	200	+ 8.1918	35.345
170		35.145	170		35.280

(continúa)

ESTACIONES 37-38

δT ($^{\circ}C/ton$)	$\Sigma \phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/_{oo}$)
567	+ 0.5483	33.760
550	+ 1.1700	33.860
500	+ 1.1669	34.320
450	+ 0.7437	34.650
400	+ 0.1634	35.115
350	- 0.3506	35.340
300	- 1.4164	35.385
250	- 3.7446	35.395
200	- 4.4709	35.400
170		35.310

ESTACIONES 38-39

δT ($^{\circ}C/ton$)	$\Sigma \phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/_{oo}$)
549	- 4.5589	33.975
500	- 6.1062	34.360
450	- 6.7951	34.790
400	- 7.1311	35.200
350	- 7.7436	35.350
300	- 8.4372	35.380
250	- 9.2259	35.395
200	- 9.1660	35.405
170		35.320

(continúa)

CRÚCERO OCEANICO SEPTIEMBRE-OCTUBRE 1975 (CO-II-75)

ESTACIONES 3-6

δ_T (cl/tn)	$\Sigma\phi$ (S _v)	\bar{S} (‰)
300		34.420
	+ 0.3332	
250		34.837
	+ 0.0155	
200		34.991
	- 2.0064	
170		34.908



ESTACIONES 6-11

δ_T (cl/tn)	$\Sigma\phi$ (S _v)	\bar{S} (‰)
494		33.712
	+ 1.1717	
400		33.540
	+ 1.7467	
350		34.305
	+ 1.9864	
300		34.570
	+ 2.1378	
250		34.759
	+ 1.7604	
200		34.943
	- 0.9749	
170		34.855

ESTACIONES 11-14

δ_T (cl/tn)	$\Sigma\phi$ (S _v)	\bar{S} (‰)
536		33.213
	- 2.0989	
500		33.325
	- 2.3067	
450		33.421
	- 2.5885	
400		33.840
	- 2.9832	
350		34.055
	- 3.1363	
300		34.705
	- 3.2646	
250		34.768
	- 3.6853	
200		34.893
	- 7.3425	
170		34.855

(continúa)

ESTACIONES 16-17

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{hr}$)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/_{\text{oo}}$)
594	+ 1.6356	34.111
500	+ 2.0599	34.413
450	+ 2.5797	34.605
400	+ 3.1552	34.763
350	+ 3.7870	34.896
300	+ 4.6178	34.912
250	+ 6.6750	34.991
200	+10.3854	35.014
170		34.964

ESTACIONES 17-18

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{hr}$)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/_{\text{oo}}$)
623	+ 2.1168	34.364
500	+ 2.9504	34.352
450	+ 3.9503	34.516
400	+ 5.798	34.782
350	+ 9.3899	34.939
300	+11.4358	35.079
250	+17.1579	35.112
200	+21.4798	35.054
170		34.992

(continued)

ESTACIONES 19-20

δ_T (cL/tn)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
493		34.308
	+ 2.9271	
450		34.650
	+ 3.3131	
400		34.850
	+ 2.9529	
350		34.893
	+ 0.9383	
300		34.994
	-18.8574	
170		34.970

ESTACIONES 20-21

δ_T (cL/tn)	$\Sigma\phi$ (S_V)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
495		34.375
	- 1.8502	
450		34.537
	- 2.1114	
400		34.656
	- 2.1169	
350		34.710
	- 1.8390	
300		34.764
	- 0.7171	
250		34.869
	+ 5.4610	
200		35.001
	+23.1179	
170		34.917

(continúa)

ESTACIONES 2-3

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{tn}$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
305		35.112
	+ 5.4551	
250		35.093
	+16.8941	
200		35.025
	+20.2228	
170		35.019

ESTACIONES 5-6

δ_T ($^{\circ}\text{C}/\text{tn}$)	$\Sigma\phi$ (S_v)	\bar{S} ($^{\circ}/\text{oo}$)
570	+11.8765	33.637
500	+13.1602	34.480
450	+13.7886	34.529
400	+14.1511	34.641
350	+14.7536	34.739
300	+15.7139	34.864
250	+22.1282	35.004
200	+26.400	35.025
170		34.925

(continua)

>600 (cL/tn)

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.0-33.2				-0.80	-0.80	0
.2- .4	+1.40		+0.80	-0.32	-0.32	+2.20
.4- .6	+0.40	+0.40	+0.56	-0.16	-0.16	+0.96
.6- .8	+0.06	+0.06	+0.04	-0.31	-0.31	+0.10

600-550 (cL/tn)

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.2- .4	+2.34				0	+2.34
.4- .6	+0.26				0	+0.26
.6- .8		+0.25	+0.70	-0.04	-0.04	+0.95
.8-34.0			+0.10	-0.19	-0.19	-0.10
34.0-34.2				-0.03	-0.03	0

550-500

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.4- .6	+0.40				0	+0.40
.6- .8	+0.89	+0.10			0	+0.99
.8-34.0	+0.11	+0.24	+0.60		0	+0.95
34.0- .2				-0.03	-0.03	0

500-450

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.8-34.0	+0.55		+0.10		0	+0.65
34.0- .2	+0.35	+0.33	+0.68	+0.05	0	+1.41
.2- .4		+0.03	+0.12	+0.05	0	+0.20
.4- .6		+0.02			0	+0.02

450-400

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.0-	.2	+0.75	0	+0.75	0	+0.75
.2-	.4	+0.40	+0.50	+0.21	0	+1.11
.4-	.6	+0.15	+0.70	0	0	+0.85
.6-	.8	+0.03	0	+0.03	0	+0.03

350-300

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.6-	.8	+0.40	+0.16	0	0	+0.56
.8-35.0	+2.05	+0.40	+0.19	0	0	+2.64
35.0-35.2	+0.80	+2.00	0	0	0	+2.80

250-200

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.0-35.2	+13.0	+3.00	+5.30	+1.26	0	+22.56

400-350

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.2-	.4	+0.65	0	+0.65	0	+0.65
.4-	.6	+0.80	+0.20	+0.30	0	+1.30
.6-	.8	+0.30	+0.90	+0.07	0	+1.39
.8-35.0	+0.30	+0.30	+0.50	0	0	+0.80
35.0-35.2	+0.10	0	0	0	0	+0.10

300-250

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	+2.75	+0.29	0	+3.04	0	+3.04
35.0-	.2	+3.00	+3.60	+0.48	0	+8.73

<200

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	32-33	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.0-35.2	+5.40	+1.85	+3.40	+0.46	0	+11.11

CRUCERO OCEANOGRÁFICO MAYO 1972 (CO. II-72)

>450

450-400

S/Estaciones	32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.4-34.6			+3.90	-1.50	-1.50	-3.90		34.4-	.6				
34.6-34.8			-1.00			-1.00		.6-	.8				
34.8-35.0	+1.42	+7.35				+8.77		.8-35.0	+0.08				
35.0-35.2		+1.45				+1.45		35.0-	.2	+0.40	+1.80		+2.2
								.2-	.4		+0.20		+0.2

400-350

350-300

S/Estaciones	32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+	
34.6- .8			+2.90	-0.11	-0.11	-0.11	+2.90	34.8-35.0		+1.00		-0	+1.0	
.8-35.0			-0.25	+1.20	-0.04	-0.25	+1.24	35.0-	.2	-0.39	+2.30	+0.31	-1.14	+2.6
35.0- .2	-0.01		-0.10			-0.10	+0.01	.2-	.4	-0.04	+3.40		-0.04	+3.40
.2- .4		+1.40				0	+1.40							

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO MAYO 1972 (CO-II-72)

300-250

		250-200																
$\bar{S}/Estaciones$		32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+	$\bar{S}/Estaciones$			32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.0-	.2	-2.40	+7.60	+0.77	-2.40	+8.37	34.8-35.0	-0.60	+3.2	+0.07	-0.60	+3.2	+0.07	-0.60	+3.2	+0.07	-0.60	+3.2
.2-	.4	-2.48	+1.90	-2.48	+1.90	35.0-	.2	-2.70	+5.2	+0.77	-2.70	+5.2	+0.77	-2.70	+5.2	+0.77	-2.70	+5.97
>35.4		+0.20	-0	+0.20	.2	.4	-3.3	-3.3	-0	-3.3	-3.3	-0	-3.3	-3.3	-0	-3.3	-0	-0
					>35.4		-1.00											

<200

		<200																
$\bar{S}/Estaciones$		32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+	$\bar{S}/Estaciones$			32-33	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0		-0.25	+1.0	+0.17	-0.25	1.17	-0.25	+1.0	+0.17	-0.25	1.17	-0.25	+1.0	+0.17	-0.25	1.17	-0.25	+1.0
35.0-	.2	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45	-0.45
.2-	.4	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80	-0.80
>35.4		-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRÁFICO AGOSTO-SEPTIEMBRE 1972 (CO-III-72)

> 400

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.4- .6	+2.5			0	+2.5
.6- .8	+1.0			0	+1.0

350-300

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	+0.40	+0.30	-0.023	-0.023	+0.70
35.0- .2	+2.90	+0.50	-0.015	-0.015	+3.40

250-200

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	+6.40			0	+6.40
35.0-35.2		+8.50	+0.178	0	+8.68

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO AGOSTO-SEPTIEMBRE 1972 (CQ-III-72)

400-350

\bar{S} /ESTACIONES	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.6- .8	+0.50			0	+0.50
.8-35.0	+0.50	+0.80	-0.182	-0.182	+1.30

300-250

\bar{S} /Estaciones	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	+1.80			0	+ 1.80
35.0- .2	+6.20	+3.90	+0.06	0	+10.16

<200

\bar{S} /Estaciones	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	+1.10			0	+1.10
35.0- .2		+2.0	+0.065	0	+2.07

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRÁFICO NOVIEMBRE-DICIEMBRE 1972 (CO-IV-72)

>550						
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.8-34.0	-5.70	-1.57	+0.80		-7.27	+0.80
500-450						
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.2- .4	-0.15	-0.13	-0.03	-0.15	-0.46	0
.4- .6		-0.10	-0.12	-0.65	-0.87	0
.6- .8			-0.08	-0.30	-0.38	0
400-350						
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.4- .6	+0.50				0	+0.50
.6- .8	+0.60				0	+0.60
.8-35.0	+0.25				0	+0.25
35.0- .2	+0.65	-0.05	-0.20		-0.25	+0.65
.2- .4		+0.01	-0.30	-0.40	-0.70	+0.01

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRÁFICO NOVIEMBRE-DICIEMBRE 1972 (CO-IV-72)

550-500

$\bar{S}/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
33.8-34.0		-0.03	+0.30		-0.03	+0.30
34.0- .2	-0.25	-0.20	+0.10	-4.60	-5.05	+0.10
.2- .4	-0.05	-0.17	+0.03	-0.80	-1.02	+0.03

450-400

$\bar{S}/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
34.2- .4	+0.05				0	+0.05
.4- .6	+0.50	-0.03			-0.03	+0.50
.6- .8		-0.05	-0.20		-0.25	0
.8-35.0		-0.03	-0.20	-0.30	-0.53	0
35.0- .2		-0.04	-0.20	-0.15	-0.39	0

350-300

$\bar{S}/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.0- .2	+0.70				0	+0.70
.2- .4	+2.00	+0.79	-0.75	-0.75	-1.50	+2.79

(Continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO NOVIEMBRE-DICIEMBRE 1972 (CO-IV-72)

300-250

$\bar{S}/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.2- .4	+3.50	+3.40	-1.60	-0.80	-2.40	-6.90

< 200

$\bar{S}/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.0- .2	+0.05				0	+0.05
.2- .4	+0.25	+1.40	-0.20	+0.05	-0.20	+1.65

250-200

$S/Estaciones$	33-35	36-37	37-38	38-39	Σ^-	Σ^+
35.2- .4	+2.70	+6.00	+1.65	-0.20	-1.85	-8.70
>35.4				-0.10	-0.10	0

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO SEPTIEMBRE-OCTUBRE 1975 (CO-II-75)

>500				
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	11-14	Σ^-	Σ^+	
33.2-33.4	-2.2	-2.2	0	
500-450				
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	11-14	Σ^-	Σ^+	
33.2- .4	-0.16	-0.16	0	
.4- .6	-0.13	-0.13	0	
450-400				
$\bar{S}/\text{Estaciones}$	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
33.4- .6	+1.57	-0.17	-0.17	+1.57
.6- .8		-0.10	-0.10	0
.8-34.0		-0.05	-0.05	0

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO SEPTIEMBRE-OCTUBRE 1975 (CO-II-75)

400-350

$\bar{S}/Estaciones$	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
33.4- .6	-0.03		-0.03	0
.6 .8	-0.13		-0.13	0
.8-34.0	-0.07	-0.35	-0.42	0
34.0- .2	-0.05	-0.01	-0.06	0
.2- .4	-0.03		-0.03	0

350-300

$\bar{S}/Estaciones$	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
34.0- .2		-0.02	-0.02	0
.2- .4	-0.07	-0.03	-0.10	0
.4- .6	-0.08	-0.04	-0.12	0
.6- .8		-0.01	-0.01	0

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO SEPTIEMBRE-OCTUBRE 1975 (CO-II-75)

300-250

$\bar{S}/Estaciones$	3-6	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
34.4- .6		+0.03		0	+0.03
.6- .8	+0.43	+0.12	-0.19	-0.19	-0.55
.8-35.0	-0.03			-0.03	

250-200

$\bar{S}/Estaciones$	3-6	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
34.6- .8		+0.02	-0.11	-0.11	+0.02
.8-35.0	-1.90	-0.21	-1.59	-3.49	+0.21
35.0- .2		+1.00		-0	+1.00

<200

$\bar{S}/Estaciones$	3-6	6-11	11-14	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0	-0.50		-2.2	-2.70	0
35.0- .2		-1.71		-1.71	0

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRÁFICO MARZO-ABRIL 1976 (CO-I-76)

>550

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	Σ^-	Σ^+
34.2- .4		+2.20	0	+2.20

550-500

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	Σ^-	Σ^+
34.2- .4	+1.85		0	+1.85
.4- .6	+0.05	+0.40	0	+0.45

500-450

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	19-20	Σ^-	Σ^+
34.4- .6	+0.37	+0.80	+3.10	0	+4.27
.6- .8			+0.10	0	+0.10

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO MARZO-ABRIL 1976 (CO-I-76)

450-400

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	19-20	20-21	Σ^-	Σ^+
34.4- .6		+0.20		-2.10	-2.10	+0.20
.6- .8	+0.58	+1.10	+0.10	-0.10	-0.10	+1.78
.8-35.0			-0.10		-0.10	

400-350

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	19-20	20-21	Σ^-	Σ^+
34.6- .8	+0.15	+0.20		+0.20	0	+0.55
.8-35.0	+0.60	+2.30	-1.10		-1.10	+2.90

350-300

$\bar{S}/\text{Estaciones}$	16-17	17-18	19-20	20-21	Σ^-	Σ^+
34.4- .8				+0.60	0	+0.60
.8-35.0	+1.20	+3.00	-5.50		-5.50	+4.20
35.0- .2		+0.20			0	+0.20

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRÁFICO MARZO-ABRIL 1976 (CO-I-76)



BIBLIOTECA

300-250

$\bar{S}/Estaciones$	16-17	17-18	19-20	20-21	Σ^-	Σ^+
34.6- .8				+0.50	0	+ 0.50
.8-35.0	+0.70		-9.20	+2.40	-9.20	+13.10
35.0- .2	+0.35	+4.10			0	+4.45

250-200

$\bar{S}/Estaciones$	16-17	17-18	19-20	20-21	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0			-6.10	+12.70	-6.10	+12.70
35.0- .2	+3.10	+4.70		+ 1.60	0	+ 9.40

<200

$\bar{S}/Estaciones$	16-17	17-18	20-21	Σ^-	Σ^+	Σ
34.8-35.0	+2.05		+5.80	0	+7.85	
35.0- .2		+2.20	+1.60	0	+3.80	

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO SEPTIEMBRE 1976 (CO-11-76)

550-500

$\bar{S}/Estaciones$	5-6	Σ^-	Σ^+
34.0- .2	+11.80	0	+11.80
.2- .4	+ 0.60	0	+ 0.60
.4- .6	+ 0.10	0	+ 0.10

500-450

$\bar{S}/Estaciones$	5-6	Σ^-	Σ^+
34.4- .6	+1.00	0	+1.00

450-400

$\bar{S}/Estaciones$	5-6	Σ^-	Σ^+
34.4- .6	+0.30	0	+0.30
.6- .8	+0.20	0	+0.20

400-350

$\bar{S}/Estaciones$	5-6	Σ^-	Σ^+
34.6- .8	+0.20	0	-0.20

(continúa)

CRUCERO OCEANOGRAFICO SEPTIEMBRE 1976 (CO-II-76)

350-300			
$\bar{S}/Estaciones$	5-6	Σ^-	Σ^+
34.6- .8	+0.50	0	-0.50
.8-35.0	+0.40	0	-0.40

300-200				
$\bar{S}/Estaciones$	2-3	5-6	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0		+2.90	0	+2.90
35.0- .2	+9.80		0	+9.80

250-200				
$\bar{S}/Estaciones$	2-3	5-6	Σ^-	Σ^+
35.0- .2	+9.80	+7.00	-0	+16.80

<200				
$\bar{S}/Estaciones$	2-3	5-6	Σ^-	Σ^+
34.8-35.0		+0.50	0	+0.50
35.0- .2	+0.60	+0.90	0	+1.50



BIBLIOTECA

ANEXO B

ONDAS INTERNAS

La densidad en el océano aumentó con la profundidad, sin embargo se presentan condiciones en las que la densidad de una capa a menor profundidad posee densidad mayor a otra más al fondo, entonces se producen ciertos ajustes y acomodos entre los diferentes niveles a fin de adoptar la fisonomía regular. Las partículas de la capa de densidad más alta ρ_1 van a intentar descender y las que forman el nivel de densidad menor ρ_2 tienden a subir.

Por ejemplo, si ρ_1 es una partícula, con $\rho = \rho_1$ ésta va a descender por efecto de la gravedad, bajando hasta cierto punto, a partir del cual tratará de recobrar la profundidad donde se hallaba inicialmente, esto gracias a los efectos inerciales, y así sucesivamente hasta cuando obtenga una posición estable. Todo este proceso da origen a la formación de ondas internas, mismas que perturban el cálculo y determinación de velocidades por los desplazamientos verticales, sobre todo que provocan. Figs. 1B, y 2B.

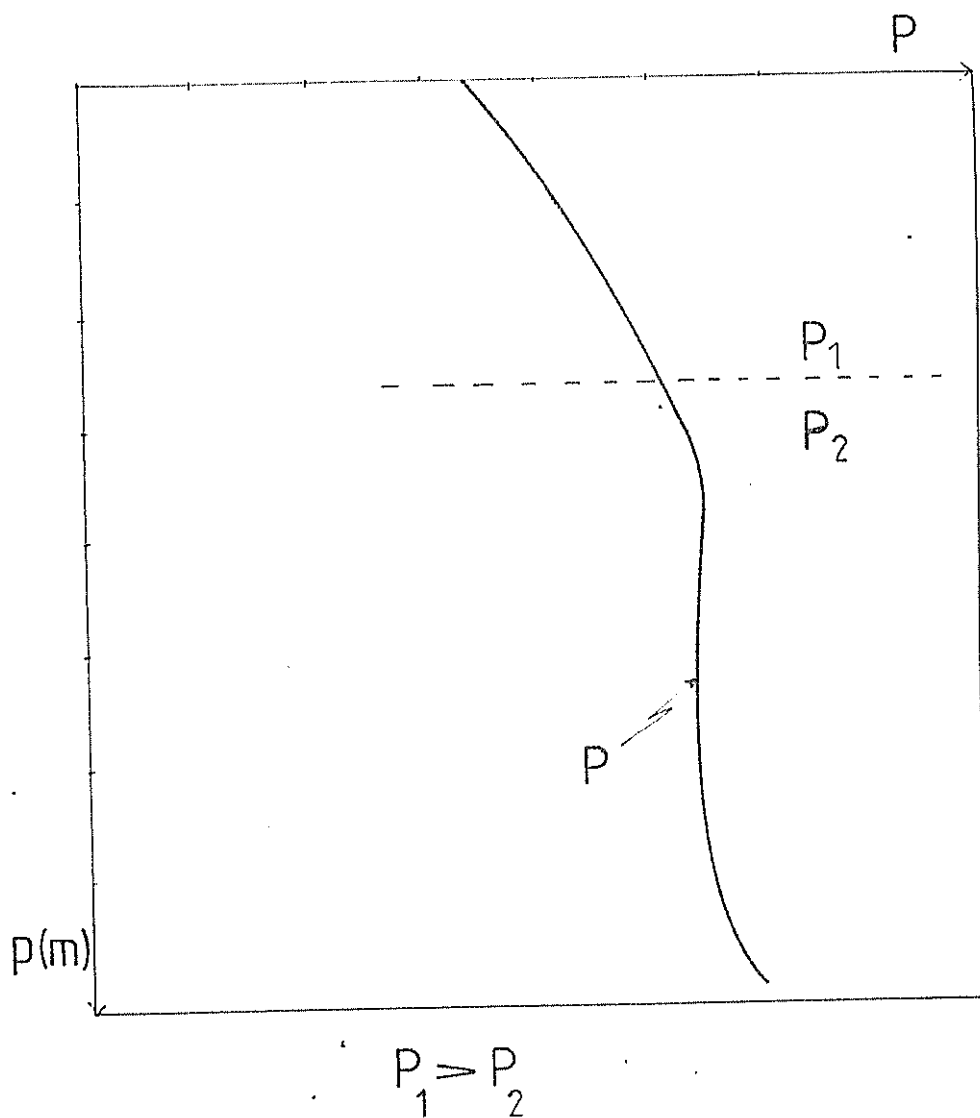


Fig. 1-B perfil de densidad en una estación

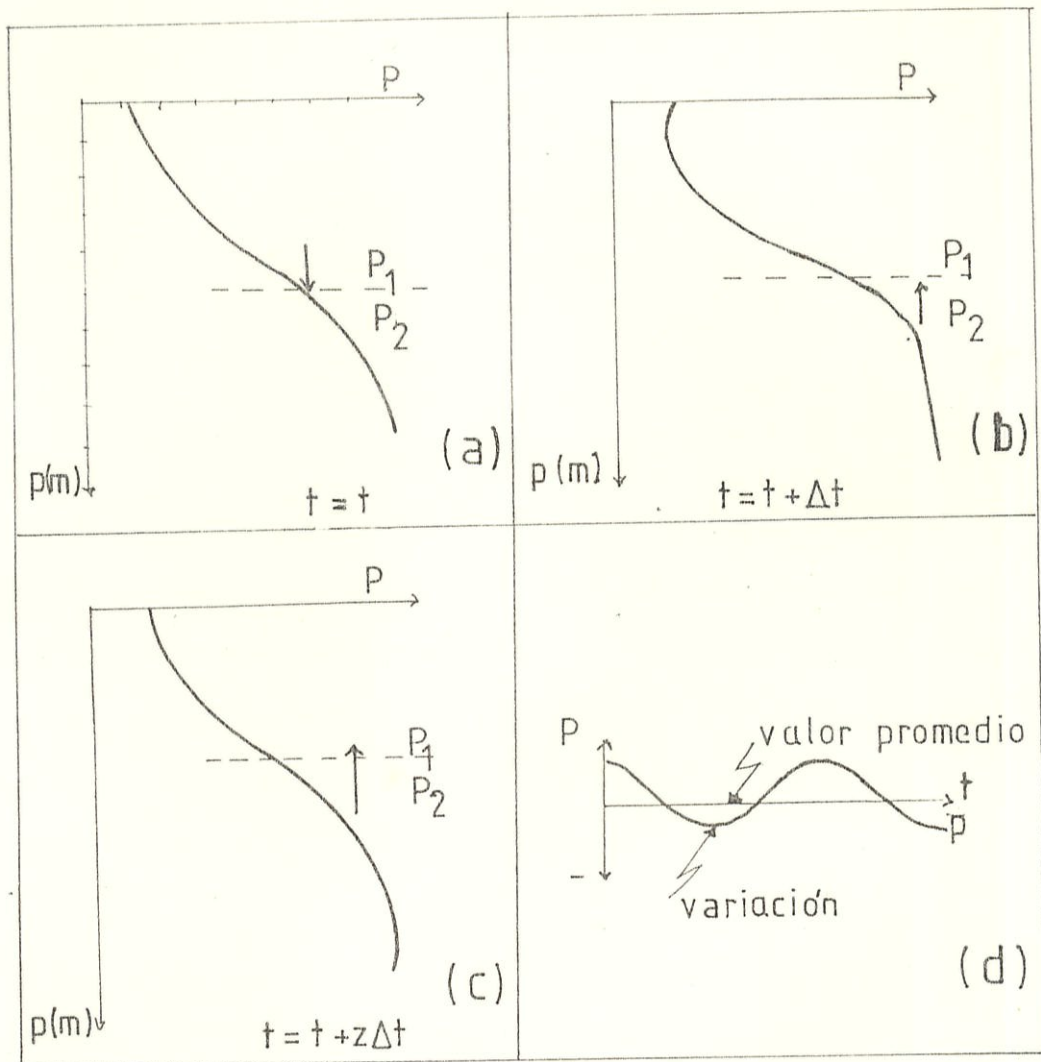


Fig. 2 B (a,b,c) esquematiza el comportamiento de la masa oceánica cuando una capa más densa se superpone a una de menor densidad en diferentes momentos.

(d) indica como varía la posición de la densidad con el tiempo.

ANEXO C

OBTENCION DE VELOCIDAD RELATIVA Y FLUJO PARA UN PAR DE ESTACIONES OCEANOGRAFICAS.

Para comenzar necesitamos los datos corregidos de temperatura y salinidad, del par de estaciones. Construir los perfiles y secciones correspondientes a estos parámetros con el fin de conocer las condiciones generales del campo de masa.

Luego efectuamos el cálculo de σ_T por medio del cual y gracias a la ecuación (3.9) determinamos la anomalía termostérica. Una vez obtenida esa variable, se grafican los perfiles y se escogen los rangos definitivos (de acuerdo con el intervalo total) para hacer la sección respectiva y con objeto de utilizarse en cálculos posteriores.

Establecidas las variaciones de anomalía termostérica a usarse, se procede al escogitamiento de la isanostera más profunda común a todas las estaciones con la finalidad de que la misma se use como nivel de referencia, después de hecha la selección se inicia el cálculo de velocidad :

- usando 3.27 obtenemos diferencia de potencial.
- con 3.26 se conocerá la velocidad.

A continuación se expone un ejemplo de como aplicar las expresiones en todos los niveles de anomalía entre un par de estaciones (Datos del Crucero Septiembre-Octubre 1975. Estaciones 3 y 6).

El nivel isanostérico de referencia escogido fue 170 cl/tn, las variaciones se escogieron cada 50 cl/tn a partir del nivel de 200 cl/tn, el máximo de anomalía termostérica superficial para la estación 3 fue 320 cl/ton, en la 6 280cl/ton, luego emplearemos como límite superior para ambas estaciones la media de esos valores, el cual resulta ser 300 cl/tn. De la sección de anomalía termostérica (Fig. 1C) tenemos: (Tabla CI)

Cálculo de velocidad geostrofica relativa entre un par de estaciones

$$\phi = p\Delta\delta$$

$$\bar{p} = p_i + p(e + 1) / 2$$

$$\beta = \phi + p\delta$$

$$u = \Delta\beta / f_c$$



Establezcamos primeramente el factor de Coriolis para el par de estaciones :

$$f_c = \Omega a (\psi_2^2 - \psi_1^2)$$

$$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

$$a = 6378.2 \times 10^5 \text{ cm}$$

$$\psi_1 = 2.42^\circ \text{ S}$$

$$\psi_2 = 3.30^\circ \text{ S}$$

$$\begin{aligned} \omega_c &= 7.29 \times 6378 (1.53 \times 10^{-3}) \text{ cm rad}^2 \text{ seg}^{-1} \\ &= 71.31 \text{ cm rad}^2/\text{seg} \end{aligned}$$

en la estación 3

$$\delta_o = \delta_n = 170 \text{ cl/tn}$$

$$p_i = 204 \text{ db}$$

$$\delta = 200 \text{ cl/tn}$$

$$p_{iH} = 50 \text{ db}$$

$$p_n \delta_n = 34680 \text{ cl/tn} \times \text{db}$$

$$\phi i_3 = \frac{(204+50)}{2} \times (170-200)$$

$$= -3810$$

$$\beta_3 = 34680 + (-3810)$$

$$= 30870 \text{ cl/tn} - \text{db}$$

$$p_{\delta_{i+1}} = 30870$$

3

en la estación 6

$$\delta_n = 170 \text{ cl/tn}$$

$$p_i = 222 \text{ db}$$

$$\delta = 200 \text{ cl/tn}$$

$$p_{i+1} = 96 \text{ db}$$

$$p_n \delta_n = 37740 \text{ cl/tn} \times \text{db}$$

$$\phi_{i_6} = (222 + 96) / 2 \cdot (170 - 200)$$

$$= -4770$$

$$\beta_6 = 37740 + (-4770)$$

$$= 32970 \text{ cl/tn} \times \text{db}$$

$$p\delta_{i+1_6} = 32970$$

$i+1_6$

luego u_z

$$u_z = \frac{\beta_3 - \beta_6}{\delta c}$$

$\frac{\text{cl}}{\text{tn}} \times \text{db}$
 $\frac{\text{cm}}{\text{seg}}$

$$= \frac{30870 - 32970}{71.31}$$

$$u_z = -29.4 \text{ cm/s}$$

en la siguiente capa

estación 3

$$\delta = 200 \quad p_i = 50$$

$$\delta_o = 250 \quad p_{i+1} = 32$$

$$\phi = (50 + 32) / 2 \cdot (200 - 250)$$

$$= -2050$$

$$\beta_{3i+1} = 30870 + (-2050) = 28820 \text{ cl/tn} \times \text{db} \quad p\delta_{i+1} = 28820 \text{ cl/tn} \times \text{db}$$

estación 6

$$\delta = 200 \quad p_i = 96$$

$$\delta_o = 250 \quad p_{i+1} = 70$$

$$\begin{aligned}\phi &= (96+70)/2 \quad (200-250) \\ &= -4150\end{aligned}$$

$$\beta_{6i+} = 32970 + (-4150) = 28820 \text{ cl/tnxdb} \quad \text{ps}_{i+1} = 28820 \text{ cl/tnxdb}$$

entonces

$$\begin{aligned}u &= \frac{28820 - 28820}{71.31} \\ &= 0 \text{ cm/s}\end{aligned}$$

en la capa siguiente:

estación 3

$$\delta = 250 \quad p_i = 32$$

$$\delta_o = 300 \quad p_{i+1} = 0$$

$$\begin{aligned}\phi &= (32+0)/2 \quad (250-300) \\ &= -800\end{aligned}$$

$$\beta_{3i+} = 28820 + (-800) = 28020$$

estación 6

$$\delta = 250 \quad p_i = 70$$

$$\delta_o = 300 \quad p_{i+1} = 0$$

$$\begin{aligned}\phi &= (70+0)/2 \quad (250-300) \\ &= -1750\end{aligned}$$

$$\beta_{6i+1} = 28820 + (1750) = 27070$$

luego

$$u = \frac{28020 - 27070}{71.31}$$

$$= 13.3 \text{ cm/s}$$

Para estimar el flujo de la Tabla I y II tenemos :

$$\text{Area} = \text{distancia} \left[(p_i - p_{i+1})_3 + (p_i - p_{i+1})_6 \right] / 2$$

$$v = (v_i + v_{i+1})/2, \quad d_{NS} = \Delta\psi, \quad d_{E.0} = \Delta L \cos \bar{\psi}, \quad d_T = d_{NS}^2 + d_{E.0}^2$$

entre 170 y 200 cl/tn

$$\delta_i = 170 \quad p_i = 204 \quad p_{i+1} = 222 \quad v_i = 0$$

$$\delta_{i+1} = 200 \quad p_{i+1} = 50 \quad p_{i+1} = 96 \quad v_{i+1} = -29.4$$

$$d_T = 98.80 \text{ Km}$$

$$\delta = d_T \times (0 - 29.4) / 2 \quad (204 - 50) + (222 - 96) / 2 \times 10^{-5}$$

$$\delta = d_T \times (-14.7) \times (140) \times 10^{-5}$$

$$= d_T \times 0.2058$$

$$\delta = -2.022 S_v$$

entre 200 y 250

$$\delta_i = 200 \quad p_i = 50 \quad p_{i+1} = 96 \quad v_i = -29.4$$

$$\delta_{i+1} = 250 \quad p_i = 32 \quad p_{i+1} = 70 \quad v_{i+1} = 0$$

$$\begin{aligned} \delta &= d_T \times (-29.4+0)/2 \cdot (50-32) + (96-70) / 2 \times 10^{-5} \\ &= d_T \times (-14.7) (22) \times 10^{-5} \\ &= d_T \times 0.00323. \end{aligned}$$

$$\delta = -0.3177 S_v$$

entre 250-300

$$\begin{array}{llll} \delta_i = 250 & p_{i_3} = 32 & p_{i_6} = 70 & v_i = 0 \\ \delta_{i+1} = 300 & p_{i+1_3} = 0 & p_{i+1_6} = 0 & v_{i+1} = 13.3 \end{array}$$

$$\begin{aligned} \delta &= d_T \times (0 + 13.3)/2 \cdot (32-0) + (70-0) / 2 \times 10^{-5} \\ &= d_T \times (6.65) (51) \times 10^{-5} \\ &= d_T \times 0.00339 \end{aligned}$$

$$\delta = -0.3332 S_v$$

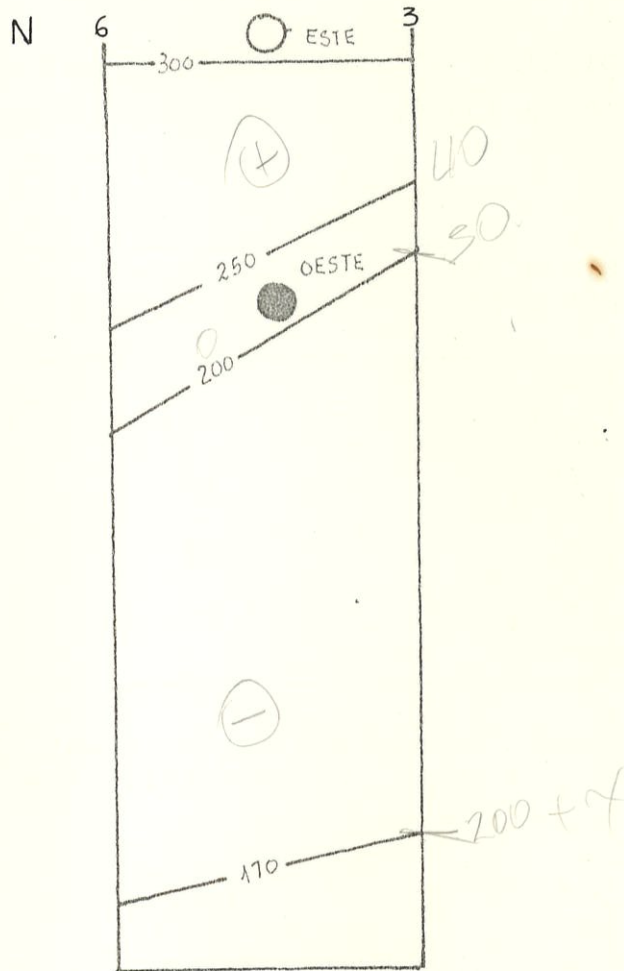


Fig. 1 C Sección de anomalía termostérica de las estaciones 3-6 del crucero oceánico Septiembre-Octubre 1975 (CO-II-75)

TABLA IC

PROFUNDIDAD DE RANGOS DE ANOMALIA TERMOSTERICA ESCOGIDOS ENTRE LAS ESTACIONES 3-6 DE CRUCERO OCEANICO SEPTIEMBRE-OCTUBRE 1975 (CO-II-75)

ANOMALIA TERMOSTERICA	PROFUNDIDAD ESTACION 3	PROFUNDIDAD ESTACION 6
170	204	222
200	50	96
250	32	70
*300	0	0

* Valor medio tomado entre los valores superficiales de anomalías termostérica de las estaciones 3 y 6.

TABLA II

VELOCIDAD RELATIVA ENTRE LOS INTERVALOS ESCOGIDOS DE ANOMALIA TERMOSTERICA ENTRE LAS ESTACIONES 3-6.

ANOMALIA (cl/tn)	VELOCIDAD (cm/s)
170	0
200	-29.4
250	0
300	13.3

BIBLIOGRAFIA

1. ASKREN, D. ET AL. "Conceptos de oceanografía física".
School of Oceanography. Oregon, USA 1978. pp. 19-159
2. CUCALON, E. "Oceanografía física del fenómeno de "El Niño"
1976". Tesis de grado. ESPOL. 1982 pp. 1-176.
3. DEFANT, A. "Die absolute topographic des physikalischen"
Meteor. Werk. 1941. Vol 6 #2 pp. 19 3-260
4. DEFANT, A. "Reality and Illusion in oceanographic surveys"
Journal of Marine Research 1962, VOL. 9 N°2.
5. DIETRICH, J. "Die dynamische berugsfläche, ein Gegenwars-
problem der dyn" Ann. d. Hydr. und Mant. Meteorol. 1937.
Vol. 65 pp. 506-519.
6. EINFELD, D. "Oceanografía de la región norte del frente
ecuatorial: aspectos físicos". INOCAR 1975 55 p.
7. FOMIN, L. "The dynamic method in oceanography". Elsevier
1964. 212 p.

8. FOFONOFF, N. "Interpretation of oceanographic measurements thermodynamics". *Natural Academy of Sea. Nat. Res. Council Pub. #600* 1958. pp. 38-66.
9. FOFONOFF, N. ET AL. "Conversion of pressure to depth in the ocean". *Deep Sea Research. Pergamon Press.* 1976. Vol. 23 pp. 109-111.
10. HAYES, S.A. "Comparison of geostrophic and measured velocities in the equatorial undercurrent". Reprint from *Journal of Marine Research* 1982. vol.40, Supplement pp.219-229
11. HIDAKA, K. "Dynamical computation of ocean currents in a vertical section occupied across the Equator" (folleto).
12. HSUEH, Y. ET AL. "A geostrophic computation of currents over a continental shelf". *Mémoires Société Royale des Sciences de Liege.* 1976. 6^e Série, tome X. pp.315-330.
13. JERLOV, N. "Studies of the equatorial currents in the Pacific". *Tellus* 5. 1953 pp. 14-308.
14. KNAUSS, J. ET AL. "Observation of the Pacific equatorial undercurrent" *Nature* 1958. 380 p.

15. MAMAYEV, O. "Temperature-salinity analysis of world ocean waters". Elsevier Oceanography series, 11. 1975. pp. 1- 37.
16. MARTINEZ, E. "Elementos de oceanografía". Gráficas Ultreya. España 1981. pp. 125-211.
17. MEDINA, F. "Cálculo de velocidad geostrofica". Prácticas de Laboratorio de Oceanografía Física. ESPOL. 1983
18. MIRANDA, L. ET AL. "Condiçoes do movimento geostrofico das aguas adyacentes a Cabo Fro" Instituto Oceanográfico da Universidade de Sao Paulo. Bolm. Inst. Oceanogr. Brasil. 1979. 28(2) pp. 79-93.
19. MIRANDA, L. "Oceanografía dinámica" Escuela Naval Almirante Padilla. Colombia 1983. (Kolleto) pp. 1-66.
20. MONIN, A. ET AL "Variability of the ocean" Shirshop Institute of Oceanology. John Wiley & Sons. USA 1977. pp. 25-41
21. MONTGOMERY, R. "A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces" Bull. American Meteor. Society. 1937. 18. pp. 210-212

22. MONTGOMERY, R. ET AL "Equatorial waters and currents at 150°W in July-August 1952" The Johns Hopkins University John Hopkins Press, USA 1962 68p.
23. NEWMAN, G & PIERSON, W. "Principles of physical oceanography" Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, USA. 1966 pp. 156-180
24. NEWMAN, G. "Ocean currents" Elsevier Scientific Publishing Company. 1968. vol. 4. pp. 37-155
25. OKADA, M. "Use of T-S diagram for determining the rates of mixing and of replacement of sea water in the coastal region" I Imperial Fisher Institute. Japon. 1938. vol. 6 #5 pp. 233-235.
26. PEDLOSKY, J. "Geophysical fluid dynamics" Woods Hole Institution. Springer-Verlag USA 1979 pp. 10-56
27. POND & PICKARD. "Introductory dynamic oceanography" Pergamon Press pp. 55-80
28. RATTRAY, M. "Interpolation errors and oceanographic sampling" Deep Sea Research. Pergamon Press. 1962, vol. 9 pp. 25-37

29. REINIGER, R. "A method of interpolation with application to oceanographic data" *Deep Sea Research* 1968. vol. 15 pp. 185-193
30. SIGNORINI, S. "Contribucao ao estudo da circulacao do transporte de volume da corrente do Brasil entre o Cabo de Sao Tome e a Baia de Guanabara" Instituto Oceanográfico da Universidade de Sao Paulo, Brasil. 1976. Bolm Inst. Oceanogr. Sao Paulo. 25 pp. 157-220
31. STOCKMAN, W. "A theory of T-S curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea" *Journal of Marine Research*, 1946. vol. 6 #1 pp. 1-24
32. STOMMEL, H. "Note of the use of the T-S correlation for dynamic height anomaly computation" *Journal of Marine Research* 1947, vol. 6#2 pp. 85-92
33. STOMMEL, H. "On the cause of the temperature-salinity curve in the ocean" *Proc. Nat. Acad. of Sea* 1962 vol. 48. pp. 764-772.
34. STOMMEL, H. "The gulf stream : a physical and dynamical description" University of California Press, Berkeley. 1972. pp. 16-21

35. SVERDRUP, ET AL. "Observations and the results in physical oceanography" Carnegie Institution of Washington Publication 545. USA 1944 pp. 88-113
36. TOMCZAK, M. "A multi-parameter extension of temperature salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing".
37. TSUCHIYA, M. "Upper waters of the intertropical Pacific Ocean" The John Hopkins Oceanography Studies. Johns Hopkins Press USA 1968. 68 p.
38. TSUCHIYA, M. "On a simple method of estimating the current velocity at the Equator" Journal Oceanogr. Soc. Japan. 1955. Vol. 2 #1 pp. 1-4.