

16 Ejerc.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

" CIRCULACION DE LAS AGUAS EN LA PORCION
CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA "

TESIS PROFESIONAL

F I S I C A

MARCO ANTONIO GALICIA PEREZ

MEXICO, DISTRITO FEDERAL - 1 9 8 1



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIAS

A mis padres: Dionisio Galicia X. y
Marina Pérez de Galicia
... con entrañable cariño.

A mis hermanos: Adelita
Alberto
Cleopatra
Marina Judith
Dionisio
María Eugenia
... por su apoyo y confianza.

A Carmen
... con mucho cariño.

A G R A D E C I M I E N T O S

Deseo manifestar mi agradecimiento al Fis. Miguel Angel Alatorre M. por su valiosa dirección e impulso en la realización de este trabajo. Al Dr. José Barberan y al Dr. Ingvar Emilsson por sus comentarios y sugerencias en la realización del mismo. Al Dr. Artemio Gallegos y al M. en C. Francisco Ruiz por sus observaciones y crítica en la revisión de este trabajo. A todo el equipo del Laboratorio de Oceanografía Física del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM que de alguna u otra forma colaboraron en el desarrollo de este trabajo.

RESUMEN

El Golfo de California es de vital importancia para México por lo que se debe construir una infraestructura científica para obtener el ritmo de renovación de sus aguas. Con este propósito, en este trabajo se estudia la circulación de las corrientes y el transporte de agua en la porción central del golfo a partir de la información recabada durante el crucero oceanográfico cimaco IV efectuado en agosto de 1978 a bordo del B/Oc. "Mariano Matamoros" de la armada de México. El estudio se lleva a cabo a partir de observaciones directas (correntómetros) e indirectas (método dinámico). Los valores obtenidos no manifestaron concordancia entre sí, sin embargo, ambos coinciden en el patrón general de circulación del golfo.

I N D I C E

	PAG.
RESUMEN	
INTRODUCCION	1
I. ANTECEDENTES, CARACTERISTICAS GENERALES Y AREA DE ESTUDIO	5
I.1. ANTECEDENTES	5
I.2. CARACTERISTICAS GENERALES	11
I.3. AREA DE ESTUDIO	15
II. METODOLOGIA Y EQUIPO UTILIZADO	18
III. EL METODO DINAMICO	24
III.1. DESARROLLO DEL METODO	24
III.1.1. CALCULO DEL TRANSPORTE GEOSTROFICO	35
III.1.2. LIMITACIONES DEL METODO DINAMICO	37
III.2. PROCESAMIENTO DE DATOS	39
IV. ANALISIS DE CORRENTOMETRIA	48
IV.1. OBTENCION DE VELOCIDADES ABSOLUTAS A PARTIR DE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA Y SISTEMA DE NAVEGACION OMEGA	51
V. RESULTADOS, DISCUSION Y CONCLUSIONES	61
V.1. RESULTADOS	61
V.2. DISCUSION Y CONCLUSIONES	88
BIBLIOGRAFIA	
APENDICE A	
APENDICE B	

CIRCULACION DE LAS AGUAS EN LA PORCION CENTRAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

INTRODUCCION

El Golfo de California, que algunos denominan "Mar de Cortés" - o "Mar Bermejo", es de vital importancia para México desde un punto de vista científico y tecnológico para el desarrollo de la economía nacional, ya que es una cuenca peculiar en el mundo por sus características físicas y por ofrecer un potencial extraordinario para el aprovechamiento de sus recursos naturales, tanto renovables como no renovables. Es por ésto, que se pretende profundizar en el conocimiento de las aguas nacionales que sea de utilidad para el bienestar económico y social del país.

Entre las características físicas del Golfo, figura la naturaleza de sus aguas en lo que respecta a su composición, circulación e intercambio con los medios adyacentes fondo, orilla y atmósfera así como con el Océano Pacífico a través de la boca. Para la investigación de estos mecanismos se debe construir y consolidar una infraestructura científica para obtener una idea general del ritmo de renovación de las aguas dentro del Golfo.

Con el propósito de estudiar estos mecanismos, desde un punto de vista científico, varios investigadores han determinado por medio de métodos indirectos y directos el intercambio de agua entre el Golfo y el área oceánica adyacente.

Los métodos indirectos que han utilizado básicamente son, mediante balance de agua y sal y cálculos dinámicos,

Los métodos directos incluyen mediciones del tipo Lagrangiano (cuerpos de deriva) y Euleriano (correntómetros).

Debido a los inconvenientes que presentan ambos métodos, el primero, a la escasez de los datos oceanográficos y meteorológicos y en el segundo, a la influencia de las características del Golfo, como es, la complejidad de la circulación en la entrada [12] El Centro de Ciencias del Mar y Limnología (CCML), (ahora Instituto) de la UNAM, - inició un proyecto de investigación oceanográfica conocido bajo las siglas CIMACO (Circulación en el Mar de Cortés) consistente en complementar ambos métodos, esperando en contribuir al conocimiento del mecanismo de intercambio de aguas entre el Golfo y el Océano Pacífico adyacente.

El proyecto ha comprendido, hasta la fecha, una serie de cuatro cruceros oceanográficos realizados en diferentes épocas del año, (Tabla 1).

El presente trabajo solamente incluye algunos de los resultados de los datos analizados durante la cuarta campaña oceanográfica: - - CIMACO IV.

La finalidad de esta tesis es describir la circulación de las aguas en la porción central del Golfo de California aplicando el Método Dinámico (método indirecto) y Análisis de Correntometría (método -

CRUCERO	FECHAS		No. ESTACIONES	EPOCA DEL AÑO
	Inicio	Fin		
CIMACO I	12-7-77	11-8-77	141	VERANO
CIMACO II	11-11-77	30-11-77	57	OTOÑO
CIMACO III	20-4-78	10-5-78	81	PRIMAVERA
CIMACO IV	15-8-78	30-8-78	49	VERANO

TABLA 1. Relación de fechas, números de estaciones y épocas del año del Proyecto CIMACO realizado a bordo del B./Oc. "Mariano Matamoros" de la Armada de México.

directo). El primero, se basa en el análisis de distribución de la densidad del agua y las fuerzas que actúan sobre la misma cuando se mueve sobre la superficie de la tierra; el segundo, se aplica a partir de mediciones de corrientes obtenidas directamente con correntómetro.

Entre los objetivos de este trabajo, es ver la consistencia de ambos métodos en la porción central del Golfo.

También, se pretende cuantificar un parámetro de fundamental importancia como es, el transporte de agua a través de una sección transversal al Golfo en su porción central.

Además, se tratará de ver la confiabilidad del sistema de navegación Omega para el cálculo de corrientes absolutas.

1.- ANTECEDENTES, CARACTERISTICAS GENERALES Y AREA DE ESTUDIO

1.1.- ANTECEDENTES

Las aguas del Golfo de California han sido investigadas desde 1889 por diversas instituciones mexicanas y diferentes entidades académicas y gubernamentales de los Estados Unidos y países europeos.

Gran parte de las referencias sobre Oceanografía del Golfo de California tratan sobre las corrientes de marea en la parte norte del Golfo y patrones generales de circulación de corrientes.

El primer crucero hidrográfico en el Golfo fue realizado en 1889 por el Buque "Albatross" de la Comisión de Pesca de Estados Unidos, cuyo reporte nos revela las características físicas a partir de datos de temperatura y densidad, esta última medida con un hidrómetro [42, 30].

Posteriormente, Thorade en 1909, recopila y promedia las observaciones de deriva a partir de los diarios de abordo de expediciones anteriores para obtener un patrón general de circulación superficial [41, 30].

Le siguen dos cruceros de excepcional interés, por la importancia de las observaciones practicadas y los datos obtenidos, son las investigaciones de carácter oceanográfico que la SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY de la Universidad de California, U.S.A., llevó a cabo por las aguas del Golfo. La primera, efectuada del 13 de febrero al 19 de

marzo de 1939, la cual tuvo un carácter oceanográfico general. La segunda, y más importante, se llevó a cabo, de octubre a diciembre de 1940. Esta expedición realizó estudios geológicos y oceanográficos en varias zonas del Golfo. Sverdrup, establece la estructura hidrográfica básica del Golfo [38, 39].

Munk y Sverdrup en 1941 son los primeros en indicar la existencia de las ondas internas, a lo largo del eje del Golfo, al analizar la distribución de la densidad. Basándose en observaciones, concluyeron que las ondas eran estacionarias y formadas por la superposición de dos ondas progresivas viajando en sentidos opuestos (citados por [34]).

En 1943, el Gobierno Mexicano explora los aspectos físicos y biológicos del Golfo a bordo del B./Oc. "Gracioso" [24, 25, 26].

Anderson en 1953 obtiene el intercambio de energía entre océano-atmósfera en el Golfo (citado por [29]).

Roden y Groves en 1959, de la Institución Scripps de Oceanografía, reportan los resultados de 7 cruceros hidrográficos en el Golfo durante 1956 y 1957. Estiman el transporte en la boca mediante métodos indirectos: equilibrio geostrófico y balance de sal; obtienen el origen de la masa de agua del Golfo en base a datos de temperatura y salinidad. Mencionan la importancia que tienen los vientos y la topografía, para el estudio de la circulación, surgencias y parámetros físicos. En forma somera, hacen notar la existencia de corrientes de marea en la parte norte del Golfo [33].

Durante los años 1960 a 1970 los investigadores se dedicaron - con especial interés a estudiar la variabilidad estacional de los parámetros físicos dentro del Golfo y el Océano Pacífico adyacente. Así, Griffiths estudia los frentes oceánicos más allá de Cabo San Lucas y obtiene datos de corrientes superficiales con el electrocinetógrafo - geomagnético (GEK) [15, 16] .

Roden en 1964 describe los aspectos oceanográficos del Golfo - de California y obtiene un patrón de circulación general por debajo de la superficie y el origen de la masa de agua por debajo de la termo--clina [31] .

Reid en 1965 discute las masas de agua intermedias del Océano Pacífico (citado por [28]) .

Griffiths en 1968 trabaja con observaciones oceanográficas de tipo físico, químico y biológico en la entrada del Golfo de California con información obtenida de cruceros realizados en 1960 y 1961 [17] .

Klimex y Arpi en 1969 presentan una descripción de la distribución vertical y horizontal de la temperatura y salinidad en la plataforma oriental del Golfo de California (citado por [28]) .

Durante los años de 1970 a 1980 se ha recabado la mayor información posible, inclusive fotografías por satélite, con la finalidad de entender la dinámica del Golfo como un todo y para una mejor comprensión del mismo como ecosistema.

Stevenson en 1970 trabaja con 8 cruceros hidrográficos realizados de octubre de 1966 hasta agosto de 1967 cerca de la entrada del Golfo de California. Calcula las corrientes geostróficas referidas a la superficie de 250 decibares y menciona las implicaciones que pueden tener los cálculos de las mismas en el interior del Golfo, ya que, sería necesario hacer una corrección para remover los efectos del movimiento de la marea en las corrientes geostróficas [37].

Warsh y Warsh en 1971 reportan un estudio del intercambio de agua en la boca del Golfo basados en observaciones hechas en 1957, 1959 y 1967. Estiman las corrientes geostróficas y el transporte de agua [44].

Roden en 1972 discute las observaciones hechas por el buque "Thomas G. Thompson" en 1969, su trabajo contiene un estudio de la estructura termohalina y flujo geostrófico en la región de las Islas Revillagigedo y en la parte sureste del Golfo. Su estudio se basa en observaciones de STD (salinidad y temperatura vs profundidad) [32].

Granados y Schwartzlose en 1974 utilizan resultados de botellas de deriva de 11 cruceros realizados entre 1956 y 1973 por CALCOFI y el Instituto Nacional de Pesca. Suponen a "grosso modo" que existe un patrón de circulación en forma de remolino, en el sentido contrario a las manecillas del reloj, en la parte norte del Golfo durante el invierno, lo cual coincide con las fotografías tomadas por el satélite ERT-1 (citado por [14]).

Robinson en 1973 presenta cartas de temperatura en el Golfo de California [29].

Alvarez y Galindo en 1974 realizan estudios hidrológicos del alto Golfo de California, condiciones durante otoño de 1972. Indican una circulación neta rotatoria en el sentido contrario a las manecillas del reloj, sin considerar el flujo y reflujos de las mareas [3].

Alvarez Borrego, et. al. en 1973 estudian la hidrología del alto Golfo de California, condiciones durante invierno, primavera y verano.

Complementan los resultados presentados por Alvarez y Galindo [3], cerrando el ciclo anual de variación de las condiciones hidrológicas, sus resultados confirman esto último [4].

Calderon y Lepley en 1976 comparan un modelo de circulación termodinámica y halina de la parte norte del Golfo de California, con la interpretación de un año de datos tomados por el satélite ERTS-1, muestran que sus resultados son consistentes [10].

Rosas Cota en 1976 trabaja con datos provenientes de diversos cruceros oceanográficos dentro del Golfo efectuados por CALCOFI de 1956 a 1965, cubriendo básicamente las estaciones de invierno y verano. Utiliza el método dinámico para medir las corrientes en la parte central y sur del Golfo. Elabora cartas de topografía dinámica para determinar la circulación geostrófica en las superficies de 0 y 200 db. relativas al nivel de los 500 db [35].

Alvarez Sánchez et. al. en 1978 publican dos trabajos analizando las observaciones hechas por los barcos oceanográficos "Cayuse" y "David Starr Jordan" entre marzo y abril de 1970. En el primero, describen la circulación geostrofica y las masas de agua en la región de la boca del Golfo mediante análisis de datos hidrográficos tomados en la primavera. Además, obtienen el transporte por corrientes geostroficas. En el segundo trabajo, estudian las corrientes en la región de la boca del Golfo en la primavera de 1970. Utilizan el método dinámico y flotadores libres para encontrar la circulación en los 250 mts - superiores de la región de la boca del Golfo. Ambos métodos muestran ser consistentes [6].

Roden y Emilsson en 1980, hacen un trabajo en el cual presentan un panorama amplio y detallado de la oceanografía física del Golfo y presentan algunas recomendaciones para investigaciones futuras en este campo básico [34].

Barberán, J. M., I. Emilsson, et. al., inician en julio de 1977 el proyecto CIMACO (Circulación del Mar de Cortés) realizando diversas campañas oceanográficas para cubrir las variaciones estacionales, hasta octubre de 1978, se han efectuado 4 cruceros oceanográficos.

El objetivo central de dicho proyecto es de producir una base observacional amplia en el espacio y el tiempo para contribuir a la comprensión de la oceanografía y la dinámica del Golfo de California y en particular, tratar de resolver el problema del intercambio de agua entre el Golfo y el Océano Pacífico adyacente [8].

Emilsson y Alatorre en 1980 describen la circulación de las -
aguas en la parte exterior del Golfo de California, basándose en la ca-
pa de los primeros 500 mts y lo analizan combinando observaciones di-
rectas con cálculos dinámicos. Los datos que utilizan son referentes
a la cuarta campaña oceanográfica del proyecto CIMACO efectuada en -
agosto de 1978 [12] .

Santiago Mandujano en 1980 estudia la circulación y el transpor-
te de agua a través de un transecto, durante dos etapas, en la boca -
del Golfo de California aplicando el método dinámico y observaciones -
de correntometría directa. Los resultados obtenidos mediante los dos
métodos manifestaron consistencia entre sí. La información que utili-
zó fue recabada durante la primera campaña del proyecto CIMACO [36] .

1.2.- CARACTERISTICAS GENERALES

El Golfo de California constituye la única cuenca de evaporación
de gran tamaño que se comunica con el Océano Pacífico. Se encuentra
situado en la parte noroeste de la República Mexicana, entre la Penínsu-
la de Baja California por el oeste y los Estados de Sonora y Sinaloa -
por el este en la parte continental del País.

Se extiende desde el delta de la desembocadura del Río Colorado
hasta el extremo de Baja California con una longitud de 1,100 Km y -
135 Km de ancho, en promedio. En su interior se localizan once cuen-
cas cerradas, cuyas profundidades de umbral van aumentando hacia la -
boca desde los 180 mts hasta los 3,600 mts.

Sus latitudes extremas son los 23° y los $31^{\circ}40'$ norte y sus longitudes, los 107° y los 115° oeste aproximadamente.

El área superficial del Golfo comprende unos $150,000 \text{ Km}^2$ y un volumen total de agua de $123,000 \text{ Km}^3$ aproximadamente.

Es un área caracterizada por un ambiente árido, baja humedad y alta evaporación. La media mensual de la temperatura del aire es de $28^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{C}$ en julio y de $17^{\circ}\text{-}22^{\circ}\text{C}$ en enero. Debido al cambio estacional de los vientos alisios, los vientos predominantes, soplan del noroeste aproximadamente a 5 m/seg durante el invierno y la primavera y del sudeste a unos 3 m/seg durante el verano y el otoño [31].

Las cantidades de precipitación disminuyen de 100 cm/año cerca de Cabo Corrientes a menos de 50 cm/año en Topolobampo en la parte meridional del Golfo; de mayo a octubre se recibe de 75 a 90% de la precipitación. Como es de esperarse en las regiones áridas, la variabilidad de la precipitación de un año a otro es grande.

La tasa de evaporación no ha sido medida aún con precisión, por tratarse de una superficie de agua de gran extensión. Sin embargo, se ha estimado que es de 200 a 250 cm/año [31].

El Golfo de California está considerado como una región de transición en la que interaccionan tres masas principales de agua para producir una circulación local compleja: 1) el agua fría de la Corriente de California de baja salinidad ($S_{\text{oo}}^{\circ} \leq 34.60^{\circ}_{\text{oo}}$; T de $15\text{-}20^{\circ}\text{C}$),

la cual fluye hacia el sureste; 2) el agua cálida del Pacífico oriental tropical de salinidad intermedia ($34.65 \leq S \leq 34.85 \text{‰}$); 3) y el agua cálida, altamente salina del Golfo de California ($S \geq 34.90 \text{‰}$).

Además de las tres masas de agua descritas anteriormente, se ha encontrado agua subsuperficial subtropical con salinidad de hasta 34.80‰ ; agua intermedia Antártica, con un mínimo de salinidad de 34.50‰ ; y agua de Fondo del Pacífico con una salinidad mayor de 34.68‰ .

La circulación en el Golfo depende del movimiento de las tres masas de agua y de los vientos superficiales, tal esquema se contempla tanto en observaciones directas, como en las indirectas.

La circulación es compleja y no bien comprendida en la actualidad, sin embargo, existen patrones generales que nos describen dicha circulación de una manera aproximada.

Los primeros patrones de circulación, que se efectuaron con observaciones directas de corrientes, basándose en la deriva de los buques, indicaban que en la mitad sur del Golfo, las corrientes superficiales cambiaban de dirección de acuerdo con la estación del año, fluyendo al sureste durante el invierno y hacia el noroeste en el verano, con velocidades menores de 20 cm/seg, (U.S. Hydrographic Office, 1947; citado por [34]).

Un estudio reciente con botellas de deriva obtuvo conclusiones similares, sugiriendo la presencia de remolinos [14].

También se han visto remolinos en el norte del Golfo desde satélites artificiales [10].

Vonder Haar, Stone y Hendrickson en 1973 reportan remolinos en el sentido contrario a las manecillas del reloj, basándose en el movimiento de los sedimentos, mientras que Lepley, et. al., en 1975 encontraron remolinos reversibles con centros que se desplazaban a 40 Km en respuesta a las mareas y al viento [19, 43].

Emilsson y Alatorre en 1980, muestran que durante la primavera y el verano, la corriente va hacia el norte sobre el lado continental y hacia el sur por el lado de la península, en la mitad inferior del Golfo. Este esquema fue confirmado mediante observaciones directas de las corrientes. También reportan, la existencia de un giro ciclónico de flujo rotacional con una velocidad de 50 cm/seg cerca de los flancos exteriores [12].

En cuanto a los patrones de circulación, basados en mediciones indirectas de las corrientes, cabe mencionar, que éstos son consistentes con los antes mencionados, es decir, también indican la presencia de remolinos en la parte media y norte del Golfo [33, 35, 37, 44].

1.3.- AREA DE ESTUDIO

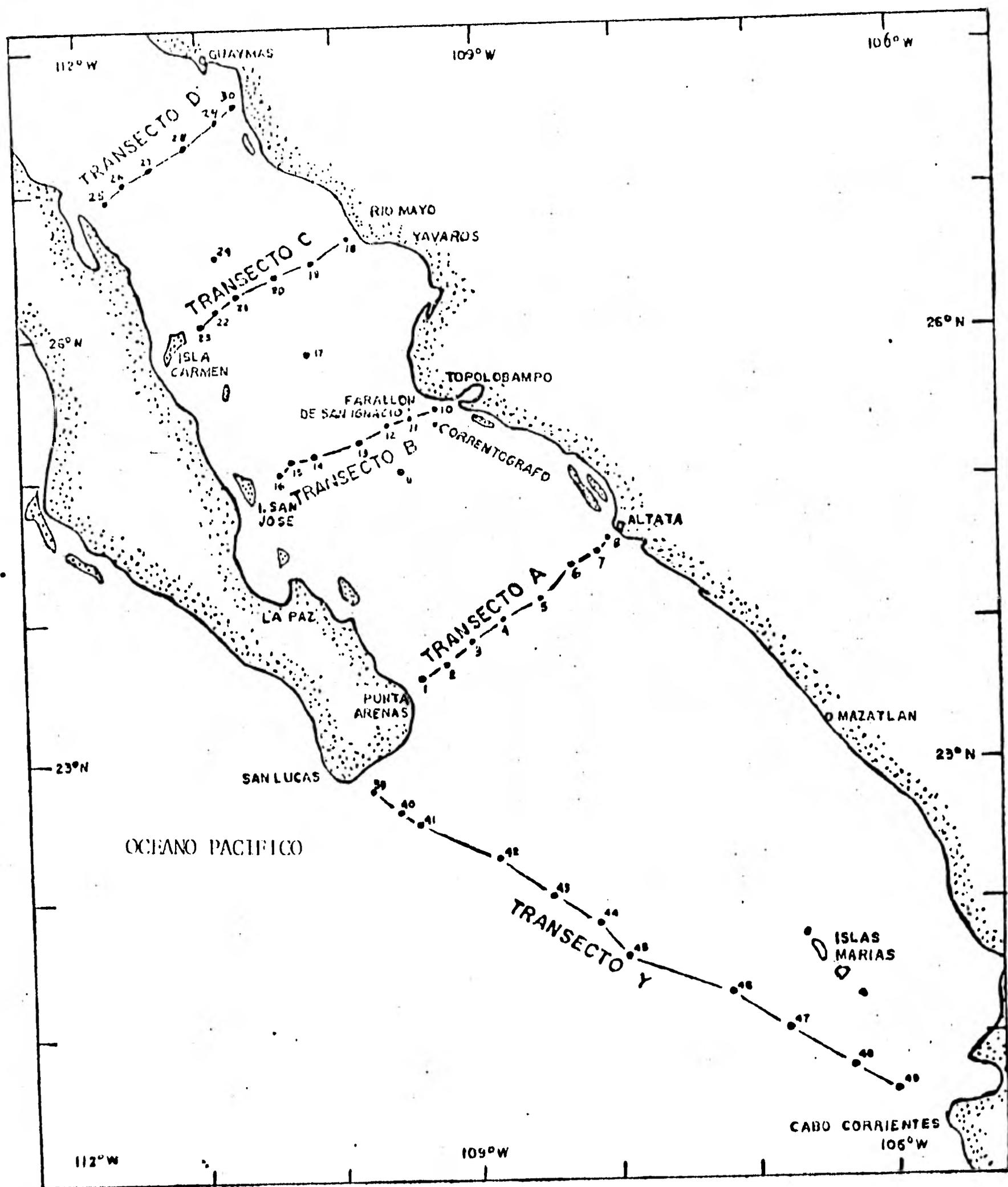
El área de estudio de esta tesis se establece de acuerdo a la cuarta campaña oceanográfica del Proyecto CIMACO (Circulación en el Mar de Cortés) llevado a cabo a bordo del B/Oc. "Mariano Matamoros" de la Secretaría de Marina de México.

La campaña CIMACO IV (del 15 al 30 de agosto de 1978) realizó observaciones oceanográficas en la porción central y exterior del Golfo de acuerdo al derrotero de la Fig. 1. 1.

Los datos recabados durante los transectos B (Farallon de San Ignacio-Isla San José); C (Boca del Río Mayo-Punta Lobos) y D (Punta - Concepción-Boca del Río Yaqui), servirán de base para la elaboración de este trabajo.

La tabla 1.2. presenta las fechas, las horas y las posiciones de las estaciones que se analizaron en esta tesis.

Fig. 1.1. RED DE ESTACIONES DE LA CAMPAÑA CIMACO IV.



ESTACION	PUNTO	FECHA	H O R A		P O S I C I O N	
			INICIO	FIN	LAT. N.	LONG. W.
10	B-1	21/08/78	8:34	9:16	25°27.4'	109°17.7'
11	B-2	21/08/78	10:21	11:38	25°22.9'	109°25.6'
12	B-3	21/08/78	13:03	14:24	25°21.1'	109°38.3'
13	B-4	21/08/78	16:20	17:45	25°16.4'	109°53.9'
14	B-5	21/08/78	19:33	20:47	25°10.1'	110° 7.8'
15	B-6	21/08/78	21:51	23:10	25° 6.0'	110°17.9'
16	B-7	22/08/78	00:36	1:34	25° 3.3'	110°22.2'
18	C-1	22/08/78	12:42	13:14	26°38.4'	109°55.7'
19	C-2	22/08/78	15:07	15:52	26°31.9'	110°10.2'
20	C-3	22/08/78	18:00	19:32	26°24.0'	110°25.6'
21	C-4	22/08/78	21:41	23:06	26°15.3'	110°42.7'
22	C-5	23/08/78	00:30	1:42	26°10.1'	110°51.8'
23	C-6	23/08/78	2:50	4:03	26° 6.5'	110°59.5'
25	D-6	23/08/78	14:00	15:08	26°57.7'	111°41.1'
26	D-5	23/08/78	16:23	17:26	27° 3.8'	111°34.1'
27	D-4	23/08/78	19:26	21:08	27°11.9'	111°18.3'
28	D-3	23-24/08/78	23:03	00:33	27°18.0'	111° 2.9'
29	D-2	24/08/78	2:39	3:55	27°28.0'	110°51.0'
30	D-1	24/08/78	5:34	6:08	27°32.3'	110°42.8'

TABLA 1.2.- RELACION DEL TIEMPO DE DURACION DE CADA ESTACION,
HORA G.M.T.

II.- METODOLOGIA Y EQUIPO UTILIZADO

Las técnicas para la determinación del movimiento de las corrientes marinas, son de las más difíciles de aplicar y quizás uno de los problemas más importantes en la oceanografía moderna.

La medición de las corrientes marinas se clasifican de dos tipos: métodos indirectos y métodos directos.

Entre los métodos directos se encuentra el que se utilizaba al final del siglo XIX el cual se basaba en recopilar y promediar las observaciones de deriva de los barcos mercantes para obtener cartas mensuales y estacionales de las corrientes medias de la superficie.

Después, se idearon otros tipos de mediciones de la deriva, entre los cuales se incluyen botellas, boyas arrastradas por paracaídas, flotadores y colorantes fluorescentes. Posteriormente se emplearon anclas de mar y flotadores para observar corrientes subsuperficiales a profundidades considerables. La trayectoria de las manchas producidas por colorantes se seguían mediante aviones y barcos para estudiar las corrientes próximas a la superficie. Sin embargo, todas estas mediciones fueron lentas y sensibles a la exactitud de la navegación, siendo las trayectorias obtenidas muchas veces difíciles de interpretar.

Más tarde, surgió otra fuente de información sobre medición de corrientes oceánicas, el uso de correntómetros en estaciones fijas. En los últimos años se ha producido una variedad increíble de correntome-

tros, siendo el ideal, el que suministre información continua sobre el flujo en un punto fijo. En aguas poco profundas donde se puede fondear el aparato, los resultados han sido satisfactorios, no siendo lo mismo por debajo de unos centenares de metros, ya que es más difícil la instalación.

Actualmente, el estudio de las corrientes marinas, por medio de métodos directos, está progresando considerablemente debido al empleo de aeronaves equipadas con termómetros de radiación. Estos aparatos se utilizan para la medición de la intensidad de la radiación infrarroja, lo que permite estudiar la distribución de las corrientes calientes y frías sobre vastas zonas oceánicas. La fotografía aérea de manchas flotantes, producidas previamente vertiendo colorantes desde aviones, permite determinar la velocidad y la dirección de las corrientes hasta varios centenares de metros de profundidad.

Los satélites son otro medio para determinar la circulación de los océanos sobre todo en áreas del globo de poca nubosidad.

Dentro de los métodos indirectos surgió el Método Dinámico (se trata en el siguiente capítulo) el cual ha aumentado nuestro conocimiento de la circulación oceánica. También se ha podido deducir la circulación mediante la distribución de trazadores químicos, especialmente en el océano profundo.

Los estudios sobre la distribución de sal y oxígeno disuelto han proporcionado alguna información sobre las direcciones generales del flujo, pero escasa sobre la velocidad de las corrientes marinas.

Observaciones con C^{14} , como trazador han permitido realizar cálculos muy generales sobre el régimen del intercambio entre la capa superficial y el océano profundo.

El método electromagnético (GEK) para la medición de corrientes desde un barco en marcha, ha contribuido mucho a nuestro conocimiento de la variabilidad de la circulación superficial.

Debido a que existen dos tipos de métodos de observación, la campaña oceanográfica CIMACO IV empleó una combinación de ambos métodos para obtener una mayor información y así poder encontrar un patrón de circulación en la porción central y exterior del Golfo de California [12].

En seguida se presenta una secuencia, en forma de compendio, de la metodología llevada a cabo en el crucero oceanográfico CIMACO IV, aclarando que para mayores detalles sobre metodologías adecuadas para la determinación y análisis de datos oceanográficos se consulte las referencias: "Manual de instrucciones para la obtención de datos oceanográficos", o "Instrution manual for obtaining oceanographic data" [20].

La mayor parte del trabajo oceanográfico se realizó durante una estación oceanográfica en la cual el buque estaba al pairó. Una estación oceanográfica es un grupo de observaciones oceanográficas realizadas en forma simultánea y en la misma posición geográfica.

En la figura II.1 se esquematizan los instrumentos y métodos utilizados en la Campaña CIMACO IV. En cada estación oceanográfica se efectuaron los siguientes lanzamientos y operaciones:

1) Correntógrafo marca AANDERAA INSTRUMENT, el cual registra en cinta magnética la temperatura, conductividad eléctrica (salinidad), presión (profundidad), velocidad y dirección de las corrientes marinas en relación al buque. Estos registros se efectuaron en las longitudes de cable de 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 750 y 1,000 metros.

2) Hidrocalas con botellas NISKIN y termómetros reversibles, sacando muestras para la determinación de salinidad, oxígeno y nutrientes en las profundidades de 2, 25, 50, 75, 100, 150, 200 y 250 metros.

3) Registro de la salinidad, temperatura y profundidad mediante la sonda STD marca PLESSEY 9060. Este instrumento obtiene una gráfica continua de la salinidad y temperatura en función de la profundidad. Para el control del aparato, se colocaron junto a él, una botella muestreadora con termómetros reversibles protegidos y no protegidos la cual se hizo disparar a profundidades preestablecidas.

Con la ayuda del navegador por satélite y el navegador Omega a bordo, éste último conjugado con otro receptor Omega instalado en el Puerto de La Paz, B.C.S., se observó la deriva del buque durante la toma de cada estación oceanográfica.

En el transcurso del crucero se efectuaron de manera ininterrum pida observaciones horarias de los siguientes parámetros meteorológicos: velocidad y dirección del viento; temperatura del bulbo seco y húmedo; temperatura de la superficie del mar; presión atmosférica y nubosidad.

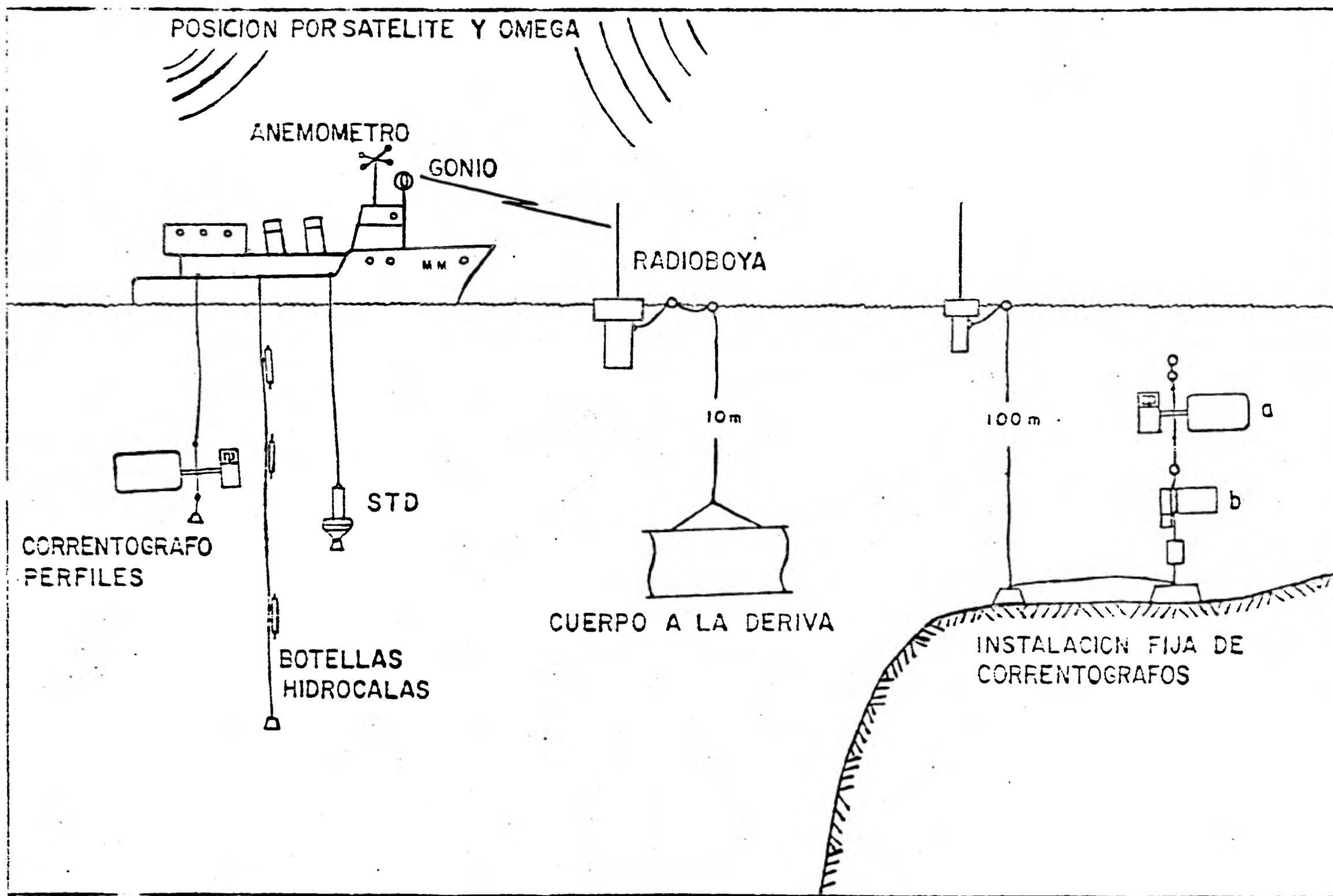


FIGURA II.1. REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LOS DISTINTOS METODOS DE REGISTROS Y MUESTREOS EMPLEADOS DURANTE LA CAMPAÑA CIMACO IV.

III.- EL METODO DINAMICO

El Método Dinámico es un método indirecto que nos permite la computación de corrientes oceánicas basándose en el campo de la densidad.

Fue desarrollado en el año de 1902 por el noruego B. Helland-Hansen y por el sueco J. W. Sandstrom, partiendo de la teoría de la circulación de V. Bjerknes el cual la dedujo en 1898.

En 1929, Zubov propuso un nuevo desarrollo para el método dinámico que permitía ampliar su utilización y al mismo tiempo simplificar la parte práctica del método, éste se basaba a partir de consideraciones geométricas.

En 1961, Fomin expone, aunque no completo, el desarrollo del método dinámico el cual contiene mucho de lo nuevo que existe en el tratamiento teórico de los fundamentos y la utilización práctica del método [22, 40].

III.1.- DESARROLLO DEL METODO

Para resolver el problema del movimiento de las masas de agua, es necesario partir de la ecuación hidrodinámica, la cual se basa en la segunda ley de Newton y que para el análisis que se pretende hacer conviene definirla como: la aceleración que sufre una partícula de agua es igual a la suma de las fuerzas por unidad de masa. Donde una fuerza por unidad de masa se le denomina, fuerza específica y es la que

en adelante se utilizará para expresar cada una de las fuerzas que actúen sobre una parcela de agua.

Así la ecuación del movimiento hidrodinámico, en su forma vectorial, referida a un sistema cartesiano con ejes x , y , z apuntando hacia el Este, el Norte y hacia abajo respectivamente, se expresa como:

$$\frac{dc}{dt} = -\alpha \cdot \nabla p - 2 \vec{\Omega} \times \vec{c} + \vec{g} + \vec{F}$$

donde:

$\vec{c} = (u, v, w)$ es la velocidad de una unidad de masa, con componentes u , v , w a lo largo de los ejes x , y , z respectivamente.

t : Tiempo

p : Campo escalar de presión

α : Volumen específico del agua; $\alpha = 1/\rho$ donde ρ es la densidad del agua.

$\vec{\Omega}$: Vector paralelo al eje de rotación de la tierra, apuntando hacia el norte y de magnitud igual a la velocidad angular de ésta.

\vec{g} : Fuerza de gravedad.

\vec{F} : Suma de las fuerzas externas (esfuerzo del viento, fuerzas de marea, etc.) todas por unidad de masa.

Los términos del lado derecho de la ecuación nos representan la fuerza de gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y las fuerzas externas.

La ecuación de movimiento anterior, representa el movimiento absoluto de una partícula de agua. Entendiéndose por la palabra absoluto que el movimiento está referido a un sistema de coordenadas fijo con respecto a la tierra.

Expandiendo la ecuación de movimiento en sus respectivas componentes, obtenemos:

$$\frac{du}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} + 2 \Omega v \sin \varphi + 2 \Omega w \cos \varphi + F_x$$

$$\frac{dv}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - 2 \Omega u \sin \varphi + F_y$$

$$\frac{dw}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial z} - 2 \Omega u \cos \varphi + g + F_z$$

donde:

$$\varphi = \text{la latitud geográfica.}$$

Estas ecuaciones son válidas para un observador puesto de pie en el Hemisferio Norte, ya que, el sentido de rotación del plano giratorio de la tierra se considera convencionalmente positivo de derecha a izquierda. Para el Hemisferio Sur, los términos de Coriolis cambian de signo.

Debido a que esta ecuación de movimiento no tiene solución por medio de métodos analíticos, el Método Dinámico, la simplifica a partir de las condiciones a la frontera y así, poder obtener un diagnóstico de las características del flujo y la circulación oceánica.

El Método Dinámico considera un océano homogéneo en el cual no existen efectos friccionales con el movimiento ($\vec{F} = 0$); supone que no existen aceleraciones ($du/dt = dv/dt = dw/dt = 0$); la componente vertical de la fuerza de Coriolis es tan pequeña, de tal manera, que puede despreciarse en comparación de la gravedad; los movimientos verticales, de velocidad w , son tan pequeños comparados con u y v que se pueden despreciar ($w = 0$), y entonces el segundo término en la dirección x , de la fuerza de Coriolis, es generalmente despreciable, y por último, considera únicamente la existencia de corrientes geostróficas, las cuales son generadas por el balance entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Introduciendo tales condiciones en la ecuación de movimiento, ésta se reduce a lo siguiente:

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

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -f u \quad (2)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g \quad (3)$$

Donde $f = 2 \Omega \sin \varphi$ en las dos primeras ecuaciones, las cuales nos representan el equilibrio geostrófico y la tercera expresión nos representa la ecuación hidrostática:

$$dp = \rho g dz \quad (4)$$

Ahora, conjuntando todo lo anterior, analizemos la acción de las fuerzas sobre una partícula de agua, de masa unitaria M , localizada en una superficie isobárica (superficie con igual valor de la presión hidrostática) inclinada respecto a una superficie geopotencial (superficie con igual valor del potencial de la fuerza de gravedad) como se muestra en la figura III.1.1.

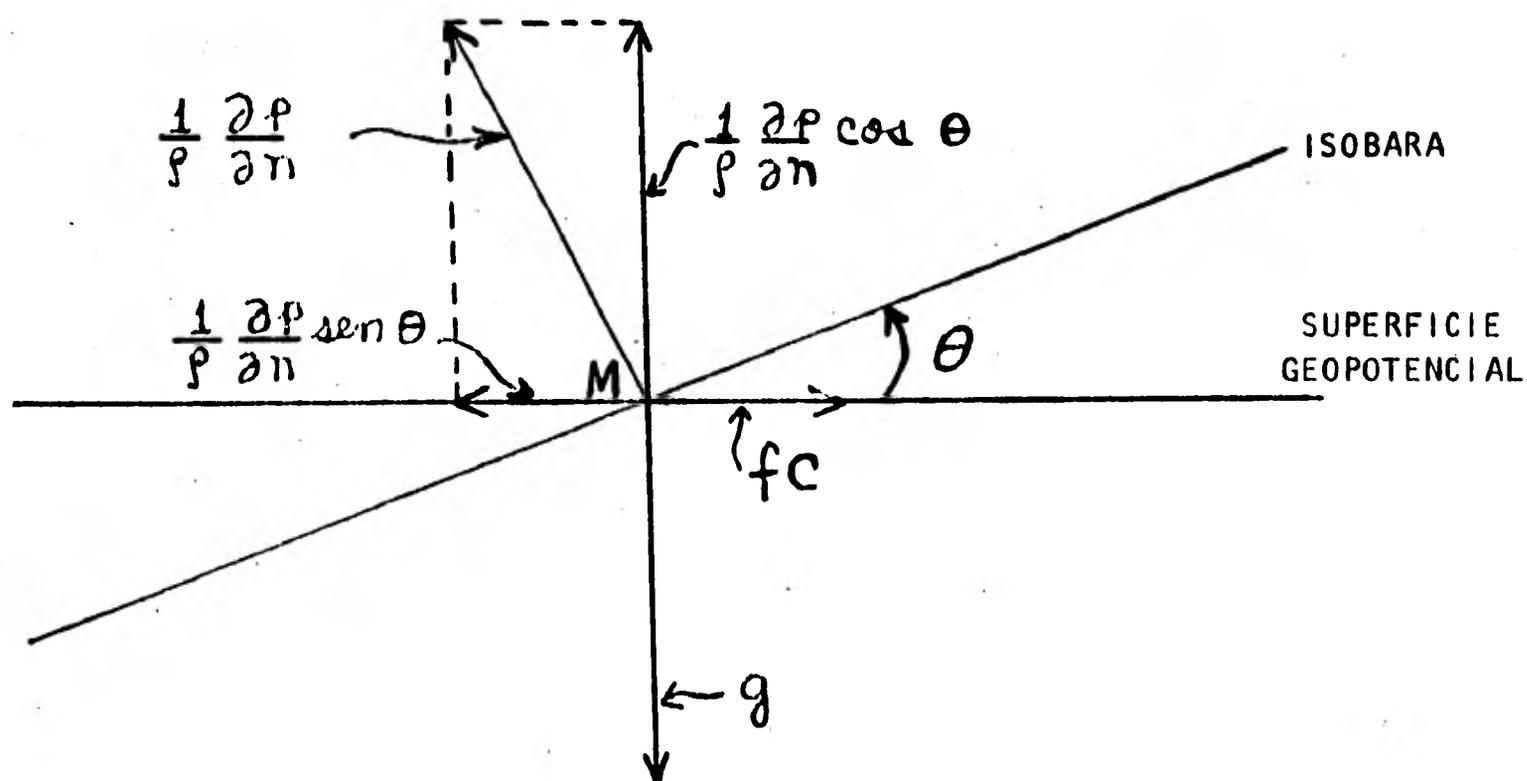


Fig. III.1.1.- Descomposición de las fuerzas actuando sobre una partícula de masa unitaria M .

De la figura vemos que el ángulo Θ es la inclinación de la superficie isobárica en relación a la superficie geopotencial y que el gradiente de presión horizontal $(1/\rho) (\partial p/\partial n)$; donde $\partial p/\partial n$ nos representa el gradiente a lo largo de una dirección perpendicular a la isobara y en el plano del papel, se tiene que descomponer para que exista un balance de fuerza, a saber, en la vertical tenemos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \cos \Theta = g \quad (5)$$

en la horizontal:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \sin \Theta = fc \quad (6)$$

donde f representa el parámetro de Coriolis y c la velocidad de la partícula.

Sustituyendo (5) en (6) y simplificando obtenemos:

$$\frac{g}{\cos \Theta} \sin \Theta = fc$$

de donde:

$$c = \frac{g}{f} \tan \Theta \quad (7)$$

Con la ecuación (7) se podrían calcular las corrientes geostroficas, solo que hay un inconveniente, que no es posible medir el ángulo de la isobara con mucha exactitud, por lo que se tiene que recurrir a la distribución de densidad en función de los parámetros físicos: salinidad, temperatura y presión. Para ésto, es conveniente tener claros los siguientes conceptos:

Se define la función geopotencial como el trabajo necesario - para desplazar una unidad de masa en una distancia vertical dz , lo cual nos lo expresa la siguiente relación:

$$d\Phi = -g dz \quad (8)$$

Si referimos la función geopotencial a la superficie del mar - obtenemos:

$$\Phi = - \int_{z_0}^z g dz = -g (z - z_0) \quad (9)$$

En cálculos prácticos se utiliza el metro dinámico (1 metro dinámico = 10^5 erg/gramo) como medida del geopotencial.

Siendo D la "profundidad dinámica" o la "altura dinámica" expresada en metros dinámicos la ec. (9) se transforma en:

$$D = - \frac{1}{10} \int_{z_0}^z g dz \quad (10)$$

Relacionando el geopotencial con el campo de presión (ec. (4)) tenemos:

$$dp = \rho g dz \quad (11.a)$$

$$dp = \frac{1}{\alpha} g dz \quad (11.b)$$

$$-d\Phi = \alpha dp \quad (12)$$

Integrando la ec. (12) y refiriendo la "altura dinámica" a la superficie del mar obtenemos:

$$D_2 - D_1 = \frac{g}{10} (Z_2 - Z_1) = \int_{p_0}^p \alpha dp \quad (13)$$

Ahora, con el fin de simplificar los cálculos se ha introducido el concepto de océano tipo u océano standard donde se supone que todo el Océano Mundial tiene una salinidad de 35‰, una temperatura de 0°C y un volumen específico $\alpha_{35, 0, p}$ cuyo valor varía en función de la presión (profundidad). Para el volumen específico "in situ", tenemos entonces:

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

donde δ se define como "anomalía del volumen específico", o sea, es la diferencia entre el volumen específico "in situ" y el océano tipo en la misma profundidad. De una manera semejante se separa la "altura dinámica" en dos partes:

$$D_2 - D_1 = (D_2 - D_1)_{35, 0, p} + \Delta D_{1, 2}$$

donde $\Delta D_{1, 2}$ se le define como la "anomalía de la altura dinámica". Introduciendo estas dos nuevas definiciones en la ec. (13), ésta se transforma en la siguiente expresión:

$$D_2 - D_1 = (D_2 - D_1)_{35, 0, p} + \Delta D_{1, 2} = \int_{p_0}^p (\alpha_{35, 0, p} + \delta) dp \quad (14)$$

Consideremos de nuevo el caso anterior, pero ahora, con dos superficies isobáricas P_1 y P_2 inclinadas respecto a las superficies geopotenciales, como lo muestra la Fig. III.1.2., y designemos dos estaciones oceanográficas A y B donde se han determinado los valores de temperatura, salinidad y densidad en diferentes niveles de cada estación.

Aplicando la ecuación (7) a este caso, obtenemos:

$$c_1 = \frac{g}{f} \tan \theta_1 \quad (15)$$

$$c_2 = \frac{g}{f} \tan \theta_2 \quad (16)$$

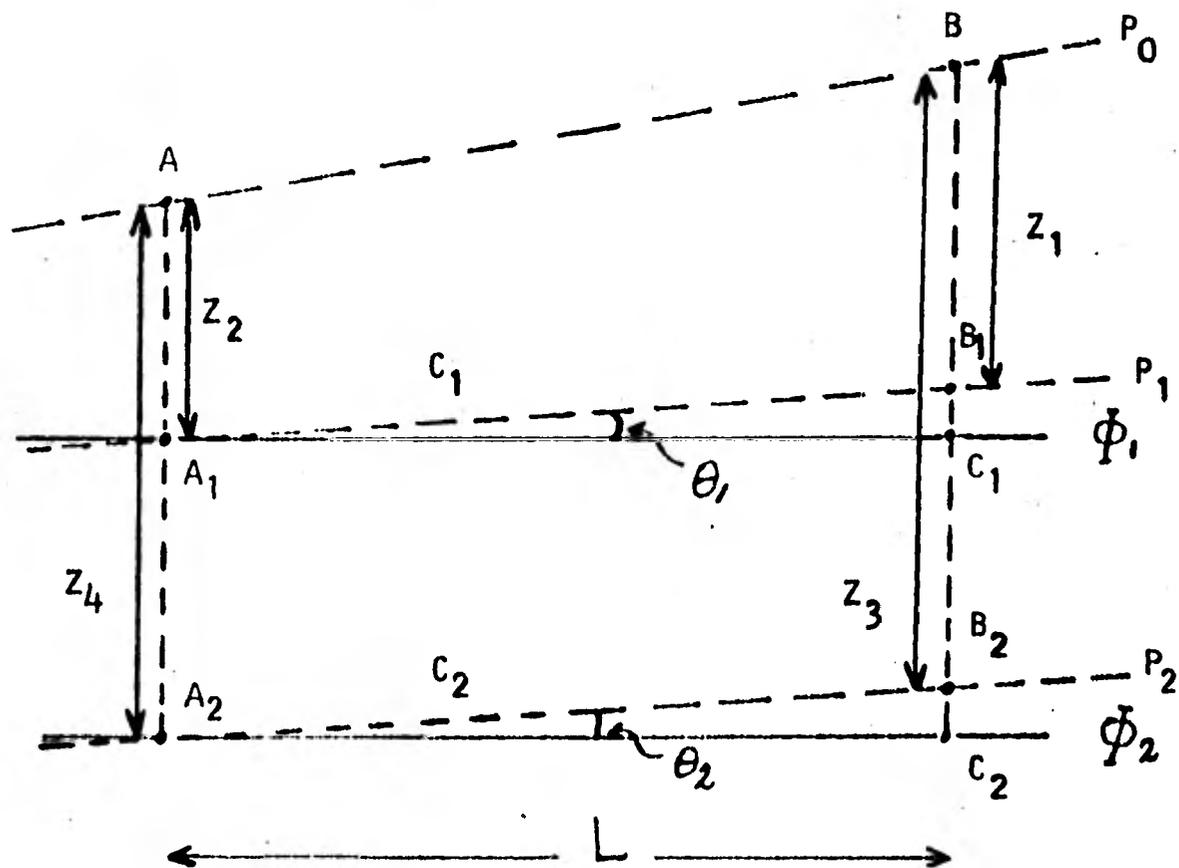


Fig. III.1.2.- Inclinación de las superficies isobaricas (P_1 y P_2) con respecto a las superficies geopotenciales (Φ_1 y Φ_2). - P_0 es la superficie del mar.

Al sustraer (15) de (16) y simplificando, obtenemos:

$$\begin{aligned}
 c_1 - c_2 &= \frac{g}{f} (\tan \Theta_1 - \tan \Theta_2) \\
 &= \frac{g}{f} \left[\frac{\overline{B_1 C_1} - \overline{B_2 C_2}}{L} \right] ; \text{ ya que: } \overline{A_1 C_1} = \overline{A_2 C_2} = L \\
 &= \frac{g}{fL} \left[\overline{B_1 B_2} - \overline{C_1 C_2} \right] ; \text{ ya que: } \overline{B_1 C_1} - \overline{B_2 C_2} = \overline{B_1 B_2} - \overline{C_1 C_2} \\
 &= \frac{g}{fL} \left[\overline{B_1 B_2} - \overline{A_1 A_2} \right] ; \text{ ya que: } \overline{C_1 C_2} = \overline{A_1 A_2} \\
 &= \frac{g}{fL} \left[(z_3 - z_1) - (z_4 - z_2) \right] \quad (17)
 \end{aligned}$$

de la ecuación hidrostática (4) y de la consideración de un océano tipo tenemos:

$$\begin{aligned}
 \int_{z_i}^{z_f} g dz &= \int_{P_i}^{P_f} \alpha dp \\
 g(z_f - z_i) &= \int_{P_i}^{P_f} (\alpha_{35,0,P} + \delta) dp = \int_{P_i}^{P_f} \alpha_{35,0,P} dp + \int_{P_i}^{P_f} \delta dp
 \end{aligned}$$

aplicando lo anterior a la ecuación (17) obtenemos:

$$\begin{aligned}
 c_1 - c_2 &= \frac{g}{fL} \left[\frac{1}{g} \left(\int_{P_i}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dp + \int_{P_i}^{P_2} \delta_B dp \right) - \frac{1}{g} \left(\int_{P_i}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dp + \int_{P_i}^{P_2} \delta_A dp \right) \right] \\
 c_1 - c_2 &= \frac{1}{fL} \left[\int_{P_i}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_i}^{P_2} \delta_A dp \right]
 \end{aligned}$$

si expresamos esta última ecuación en metros dinámicos tenemos finalmente:

$$C_1 - C_2 = \frac{10}{fL} \left(\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dp \right)$$

$$C_1 - C_2 = \frac{10}{fL} (\Delta D_B - \Delta D_A) \quad (18)$$

La ecuación (18) es la forma más práctica de calcular corrientes geostróficas. Con esta expresión, encontramos la velocidad promedio c , entre dos estaciones A y B de una corriente geostrófica sobre una isobara P_1 , con respecto a otra, con velocidad C_2 que corre sobre una isobara P_2 .

La dirección de la corriente cuando la estación B esté a la derecha de la estación A, como es este caso, será perpendicular a la línea \overline{AB} y si el resultado es negativo, nos indicará un flujo hacia fuera del papel en el Hemisferio Norte y hacia adentro en el Hemisferio Sur.

Es importante señalar que las velocidades calculadas a partir de la ecuación (18) son relativas y para poder convertirlas en absolutas, es necesario que C_1 se refiera respecto a una isobara donde C_2 sea igual a cero. Esto se logra localizando una superficie o profundidad en la cual las superficies isobaras sean paralelas a las superficies

geopotenciales. Dicha profundidad se conoce como nivel de no movimiento o "superficie cero", de lo cual se hablará en el inciso III.2.

III.1.1.- CALCULO DEL TRANSPORTE GEOSTROFICO

Se define el transporte T como el gasto o flujo de volumen por unidad de tiempo que pasa por una sección de área A y velocidad c, o sea:

$$T = Ac$$

Si consideramos dos estaciones A y B separadas una distancia L, el transporte será:

$$T_{AB} = L_{AB} \int_{z_1}^{z_2} \bar{c} \cdot dz \quad (19)$$

donde:

T_{AB} = Transporte por unidad de tiempo entre las estaciones A y B y los niveles 1 y 2; medido en m^3/seg .

$\bar{c} = \frac{c_1 + c_2}{2}$: es la velocidad promedio de la corriente perpendicular al perfil.

c_1 : Velocidad de la corriente (en m/seg) geostrófica en el nivel 1.

c_2 : Velocidad de la corriente (en m/seg) geostrófica en el nivel 2.

z_1 : Profundidad del nivel 1, en m.

z_2 : Profundidad (en metros) del nivel 2.

L_{AB} : Distancia entre estaciones A y B.

Por tanto, si sustituimos la ecuación (18) en la (19) obtenemos:

$$T_{AB} = L_{AB} \int_{z_1}^{z_2} \left(\frac{10}{f} \frac{(\Delta D_B - \Delta D_A)}{L_{AB}} \right) dz$$

$$T_{AB} = \frac{10}{f} \int_{z_1}^{z_2} (\Delta D_B - \Delta D_A) dz \quad (20)$$

Es decir, que para calcular el transporte entre dos estaciones a dos determinadas isobaras (dos profundidades) es necesario conocer las anomalías de profundidad dinámica en ambas estaciones.

III.1.2. LIMITACIONES DEL METODO DINAMICO

Este método de computación de corrientes geostróficas tiene ciertas limitaciones que caben mencionar aquí:

- 1) Se aplica en lugares donde la profundidad del mar sea grande, para poder elegir con mayor seguridad la "superficie cero". La elección de tal superficie es posiblemente el problema más grave en el método dinámico, ya que, éste puede ser causa de gran variabilidad en los resultados.
- 2) El método pierde su aplicabilidad en agua homogénea o en agua debilmente estratificada.
- 3) La dirección de la corriente que se calcula es perpendicular al perfil hidrológico.
- 4) Las estaciones hidrológicas se deben efectuar en intervalos cortos de tiempo.
- 5) El método no se puede aplicar en bajas latitudes, debido a que la fórmula está en función del inverso del seno de la latitud y está tiende a infinito si la latitud es cero.
- 6) En los cálculos del campo de densidad, se asume que las observaciones de temperatura y salinidad son sinópticas, lo cual evidentemente no son. Otros factores (corriente de marea, ondas internas, fricción) pueden afectar las mediciones de dichos parámetros.

Debemos mencionar, que el área de estudio de esta tesis, es una -
de las zonas del Golfo de California en la que muy posiblemente tengan
efectos las corrientes de marea, lo cual podría perturbar los perfiles -
de la corriente en las estaciones oceanográficas, las cuales fueron tomada
das completamente al azar, sin tomar en cuenta las fases de la marea.
Sin embargo, se aplicará el método y en el último capítulo se analiza -
su confiabilidad en dicha área.

III.2. PROCESAMIENTO DE DATOS

Los datos que se utilizaron para efectuar los cálculos fueron los que registró la sonda STD (salinidad y temperatura vs profundidad). Los registros continuos obtenidos por este aparato se digitalizaron - manualmente a intervalos de 5 metros hasta llegar a 200 metros de profundidad y de 10 metros después de este nivel. Este criterio se tomó en base a que en la capa de 0 a 200 metros los parámetros (temperatura, salinidad, etc.) muestran mayor variación.

Cabe mencionar que se tenía planeado que los registros de la sonda STD se efectuaran en la capa que se extiende entre la superficie y 1000 metros de profundidad, pero la inclinación del cable por la corriente y la deriva del barco en ocasiones fue muy grande, por lo que la profundidad efectiva disminuyó considerablemente. Por eso, se consideró la profundidad de 500 metros como cota inferior.

Es necesario aclarar que las estaciones 10 (B-1), 18 (C-1) y 30 (D-1) se realizaron en profundidades muy someras, de tal manera que no se consideró para el estudio de su respectivo transecto.

En el caso de la estación 19 (C-2) la obtención de datos hidrográficos no alcanzó el nivel de los 500 metros debido a las causas antes mencionadas.

Antes de describir el procesamiento de datos debemos mencionar que se trató de respetar las limitaciones del método dinámico para de esta manera conocer su confiabilidad en dicha área de estudio.

El procesamiento de los datos hidrográficos de cada estación, - es un trabajo de rutina que se lleva a cabo en el Laboratorio de Oceanografía Física del Centro de Ciencias del Mar y Limnología (ahora Instituto), [1].

Primero se calcula la anomalía del volumen específico δ , que como se mencionó en el inciso III.1. está dada por:

$$\delta = \alpha_{stp} - \alpha_{35,0,p}$$

Donde los términos del lado derecho se calculan, de acuerdo a - las siguientes fórmulas, [18].

d : Profundidad en metros.

t : Temperatura en °C.

S : Salinidad en partes por mil (‰).

$$\alpha_{s, t, p} = \frac{(1 - d(10^{-9}) (486/(1 + 1.83(10^{-5})d) + (A+B)))}{(1 + t(10^{-3}))}$$

$$\alpha_{35, 0, p} = 0.97264298 (1 - d(10^{-9}) (4888/(1 + 1.83(10^{-5})d) + 0.01059094d - 228.86167))$$

donde:

$$A = d(10^{-4}) (105.5 + 9.5t - 0.158t^2 - 1.5dt(10^{-4}) - (227 + 28.33t - 0.551t^2 + 0.004t^3))$$

$$B = - \left(\frac{(f(s) + K)}{10} (147.3 - 2.72t + 0.04t^2 - (d(10^{-4}))) \cdot \right. \\ \left. (32.4 - 0.87t + 0.02t^2) \right) + \left(\frac{(f(s) + K)^2}{10} (4.5 - \right. \\ \left. - 0.1t - (d(10^{-4})) (1.8 - 0.06t)) \right)$$

$$K = - 28.1324$$

$$t = f_1(t) + (f(s) + C_1) (1 - f_2(t) + (f_3(t)(f(s) + C_2))$$

$$f_1(t) = - \frac{(t - 3.98)^2 (t + 283)}{(503.57) (t + 67.26)}$$

$$f_2(t) = 1.0843 (10^{-6}) t^3 - 9.8185 (10^{-5}) t^2 + 4.7867 (10^{-3}) t$$

$$f_3(t) = 1.667 (10^{-8}) t^3 - 8.164 (10^{-7}) t^2 + 1.803 (10^{-5}) t$$

$$f(s) = 6.76786136 (10^{-6}) s^3 - 4.82496140 (10^{-4}) s^2 + \\ + 8.14876577 (10^{-1}) s$$

$$C_1 = 3.895414 (10^{-2})$$

$$C_2 = - 0.22584586$$

De lo anterior partimos para hacer el análisis de la corriente empleando el método dinámico.

Con la anomalía del volumen específico y de la ecuación (18) se tomaron parejas de estaciones en cada transecto y se calcularon las velocidades relativas a la superficie perpendiculares a dichos transectos (B, C y D). Esto se hizo a partir del programa elaborado por Santiago Mandujano, el cual utiliza la fórmula siguiente [36].

$$C_{AB} = \frac{10}{2W L_{AB} \text{ sen } \bar{\psi}} (\Delta D_B - \Delta D_A)$$

donde:

C_{AB} : Velocidad promedio entre las estaciones A y B, perpendicular al perfil estudiado en (m/seg).

$\Delta D_A, \Delta D_B$: Anomalía de altura dinámica para cada estación al mismo nivel (en metros dinámicos), referidas a la superficie.

$\bar{\psi}$: Latitud geográfica promedio entre las estaciones A y B.

L_{AB} : Distancia entre las estaciones A y B.

Una vez de que se calcularon las velocidades relativas a la superficie se presentó el problema de localizar un nivel de referencia donde existiese una superficie de cero movimiento. Desgraciadamente es muy difícil determinar esta superficie porque no podemos medir ni la inclinación de la superficie del mar ni la inclinación absoluta de las isobaras. Es por ésto que se han desarrollado varios métodos para

poder encontrar la superficie de cero movimiento, tal que se encuentre en reposo con respecto a la tierra y así poder obtener a partir de ésta las velocidades absolutas.

Existen varios métodos para localizar la superficie cero, entre los cuales se encuentra el de suponer que el agua profunda está en reposo de tal manera que las isobaras son casi horizontales en esta zona, lo cual hace posible computar las corrientes absolutas a partir del campo de masa [38].

Otro método es el de suponer que tal superficie se encuentra en el nivel en el cual existe un gradiente vertical de presión constante.

Defant aplicó este método al Océano Atlántico y calculó corrientes que se aproximaron satisfactoriamente a las obtenidas a partir de la ecuación de continuidad [7].

El método basado en la ecuación de continuidad para encontrar la superficie cero ha sido utilizado por varios investigadores [38, 44]. Este consiste en determinar que el flujo neto a través de un perfil debe ser igual a cero, compensándose el flujo de entrada con el de salida.

Warsh y Warsh en 1971 y Santiago Mandujano en 1980 utilizan este método y lo aplican en la Boca del Golfo de California [36, 44]

En vista de lo anterior, en esta tesis se toma como base el trabajo de Warsh y Warsh para localizar la superficie cero, ya que el Gol

fo de California es una cuenca donde el flujo neto a través de un perfil (transecto) deberá aproximarse a cero en un período no menor de un día.

En este caso, estaremos suponiendo que en la Porción Central - del Golfo (nuestra área de estudio) no existe intercambio de agua entre la capa estudiada (0 a 500 mts.), y el área más profunda.

Warsh y Warsh suponen que el flujo neto de agua a través de la boca del Golfo debe ser igual a cero, es decir, el flujo de entrada se debe compensar con el de salida. Encuentran las posibles superficies cero por medio de permutaciones del nivel de referencia entre pares de estaciones de un perfil establecido en la boca del Golfo y que se extiende a 2000 metros de profundidad. Trabajan datos de tres cruceros oceanográficos para un mismo perfil. Debido a que el número de permutaciones de niveles de referencia que obtienen es muy grande (entre 10^4 y 10^7 permutaciones) aplican diferentes criterios para eliminar superficies y finalmente, seleccionan un nivel de referencia.

Sus resultados de transporte de agua los apoyan con balance de sal, es decir, la sal que entra debe ser igual a la que sale, esto es, suponen que los efectos de evaporación precipitación y aportes de agua son despreciables.

Para nuestro caso, se utilizó un programa elaborado conjuntamente con Santiago Mandujano (apéndice B-1) para encontrar el número de permutaciones de los niveles de referencia. El programa consistía en

calcular las posibles superficies cero en un perfil formado por pares de estaciones y que se extendía hasta 500 metros de profundidad. Entre un par y otro la diferencia en la profundidad no se excedía de 50 metros.

Para cada una de las posibles superficies cero encontradas se calculó el transporte positivo, negativo y neto de agua y sal.

Para el transecto B se encontraron 381 permutaciones por lo que hubo necesidad de emplear varios criterios para eliminar algunos niveles de referencia. Uno de los criterios que se tomó para la eliminación fue el siguiente: primero se escogieron las superficies que tuvieran un balance en el transporte de agua tal que entre el transporte de entrada y salida hubiera una aproximación de 0.01 Sv. En este caso sólo se encontraron 14 superficies de referencia. ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

El siguiente paso fue determinar, de las 14 superficies, cuales se balanceaban tanto en el transporte de agua como en la sal, tomando en cuenta para éste último, que hubiera una aproximación de 350,000 - Kg/seg entre la entrada y salida de sal.

Así sólo nos quedaron 4 superficies cero que cumplían tanto en el balance de agua como en el de sal. Luego se procedió a encontrar el transporte de agua y sal para cada par de estaciones (columnas), de esta manera se seleccionó la superficie cero número 4 que es la que se asemeja más a patrones de circulación encontrados anteriormente, [12, 36]. Cabe aclarar que las otras superficies encontradas también pue

den ser igualmente válidas aunque los flujos de agua no se asemejen a patrones anteriores.

En la tabla V.1.1. se pueden observar las profundidades de las superficies cero elegidas para el transecto B.

En la tabla V.1.2. se aprecian los transportes por pares de estaciones (columnas) de las superficies cero del transecto B.

En la tabla V.1.3. se encuentran los transportes de agua y sal; positivo, negativo y neto para las superficies cero del transecto B.

En las figs. V.1.1. a la V.1.4. se presentan las curvas de - transporte de agua de las superficies cero del transecto B. En las 3 primeras superficies sólo se reporta el transporte total de agua y en la última se reporta el transporte de agua positivo (entrada), negativo (salida) y total de la superficie cero número 4.

El transecto C no fue posible estudiarlo empleando el método dinámico, debido a que se consideró que la estación 19 (C-2) cubría una área de agua bastante importante como para despreciarla.

Respecto al transecto D sí se empleó el método dinámico, siendo su análisis semejante al transecto B, excepto que en este caso las - aproximaciones que se tomaron entre el transporte de agua positivo y - negativo fluctuaron entre 0.02 Sv y 0.03 Sv y para el transporte de entrada y salida de sal se tomó entre 800,000 Kg/seg y 200,000 Kg/seg, ya que ninguna se aproximaba a .01 Sv en balance de agua y 350,000 - Kg/seg en balance de sal, lo cual se utilizó en el transecto B.

Hecha la aclaración, en el transecto D se encontraron 119 permutaciones (sólo contaba con cinco estaciones) tal que empleando los mismos criterios que se utilizaron para el transecto B, se redujeron a 3 posibles superficies cero, de las cuales la superficie cero número 1 fue la más consistente con los flujos de circulación encontrados en el transecto B con correntometría directa [12] y el método dinámico.

Como sucedió en el transecto B, en este transecto (D) no se descarta la posibilidad de que las otras dos superficies cero también pueden ser válidas.

En la tabla V.1.4. se presentan las profundidades de las 3 superficies cero elegidas para el transecto D, aclarando que la número 1 fue la que se tomó en consideración para efectos de comparación.

En la tabla V.1.5. se pueden observar los transportes por pares de estaciones (columnas) de las superficies cero antes mencionadas del transecto D.

En la tabla V.1.6. se aprecian los transportes de agua y sal, positivo, negativo y neto para cada una de las superficies cero elegidas del transecto D.

En las figuras V.1.10. a V.1.12. se presentan las curvas de transporte de agua de las superficies cero del transecto D.

En la primera superficie se reporta el transporte de agua positivo (entrada), negativo (salida) y el transporte total de agua.

IV.- ANALISIS DE CORRENTOMETRIA

El análisis de datos de correntometría se llevó a cabo tomando como base el trabajo "Investigaciones Recientes sobre la Circulación - en la Parte Exterior del Golfo de California" realizado por Emilsson y Alatorre en 1980 [12].

Dicho trabajo se centra en el Transecto B (Farallón de San Ignacio - Isla San José) de la Campaña Oceanográfica CIMACO IV, (ver - Fig. 1.1).

En este capítulo solamente se analizan los transectos correspondientes al C y D de la misma campaña, de tal manera que los resultados obtenidos se puedan complementar con los resultados del transecto B obtenidos por los investigadores antes mencionados y así tener una idea más general de la circulación en la Porción Central del Golfo.

La información que se obtuvo por medio del correntómetro marca AANDERAA se procesó con ayuda de las computadoras Bourroghs B-6700 y Textronix 4051 de la Universidad Nacional Autónoma de México (U.N.A.M.), además, del sistema SAMDO [1].

El correntómetro AANDERAA está diseñado para registrar la velocidad de la corriente mediante el conteo de las revoluciones que dá un rotor por unidad de tiempo cuando pasa una corriente a través de él, en esta campaña se le dió un tiempo de 1 minuto. El dispositivo de dirección consiste de una veleta acoplada al aparato, la cual se orienta en

la dirección de la corriente y la determina por medio de una brújula magnética.

El sensor de temperatura está constituido por un termistor y el de profundidad es un tubo de "bourdon" (un tubo en forma de espiral que se extiende o contrae de acuerdo al efecto de la presión sobre un líquido que hay dentro de él). Para medir la conductividad está previsto de un sensor de tipo de inducción.

Estos parámetros se registran y se convierten a señales binarias por medio de un codificador electromecánico el cual los graba en una cinta magnética. Este aparato trabaja por medio de baterías no magnéticas y por un período aproximado de 69 días, si se toman intervalos de 10 minutos.

Cabe mencionar que de la información registrada por el aparato se obtiene la velocidad promedio de la corriente relativa al barco y para los cálculos que nos interesan solamente se utiliza la componente de la velocidad que es perpendicular a los transectos y cuya dirección se tomó respecto al eje longitudinal del Golfo y que resultó ser 330° (NO) aproximadamente.

Se tenía planeado que los registros con el aparato se efectuaran en la capa que se extiende entre la superficie y 1,000 metros de profundidad, pero la inclinación del cable por la corriente, no permitió los registros hasta los 1,000 metros, es por esto, que se optó tomar como nivel de referencia el de 500 metros. Cabe señalar que las estaciones

18 (C-1) y 30 (D-1) se realizaron en profundidades someras de tal manera que no se consideraron y la 19 (C-2) no alcanzó el nivel de 500 mts.

Para el análisis se procedió a seleccionar y discriminar los registros malos, para después, referir las velocidades de cada estación al nivel de 500 metros. Por medio de la graficadora Textronix 4662 se trazó la velocidad contra la profundidad para cada estación.

Esto se hizo con el fin de calcular el área de las curvas, lo cual nos representa el transporte por unidad de longitud.

Después, se trazaron las gráficas del transporte por unidad de longitud (m^2/seg) contra la distancia entre las estaciones (metros) - para obtener el transporte de agua a través de cada perfil referido a 500 metros.

En las tablas A-1 y A-2 se pueden ver las velocidades encontradas para cada estación a niveles standar.

En las figuras V.1.6 y V.1.14 se pueden ver las curvas de isotacas perpendiculares al perfil (C y D), así como la curva de isotacas obtenidas por Emilsson y Alatorre, fig. V.2.1.

En las figs. V.1.7 y V.1.15 se presentan las curvas del transporte a lo largo del perfil de cada transecto.

IV. 1 OBTENCION DE VELOCIDADES ABSOLUTAS A PARTIR DE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA Y SISTEMA DE NAVEGACION OMEGA

Es menester apreciar la importancia que tiene para la oceanografía el cómputo de velocidades absolutas de la corriente. Debido a lo difícil de establecer un marco de referencia fijo, en esta parte del capítulo, se hace un intento para obtener dichas velocidades, a partir de la corriente relativa y la velocidad de deriva del barco durante la toma de cada estación oceanográfica.

Aquí se trata de encontrar la corriente absoluta a partir de la corriente relativa y de la velocidad vectorial del sistema de referencia.

Dicho en otras palabras, se puede expresar por la siguiente relación:

Corriente absoluta = corriente relativa + la velocidad vectorial del sistema de referencia

$$V_a = V_r + V_b$$

Donde:

V_a = Velocidad de la corriente absoluta (en m/seg.).

V_r = Velocidad de la corriente relativa, medida con el correntómetro (en m/seg.)

V_b = Velocidad de deriva del barco durante la toma de cada estación (en m/seg.)

La velocidad relativa se obtuvo de acuerdo al análisis de correntometría, lo cual se explicó en el inciso IV de este capítulo.

Para encontrar la velocidad de deriva del barco, durante la toma de cada estación oceanográfica, se utilizó el sistema de navegación Omega a bordo del barco, conjugado con otro receptor Omega, instalado para este fin en el Puerto de La Paz, B.C.S.

Aunque el mecanismo del sistema de navegación Omega no sea parte de este trabajo, se hace necesario tener presente una visión general de su funcionamiento.

El sistema de navegación Omega se basa en la transmisión de señales, por medio de hipérbolas, entre pares de las 8 estaciones Omega localizadas en el globo terrestre, Fig. IV.1.1.

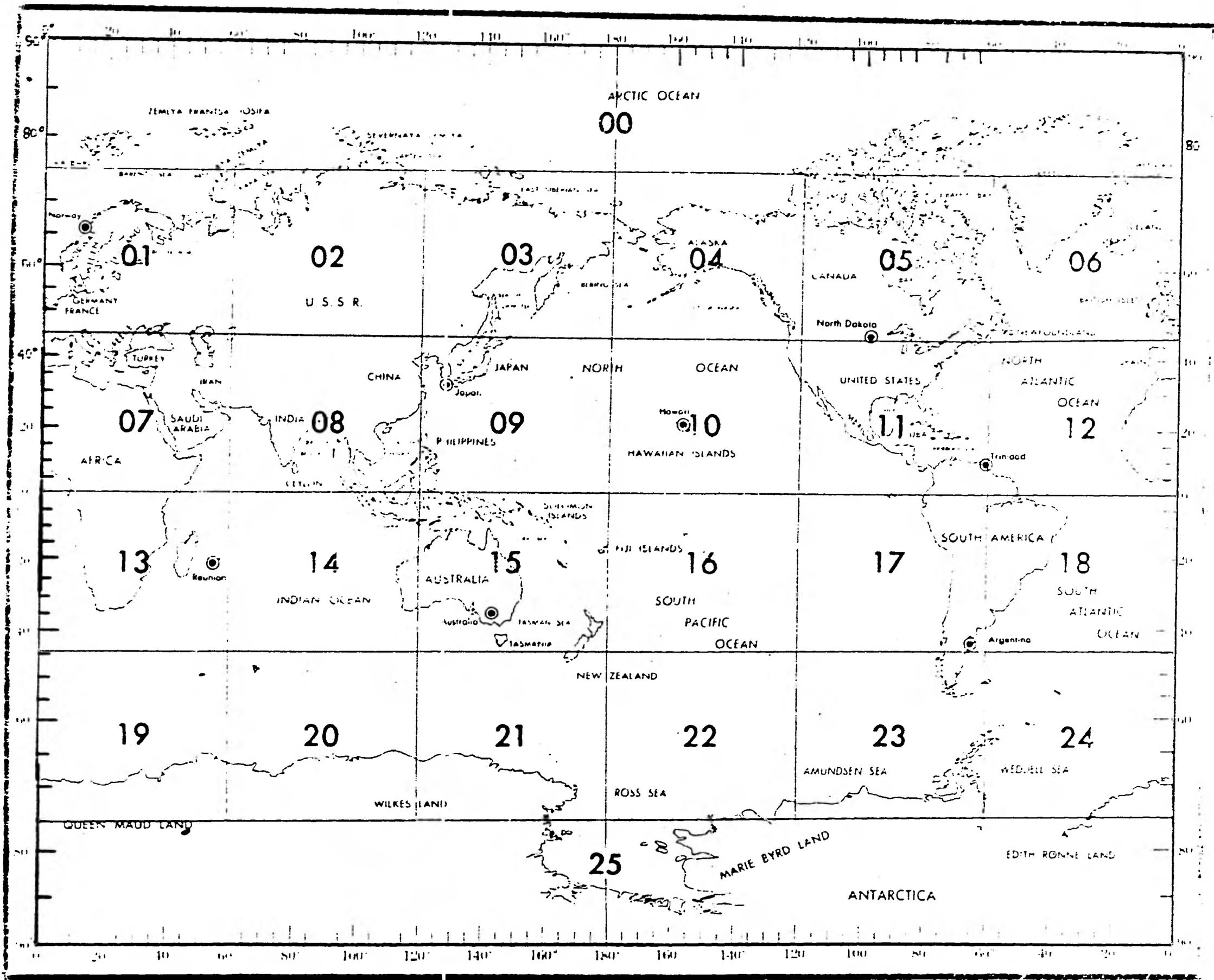
Las dos estaciones transmiten en fase, de tal manera que, sus señales se pueden interpretar como formando círculos concéntricos que al intersectarse forman líneas hiperbólicas (Ver Fig. IV.1.2). Al cruzarse estas líneas perpendicularmente con otro par de estaciones Omega definen la localización de un punto.

En el Crucero CIMACO IV se utilizaron los pares de estaciones Omega HAWAII-NORTH DAKOTA y ARGENTINA-JAPON, denominadas por las letras C-D y F-H, respectivamente. En la Fig. IV.1.1 se puede ver su posición

Letra	Estación	Localización	Aproximada	
<u>designada</u>	<u>OMEGA</u>	<u>General</u>	<u>Latitud</u>	<u>Longitud</u>
A	Noruega	Costa de Noruega en el Círculo Ártico	66° N	13 ° E
B	Liberia	Monrovia, Liberia	6° N	11° 0
C	Hawaii	Oahu, Hawaii	21° N	158° 0
D	Dakota Norte	La Moure, Dakota Norte.	46° N	98° 0
E	Reunión	Isla La Reunión, Francia	21° S	55° E
F	Argentina	Golfo Nuevo, Argentina	43° S	65° 0
G	Australia			
H	Japón	Tsushima, Japón.	35° N	129° E

FIG. IV.1.1.- LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES OMEGA.

(ver mapa anexo).



aproximada. Cabe aclarar que la estación Omega G, estuvo trabajando provisionalmente en Trinidad hasta diciembre de 1980 y a finales de 1981 operará en Australia.

En la práctica o para fines de navegación, a cada pareja de estaciones Omega se le llama canal y a las líneas hiperbólicas se les llama corredores.

El Sistema de Navegación Omega trabaja con una frecuencia básica de 10.2 KHZ. Tiene una precisión de ± 2 mn durante la noche, ya que las señales de transmisión son afectadas por parámetros geofísicos como el campo magnético de la tierra, las perturbaciones en la capa de la ionósfera, la latitud, el ángulo cenital solar, entre otros. Lo más importante son las perturbaciones que cause la ionósfera, ya que su altura depende de la latitud y del ángulo del cenit solar [9].

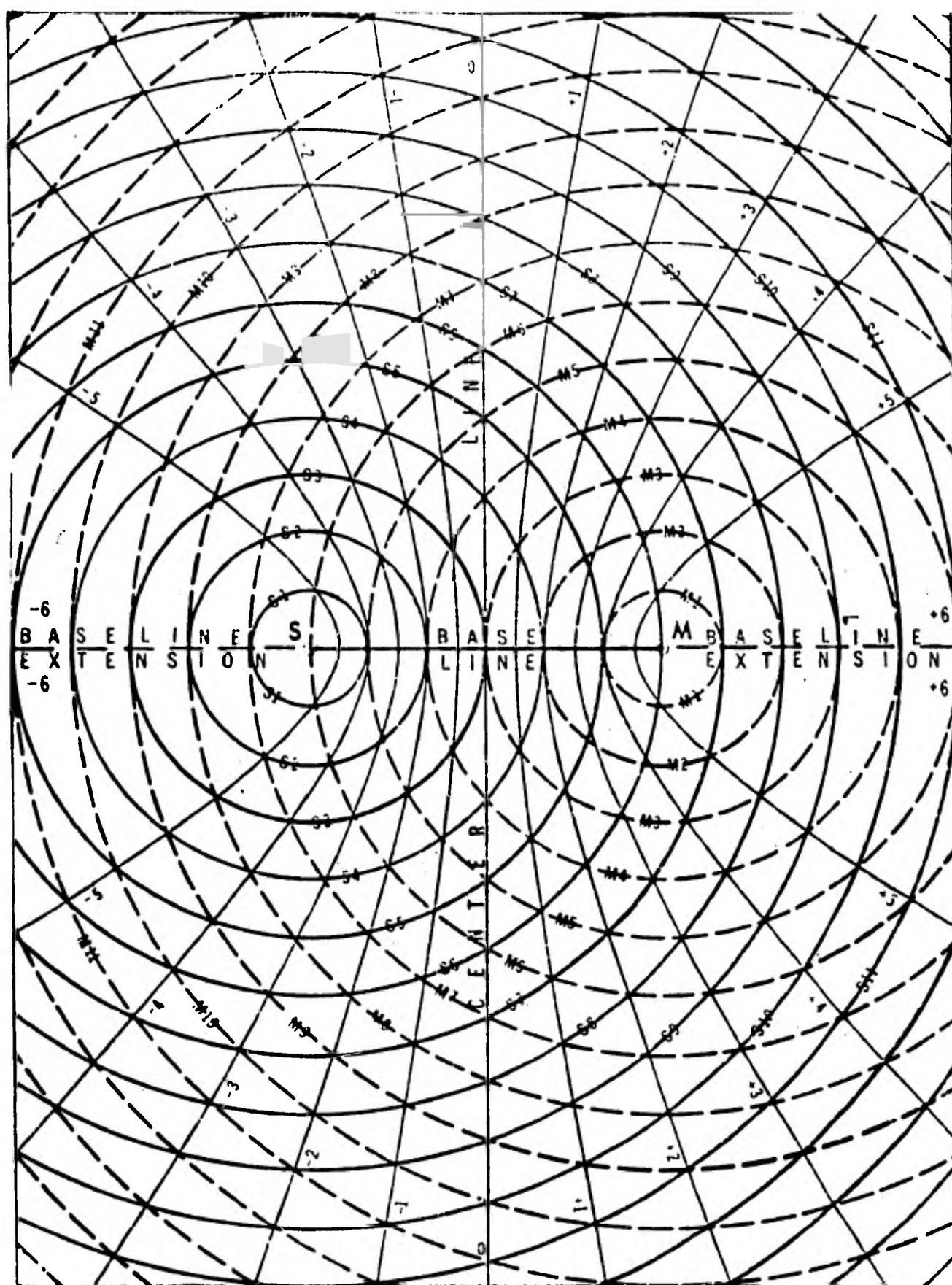


FIG. IV.1.2.- FORMACION DE LAS LINEAS HIPERBOLICAS ENTRE DOS ESTACIONES OMEGA.
(TOMADO DE LA PAG. 969 DE [9]).

El procedimiento que se siguió fue primeramente, trazar los corredores que se utilizaron (F-H y C-D) en una carta batimétrica a partir de las tablas Omega para obtener una carta Omega.

Con ayuda de la carta anterior se encontró un factor de escala, por medio de una relación lineal para transformar centíciclos a unidades de longitud (metros), obteniendo que para el canal F-H un centíciclo es equivalente a 148.16 metros y para el C-D, un centíciclo equivale a 161.12 metros.

Posteriormente, se procedió a medir el ángulo con que se desplazan los corredores de cada canal respecto al norte geográfico, tomando como referencia un meridiano. Este ángulo nos sirvió para hacer la transformación de coordenadas Omega a coordenadas Terrestres de la siguiente manera:

$$\Delta C_N = \Delta C \cos \alpha \quad \text{IV.1.1}$$

$$\Delta C_E = \Delta C \sin \alpha \quad \text{IV.1.2}$$

donde:

ΔC_N , ΔC_E : Son las componentes norte y este respectivamente, de desplazamiento del canal (en este caso son dos canales, entonces se deben plantear las ecuaciones para cada canal).

ΔC : La magnitud de desplazamiento del corredor, en adelante se le llamará corrección.

α : Es el ángulo que se midió anteriormente para cada canal.

De las expresiones IV.1.1 y IV.1.2 se obtienen las componentes de la velocidad de desplazamiento de cada canal, de la siguiente forma:

$$V_N = f \frac{\Delta C_N}{t} \quad \text{IV.1.3}$$

$$V_E = f \frac{\Delta C_E}{t} \quad \text{IV.1.4}$$

donde:

V_N, V_E : Componentes norte y este de la velocidad de desplazamiento de los canales.

f : factor de escala.

t : tiempo que tardó la correntometría durante la estación oceanográfica.

Al hacer las lecturas de la cinta del Omega de a bordo del buque y del instalado en La Paz, a ambas lecturas se les suma una corrección, debido a las perturbaciones de la ionosfera u otros factores geofísicos, que en este caso se supone que la corrección es la misma, ya que el área de estudio no está muy retirada latitudinalmente de La Paz.

Las correcciones se hicieron de la siguiente forma:

$$(LP)_V = (LP)_L + \text{Corr}_1 \quad \text{IV.1.5}$$

$$(MM)_V = (MM)_L + \text{Corr}_2 \quad \text{IV.1.6}$$

y como estamos suponiendo que

$$\text{Corr}_1 = \text{Corr}_2$$

entonces sustituimos IV.1.5 en IV.1.6 y obtenemos:

$$(MM)_V = (MM)_L + (LP)_V - (LP)_L \quad \text{IV.1.7}$$

donde:

$(LP)_V$: Valor verdadero que se tendría en La Paz.

$(LP)_L$: Lectura de la cinta del Omega instalado en La Paz.

$Corr_1 = Corr_2$: Corrección en la Lectura

$(MM)_V$ = Lectura verdadera que se tendría en el Omega a bordo del Barco "Mariano Matamoros".

$(MM)_L$ = Lectura de la cinta del Omega de a bordo del buque "Mariano Matamoros".

En base a todas las expresiones anteriores, se elaboró una tabla para facilitar los cálculos y así obtener las componentes y magnitud de la velocidad de deriva del buque. La tabla (IV.1.1) es un ejemplo de los cálculos que se efectuaron para el transecto B.

Con la magnitud de la velocidad se encontró la componente que fuera perpendicular al transecto referida al eje 330° (NO) aproximadamente.

En las tablas A-4, A-5 y A-6 se aprecian las velocidades absolutas encontradas al sumar la velocidad relativa y la velocidad de deriva del buque a niveles standar.

PAR: F - H (LP_v): 1000

$\alpha = 322^\circ$; $f = 0.08$ mn = 148.16 metros

PAR: C - D (LP_v): 1000

$\alpha = 58^\circ$; $f = 0.087$ mn = 161.12 metros

EST. PTO.	HORA	MM _L	LP _L	Corr	MM _V	ΔC_N	ΔC_E	V_N (cm/s)	U_E (cm/s)	MM _L	LP _L	Corr	MM _V	ΔC_N	ΔC_E	V_N	U_E	$V_N =$ $V_N + V_H$	$U_E =$ $U_E + U_H$
10	1: 0:59	829.35	999.80	0.20	829.55					982.85	1000.98	-0.98	981.87						
(B-1)	f: 9:08	829.35	999.80	0.20	829.55					982.87	1000.99	-0.99	981.88						
	$\Delta t=540$ s				$\Delta C=0$	0	0	0	0				$\Delta C=-1$	85.38	136.63	15.81	25.30	15.81	25.81
11	1:10:36	829.35	999.79	0.21	829.56					982.14	1000.98	-0.98	981.16						
(B-2)	f:11:29	829.30	999.70	0.30	829.50					982.17	1001.03	-1.03	981.14						
	$\Delta t=3180$ s				$\Delta C=4$	467.0	-364.86	14.68	11.47				$\Delta C=-2$	-170.76	-273.27	-5.36	-8.59	9.32	-20.0
12	1:13:18	828.50	999.61	0.39	828.89					981.20	1001.29	-1.29	979.91						
(B-3)	f:14:17	828.69	999.71	0.29	828.98					980.93	1001.11	-1.11	979.82						
	$\Delta t=3540$ s				$\Delta C=9$	1050.76	-820.94	29.68	-23.68				$\Delta C=-9$	-768.42	-1229.73	-21.70	-34.73	7.98	-57.92
13	1:16:20	829.50	999.83	0.17	829.67					979.35	1000.91	-0.91	978.44						
(B-4)	f:17:34	829.65	1000.02	-0.02	829.63					979.30	1000.85	-0.85	978.45						
	$\Delta t=6640$ s				$\Delta C=-4$	-467.00	364.86	-10.51	8.21				$\Delta C=1$	85.38	136.63	1.92	3.07	-8.59	11.28
14	1:19:35	830.36	1000.27	-0.27	830.09					977.79	1000.80	-0.80	976.99						
(B-5)	f:20:32	830.53	1000.46	-0.46	830.07					977.75	1000.78	-0.78	976.97						
	$\Delta t=3420$ s				$\Delta C=-2$	-233.50	182.43	-6.82	5.33				$\Delta C=-2$	-170.76	-273.27	-4.99	-7.99	-11.81	-2.69
15	1:21:57	831.00	1000.63	-0.63	830.37					976.68	1000.78	-0.78	975.90						
(B-6)	f:22:56	831.13	1000.78	-0.78	830.35					976.64	1000.78	-0.78	975.86						
	$\Delta t=3540$ s				$\Delta C=-2$	-233.50	182.43	-6.59	5.15				$\Delta C=-4$	-341.52	-546.55	-9.64	-15.44	-16.23	-10.29

TABLA IV.1.1. VELOCIDADES EN CM/SEG. DE LA DERIVA DEL BARCO DURANTE LA TOMA DE CADA ESTACION OCEANOGRAFICA DEL TRANSECTO B DE CIMACO IV. HORA G. M. T.

V.- RESULTADOS, DISCUSION Y CONCLUSIONES

V.1.- RESULTADOS

En este inciso se presentan los resultados que se obtuvieron - aplicando el método dinámico y análisis de correntometría directa, así como los resultados obtenidos para el cálculo de velocidades absolutas con ayuda del sistema de navegación Omega.

Es conveniente señalar que los resultados se presentan por transectos, dejando para el inciso siguiente su discusión y las conclusiones.

TRANSECTO B: Con el empleo del método dinámico se obtuvieron - los siguientes resultados; en la tabla V.1.1. se pueden observar las profundidades de las 4 superficies cero elegidas. En la tabla V.1.2. se aprecian los transportes por pares de estaciones (columnas) de agua y sal de las 4 superficies cero. En la tabla V.1.3. se encuentran - los transportes de agua y sal positivo, negativo y neto, para las 4 superficies cero elegidas.

En las figuras V.1.1. a la V.1.4. se presentan las curvas de - transporte de agua de las 4 superficies cero. En las 3 primeras figuras sólo se reporta el transporte total de agua y en la figura V.1.4. se reporta el transporte de agua positivo, negativo y total de la superficie cero número 4.

No. SUPERFICIE CERO	PAR: 11-12	PAR: 12-13	PAR: 13-14	PAR: 14-15	PAR: 15-16
1	400	350	300	250	250
2	350	350	350	300	250
3	300	350	300	250	300
4	300	250	200	250	250

TABLA V.1.1.- PROFUNDIDADES (EN METROS) DE LAS SUPERFICIES CERO ELEGIDAS
MEDIANTE EL METODO DINAMICO PARA EL TRANSECTO B.

No. SUP. CERO	PAR	T. AGUA (+) Sv	T. AGUA (-) Sv	T. AGUA NETO Sv	T. SAL (+) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL (-) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL NETO (kg/seg)x10 ⁶
1	11-12	0.52	-0.06	0.46	18.29	- 2.08	16.21
	12-13	0.38	-0.16	0.22	13.50	- 5.74	7.76
	13-14	0.22	-0.4	0.18	7.82	- 1.57	6.44
	14-15	0.20	-0.32	-0.12	6.68	-11.13	- 4.45
	15-16	0.25	-0.98	-0.73	8.44	-34.41	-25.97
2	11-12	0.61	-0.02	0.59	21.27	- 0.65	20.62
	12-13	0.38	-0.16	0.22	13.50	- 5.74	7.76
	13-14	0.23	-0.02	0.21	8.27	- 0.75	7.52
	14-15	0.11	-0.40	-0.29	3.93	-14.20	-10.27
	15-16	0.25	-0.98	-0.73	8.44	-34.41	-25.97
3	11-12	0.69	0.0	-0.69	24.13	- 0.10	24.03
	12-13	0.38	-0.16	0.22	13.50	- 5.74	7.76
	13-14	0.22	-0.04	0.18	7.82	- 1.57	6.45
	14-15	0.20	-0.32	-0.12	6.68	-11.13	- 4.45
	15-16	0.15	-1.11	-0.96	5.01	-38.79	-33.78

TABLA V.1.2. TRANSPORTES POR COLUMNAS DE AGUA Y SAL DE LAS SUPERFICIES CERO ELEGIDAS PARA EL TRANSECTO B.

No.	SUP.	PAR	T. AGUA (+) Sv	T. AGUA (-) Sv	T. AGUA NETO Sv	T. SAL (+) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL (-) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL NETO (kg/seg)x10 ⁶
4		11-12	0.69	0	0.69	24.12	- 0.19	24.03
		12-13	0.17	-0.32	-0.15	6.05	-11.14	- 5.09
		13-14	0.32	0	0.32	11.50	- 0.05	-11.47
		14-15	0.20	-0.32	-0.12	6.68	-11.13	- 4.45
		15-16	0.25	-0.98	-0.73	8.44	-34.41	-25.97

(Continuación Tabla V.1.2.)

No. SUP. CERO	T. AGUA (+) Sv	T. AGUA (-) Sv	T. AGUA NETO Sv	T. SAL (+) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL (-) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL NETO (kg/seg)x10 ⁶
1	1.57	-1.56	0.01	56.12	-56.12	0
2	1.59	-1.59	0	56.81	-57.16	-0.35
3	1.64	-1.63	0.01	58.58	-58.57	0.01
4	1.63	-1.62	0.01	58.23	-58.24	-0.01

TABLA V.1.3. TRANSPORTES DE AGUA Y SAL PARA LAS SUPERFICIES CERO
ELEGIDAS MEDIANTE EL METODO DINAMICO DEL TRANSECTO B.

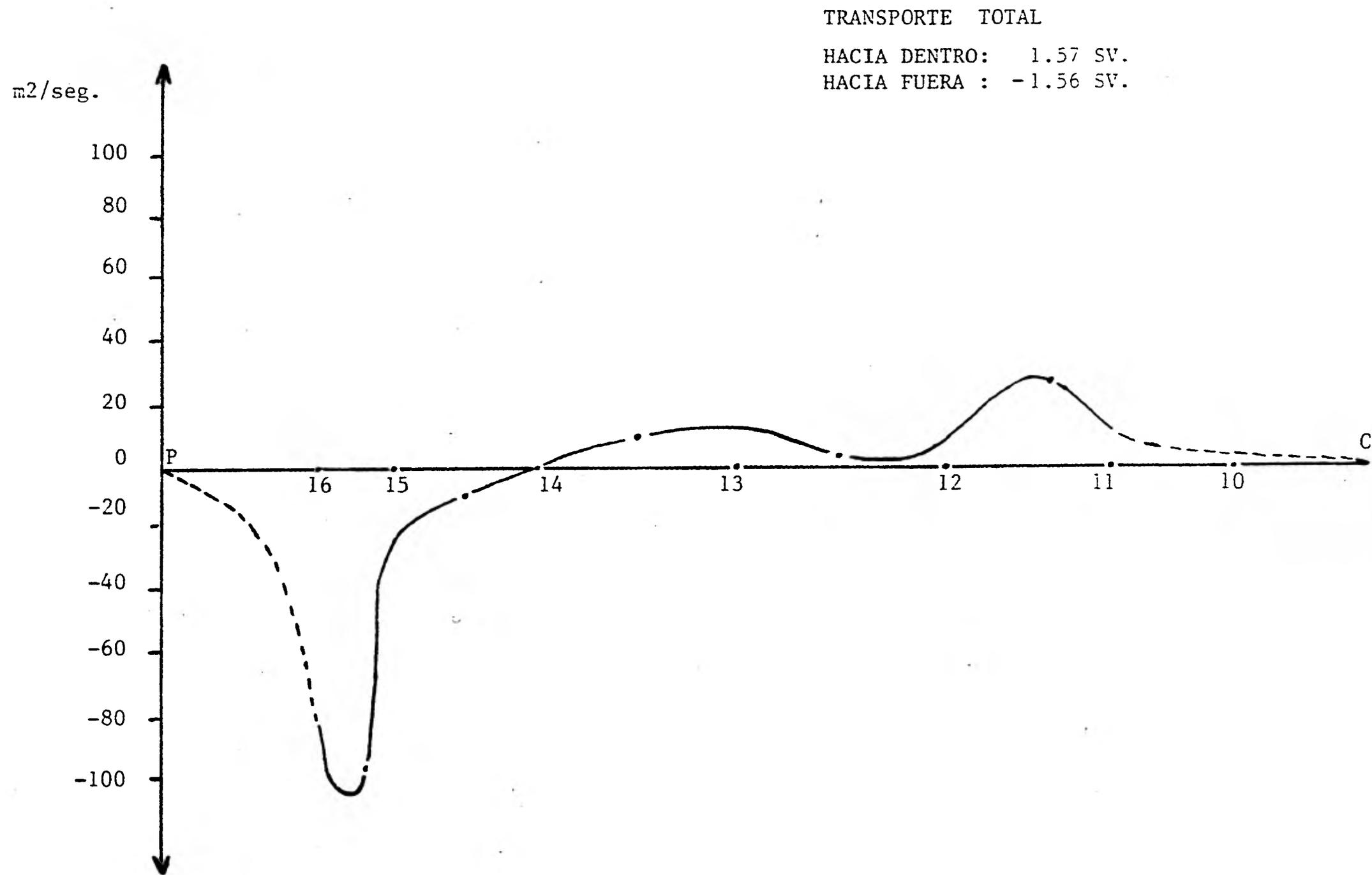


FIG. V.1.1. TRANSPORTE TOTAL DE AGUA DE LA SUPERFICIE CERO No. 1 DEL TRANSECTO B, OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

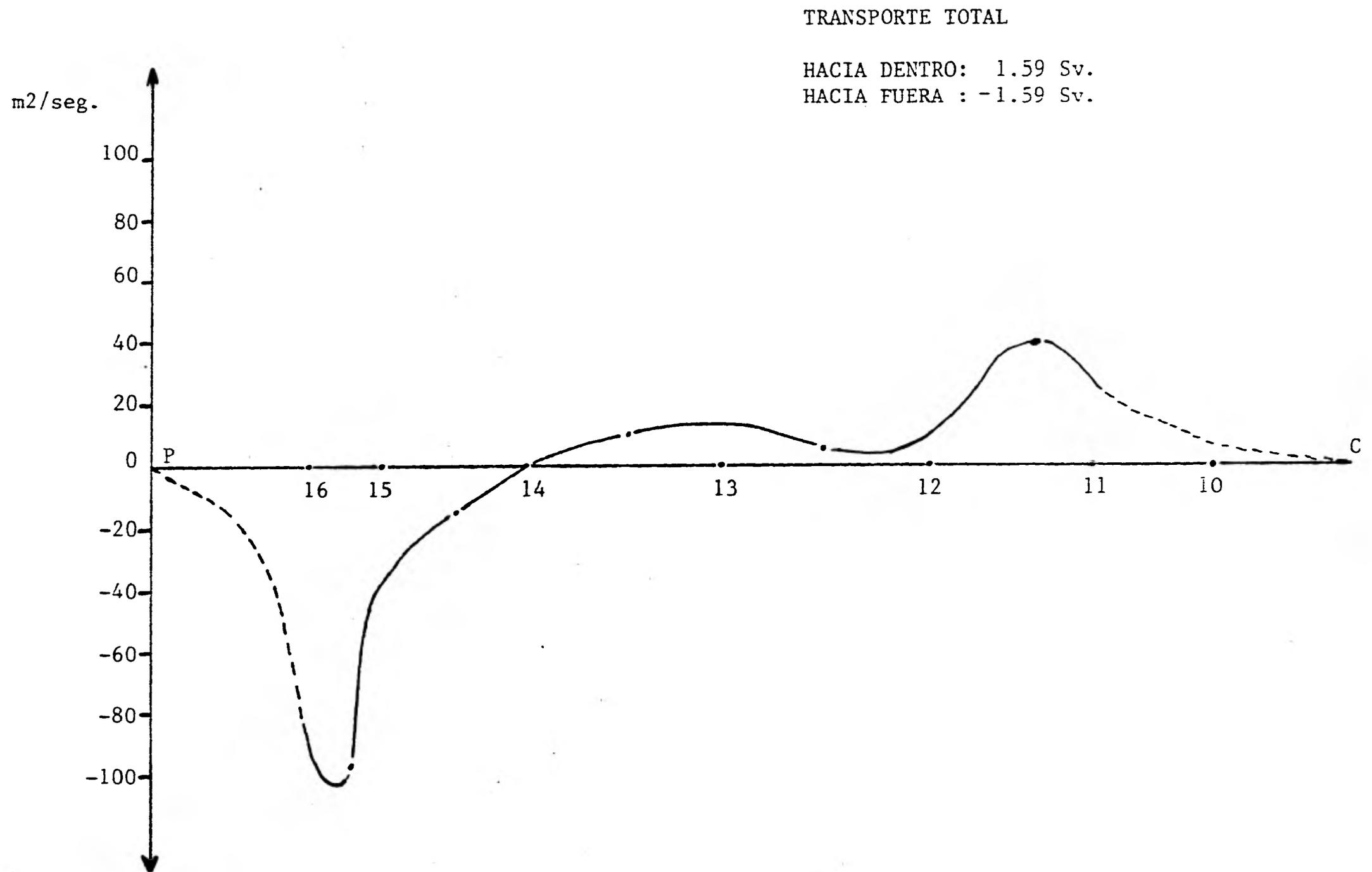


FIG. V.1.2. TRANSPORTE TOTAL DE AGUA DE LA SUPERFICIE CERO No. 2 DEL TRANSECTO B. OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

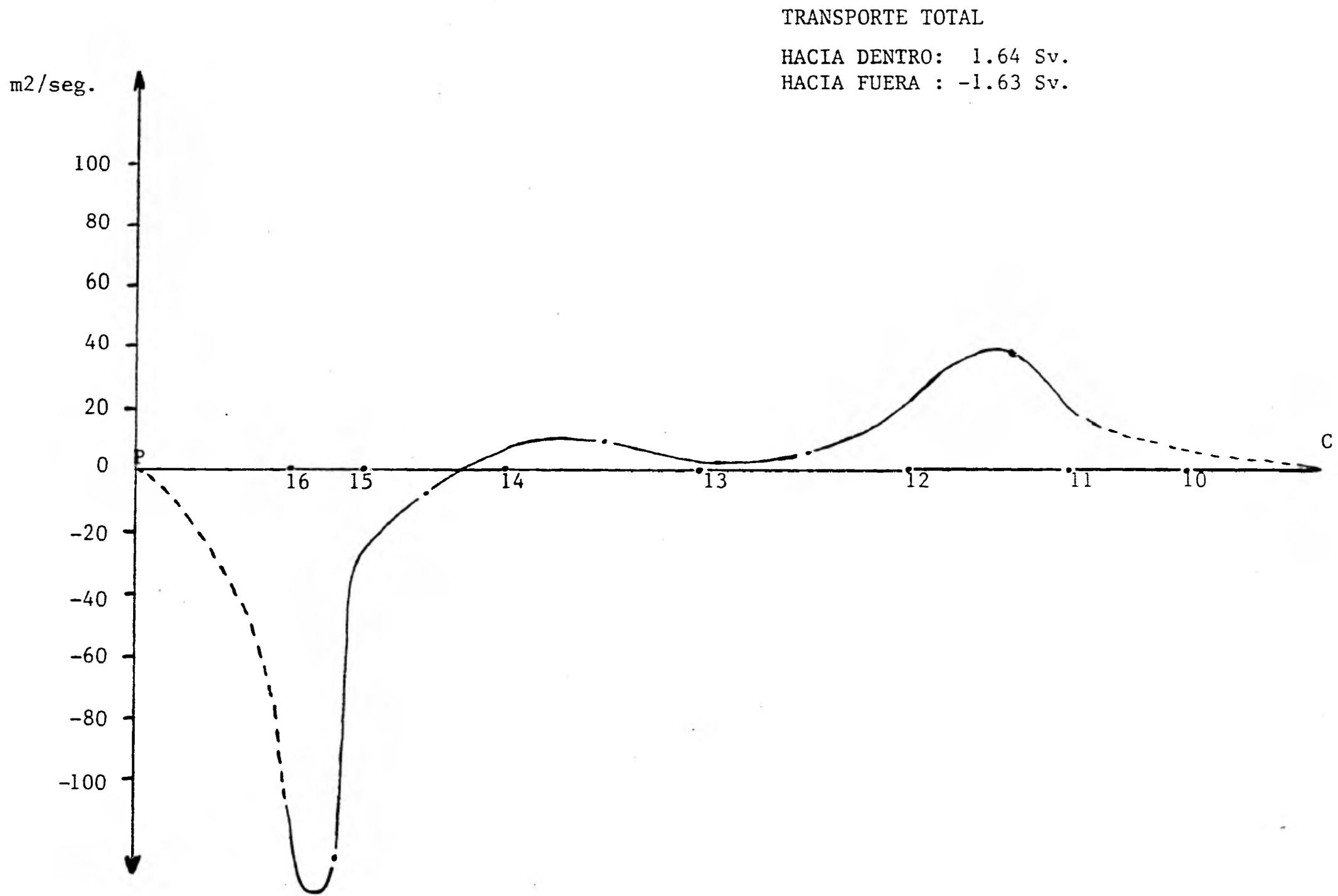


FIG. V.1.3. TRANSPORTE TOTAL DE AGUA DE LA SUPERFICIE CERO No. 3 DEL TRANSECTO B, OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

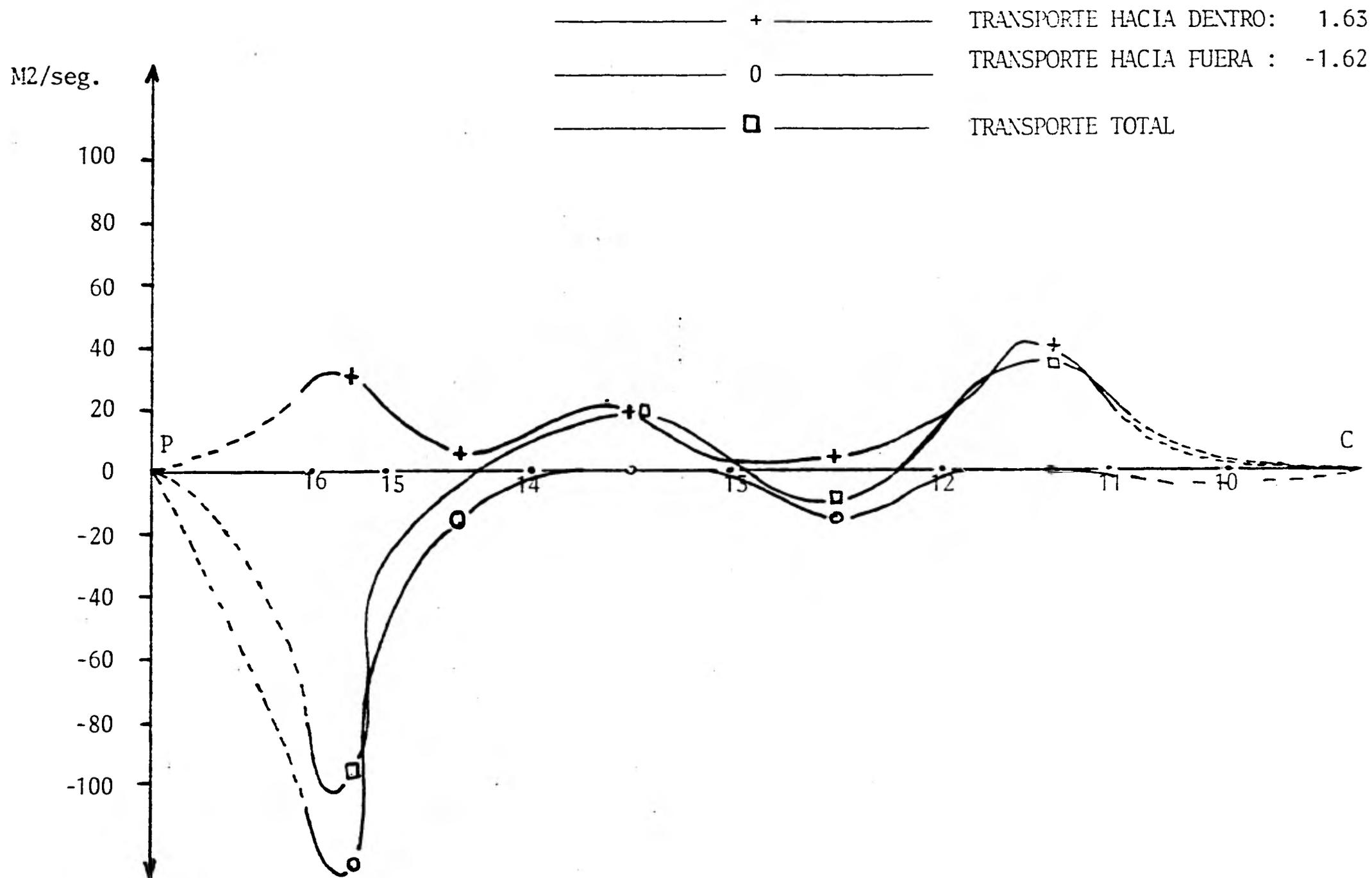


FIG. V.1.4 TRANSPORTE DE AGUA POR PARES DE ESTACIONES (COLUMNAS) Y TRANSPORTE TOTAL DE LA SUPERFICIE No. 4 DEL TRANSECTO B OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

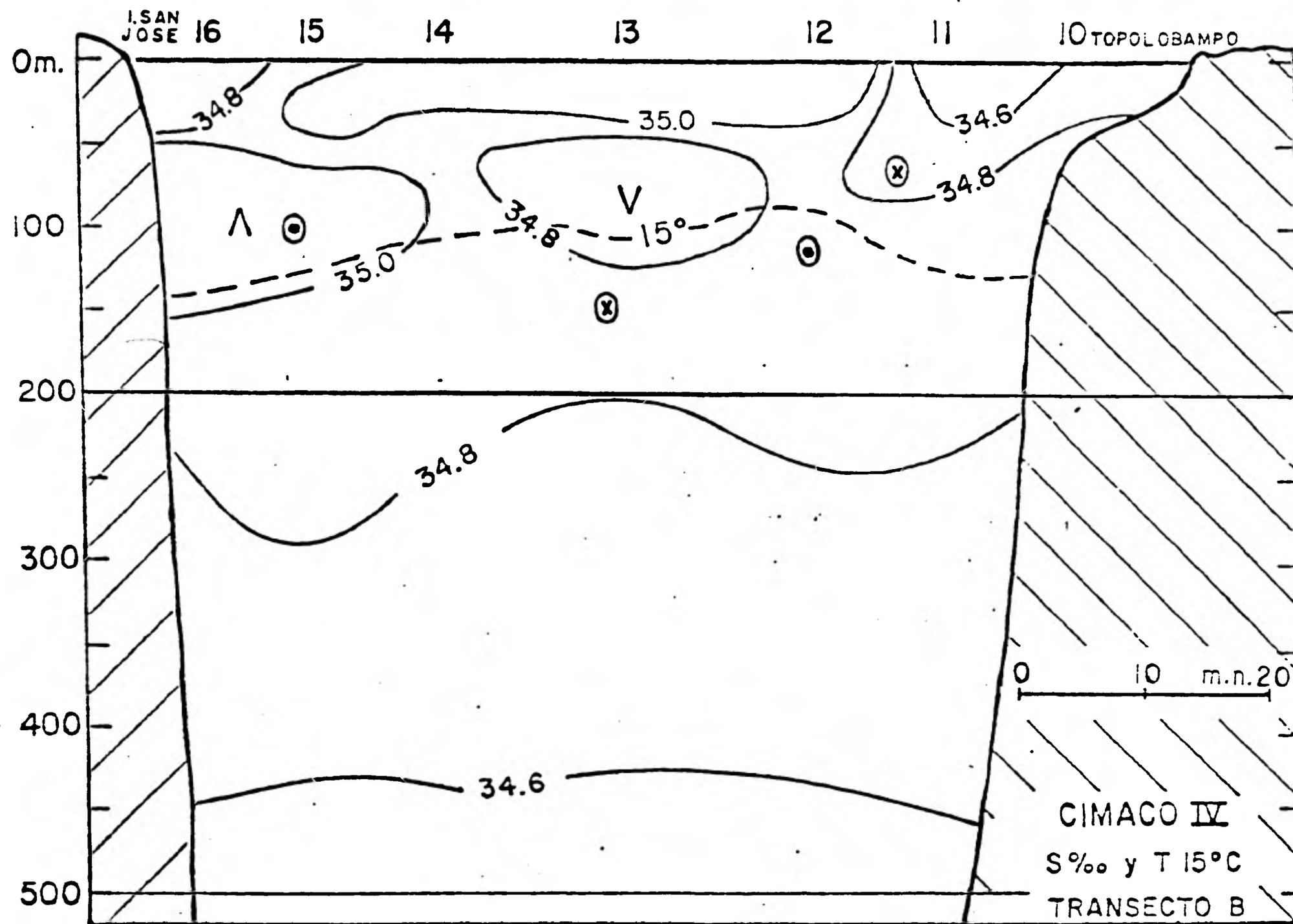


FIGURA V.1.5. DISTRIBUCION DE LA SALINIDAD EN EL TRANSECTO B, EL DIA 21 DE AGOSTO DE 1978. TAMBIEN SE PRESENTA EL SENTIDO DE LA CORRIENTE PERPENDICULAR AL TRANSECTO, [12].

Analizando los resultados de la superficie cero número 4 del transecto B (Fig. V.1.4.) de este a oeste se observa lo siguiente:

Entre las estaciones 11 y 12 que están cercanas al continente se obtuvo un flujo de entrada del orden de 0.68 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{seg}$). En el siguiente par de estaciones, 12 y 13, al oeste del flujo mencionado, se encuentra un flujo de salida con una magnitud de -0.15 Sv.

Más al oeste, entre las estaciones 13 y 14 se localiza otro flujo de entrada del orden de 0.32 Sv. En los siguientes pares de estaciones, 14-15 y 15-16, éste último más cercano a la Península, se encuentra un flujo saliendo y que es del orden de -0.85 Sv.

La figura V.1.5. nos representa la distribución de la salinidad en el transecto B, lo cual apoya el esquema de la corriente descrito anteriormente.

La parte de correntometría directa se deja para el siguiente inciso para fines de discusión, ya que fue analizada por Emilsson y Alatorre [12].

TRANSECTO C: En este transecto se hizo un intento por emplear el método dinámico, pero debido a que sólo se contaba con datos hidrográficos de 4 estaciones y éstas cargadas al lado de la Península, no era posible balancear el transporte de agua como se hizo en el transecto B, ya que empleando el método de las permutaciones de los niveles de referencia, las posibilidades de obtener mejores resultados eran menores, es por ésto que no se incluyen resultados.

En cuanto a correntometría, en la tabla A-1 se observan las ve locidades relativas referidas al nivel de 500 metros obtenidas para este transecto.

En la figura V.1.6. se presenta la distribución de la corriente relativa a 500 metros perpendicular al perfil del transecto C.

En la figura V.1.7. se muestra la curva del transporte de agua de las estaciones estudiadas en el transecto C.

En la figura V.1.8. se presentan las isolíneas de salinidad para este transecto.

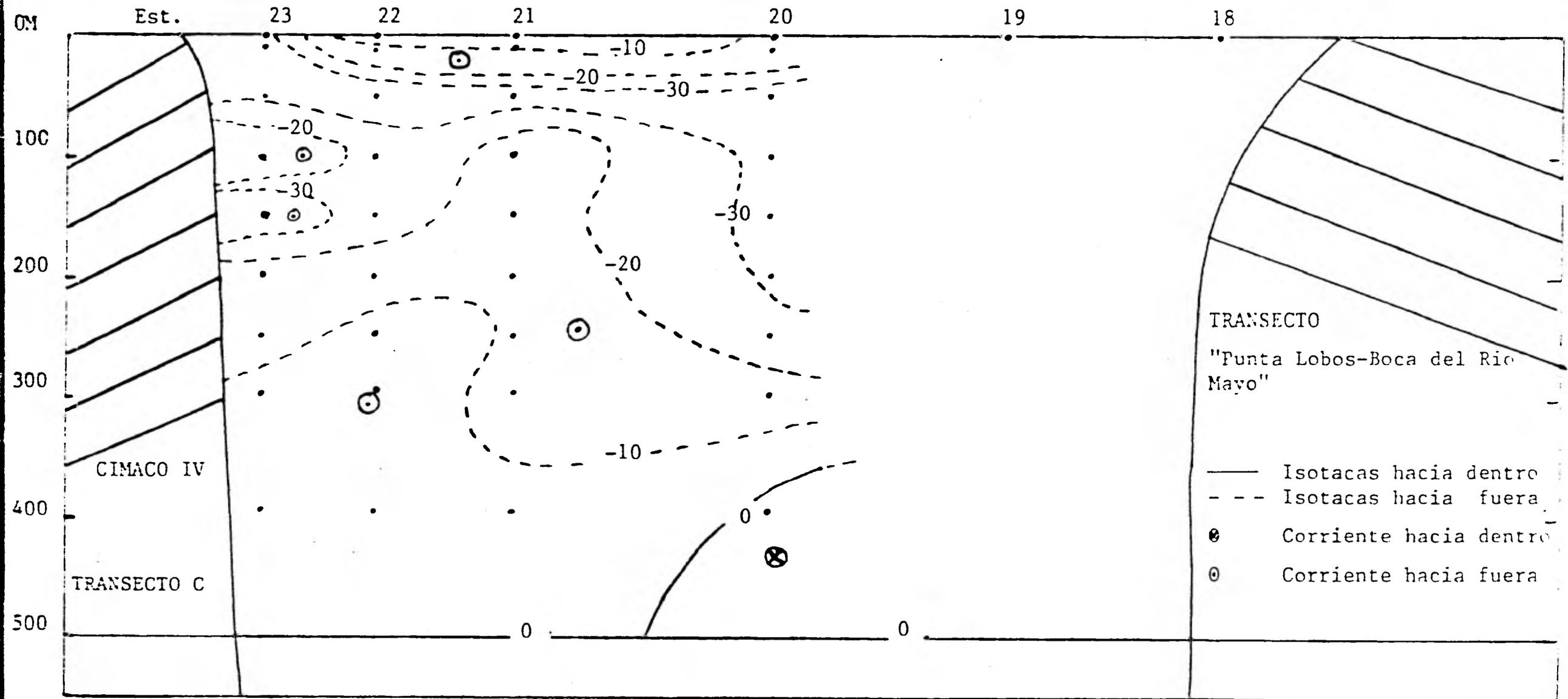


FIGURA V.1.6. DISTRIBUCION DE LA CORRIENTE PERPENDICULAR AL PERFIL DEL TRANSECTO C, OBTENIDAS APLICANDO ANALISIS DE CORRENTOMETRIA DIRECTA. LAS VELOCIDADES SON RELATIVAS AL NIVEL DE 500 M. TRANSECTO CUBIERTO DEL 22 DE AGOSTO (12:42) AL 23 DE AGOSTO (04:03) DE 1978, G.M.T.

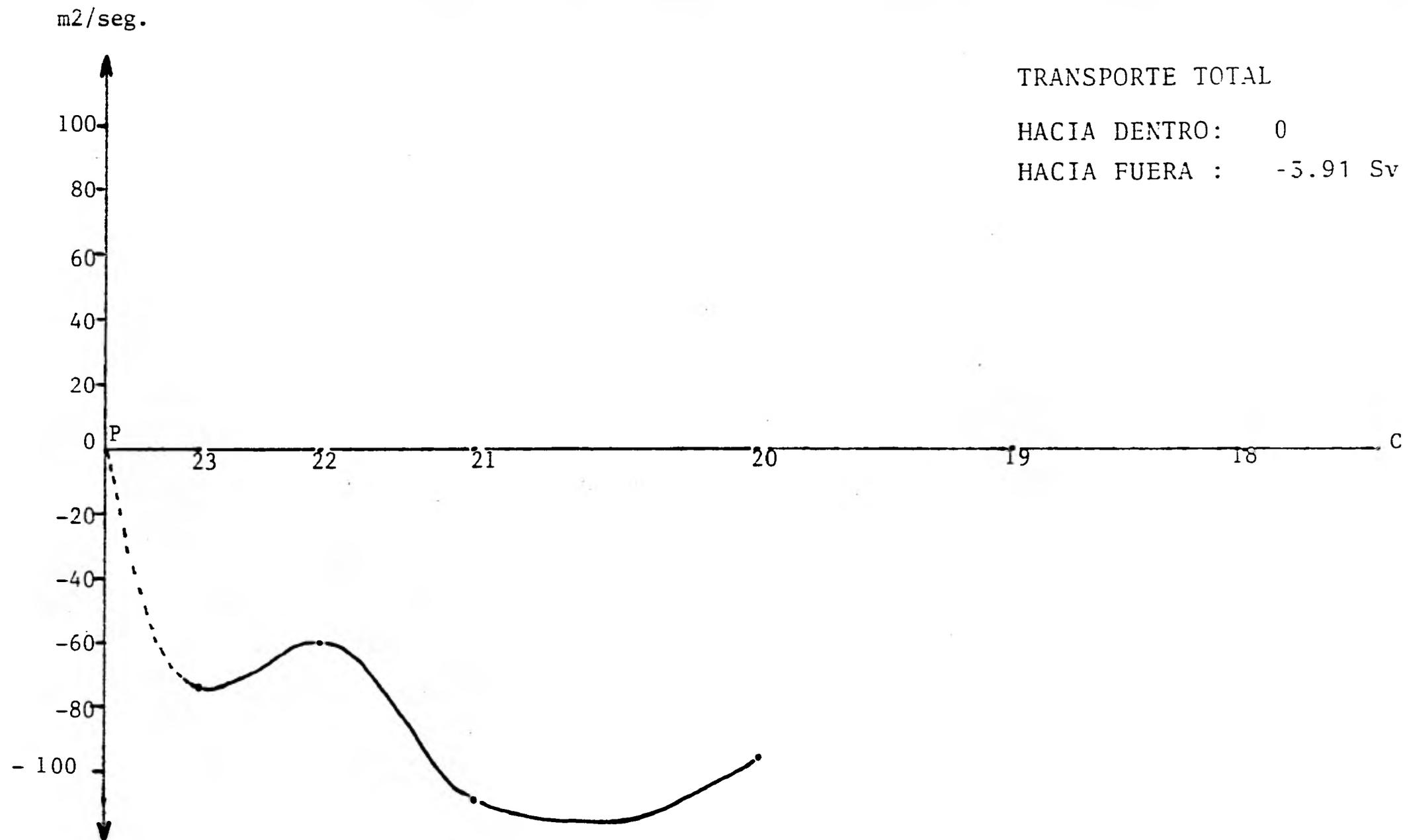


FIG. V.1.7. TRANSPORTE DE AGUA DEL TRANSECTO C, OBTENIDA MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA DIRECTA.

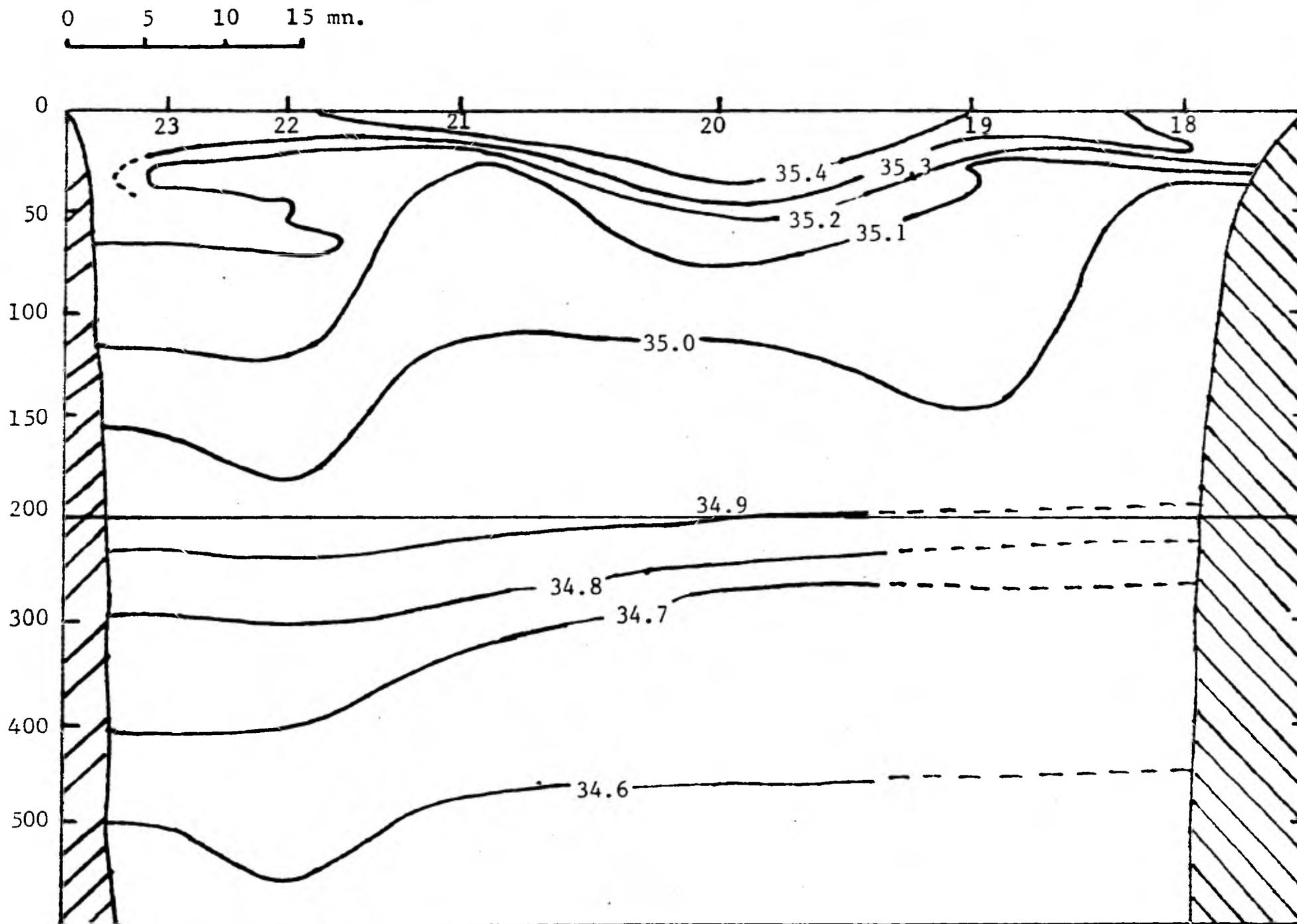


FIGURA V.1.8. DISTRIBUCION DE LA SALINIDAD EN EL TRANSECTO C, OBTENIDA EL DIA 22 DE AGOSTO DE 1978.

TRANSECTO D: Con el empleo del método dinámico se obtuvieron - los siguientes resultados: en la tabla V.1.4. se pueden observar las profundidades de las 3 superficies cero elegidas. En la tabla V.1.5. se aprecian los transportes por pares de estaciones (columnas) de agua y sal de las 3 superficies cero. En la tabla V.1.6. se encuentran los transportes de agua y sal positivo, negativo y neto, para las 3 superficies cero elegidas.

En las figuras V.1.9 . a la V.1.11. se presentan las curvas de transporte de agua de las 3 superficies cero. En la primera se reporta el transporte de agua positivo, negativo y total de la superficie - cero número 1 y en las figuras V.1.10. y V.1.11. sólo se reporta el transporte total de agua.

En los resultados de la superficie cero número 1 del transecto D (fig. V.1.9 .) de este a oeste se observa lo siguiente:

Entre las estaciones 29 y 28 que están cercanas al continente se obtuvo un flujo de salida del orden de -1.25 Sv.

En el siguiente par de estaciones, 28 y 27, al oeste del flujo mencionado, se encuentra un flujo de entrada con una magnitud de 1.51 Sv. Más al oeste, entre las estaciones 27 y 26 se localiza otro flujo de salida del orden de -0.40 Sv. En el siguiente par de estaciones, - 26 y 25, más cercano a la Península se encuentra un flujo de entrada y que es del orden de 0.17 Sv.

No. SUP. CERO	PAR: 29-28	PAR: 28-27	PAR: 27-26	PAR: 26-25
1	400	400	450	500
2	350	400	400	450
3	300	300	300	300

TABLA V.1.4. PROFUNDIDADES (EN METROS) DE LAS SUPERFICIES CERO ELEGIDAS MEDIANTE EL METODO DINAMICO PARA EL TRANSECTO D.

No.	SUP. CERO	PAR	T. AGUA (+) Sv	T. AGUA (-) Sv	T. AGUA NETO Sv	T. SAL (+) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL (-) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL NETO (kg/seg)x10 ⁶
1		29-28	0	-1.25	-1.25	0	-43.90	-43.90
		28-27	1.54	-0.03	1.51	54.10	- 1.14	52.95
		27-26	0.07	-0.48	-0.04	2.67	-16.85	-14.18
		26-25	0.31	-0.14	0.17	10.81	- 4.87	5.94
2		29-28	0.06	-1.06	-1.00	2.20	-37.35	-35.14
		28-27	1.54	-0.03	1.51	54.10	- 1.14	52.96
		27-26	0.02	-0.56	-0.54	0.62	-19.62	-19.00
		26-25	0.19	-0.19	0	6.60	- 6.81	- 0.21
3		29-28	0.23	-0.75	-0.51	8.25	-26.27	-18.02
		28-27	1.62	-0.01	1.61	57.02	- 0.27	56.72
		27-26	0	-0.58	-0.58	0.31	-20.77	-20.46
		26-25	0.	-0.48	-0.48	0.03	-17.13	-17.10

TABLA V.1.5. TRANSPORTES POR COLUMNAS DE AGUA Y SAL DE LAS SUPERFICIES CERO ELEGIDAS PARA EL TRANSECTO D.

No. SUP. CERO	T. AGUA (+) Sv	T. AGUA (-) Sv	T. AGUA NETO Sv	T. SAL (+) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL (-) (kg/seg)x10 ⁶	T. SAL NETO (kg/seg)x10 ⁶
1	1.93	-1.90	0.03	69.27	-68.43	0.84
2	1.81	-1.85	-0.04	65.12	-66.56	-1.44
3	1.87	-1.84	0.03	67.26	-66.06	1.20

TABLA V.1.6. TRANSPORTES DE AGUA Y SAL PARA LAS SUPERFICIES CERO ELEGIDAS MEDIANTE EL METODO DINAMICO PARA EL TRANSECTO D.

M2/seg.

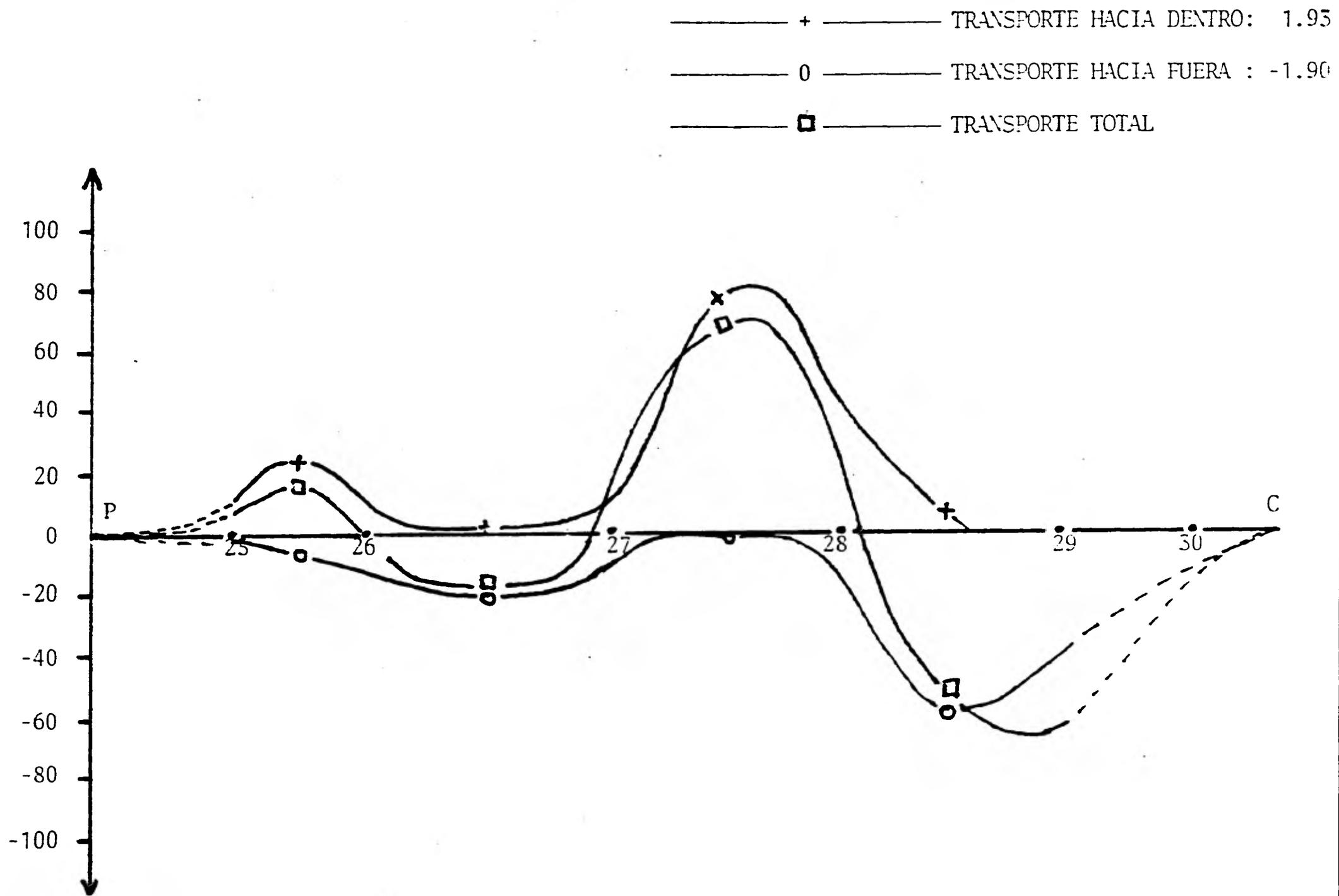


FIG.V.1.9 TRANSPORTE DE AGUA POR PARES DE ESTACIONES (COLUMNAS) Y TRANSPORTE TOTAL DE LA SUPERFICIE No. 1 DEL TRANSECTO D OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

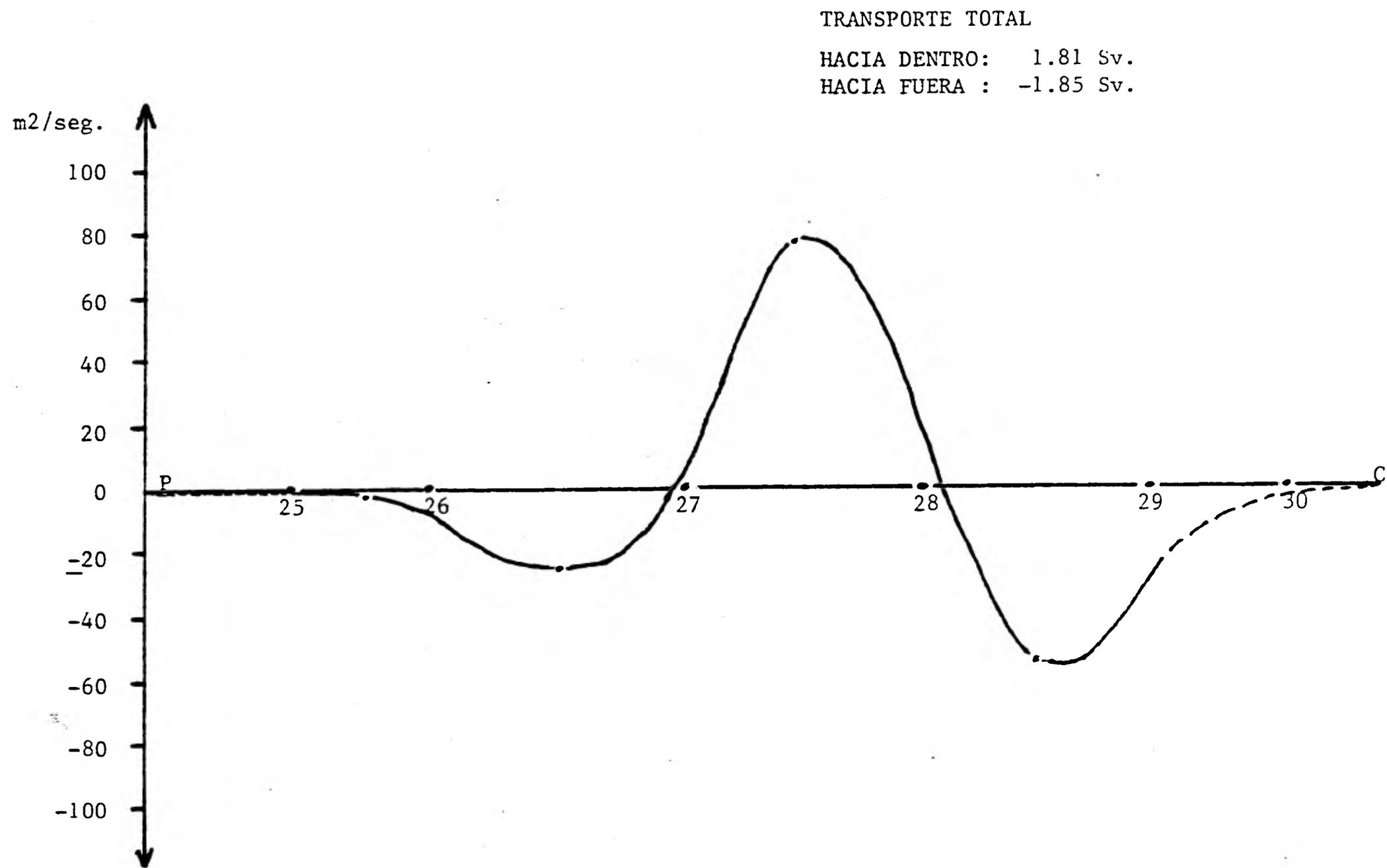


FIG. V.1.10. TRANSPORTE TOTAL DE AGUA DE LA SUPERFICIE CERO No. 2 DEL TRANSECTO D, OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

TRANSPORTE TOTAL

HACIA DENTRO: 1.87 Sv.

HACIA FUERA : -1.84 Sv.

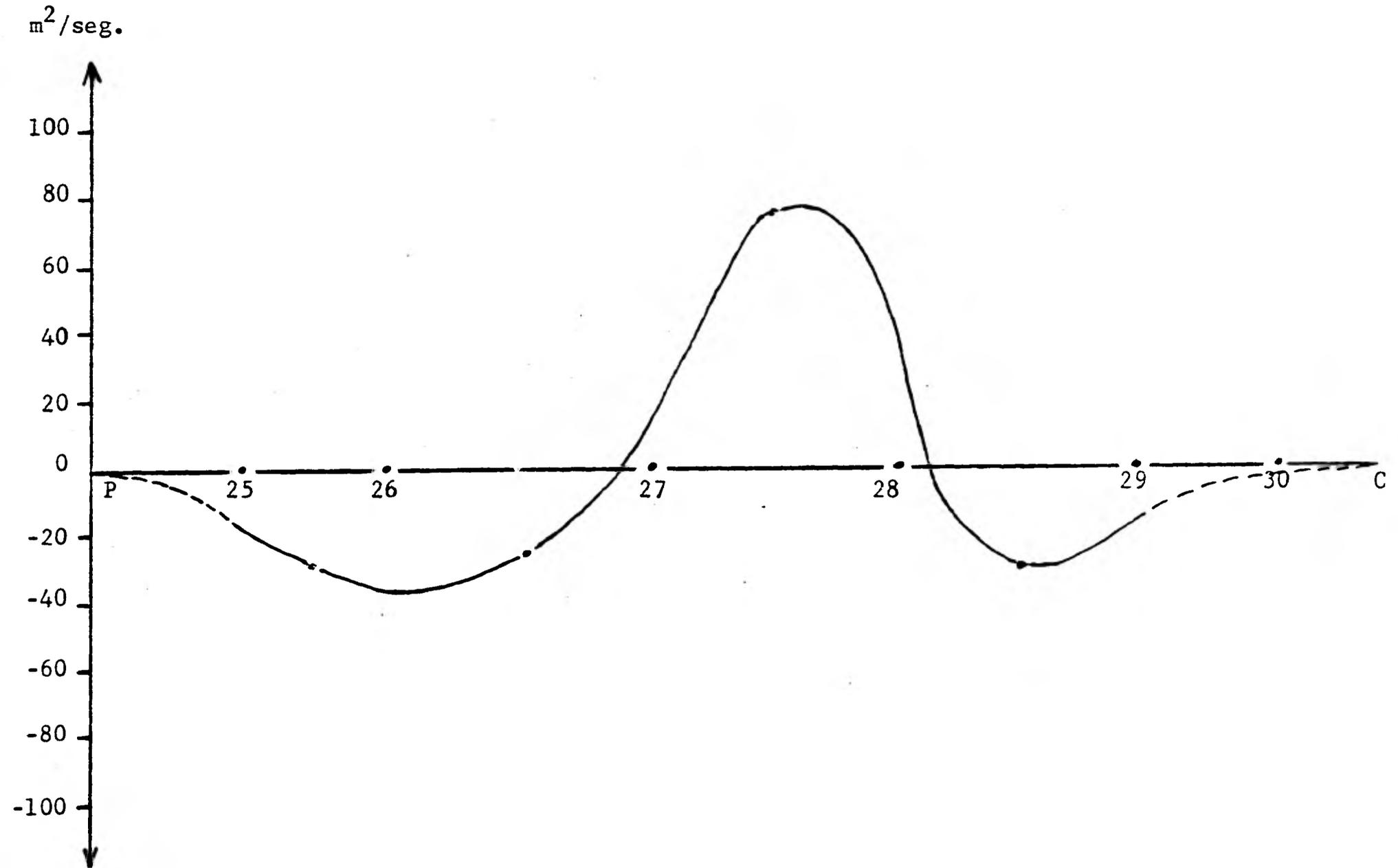


FIGURA V.1.11. TRANSPORTE TOTAL DE AGUA DE LA SUPERFICIE CERO No. 3 DEL TRANSECTO D, OBTENIDA MEDIANTE EL METODO DINAMICO.

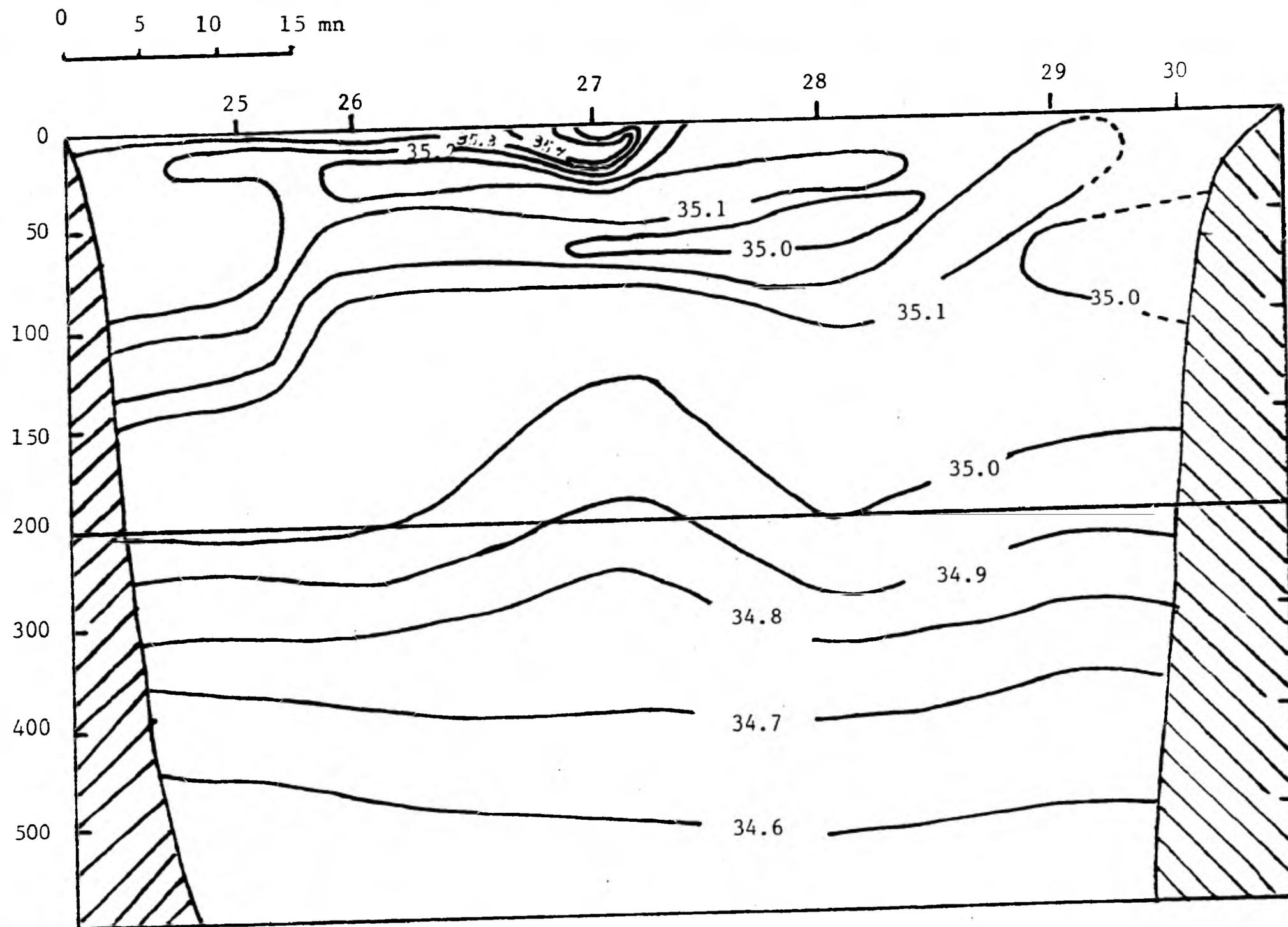


FIGURA V.1.12. DISTRIBUCION DE LA SALINIDAD EN EL TRANSECTO D, OBTENIDA EL DIA 23 DE AGOSTO DE 1978.

La figura V.1.12. nos representa la distribución de la salinidad en el transecto D, lo cual apoya el esquema de la corriente descrito anteriormente.

En cuanto a la parte de correntometría se reportan los siguientes resultados:

En la tabla A-2 se encuentran las velocidades relativas referidas al nivel de 500 metros obtenidas para el transecto D.

En la figura V.1.13. se presenta la distribución de la corriente perpendicular al perfil de este transecto, referido al nivel de 500 metros.

En la figura V.1.14. se muestra la curva de transporte de agua del perfil del transecto D.

A continuación se presentan las velocidades absolutas obtenidas a partir del análisis de correntometría y el sistema de navegación Omega.

En la Tabla A-3 se muestran las velocidades absolutas encontradas en el transecto B.

En la Tabla A-4 se muestran las velocidades absolutas encontradas en el transecto C y en la tabla A-5 se observan las velocidades absolutas encontradas en el transecto D.

Cabe mencionar que en este caso, no se reportan resultados de las estaciones 16 (B-7), 22 (C-5), 23 (C-6), 30 (D-1), ya que no fue posible hacer la lectura de la cinta del Omega porque ésta presentaba efectos de la ionosfera en dichas estaciones.

Las velocidades absolutas que se observan son a profundidades estandar, tomando en cuenta la máxima profundidad que llegó el aparato en cada estación.

En esta parte sólo se reportan las velocidades absolutas y se excluye la distribución de las isotacas y el transporte de agua debido a que se encontró que el error en la lectura del Omega era del mismo orden que las velocidades encontradas en la deriva del barco. Su discusión se deja para el siguiente inciso.

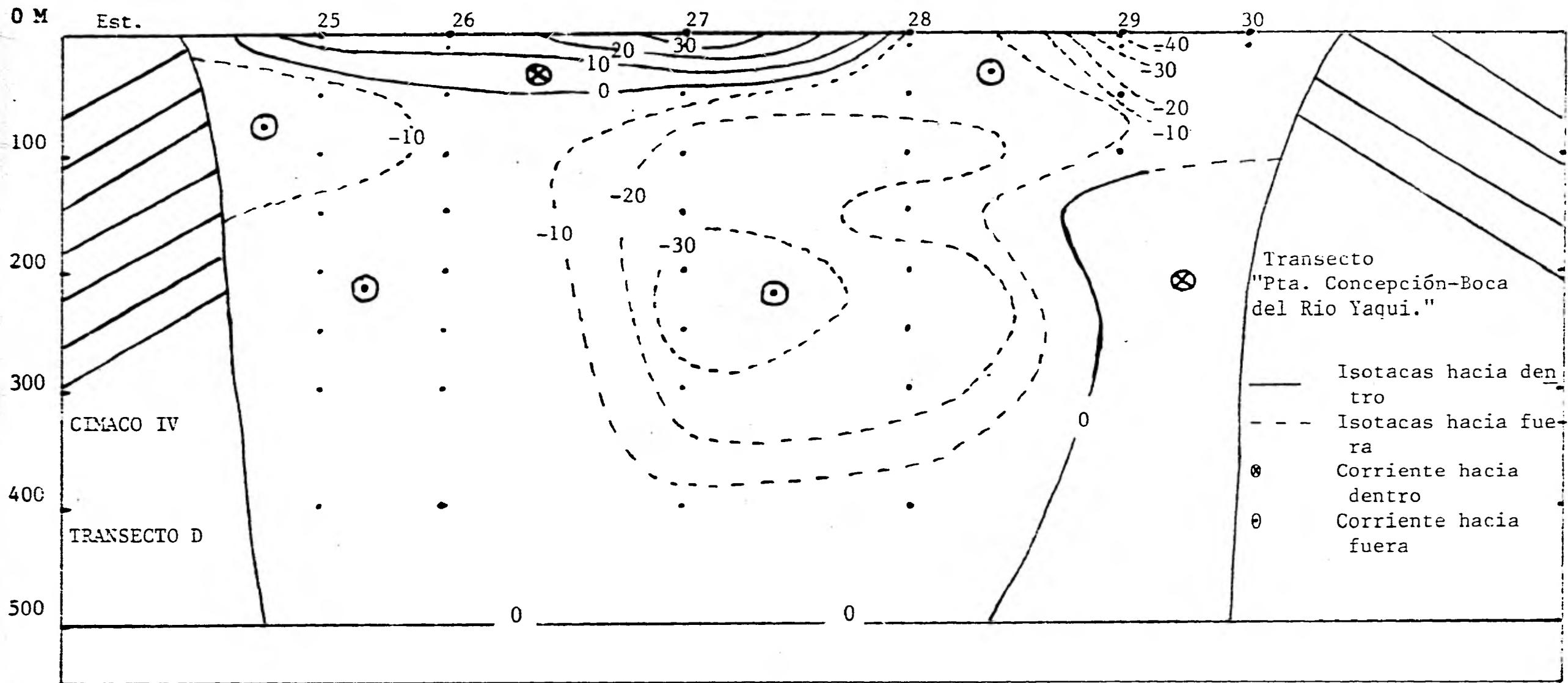
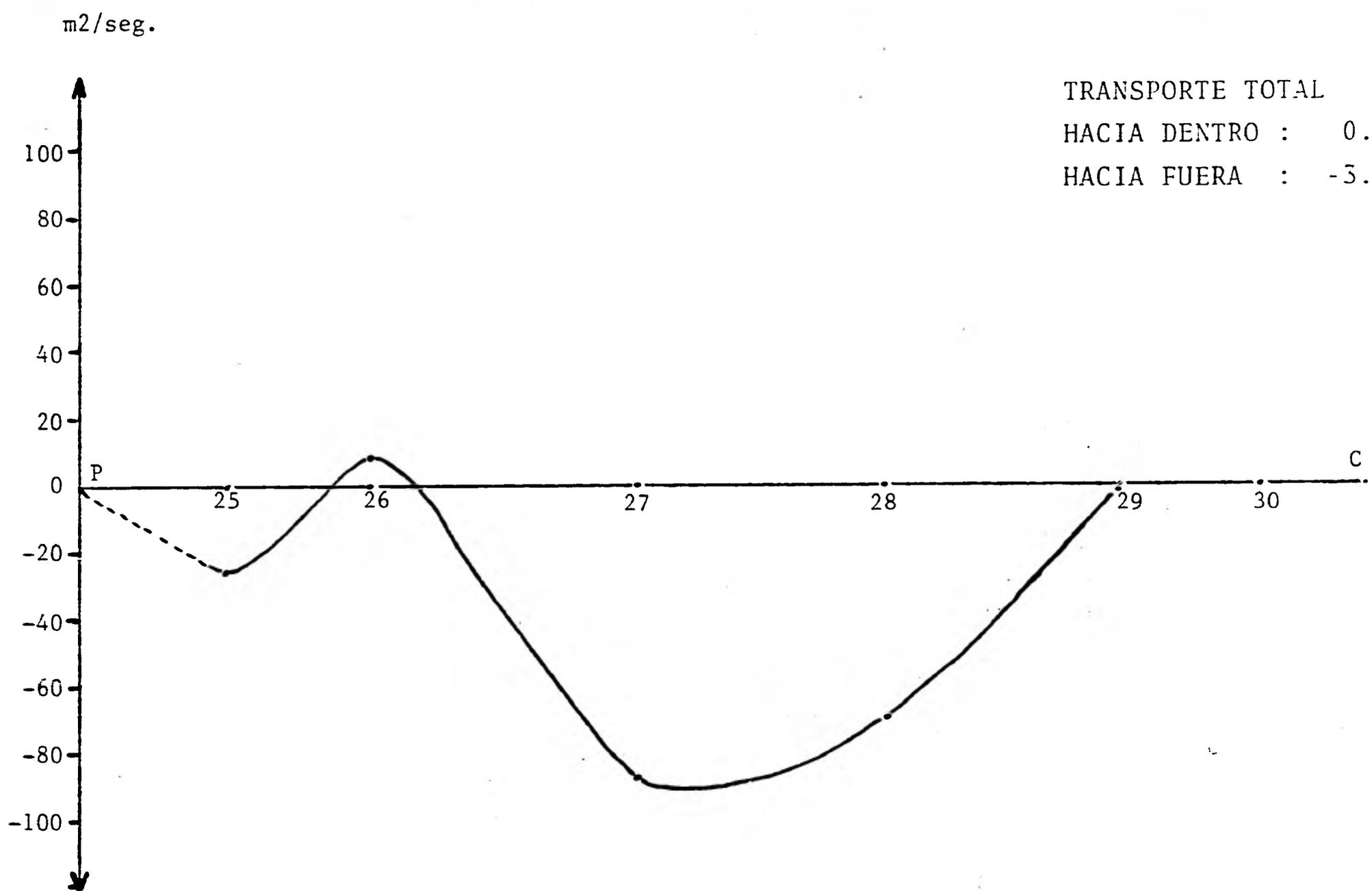


FIGURA V.1.13. DISTRIBUCION DE LA CORRIENTE PERPENDICULAR AL PERFIL DEL TRANSECTO D, OBRENIDAS APLICANDO ANALISIS DE CORRENTOMETRIA DIRECTA. LAS VELOCIDADES SON RELATIVAS AL NIVEL DE 500 M. TRANSECTO CUBIERTO DEL 23 DE AGOSTO (14:00) AL 24 DE AGOSTO (06:03) DE 1978, G.M.T.



TRANSPORTE TOTAL
 HACIA DENTRO : 0.08 Sv
 HACIA FUERA : -3.91 Sv

FIG. V. 1.14.- TRANSPORTE DE AGUA DEL TRANSECTO D, OBTENIDO MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA DIRECTA.

V.2.- DISCUSION Y CONCLUSIONES

Es notable la concordancia que muestran los resultados del método dinámico del transecto B con los de correntometría directa, éste último empleado por los investigadores Emilsson y Alatorre utilizando datos del crucero CIMACO IV.

Debido a que en esta tesis se pretendía, entre otras cosas, complementar los resultados de dichos investigadores quienes trabajaron el mismo transecto pero con correntometría directa, se hace pertinente - comparar los resultados de ambos métodos.

Comparando las figuras V.1.4. y V.2.1. se puede observar que el patrón de los flujos de entrada y salida casi coinciden empleando los dos métodos. Analizando el transecto B de este a oeste se observa lo siguiente:

Entre las estaciones 11 y 12 que están cercanas al continente se obtuvo un flujo de entrada del orden de 0.68 Sv mientras que Emilsson y Alatorre lo obtuvieron de 0.62 Sv. En el siguiente par de estaciones (12 y 13) al oeste del flujo mencionado, se encuentra un flujo de salida con una magnitud de -0.15 Sv mientras que para correntometría directa es del orden de -0.38 Sv.

Más al oeste, entre las estaciones 13 y 14 se localiza otro flujo de entrada, para el método dinámico se obtiene de 0.32 Sv y para - correntometría es de 0.40 Sv. En los siguientes pares de estaciones -

14-15 y 15-16, éste último más cercano a la Península, se encuentra un flujo de salida que con el método dinámico es de -0.85 Sv y para correntometría es de -0.78 Sv.

Cabe señalar que para el caso de la correntometría se observa un pequeño flujo que entra por la parte de la Península del orden de 0.14 Sv, mientras que en el método dinámico no se encontró dicho flujo.

Debemos hacer una aclaración respecto a la magnitud de los flujos que se obtuvieron en ambos métodos.

El transporte que obtuvieron los investigadores mencionados corresponden al balance por columna o sea par de estaciones entre el flujo de entrada y de salida, lo cual significa que en cada columna puede haber flujo de entrada y salida pero uno de ellos dominante.

En nuestro caso, lo que hicimos fue encontrar, para cada par de estaciones, el transporte total hacia fuera y el transporte total hacia dentro y posteriormente obtener la diferencia entre ambos y así encontrar el transporte total para cada par de estaciones. Es por esto, que si sumamos los transportes totales éste no es igual con la suma de transportes hacia dentro y hacia fuera, ver la tabla V.1.3. y la figura V.1.4.

Tomando en cuenta lo anterior, los investigadores antes mencionados, obtienen un flujo total de entrada y salida de 1.16 Sv y -1.16 Sv respectivamente, mientras que si tomamos los flujos por columnas que -

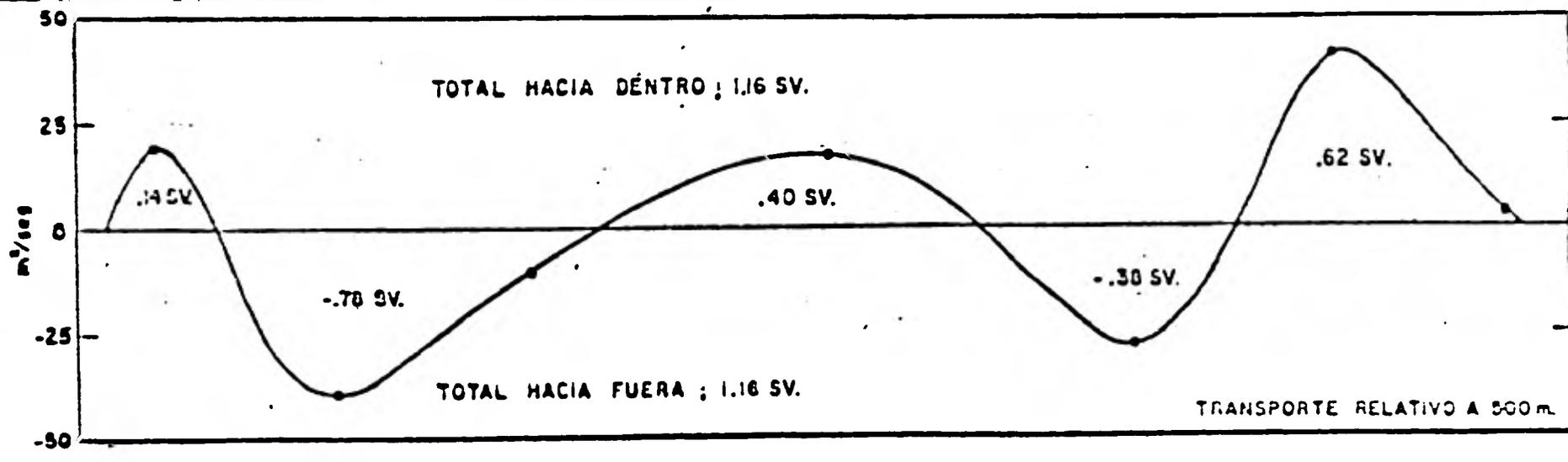
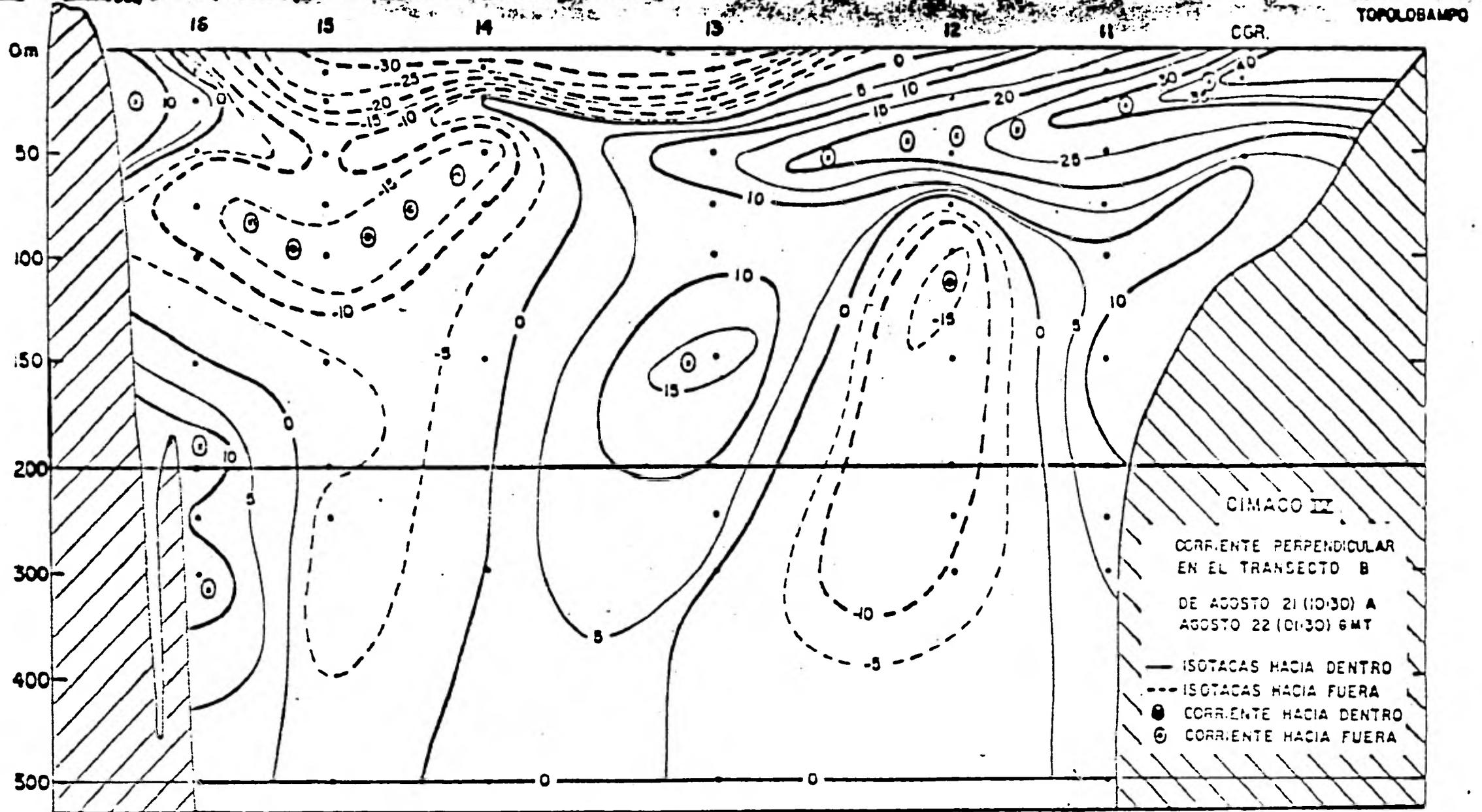


FIGURA V.2.1. DISTRIBUCION DE LA CORRIENTE Y TRANSPORTE DE AGUA DEL TRANSECTO B, - OBTENIDO, MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA DIRECTA, POR EMILSSON Y ALATORRE, [12].

fué nuestro caso, obtenemos 1.01 Sv y -1.01 Sv de entrada y salida -
respectivamente y si tomamos el transporte total obtenemos 1.63 y -
-1.62 de entrada y salida respectivamente.

Esta aclaración también es válida para el transecto D el cual -
se discute más adelante en este mismo inciso.

La fig.V.1.5. nos representa la distribución de la salinidad -
en el transecto B, lo cual apoya el esquema de la corriente descrito
anteriormente. Según Emilsson y Alatorre, la corriente que va hacia
el interior del Golfo, por el lado del continente, lleva aguas con -
salinidad de 34.8 a 34.6 ‰, a la vez que la corriente en el lado
occidental lleva las aguas de alta salinidad ($> 350/00$) oriundas
del interior del Golfo, hacia fuera. En nuestro caso, obtuvimos que
está saliendo más sal de la que entra, lo cual confirma, en cierto
modo, ésto último. (Ver Tabla V.1.3).

Respecto al transecto C, en cuestión de correntometría, puesto
que no fué posible reportar resultados del método dinámico por razo-
nes expuestas anteriormente, si apreciamos las figuras V.1.6. y V.1.7.
se observa que éstas no presentan valores para las estaciones 19
y 18, sin embargo, lo más lógico es suponer que por esta parte del con-
tinente haya entrado agua que corresponde a la salida en las estacio-
nes 20 y 23.

En el transecto D se obtuvo un patrón de circulación diferente - al del transecto B (ver figuras V.1.10. y V.1.4.) empleando el método dinámico.

Esta discrepancia se puede deber a que en la parte donde se efectuó el transecto D, la marea es considerable y es posible que ésta sea la causa de la variación en los flujos de ambos perfiles, puesto que - las estaciones no son simultáneas, esta misma causa pudo haber influido para que el transporte de agua en este transecto fuera mayor que en el transecto B.

Respecto al sistema de navegación Omega que se utilizó para la obtención de velocidades absolutas es discutible ya que la velocidad - de deriva del barco es casi del mismo orden que el error encontrado en la precisión del Omega.

Lo anterior se aprecia mejor de la siguiente manera: supongamos, por ejemplo, que queremos calcular la deriva del barco, para cualquier estación, con los respectivos errores que se puedan tener al hacer las lecturas en la cinta Omega, ésto es, utilizando las fórmulas de la - - IV.1.1. a IV.1.7. se tendría:

$$\text{Corr}_1 = 1000 - (\text{LP})_{L1}$$

$$\text{Corr}_2 = 1000 - (\text{LP})_{L2}$$

$$(MM)_{V1} = (MM)_{L1} + Corr_1$$

$$(MM)_{V2} = (MM)_{L2} + Corr_2$$

$$V_N = \left[(MM)_{V2} - (MM)_{V1} \right] f \cos \alpha / t$$

$$V_E = \left[(MM)_{V2} - (MM)_{V1} \right] f \operatorname{Sen} \alpha / t$$

donde los subíndices 1 y 2 indican el inicio y el final de la correntometría respectivamente, durante cada estación, y las letras que se utilizan fueron definidas en el inciso IV.1.

Ahora bien, como se puede cometer un error visual al hacer la lectura de la cinta del Omega, y en nuestro caso se trata de dos cintas, - una que corresponde al Omega del barco y la otra al Omega instalado en La Paz, entonces el desplazamiento hacia el norte (ΔC_N) queda de la siguiente forma:

$$V_{Ne} = \left[(MM)_{V2} + 2e - (MM)_{V1} + 2e \right] A_N$$

donde:

$$A_N = f \cos \alpha / t; e: \text{error visual en la lectura.}$$

y si tomamos el par F - H entonces:

$$f = 148.16 \text{ mts.}$$

$$\alpha = 322^\circ$$

$$t = 3100 \text{ seg; tiempo promedio de la correntometría en cada estación oceanográfica.}$$

Considerando únicamente los errores tenemos que:

$$V_{Ne} = 4 e A_N$$

y como el error visual que se puede cometer es de ± 1 cc entonces sustituyendo los valores obtenemos que:

$$A_N = 3.76 \text{ cm/seg.}$$

$$V_{Ne} = 15.06 \text{ cm/seg.}$$

siguiendo los mismos pasos para el desplazamiento este, tenemos que:

$$V_{Ee} = -11.76 \text{ cm/seg.}$$

El mismo procedimiento se seguiría para el par C-D.

Si comparamos estas velocidades con las obtenidas en el transecto B, por ejemplo, (ver figura IV.1.1.) se puede apreciar que son casi del mismo orden, lo cual nos indica que el Omega es poco confiable para el cálculo de velocidades absolutas.

En base a los resultados y la discusión anterior, se presentan una serie de conclusiones que esperamos ayuden al estudio de la porción central del Golfo de California.

1.- La aplicación del método dinámico se puede considerar aceptable en la parte del Golfo que va de Isla San José a Topolobampo, - ya que la circulación encontrada coincide con la de otros autores [12, 36, 44 y otros].

2.- La circulación en las regiones de entrada y salida en la parte de Punta Concepción - Río Yaqui no concuerda completamente, - empleando el método dinámico, con patrones de circulación de trabajos anteriores, sin embargo, la distribución de la sal, apoya en cierto modo, la circulación encontrada.

3.- Respecto a la circulación general definida por el método dinámico en la parte central del Golfo se aprecia la siguiente: en la región que cubre Isla San José - Topolobampo se encontraron 4 flujos de entrada y salida alternados, ésto es, en la parte oeste del Golfo, cercana a la Península se observa un flujo de salida y uno de entrada, mientras que en la parte este, cercana al continente, se observa un flujo de entrada y otro de salida, respectivamente.

En el transecto de Punta Concepción - Río Yaqui se observan los mismos flujos pero en este caso invertidos, ésto es, tanto en la parte oeste como en el este se observan flujos de entrada y salida.

4.- En relación al transporte de agua obtenido en ambos transectos se observa que los valores se encuentran en el rango de los reportados por otros investigadores como es el caso de Roden y Groves quienes obtuvieron un transporte de agua de 1.5 Sv mediante cálculos geostroficados por encima de los 500 metros; Warsh y Warsh encuentran un transporte de agua del orden de 3 a 3.6 Sv por encima de los 2,000 metros empleando, también, cálculos geostroficados.

En nuestro caso obtuvimos en el transecto Isla San José - Topolobampo (B) un transporte de agua del orden de 1.63 Sv y -1.62 Sv de entrada y salida respectivamente, mientras que en el transecto Punta Concepción - Río Yaqui (D) fue de 1.93 y -1.90 Sv de entrada y salida respectivamente, esto empleando cálculos geostroficados.

5.- Debido al carácter tan variable en la circulación del Golfo en la porción central se sugiere se haga un estudio para:

a) Evaluar las corrientes de marea con correntómetros fijos y mareógrafos en la porción central del Golfo simultáneamente con las estaciones oceanográficas.

b) Establecer los cambios temporales de los parámetros hidrológicos realizando medidas continuas con un aparato de alta precisión, por ejemplo, el CTD (conductividad y temperatura vs profundidad).

c) Completar el ciclo de observaciones estacionales, ver tabla 1, mediante una campaña oceanográfica en invierno y en este caso, que se realizaran las estaciones a mayor profundidad que 1,000 metros, ya que es posible que por abajo de este nivel, en esta parte del Golfo, el transporte de agua sea considerable.

d) Buscar métodos más precisos para medir la deriva del barco y obtener así, velocidades absolutas confiables. Entre los métodos - que se pueden desarrollar se encuentra, el de colocar boyas fijas repetidoras de radar.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- ALATORRE, M. A., 1980. Sistema de Adquisición y Manejo de Datos Oceanográficos, (SAMDO). C.C.M.L., U.N.A.M., (ahora Instituto).
- 2.- ALVAREZ-BORREGO, S., Sin fecha. Gulf of California, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., México, 69 pp. No publicado.
- 3.- ALVAREZ-BORREGO, S., y L.A. GALINDO BECT., 1974. Hidrología del Alto Golfo de California-I. Condiciones durante Otoño. Ciencias Marinas, Vol.1, No. 1: pag. 46-64.
- 4.- ALVAREZ-BORREGO, S., FLORES BAEZ, B.P., y GALINDO BECT, L. A., 1973. Hidrología del Alto Golfo de California-II. Condiciones durante Invierno, Primavera y Verano. Ciencias Marinas, Vol. 2, No. 1: pag. 21-36.
- 5.- ALVAREZ-BORREGO, S., y SCHWARTZLOSE, R., 1979. Masas de Agua del Golfo de California. Ciencias Marinas, Vol. 6 (1 y 2) pag. 43-63.
- 6.- ALVAREZ-SANCHEZ, L. G., B. WYATT, y M. R. STEVENSON., 1978. Corrientes en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970. Ciencias Marinas, Vol. 5, No. 1: pag. 105-118.
- 7.- ASKREN, D., A. BADAN., 1978. Conceptos de Oceanografía Física. School of Oceanography, Oregon State University, U.S.A., 160 pp.

- 8.- BARBERAN, J. M., I. EMILSSON, M. A. ALATORRE., A. FERNANDEZ., M. MANCILLA, y R. OCAMPO., (en prensa). Observaciones Oceanográficas en el Mar de Cortés. Proyecto CIMACO. Publicaciones Especiales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, U.N.A.M., - (ahora Instituto).
- 9.- BOWDITCH, N., 1977. American Practical Navigator. Pub. No. 9, Vol. 1, Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Washington, D.C., U.S.A..
- 10.- CALDERON-RIVEROLL, G., y L. K. LEPLEY., 1976. Modelo de circulación y parámetros oceanográficos del norte del Golfo de California, a partir de datos obtenidos por el satélite ERTS-1. En: Pérez-Rodríguez, P. y M. R. Suárez Zozaya (Eds.). I Reunión Latinoamericana sobre Ciencia y Tecnología de los Océanos. Secretaría de Marina, México: pag. 87-108.
- 11.- EMILSSON, I., 1972. Elementos de Oceanografía Física. Apuntes no publicados. Instituto de Geofísica, U.N.A.M., México, D.F.
- 12.- EMILSSON, I., y M. A. ALATORRE., 1980. Investigaciones recientes sobre la circulación en la parte exterior del Golfo de California. En: Ayala-Castañares, A., F. B. Phleger, R. A. Schwartzlose y A. Laguarda. Memorias del Simposio: El Golfo de California: origen, evolución, aguas, vida marina y recursos. En prensa.
- 13.- FOMIN, L. M., 1964. The dynamic method in oceanography. Elsevier Publishing Company. Amsterdam. 212 pp.

- 14.- GRANADOS, J. L., y R. A. SCHWARTZLOSE., 1977. Corrientes superficiales en el Golfo de California. En: F. A. Manrique (Ed.), Memorias V Congreso Nacional de Oceanografía, Guaymas, Sonora, 22-25 octubre 1974: 271-285.
- 15.- GRIFFITHS, R. C., 1963. Studies of oceanic fronts in the mouth of the Gulf of California, an area of tuna migrations. F.A.O. Fish Rept. 6 (3): pag. 1583-1609.
- 16.- _____., 1965. A study of the ocean fronts of Cape San Lucas. U.S. Natl. Mar. Fish. Suc., Spec. Sci. Rept., Fish, 499. 54 pp.
- 17.- _____., 1968. Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California. U.S. Natl. Mar. Fish. Serv., Spec. Sci. Rep. 573: 1-47.
- 18.- JACKSON, M. H., y M. FLANAGAN., 1970. Station Data Compute Program. NODC (National Oceanographic Data Center) Washington, D.C.
- 19.- LEPLEY, L. K., S. P. VONDER HAAR, J. R. HENDRICKSON, y G. CALDERON., 1975. Circulation in the northern Gulf of California from orbital photographs and ship investigations. Ciencias Marinas, Vol. 2, No. 2: 86-93.
- 20.- MANUAL DE INSTRUCCIONES PARA LA OBTENCION DE DATOS OCEANOGRAFICOS., 1972. Armada Argentina, Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires.
- 21.- MUNK, W. H., 1941. Internal waves in the Gulf of California. J. Mar. Res. 4: 81-91.

- 14.- GRANADOS, J. L., y R. A. SCHWARTZLOSE., 1977. Corrientes superficiales en el Golfo de California. En: F. A. Manrique (Ed.), Memorias V Congreso Nacional de Oceanografía, Guaymas, Sonora, 22-25 octubre 1974: 271-285.
- 15.- GRIFFITHS, R. C., 1963. Studies of oceanic fronts in the mouth of the Gulf of California, an area of tuna migrations. F.A.O. Fish Rept. 6 (3): pag. 1583-1609.
- 16.- _____., 1965. A study of the ocean fronts of Cape San Lucas. U.S. Natl. Mar. Fish. Suc., Spec. Sci. Rept., Fish, 499. 54 pp.
- 17.- _____., 1968. Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California. U.S. Natl. Mar. Fish. Serv., Spec. Sci. Rep. 573: 1-47.
- 18.- JACKSON, M. H., y M. FLANAGAN., 1970. Station Data Compute Program. NODC (National Oceanographic Data Center) Washington, D.C.
- 19.- LEPLEY, L. K., S. P. VONDER HAAR, J. R. HENDRICKSON, y G. CALDERON., 1975. Circulation in the northern Gulf of California from orbital photographs and ship investigations. Ciencias Marinas, Vol. 2, No. 2: 86-93.
- 20.- MANUAL DE INSTRUCCIONES PARA LA OBTENCIÓN DE DATOS OCEANOGRÁFICOS., 1972. Armada Argentina, Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires.
- 21.- MUNK, W. H., 1941. Internal waves in the Gulf of California. J. Mar. Res. 4: 81-91.

- 22.- OCAMPO, R., Sin Fecha. Método Dinámico. Apuntes no publicados, Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- 23.- OMEGA TABLE., 1974. Pub. No. 224. Area 11, North America Pair C-D 8 FH, Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Washington, D.C. U.S.A..
- 24.- OSORIO-TAFALL, B. F., 1943. El Mar de Cortés y la productividad fitoplanctónica de sus aguas. Escuela Nal. Cienc. Biol. Anales, 3: 78-118.
- 25.- _____., 1944. Los estudios hidrobiológicos en México y la conveniencia de impulsarlos. Rev. Soc. Mexicana Hist. Nat., 5: 127-153.
- 26.- _____., 1946. Contribución al conocimiento del Mar de Cortés. Soc. Geografía y Estadística, Bull., 62: 89-139.
- 27.- POND, S., G. L. PICKARD., 1978. Introductory Dynamic Oceanography. Pergamon Press. Londres. 241 pp.
- 28.- RIVERO, BELTRAN C. y T. RODRIGUEZ., 1978. Estudio de las Características Hidrológicas en el Océano Pacífico y Golfo de California. Secretaría de Marina, México, D.F.
- 29.- ROBINSON, M. K., 1973. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, México. San Diego Society of Natural History. Memoir 5. 97 pp.

- 30.- RODEN, G. I., 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific. Sci.*, 12 (1): 21-45.
- 31.- _____., 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: Tj. H. Van Andel y G. G. Shor (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Amer. Assoc. Petr. Geol.: 30-58.
- 32.- _____., 1972. Thermoaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revilla Gigedo islands region. *J. Phys. Oce.*, 2 (2): 177-183.
- 33.- RODEN, G. I., y G. W. GROVES., 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, 18 (1): 10-35.
- 34.- RODEN, G. I. e I. EMILSSON., 1980. Oceanografía Física del Golfo de California. En: Ayala-Castañares, A., F. B. Phleger, R. A. Schwartzlose y A. Laguarda. *Memorias del Simposio: El Golfo de California: origen, evolución, aguas, vida marina y recursos*. En prensa.
- 35.- ROSAS-COTA, A., 1976. Corrientes geostróficas en el Golfo de California en la superficie y a 200 mts., durante las estaciones de invierno y verano. *California Cooperative Oceanic Fisheries investigations., Reports.*, 19 (1): 89-106.
- 36.- SANTIAGO-MANDUJANO, F. E., 1980. Aplicación del Método Dinámico y Análisis de Correntometría directa, para el estudio de la circulación y el transporte de agua en la boca del Golfo de California. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, U.N.A.M..

- 37.- STEVENSON, M. R., 1970. On the physical and biological oceanography near the entrance of the Gulf of California, october 1966-august 1967. Inter Americ. Trop. Tuna. Comm., Bull., 14 (3): 389-504.
- 38.- SVERDRUP, H. U., 1941. The Gulf of California. Preliminary discussion of the cruise of the E. W. Scripps in february and march 1939. Proc. 6th Pac. Sci. Congr., 3: 161-166.
- 39.- _____., 1943. Oceanic observations of the Scripps Institution in 1939. Scripps Institution of Oceanography, Records of Observations, 1: 65-160.
- 40.- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON, y R. H. FLEMING., 1942. The Oceans. Prentice-Hall, New York. 1087 pp.
- 41.- THORADE, H., 1909. Uber die kalifornische Meeresstromung. Ann. Hydrogr. Mar. Met., 37: 17-34; 63-76.
- 42.- TOWNSEND, C. H., 1901. Dredging and other records of the U. S. Fish Commission steamer Albatross with bibliography relative to the work of the vessel. U. S. Fish Comm. Rept. for 1900: 387-562.
- 43.- VONDER HAAR, S.P., y R. O. STONE., 1973. Oceanographic analysis of orbital photographs of the upper Gulf of California. Photogrammetry, 29: 45-61.
- 44.- WARSH, C. E., y K. L. WARSH., 1971. Water exchange at the mouth of the Gulf of California. J. Geophy. Res., 76 (33): 8098-8106.

A P E N D I C E A

EN LAS SIGUIENTES TABLAS, LAS VELOCIDADES POSITIVAS
APUNTAN EN DIRECCION 330°(NO) Y LAS NEGATIVAS EN
SENTIDO OPUESTO.

Velocidades en metros/segundos				
Profundidad (m)	Estación 20	Estación 21	Estación 22	Estación 23
10	-0.151	-0.117	-0.186	-0.357
50	-0.470	-0.348	-0.469	-0.326
100	-0.349	-0.128	-0.213	-0.161
150	0.340	-0.176	-0.230	-0.371
200	-0.327	-0.131	-0.188	-0.189
250	-0.284	-0.152	-0.028	-0.135
300	-0.168	-0.142	-0.018	-0.073
400	0.036	-0.076	-0.010	-0.032
500	0	0	0	0

TABLA A.1. Velocidades relativas referidas al nivel de 500 metros obtenidas en el Transecto C, mediante análisis de correntometría.

Profundidad (m)	Velocidades en metros/segundos				
	Estación 25	Estación 26	Estación 27	Estación 28	Estación 29
10	0.109	0.101	0.317	-0.133	-0.534
50	-0.179	0.020	-0.115	-0.003	-0.351
100	-0.182	-0.024	-0.251	-0.277	-0.007
150	-0.019	-0.003	-0.294	-0.176	0.097
200	-0.026	-0.038	-0.382	-0.248	0.016
250	-0.078	0.028	-0.348	-0.288	0.016
300	-0.047	0.057	-0.262	-0.204	0.061
400	-0.020	0.042	-0.094	-0.004	0.036
500	0	0	0	0	0

TABLA A.2. Velocidades relativas referidas al nivel de 500 m
obtenidas en el transecto D, mediante análisis -
de correntometría.

VELOCIDAD EN METROS / SEG.

PROFUNDIDAD	ESTACION 10	ESTACION 11	ESTACION 12	ESTACION 13	ESTACION 14	ESTACION 15
10	-0.338	0.195	0.333	-0.389	-0.402	-0.142
50		0.234	0.271	0.077	-0.286	-0.016
100		0.052	0.153	0.058	-0.175	-0.042
150		0.039	0.179	0.108	-0.139	0.089
200		0.025	0.158	0.041	-0.137	0.080
250		-0.033	0.150	0.041	-0.129	0.047
300		0.026	0.179	-0.055	0.142	0.014
400		0.016	0.258	-0.058	0.150	0.070
500		-0.021	0.254	-0.063	0.129	0.116
700			0.133	-0.094	-0.025	-0.029
900					-0.027	-0.016
1000					-0.016	

TABLA A-3. VELOCIDADES ABSOLUTAS OBTENIDAS EN EL TRANSECTO B MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA Y SISTEMA DE NAVEGACION OMEGA.

VELOCIDAD EN METROS/SEG.

PROFUNDIDAD	ESTACION 18	ESTACION 19	ESTACION 20	ESTACION 21
10	-0.251	0.019	-0.231	0.026
50		-0.500	-0.451	-0.170
100		-0.298	-0.320	0.012
150		-0.100	-0.308	-0.029
200			-0.304	0.014
250			-0.254	0.0
300			-0.142	0.010
400			0.062	0.075
500			0.025	0.162
700			0.021	0.296
900				0.245

TABLA A-4 VELOCIDADES ABSOLUTAS OBTENIDAS EN EL TRANSECTO C,
 MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA Y SISTEMA DE
 NAVEGACION OMEGA.

VELOCIDADES EN METROS/SEG.

PROFUNDIDAD	ESTACION 25	ESTACION 26	ESTACION 27	ESTACION 28	ESTACION 29
10	0.095	0.056	0.254	-0.105	-0.344
50	-0.193	-0.024	-0.179	0.025	-0.244
100	-0.116	-0.050	-0.304	-0.225	0.126
150	-0.012	-0.052	-0.401	-0.137	0.204
200	-0.052	-0.083	-0.458	-0.250	0.116
250	-0.091	-0.017	-0.391	-0.240	0.141
300	-0.041	0.012	-0.308	-0.137	0.177
400	-0.012	-0.008	-0.154	-0.016	0.146
500	0.006	-0.039	-0.046	0.037	0.104
700		-0.025	0.016	0.079	0.037
900		-0.027		0.157	0.025
1000		-0.054			0.019

TABLA A-5. VELOCIDADES ABSOLUTAS OBTENIDAS EN EL TRANSECTO D, MEDIANTE ANALISIS DE CORRENTOMETRIA Y SISTEMA DE NAVEGACION OMEGA.

A P E N D I C E B

PROGRAMA UTILIZADO PARA EL CALCULO DE LA
SUPERFICIE DE NO MOVIMIENTO.

COMÉNTAR: Encuentra las posibles superficies cero en un perfil formado por 4 estaciones y que se extiende hasta 500 m. de profundidad. Utiliza un criterio parecido al de WARSII Y WARSII (1971), entre un par y el otro la diferencia en la profundidad de la superficie cero no excede un valor dado desde fuera (ESCALON). Para cada una de las superficies cero encontradas calcula los transportes positivo y negativo de agua y sal. Los datos de velocidad geostrofica se toman del archivo del arch.70 en disco SMI. Este archivo se crea a partir del programa elaborado por SANTIAGO BARROJANO, y SUIO

```

FILE RMT(KIND=REDFIE,NYUSE=10, MAXREC SIZE=22), SAM(KIND=DISK,
FILETYPE=2), IMP(KIND=PRINTER)
INTEGER I,J,J1,I2,I3,J4,K,N,LIM,SA,L
REAL TP,TT,TTI,SUB,FSC
LABEL USHA
ARRAY AEO:1000,0:51,E,SEFALO:61,U,SALFEO:4,0:801,AGUACO:4,0:801
SWITCH FILE SALE:=RMT,IMP
DEFINE FRO(P1,P2,P3)= FOR P1:=P2 STEP 1 UNTIL P3 DO #
PROCEDURE TRANSP(B,PARA,D)
  ZCalcula el transporte de cualquier parametro.
  ARRAY DLX:1,PARA,REX,*3
  BEGIN INTEGER I,J REAL P,F,PROF,PP
  TP:=TN:=11:=0
  FRO(J,0,69) BEGIN PROF:=(IF J<41 THEN 5 ELSE 10)
  FRO(I,0,4) BEGIN P:=(BEI,J1+BEI,J1+11)/2
  PP:=(PARA1,J1+PARA1,J1+11)/2 F:=P*DLX1*PP*PROF
  IF P GEQ 0 THEN TP:=TP+F ELSE TN:=TN+F TT:=TT+F
  END END
END TRANSP
READ(SAM LSPACE 31)
FRO(I,1,5) READ(SAM,<X14,I3,X3,I3,X7,F9,2>,ECI1,ECI1+1,SEFACI-11)
READ (SAM LSPACE 51)
FRO (J,0,70) READ(SAM,<X16,* (X1,F7.4,X2,F5.2,X1)>,5,
FRO(I,0,4) (VLI,J1,SALFELI,J1)
WRITE(RMT,<" DE EL TAMAÑO DEL ESCALON EN METROS">)
READ(RMT,/,ESC)
WRITE(RMT,<" SALIDA DE RESULTADOS ? (0:TELETIPO, 1:IMPRES,
"SORA)">) READ(RMT,/,SA)
FRO(I,0,4) FRO(J,0,70) AGUACI,J1:=1
  ZEn seguida se calculan las posibles superficies cero.
FRO(I,150/FSC,150/FSC+4)
LIM:=LIM+1
I:=0
FRO(K,0,150/FSC+4) FRO(J1,-1,1) FRO(J2,-1,1) FRO(J3,-1,1)
  FRO(J4,-1,1) BEGIN % 1
  AEL,4I:=K+J1+J2+J3+J4
  AEL,3I:=K+J1+J2+J3
  AEL,2I:=K+J1+J2
  AEL,1I:=K+J1
  AEL,0I:=K

```

```

SUM:=0
FR0(0,0,4) BEGIN
IF A(I,1) < 0 THEN GO TO USHA SUM:=SUM+A(I,1) END
IF SUM > LIM THEN GO TO USHA T:=I+1
USHA LAB 1
N:=1
WRITE(SALELSA, " EL NUMERO ENCONTRADO DE SUPERFICIES DE REFERENCIA ",
" FUE ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
WRITE(SALELSA, " EN ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
WRITE(SALELSA, " EN ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
WRITE(SALELSA, " EN ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
FR0(I,0,N-1) WRITE(SALELSA, " EN ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
FR0(J,0,4) 500-A(I,1)
WRITE(SALELSA, " TRANSPORTE ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
X6, " T AGUA (+)", X5, " T AGUA (-)", X4, " T AGUA NETO", X5, " T SAL (+)",
X6, " T SAL (-)", X6, " T SAL NETO", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
" (KG/SEG)", X6, " (KG/SEG)", I, " Y ", I, " Y ")
BEGIN % 1.5
ARRAY VRCO:4,0:301,1SP,TSN,TST,TAP,TAN,TATEO:N1
REAL CERO
FR0(I,0,N-1) BEGIN % 2
% Se convierten las velocidades relativas a la superficie en
% relativas a la superficie cero en turno.
FR0(J,0,4) BEGIN % 3
CERO:=V(J, (IF(500-A(I,1)*ESC)/5 < 41 THEN (500-A(I,1)*ESC)/5
ELSE (500-A(I,1)*ESC)/10 +20))
FR0(K,0,70) VRC(J,K):=V(J,K)-CERO END 3
% Se calcula el transporte de Agua y Sal.
TRANSP(VR,AGUA,SEPA)
TAPCII:=TP TANCII:=TN TATECII:=TT
TRANSP(VR,SALP,SEPA)
TSPCII:=TP TSNCII:=TN TSTCII:=TT
WRITE(SALELSA, " EN ", I, " Y ", I, " Y ", I, " Y ")
TSPCII*1.025, TSNCII*1.025, TSTCII*1.025)
END 2
END 1 Y MEDIO
END.
#

```

ET = 46: 28.8

PT = 1: 17.9

IO = 2.3

LENGUAJE : Algol