

INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL

CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOLOGIA

BIBLIOTECA

CALCULO DE CORRIENTES **GEOSTROFICAS** E INDUCIDAS POR EL
VIENTO FRENTE A BAHIA **MAGDALENA** A PARTIR DE DATOS
DEL CRUCERO CICIMAR-8502

T E S I S

QUE PRESENTA

FELIPE SALINAS GONZALEZ

COMO UNO DE LOS REQUISITOS PARA OBTENER EL GRADO DE

Maestro en Ciencias con Especialidad en Ciencias Marinas

RESUMEN

En el presente **trabajo** se cuantificaron las surgencias frente a Bahía Magdalena B.C.S. México, con los perfiles de temperatura y conductividad marina y con la intensidad y dirección de viento a 10 m. sobre la superficie de ésta. Estos datos se procesaron mediante **subrutinas** existentes y se elaboraron programas en la **PRIME** para la obtención de: Perfiles perpendiculares a la costa de isotermas, isohalinas e **isopícnas**, las cuales muestran en forma cualitativa la existencia de surgencias. Los perfiles de isotermas de velocidades **geostroóficas** así como sus distribuciones de planta muestran divergencia de las aguas, lo cual es condición necesaria para que haya **surgencias**. Se calculó el transporte **geostroífico** que se aleja de la costa y la profundidad de Ekman, este último valor se encuentra en el rango de profundidad de surgencias sugeridas por la descripción cualitativa. Con las corrientes inducidas por el viento en la superficie marina, se calculó la espiral de Ekman y la velocidad de la **surgencia**.

I N D I C E

1	INTRODUCCION.....	1
1.1	JUSTIFICACION	
1.2	DESCRIPCION DEL AREA Y ANTECEDENTES	
2	OBJETIVOS.....	9
3	MATERIAL Y METODOS.....	10
3.1	EQUIPO Y MATERIAL EMPLEADO	10
3.2	TRABAJO DE CAMPO	11
3.3	PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION	15
3.3.1	CAMPOS DE TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD	15
3.3.2	VIENTOS	16
4	CALCULOS Y RESULTADOS.....	19
4.1	ISOLINEAS	19
4.2	VELOCIDADES GEOSTROFICAS	33
4.3	CORRIENTES DE DERIVA.....	53
4.4	VELOCIDAD VERTICAL DE LA SUCROENCIA	62
5	DISCUSION.....	65
5.1	CORRIENTES GEOSTROFICAS	65
5.2	ISOLINEAS, CORRIENTES DE DERIVA Y SUCROENCIAS	68
6	CONCLUSIONES.....	70
7	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	73
8	INDICE DE FIGURAS.....	79
9	INDICE DE SIMBOLOS.....	81
10	APENDICES.....	
10.1	APENDICE " A " CORRIENTES GEOSTROFICAS	
10.2	APENDICE " B " CORRIENTES DE DERIVA	92
10.3	APENDICE " C " PROGRAMAS	100

1 INTRODUCCION

1.1 JUSTIFICACION

El conocimiento, de la distribución espacio temporal de salinidad (S), temperatura (T) del agua marina y de vientos, son importantes por si mismos ya que ellos pueden sugerir en forma cualitativa algún tipo de movimiento del agua marina, y bajo la luz de teorías (como: corrientes de deriva y geostroficas), se pueden cuantificar estos movimientos. La información básica y la que se genera a partir de estas variables, son de gran utilidad para entender la ecología del medio " Groves and Reid (1958)". Lo anterior es válido para el océano abierto, aguas costeras y lagunas.

Si a la información anterior se le agregan datos de marea, oleaje, y de presión atmosférica se tendría un conocimiento más extenso que coadyuvaría a la toma de decisión en la construcción de obras portuarias y de asentamientos humanos en los márgenes costeros entre otros.

Como el ambiente marino y el atmosférico es muy variable, es necesario la obtención de estos parámetros en forma sistemática en varios lugares durante largos períodos de tiempo y de esta manera entender en forma aproximada la dinámica promedio de los movimientos marinos para cualquier época del año.

1.2 DESCRIPCION DEL AREA Y ANTECEDENTES

El área aproximada de estudio es de 74.8 kilómetros cuadrados frente a Bahía Magdalena en la costa noroccidental de Baja California Sur México, entre los $23^{\circ}45'$ y los $24^{\circ}45'$ de latitud norte y los $112^{\circ}55'$ y $111^{\circ}45'$ de longitud oeste (Fig.1).

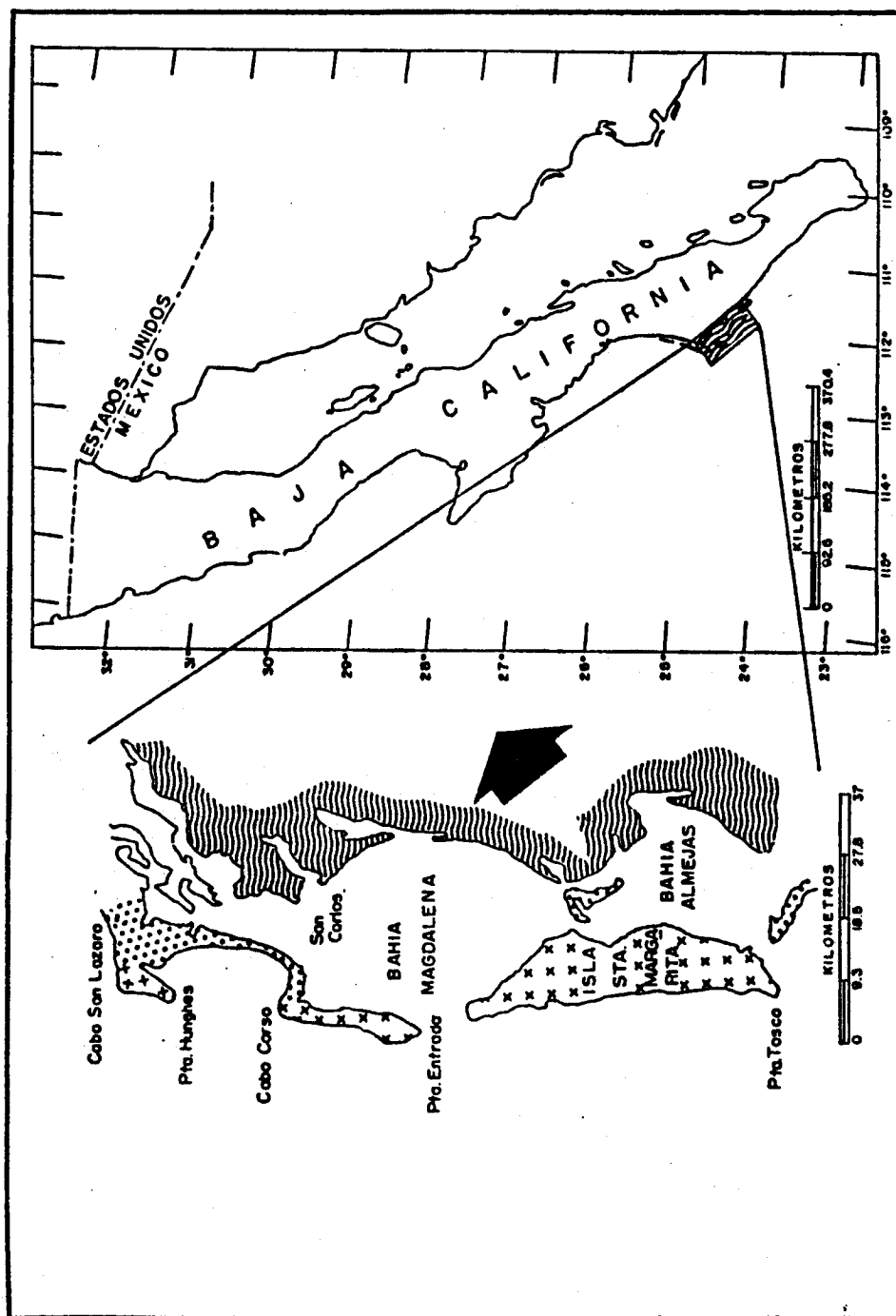


Fig. 1 Localización del área de estudio

La parte marina frente a la costa externa de Bahía Magdalena, comprendida entre Cabo San Lázaro y Punta TOSCO8 presenta una línea de costa aproximadamente de 115 km., orientada hacia el sureste, ésta es oblicua al oleaje que viene de aguas profundas y presenta una pendiente submarina con promedio de 20 m. por 1810 m. La costa es dominada por tres islas graníticas escarpadas con acantilados altos en la línea de costa con un 38 % de playas (Wright et al., 1973).

El clima en la Península de Baja California generalmente es caliente y seco con el sistema de clasificación de climas de Roppen, la mayor parte de la Península es árida (BW) o semiárida (BS). Las regiones de los extremos norte y sur de la Península reciben cantidades mayores de precipitación en comparación a la región central (Rueda F.S., 1983).

El sistema montañoso que se extiende de norte a sur a lo largo de la Península controla la cantidad de lluvias así como su estacionalidad (Markham, 1972).

El balance de lluvias a lo largo de la Península es desigual, caracterizado por inundaciones y sequías. Esto se produce frecuentemente habiendo un exceso de agua en verano e invierno y un déficit en primavera y otoño. El déficit de agua anual para las estaciones en la costa del Pacífico varía, en Ensenada 430 mm. en Bahía Magdalena 910 mm. y en San José del Cabo 890 mm., (Wright et al., 1973).

En resumen a lo largo de la costa occidental de la Península, la temperatura del aire nunca es excesivamente alta. La mayor precipitación se presenta en invierno para el norte y en verano para el sur, siendo la cantidad promedio anual de 204 mm. A lo largo del Golfo de California la temperatura del aire es muy alta en verano y fría en invierno, en la parte norte todas las precipitaciones se presentan en verano con intensidad variable (Roden 1958).

La costa de la Península está orientada del NNW-SSE no obstante partes de ella son paralelas a l NW-SE (Rusnak et al., 1964). En su plataforma continental el lado occidental, es menos abrupto que el lado oriente, el primero alcanza hasta 70 kilómetros de ancho (Emery 1960), el rango de la pendiente mds ella de la zona de rompientes va de 3 a 29 m. por cada 1850 m., siendo en promedio de 11 m. por cada 1850 m.

La costa oeste de la Península de Baja California se encuentra directamente expuesta al régimen de alta energía del Océano Pacífico. Los vientos que prevalecen son del Noroeste en forma constante de mayo hasta octubre, durante el período de noviembre a febrero, éstos frecuentemente son del sureste (U. S. Navy 1 Oceanographic office, 1951).

En las proximidades inmediatas a la costa los vientos son afectados por un sistema de brisas bien desarrolladas de mar-tierra, la cual produce una variación diurna en el esfuerzo y dirección del viento, (Inman et al., 1966).

Las mareas astronómicas, a lo largo de la costa del Pacífico son de tipo mixto. La onda de marea se propaga de la costa sur de la Península de Baja California hacia el noroeste, (Emery 1960). Así que durante el flujo la corriente de marea adyacente a la costa se dirige hacia el norte y el refluo hacia el sur, siendo estas corrientes rotatorias en la plataforma continental.

La fuerza- más importante que da origen a las grandes corrientes oceánicas es el viento. Al sobreponer la carta de vientos con la de corrientes marinas en el océano Pacífico norte, salta a la vista de manera inmediata la concordancia en cuanto a la dirección del movimiento en ambos medios.

En latitudes medias de 45° a 50° norte, los fuertes vientos del oeste dan origen a la corriente del Pacífico del norte que se dirige al este y en latitudes bajas los vientos alisios del este dan origen a la corriente norecuatorial que se dirige al oeste. Así que el agua y el viento describen un gran movimiento circular anticiclónico en el océano Pacífico norte.

La corriente de California se encuentra al este del gran giro anticiclónico ésta se forma a partir de la corriente del Pacífico del norte que se caracteriza por ser fría y de baja salinidad, ésta al aproximarse a la costa occidental del Continente Americano entre los 45° y 50° de latitud norte se divide en dos ramas, la superior que viaja hacia el norte y pasa a formar la corriente de Alaska y la inferior que se dirige hacia el sur, formando la Corriente de California, que es ancha y lenta, extendiéndose a lo largo de la costa noroccidental del Continente Americano entre los 45° y 23° de latitud norte, con velocidades promedio de 25 cm/seg.

conforme ~~esta~~ corriente se aproxima ~~ala~~ latitud de los 25° ~~norte~~ empieza a girar hacia el oeste, para formar parte ~~del flujo de~~ la Corriente Ecuatorial del Norte. En su largo recorrido de norte ~~a~~ sur, la Corriente de California cambia lentamente ^{SUS} propiedades incrementando su salinidad y temperatura debido ~~a~~ la radiación solar y ~~a~~ la mezcla con aguas ~~más~~ calidas y salobres del oeste, (Reid Jr. et al., 1956-58).

Por supuesto la circulación superficial no es tan sencilla, ya que existen contracorrientes superficiales y subsuperficiales las cuales son mas difíciles de medir y de entender. También hay cambios estacionales en la circulación del aire, los cuales se ~~reflejan~~ ^{reflejan} más tarde en el movimiento de las corrientes.

La Corriente de California fluye hacia el sureste entre dos celdas de ~~presión atmosférica~~ (permanentes) ' una de alta presión en el océano pacífico y otra de ~~baja presión~~ en el Continente Americano, estas celdas generan los vientos sobre la costa de California y de B.C. que vienen del noroeste. Los vientos cambian de intensidad y ~~dirección~~ conforme dichas celdas se debilitan o fortalecen durante las estaciones del año y ~~también~~ dependen del movimiento relativo entre ellas. El centro de alta ~~presión~~ en el Océano ~~Pacífico~~ regularmente se ~~mueve~~ de sur ~~a~~ norte durante la primavera, verano y viceversa ~~durante~~ otoño, (Reid Jr. et al. 1956-58).

A lo largo de las Costas de California y de Baja California los vientos procedentes del norte y del noroeste son ~~peculiarmente~~ importantes ya que ~~bajo~~ la influencia de ~~éstos~~, mueven las aguas paralelamente ~~a~~ la costa. y ~~después~~ de un tiempo, ~~bajo~~ la influencia de la ~~rotación~~ terrestre las aguas superficiales son transportadas hacia mar abierto, ~~éstas~~ son reemplazadas por aguas mas frías y salobres provenientes de profundidades moderadas (de aproximadamente 200 m.) (Sverdrup and Fleming, 1941). Este fenómeno es conocido con el nombre de ~~Surgencias~~ y es ~~más~~ intensa ~~con~~ la persistencia del viento y con el aumento de su ~~intensidad~~ en la dirección paralela a la costa.

Las ~~surgencias~~ costeras son procesos altamente fluctuantes que pueden tener efectos importantes en el ecosistema ya que es ampliamente conocido ~~que~~, éstas acarrean nutrientes a la capa superficial, quedando ~~éstos~~ disponibles para la producción ~~orgánica~~ primaria, (Bakun and Nelson, 1977). El proceso que puede modificar la productividad primaria es la divergencia

del agua marina que dispersa a los organismos que se encuentran pastando, la cual reduce la presión de pastoreo de la población fitoplanctónica. En resumen estos efectos están basados en la trama alimenticia.

Las surgencias alteran la distribución de T, S, O_2 los nutrientes, la termoclina y el movimiento de las aguas en la región, a su vez esto altera a los organismos marinos en sus diversos estadios durante su período de vida, (Bakun and Nelson, 1977).

Los vientos más fuertes del noroeste se encuentran en la Península de Baja California en los meses de abril y mayo, al sur y al centro del Estado de California, son en mayo y junio, al norte del Estado de California se presentan en los meses de Junio y julio, encontrándose en agosto frente al Estado de Oregon, (Reid Jr. et al., 1956-58).

Los cambios más grandes y complejos en la circulación oceánica ocurren en la región costera. En otoño e invierno cesan las surgencias y se presenta a fines de otoño una contracorriente superficial que va desde California Central hasta los 48° latitud norte, (Sverdrup, Johnson y Fleming, 1942), de esta manera la contracorriente está presente desde la superficie hasta el fondo (corriente de Davidson). Hay un remolino casi permanente al sur de California, que se debilita en los meses de marzo, abril, mayo y en algunas ocasiones llega a desaparecer, (Schwartzlose, 1963), y (Reid J. L. Jr., 1965).

Otro tipo de corrientes oceánicas diferente a la inducida por el viento es la causada por la distribución de masa en el océano (The Sea pp.2891 el método clásico para evaluar este tipo de movimiento es el llamado "Cálculo Dinámico de Corrientes Relativas").

El promedio de la corriente geostrofica superficial de 1950-1965 (16 años), con nivel de referencia de los 500 decibares, se dirige hacia el sureste durante el invierno a lo largo de la costa de California. Normalmente el flujo fuera del área de las rompientes es hacia el sureste durante todo el año. Cercano a la costa el flujo geostrofico se mueve hacia el norte en dirección opuesta al que se da más allá de la zona de rompientes, y a la corriente que se mueve hacia el norte en invierno se le llama corriente de Davidson, la cual se atribuye al cambio del patrón de vientos a lo largo

de California, Oregon y Washington. Los vientos de invierno son primordialmente del sur en el área costera al norte de San Francisco, Schwartzlose and Reid (1972).

El flujo geostro'fico a 200 m. de profundidad con referencia de los 500 m. durante el promedio de 16 años en el mes de enero muestra que la contracorriente subsuperficial hacia el norte es ligeramente más ancha que la de la superficie. Esta contracorriente subsuperficial persiste durante todo el año pegada a la costa. Algunas mediciones directas de estas corrientes fueron hechas por Wooster y Jones usando correntímetros en el área de Cabo Colonet Baja California Norte y varias medidas con paracaídas han sido hechas por Schwartzlose, Reid, Jennings and Brown. Plediciones hechas para el mes de enero del año de 1964, muestran que el flujo geostro'fico en la superficie y a los 200 m. de profundidad no difiere mucho con respecto al flujo promedio en 16 años que se mencionó anteriormente, (Schwartzlose and Reid, 1972).

El flujo geostro'fico promedio de 1950-1964 (16 años), para el mes de julio, muestra que la corriente de Davidson desaparece en la superficie y es la época en que la Corriente de California es más intensa. Para la misma época del año, el flujo geostro'fico a los 200 m. indica que existe una contracorriente al norte, pegada a la costa y es lenta con un ancho de 73 a 92 km., (Schwartzlose and Reid, 1972).

Se colocaron dos corrientómetros aproximadamente a 11 km. al oeste de Scripps durante 15 días, a 9 m. de profundidad. Los datos mostraron una corriente que se mueve hacia el norte durante la mitad del tiempo y luego durante pocas horas se movió hacia sur y su intensidad varió de 12.5 cm. /seg. a 25 cm. /seg. (Schwartzlose and Reid, 1972). Esto muestra la gran variabilidad de las corrientes oceánicas en el tiempo.

2 OBJETIVOS

La finalidad del presente trabajo se resume en los siguientes puntos:

- 1).- Detección y cuantificación de las surgencias en el área de estudio.
- 2).- Cálculo de corrientes geostroficas a partir de la distribución de masa en el área de estudio.

3 MATERIAL Y METODOS

3.1 EQUIPO Y MATERIAL EMPLEADO

1. - El crucero se realizó en el buque hidrográfico Mariano Matamoros de la Armada de México.
2. - Se usó un C.S.T.D. modelo 680/830, marca InterOcean (es un instrumento programable, que registra datos de conductividad, salinidad, temperatura y profundidad).
3. - Se usó un Batitermógrafo (BT) marca Kahlsico, éste registra en forma continua profundidad contra temperatura hasta 250 m. bajo la superficie.
4. - Se usaron dos cassettes marca Verbaton T300 NH.
5. - Una caja de laminillas para el BT., marca Kahlsico.
6. - Estación meteorológica del buque hidrográfico Mariano Matamoros.
7. - Lectora digital de cassettes Modelo 696 InterOcean.
8. - Computadora PRIME 350.
9. - Terminal de video con graficador en pantalla marca Selanar, modelo HIREZ 100XL.
10. - Impresora graficadora.
11. - Mapa con la red de muestreo.
12. - Material para dibujo.

3.2 TRABAJO DE CAMPO

Se diseñó el crucero para cubrir una red de tres líneas perpendiculares a la costa, con un total de 21 estaciones oceanográficas, contando cada línea con 7 estaciones (Fig.2). La red es cerrada en la parte más cercana a la costa y se abre poco a poco al alejarse de ésta, se diseñó así, para tener un conocimiento detallado de la temperatura y salinidad del agua costera, ya que ésta es más turbulenta que las aguas alejadas de la costa, pudiendo así, hacer un análisis de las surgencias, (Sverdrup, 1937-38), dichas líneas de norte a sur se les llamó: LINEA A, LINEA B, LINEA C. Y se numeraron las estaciones secuencialmente de la 1 a la 21.

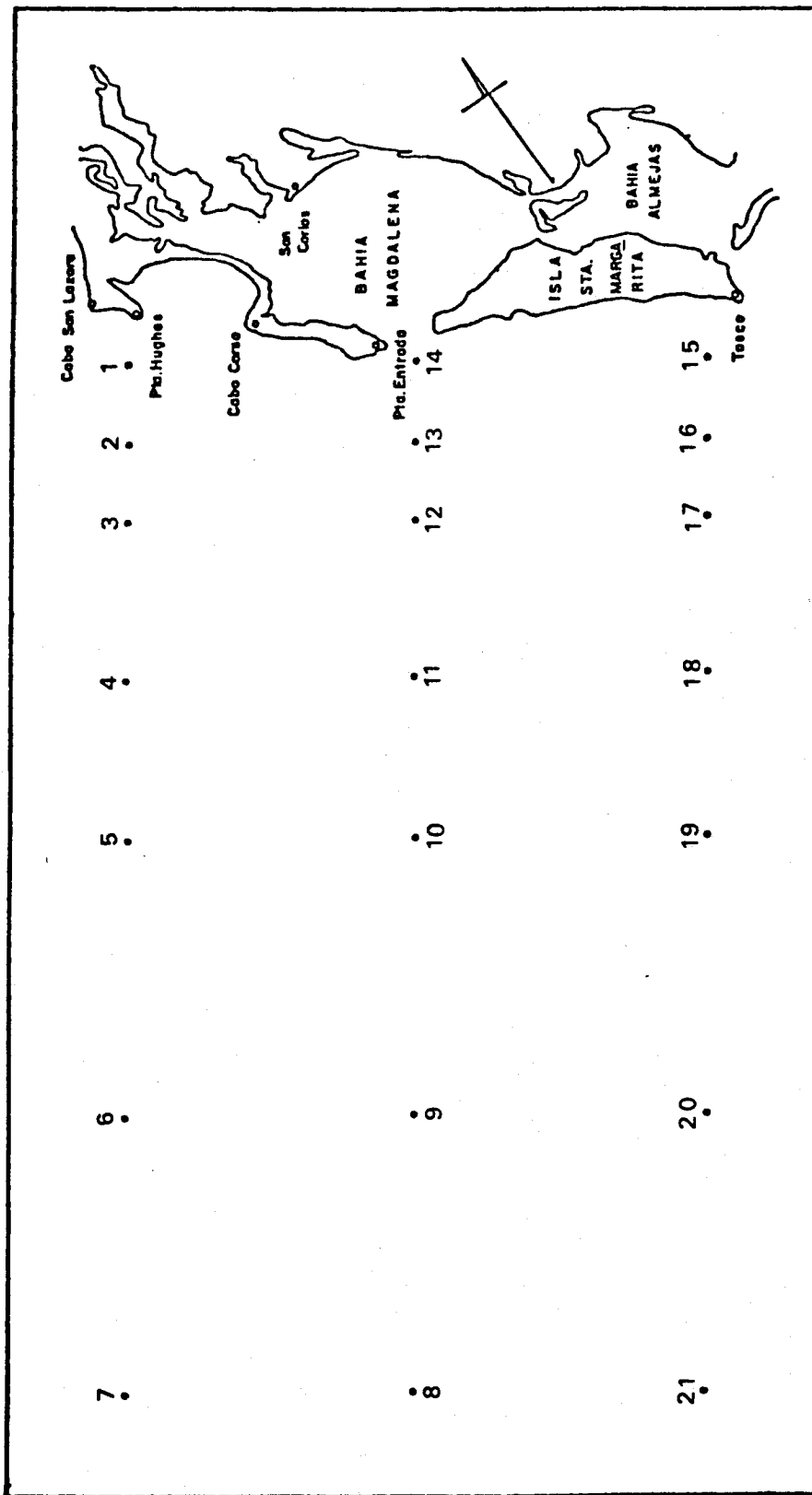


Fig. 2 Red de estaciones del crucero oceanográfico.

La **separación** entre líneas es aproximadamente de 37 km. En la **dirección** de tierra a **mar**, 18 **separación** entre estaciones **está** dada por:

SEPARACION ENTRE ESTACIONES

estaciones línea A	estaciones línea B	estaciones línea C	distancia km.
1 - 2	13 - 14	15 - 16	5. 56
2 - 3	12 - 13	16 - 17	5. 56
3 - 4	11 - 12	17 - 18	11. 11
4 - 5	10 - 11	18 - 19	11. 11
5 - 6	9 - 10	19 - 20	20.37
6 - 7	8 - 9	20 - 21	20.37

En cada **estación** se hicieron mediciones de profundidad (m.), conductividad (mili mhos), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (‰) y el C. S. T.D., con **períodos** de 5 seg. desde la superficie hasta los 500 m. (donde había profundidad suficiente). Con el BT. se hicieron mediciones de profundidad (m.), temperatura (c) y con la **estación** meteorológica de la **embarcación** se tomaron los datos de intensidad y **dirección** del viento.

El recorrido del crucero se muestra en la (Fig.3). El recorrido se inició en la **estación** 15 a las 02:05 hs. el día 25 de mayo de 1985, **terminándose** en la **estación** 7 a las 07:40 hs. el día 26 de mayo del mismo año, emplendose aproximadamente 45 min. en cada **estación** oceanográfica para la toma y registro de datos. El tiempo total en cubrir la red de 21 **estaciones** fue de 29: 35 hs.

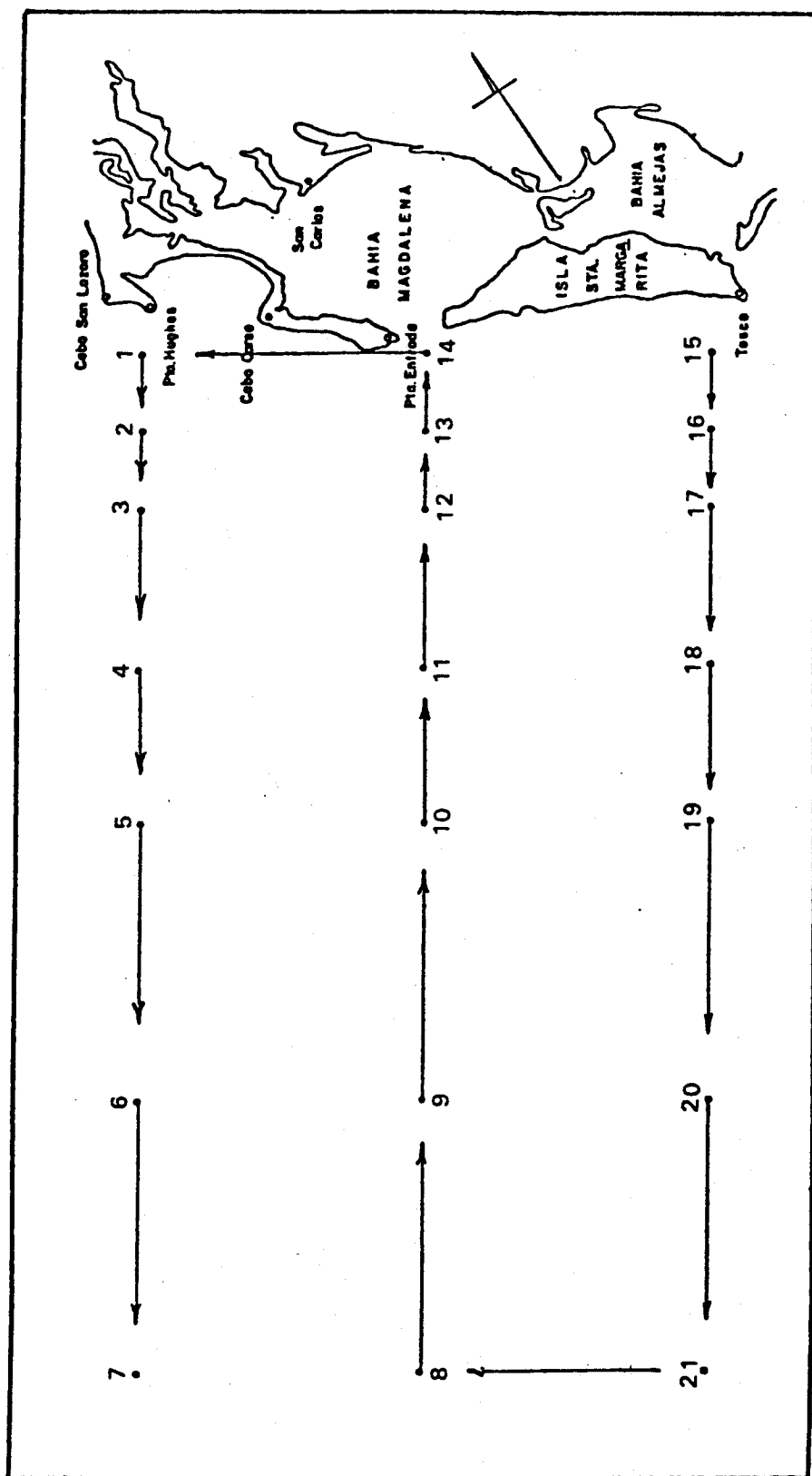


Fig. 3 Derrotero del crucero oceanográfico.

3.3 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

3.3.1 CAMPOS DE TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD

Los datos registrados con el C.S.T.D. se obtuvieron en cassette y por medio de la lectora se trasladaron a la computadora haciéndose un archivo inicial, el cual se separó en 21 archivos, una para cada estación. Como el registro de datos se hizo cada 5 seg. (conductividad, salinidad, temperatura y profundidad), cada lance hidrolo'gico duró 3 minutos en cada una de las siguientes profundidades de 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400 y 500 m. , puesto que el instrumento registró durante el descenso y su recuperación, hubo mediciones que se repitieron, en las cuales el valor de los parámetros no fue el mismo, esto se debe a la no homogeneidad y dinámica del agua marina, es decir, se registró la microestructura del agua de mar, (Dietrich, 1969). Para salvar este problema, se hizo un programa que promediara dichas características del agua en cada nivel en donde se repitieran las profundidades. Los datos de salinidad se reconstruyeron con el programa de la UNESCO (1983), a partir de, los datos de profundidad, conductividad y temperatura.

Los datos de las 21 estaciones previamente tratados, con 01 interpolador SPLINE Greville T.N.E (1969), de un programa adaptado por Angel Jimenez I. (1984) obteniéndose los datos con espaciamiento regular de 10 m., desde los 10 hasta las 500 m. de profundidad) cuando así fue el caso.

3.3.2 VIENTOS

Con los datos de intensidad y dirección de viento tomados en las 21 estaciones se hizo la tabla 1. En la columna 3 de dicha tabla se encuentra el **azimut** formado entre el 'norte magnético y la **dirección** del viento. Para fines de cálculos, a dichos **ángulos** se les restó 42° , resultando el **ángulo** formado por la línea perpendicular a la costa y la **dirección** de viento (en el sentido de las manecillas del **reloj**). La Fig. 4, muestra la **representación** gráfica de vientos en el **área** de estudio.

T A B L A I
INTENSIDAD DE VIENTO EN m./seg.

N. DE ESTA- CION.	INTENSI- DAD DE VIENTO	AZIMUT DEL VIENTO	VIENTO PARALELO A LA COSTA EN LA DIRECCION AL EJE " Y "	VIENTO PERPENDI- CULAR A LA COSTA EN DIRECCION AL EJE " X "
1	6.70	120	6.55	1.40
2	6.70	110	6.21	2.51
3	6.70	110	6.21	2.51
4	6.70	90	4.98	4.48
5	6.70	90	4.98	4.48
6	6.70	90	4.98	4.48
7	9.35	90	6.26	6.95
8	6.70	140	6.63	- 0.93
9	4.40	170	3.47	- 2.70
10	6.70	130	6.70	0.23
11	6.70	130	6.70	0.23
12	6.70	130	6.70	0.23
13	6.70	130	6.70	0.23
14	9.35	120	9.15	1.94
15	6.70	130	6.70	0.23
16	6.70	120	6.55	1.39
17	6.70	140	6.63	- 0.93
18	6.70	140	6.63	- 0.93
19	4.40	110	4.08	1.65
20	2.45	130	2.45	0.09
21	12.30	130	12.18	1.71
PRO - MEDIO	6.8±1.9	120±20	6.2±1.9	1.3±2.3

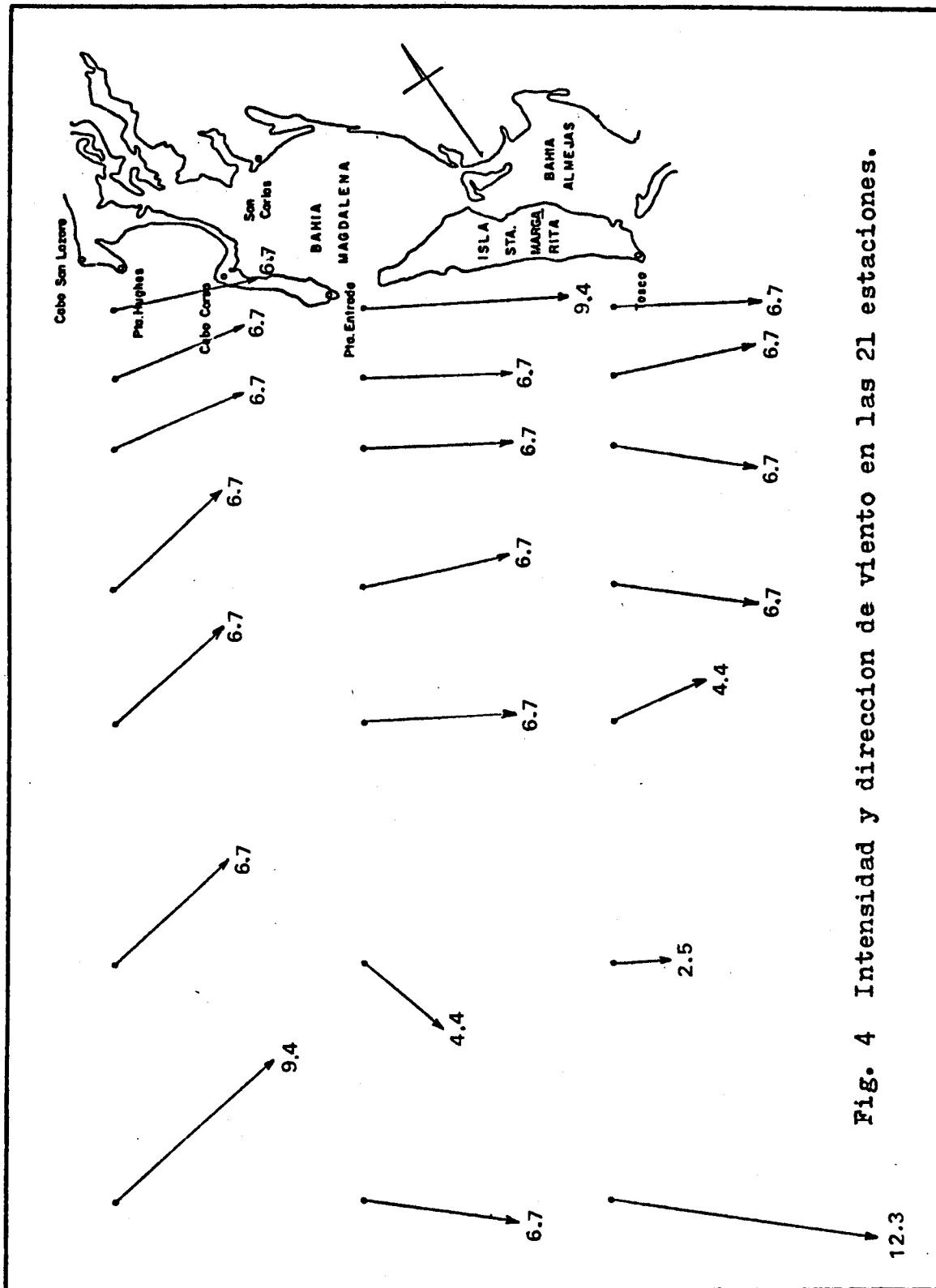


Fig. 4 Intensidad y dirección de viento en las 21 estaciones.

4 CALCULOS Y RESULTADOS

4.1 ISOLINEAS

Los datos así obtenidos, se sometieron al siguiente tratamiento:

1.- Para cada una de las 21 estaciones se usó el programa CPH1.FTN, el cual lee los valores de profundidad (m.), conductividad (mili mhos) y la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y con ello calcula:

RC	razón de conductividad (adimensional).
S	salinidad (partes por mil).
GAMA	razón de cambio adiabático (grados centígrados).
TETA	temperatura potencial (grados centígrados)
	también escribe los archivos de lectura.

2.- El program CPH12.FTN, que también tiene como datos de entrada la profundidad, conductividad y temperatura. Aplicado en cada una de las 21 estaciones calcula:

AVESP	anomalía de volumen específico ($\text{m}^3/\text{kg.}$).
DSTP	densidad in-situ (kg/m^3).
SIGMA	sigma in-situ ($\rho_{s,t,0}-1$)* 10^3 .
VS	velocidad del sonido (m/seg.).
CCESP	calor específico (Joule/kg. $^{\circ}\text{C}$).
ESIGM	estabilidad de la columna de agua (1/m.)
PDM	altura dinámica (decímetros dinámicos).

3.- Con el programa ANGRA.FTN, adaptado a la computadora de CICIMAR por A. Jimenez Illescas (1983). Se hicieron perfiles de temperatura, salinidad y de densidad, así como las gráficas de temperatura contra salinidad, es decir los diagramas T-S.

4.- Para las líneas perpendiculares a la costa, se elaboraron los archivos de datos verticales y de planta

de temperatura, salinidad y densidad. Con dichos archivos se hicieron las isolinras respectivas utilizando el programa ANOEL. Los resultados se muestran en las siguientes figuras: la Fig. 5 muestra isothermas a los 10 m. de profundidad. Las Figs. 6, 7, 8 presenta los perfiles de isothermas en las lineas perpendiculares a la costa. La Fig. 9 muestra isohelinas a los 10 m. de profundidad. Las Figs. 10, 11, 12 presentan los perfiles de isohalinas en las tres lineas perpendiculares a la costa. La Fig. 13 muestra isopicnas a los 10 m. de profundidad. Las Figs. 14, 15, 16 presenta los perfiles de isopicnas en las tres lineas perpendiculares a la costa.

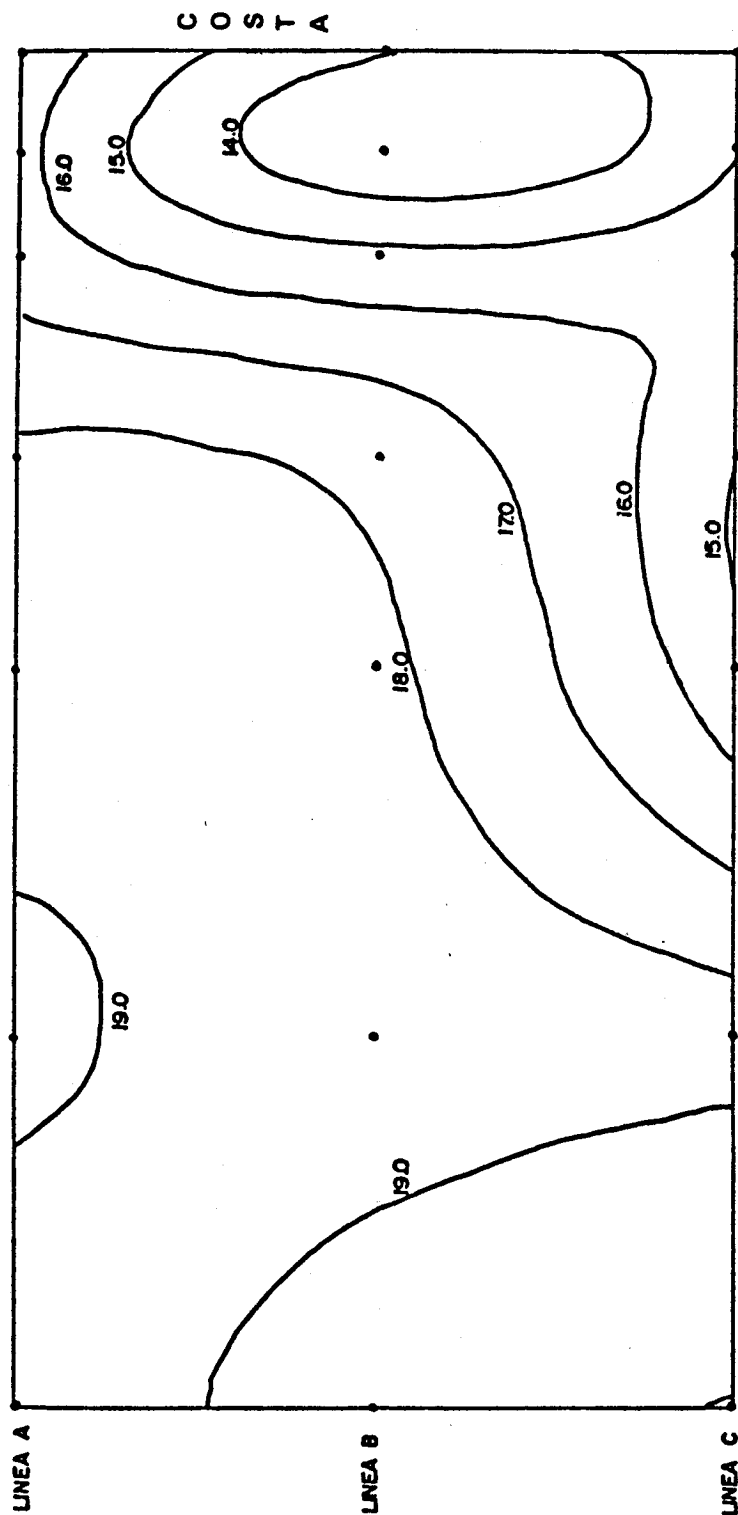


Fig. 5 Isothermas en grados centígrados
a los 10 m. de profundidad.

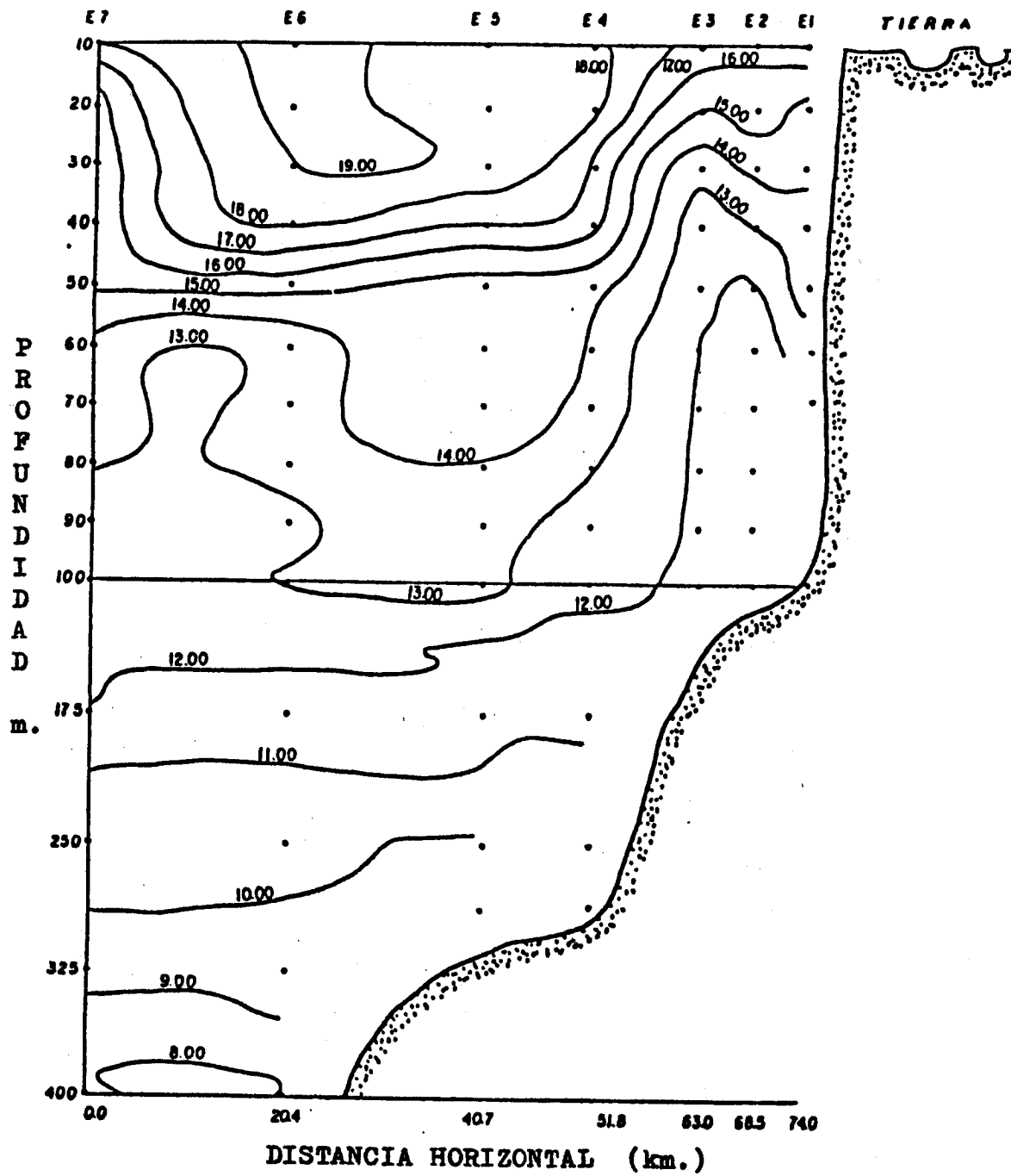


Fig. 6 Isothermas en grados centígrados, en la línea "A".

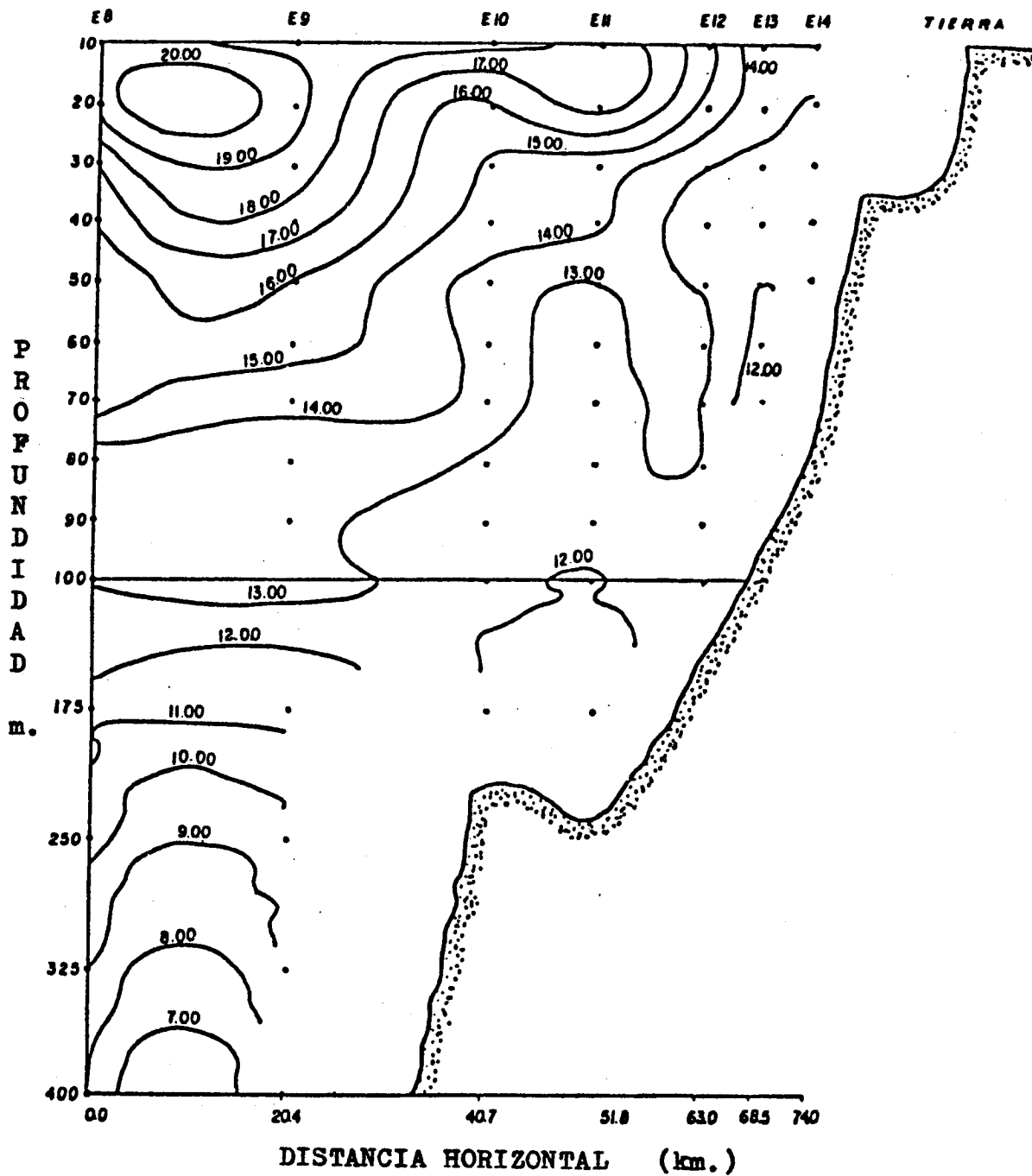


Fig. 7 Isothermas en grados centígrados, en la línea "B".

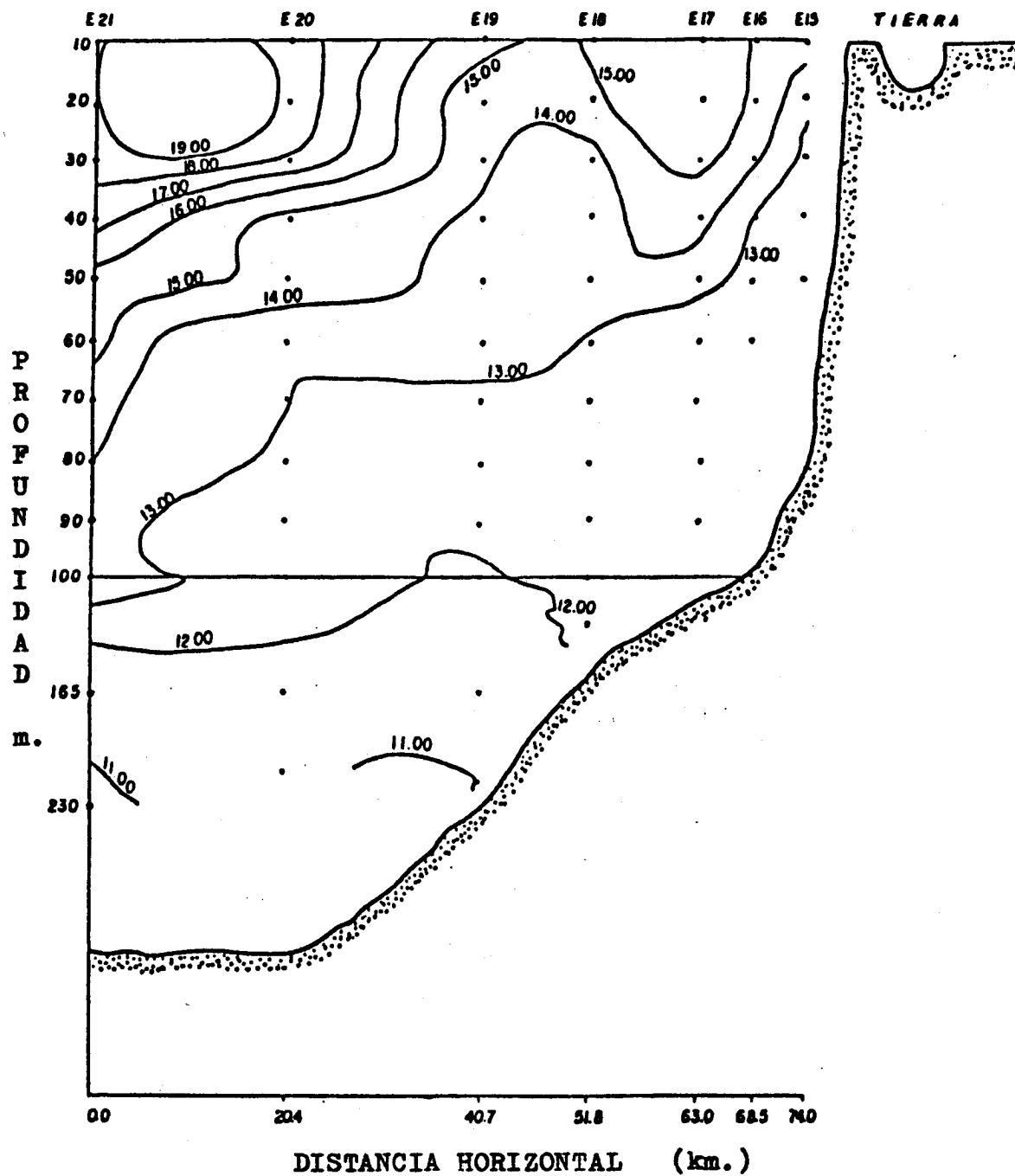


Fig. 8 Isothermas en grados centígrados,
en la línea "C".

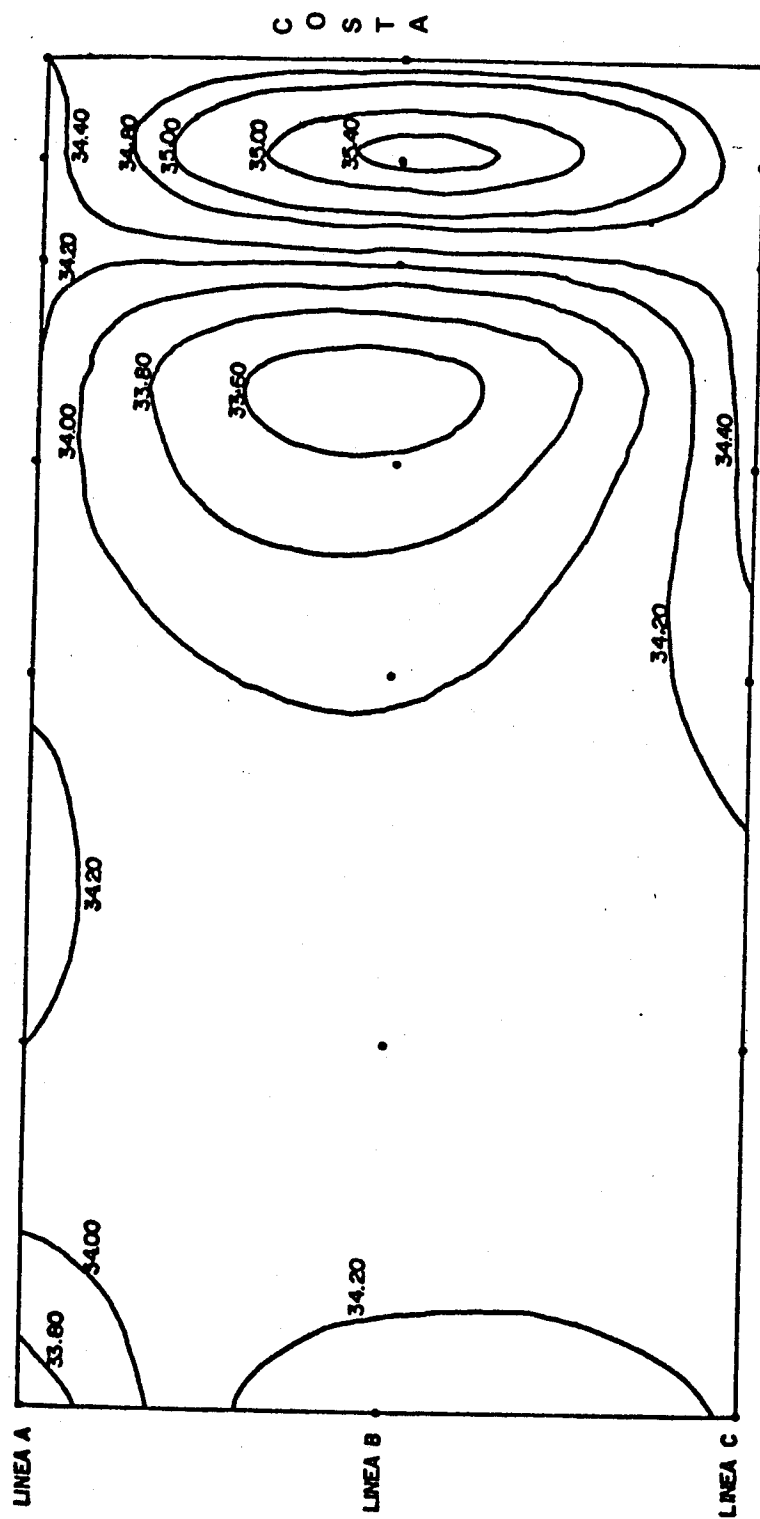


Fig. 9 Isohalinas en partes por mil
a los 10 m. de profundidad.

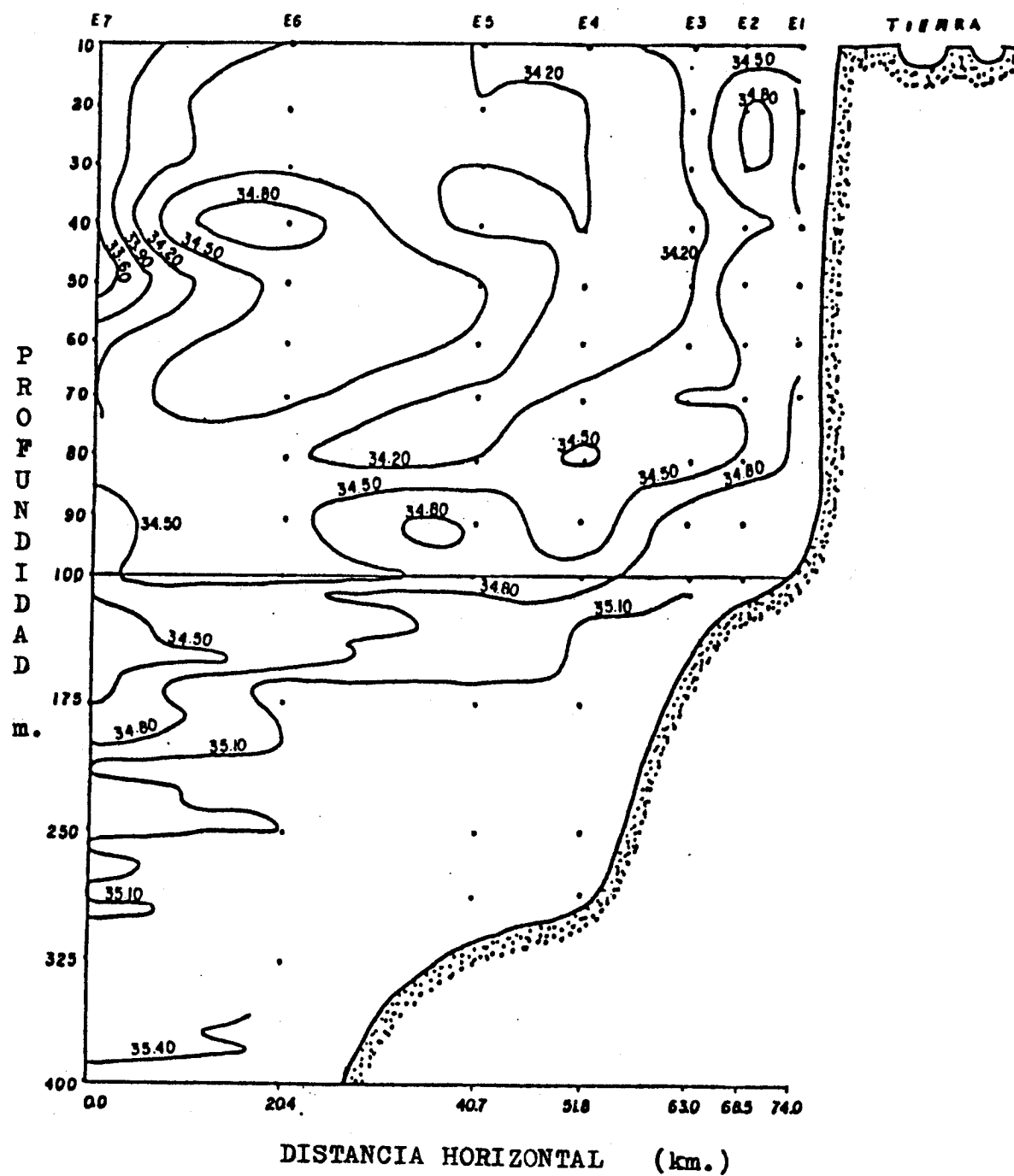


Fig. 10 Isohalinas en partes por mil,
en la línea "A" .

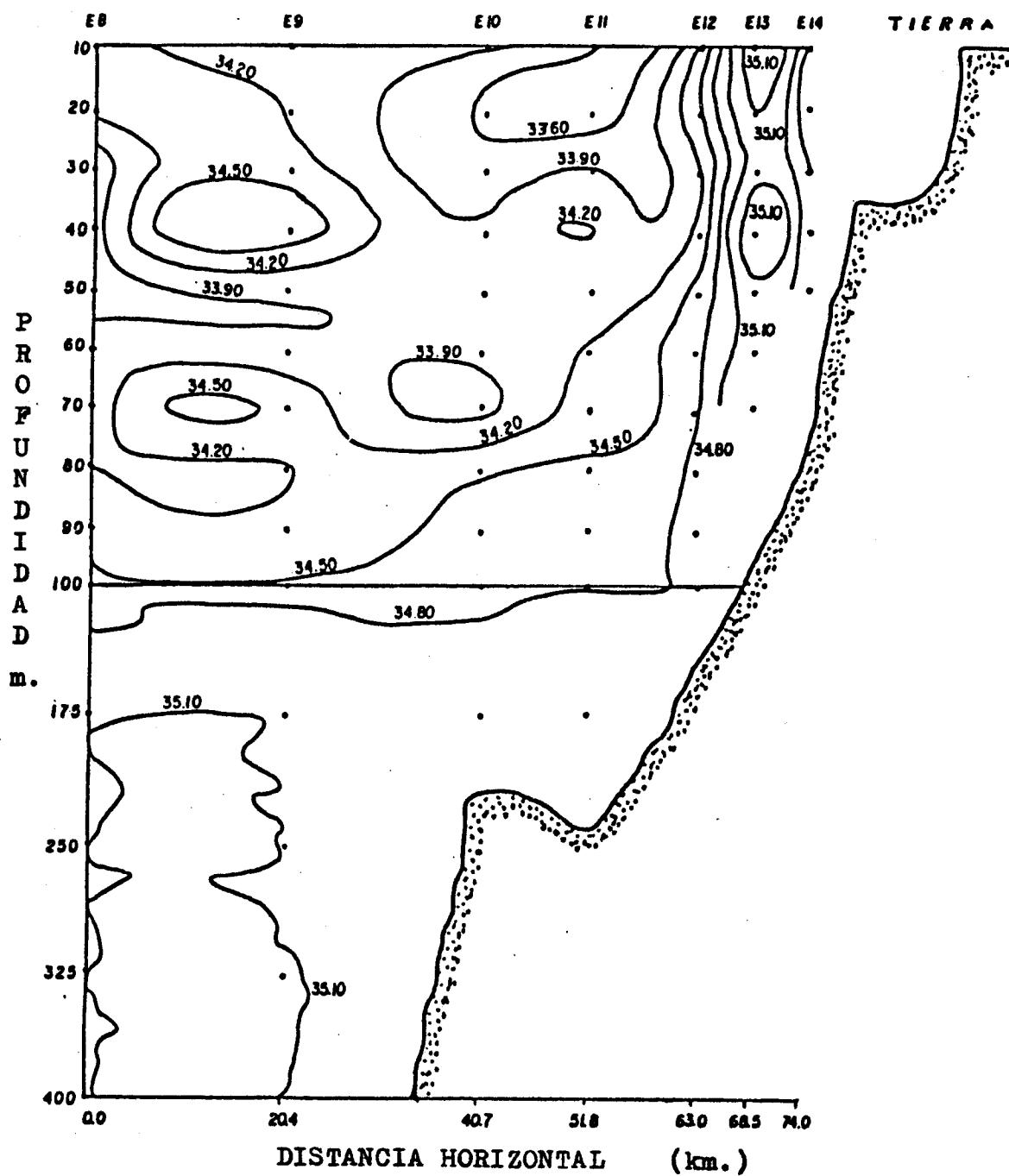


Fig. 11 Isohalinas en partes por mil,
en la línea "B".

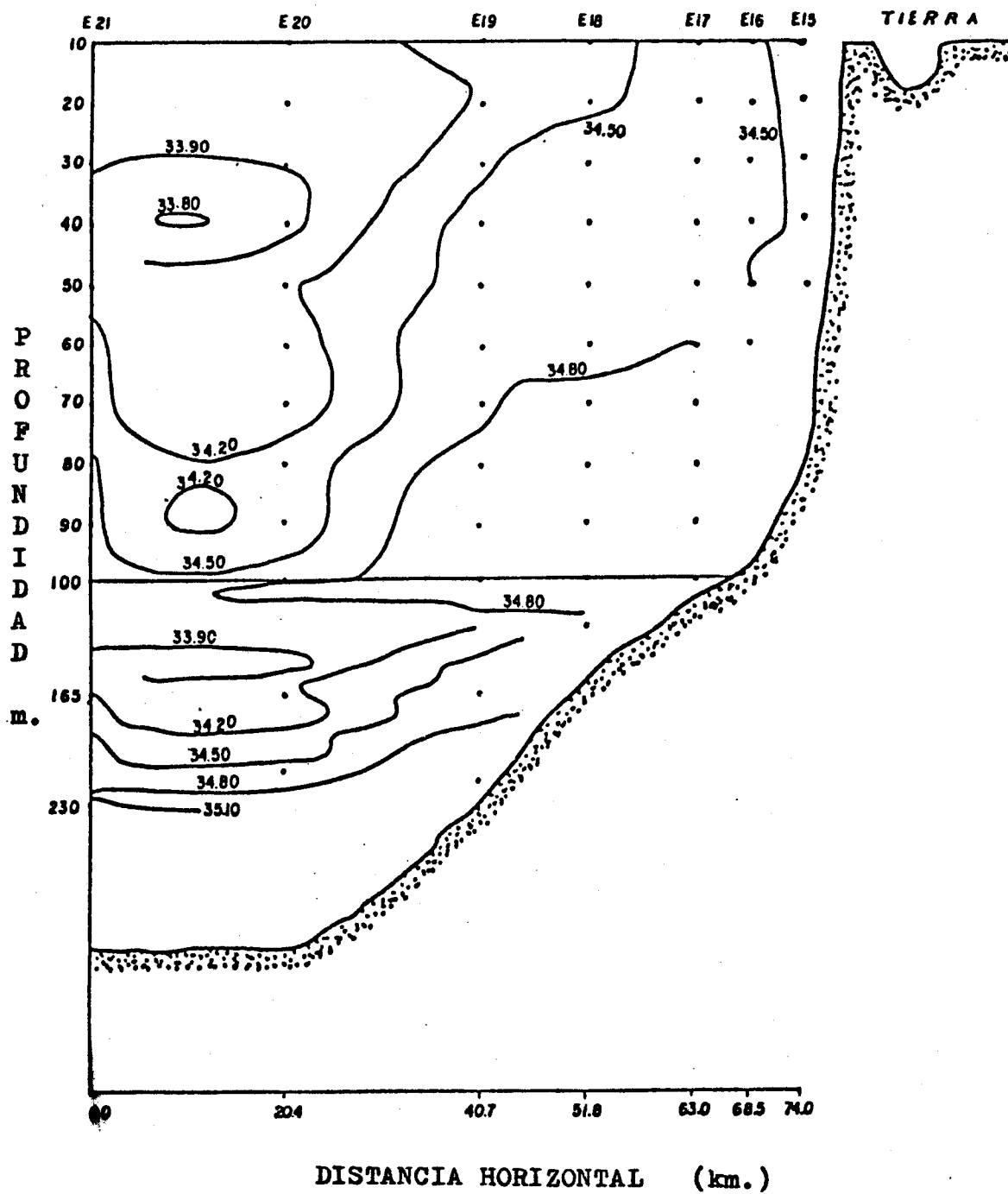


Fig. 12 Isohalinas en partes por mil,
en la línea "C".

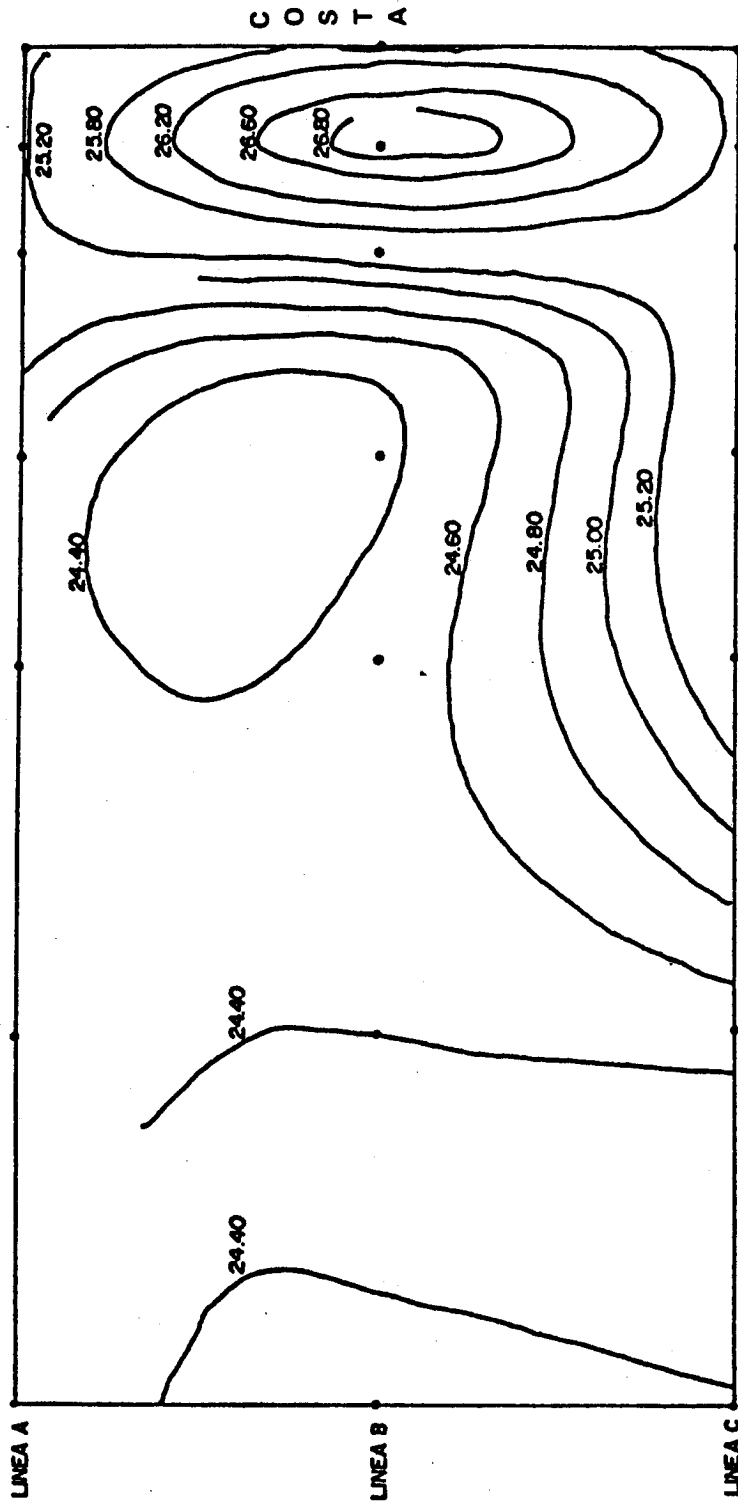


Fig. 13 Isopichnas (G_t) a los 10 m. de profundidad

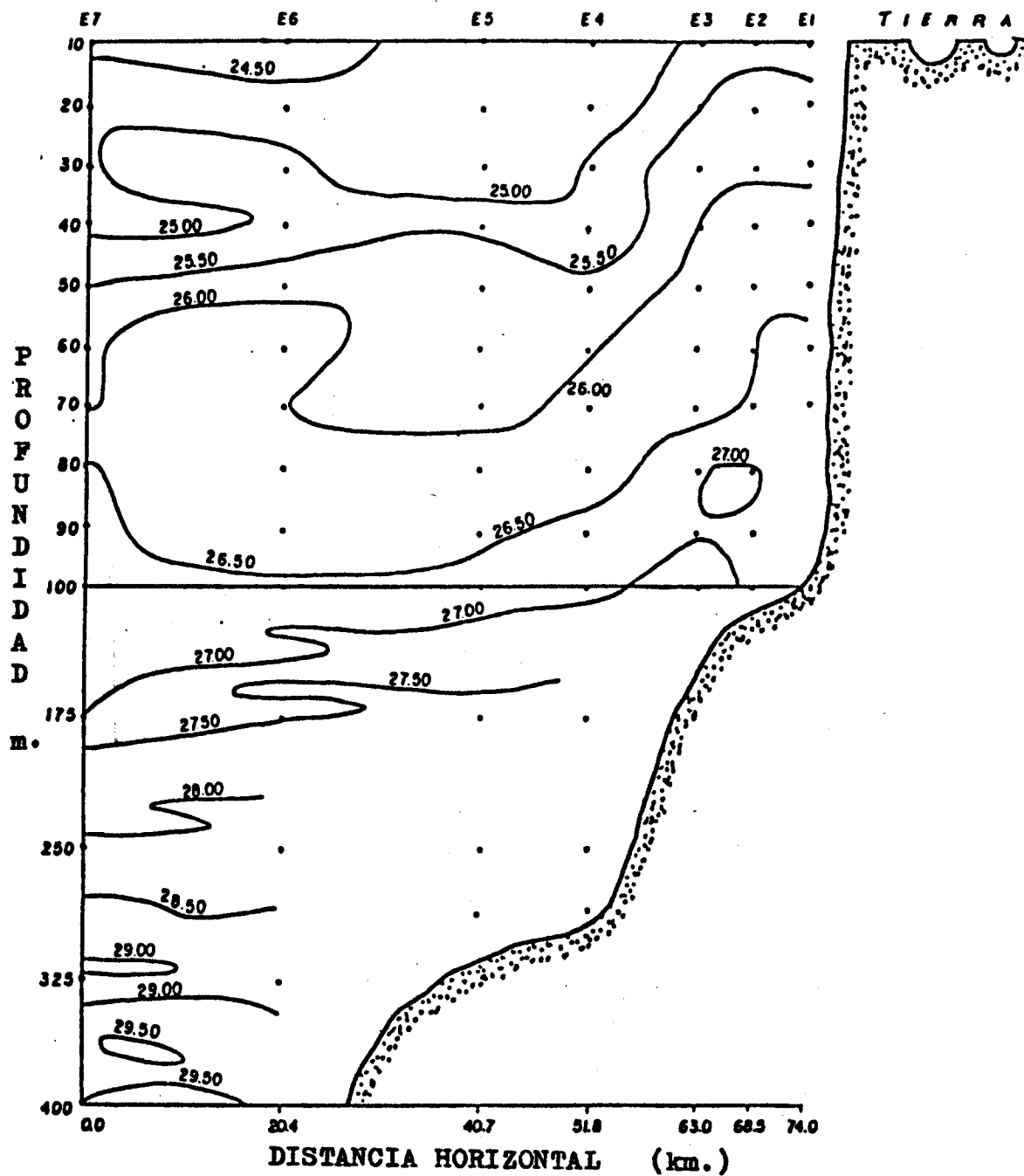


Fig. 14 Isopícnas (σ_t), en la línea "A".

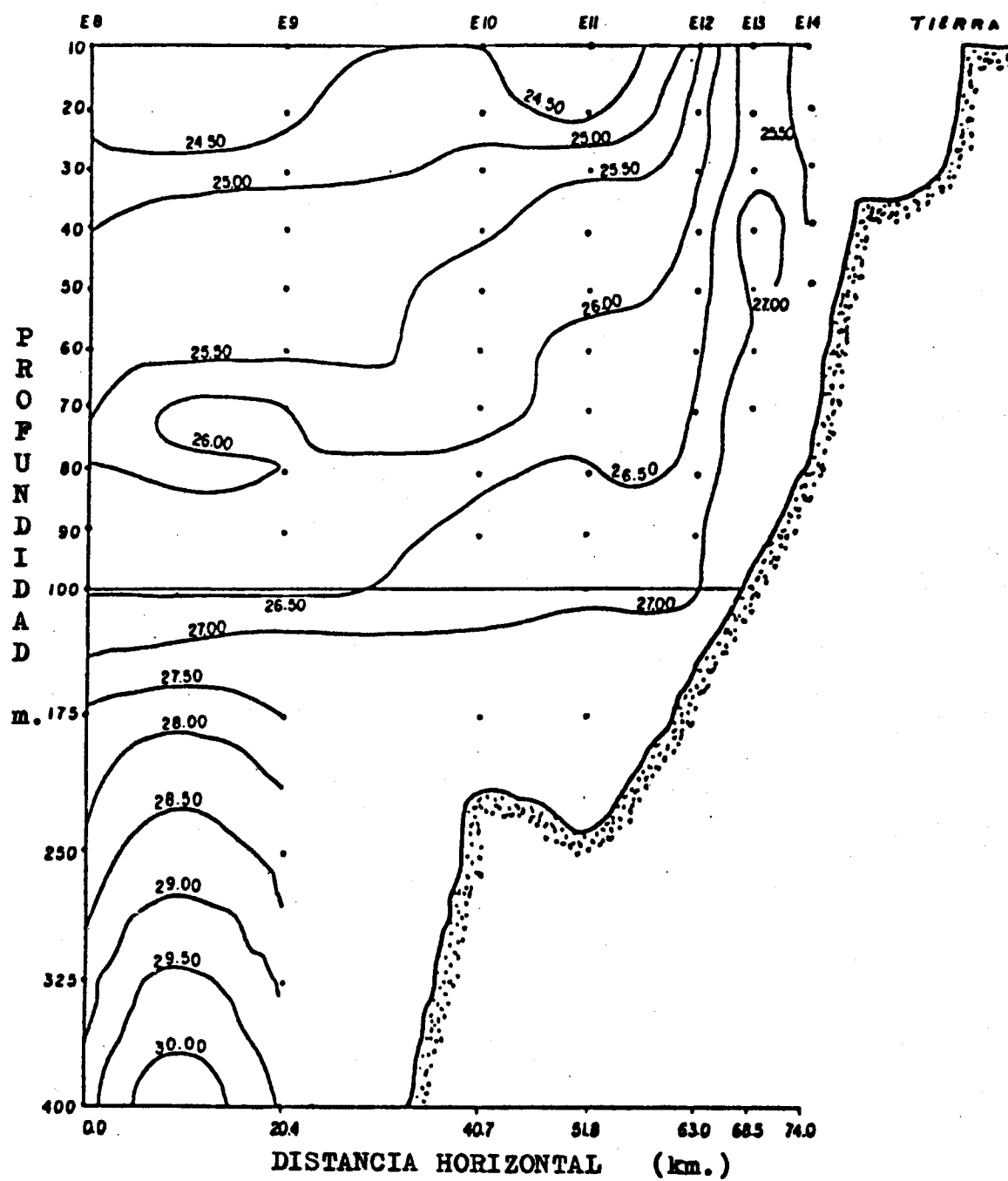


Fig. 15 Isopícnas (σ_t), en la línea "B".

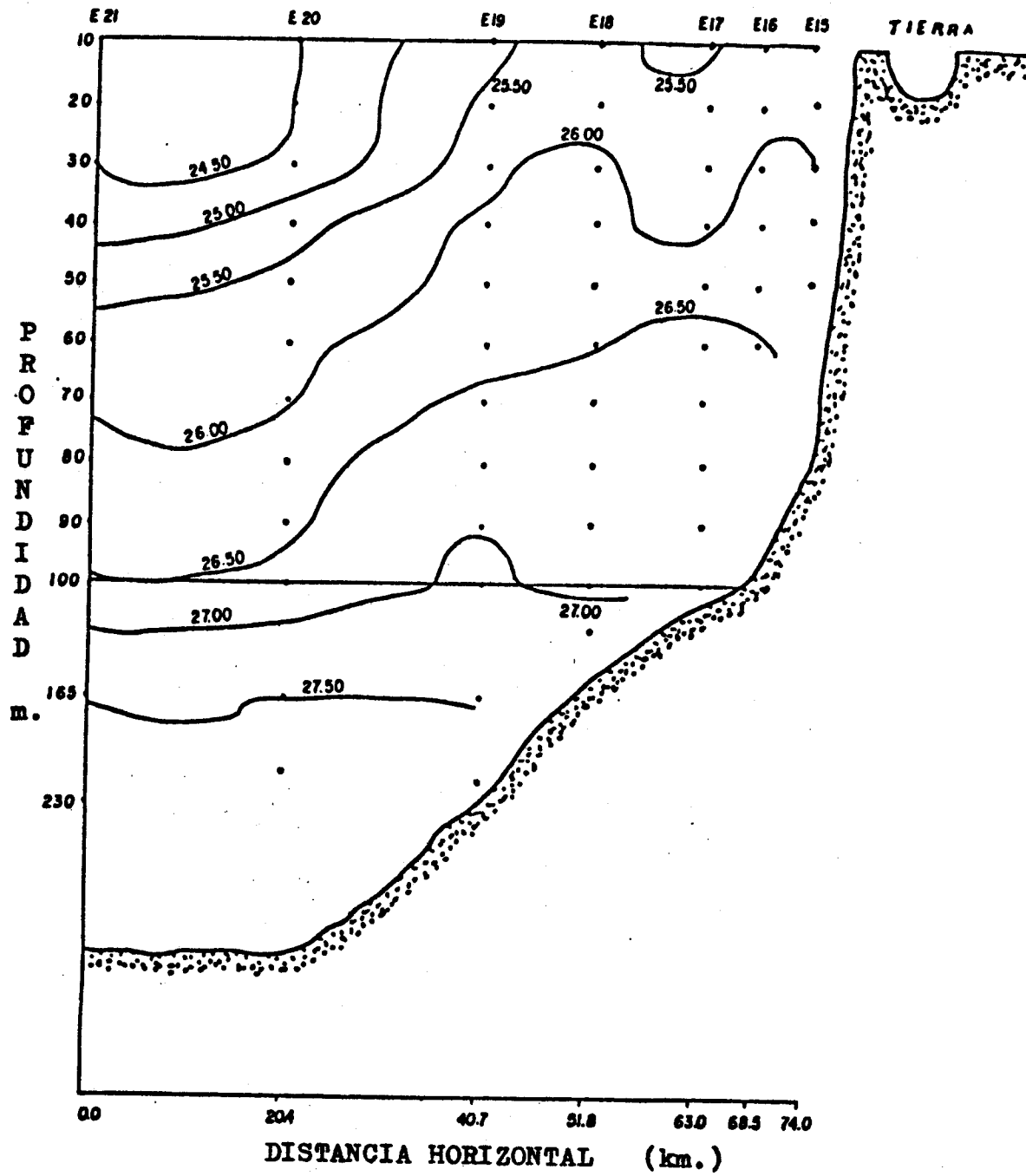


Fig. 16 Isopicnas (σ_t), en la línea "C".

4.2 VELOCIDADES GEOSTROFICAS

1.- En el área de estudio, se consideraron para el análisis geostrofico, las 9 estaciones más alejadas a la costa. En la línea A las estaciones 5, 6, y 7. En la línea B las estaciones 10, 9 y 8. En la línea C las estaciones 21, 20 y 19. Se tomó como nivel de referencia la profundidad de los 200 m., (por ser ésta común a dichas estaciones).

2.- Con los resultados de anomalías de volumen específico y posición geográfica de estas nueve estaciones, se usa el programa VREL12.FTN para calcular las velocidades geostroficas relativas, al centro, entre parejas de estaciones perpendiculares y paralelas a la costa. La Fi-g. 17 (muestra los lugares donde se calcularon dichas velocidades).

Las velocidades geostroficas relativas entre parejas de estaciones se calcularon por medio del balance entre la fuerza del gradiente de presiones y la fuerza de Coriolis dando origen a la siguiente ecuación:

$$V_1 - V_2 = [g (\tan \gamma_1 - \tan \gamma_2)] / 2 \Omega \sin \theta$$

Como los ángulos γ_1 y γ_2 son muy difíciles de medir directamente en océano abierto, dichos ángulos se transforman a otras variables como lo son las anomalías de volumen específico las cuales se pueden calcular a partir de salinidad y temperatura del agua a sus respectivas profundidades y la relación que finalmente se usa es:

$$V_1 - V_2 = 10 \left[\int_{p_1}^{p_2} \delta_B dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta_A dp \right] / Lf$$

El desarrollo completo se encuentra en el APENDICE "A".

Las Fig. 18, 19 y 20 muestran los perfiles verticales de velocidades geostroficas relativas a 200 m. de profundidad que son paralelas a la costa en las parejas de estaciones 6 y 7, 9 y 8, 20 y 21 respectivamente. El perfil 1 de isotecas paralelas a la costa, se muestra en la Fig. 21. En forma análoga se calcularon las velocidades geostroficas paralelas a la costa entre las parejas de estaciones 5 y 6, 10 y 9, 19 y 20 que dan origen a las graficas de las Figs. 22, 23 y 24 respectivamente. El perfil 2 de isotecas paralelas a la costa se muestra en la Fig. 25.

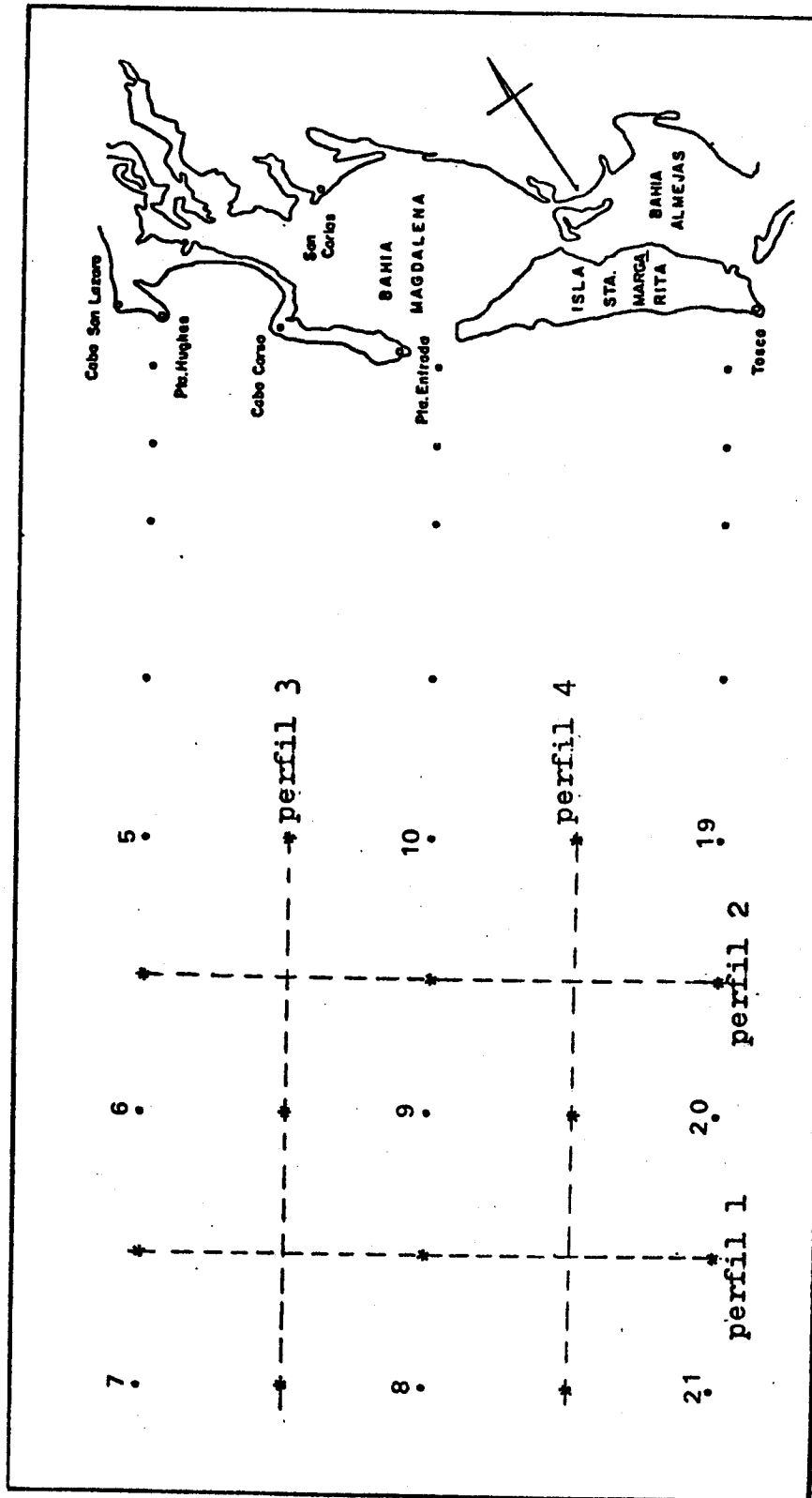


Fig. 17 Vista de planta de los perfiles 1 y 2 de isotacas paralelas a la costa y los perfiles 3 y 4 perpendiculares a ésta, en las nueve estaciones más alejadas de la misma.

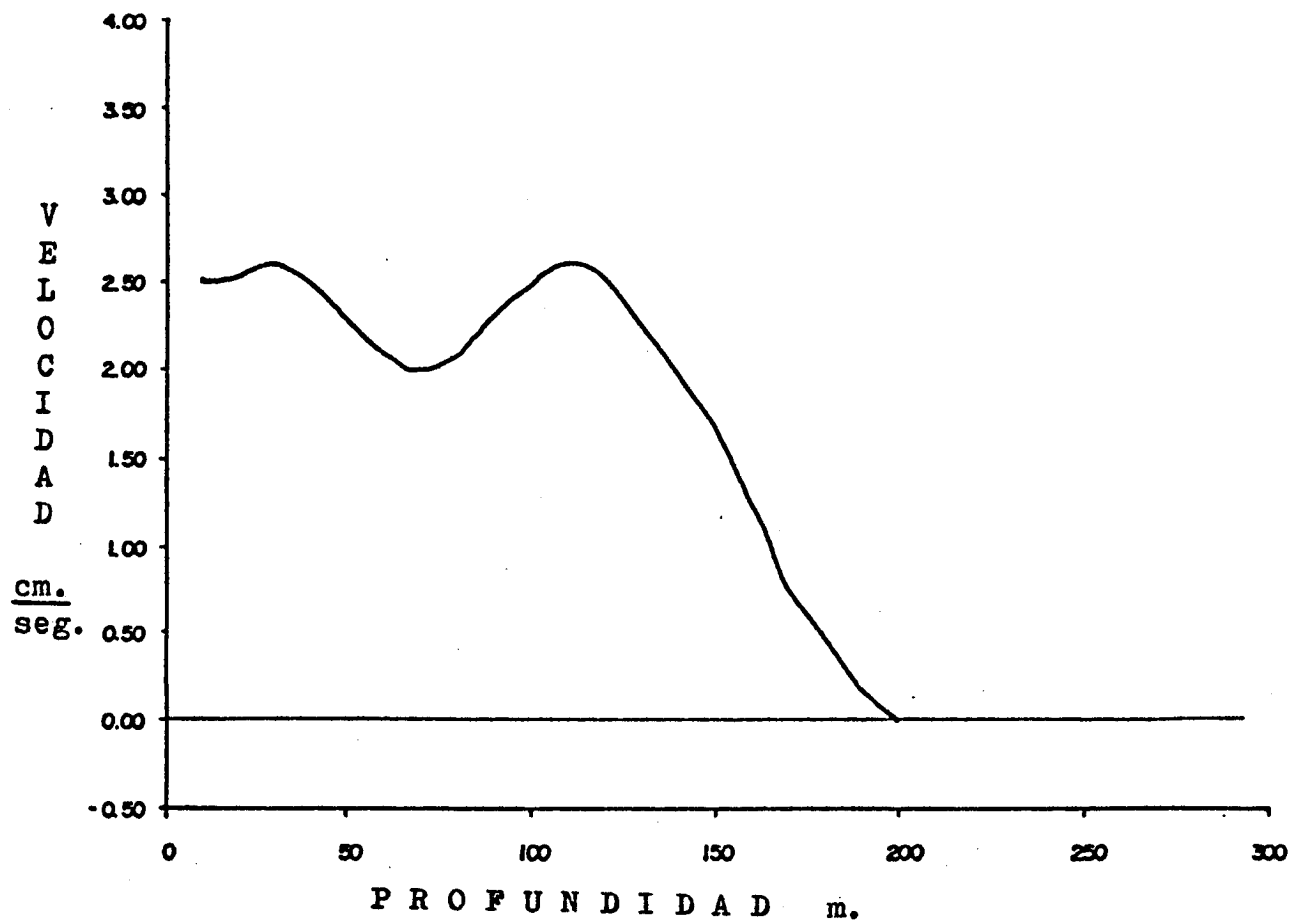


Fig. 18 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 6 y 7, con nivel de referencia de 200 m.

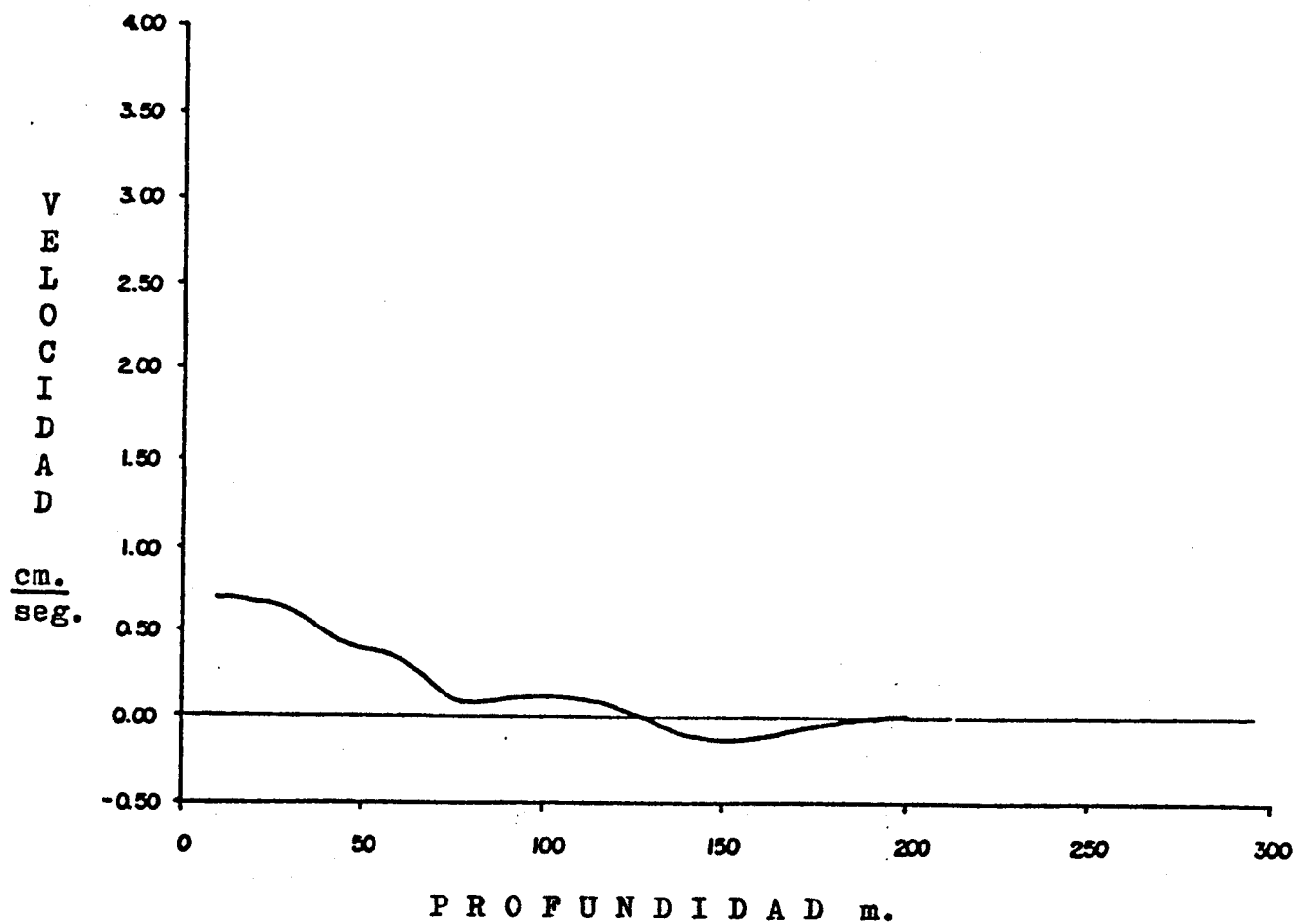


Fig. 19 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 8 y 9, con nivel de referencia de 200 m.

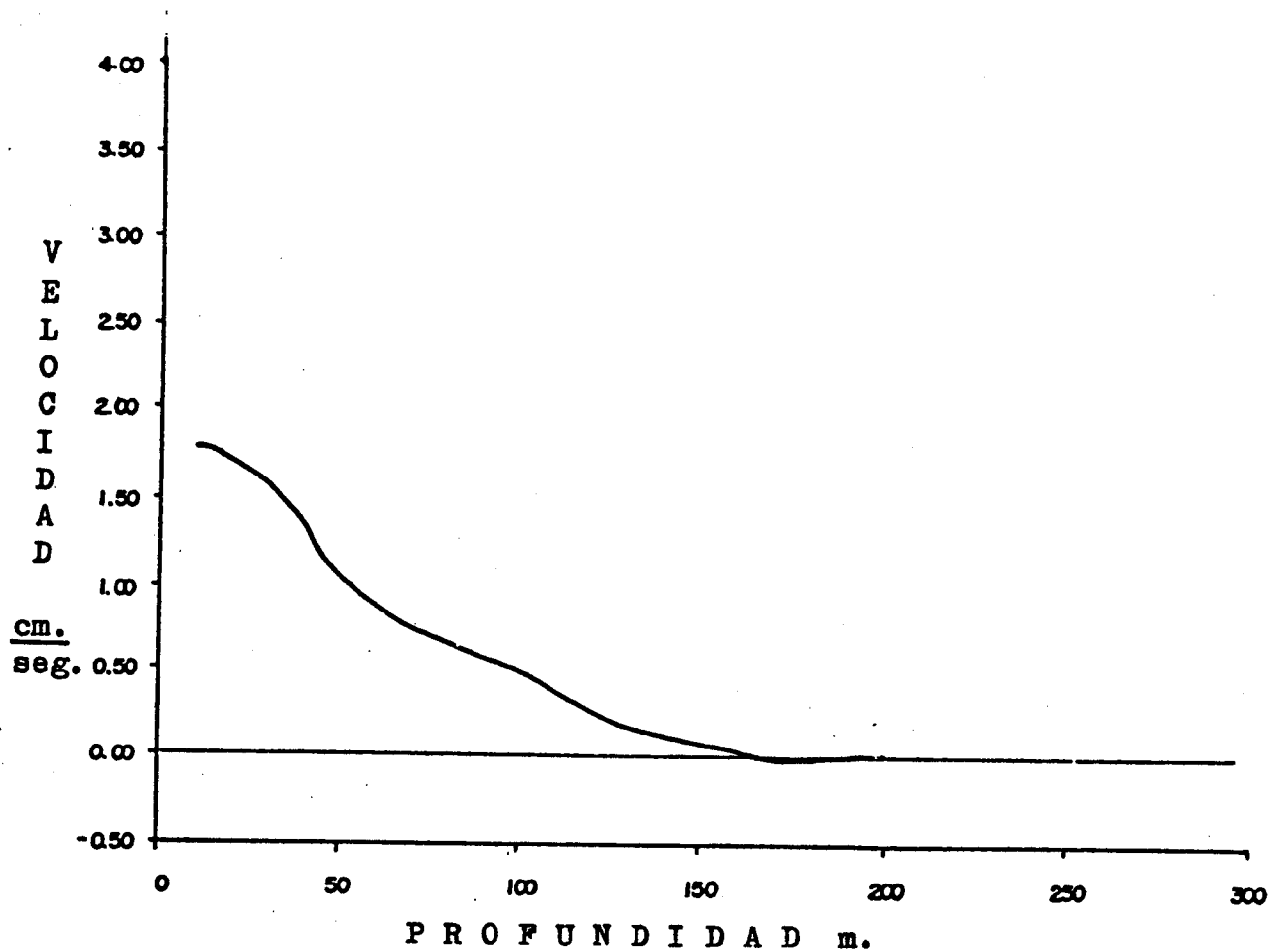


Fig. 20 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 21 y 20, con nivel de referncia a 200 m.

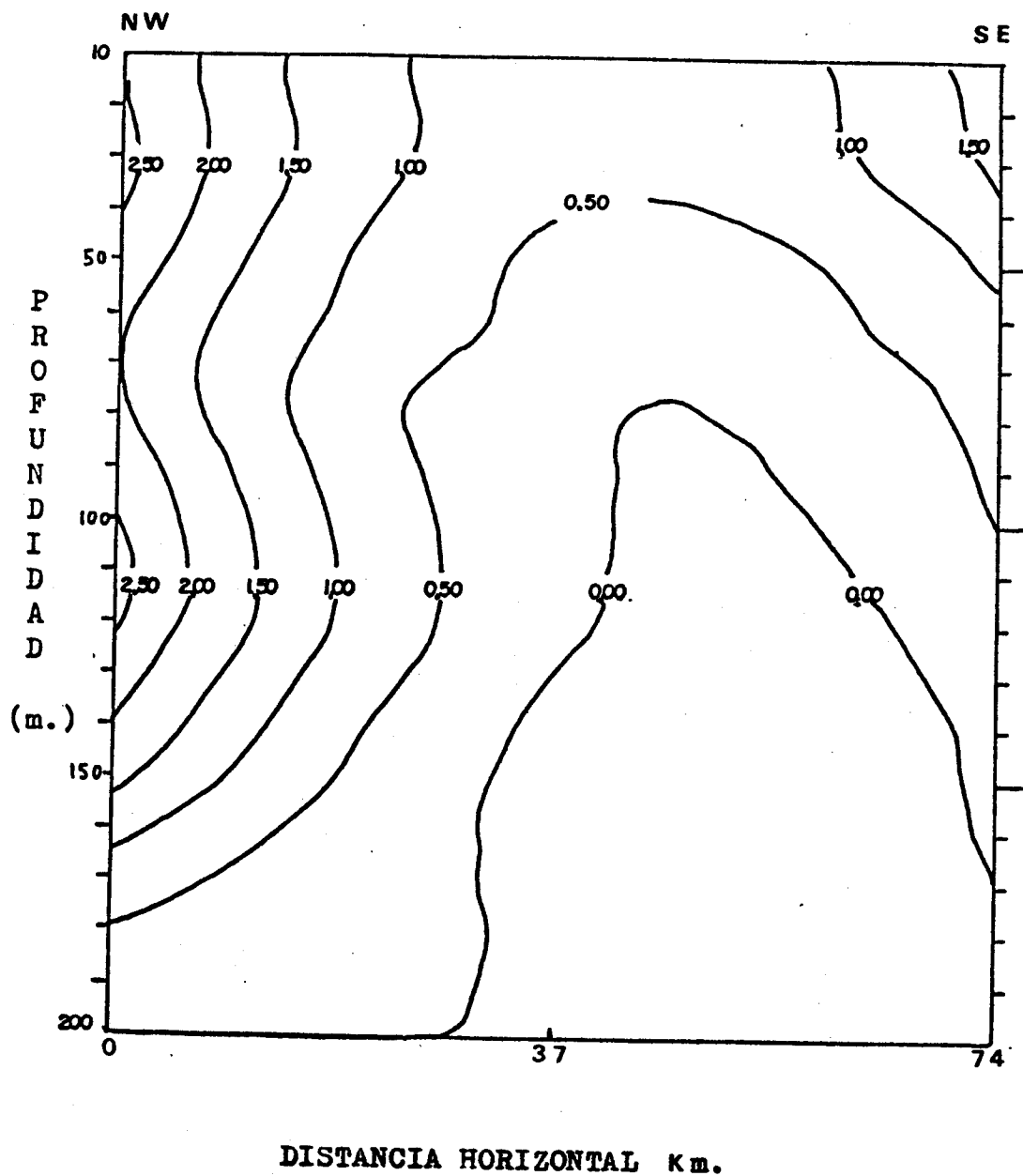


Fig. 21 Perfil 1. Isotacas (cm./seg.) paralelas a la costa (construida con los valores de las figuras 18,19 y 20). Al fondo de la figura está la costa.

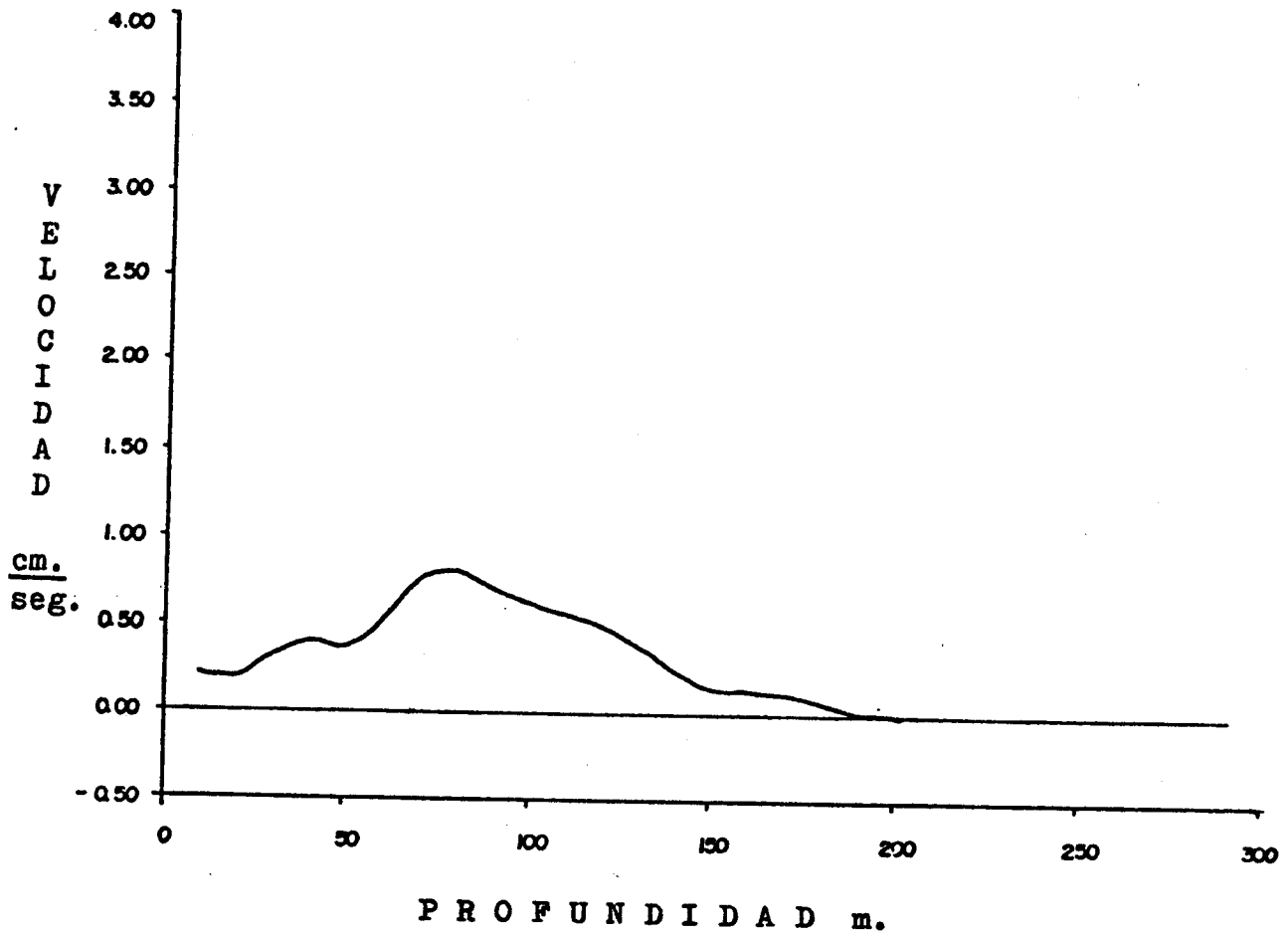


Fig. 22 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 5 y 6, con nivel de referencia a 200 m.

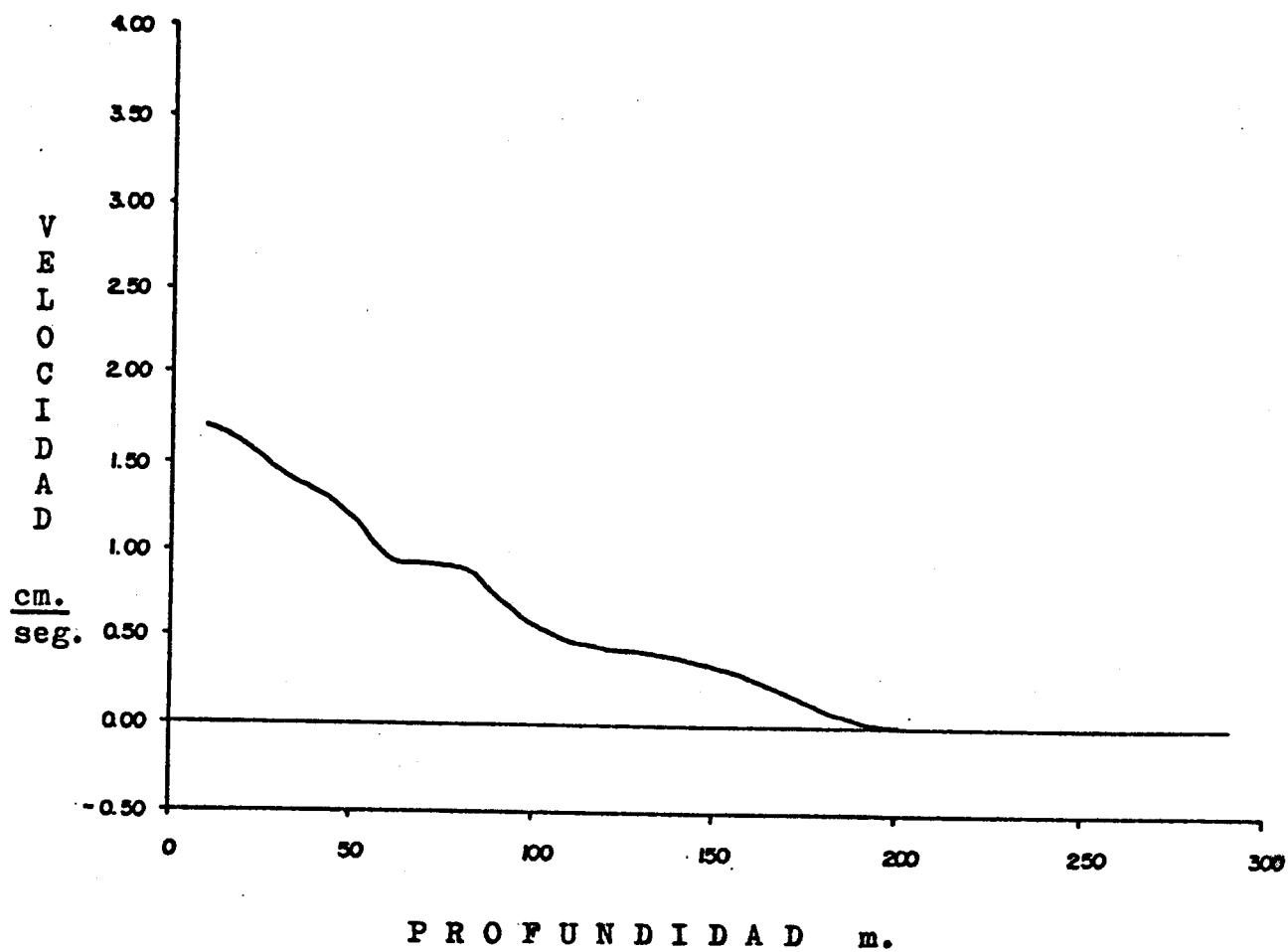


Fig. 23 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 10 y 9, con nivel de referencia a 200 m.

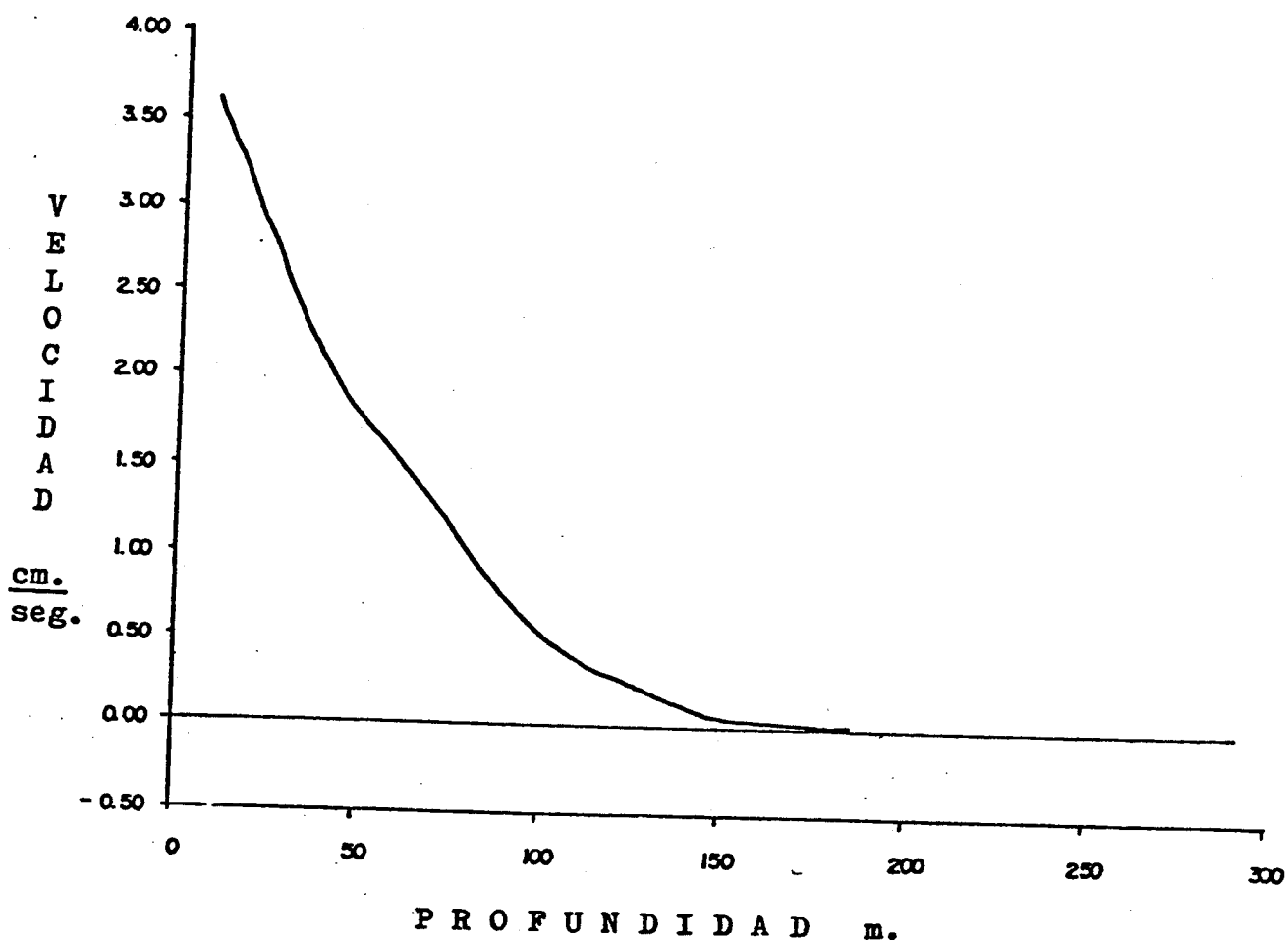


Fig. 24 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 19 y 20, con nivel de referencia a 200 m.

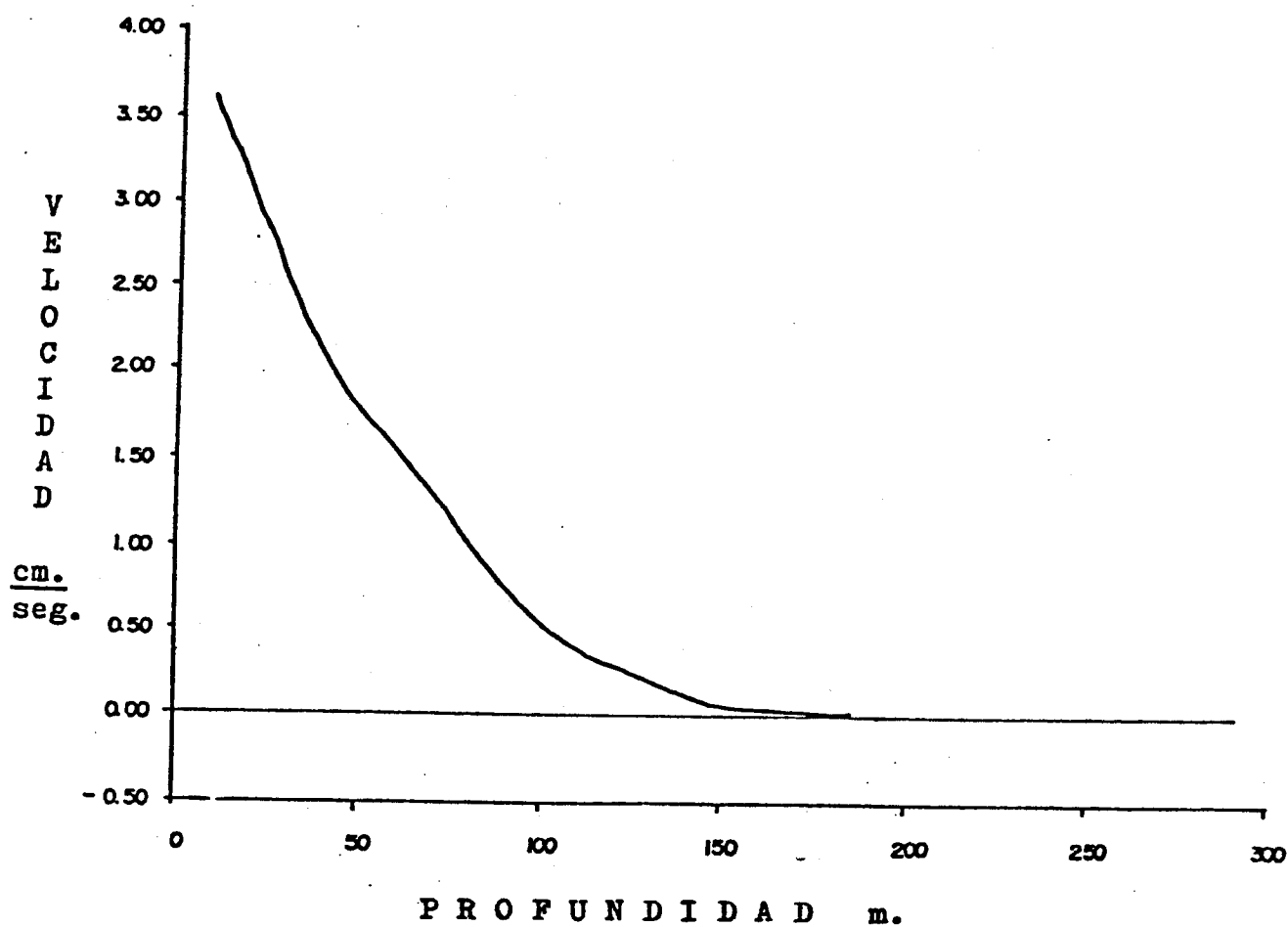


Fig. 24 Perfil de velocidades geostróficas paralelas a la costa en el punto medio entre las estaciones 19 y 20, con nivel de referencia a 200 m.

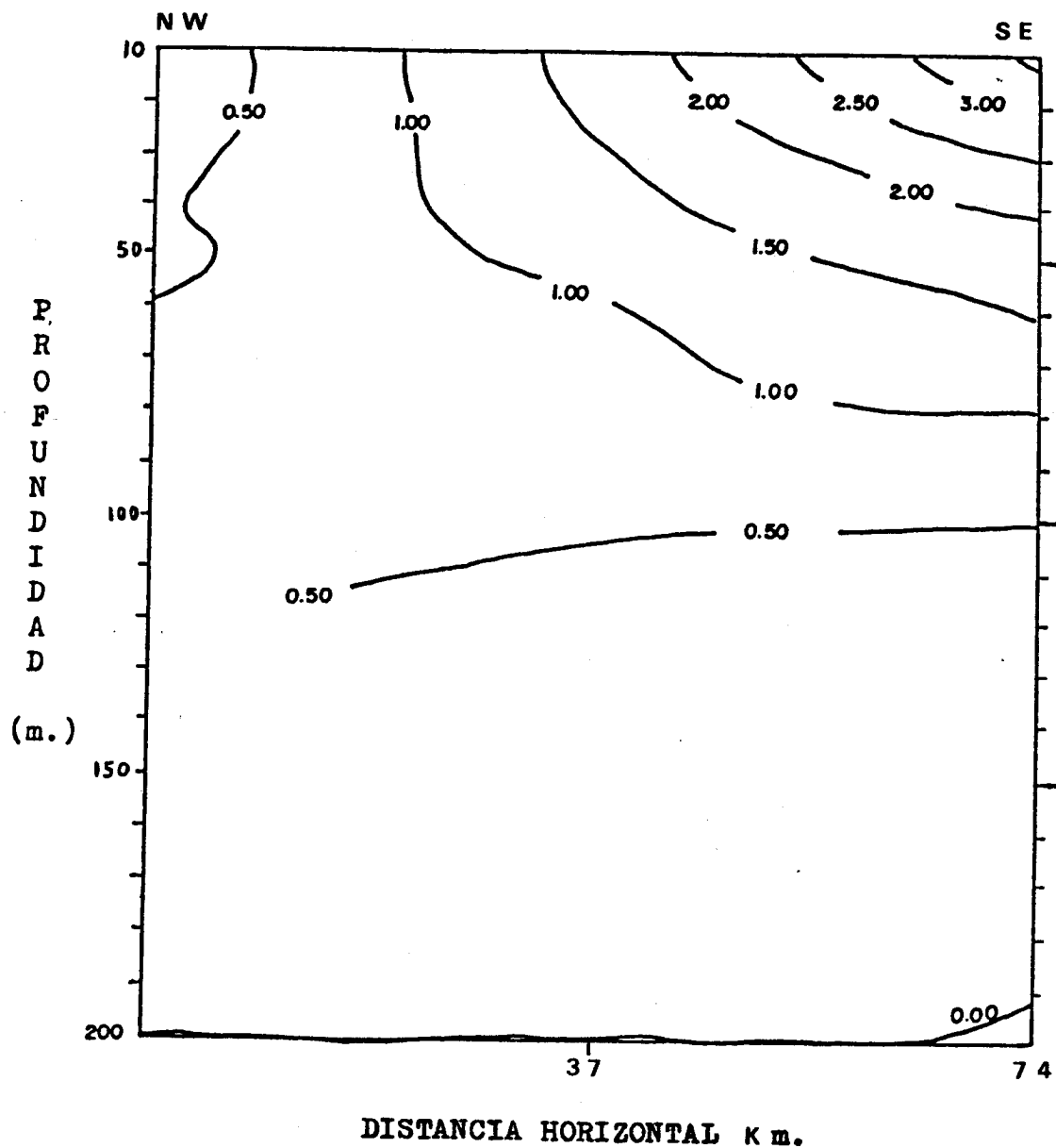


Fig. 25 Perfil 2. Isotacas (cm./seg.) paralelas a la costa (construida con los valores de las figuras 22, 23 y 24). Al fondo de la figura está la costa.

3.- Con el mismo programa de VREL12.FTN, se calcularon los **perfiles** de velocidades **geostroficas** relativas perpendiculares a la costa, mostradas en las Figs. 26, 27 y 28 entre las **parejas** de estaciones 8 y 7, 9 y 6, 10 y 5 respectivamente. El perfil 3 de isotacas perpendiculares a la costa se muestra en la Fig. 29. En forma **análoga** los perfiles de velocidades **geostroficas** relativas perpendiculares a la costa se muestran en las Figs. 30, 31 y 32 entre las **parejas** de estaciones 21 y 8, 20 y 9, 19 y 10 respectivamente. El perfil 4 de isotacas perpendiculares a la costa se muestra en la Fig. 33.

El programa VREL12.FTN fue construido en base a la **teoría** y a la solución **numérica** de las ecuaciones (A.18) y (A.19) sustituidas en la **ecuación** (A.17) del APENDICE "A".

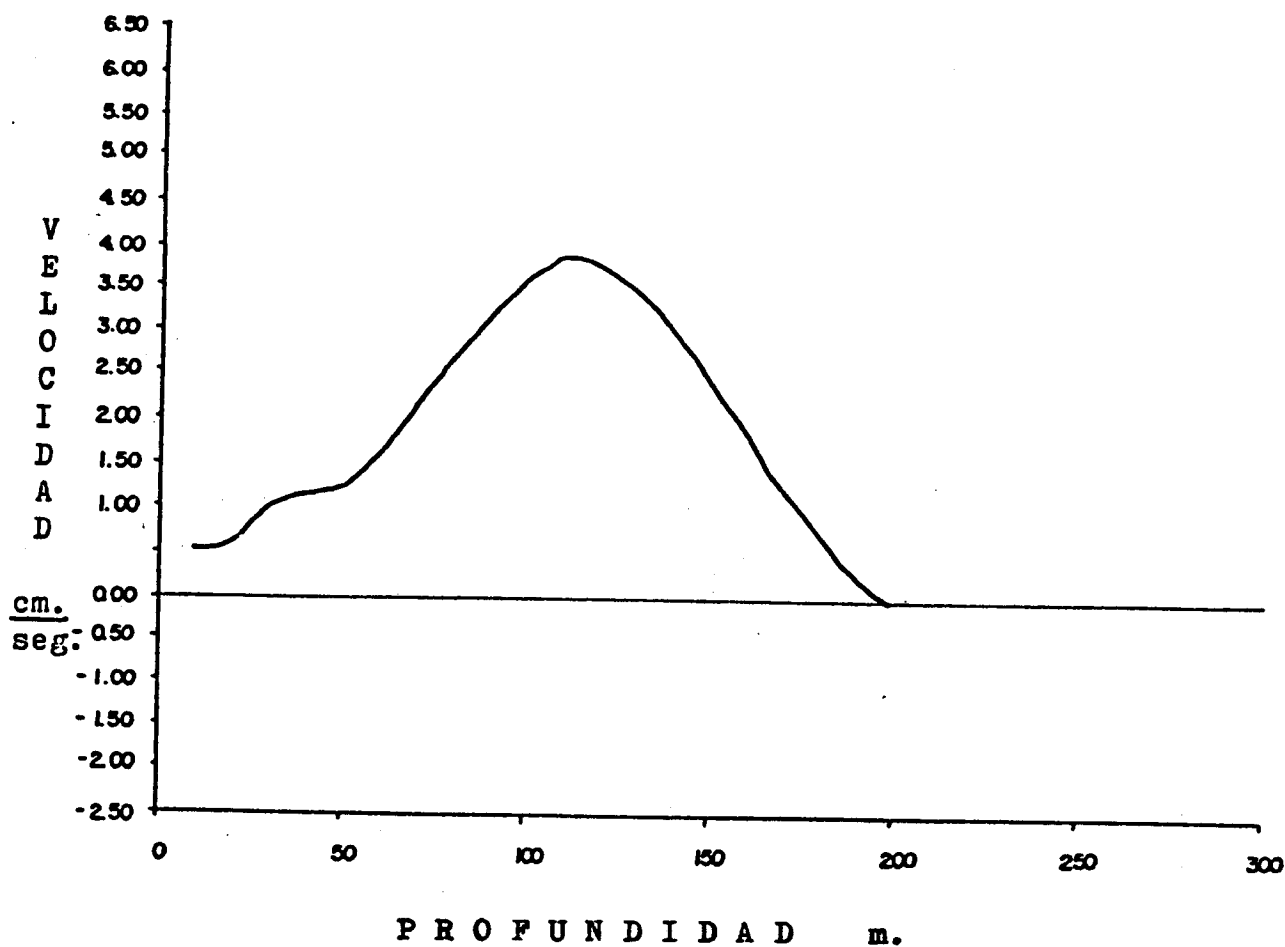


Fig. 26 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 8 y 7, (las velocidades positivas se alejan de la costa) con nivel de referencia a 200 m.

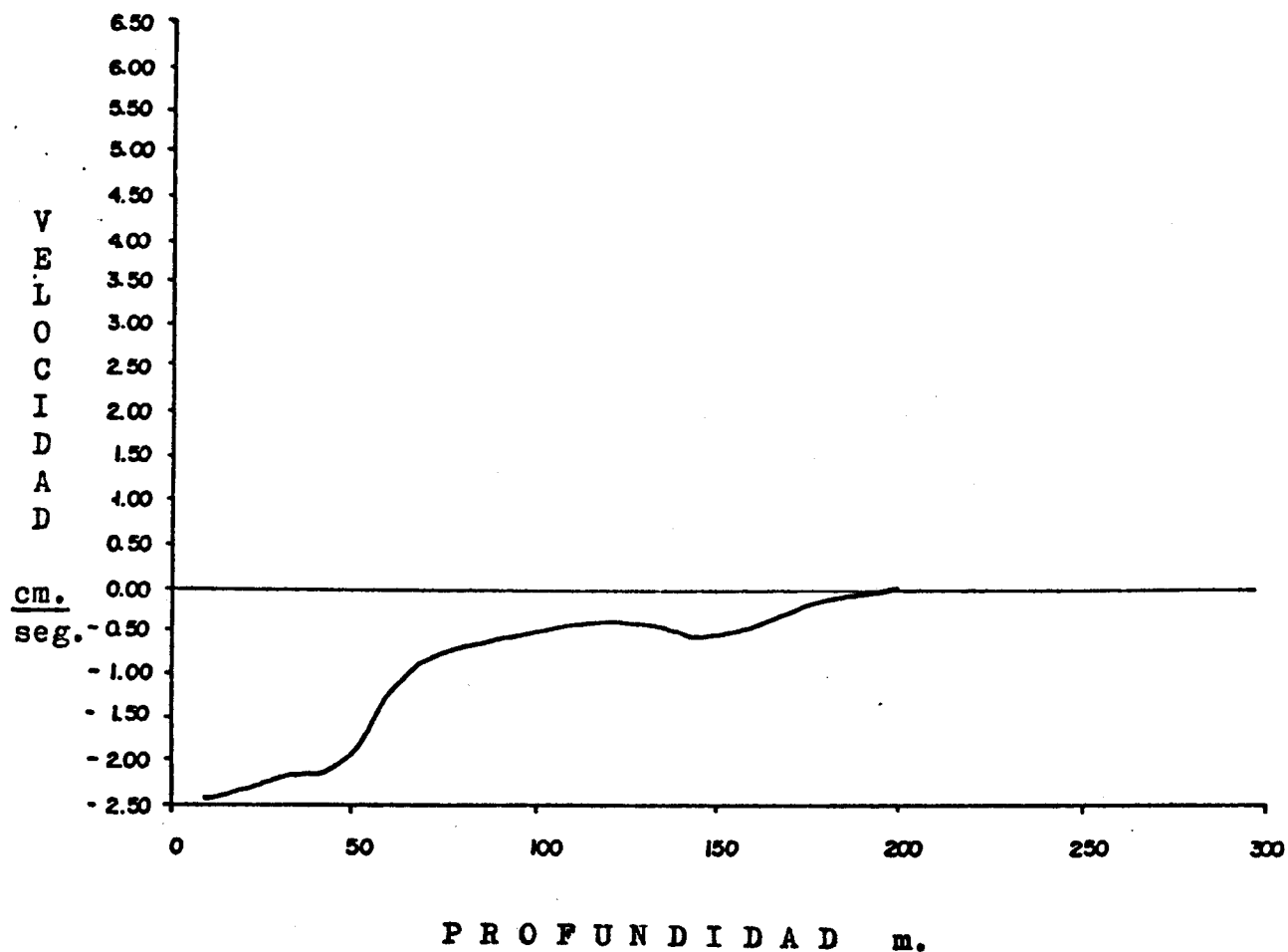


Fig. 27 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 9 y 6, (las velocidades negativas se dirigen a la costa) con nivel de referencia a 200 m.

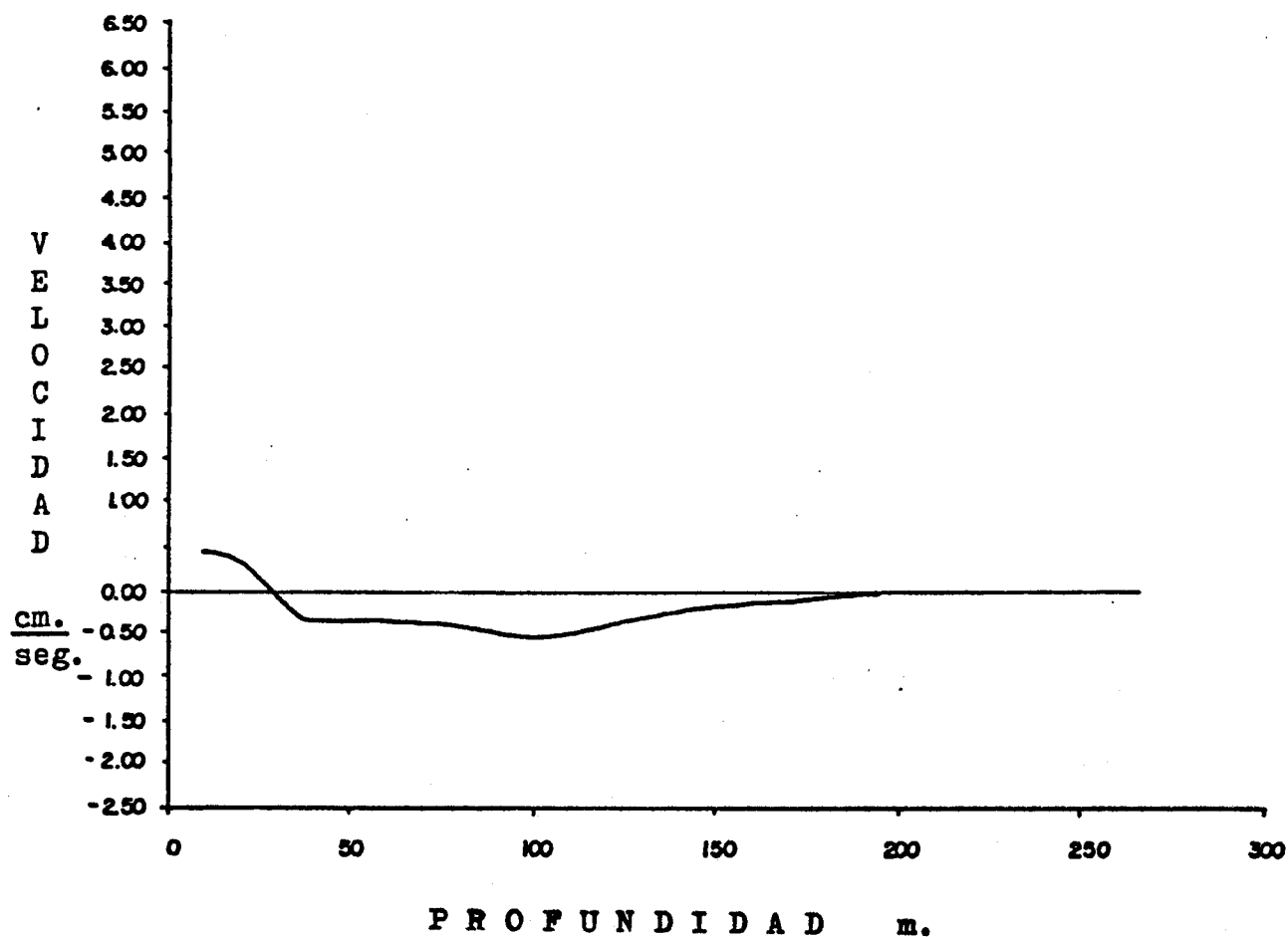


Fig. 28 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 10 y 5, (las velocidades negativas se dirigen a la costa) con nivel de referencia a 200 m.

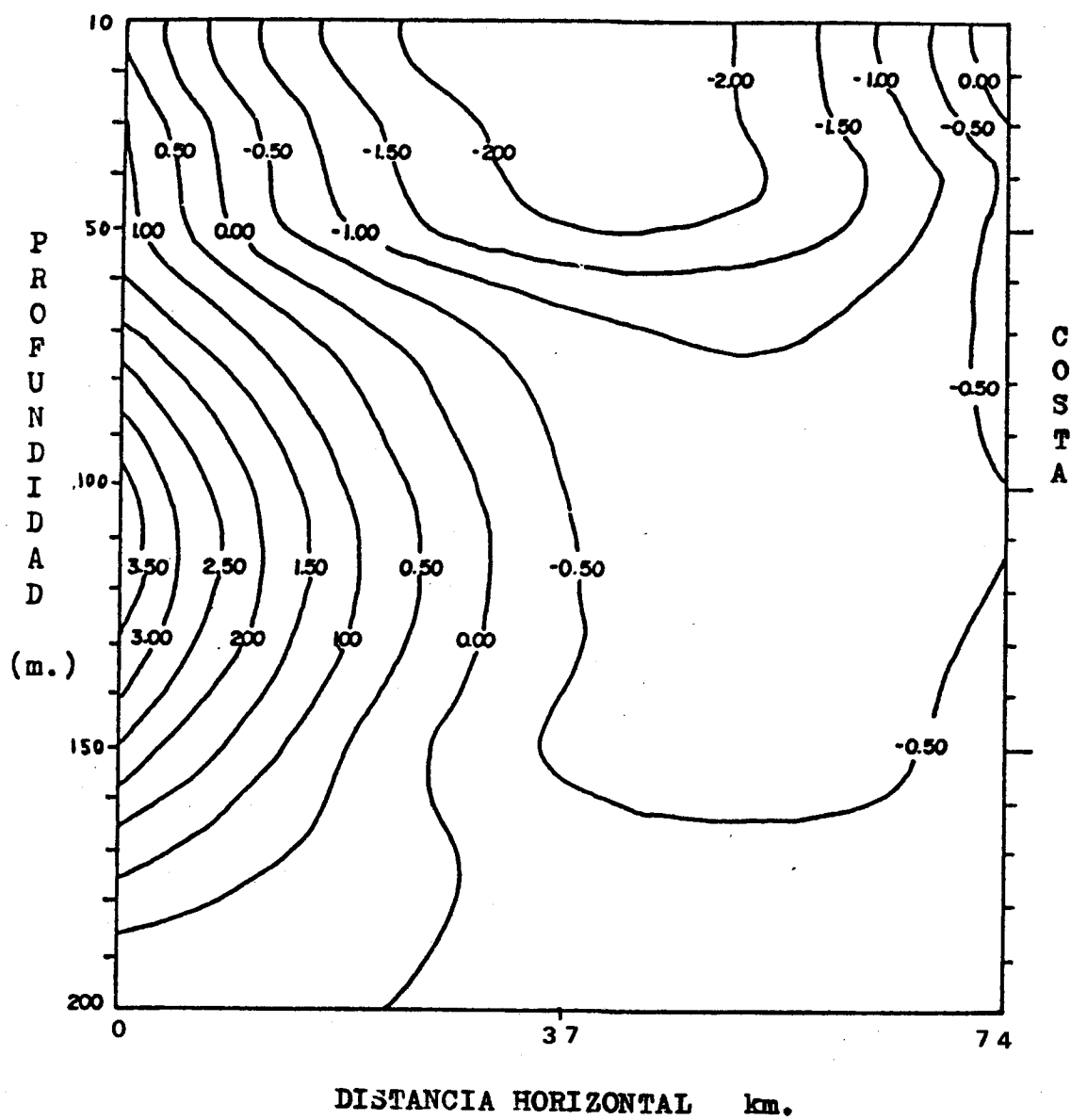


Fig. 29 Perfil 3. Isotacas (cm./seg.)
perpendiculares a la costa,
construida con los valores de
las Figs. 26, 27 y 28.

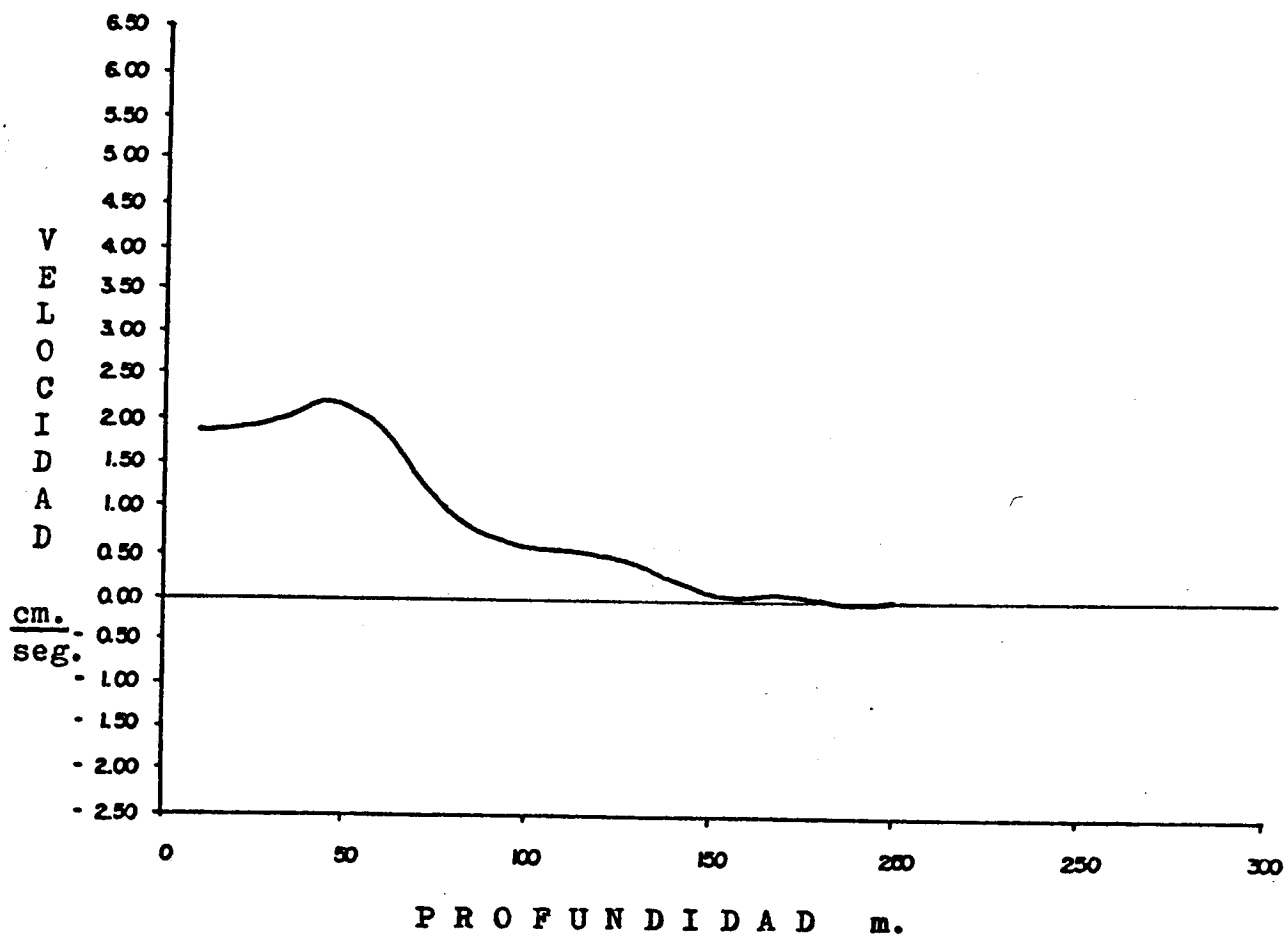


Fig. 30 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 21 y 8, (las velocidades positivas se alejan de la costa) con nivel de referencia a 200 m.

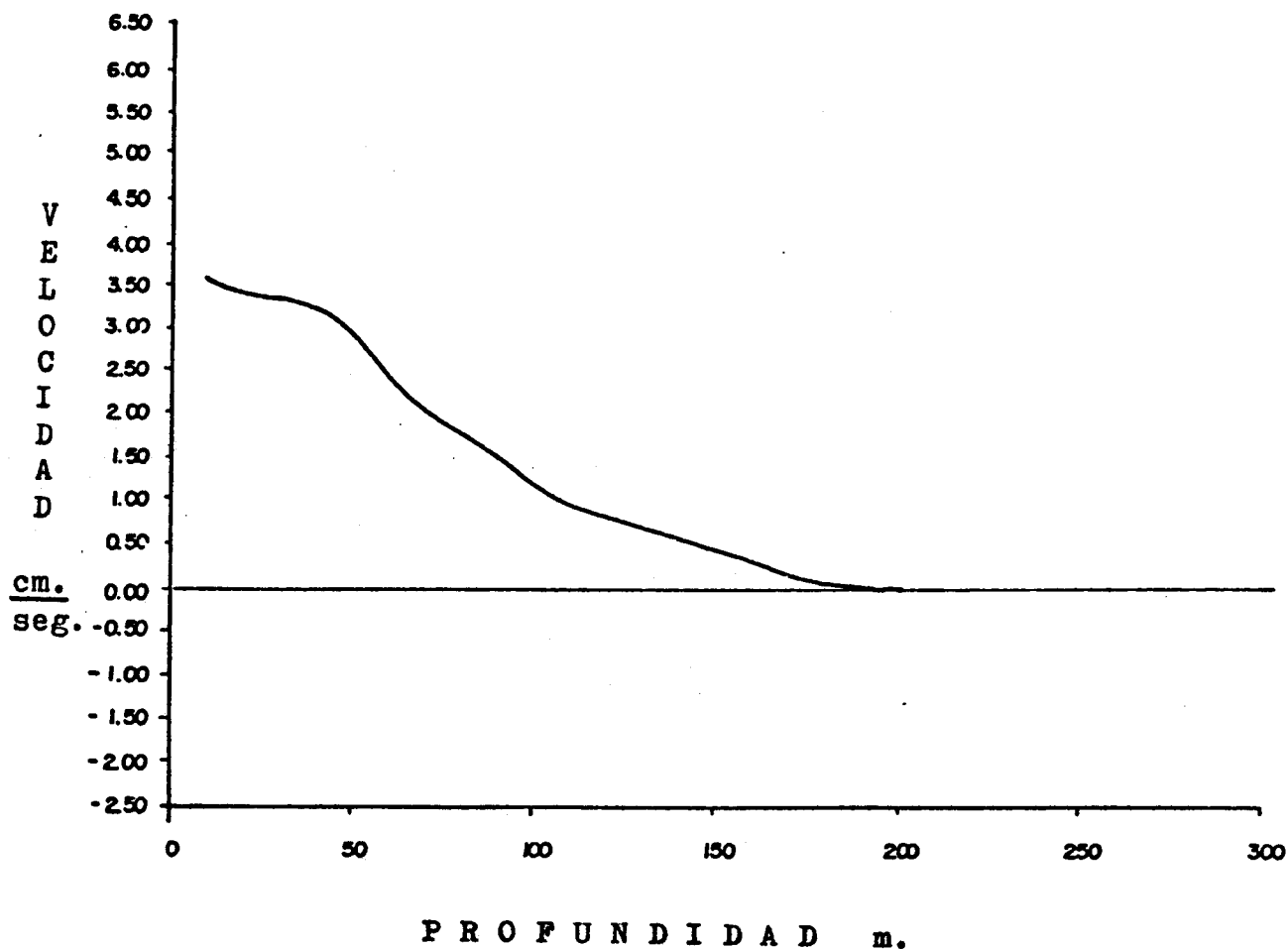


Fig. 31 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 20 y 9, (las velocidades positivas se alejan de la costa) con nivel de referencia de 200 m.

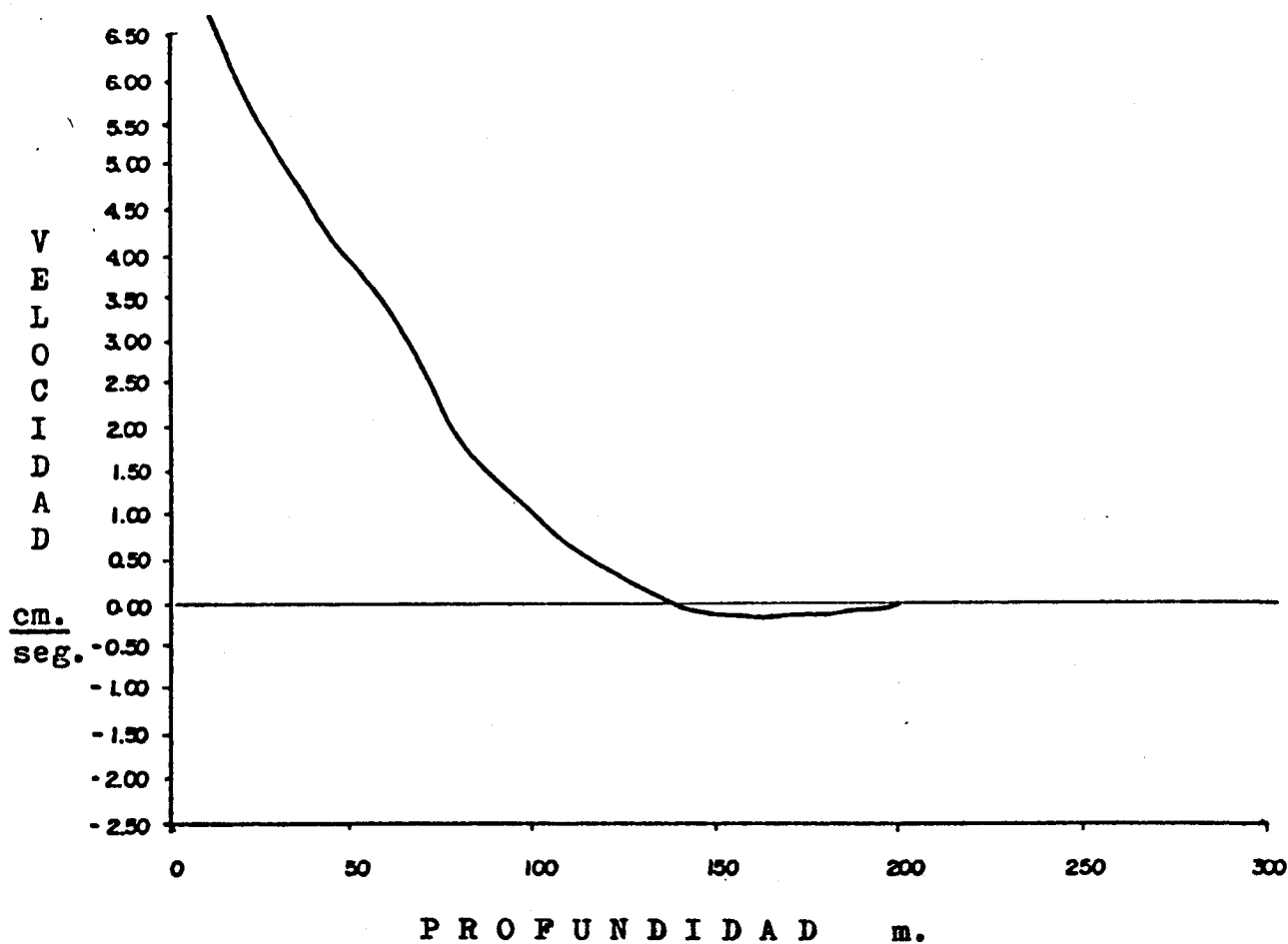


Fig. 32 Perfil de velocidades geostróficas perpendiculares a la costa en el punto medio entre las estaciones 19 y 10, (las velocidades positivas se alejan de la costa) con nivel de referencia de 200 m.

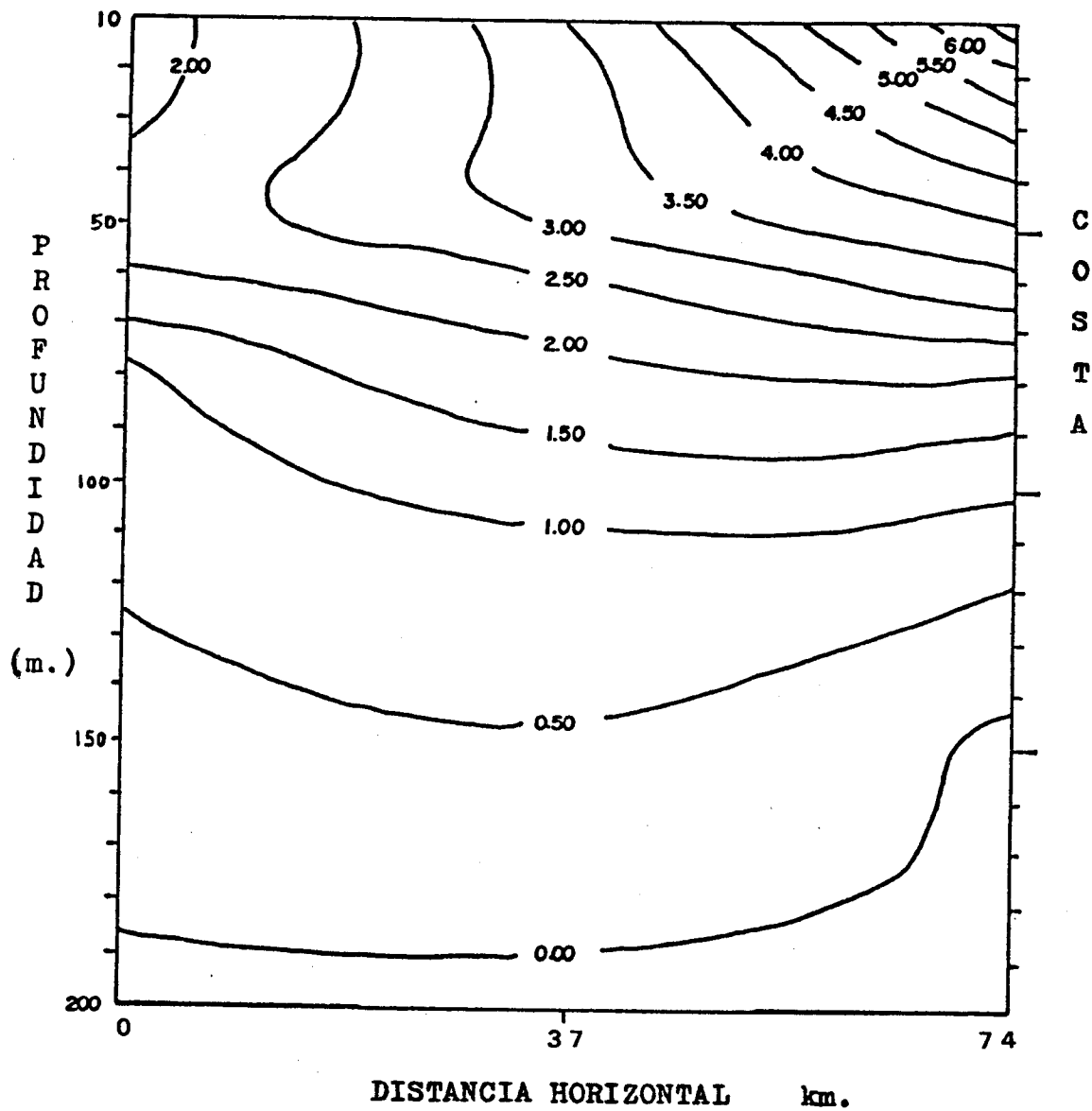


Fig. 33 Perfil 4. Isotacas (cm./seg.)
perpendiculares a la costa,
construida con los valores de
las figuras 30, 31 y 32.

4.3 CORRIENTES DE DERIVA

Se estableció un sistema de coordenadas tal que el ~~eje~~ X' sea perpendicular a la costa en la dirección de tierra a mar y el ~~eje~~ Y' sea perpendicular al primero, con dirección positiva hacia el sureste.

Con el valor promedio de intensidad de viento paralelo a la costa en el área de estudio se calculó su esfuerzo con la relación teórica experimental que usó Ekman (1905), ver ec. 1.

La teoría y las expresiones matemáticas aplicadas para obtener los resultados en esta sección están desarrolladas en el APENDICE "B".

$$1. \dots \tau_y = C \rho_a U^2$$

En la cual:

$C = 0.0013$ es el valor adimensional del coeficiente de fricción entre el aire y la superficie marina, (Bakun 1973).

$\rho_a = 0.00122 \text{ gr/cm}^3$ es la densidad del aire., la cual se considera constante.

$U = 620 \text{ cm/seg}$ es la intensidad promedio de la componente del viento paralelo a la costa durante el recorrido de la malla.

τ_y = es el esfuerzo del viento paralelo a la costa (dinas/cm.).

Sustituyendo estos valores en la ecuación (1).

$$2 \dots y = 0.61 \text{ dinas/cm}^2$$

La ecuación (2) muestra el esfuerzo de viento en la dirección positiva del Y' en el sistema de coordenadas antes mencionado, con el resultado de la ecuación (2) se calcula el transporte de Ekman, dado por

la siguiente ecuación:

$$3 \dots\dots\dots T_x = \tau_y / f$$

En la cual:

$f = 2 \Omega \text{ Sen } \theta$ que es el parámetro de Coriolis
 $\Omega = 0.0000727 \text{ 1/seg}$ velocidad angular de la tierra
 $\theta = 24.25^\circ$ es la latitud promedio del área de estudio
 $T_x =$ al transporte de Ekman en la dirección positiva
 del eje X y está dado en m. /seg./100 m.

Sustituyendo los valores anteriores se tiene:

$$4 \dots\dots\dots T_x = 102.14 \text{ m}^3/\text{seg.}/100 \text{ m.}$$

El valor del transporte " T_x " en el resultado (4), representa un índice de surgencias, (Wooster Warren y Raid Jr., 1963) en el área de estudio durante los días 25 y 26 de mayo de 1985.

La profundidad de Ekman " D ", la cual deja de influir el viento sobre el mar, está dada por:

$$5 \dots\dots D = 7.6 U / \sqrt{\text{sen } \theta} \text{ si } U > 6 \text{ m/seg. Thorade (1914).}$$

con $U = 6.2 \text{ m./seg.}$ y $\theta = 24.25^\circ$.

Sustituyendo en la ecuación (5) se tiene:

$$6 \dots\dots\dots D = 73.52 \text{ m.}$$

Haciendo uso de las relaciones, (B. 1.9) y (B.20) del apéndice B y de los resultados (2) y (6) se tiene:

$$7 \dots\dots\dots V_o = \pi \tau_y / \sqrt{D \rho f} = 28.55 \text{ cm. /seg}$$

Donde " V_o " representa la magnitud de la velocidad superficial de la corriente inducida por el viento y sus componentes, están dadas por:

$$8. \dots V_x(Z) = 28.55 (\text{Exp}[-0.04273z]) \cos(0.78539 - 0.04273z)$$

$$9. \dots V_y(Z) = 28.55 (\text{Exp}[-0.04273z]) \sin(0.78539 - 0.04273z)$$

Con las ecuaciones (8) y (9) se calcula la distribución vertical de velocidades inducidas por el viento, siendo

$$10. \dots \bar{V} = i V_x + j V_y, \text{ con } |\bar{V}| = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}$$

Con las ecuaciones (8) y (9) se elaboró la Tabla II. donde se representan los valores de Z , V_x , V_y , y el ángulo entre el eje X y la dirección de la corriente y con estos resultados se construyó la espiral de Ekman Fig. 34 .

T A B L A I I
CORRIENTES DE DERIVA DE VIENTO

PROFUN- DIDAD EN m.	COMPONENTE EN $\frac{X}{cm/seg}$	COMPONENTE EN $\frac{Y}{cm/seg}$	MAGNITUD DEL VECTOR cm/seg	ANGULO CON EL EJE X
Z	Vx	Vy	I V I	β
0	20.18	20.18	28.54	45.00
10	17.44	6.52	18.62	20.52
20	12.12	-0.84	12.15	-3.97
30	6.97	-3.77	7.92	-28.45
40	3.11	-4.12	5.16	-52.93
50	0.73	-3.28	3.36	-77.42
60	-0.45	-2.15	2.20	-101.90
70	-0.85	-1.15	1.43	-126.38
73.5	-0.87	-0.87	1.23	-135.00
80	-0.82	-0.46	0.94	-150.87
90	-0.61	-0.05	0.61	-175.35
100	-0.37	0.14	0.39	-199.83

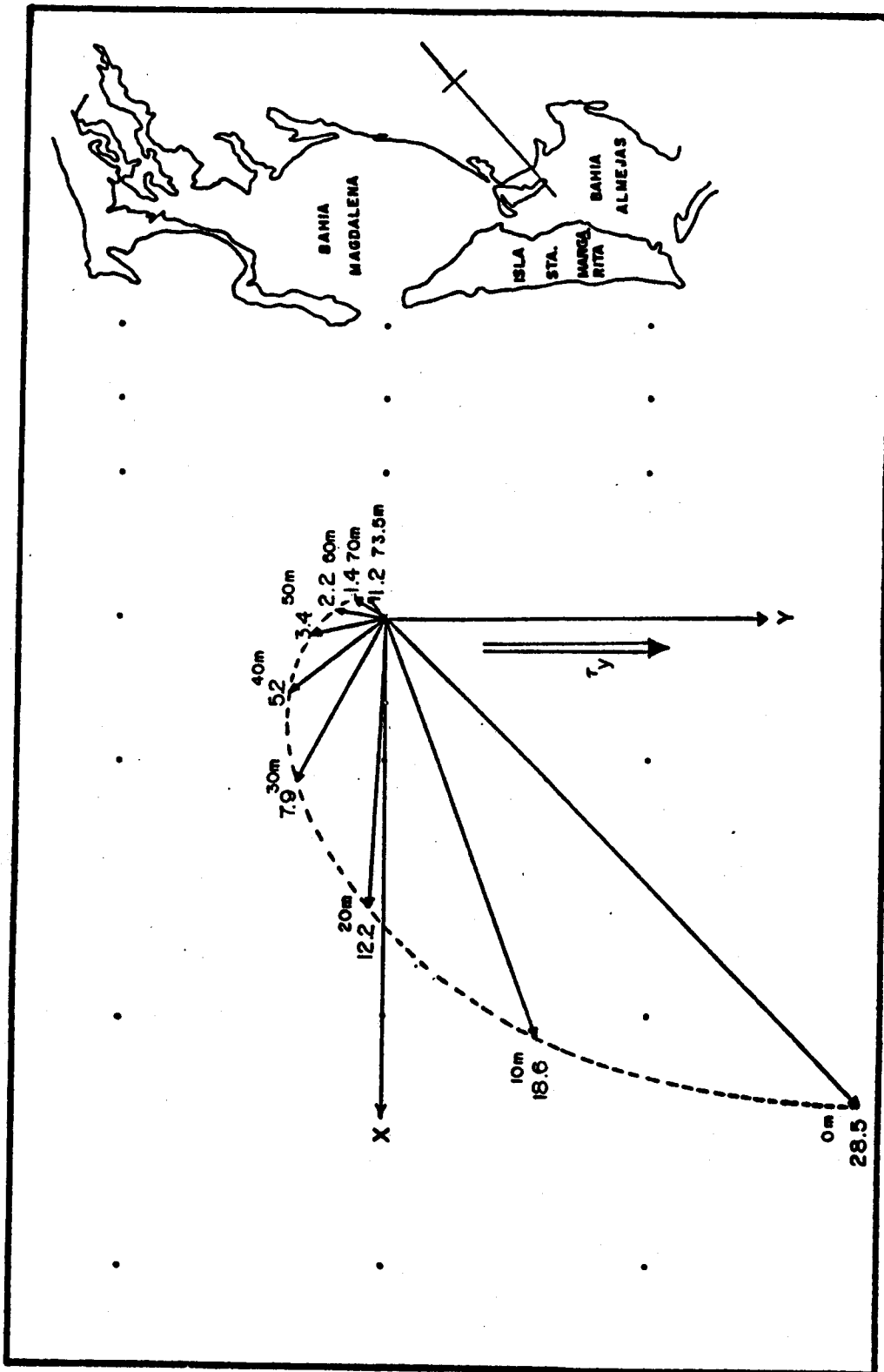


Fig. 34 Distribución vertical de velocidades (cm./seg.) inducidas por la componente promedio de viento paralela a la costa (en las 21 estaciones), desde la superficie, a intervalos regulares de 10 m. La espiral de Ekman resultante muestra que, a la profundidad de $Z \approx D = 73.5$ m. la corriente de deriva es opuesta a la dirección de la corriente superficial.

Para el cálculo vertical de velocidades (velocidad de las surgencias) inducidas por el viento se tomaron las estaciones 5, 6, 7, 8, 9, 10, 19, 20, y 21, que son las más alejadas a la costa. La Fig.35 muestra los valores de las intensidades y direcciones del viento en dichas estaciones, con estos valores se calcularon los promedios centrados en intensidad y dirección del viento de los cuadrados, como lo muestra la Fig.36 y con estos resultados se calculó la velocidad de deriva de viento, con ayuda de las fórmulas (1), (5) y (7) cuyos resultados se muestran en la Fig.37.

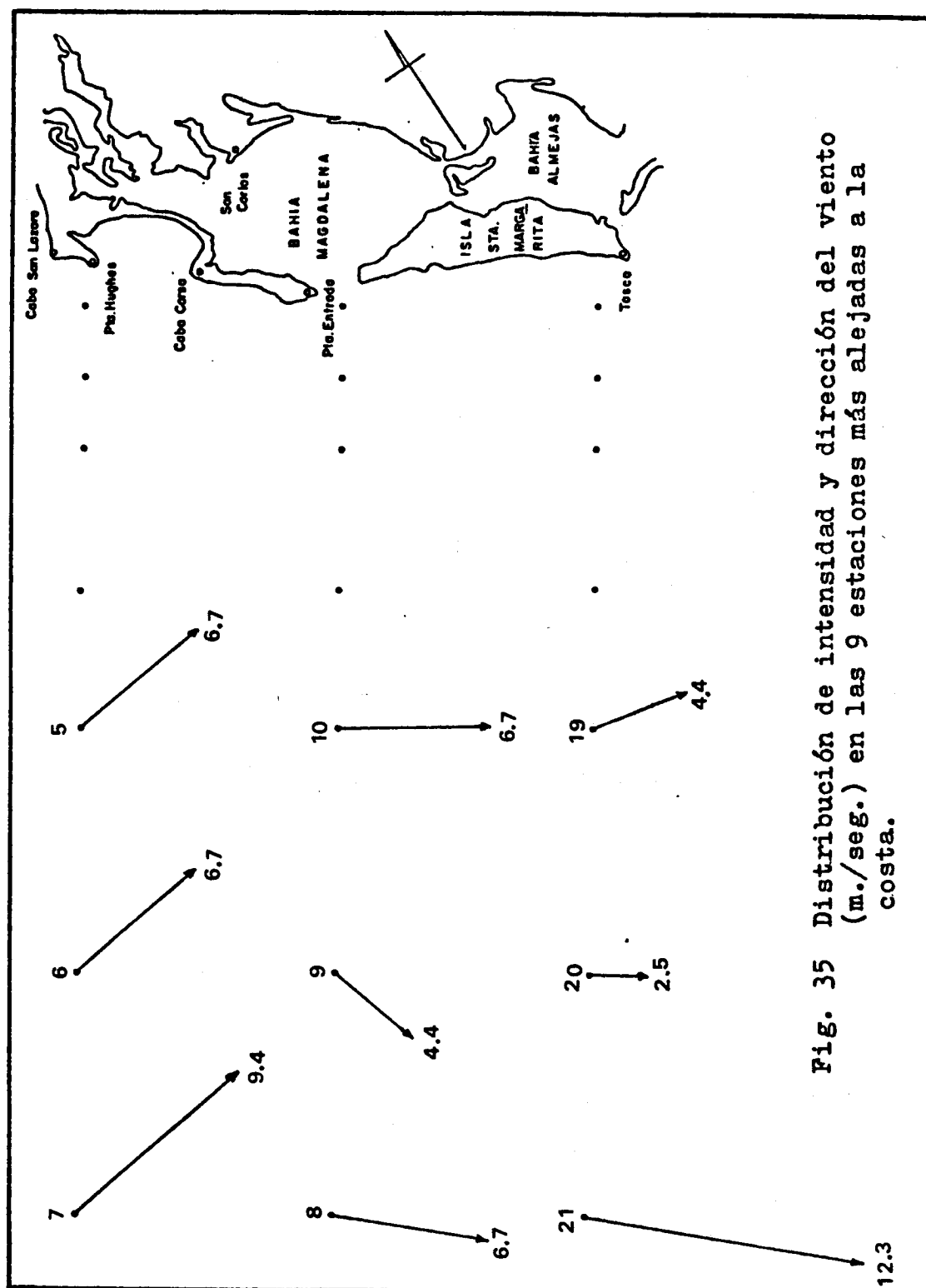


Fig. 35 Distribución de intensidad y dirección del viento (m./seg.) en las 9 estaciones más alejadas a la costa.

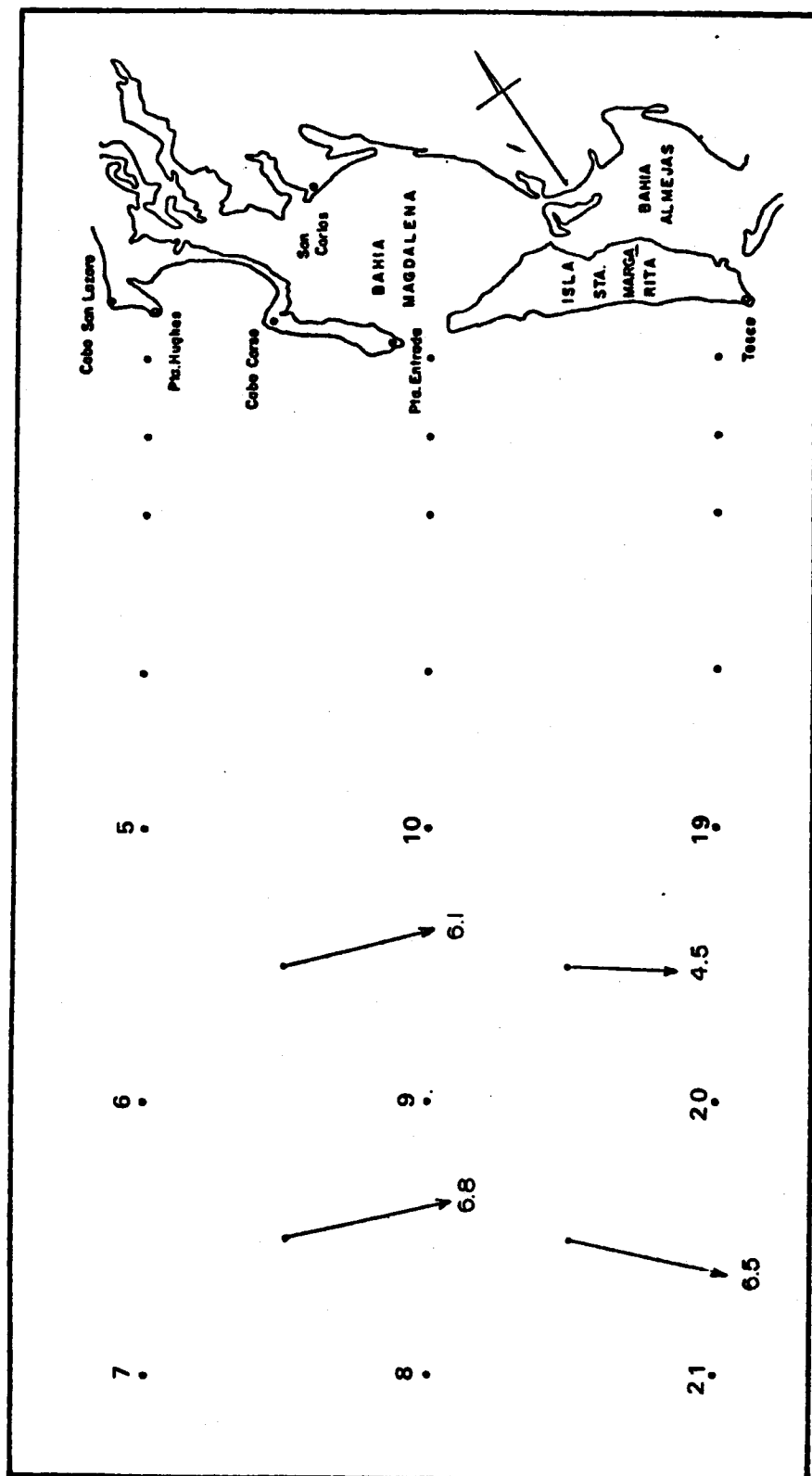


Fig. 36 Promedios centrados de dirección e intensidad de viento (m./seg.) en las 9 estaciones más alejadas a la costa.

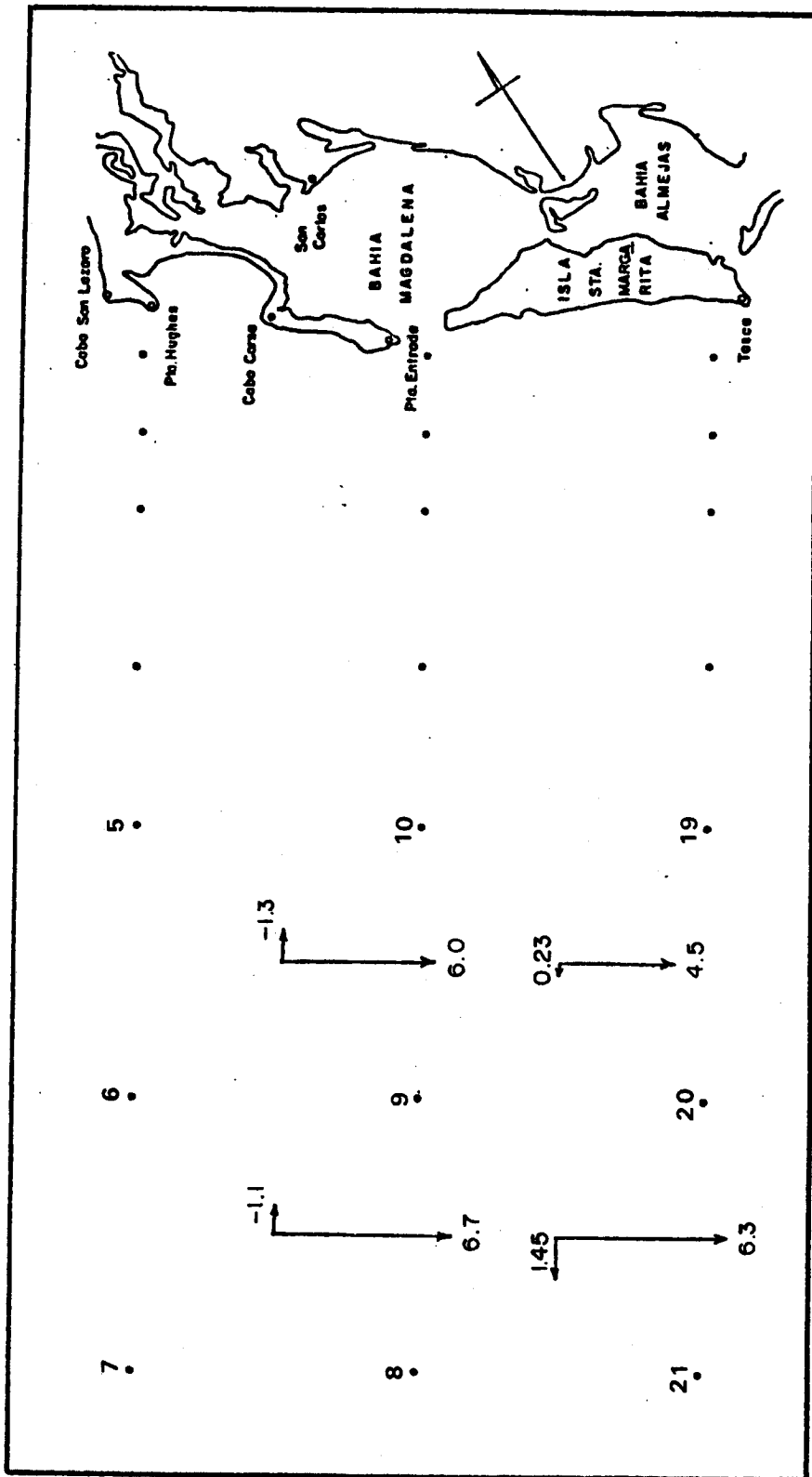


Fig. 37 Componentes de la dirección e intensidad de viento (m./seg) paralelos y perpendiculares a la costa, calculados de los resultados de la Fig. 36.

4.4 VELOCIDAD VERTICAL DE LA SURGENCIA

El medir las velocidades verticales en el océano abierto es muy difícil, ya que su magnitud es muy pequeña, pero se puede obtener una estimación muy aproximada de ella, deduciéndola con la ecuación de continuidad a partir de la distribución de velocidades horizontales en la superficie marina, (Pond and Pickard 1978). En el presente caso, la distribución horizontal de velocidades en la superficie marina se calculó por medio de la distribución de vientos que muestra la Fig. 37 y la ecuación de continuidad.

$$11 \dots\dots\dots \partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0$$

La Fig. 38 muestra los cuatro puntos con las componentes de dirección e intensidad de las corrientes de deriva en la superficie marina y la distancia horizontal sobre las cuales se aplicó la ecuación de continuidad y se tiene:

$$\text{Para el punto A: } \partial u / \partial x = (18.7 - 14.7) / \Delta x = 4 / \Delta x$$

$$\text{Para el punto B: } \partial u / \partial x = (26.3 - 11.7) / \Delta x = 14.6 / \Delta x$$

El valor promedio entre los puntos A y B es :

$$12 \dots\dots\dots \overline{\partial u / \partial x} = (4 + 14.6) / 2 \Delta x = 9.3 / \Delta x$$

$$\text{En el punto C: } \partial v / \partial y = (16.5 - 28.8) / \Delta y = -12.3 / \Delta y$$

$$\text{En el punto D: } \partial v / \partial y = (10 - 23.6) / \Delta y = -13.6 / \Delta y$$

El valor promedio entre los puntos C y D es:

$$13 \dots\dots\dots \overline{\partial v / \partial y} = (-12.3 - 13.2) / 2 \Delta y = -12.75 / \Delta y$$

$$\text{resultando } \overline{\partial u / \partial x} + \overline{\partial v / \partial y} = + 0.0000010588 \text{ 1/seg.}$$

$$\text{como } \overline{\partial u / \partial x} + \overline{\partial v / \partial y} > 0 \text{ , entonces } \overline{\partial w / \partial z} < 0$$

Con lo cual se establece que el fenómeno presenta

una divergencia y esto significa que hay una surgencia Pond and Pickard (1978), es decir hay una velocidad vertical hacia arriba, así que;

$$14 \dots \dots \overline{\Delta w / \Delta z} = - 0.0000010588 \text{ 1/seg.}$$

Integrando la ecuación anterior desde la superficie hasta la profundidad de Ekman " D ", se tiene:

$$15 \dots \dots W = \int_0^{73.5} (\overline{\Delta w / \Delta z}) dz$$

$$16 \dots \dots W = -6.72 \text{ m. /día}$$

Como el eje " z " es positivo hacia abajo , esto quiere decir que la velocidad " W " está en dirección opuesta al eje Z , por lo cual la velocidad se dirige hacia arriba y ella representa la velocidad vertical de la surgencia.

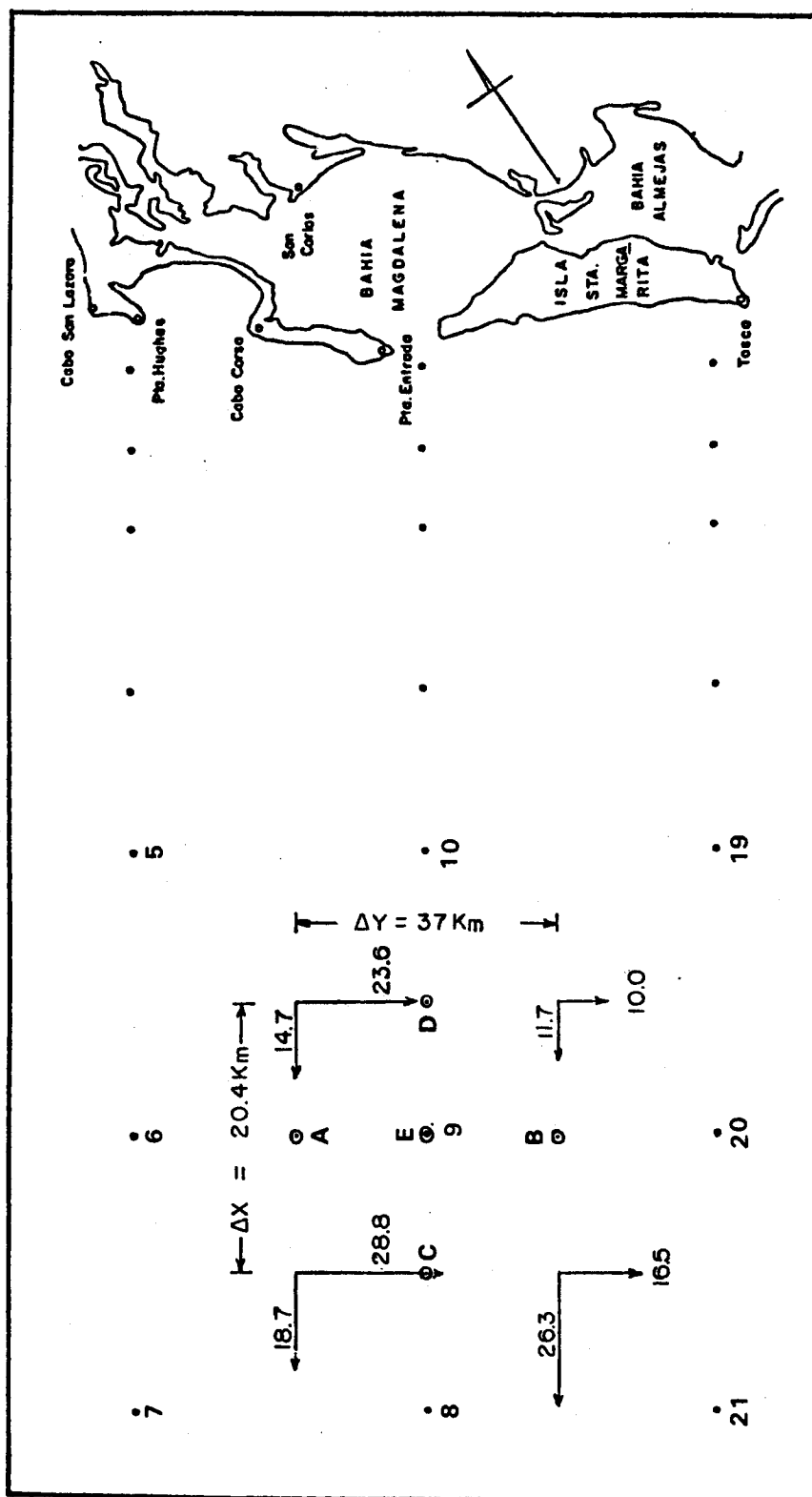


Fig. 38 Componentes de las corrientes de deriva de viento (cm./seg.) en la superficie, calculadas a partir de los resultados de la Fig. 37.

5 DISCUSION

5.1 CORRIENTES GEOSTROFICAS

(a).- Los perfiles de velocidades geostroficas paralelas a la costa se presentan en las Figs. 18, 19 y 20, ellas muestran que las corrientes se dirigen hacia el sureste (en la direcci3n positiva del eje " Y "). En la Fig. 21, se observa que las isotacas paralelas a la costa, tienen valores m1s altos en la regi3n noroeste, que al sureste , en la regi3n cercana al sureste no hay velocidades desde los 200 hasta los 75 m. de profundidad.

Las Figs. 22, 23 y 24 muestran velocidades geostroficas paralelas a la costa (en la direcci3n positiva del eje y), estando resumidas en la Fig. 25. Observ1ndose velocidades horizontales mayores al sureste disminuyendo r1pidamente su intensidad con la profundidad, alcanzando valores de 0.50 cm/seg a la profundidad aproximada de 100 m.

(b).- En los perfiles de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa. La Fig. 26 muestra que el flujo se aleja de la costal mientras que la Figs. 27 muestra que el flujo se dirige hacia la costa. y en la Fig. 28 las velocidades son casi nulas, estos resultados se resumen en el perfil de isotacas de la Fig. 29, la cual muestra una divergencia desde los 200 hasta los 10 m. de profundidad, observ1ndose a la derecha de la divergencia , que el flujo se dirige hacia la costa y a la izquierda de 1sta, el flujo se dirige al oce1no abierto.

(c).- Las Figs. 30, 31 y 32 presentan los perfiles de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa que se alejan de 1sta y se resumen en el perfil de isotacas de la Fig. 33 , los cuales presentan velocidades altas cercanas a la costa en la superficie, disminuyendo cuando se aleja de la costa. Presentando velocidades de 0. 50 cm/seg hasta los 140 m. de profundidad.

(d).- El promedio de velocidades paralelas a la costa entre las estaciones 6 y 7, 9 y 8, y el promedio de velocidades perpendiculares a la costa entre las estaciones 8 y 7, 9 y 6, a los 10, 50, 100 y 150 m. de profundidad, dan una resultante de velocidades geostro'ficas a dichas profundidades respecto al nivel de los 200 m. de profundidad y se colocan en el punto M11 de las estaciones 6, 7, 8 y 9. En forma similar se procedio' para los puntos M12, M21 y M22. Estos resultados se presentan en la Fig.39 .

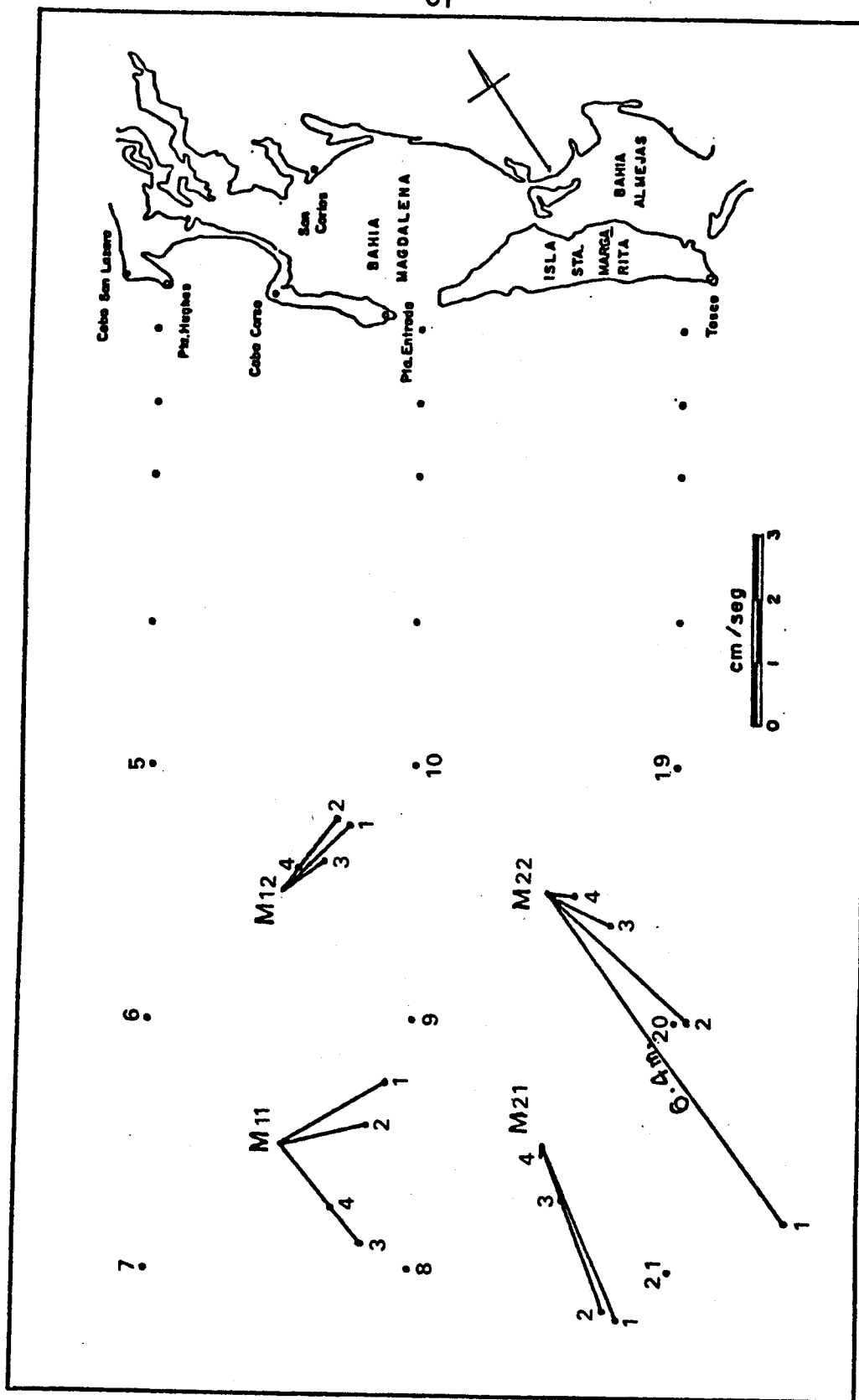


Fig. 39 Distribución de velocidades geostroóficas (cm./seg.), de promedios centrados a profundidades de 1.- 10 m., 2.- 50 m., 3.- 100 m. y 4.- 150 m. en las nueve estaciones mas lejanas a la costa.

5.2 ISOLINEAS, CORRIENTES DE DERIVA Y SURGENCIAS

(a).- En los perfiles perpendiculares a la costa de las Figs. 6, 7 y 8 se observa un movimiento ascendente de la **termoclina a través de las líneas A, B y C**. En particular la isoterma de los 15 °C en la Fig. 6 no alcanza los 10 m. de profundidad mientras que en la Fig. 7 si llega a los 10 m. y se **aleja** de la costa. La Fig. 8 muestra que dicha isoterma alcanza los 10 m. de profundidad y se **aleja** mas de la **costa**, **además** se observa que las isotermas provienen de profundidades de 70 y 90 m. Al observar las isotermas a la profundidad de 10 m. (Fig. 5), se encuentran aguas frías cerca a la costa y cálidas **alejadas** de ésta.

(b).- Las Figs. 10, 11, y 12 muestran que algunas de las isohalinas alcanzan la profundidad de 10 m., proviniendo de profundidades moderadas entre los 70 y 90 m., las cuales **también** se **alejan** más de la costa **a través de las líneas A, B y C**. Las isohalinas de planta a los 10 m. de profundidad (Fig. 9), muestran que aguas mas salobres **están** cerca a la costa y con menor salinidad cuando nos **alejamos** de ésta.

(c).- Los perfiles de isopícnas- perpendiculares a la costa se muestran en las Figs. 14, 15 y 16. Se nota en la primera figura que la isopícnica de los 25.50 en la estación 7 se encuentra a la profundidad de 50 m. y conforme nos acercamos a la costa ésta asciende hasta los 18 m., mientras que en la siguiente figura, la misma isopícnica se encuentra a la profundidad de 72 m. en la estación 8 y alcanza los 10 m. de profundidad en la estación 12. En la última figura dicha isopícnica alcanza los 10 m. de profundidad, aún **más alejada** de la costa. En las isopícnas a los 10 m. de profundidad, que muestra la Fig. 13 se observa que hay aguas densas cercanas a la **costa**, disminuyendo su densidad al **alejarse** de ésta.

d). La Fig. 34 muestra la componente del esfuerzo de viento **paralela a la costa 'xy'**, el cual provoca la **distribución** vertical de velocidades desde la superficie hasta los 73.5 m. de profundidad. La dirección de la velocidad del agua en la superficie es opuesta a la dirección del **flujo** a la profundidad de 73.5 m. La magnitud de la corriente a los cero metros es de 28.5

cm./seg., mientras que a los 73.5 m. de profundidad, es de 1.2 cm./seg. Teniéndose que $\int_0^D V_z(z) dz = 23 \int_0^D V_z(z) dz$, cuando $D = 73.5$ m., conocida como la profundidad de Ekaan. La distribución vertical de velocidades mostrada en la presente figura, da origen al flujo neto en la dirección positiva del eje 'X' y su valor calculado fue de 102 m³/seg./100 m. de línea de costa.

a). - La Fig.38 muestra la distribución horizontal de velocidades en la superficie marina (en las nueve ~~estaciones~~ StaCiOne% más alejadas a la costa). Que al aplicarle la ecuación de continuidad, arroja una divergencia (ecuación 14), condición necesaria para la existencia de surgencias. El valor calculado de la velocidad de surgencia. (velocidad vertical) fue de 6.72 m./día.

6 CONCLUSIONES

1.- Las isolíneas a los 10 m. de profundidad y los perfiles de temperatura, salinidad y densidad muestran que las aguas cercanas a la costa son más frías, salobres densas, que las aguas más alejadas a ésta. Estos son indicios físicos fuertes para la existencia de surgencias durante el muestreo. (Riad Jr., Gunnar Roden, Wi 1 lie, 1956-1958) y (Sverdrup, Fleming, 1941). También se observa en los perfiles de isolíneas que las aguas provienen de profundidades moderadas entre los 70 y 100 m., lo cual está de acuerdo con Sverdrup and Fleming (1941).

II.- Del análisis promedio de intensidad y dirección del viento en el área de estudio, se encontró que el esfuerzo de viento es $\tau_y = 0.609 \text{ dinas/cm}^2$. Dicho esfuerzo provoca un transporte geostrofico $T_x = 102$ metros cúbicos por segundo en cada 100 m. de línea de costa el cual se aleja de la misma como lo muestra la espiral de Ekman (Fig. 34). Estos valores son muy parecidos a los que obtiene Bakun (1975) como índices de surgencias para el mes de mayo en los años de 1967 a 1973, en las coordenadas de 24° y 113° W, cuyos resultados se muestran en la Tabla III. Parrish et al (1981), también muestran que el transporte en primavera para dicha área es ligeramente mayor de $100 \text{ m}^3/\text{seg.}$ por cada 100 m. de línea de costa.

El valor de la profundidad de Ekman "D" fue de $D = 73.5$ m. y está de acuerdo con lo que muestran los perfiles de isotermas, isohalinas e isopícnas en que éstas se elevan de profundidades aproximadas de 70 a 100 m., con forme se acercan a la costa. Dicha profundidad, se encuentra en los primeros 100 m., (Fofonoff, 1960).

III.- El análisis de la divergencia de corrientes superficiales inducidas por el viento (Fig. 37), por medio de la ecuación de continuidad arroja una velocidad vertical "W" de $W = 6.72 \text{ m/día}$ (velocidad de la surgencia), que está de acuerdo con las velocidades calculadas por Walsh et al. (1974), que van de 2-8 m/día, frente a Bahía Magdalena.

IV.- El análisis de las isotacas paralelas (Figs. 21 y 25) y perpendiculares (Figs. 29 y 33) a la línea de costa,

muestran una divergencia horizontal la cual muestra la existencia de una surgencia en base a la distribución de masa. El área frente a Bahía Magdalena está sujeta a la divergencia oceánica durante toda la época del año, Parrish et al. (1981).

V. - La Fig. 39, muestra una divergencia de corrientes geostroficas entre los puntos M21 y M12, la misma situación se nota entre los puntos M22 y M12. De lo cual se puede aseverar que también los flujos geostróficos sirven para detectar surgencias.

VI. - los resultados anteriores aseguran la existencia de una surgencia en el área de estudio durante el muestreo. Los reportes de trabajo, hechos por el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Unidad de Ciencias Marinas de U.A.B.C. (1977), en el estudio Bioecológico y trabajo de Ostricultura en el interior de Bahía Magdalena, reportan distribuciones de temperatura, salinidad y nutrientes en el mes de mayo y junio, que son características en zonas de surgencias. Por lo establecido con anterioridad, se puede inferir que las surgencias frente a Bahía Magdalena alcanzan a penetrar al interior de ésta.

T A B L A I I I

A Ñ O	M E S	D I A	INDICES DE SURGENCIAS m ³ /seg./100 m.
1 9 6 7	M A Y O	2 5	9 0
		2 6	1 3 1
1 0 6 8	M A Y O	2 5	9 7
		2 6	5 3
1 9 6 9	M A Y O	2 5	1 2 9
		2 6	8 3
1 9 7 0	M A Y O	2 5	2 8
		2 6	7 1
1 9 7 1	M A Y O	2 5	6 6
		2 6	4 1
1 9 7 2	M A Y O	2 5	1 2 9
		2 6	1 1 9
1 9 7 3	M A Y O	2 5	1 0 2
		2 6	9 7
			88.3 ± 32

Bakun Andrew. 1973. Coastal upwelling indices west Coast of North America (1946-1971). NOAA, Seattle WA.

Bakun Andrew. 1975. Daily and weekly upwelling indices west coast of America (1967-1973). NOAA Technical Report NMFS SSRF-693.

Bakun A. and Nelson Craig S. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. Report. CALCOF 1 Vol. XIX oct. 1977.

Collins C. A., moors C.N. K., Stevenson M. R., Smith R. L. and Patulo J. G. 1968. Direct current measurements in the frontal zone of a coastal upwelling region. Jour. of the Oceanogr. Society of Japan Vol. 24 No. 6 pp 295-306.

Csanady G. T. 1972. Frictional secondary circulation near an upwelling thermocline. Paper presented at the Canadian Committee of oceanography symposium Burlington Ontario.

Defant A. 1950. Reality and illusion in oceanographic survey. J. Mar. Res., Vol. 9 No 2. pp 120-138.

Dietrich Gunter. 1969. Physical variability in the sea and consequents for fisheries hydrography. Fisk. Dir. Skr. HavUnder., Vol. 15 pp. 266-2673

Ekman V. W. 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Ark. F. Mat. Astron. Och. Fysic., Vol. 2. No. 11, pp. 1-53.

Ekman V. W. 1928. A survey of some theoretical investigation on ocean currents. Jour. Cons. Int., Vol. 3, No. 3, Copenhagen.

Ekman V. W. 1953. **Studies on ocean currents.**
Geophys. Publ., Vol. 2, No. 20 (London).

Elliott Denis L. and O'Brien James J. 1977.
Observational studies of the marine boundary layer **over an**
upwelling region. Reprinted from **Monthly weather Review,**
Vol. 105, No. 1.

Emery K. O. 1960. **The sea of Southern California.**
New York John Wiley **an Sons.** pp. 366.

Fofonoff N. P. 1960. **Dinamics** of ocean currents.
The sea Vol. 1, Physical Ocenogrsphy Interscience pp.
864.

Fofonoff N. P. and Millar Jr. R. C. 1983.
Algorithms for computation of fundamental properties of sea
water UNESCO technical papers in marine science No. 44 .

Fillippov D. M. 1963. **On the Horizontal circulation**
of bottom water in the Bleck Sea. U.S. Naval Oceangr.
office, Washinton D.C. (Trans. 188).

Greville T. N. E. 1969. **Theory end aplications of**
spline functions Publicatons No. 22, of the mathenatics
research center, U.S. Army, University of Wiscosin,
Academic Press New **york.**

Groves Gordon W. end Reid Joseph L. 1958. **Estudios**
oceanograficos sobre las aguas de **Baja** California.
Memorias del primer congreso de historia del estado de **Baja**
California, tomo **1, pp. 89-121.**

Halpern David and Pillsbury Daler R. 1976. **Influence**
of surface waves on surface current measureaents in shalow
water. Reprint from **Limnology and oceanography** Vol. **21,**
No. 4.

Hayes Stanley P. and Halpern David. 1976.
Variavility of the senidiurnal internal **tide** during **coastal**
upwelling. **Memories Society des Sciences de Liege. 6-**
serie, tome X pp175-186.

Haynes Stanley P. and Halpern David. 1976.

Obervation of internal ~~wave~~ ~~and~~ coastal upwelling off the Oregon Coast. Reprinted from sears foundation, Journal of marine research. Vol. 34, No. 32, pp.2470267.

Hidaka K. 1955. A theoretical Study on the general circulation of the Pacific Ocean. Contribution of the dept. of ocenog. A. end M. college of Texas, oceanogr. Se. No. 42. , Also in Pacific Science, Vol.9, NO.2, pp.180-220.

Hideka K. end tlomoi T. 1961. Determnation of the vertical ~~ddy~~ viscosity in the sea wafer from wind stresses end surface current velocities. Research of oeenographic work in Japan, Vol.6, No.1, pp.1-10.

Inmon D. L. Ewing G. C. and Corliss J. B. 1966. Coarta1 sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. Boll. Geol. Soc. Am. Vol. 77, No.80 pp.1870802.

Lynn Ronald J. 1967. Seasonal variation of temperatura and salinity at 10 meters in California Corrent. CALCOFI, report Vol. XI .

Markham C. G. 1972. Baja California climate. Weatherwise, Vol. 25, No. 12, pp.64-76.

Mituki Tsuchiya. 1979. Seasonal variation of the equatorial zonal geopotencial gradient in the eastern Pacific Ocean. Reprint from Journal of Marine Research, Vol.37 No. 3 .

Mizuki Tsuchiya. 1980. Inshore circulation in the Southern California Biht (1974-1977). Pergamon Press Ltd. Printed in Great Britain.

Neumann Gerhard end Pierson Jr., Willard J. 1966. Priciples of Oceanography 544 p. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffts, N. J.

Parrish Richard H., Nelson Craig S. end Bakun A. 1981. Trnsport mechanisms end reproductive success of fishes in the California Current. Biological Oceanography, Vol. 1, No. 2.

Pond Stephen and Pickard George L. 1978. Introductory Dynamic Oceanography. Pergamon Press 240 p.

Pritchard D. W. 1976. Estuarine circulation pattern. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., Vol. 81, No. 717.

Reid J. L. Jr. 1965. Physical oceanography of the region near Point Aguillo. Institute of marine resources, University of California ref. Vol. 65, No. 19, 39pp.

Reid Joseph L. and Mantyla Arnold W. 1976. The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern north ocean. Journal of Geophysical research Vol. 81, No. 18.

Reid Jr. Joseph L. Roden Gunnar I. and Wyllie John 6. 1956-58. Studies of the California current system. Contribution from the Scripps Institution of Oceanography, New series No. 998.

Reporte final. 1977. Estudios biológicos y trabajos de ostricultura en Bahía Magdalena, B.C.S. (I y II etapa), contrato No. INP- 73-02 y AC-E-74-5 U. A. B. C. Unidad de Ciencias Marinas, Instituto de Investigaciones Oceanológicas.

Roden Gunnar I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. Pacific Science, Vol. 17, No. 1, pp. 21-45.

Roden Gunnar I. 1981. Aspects of the transition zone in the northeastern Pacific. Journal of Geophysical Research Vol. 76, No. 15.

Rueda Samuel F. 1983. La precipitación como indicador de la variación climática en la península de Baja California y su relación dendrocronológica. Tesis de maestría en el CICIMAR 125 p.

Rusnak G. A., Fisher R. L. and Shepard F. P. 1964. Bathymetry and faults of California. Am. Assoc. Petrol. Geologist, memoirs 3 pp. 59-75.

Rosas Armando C. 1977. Corrientes geostróficas en el

Golfo de California en la superficie con nivel de referencia de 200 m., durante las estaciones de invierno y verano. CALCOFI atlas, Vol. XIX, pp. 1-165.

Saito Y. 1956. Theory of the transient state concerning upwelling and coastal current. Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 37, pp. 38-42.

Schwartzlose Richard A. 1963. Nearshore currents of the western U. S. and Baja California as measure by drift bottles. CALCOFI report 1, Vol. IX.

Schwartzlose Richard A. and Reid Joseph L. 1972. Near-shore in the California Current. CALCOFI reports Vol. XVI.

Smith Robert L. 1968. Upwelling. Oceanogr. Marine Biologi Ann. Rev. Harold Barnes, ed. pub. George Allen and Unwin Ltd. London.

Smith R. L. 1968. Upwelling oceanography and marine Biology. Annual Review, Vol. 6, London, Allen and Unwin Vol. 11, No. 46.

Smith Robert L., Endfield David B., Hopkins Thomas S. and Pillsbury Dale R. 1971. The circulation in an upwelling ecosystem: the Pisco Cruise. Inv. Pes., Vol. 35 No. 1. pp. 4-9.

Stommel H. 1966. The Gulf Stream. Berkeley and Los Angeles, University of California Press, 248 p.

Sverdrup H. U. 1937-38. On the process of upwelling. Journal of marine research, Vol. 1, No. 1.

Sverdrup H. U. and Fleming R. H. 1941. The water off the coast of southern California, march to july (1937). Scripps Inst. Oceanogr. Bull., Vol. 4, No. 10, pp. 261-378.

Sverdrup, Johnson and Fleming. 1942. The Ocean. Prentice-Hall, Inc. Englewood cliffs, N. J. 1087 p.

Thorade H. 1914. **Die** Geschwindigkeit der triftstromungen. Wiss. **Beilage**, realschule un **eilbeck**, (19X3-1914) Hamburg.

Thorade H. 1914. **Die** Geschwindigkeit von triftstromungen un **die ekmas'sche** theorie. Ann. D. H. , dr. u. **Marit. Meteorol.**, Vol. **42**, 379 p.

UNESCO. 1983. **Algorithms** for computation of fundamental properties of sea water. **Unesco** technical papers in marine science No. 44.

u. s. Naval Oceanographic Office. 1951. Sailing Direction for the west Coast **Mexico** and Central **America**. H. O. Vol. **26**, chap ter **2, 3, 4**.

Von Arx W. S. 1960. Effects of **abnormal** wind torque on the **circulation** of a barotropic model of north **pacific** ocean. CALCOFI report Vol. VII.

Walsh John J., Kelly James C., Dudgele Richard C., Frost Bruce W. 1971. **Gross feacture** of the peruvian upwelling system with **special reference** to possible **diel** variation. Inv. Pes. Vol. **35**, No. **1**, pp. 25-42.

Walsh John J., Kelly James C. Whitledge and Macissac James C. 1974. Spin-up of the **Baja** California upwelling ~~ecosistem~~. Limnology and ocenographiy Vol. 19, No. 4.

Wooster Warren S. 1960. El **nino**. CALCOFI report Vol. VII.

Wooster Warren S. and Reid Jr. Joseph L 1963. Eastern boundary currents. In, the sea M. N. **Hill, ed.**, interscience **Pub.**, New York, Vol. **2**, pp. 253-280.

Wright L. D., H. H. Robert, **Coleman J. M.**, Kupfer R. L., end Bowden L. W. 1973. Process-Form varieevility of multiclass **coast: Baja** California. Technical report No. 137.

Wirky Klaus. 1975. Fluctution of the **dynamic** topography in the **Pacific Ocean**. Journal of physical **ocenography**, Vol. 5.

8 INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.....	Localización del área de estudio.....	3
Fig. 2.. ...	Red de estaciones oceanográficas.....	12
Fig.3	Derrotero oceanográfico	14
Fig. 4.. ...	Intensidad y dirección de vientos en la red de estaciones.....	18
Fig. 5.. ...	Isotermas a los 10 m. de profundidad.....	21
Fig. 6.. ...	Isotermas en la línea A.....	22
Fig. 7.. ...	Isotermas en la línea B	23
Fig. 8.. ...	Isotermas en la línea C	24
Fig. 9.. ...	Isohalinas a los 10 m. de profundidad	25
Fig. 10.. ..	Isohalinas en la línea A	26
Fig. 11.. ..	Isohalinas en la línea B	27
Fig. 12.. ..	Isohalinas en la línea C	28
Fig. 13.. ..	Isopicnas a los 10 m. de profundidad ..	29
Fig. 14.. ..	Isopicnas en la línea A	30
Fig. 15.. ..	Isopicnas en la línea B	31
Fig. 16.. ..	Isopicnas en la línea C	32
Fig. 17.. ..	Isotacas de planta perpendiculares y paralelas a las nueve estaciones mas lejanas a la costa.....	35
Fig. 18.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 6 y 7 referidas al nivel de 200 m.....	36
Fig. 19.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 9 y 8, referidas al nivel de 200 m.	37
Fig. 20.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 21 y 20, referidas al nivel de 200 m.....	38
Fig. 21....	Perfil 1. Isotacas paralelas a la costa, entre las estaciones 6 y 7, 9 y 8, 21 y 20.. ..	39
Fig. 22.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 5 y 6, referidas al nivel de 200 m.....	40
Fig. 23.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 10 y 9, referidas al nivel de 200 m.....	41
Fig. 24.. ..	Perfil de velocidades geostroficas paralelas a la costa, en el punto medio de las estaciones 19 y 20, referidas al nivel de 200 m.....	42
Fig. 25.. ..	Perfil 2. Isotacas paralelas a la costa, entre las estaciones 5 y 6, 10 y 19, 19 y 20.. ..	43
Fig. 26.. ..	Perfil de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 8 y 7, con nivel de referencia de 200 m.....	45

FIG. 27. ...	Perfiles de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 9 y 6 con nivel de referencia de 200 m.	46
Fig. 28.. ..	Perfil de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 10 y 15, con nivel de referencia de 200 m.	47
Fig. 29.. ..	Perfil 3. Isotacas perpendiculares a la costa entre las estaciones 8 y 9, 9 y 6, 10 y 15.	48
Fig. 30.. ..	Perfil de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 21 y 8, con nivel de referencia de 200 m.	49
Fig. 31.. ..	Perfil de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 20 y 9, con nivel de referencia de 200 m.	50
Fig. 32.. ..	Perfil de velocidades geostroficas perpendiculares a la costa en el punto medio de las estaciones 19 y 10, con nivel de referencia de 200 m.	51
Fig. 33.. ..	Perfil 4. Isotacas perpendiculares a la costa entre las estaciones 21 y 8, 20 y 9, 19 y 10.	52
Fig. 34. ...	Espiral de Ekman, de la distribución vertical vertical de velocidades inducidas por el viento, desde la superficie hasta los 100 m. de profundidad, a intervalos de 10 m.	57
Fig. 35. ...	Distribución de vientos en las nueve estaciones más alejadas a la costa	59
Fig. 36.. ..	Promedion centrados del viento de la Fig.35.	60
Fig. 37.. ..	Componentes del viento paralelas y perpendiculares a la costa con las separaciones entre puntos sobre el eje X y el eje Y.	61
Fig. 38.. ..	Componentes paralelas y perpendiculares a la costa de corrientes de deriva de viento, en la superficie. A partir de los resultados que muestra la Fig. 37.	64
Fig. 39.. ...	Distribución de velocidades geostroficas de promedios centrados a profundidades de 10, 50, 100 y 150 m.	67

9 INDICE DE SIMBOLOS

A	C oeficiente de fricción vertical del agua
C	C oeficiente de fricción
D	P rofundidad de Ekman
f	P arámetro de coriolis
i	N úmero complejo
L	D istancia horizontal entre las parejas de estaciones oceanográficas
TX	T ransporte de Ekman en la dirección X
Ty	T ransporte de Ekman en la dirección Y
U	V elocidad del viento.
vi	V elocidad superficial de la corriente de deriva.
Vx, vy ..	V elocidades inducidas por el viento en las direcciones x,y a la profundidad z.
IVI	M agnitud de la velocidad de deriva.
u, v	V elocidades superficiales de deriva en las direcciones x,y respectivamente
W	V elocidad vertical promedio del agua marina.
X, Y, Z ..	E jes coordenados
Z1, Z2, Z3, Z4 ...	D istancias geométricas
Φ_2, Φ_1 ...	S uperficies de nivel
γ_1, γ_2 ...	A ngulos entre las superficies isobaras y de nivel
$\partial u / \partial x, \partial v / \partial y$	R epresentan los gradientes de velocidades horizontales
$\partial w / \partial z$	G radiente de velocidad vertical
θ	l atitud terrestre
Ω	V elocidad angular de la tierra
τ_x	E sfuerzo de viento, en la dirección del eje X
τ_y	E sfuerzo de viento, en la dirección del eje Y
ρ	D ensidad del agua marina
δ	A nomalia de volumen específico
ρ_a	D ensidad del aire

10 APENDICES

10.1 APENDICE " A " CORRIENTES GEOSTROFICAS

Supóngase que en el océano la superficie isobárica P forma un ángulo ' γ ' con una superficie de nivel. Considérese un volumen de agua de masa unitaria sobre la superficie P. La Fig. 1A muestra el diagrama de fuerzas libres, que actúa sobre dicho volumen de agua (suponiendo que el océano se encuentra en estado estacionario dinámico).

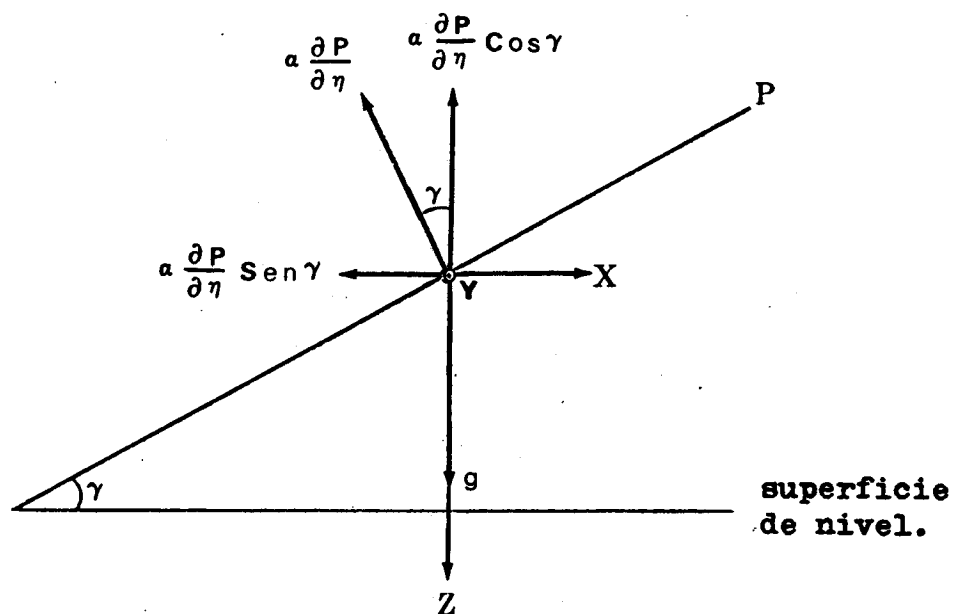


Fig. 1 A. Diagrama de fuerzas libres para un volumen de agua de masa unitaria, en la superficie isobárica P.

Sobre el volumen de agua de masa unitaria que se encuentra en equilibrio dinámico actúan los siguientes fuerzas:

- a). - $\alpha \partial P / \partial n$ representa la fuerza debida al gradiente de presión, donde ' α ' es el volumen específico del agua.
- b). - g es la fuerza de gravedad por unidad de masa.
- c). - fV representa la fuerza de Coriolis por unidad de masa.
- d). - V es la velocidad del agua perpendicular al plano zx .
- e). - θ es la latitud de la parcela de agua
- f). - Ω es la velocidad angular de la tierra.

Por estar en equilibrio las fuerzas que actúan sobre el volumen de agua de masa unitaria se tiene:

$$F_x = 0 \text{ entonces } -(\alpha \partial P / \partial n) \cos \gamma + g = 0$$

$$F_z = 0 \text{ entonces } -(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma + fV = 0$$

De las condiciones anteriores se tiene:

$$(\alpha \partial P / \partial n) \cos \gamma = g \quad \dots \quad (A.1)$$

$$(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma = fV \quad \dots \quad (A.2)$$

como:

$$(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma = (\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma (\cos \gamma / \cos \gamma)$$

$$(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma = (\alpha \partial P / \partial n) \tan \gamma \cos \gamma$$

$$(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma = (\alpha \partial P / \partial n) \cos \gamma \tan \gamma$$

haciendo uso de (C1) se tiene:

$$(\alpha \partial P / \partial n) \sin \gamma = g \tan \gamma \quad \dots \quad (A.3)$$

$$\text{de (A.2) y (A.3) se tiene: } g \tan \gamma = fV$$

$$\text{o también: } V^2 \Omega \sin \theta = g \tan \gamma \quad \dots \quad (A.4)$$

A la expresión (A.4) se le conoce con el nombre de **ecuación geostrofica**.

En la expresión anterior medir el **ángulo γ** en el **océano** abierto es muy **difícil**, por ser éste muy pequeño, en lugar de medir dicho **ángulo**, **éste** se expresa en **función** de profundidades dinámicas las cuales se pueden calcular fácilmente a partir de mediciones de profundidad, conductividad y temperatura en cada par de estaciones **oceanográficas**. Con dichos parámetros se calcula la anomalía de volumen específico y con ello la profundidad **dinámica**. Dicha **transformación** se hace de la siguiente manera:

La **Fig.2A** muestra el perfil de dos estaciones **oceanográficas** que se encuentren en **equilibrio dinámico**, sobre el cual sólo **actúa** la **rotación** terrestre y la **distribución** de masa. Considérese que las **estaciones** oceanográficas '**A** y '**B**' se encuentran separadas una distancia horizontal '**L**'.

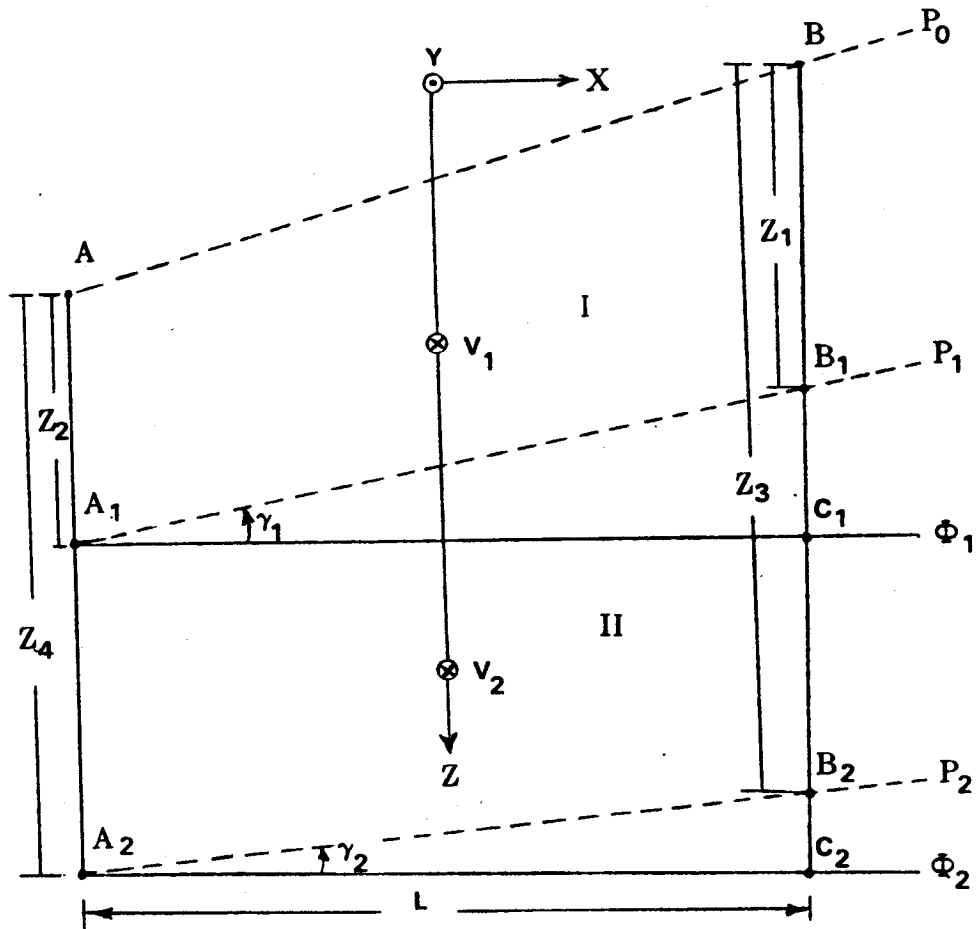


Fig. 2 A. Perfil ideal entre dos estaciones en un océano en equilibrio dinámico, usado para transformar la ecuación (A4) en la ecuación (A16).

Las literales y símbolos de la Fig. A2 representan lo siguiente:

Z2 es la distancia entre isobaras P_0 y P_1 en la estación A.

24 es la distancia entre isobaras P_0 y P_2 en la estación A.

Z1 es la distancia entre isobaras P_0 y P_1 en la estación B.

Z3 es la distancia entre isobaras P_0 y P_2 en la estación B.

$C_1 - C_2$ distancia entre los geopotenciales Φ_1, Φ_2

$B_1 - C_1$ distancia entre P_1 y Φ_1 en la estación B

$B_2 - C_2$ distancia entre P_2 y Φ_2 en la estación B

γ_1 ángulo formado entre P_1 y Φ_1

γ_2 ángulo formado entre P_2 y Φ_2

Haciendo uso de la ecuación geostrofica (A. 4) para las capas de agua de las regiones I y II se tiene:

$$2 \quad V_1 \Omega \text{ Sen} \theta = g \text{ Tan } \gamma_1$$

$$2 \quad V_2 \Omega \text{ Sen} \theta = g \text{ Tan } \gamma_2$$

Sustrayendo la segunda, a la primera ecuación se tiene:

$$2 \quad \Omega \text{ Sen} \theta (V_1 - V_2) = g (\text{Tan } \gamma_1 - \text{Tan } \gamma_2) \dots (A. 5)$$

De la Fig. C2

$$\text{Tan } \gamma_1 = (C_1 B_1 / A_1 C_1) \text{ y } \text{Tan } \gamma_2 = (C_2 B_2 / A_2 C_2)$$

$$A_1 C_1 = A_2 C_2 = L$$

Entonces la ecuación (A.5) se transforma a:

$$2 \quad \Omega \text{ Sen} \theta (V_1 - V_2) = g (B_1 C_1 - B_2 C_2) / L$$

También por geometría de la Fig. C2 se tiene:

$$B_1 C_1 = B_1 B_2 - C_1 B_2, \quad C_1 B_2 = C_1 C_2 - B_2 C_2$$

$$\text{U} \quad C_1 C_2 = A_1 A_2, \text{asi que:}$$

$$B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - C_1 B_2 - B_2 C_2$$

$$B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - (C_1 C_2 - B_2 C_2) - B_2 C_2$$

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

$$B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - A_1 A_1$$

De la misma figura se tiene:

$$B_1 B_2 = Z_1 - Z_3 \quad A_1 A_2 = Z_2 - Z_4, \quad \text{asi que:}$$

$$B_1 C_1 - B_2 C_2 = (Z_1 - Z_3) - (Z_2 - Z_4)$$

Sustituyendo este Último resultado en la ecuación (A.5) se tiene:

$$2 \alpha \operatorname{Sen} \theta (V_1 - V_2) = g((Z_1 - Z_3) - (Z_2 - Z_4)) / L. \quad (\text{A.6})$$

Hasta aquí, hemos representado el ángulo ' γ ' en función de profundidades geométricas, ahora requerimos transformar dichas profundidades en alturas dinámicas, para lo cual se hace lo siguiente:

Considerando el eje ' Z ' en la dirección de la plomada la ecuación hidrostática es:

$$dP = \rho g dz \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (\text{A.7})$$

La aceleración gravitacional ' g ' está relacionada con el geopotencial ' Φ ' por la siguiente definición:

" La diferencial de geopotencial entre dos niveles en el océano es igual al trabajo realizador al elevar una masa unitaria de un nivel a otro en la dirección del eje Z ", U esto se expresa. de la siguiente manera:

$$d\Phi = - g dz \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (\text{A.8})$$

De la ecuación (A.7) y (A.8) se establece:

$$d\Phi = - \alpha dp \dots (A.9)$$

siendo ' α ' el volumen específico del agua de mar, como éste depende de la profundidad, temperatura y salinidad. La ecuación de estado para el agua marina es:

$$\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,p} + \delta \dots (A.10)$$

Representando $\alpha_{35,0,p}$ el océano estandar y ' δ ' la anomalía de volumen específico, dada por:

$$\delta = \delta_s + \delta_t + \delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} \dots (A. 11)$$

Haciendo uso de la ecuación (A.10) y (A.9) se tiene:

$$d\Phi = - \alpha_{35,0,p} dp - \delta dp \dots (A. 12)$$

Al integrar verticalmente la ecuación (A.12) desde una profundidad h_1 hasta una profundidad h_2 tomando en consideración las presiones correspondientes se tiene:

$$\int_{h_1}^{h_2} d\Phi = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \dots (A. 13)$$

Por la ecuación (A.8) se tiene :

$$\int_{h_1}^{h_2} d\Phi = - \int_{Z_1}^{Z_2} g dz = -g(Z_2 - Z_1) = g(Z_1 - Z_2)$$

Así que:

$$g(Z_1 - Z_2) = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \dots (A. 14)$$

Aplicando la ecuación (A.14) en las estaciones 'A' y B' se tiene:

En la estación 'A' :

$$g(Z_1 - Z_3) = - \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta_A dp \right]$$

En la estación 'B' $\bullet \bullet$

$$g(Z_2 - Z_4) = - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,p} dp + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp \right] \quad \mathbf{1}$$

Restando esta última expresión de la anterior se tiene:

$$g[(Z_1 - Z_3) - (Z_2 - Z_4)] = \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp$$

Así que :

$$g[(Z_1 - Z_3) - (Z_2 - Z_4)] = \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \quad \dots (A.15)$$

Sustituyendo la ecuación (A.15) en (C.6), se tiene:

$$2 \Omega \operatorname{Sen} \theta (V_1 - V_2) = \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \right] / L$$

así que :

$$V_1 - V_2 = \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \right] 3 / (L 2 \Omega \operatorname{Sen} \theta)$$

haciendo $f = 2 \Omega \operatorname{Sen} \theta$, al cual se le conoce como el parámetro de Coriolis.

$$V_1 - V_2 = \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \right] 3 / L f \quad \dots (A.16)$$

La altura dinámica 'AD' está relacionada a la anomalía geopotencial ' $\Delta \Phi$ ' mediante la ecuación:

$\Delta \Phi = 10 \Delta D$, en este caso la $\Delta \Phi$ tiene unidades de metros dinámicos (energía), en forma más compacta la ecuación (A.16) se expresa como:

$$V_1 - V_2 = 10 (\Delta D_Z^B - A D_Z^A) / L f \quad \dots (A.17)$$

Así que :

$$\Delta D_Z^B = 10 \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp \dots \dots \dots (A.18)$$

$$\Delta D_Z^A = 10 \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \dots \dots \dots (A.19)$$

Las expresiones de las ecuaciones (A.18) y (C.19) son las que se integran numéricamente desde el fondo hasta la superficie para cada par de estaciones y se les conoce con el nombre de anomalías geopotenciales o altura dinámica. y el resultado de dichas integrales numéricas se sustituye en la ecuación (A.17), y así de esta forma se tiene el cálculo de las velocidades relativas entre las diferentes capas de la columna de agua desde la superficie hasta el fondo.

10.2 APENDICE " B " CORRIENTES DE DERIVA

En la expedición noruega al polo norte , Nansen en (1902) observo' que la deriva del hielo debida al viento se desviaba de 20° a 40° a la derecha de la dirección del viento. Sobre las observaciones hechas por Nansen, Ekman en (1905), investigó el problema matemático, de esta manera sus resultados confirmaron la hipótesis cualitativa de Nansen y se establecieron los fundamentos de uno de los desarrollos teóricos más notables. de la dinámica del océano.

Las corrientes puras de deriva son producidas por el arrastre del viento, que sopla sobre la superficie de un mar homogéneo, en este caso la única fuerza motora es el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano y la fricción entre las capas internas del mismo.

El uso de la teoría de Ekman para la generación de corrientes impulsadas solo por el viento requieren que:

- (i).- Que el océano no tenga límites horizontales.
- (ii).- Que la profundidad del océano sea infinita.
- (iii). - Que el viento sea constante en dirección e intensidad sobre la superficie marina.
- (iv).- Que la corriente de deriva se encuentre en equilibrio dinámico entre la fuerza de fricción y la fuerza de Coriolis.

Bajo las consideraciones anteriores las ecuaciones de conservación de momentum se reducen a:

$$\begin{aligned} 2 \Omega \operatorname{Sen} \theta u &= (A/\rho) * (\partial^2 v / \partial z^2) \\ -2 \Omega \operatorname{Sen} \theta v &= (A/\rho) * (\partial^2 u / \partial z^2) \end{aligned} \quad \dots \dots \dots (B.1)$$

cuando:

- Ω velocidad angular terrestre, que es constante.
- θ latitud terrestre
- ρ densidad del agua de mar considerada constante.
- A coeficiente de viscosidad considerado constante.
- u velocidad del agua en la dirección del eje X.
- v velocidad del agua en la dirección del eje Y.

Los miembros del lado izquierdo de la ~~ecuación~~ ecuación (B.1), representan la fuerza de Coriolis por unidad de masa y los miembros que se encuentran a la derecha representan la viscosidad cortante vertical en las direcciones respectivas.

$$\text{Haciendo } a^2 = (2 \Omega \rho \operatorname{Sen} \theta) / A \dots (B.2)$$

el sistema anterior se reduce a:

$$a^2 u = \partial^2 v / \partial z^2$$

$$-a^2 v = \partial^2 u / \partial z^2$$

Por definición de número complejo $i^2 = -1$ considerando el valor

de $i = +\sqrt{-1}$, con esto el sistema (B.1) se transforma a:

$$\begin{aligned} i \left(\partial^2 v / \partial z^2 \right) &= i a^2 u \\ \left(\partial^2 u / \partial z^2 \right) &= i^2 a^2 v \dots (B.3) \end{aligned}$$

Como las velocidades u y v sólo dependen de z , sumando la primera y segunda ecuación del sistema (B.3) se tiene:

$$\left(d^2 u / dz^2 \right) + i \left(d^2 v / dz^2 \right) = i a^2 u + i^2 a^2 v, \text{ así que:}$$

$$d^2 / dz^2 (u + iv) = i a^2 (u + iv)$$

$$\text{Se define } W = u + iv \dots (B.4)$$

con (B.4) la ecuación anterior queda como

$$(d^2 W / dz^2) = i a^2 W \dots (B.5)$$

esta ecuación ordinaria de segundo orden tiene asociado el polinomio:

$$r^2 - ia^2 = 0 \dots (B.6)$$

cuya solución es:

$$r(1,2) = \pm a \sqrt{i} \dots (B.7)$$

en forma general el complejo i se puede representar como:

$$\sqrt{i} = x \pm iy \dots (B.8)$$

$$\text{entonces } i = (\sqrt{i})^2 = x^2 - y^2 + 2ixy$$

esta Última ecuación establece que:

$$x^2 - y^2 = 0 \text{ parte real}$$

$$2xy = 1 \text{ parte imaginaria}$$

$$\text{en el caso en que } x = y \dots (B.9)$$

bajo esta consideración el último par de ecuaciones establece que $x = \pm 1/\sqrt{2}$, considerando este último resultado, la condición (B.9), la ecuación (B.8) se representa como:

$$\sqrt{i} = \pm (1/\sqrt{2})(1 + i)$$

y con el resultado anterior, la ecuación (B.5) se reescribe como:

$$r(1,2) = \pm (a/\sqrt{2})(1 + i)$$

que es la solución del polinomio asociado a la ~~ecuación~~ ecuación diferencial compleja (B.6). Por consiguiente la solución a dicha ecuación es la función:

$$W = M \text{Exp}[az(1+i)/\sqrt{2}] + N \text{Exp}[-az(1+i)/\sqrt{2}] \dots (B.10)$$

de manera general:

$$M = C(1) \exp[ip] \quad \text{y} \quad N = C(2) \exp[-iq]$$

Sustituyendo estas funciones en la ecuación (B.10) se tiene:

$$W = C(1) \exp[az/\sqrt{2}] \cos(p + az/\sqrt{2}) + C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \cos(q + az/\sqrt{2}) + i[C(1) \exp[az/\sqrt{2}] \sin(p + az/\sqrt{2}) - C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \sin(q + az/\sqrt{2})] \dots (B. 11)$$

de la ecuación (B.11) y (B.4) se tiene:

$$u = C(1) \exp[az/\sqrt{2}] \cos(p + az/\sqrt{2}) + C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \cos(q + az/\sqrt{2}) \dots (B. 12)$$

$$v = C(1) \exp[az/\sqrt{2}] \sin(p + az/\sqrt{2}) + C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \sin(q + az/\sqrt{2}) \dots (B. 13)$$

Las cuatro constantes $C(1)$, $C(2)$, p , q serán determinadas a partir de las condiciones de frontera en la superficie y fondo del océano.

La condición de frontera en el fondo establece que, la velocidad en el fondo se hace cero, es decir.

$$u = 0 \quad \text{y} \quad v = 0 \quad \text{cuando } z \text{ tiende a infinito} \dots (f)$$

La condición de frontera en la superficie establece, que el esfuerzo de viento es constante y actúa sobre la superficie del océano. Por simplicidad supóngase que el viento sólo sopla en la dirección del eje Y , entonces:

$$\tau_x = -A(du/dz) \Big|_{z=0} = 0 \quad \text{y} \quad \tau_y = -A(dv/dz) \Big|_{z=0} \dots (s)$$

Como las velocidades u y v deben ser finitas para todo valor de z , la condición de frontera (b) establece que $C(1)=0$, con esto las ecuaciones (B.12) y (B.13) se reducen a:

$$u = C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \cos(q + az/\sqrt{2}) \dots (B.14)$$

$$v = C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \sin(q + az/\sqrt{2}) \dots (B.15)$$

derivando estas ecuaciones con respecto a z y haciendo uso de Las condiciones de frontera (s), para la ecuación (B.14) se tiene:

$$-(a/\sqrt{2})C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \cos(q + az/\sqrt{2}) = (a/\sqrt{2})C(2) \exp[-az/\sqrt{2}] \sin(q + az/\sqrt{2})$$

$$\text{entonces: } \cos(q + az/\sqrt{2}) + \sin(q + az/\sqrt{2}) = 0$$

Como $z = 0$, entonces $\cos(q) + \sin(q) = 0$, esta ecuación se cumple si y sdlo si $q = -45^\circ$.

Haciendo uso de este Último resultado y usando la condición de frontera (s) en la ecuación (B.15) se encuentra que:

$$C(2) = \tau_y/Aa$$

Usando los resultados de $q = -45^\circ$ y de $C(2) = \tau_y/Aa$ la ecuaciones (B.14) y (B.15) quedan de la siguiente manera:

$$u = (\tau_y/Aa) \exp[-az/\sqrt{2}] \cos(az/\sqrt{2} - 45^\circ) \dots (B.16)$$

$$v = (\tau_y/Aa) \exp[-az/\sqrt{2}] \sin(az/\sqrt{2} - 45^\circ) \dots (B.17)$$

$$\text{como } a/\sqrt{2} = \sqrt{(2 \rho \Omega \sin \theta)/A} / \sqrt{2} = \sqrt{\rho \Omega \sin \theta / A}$$

$$\text{y se define } a/D = \sqrt{2} / a, \text{ entonces } a/\sqrt{2} = \sqrt{2} / D$$

$$\text{con } D = \sqrt{A / (\rho \Omega \sin \theta)}. \dots \dots \dots (B.18)$$

sustituyendo $a/\sqrt{2}$ por $\sqrt{2}/D$ en las ecuaciones (B.16) y (B.17)

y considerando que $\text{sen}(-\theta) = -\text{sen}(\theta)$, $\text{cos}(-\theta) = \text{cos}(\theta)$ y renombrando

a $(\tau_y/A\alpha) = V_0$, las ecuaciones (B.16) y (B.17) quedan como:

$$u(z) = V_0 \text{Exp}[-\pi z/D] \text{Cos}(45^\circ - \pi z/D) \dots (B. 19)$$

$$v(z) = V_0 \text{Exp}[-\pi z/D] \text{Sen}(45^\circ - \pi z/D) \dots (B. 20)$$

En el hemisferio norte la corriente superficial del agua se desvía 45° a la derecha de la dirección del viento. De las ecuaciones (B.18) y (B.19) se observa que la desviación de la corriente oceánica aumenta respecto a la dirección del viento conforme la profundidad aumenta.

Las corrientes de deriva de viento en el océano que van de la superficie ($z=0$) a la profundidad ($z = D$) son consideradas las de mayor importancia, ya que las corrientes a profundidades mayores de $z = D$ son muy pequeñas en comparación de las primeras. La profundidad $z = D$ fue llamada por Ekman la "profundidad de influencia de la fricción".

El transporte de masa debido a la corriente de deriva en la dirección del eje x , se obtiene multiplicando por ρ e integrando del fondo a la superficie a la ecuación (B.19) es decir:

$$s_x = \int_0^{\infty} \rho \cdot u(z) dz \dots (B. 21)$$

así que:

$$s_x = \rho V_0 \int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \text{Cos}(45 - \pi z/D) dz \dots (i)$$

la integral de (i) se resuelve por partes, haciendo

$$m = \text{Exp}[-\pi z/D], \quad dr = \text{Cos}(45 - \pi z/D) dz$$

$$dm = (-\pi/D) \text{Exp}[-\pi z/D] dz, \quad (-\pi/D) \text{Sen}(45 - \pi z/D) = r$$

sustituyendo estos valores en (i) se tiene:

$$\int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \cos(45^\circ - \pi z/D) dz = (D/\pi) \text{Sen}(45^\circ) - \int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \text{Sen}(45^\circ - \pi z/D) dz \dots (ii)$$

La integral que aparece en (ii) nuevamente se resuelve por partes haciendo:

$$m = \text{Exp}[-\pi z/D], \quad \text{Sen}(45^\circ - \pi z/D) dz = dr$$

$$dm = -(\pi/D) \text{Exp}[-\pi z/D] dz, \quad (-\pi/D) \cos(45^\circ - \pi z/D) = r$$

Al efectuar la integral por partes de la ec(ii) se tiene:

$$\int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \text{Sen}(45^\circ - \pi z/D) dz = -(D/\pi) \cos(45^\circ) + \int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \cos(45^\circ - \pi z/D) dz \dots (iii)$$

al sustituir (iii) en (ii) y reduciendo la expresión, se tiene:

$$\int_0^{\infty} \text{Exp}[-\pi z/D] \cos(45^\circ - \pi z/D) dz = D/(\pi\sqrt{2})$$

Al sustituir este resultado en (i) se tiene:

$$S_x = p \quad V_o \quad (D/\pi\sqrt{2}) \dots (B.22)$$

Para expresar el transporte S_x en función del esfuerzo de viento y de la latitud se hace uso de las igualdades:

$$\pi/D = a/\sqrt{2}, \quad V_o = \tau_y/Aa, \quad a^2 = (2 \Omega \sin \theta)/A$$

y con lo anterior se tiene:

$$S_x = \tau_y/(2 \Omega \sin \theta) \dots (B.23)$$

El transporte de masa debido, a la corriente de

derive en la dirección 'Y', se obtiene en forma similar, con la ecuación

$$S_y = \int_0^{\infty} e^{-v(z)} dz. \quad \dots \quad (B.24)$$

siguiendo el razonamiento anterior, se tiene:

$$S_y = \tau_x / (2 \sin \theta), \quad \text{como } \tau_x = 0 \text{ entonces:}$$

$$S_y = 0 \quad \dots \quad (B.25)$$

Para el caso general se ve que sdlo existe transporte de masa a la derecha en la dirección en que sopla el viento, formando dicho transporte un ángulo de 90° a la derecha de la dirección del viento.

10.3 APENDICE " C " PROGRAMAS

```

*INSERT SYSCOM>KEYS.F
      INTEGER*2 DATOS(3), SALIDA(3)
      DIMENSION Z(400,4)
      N=0 /* CONTADOR DE LA LINEA DE DATOS */
      CALL TNOUA('NOMBRE DEL ARCHIVO DE DATOS:',28)
      READ(1,1) DATOS
1      FORMAT(3A2)
      CALL SRCH$(K$READ,DATOS,6,1,IT,IC)
      CALL TNOUA('NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA:',29)
      READ(1,1) SALIDA
      CALL SRCH$(K$WRIT,SALIDA,6,2,IT,IC)
      WRITE(6,50)
      PR=0.0
      WRITE(1,50)
50      FORMAT(1X,'Z',8X,'C',6X,'T',8X,'RC',9X,'S',8X,'GAMA',7X,'TETA',/,
& 1X,'MTS',2X,'MMHOS',4X,'GC.',6X,'ADIM.',8X,'PPM',7X,'OC.',
& 8X,'QC.')
10      N=N+1
      READ(5,*,END=20) (Z(N,K),K=1,3) /*METE LOS DATOS Z(I,J) */
      RC=Z(N,2)/42.90
      C=Z(N,2)
      P=Z(N,1)
      PO=P
      T=Z(N,3)
      TO=T
      SALES=SALE78(RC,T,P,0)
      GAMA=ATQ(SALES,T,P)
      TETA=THETA(SALES,TO,PO,PR)
      WRITE(1,100) P,C,T,RC,SALES,GAMA,TETA
      WRITE(6,100) P,C,T,RC,SALES,GAMA,TETA
      GO TO 10
20      CONTINUE
100      FORMAT (I3,2F8.2, F13.8, F8.2, F13.8, F8.2)
      CALL SRCH$(K$CLOS,DATOS,6,1,IT,IC)
      CALL SRCH$(K$CLOS,SALIDA,6,2,IT,IC)
      STOP
      END
      REAL FUNCTION SALE78(CND,T,P,M)
C *****
C * LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD (CND)=1.000000000, CUANDO *
C * S=35 PSS-78, T=15.0 CELCIUS, P=1 ATMOSFERA *
C *****
C * ESTA FUNCION CONVIERTE LA RAZON DE CND EN SALINIDAD *
C * CUANDO EL MODO M=1 *
C * LA SALINIDAD VALE CERO PARA S<0.02 *
C *****
C * UNIDADES INTERNAS: *
C * PRESION.....P.....DECIBARES *
C * TEMPERATURA.....T.....CELCIUS (IPTS-68) *
C * CONDUCTIVIDAD...CND.....RAZON (M=0) *
C * SALINIDAD.....SALE78....(PSS-78) *
C *****
C FUNCIONES INTERNAS
C *****
C DEFINICION DE LA ESCALA PRACTICA DE SALINIDAD 1978

```

```

C   CON CORRECCIONES DE TEMPERATURA
C   XT=T-15.0 : XR=SQRT(RT)
      SAL(XR,XT)=(((2.7081*XR-7.0261)*XR+14.0941)*XR+25.3851)*XR
&   -0.1692)*XR+0.0080
&   +(XT/(1.0+0.0162*XT))*((( (-0.0144*XR+
&   0.0636)*XR-0.0375)*XR-0.0066)*XR-0.0056)*XR+0.0005)
C   DSAL(XR,XT) QUE ES LA DERIVADA DE SAL(XR,XT)
C   RESPECTO A "XR".
      DSAL(XR,XT)=(((13.5405*XR-28.1044)*XR+42.2823)*XR+50.7702)*XR
&   -0.1692)+(XT/(1.0+0.0162*XT))*((( (-0.0720*XR+0.2544)*XR
&   -0.1125)*XR-0.0132)*XR-0.0056)
C   FUNCION RT35: C(35,T,0)/C(35,15,0) CON "T" VARIANDO
      RT35(XT)=(((1.0031E-9*XT-6.9698E-7)*XT+1.104259E-4)*XT
&   +2.00564E-2)*XT+0.6766097
C   POLINOMIO DE RP: C(S,TP)/C(S,T,0) VARIANDO "P"
C   C(XP) POL.CORRESPONDIENTEA AL-A3 LEWIS 1980
      C(XP)=((3.989E-15*XP-6.370E-10)*XP+2.070E-5)*XP
      B(XT)=(4.464E-4*XT+3.426E-2)*XT+1.0
C   A(XT) POL CORRESTE.DE B3 Y B4 LEWIS 1980
      A(XT)=-3.107E-3*XT+0.4215
C   *****
C   ATRAPADA LA SALINIDAD-CONDUCTIVIDAD EN CERO
      SAL78=0.0
      IF((M.EQ.0).AND.(CND.LE.5E-4)) RETURN
      IF((M.EQ.1).AND.(CND.LE.0.02)) RETURN
C   *****
      DT=T-15.0
C   ESCOGE EL CAMINO M=0 (SALINIDAD) 0 M=1 (CND)
      IF(M.EQ.1) GO TO 10
C   *****U*****
C   CONVERSION DE SALINIDAD A CONDUCTIVIDAD
      R=CND
      RT=R/(RT35(T)*((1.0+C(P))/(B(T)+A(T)*R)))
      RT=SQRT(ABS(RT))
      SAL78=SAL(RT,DT)
      RETURN
C   ***** FIN DE CONDUCTIVIDAD A SALINIDAD *****
C   *****
C   INVIERTE LA SALINIDAD A LA CONDUCTIVIDAD POR EL
C   METODO ITERATIVO DE NEWTON RAPSON.
C   *****
C   PRIMERA APROXIMACION
10   RT=SQRT(CND/35.0)
      SI=SAL(RT,DT)
      N=0
C
C   EL CIRCULO DE ITERACION EMPIEZA AQUI CO UN MAXIMO DE
C   DIEZ CICLOS
C
15   RT=RT+(CND-SI)/DSAL(RT,DT)
      SI=SAL(RT,DT)
      N=N+1
      DELS=ABS(SI-CND)
      IF((DELS.GT.1.0E-4).AND.(N.LT.10)) GO TO 15
C
C   ***** FIN DEL CIRCULO DE ITERACIONES *****

```

```

C
C CALCULA LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD
  RTT=RT35(T)*RT*RT
  AT=A(T)
  BT=B(T)
  CP=C(P)
  CP=RTT*(CP+BT)
  BT=BT-RTT*AT
C
C RESUELVE LA ECUACION CUADRATICA PARA:
C   R=RT35*RT*(1+C/AR+B)
C
  R=SQRT(ABS(BT*BT+4.0*AT*CP))-BT
C REGRESA CON LA CONDUCTIVIDAD
  SAL78=0.5*R/AT
  RETURN
  END
  REAL FUNCTION ATG(S,T,P)
C *****
C   GRADIENTE DE TEMPERATURA ADIABATICA (DEG. C /DB)
C   UNIDADES:
C       PRESION.....P.....DECIBAR
C       TEMPERATURA.....T.....DEG. C (IPTS-68)
C       SALINIDAD.....S.....(PSS-78)
C       GRAD. ADIAB.....ATG.....DEG. C/DB
C *****
  DS=S-35.0
  ATG=(((-2.1687E-16*T+1.8676E-14)*T-4.6206E-13)*P
& +((2.7759E-12*T-1.1351E-10)*DS+((-5.4481E-14*T
& +8.733E-12)*T-6.7795E-10)*T+1.8741E-8))*P
& +((-4.2393E-8*T+1.8932E-6)*DS
& +((6.6228E-10*T-6.836E-8)*T+8.5258E-6)*T+3.5803E-5
  RETURN
  END
  REAL FUNCTION THETA(S,TO,PO,PR)
C *****
C   PARA CALCULO8 DE TEMPERATURA POTENCIAL A PR
C   USA EL POLINOMIO DE BRYDEN 1973 PARA LA RAZON DEL
C   INTERVALO ADIBATICO Y EL ALGORITMO DE INTEGRACION
C   DE CUARTO ORDEN DE RUNGE-KUTTA
C   UNIDADES:
C       PRESION.....P.....DECIBAR (DB)
C       TEMPERATURA.....TO.....DEG. C. (IPTS-68)
C       SALINIDAD.....S.....(PSS-78)
C       PRS 'DE REF.'....PR.....DECIBAR
C       TMP. POTENCIAL.. THETA.....DEG. CELCIUS
C *****
C CALCULA TEMPERATURA INTERMEDIA Y PREION VARIABLE
  P=PO
  T=TO
  H=PR-P
  XK=H*ATG(S,T,P)
  T=T+0.5*XK
  Q=XK
  P=P+0.5*H
  XK=H*ATG(S,T,P)

```

```
T=T+0.29289322*(XK-Q)
Q=0.58578644*XK+0.121320344*Q
XK=H*ATQ(S,T,P)
T=T+1.707106781*(XK-Q)
Q=3.414213562*XK-4.121320344*Q
P=P+0.5*H
XK=H*ATQ(S,T,P)
THETA=T+(XK-2.0*Q)/6.0
RETURN
END
```

CINSERT SYSCOM>KEYS.F

```

    INTEGER*2 DATOS(3), SALIDA(3)
    DIMENSION Z(300,3), SAL(300), TEMP(300), PROF(300), SIGMAT(300),
    & AVESP(300), VESP(300), DSTP(300), RCAD(300), TPOT(300), VSON(300),
    & CCESP(300), ESIOMA(300), PAVESP(300), PAXDPF(300), PDIN(300)

```

```

    N=0 /* CONTADOR DE LA LINEA DE DATOS */

```

```

    CALL TNOUA('NOMBRE DEL ARCHIVO DE DATOS: ',28)

```

```

    READ(1,1) DATOS

```

```

    FORMAT(3A2)

```

```

    CALL SRCH$(K$READ, DATOS, 6,1,IT,IC)

```

```

    CALL TNOUA('NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA: ',29)

```

```

    READ(1,1) SALIDA

```

```

    CALL SRCH$(K$WRIT, SALIDA, 6,2,IT,IC)

```

```

    PR=0.0

```

```

    N=N+1

```

```

    READ(5,*,END=20)(Z(N,K),K=1,3)/*METE LOS DATOS Z(I,J)*/

```

```

    PO=Z(N,1)

```

```

    P=PO

```

```

    RC=Z(N,2)/42.90

```

```

    T=Z(N,3)

```

```

    S=SAL78(RC,T,P,0)

```

```

    SAL(N)=S

```

```

    TEMP(N)=T

```

```

    PROF(N)=PO

```

```

    TO=T

```

CALCULO DE SIGMA, DELTA, ALFA, RO

```

    XXKK=SVAN(S,T,PO,SIGMA,V350P)

```

```

    AVESP(N)=XXKK*1.0E-5

```

```

    SIGMAT(N)=SIGMA

```

```

    VESP(N)=V350P*1.0E+3 + AVESP(N)

```

```

    DSTP(N)=1.0/VESP(N)

```

```

    VSON(N)=SVEL(S,T,PO)

```

```

    CCESP(N)=CPSW(S,T,P)

```

```

    CO TO 10

```

```

    CONTINUE

```

CALCULO DE LA ESTABILIDAD USANDO $E=-1/RO*(SIGMAT/DELTA(PROF))$

```

    N=N-1

```

```

    NN=N-1

```

```

    DO 16 KL=1,NN

```

```

    A1=SIGMAT(KL+1)-SIGMAT(KL)

```

```

    B2=PROF(KL+1)-PROF(KL)

```

```

    ESIOMA(KL+1)=((A1/B2)/DSTP(KL+1))*1.0E+5

```

```

    CONTINUE

```

```

    ESIOMA(1)=0.0

```

CALCULO DE LA ANOMALIA CEOPOTENCIAL

```

    LL=NN

```

```

    DO 13 I=1,LL

```

```

    PAVESP(I)=(AVESP(I+1)+AVESP(I))/2.

```

```

    PAXDPF(I)=PAVESP(I)*(PROF(I+1)-PROF(I))

```

```

    CONTINUE

```

```

    A=0.0

```

```

    DO 14 K=1,N

```

```

    L=N-K

```

```

    A= A+PAXDPF(L)

```

```

    PDIN(L)=A*10.

```

```

      IF(K.EQ.N) GO TO 21
14      CONTINUE
21      PDIN(N)=0.
      WRITE(1,201)
      WRITE(6,201)
201     FORMAT(5X,'AVESP.',7X,'DSTP',4X,'SIGMA',2X,'VSON.',3X,
& 1X,'CCESP',2X,'ESIGMA',6X,'PDIN.')
      WRITE(1,202)
      WRITE(6,202)
202     FORMAT(5X,'M3 K0',7X,'KQ M3',4X,'KQ M3',2X,'M SEQ',3X,
& 1X,'J K0.C',4X,'1 M',7X,'M. DIN')
      WRITE(1,200) (AVESP(I),DSTP(I),SIGMAT(I),VSON(I),
& CCESP(I),ESIGMA(I),PDIN(I),I=1,N)
      WRITE(6,200) (AVESP(I),DSTP(I),SIGMAT(I),VSON(I),
& CCESP(I),ESIGMA(I),PDIN(I),I=1,N)
200     FORMAT(2F12.8,F7.2,F8.1,F8.1,F9.1,F12.8)
      CALL SRCH** (K$CLOS, DATOS, 6,1,IT,IC)
      CALL SRCH** (K$CLOS, SALIDA, 6,2,IT,IC)
      STOP
      END
      -REAL FUNCTION SVAN(S,T,P0,SIGMA,V350P)
C *****
C # UNIDADES:
C * PRESION..... P0..... DECIBAR
C # TEMPERATURA... T..... CELCIUS (IPTS-68)
C * SALINIDAD..... S..... (PSS-78)
C # VOLUMEN Y ANOMALIA ESP..... 1.0E-8 M**3/K0
C # ANOMALIA DE DEN.Y SIGMA.... K0/M**3
C *****
      REAL P,T,S,SIG,SR,R1,R2,R3,R4
      REAL A,B,C,D,E,A1,B1,AW,BW,K,K0,KW,K35
C *****
      EQUIVALENCE (E,D,B1),(BW,B,R3),(C,A1,R2)
      EQUIVALENCE (AW,A,R1),(KW,K0,K)
C *****
      DATA R3500,R4/1028.1063,4.8314E-4/
      DATA DR350/28.1063311
C CONVIERTE DECIBAR A BAR, TOMA LA RIZ CUAD. DE "S"
      P=P0/10.
      SR=SQRT(ABS(S))
C *****
C DENSIDAD DEL AGUA PURA A LA PRESION ATMOSFERICA
      R1=((((6.536332E-9*T-1.120083E-6)*T+1.001685E-4)*T
& -9.095290E-3)*T+6.793952E-2)*T-28.263737
C DENSIDAD DEL AGUA DE MAR A LA PRESION ATMOSFERICA
      R2=((((5.3875E-9*T-8.2467E-7)*T+7.6438E-5)*T-4.0899E-3)*T
& +8.24493E-1
      R3=(-1.6546E-6*T+1.0227E-4)*T-5.72466E-3
C ECUACION INTERNACIONAL DE ESTADO DE UNA ATMOSFERA
      SIG=(R4*S+R3*SR+R2)*S+R1 /* 1 */
C VOLUMEN ESPECIFICO A LA PRESION ATMOSFERICA
      V350P=1.0/R3500
      SVA=-SIG*V350P/(R3500+SIG)
      SIGMA=SIG+DR350
C ESCALA DE LA ANO. DE VOL. ESPEC. REPORTADA EN UNIDADES NORMALES
      SVAN=SVA*1.0E+8 /* 2 */

```

IF(P.EQ.0.0) RETURN

C *****

C ECUACION PARA LA ALTURA DE PRESION HACIENDO USO DE LA

C ECUACION DE ESTADO PARA EL AGUA DE MAR

C *****

C CALCULO DEL TERMINO DE PRESION

E=(9.1697E-10*T+2.0816E-8)*T-9.9348E-7

BW=(5.2787E-8*T-6.12293E-6)*T+3.47718E-5

B=BW+E*S /* 3 */

D=1.91075E-4

C=(-1.6078E-6*T-1.0981E-5)*T+2.2838E-3

AW=(-5.77905E-7*T+1.16092E-4)*T+1.43713E-3)*T

& -0.1194975

A=(D*SR+C)*S+AW /* 4 */

B1=(-5.3009E-4*T+1.6483E-2)*T+7.944E-2

A1=(-6.1670E-5*T+1.09987E-2)*T-0.603459)*T+54.6746

KW=(((-5.155288E-5*T+1.360477E-2)*T-2.327105)*T

& +148.4206)*T-1930.06

K0=(B1*SR+A1)*S+KW /* 5 */

C *****

C * EVALUA EL POLINOMI DE LA PRESION *

C * 'K' ES LA SECANTE DEL MODULO DE BULK PARA EL AGUA DE MAR *

C * DK=K(S,T,P)-K(35,0,P) *

C * K35=K(35,0,P) *

C *****

DK=(B*P+A)*P+K0 /* 6 */

K35=(5.03217E-5*P+3.359406)*P+21582.27 /* 7 */

GAM=P/K35

PK=1.0-CAM

SVA=SVA*PK+(V350P+SVA)*P*DK/(K35*(K35+DK))

C ESC. DE ANO. DE VOL. ESP. EN UNIDADES NORMALMENTE REPORTADAS

SVAN=SVA*1.0E+8

V350P=V350P*PK

C *****

C * CALCULO DE LA ANO. DE DENSIDAD CO RESPECTO A 1000.0 GK/M**3 *

C * 1) DR350: ANO. DE DENSIDAD A 35(PSS-78), 0 DEG. C. Y 0 DB. *

C : 2) DR35P: ANO. DENSIDAD A 35(PSS-78), 0 DEG. C., PRES. VARIABLE *

C * 3) VARIACION DE LA ANO. DENS. COMP. LA ANO. DE VOL. ESPECIFICO *

C *****

DR35P=GAM/V350P

DVAN=SVA/(V350P*(V350P+SVA))

SIGMA=DR350+DR35P-DVAN

RETURN

END

REAL FUNCTION CPSW (S,T,PO)

C *****

C UNIDADES:

C PRESION.....P.....DECIBAR

C TEMPERATURA.....T.....DEG. CELCIUS (IPTS-68)

C SALINIDAD.....S.....(PSS-78)

C CALOR ESP.....CPSW.....J/(KG DEG. C)

C *****

C VARIACION DE LA PRESION POR MINIMOS CUADRADOS DE FOFONOFF(1980)

C X ESCALA DE PRESIONES A BARS

P=P0/10.

CRAIZ CUADRADA DE LA SALINIDAD PARA TERMINOS FRACCIONARIOS

$$S4 = \text{SQRT}(\text{ABS}(S))$$

C CALORESPECIFICO CP0 PARA P=0

$$A = (-1.38385E-3 * T + 0.1072763) * T - 7.643575$$

$$B = (5.148E-5 * T - 4.07718E-3) * T + 0.1770383$$

$$C = ((2.093236E-5 * T - 2.654387E-3) * T + 0.1412855) * T$$

$$\& -3.720283) * T + 4217.4$$

$$CP0 = (B * SR + A) * S + C$$

C CP1 YTERMINQS DE PRESION Y TEMPERATURA PARA S=0

$$A = (((1.7168E-8 * T + 2.0357E-6) * T - 3.13885E-4) * T + 1.45747E-2) * T$$

$$\& -0.49592$$

$$B = (((2.2956E-11 * T - 4.0027E-9) * T + 2.87533E-7) * T - 1.08645E-5) * T$$

$$\& +2.4931E-4$$

$$C = ((6.163E-13 * T - 6.5637E-11) * T + 2.6380E-9) * T - 5.422E-8$$

$$CP1 = ((C * P + B) * P + A) * P$$

C CP2 TERMINOS DE PRESION Y TEMPERATURA PARA S>0

$$A = (((-2.9179E-10 * T + 2.5941E-8) * T + 9.802E-7) * T - 1.28315E-4) * T$$

$$\& +4.9247E-3$$

$$B = (3.122E-8 * T - 1.517E-6) * T - 1.2331E-4$$

$$A = (A + B * SR) * S$$

$$B = ((1.8448E-11 * T - 2.3905E-9) * T + 1.17054E-7) * T - 2.958E-6$$

$$B = (B + 9.971E-8 * SR) * S$$

$$C = (3.513E-13 * T - 1.7682E-11) * T + 5.540E-10$$

$$C = (C - 1.4300E-12 * T * SR) * S$$

$$CP2 = ((C * P + B) * P + A) * P$$

C SALE CON EL VALOR ESPECIFICO

$$CPSW = CP0 + CP1 + CP2$$

RETURN

END

REAL FUNCTION SVEL(S,T,P0)

C *****

C VELOCIDAD DEL SONIDQ EN EL AGUA DE MAR

C UNIDADES:

C PRESION.....P0.....DECIBAR

C TEMPERATURA.....T.....DEG. C (IPTS-68)

C SALINIDAD.....S.....(PSS-78)

C VEL. SONIDO.....SVEL.....METROS/SEC.'

C *****

EQUIVALENCE (A0,B0,C0), (A1,B1,C1), (A2,C2), (A3,C3)

C

C ESCALA DE PRESION A BARS

$$P = P0 / 10.$$

$$SR = \text{SQRT}(\text{ABS}(S))$$

C TERMINO S**2

$$D = 1.727E-3 - 7.9836E-6 * P$$

C TERMINO S**(3/2)

$$B1 = 7.3637E-5 + 1.7945E-7 * T$$

$$B0 = -1.922E-2 - 4.42E-5 * T$$

$$B = B0 + B1 * P$$

C TERMINO S**1

$$A3 = (-3.389E-13 * T + 6.649E-12) * T + 1.100E-10$$

$$A2 = ((7.988E-12 * T - 1.6002E-10) * T + 9.1041E-9) * T - 3.9064E-7$$

$$A1 = (((-2.0122E-10 * T + 1.0507E-8) * T - 6.4885E-8) * T - 1.2580E-5) * T$$

$$\& +9.4742E-5$$

$$A0 = (((-3.21E-8 * T + 2.006E-6) * T + 7.164E-5) * T - 1.262E-2) * T$$

$$\& +1.389$$

```

      A=((A3*P+A2)*P+A1)*P+A0
C  TERMINO S**0
      C3=(-2.3643E-12*T+3.8504E-10)*T-9.7729E-9
      C2=((1.0405E-12*T-2.5335E-10)*T+2.5974E-8)*T-1.7107E-6)*T
&   +3.1260E-5
      C1=(((-6.1185E-10*T+1.3621E-7)*T-8.1788E-6)*T+6.8982E-4)*T
&   +0.153563
      C0=((((3.1464E-9*T-1.47800E-6)*T+3.3420E-4)*T-5.80852E-2)*T
&   +5.03711)*T+1402.388
      C=((C3*P+C2)*P+C1)*P+C0
C  SALIDA DE LA VELOCIDAD DEL SONIDO
      SVEL=C+(A+B*SR+D*S)*S
      RETURN
      END
      REAL FUNCTION SAL78(CND, T, P, M)
C  *****
C  * LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD (CND)=1.000000000, CUANDO *
C  # S=35 PSS-78, T=15.0 CELCIUS, P=1 ATMOSFERA *
C  *****
C  * ESTA FUNCION CONVIERTE LA RAZON DE CND EN SALINIDAD *
C  * CUANDO EL MODO M=1 *
C  * LA SALINIDAD VALE CERO PARA S<0.02 #
C  *****
C  * UNIDADES INTERNAS: *
C  * PRESION.....P.....DECIBARES *
C  * TEMPERATURA....T.....CELCIUS (IPTS-68) *
C  * CONDUCTIVIDAD...CND.....RAZON (M=0) *
C  * SALINIDAD.....SAL78....(PSS-78) *
C  *****
C  FUNCIONES INTERNAS
C  *****
C  DEFINICION DE LA ESCALA PRACTICA DE SALINIDAD 1978
C  CON CORRECCIONES DE TEMPERATURA
C  XT=T-15.0 : XR=SQRT(RT)
      SAL(XR, XT)=(((2.7081*XR-7.0261)*XR+14.0941)*XR+25.3851)*XR
&   -0.1692)*XR+0.0080
&   +(XT/(1.0+0.0162*XT))*((( (-0.0144*XR+
&   0.0636)*XR-0.0375)*XR-0.0066)*XR-0.0056)*XR+0.0005)
C  DSAL(XR, XT) QUE ES LA DERIVADA DE SAL(XR, XT)
C  RESPECTO A "XR".
      DSAL(XR, XT)=(((13.5405*XR-28.1044)*XR+42.2823)*XR+50.7702)*XR
&   -0.1692)+(XT/(1.0+0.0162*XT))*((( (-0.0720*XR+0.2544)*XR
&   -0.1125)*XR-0.0132)*XR-0.0056)
C  FUNCION RT35: C(35, T, 0)/C(35, 15, 0) CON "T" VARIANDO
      RT35(XT)=(((1.0031E-9*XT-6.9698E-7)*XT+1.104259E-4)*XT
&   +2.00564E-2)*XT+0.6766097
C  POLINOMIO DE RP: C(S, TP)/C(S, T, 0) VARIANDO "P"
C  C(XP) POL. CORRESPONDIENTE A L-A3 LEWIS 1980
      C(XP)=((3.989E-15*XP-6.370E-10)*XP+2.070E-5)*XP
      B(XT)=(4.464E-4*XT+3.426E-2)*XT+1.0
C  A(XT) POL CORRESTE. DE B3 Y B4 LEWIS 1980
      A(XT)=-3.107E-3*XT+0.4215
C  *****
C  ATRAPADA LA SALINIDAD-CONDUCTIVIDAD EN CERO
      SAL78=0.0
      IF((M.EQ.0).AND.(CND.LE.5E-4)) RETURN

```

```

      IF((M.EQ.1).AND.(CND.LE.0.02)) RETURN
C *****
      DT=T-15.0
C ESCOGE EL CAMINO M=0 (SALINIDAD) 0 M=1 (CND)
      IF(M.EQ.1) GO TO 10
C *****
C COMERCION DE SALINIDAD A CONDUCTIVIDAD
      R=CND
      RT=R/(RT35(T)*(1.0+C(P)/(B(T)+A(T)*R)))
      RT=SQRT(ABS(RT))
      SAL78=SAL(RT,DT)
      RETURN
C ***** FIN DE CONDUCTIVIDAD A SALINIDAD *****
C *****
C INVIERTE LA SALINIDAD A LA CONDUCTIVIDAD POR EL
C METODO ITERATIVO DE NEWTON RAPSON.
C *****
C PRIMERA APROXIMACION
10    RT=SQRT(CND/35.0)
      SI=SAL(RT,DT)
      N=0
C
C EL CIRCULO DE ITERACION EMPIEZA AQUI CO UN MAXIMO DE
C DIEZ CICLOS
C
15    RT=RT+(CND-SI)/DSAL(RT,DT)
      SI=SAL(RT,DT)
      N=N+1
      DELS=ABS(SI-CND)
      IF((DELS.GT.1.0E-4).AND.(N.LT.10)) GO TO 15
C
C ***** FIN DEL CIRCULO DE ITERACIONES *****
C
C CALCULA LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD
      RTT=RT35(T)*RT*RT
      AT=A(T)
      BT=B(T)
      CP=C(P)
      CP=RTT*(CP+BT)
      BT=BT-RTT*AT
C
C RESUELVE LA ECUACION CUADRATICA PARA:
C  $R=RT35*RT*(1+C/AR+B)$ 
C
      R=SQRT(ABS(BT*BT+4.0*AT*CP))-BT
C REGRESA CON LA CONDUCTIVIDAD
      SAL78=0.5*R/AT
      RETURN
      END

```

***INSERT SYSCOM>KEYS. F**

C ESTE PROGRAMA LEE **S, T, P**, DE LA ESTACION '1'

C Y CALCULA **AVESP(Delta), SIGMAT, AGEOP1**.

C LO MISMO HACE **CON** LA ESTACION '2'

C FINALMENTE CALCULA LAS VELOCIDADES RELATIVAS

C ENTRE LAS ESTACIONES '1 Y 2' ASI QUE:

C

C LEE DATOS DE ESTA1 Y DA LA SALIDA1

C LEE DATOS DE ESTA2 Y DA LA SALIDA2

C USA LAS SALIDA 1 Y 2 PARA CALCULA

C VELOCIDADES RELATIVAS Y LAS **ESCRBE** EN SALIDA3

INTEGER*2 DATOS(3), SALIDA(3)

REAL LAT1, LAT2, LONG1, LONG2

DIMENSION Z(20, 3), SS(20), TT(20), PP(20), AVESP(20), SIGMAT(20),

& AGEOP1(20), VELREL(20), AAVESP(20), PPXPVE(20), AGEOP2(20)

DO 2 KK=1, 2

N=0 **/* CONTADOR DE LA LINEA DE DATOS */**

CALL TNOUA(NOMBRE DEL ARCHIVO DE DATOS: ', 28,

READ(1,1) DATOS

1 **FORMAT(3A2)**

CALL SRCH\$(K\$READ, DATOS, 6, 1, IT, IC)

CALL TNOUA(NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA: ', 29)

READ(1,1) SALIDA

CALL SRCH\$(K\$WRIT, SALIDA, 6, 2, IT, IC)

10 **N=N+1**

READ(5, *, END=20) (Z(N, K), K=1, 3) /*METE LOS DATOS Z(I, J)*/

SS(N)=Z(N, 2)/42. 90

TT(N)=Z(N, 3)

PP(N)=Z(N, 1)

GO TO 10

20 **CONTXNUE**

N=N-1 **/* NUMERO DE DATOS DE ENTRADA */**

WRITE(1, 60)

WRITE(6, 60)

60 **FORMAT ('** **S** **T** **P')**

WRITE(1, 500) (SS(I), TT(I), PP(I), I=1, N)

WRITE(6, 500) (SS(I), TT(I), PP(I), I=1, N)

500 **FORMAT(3F20. 4)**

DO 12 I=1, N

CND=SS(I)

T=TT(I)

P=PP(I)

C ***** CALCULOS DE SALINIDAD *******

S=SAL78(CND, T, P, 0)

AA=SVAN(S, T, P, SIGMA)

AVESP(I)=AA*1. E-4

/*DELTA=ANOMAL. M VOL. ESP. */

SIGMAT(I)=SIGMA

12 **CONTINUE**

LL=N- 1

DO 13 I=1, LL

AAVESP(I)=(AVESP(I)+AVESP(I+1))/2. /*DELTA PROMEDIO */

PPXPVE(I)=AAVESP(I)*(PP(I+1)-PP(I)) /*1ELTA X DELTA P */

13 **CONTINUE**

A=0.

DO 14 K=1, N

```

L=N-K
A=A+PPXPVE(L)
IF(KK.EG.2) GO TO 15
AGEOP1(L)=A
15 AGEOP2(L)=A
IF(K.EG.N) GO TO 21
14 CONTINUE
21 AGEOP1(N)=0.
AGEOP2(N)=0.
IF(KK.E0.2) GO TO 19
WRITE(1,250)
WRITE(6,250)
WRITE(1,100) (SIGMAT(I), AVESP(I), AGEOP1(I), I=1, N)
WRITE(6,100) (SIGMAT(I), AVESP(I), AGEOP1(I), I=1, N)
GO TU 25
19 WRITE(1,250)
WRITE(6,250)
WRITE(1,100) (SIGMAT(I), AVESP(I), AGEOP2(I), I=1, N)
WRITE(6,100) (SIGMAT(I), AVESP(I), AGEOP2(I), I=1, N)
250 FORMAT('          SIGMAT          AVESP          AGEOP ')
100 FORMAT(3F18.8)
25 CALL SRCH$(K$CLOS,DATOS,6,1,IT,IC)
CALL SRCH$(K$CLOS,SALIDA,6,2,IT,IC)
2 CONTINUE
OMDOS=72.7221*1.E-6 /*DOS OMEGA /
CALL TNOUA('DAME LAT1:',10)
READ(1,*) LAT1
CALL TNOUA('DAME LAT2:',10)
READ(1,*) LAT2
CALL TNOUA('DAME LONG1:',12)
READ(1,*) LONG1
CALL TNOUA('DAME LONG2:',12)
READ(1,*) LONG2
DIST12=DISGEO(LAT1,LAT2,LONG1,LONG2)
112 FORMAT('          DIST12 ')
PCORIO=OMDOS*DIST12*SIN((LAT1+LAT2)*17.4533E-3*0.5)
FC=10./PCORIO
CALL TNOUA('NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA:',29)
READ(1,1) SALIDA
CALL SRCH$(K$WRIT,SALIDA,6,2,IT,IC)
WRITE(1,112)
WRITE(6,112)
WRITE(1,130) DIST12
WRITE(6,130) DIST12
130 FORMAT(F15.5)
WRITE(1,150)
WRITE(6,150)
150 FORMAT('          AGEOP1          AGEOP2          VREL(CM SEG)')
DO 16 M=1,N
VELREL(M)=((AGEOP2(M)-AGEOP1(M))/FC)*100
IF(M.EG.N) GO TO 18
16 CONTINUE
18 VELREL(M)=0.
WRITE(1,200) (AGEOP1(I), AGEOP2(I), VELREL(I), I=1, N)
WRITE(6,200) (AGEOP1(I), AGEOP2(I), VELREL(I), I=1, N)
200 FORMAT(3F20.8)

```



```

CALL SRCH$(K*CLOS, SALIDA, 6, 2, IT, IC)
STOP
END
REAL FUNCTION SVAN(S, T, PO, SIGMA, V350P)
C *****
C * UNIDADES: *
C * PRESION. .... PO. .... DECIBAR *
C * TEMPERATURA. ... T. .... CELCIUS ( IPTS-68) *
C * SALINIDAD. .... S. .... ( PSS-78) *
C * VOLUMEN Y ANOMALIA ESP. .... 1. 0E-8 M**3/KG *
C * ANOMALIA DE DEN.Y SIGMA. .... KG/M**3 *
C *****
REAL P, T, S, SIG, SR, R1, R2, R3, R4
REAL A, B, C, D, E, A1, B1, AW, BW, K, KO, KW, K35
C *****
EQUIVALENCE (E, D, B1), (BW, B, R3), (C, A1, R2)
EQUIVALENCE (AW, A, R1), (KW, KO, K)
C *****
DATA R3500, R4/1028.1063, 4. 8314E-4/
DATA DR350/28. 106331/
C CONVIERTE DECIBAR A BAR, TOMA LA RIZ CUAD. DE "S"
P=P0/10.
SR=SQRT(ABS(S))
C *****
C DENSIDAD DEL AGUA PURA A LA PRESION ATMOSFERICA
R1=((((6. 536332E-9*T-1. 120083E-6)*T+1. 001685E-4)*T
& -9. 095290E-3)*T+6. 793952E-2)*T-28.263737
C DENSIDAD DEL AGUA DE MAR A LA PRESION ATMOSFERICA
R2=((((5. 3875E-9*T-8. 2467E-7)*T+7. 6438E-5)*T-4. 0899E-3)*T
& +8. 24493E-1
R3=(-1. 6546E-6*T+1. 0227E-4)*T-5. 7246E-3
C ECUACUION INTERNACIONAL DE ESTADO DE UNA ATMOSFERA
SIG=(R4*S+R3*SR+R2)*S+R1 /* 1 */
C VOLUMEN ESPECIFICO A LA PRESION ATMOSFERICA
V350P=1. 0/R3500
SVA=-SIG*V350P/(R3500+SIG)
SIGMA=SIG+DR350
C ESCALA DE LA ANO. DE VOL. ESPEC. REPORTADA EN UNIDADES NORMALES
SVAN=SVA*1. 0E+8 /* 2 */
IF (P. EG. 0. 0) RETURN
C *****
C ECUACION PARA LA ALTURA DE PRESION HACIENDO USO DE LA
C ECUACION DE ESTADO PARA EL AGUA DE MAR
C *****
C CALCULO DEL TERMINO DE PRESION
E=(9. 1697E-10*T+2. 0816E-8)*T-9. 9348E-7
BW=(5. 2787E-8*T-6. 12293E-6)*T+3. 47718E-5
B=BW+E*S /* 3 */
D=1. 9107X-4
C=(-1. 6078E-6*T-1. 0981E-5)*T+2. 2838E-3
AW=(((-5. 77905E-7*T+1. 16092E-4)*T+1. 43713E-3)*T
& -0. 1194975
A=(D*SR+C)*S+AW /* 4 */
B1=(-5. 3009E-4*T+1. 6483E-2)*T+7. 944E-2
A1=(((-6. 1670E-5*T+1. 09987E-2)*T-0. 603459)*T+54. 6746
KW=(((-5. 155288E-5*T+1. 360477E-2)*T-2. 327105)*T

```

```

& +148.4206)*T-1930.06
K0=(B1*SR+A1)*S+KW /* 5 */
C *****
C # EVALUA EL POLINOMI DE LA PRESION *
C * K'ES LA SECANTE DEL MODULO DE BULK PARA EL AGUA DE MAR #
C * DK=K(S,T,P)-K(35,0,P) *
C * K35=K(35,0,P) *
C *****
DK=(B*P+A)*P+K0 /* 6 */
K35=(5.03217E-5*P+3.359406)*P+21582.27 /* 7 */
GAM=P/K35
PK=1.0-GAM
SVA=SVA*PK+(V350P+SVA)*P*DK/(K35*(K35+DK))
C ESC. DE ANO. DE VOL. ESP. EN UNIDADES NORMALMENTE REPORTADAS
SVAN=SVA*1.0E+8
V350P=V350P*PK
C *****
C # CALCULO DE LA ANO. DE DENSIDAD CO RESPECTO A 1000.0 GK/M**3 *
C * 1) DR350: ANO. DE DENSIDAD A 35(PSS-78), 0 DEQ. C. Y 0 DB. *
C : 2) DR35P: ANO. DENSIDAD A 35(PSS-78), 0 DEQ. C., PRES. VARIABLE *
C * 3) VARIACION DE LA ANO. DENS. COMP. LA ANO. DE VOL. ESPECIFICO *
C *****
DR35P=GAM/V350P
DVAN=SVA/(V350P*(V350P+SVA))
SIGMA=DR350+DR35P-DVAN
RETURN
END
REAL FUNCTION DISQEO(LAT1,LAT2, LONG1, LONG2)
REAL LAT1,LAT2,LONG1,LONG2
B=(90-LAT1)*(17.4533E-3)
A=(90-LAT2)*(17.4533E-3)
C=(LONG2-LONG1)*17.4533E-3
IF(C.EQ.0) C=1.0E-8
BA1=(B-A)/2.
BA2=(B+A)/2.
TANG1=SIN(C/2.)/COS(C/2. )
TANG2=SIN(BA1)/COS(BA1)
R1=ATAN(COS(BA1)/(COS(BA2)*TANG1))
R2=ATAN(SIN(BA1)/(SIN(BA2)*TANG1))
DIST=2*ATAN(TANG2*SIN(R1)/SIN(R2))
DISQEO=DIST*6371000
RETURN
END
REAL FUNCTION SAL78(CND,T,P,M)
C *****
C * LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD (CND)=1.000000000, CUANDO *
C # S=35 PSS-78, T=15.0 CELCIUS, P=1 ATMOSFERA *
C *****
C * ESTA FUNCION CONVIERTE LA RAZON DE CND EN SALINIDAD *
C * CUANDO EL MODO M=1 *
C # LA SALINIDAD VALE CERO PARA S<0.02 *
C *****
C * UNIDADES INTERNAS: *
C * PRESION.....P.....DECIBARES *
C # TEMPERATURA....T.....CELCIUS (IPTS-68) *
C * CONDUCTIVIDAD...CND.....RAZON (M=0) *

```

```

C  *          SALINIDAD. . . . . SAL78. . . . (PSS-78)          *
C  *****
C  FUNCIONES INTERNAS
C  *****
C  DEFINICION DE LA ESCALA PRACTICA DE SALINIDAD 1978
C  CON CORRECCIONES DE TEMPERATURA
C  XT=T-15.0 : XR=SQRT(RT)
C  SAL(XR, XT)=((((2.7081*XR-7.0261)*XR+14.0941)*XR+25.3851)*XR
&  -0.1692)*XR+0.0080
&  +(XT/(1.0+0.0162*XT))*(((((-0.0144*XR+
&  0.0636)*XR-0.0375)*XR-0.0066)*XR-0.0056)*XR+0.0005)
C  DSAL(XR, XT) QUE ES LA DERIVADA DE SAL(XR, XT)
C  RESPECTO A "XR".
C  DSAL(XR, XT)=((((13.5405*XR-28.1044)*XR+42.2823)*XR+50.7702)*XR
&  -0.1692)+(XT/(1.0+0.0162*XT))*(((((-0.0720*XR+0.2544)*XR
&  -0.1125)*XR-0.0132)*XR-0.0056)
C  FUNCION RT35: C(35, T, 0)/C(35, 15, 0) CON "T" VARIANDO
C  RT35(XT)=(((1.0031E-9*XT-6.9698E-7)*XT+1.104259E-4)*XT
&  +2.00564E-2)*XT+0.6766097
C  POLINOMIO DE RP: C(S, TP)/C(S, T, 0) VARIANDO "P"
C  C(XP) POL. CORRESPONDIENTE AL A3 LEWIS 1980
C  C(XP)=((3.989E-15*XP-6.370E-10)*XP+2.070E-5)*XP
C  B(XT)=(4.464E-4*XT+3.426E-2)*XT+1.0
C  A(XT) POL. CORRESTE. DE B3 Y B4 LEWIS 1980
C  A(XT)=-3.107E-3*XT+0.4215
C  *****
C  ATRAPADA LA SALINIDAD-CONDUCTIVIDAD EN CERO
C  SAL78=0.0
C  IF((M.EQ.0).AND.(CND.LE.5E-4)) RETURN
C  IF((M.EQ.1).AND.(CND.LE.0.02)) RETURN
C  *****
C  DT=T-15.0
C  ESCOGE EL CAMINO M=0 (SALINIDAD) 0 M=1 (CND)
C  IF(M.EQ.1) 60 TO 10
C  *****
C  CONVERSION DE SALINIDAD A CONDUCTIVIDAD
C  R=CND
C  RT=R/(RT35(T)*((1.0+C(P))/(B(T)+A(T)*R)))
C  RT=SQRT(ABS(RT))
C  SAL78=SAL(RT, DT)
C  RETURN
C  ***** FIN DE CONDUCTIVIDAD A SALINIDAD *****
C  *****
C  INVIERTE LA SALINIDAD A LA CONDUCTIVIDAD POR EL
C  METODO ITERATIVO DE NEWTON RAPSON.
C  *****
C  PRIMERA APROXIMACION
10  RT=SQRT(CND/35.0)
    SI=SAL(RT, DT)
    N=0
C
C  EL CIRCULO DE ITERACION EMPIEZA AQUI CO UN MAXIMO DE
C  DIEZ CICLOS
C
15  RT=RT+(CND-SI)/DSAL(RT, DT)
    SI=SAL(RT, DT)

```

```

N=N+1
DELS=ABS(SI-CND)
IF((DELS. GT. 1. 0E-4). AND. (N. LT. 10)) GO TO 15
C ***** FIN DEL CIRCULO DE ITERACIONES *****
C
C CALCULA LA RAZON DE CONDUCTIVIDAD
  RTT=RT35(T)*RT*RT
  AT=A(T)
  BT=B(T)
  CP=C(P)
  CP=RTT*(CP+BT)
  BT=BT-RTT*AT
C
C RESUELVE LA ECUACION CUADRATICA PARA:
C  R=RT35*RT*(1+C/AR+B)
C
  R=SQRT(ABS(BT*BT+4. 0*AT*CP))-BT
C REGRESA CON LA CONDUCTIVIDAD
  SAL7B=0. 5*R/AT
  RETURN
  END

```