

ESCUELA SUPERIOR
POLITECNICA DEL LITORAL

DEPARTAMENTO DE INGENIERIA MARITIMA
Y CIENCIAS DEL MAR

T^o
551.4601
C963
C-2

P. # 9943

Oceanografía Física del Fenómeno
de "El Niño" de 1976

TESIS DE GRADO

Previa a la Obtención del Título de:

LICENCIADO EN OCEANOGRAFIA

Presentada por:

EMILIO CUCALON ZENCK



BIBLIOTECA

GUAYAQUIL - ECUADOR
1982



DEDICATORIA

*A mis Padres y
Hermanos*



BIBLIOTECA

Deseo expresar mi agradecimiento al M.Sc. Jorge Calderón, Director de Tesis, por su imprescindible guía en la elaboración del presente trabajo; al Instituto Oceanográfico de la Armada en las personas de su Ex-Director, CPMG-EM Pedro Cabezas, y de su actual Director, CPCB-UN Hernán Moreano, por la disponibilidad de la información requerida; al Dr. Roberto Jiménez, Director del Instituto Nacional de Pesca, por su estímulo y colaboración en la realización de este trabajo; al Biol. Eduardo Zambrano, - por sus acertadas sugerencias y la revisión del manuscrito; al M.Sc. Nelson Silva, de la Universidad Católica de Valparaíso-Chile, por su valiosa ayuda en el procesamiento de la información. También expreso mi agradecimiento a la Srta. Claudina Barcos, por el tipado del texto y al Sr. Ernesto Zavala, por los gráficos incluidos.



BIBLIOTECA

Jorge Calderón

JORGE CALDERON VELASQUEZ, M.Sc.
Director de Tesis

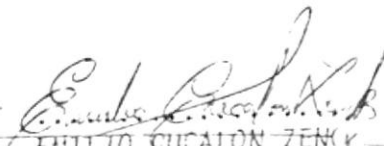


BIBLIOTECA

DECLARACION EXPRESA

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

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL).


EMILIO CEVALÓN ZENTENO



BIBLIOTECA

RESUMEN



BIBLIOTECA

En febrero-marzo de 1976 se produce, frente a las costas de Ecuador, una invasión de aguas cálidas (28°C) y de baja salinidad (33.6‰) procedente del SW y que alcanza hasta 1°S . Simultáneamente se evidencia también un estrecho discurrimiento costero hacia el sur, hasta aproximadamente 8°S , de aguas igualmente cálidas (27°C) y de relativamente mayor salinidad (34.2‰) de la Bahía de Panamá. En julio 1976 ocurre otro máximo en las anomalías térmicas frente a las costas de Ecuador, al igual que en Perú, asociado con la penetración hacia la costa de Agua Subtropical Superficial. Estos anómalos calentamientos están grandemente relacionados con el debilitamiento experimentado por los vientos alisios ecuatoriales durante la mayor parte de 1976 y con una elevación del nivel del mar en el Pacífico Oriental en contraste con un descenso del mismo en el Pacífico Occidental.

En septiembre 1976 las condiciones oceanográficas frente a las costas de Ecuador y Perú habían retornado a lo "normal". Sin embargo, frente a las costas de Perú en diciembre de 1976, se produce otro pico de calentamiento superficial asociado también con la advección desde el oeste de Agua Subtropical Superficial. Tan pronto como los vientos alisios se intensificaron a comienzos de 1977 el nivel del mar se incrementó rápidamente en el Pacífico Occidental mientras que disminuía en el lado oriental. De esta manera fue evidente el desarrollo de un evento "El Niño" en 1976.

I N D I C E G E N E R A L

	Páq.
RESUMEN	6
INDICE GENERAL	7
INDICE DE ABREVIATURAS	15
LISTA DE SIMBÓLOS	17
I. INTRODUCCION	18
1.1. <i>Objetivos</i>	18
1.2. <i>Antecedentes</i>	18
1.3. <i>Organización de la tesis</i>	19
II OCEANOGRAFIA FISICA DEL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL	21
2.1. <i>Introducción</i>	21
2.2. <i>La Bahía de Panamá</i>	29
2.3. <i>El Frente Ecuatorial</i>	36
2.4. <i>La Corriente de Perú</i>	38
2.5. <i>La Subcorriente Ecuatorial</i>	41
III ASPECTOS MAS SOBRESALIENTES DEL FENOMENO DE "EL NIÑO"	43
3.1. <i>Aspectos Oceanográficos</i>	45
3.2. <i>Aspectos Meteorológicos</i>	52
IV NATURALEZA DE LOS DATOS	58
4.1. <i>Información Física</i>	58
4.2. <i>Información Meteorológica</i>	70
V PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION	73
5.1. <i>Parámetros Físicos</i>	73
5.1.1. <i>Determinación Algebraica de la Composición de Masas de Agua</i>	76



BIBLIOTECA

pág.

5.1.2. Las Masas de Agua y sus Correspondientes Aguas Tipo.....	78
5.1.3. Procedimiento	86
5.2. Parámetros Meteorológicos	111
VI ANALISIS DE LA OCEANOGRAFIA FISICA DEL FENOMENO DE "EL NIÑO" DE 1976	121
6.1. Introducción	121
6.2. Aspectos Oceanográficos	121
6.2.1. Distribución de la Temperatura y Salinidad Super- ficial	121
6.2.2. Distribución Vertical de Temperatura y Salinidad..	136
6.2.3. Distribución de Masas de Agua	142
6.2.4. Nivel del Mar y Topografía de la Superficie del Mar a través del Pacífico Ecuatorial en 1976.....	145
6.2.5. Una Anomalia Hidroclimática en el Pacífico Sur re- lacionada con el Fenómeno de "El Niño" en 1976...	152
6.3. Aspectos Meteorológicos	156
6.4. El Indice de Quinn	163
6.5. Comparación con Fenómenos de "El Niño" anteriores a 1976	170
VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	173
BIBLIOGRAFIA	176

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Fig. N° 1 Circulación Superficial de las mayores Corrientes Oceánicas en el Pacífico Oriental en octubre.....	22
Fig. N° 2 Corrientes Superficiales promedio en el Pacífico Oriental en marzo	26
Fig. N° 3 Corrientes Superficiales promedio en el Pacífico Oriental en junio	27
Fig. N° 4 Corrientes Superficiales promedio en el Pacífico Oriental en octubre	28
Fig. N° 5 Distribución promedio de Temperatura (°C) y Salinidad (‰) Superficial en la Bahía de Panamá en febrero.....	31
Fig. N° 6 Distribución promedio de Temperatura (°C) y Salinidad (‰) Superficial en la Bahía de Panamá en agosto.....	32
Fig. N° 7 Circulación Superficial promedio (m/seg) frente a Sudamérica en febrero-marzo	34
Fig. N° 8 Circulación Superficial promedio (m/seg) frente a Sudamérica en agosto.....	35
Fig. N° 9 Estructura Típica del frente Ecuatorial	37
Fig. N° 10 Sistema de Corrientes del Perú	40
Fig. N° 11 Análisis de la Presión Superficial del Mar y del frente Atmosférico, preparado por el N.W.S. para el 3 de julio 1972 (A) y el 27 de julio 1972 (B) en el Pacífico sur .	55
Fig. N° 12 Variaciones Anuales en el Gradiente de presión Superficial entre la Costa de Perú (16°S) y los 30°S-90°W (A),	



	<i>y de la TSM en Chimbote, Perú (B).....</i>	56
Fig. N° 13	<i>Ruta del Crucero Oceanográfico realizado por INOCAR en marzo-abril 1976.....</i>	59
Fig. N° 14	<i>Ruta del Crucero Oceanográfico realizado por INOCAR en septiembre 1976</i>	60
Fig. N° 15(a)	<i>Diagrama T/S (z) de c/u de las estaciones oceanográficas ubicadas en el meridiano 82°30'W en marzo-abril 1976</i>	89
Fig. N° 15(b)	<i>Diagrama T/S (z) de c/u de las estaciones oceanográficas ubicadas en el meridiano 82°30'W en septiembre - 1976</i>	90
Fig. N° 16(a)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 16-17</i>	91
Fig. N° 16(b)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 1-2</i>	92
Fig. N° 17(a)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 18-19</i>	93
Fig. N° 17(b)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 3-4</i>	94
Fig. N° 18(a)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 20-21</i>	95
Fig. N° 18(b)	<i>Porcentajes de Composición de las Masas de Agua en las Estaciones 5-6</i>	96



BIBLIOTECA

Pág.

Fig. N° 19(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 16	97
Fig. N° 19(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 1	98
Fig. N° 20(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 17	99
Fig. N° 20(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 2	100
Fig. N° 21(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 18	101
Fig. N° 21(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 3.....	102
Fig. N° 22(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 19	103
Fig. N° 22(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 4.....	104
Fig. N° 23(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 20	105
Fig. N° 23(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 5	106
Fig. N° 24(a)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 21.....	107
Fig. N° 24(b)	Distribución Porcentual de las Masas de Agua en la Estación 6.....	108



BIBLIOTECA

	Pág.
Fig. N° 25(a) Distribución Porcentual de las Masas de Agua a lo largo del perfil $82^{\circ}30'W$ en marzo-abril 1976	109
Fig. N° 25(b) Distribución Porcentual de las Masas de Agua a lo largo del Perfil $82^{\circ}30'W$ en septiembre 1976	110
Fig. N° 26 Variación Anual (1975-80) de la TSM (A) y de la Presión Atmosférica Superficial (B) en Salinas ($2^{\circ}S - 81^{\circ}W$)	112
Fig. N° 27 Variación Anual (1975-77) de la Presión Atmosférica Superficial y de la Precipitación en Salinas	113
Fig. N° 28 Variación Anual (1975-77) de la Presión Atmosférica Superficial y de la Precipitación en San Cristóbal, Galápagos	115
Fig. N° 29 Distribución Frecuencial de la Dirección del Viento durante el primer semestre de 1976 y 1977 en Salinas	116
Fig. N° 30 Distribución Frecuencial de la Dirección del Viento durante el segundo semestre de 1975 y 1976 en Salinas	117
Fig. N° 31 Distribución Frecuencial de la Dirección del Viento durante el primer semestre de 1976 y 1977 en San Cristóbal, Galápagos.....	118

137	del Perùil 82°30'W en marzo-abril 1976.....	Fig. Nº 42	Distribución Vertical de la Temperatura a lo largo
134 ma (8°S)	Fig. Nº 41	Anomalías de la TSM durante 1975-77 en Puerto Chica
133	Fig. Nº 40	Anomalías de la TSM durante 1975-77 en Salinas.....
130 bre 1976	Fig. Nº 39	Distribución de la Salinidad Superficial en septiem
129 tiembre 1976	Fig. Nº 38	Distribución de la Temperatura Superficial en sep-
127 la Costa, abril 1976	Fig. Nº 37	Distribución de la salinidad Superficial cerca de
126 abril 1976	Fig. Nº 36	Distribución de la Salinidad Superficial en marzo-
124 de la Costa, abril 1976	Fig. Nº 35	Distribución de la Temperatura Superficial cerca
123 zo-abril 1976	Fig. Nº 34	Distribución de la Temperatura Superficial en mar
120 1975-junio 1977	Fig. Nº 33	Variaciones Temporales de la Velocidad del Viento
119 San Cristóbal, Galápagos	Fig. Nº 32	Distribución Frecuencial de la Dirección del vien
	to durante el segundo semestre de 1975 y 1976 en		

BIBLIOTECA



	Pág.	
Fig. N° 42	Distribución Vertical de la Temperatura a lo largo del Perfil 82°30'W en marzo-abril 1976	137
Fig. N° 43	Distribución Vertical de la Salinidad a lo largo del Perfil 82°30'W en marzo-abril 1976	139
Fig. N° 44	Distribución Vertical de la Temperatura a lo largo del Perfil 82°30'W en septiembre 1976	140
Fig. N° 45	Distribución Vertical de la Salinidad a lo largo del Perfil 82°30'W en septiembre 1976	141
Fig. N° 46	Variaciones del Nivel del Mar (1974-77) en PONAPE (8°N-158°E) y La Libertad (2°S-81°W).....	146
Fig. N° 47	Topografía de la Superficie del Mar en el Pacífico Ecuatorial en octubre 1975 (A) y marzo 1976 (B)...	150
Fig. N° 48	Topografía de la Superficie del Mar en el Pacífico Ecuatorial en junio 1976 (A) y abril 1977 (B).....	151
Fig. N° 49	Salinidad Superficial en el Pacífico Occidental en marzo 1976	153
Fig. N° 50	Salinidad Superficial en el Pacífico Occidental en agosto 1976	155
Fig. N° 51	Variaciones Temporales de la Velocidad del Viento durante 1975-77 en Isla Christmas (2°N-157°W)....	162
Fig. N° 52	Indice de Presión E-D para el período 1942-72.....	165
Fig. N° 53	Anomalías del Indice de Presión E-D para el período 1948-76	169



BIBLIOTECA

INDICE DE ABRUVIATURAS



BIBLIOTECA

AIAA	Agua Intermedia Antártica
APP	Agua Profunda del Pacífico
ASS	Agua Ecuatorial Subsuperficial
AST	Agua Subtropical
AT	Agua Tropical
BT	Batitermógrafo
C	Calma
cm	Centímetro
CTE	Corriente
E	Este
H.N.	Hemisferio Norte
H.S.	Hemisferio Sur
INAMHI	Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología
INDICE E-D	Indice Easter-Darwin
INP	Instituto Nacional de Pesca
INOCAR	Instituto Oceanográfico de la Armada
Km	Kilómetro
Lim. de Cte.	Límite de Corriente
M	Metros
mb	Milibares

mm	Milímetros
N	Norte, Nudos
NE	Noreste
NW	Noroeste
N.W.S.	National Weather Service
O.S.	Oscilación del Sur
POT	Pacífico Oriental Tropical
S	Sur
SE	Sureste
Seg.	Segundos
SW	Suroeste
T.M.	Tonelada Métrica
T-S	Temperatura-Salinidad
TSM	Temperatura Superficial del Mar
W	Oeste
ZCIT	Zona de Convergencia Inter-tropical.

LISTA DE SIMBOLOS

°C	Grados Centígrados
>	Mayor que
≥	Mayor o igual que
<	Menor que
‰	Partes por mil
%	Tanto por ciento

CAPITULO 1

INTRODUCCION

1.1. Objetivos

El objetivo fundamental del presente trabajo es realizar un análisis de los aspectos oceanográficos físicos de la región frente a las costas de Ecuador relacionados con el desarrollo de un evento "El Niño" en 1976 integrándolo al análisis del evento visto a escala global.

1.2. Antecedentes

El fenómeno conocido como "El Niño" de naturaleza aperiódica y cuyo origen se halla estrechamente vinculado a interacciones océano-atmosféricas a escala global se manifiesta fundamentalmente, con variable intensidad, frente a la costa occidental de sudamérica. El fenómeno que consiste en la invasión de aguas superficiales anormalmente cálidas provenientes principalmente del norte i/o del oeste, altera considerablemente el medio ambiente marino en que se desenvuelve la fauna de esta región ecuatorial lo cual trae consigo un desequilibrio ecológico que se manifiesta fundamentalmente en las pesquerías. Es por esto que las investigaciones que se hacen tendientes a pronosticar la ocurrencia del fenómeno son de mucha importancia dado el impacto que produce en la economía de los países que afecta. Además, el fenómeno de "El Niño" tiene serias repercusiones en la región litoral ya que fre

cuentemente viene acompañado de fuertes precipitaciones debido a un desplazamiento austral de la Zona de Convergencia Intertropical, que inciden notablemente en el desarrollo de la actividad agrícola produciendo graves pérdidas por inundaciones debido a la no anticipada ocurrencia del fenómeno.

1.3. Organización de la Tesis

En el capítulo II; a manera de introducción se realiza un análisis de las condiciones oceanográficas predominantes en el Pacífico Oriental Tropical, con especial énfasis en tres zonas características dentro de esta gran región identificadas por sus respectivas masas de agua: al norte del ecuador la Bahía de Panamá caracterizada por el Agua Tropical Superficial, al sur el Agua Subtropical de la Corriente de Perú y entre estas dos ubicada una zona de transición denominada frente ecuatorial. Estas tres masas de agua juegan un papel muy importante en el desarrollo de un evento "El Niño". Además se hace una breve descripción de los principales patrones de circulación que rigen las mayores corrientes oceánicas de este lado del Pacífico y que en gran medida están relacionadas con el desarrollo de este evento.

En el capítulo III, se destaca una compilación de las características oceanográficas y meteorológicas mas sobresalientes del fenómeno incluyendo las principales hipótesis que se han desarrollado en torno a su origen.

En los capítulos IV y V, se hace una descripción detallada de la forma de obtención de los datos involucrados en el presente análisis así como del tratamiento y metodología aplicada en su procesamiento, para después, en el capítulo VI, proceder al análisis en sí del evento en 1976. Además se realiza también una comparación de los aspectos más notables del evento "El Niño" en 1976, con eventos de años anteriores.

Finalmente, en el capítulo VII, se exponen las conclusiones y recomendaciones que son consecuencia directa de la realización de este trabajo.



BIBLIOTECA



BIBLIOTECA

CAPITULO 2



OCEANOGRAFIA FISICA DEL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

BIBLIOTECA

2.1. Introducción

El Océano Pacífico Oriental constituye el escenario donde se manifiesta con mayor evidencia la anomalía océano-atmosférica conocida como "El Niño". Debido al importante papel que juegan algunas de las mayores corrientes oceánicas superficiales del Pacífico en el desarrollo del evento de "El Niño", describiremos sus patrones de circulación especialmente para la región del Pacífico Oriental comprendida entre los 20°S - 30°N y entre la costa de América y 140°W .

La circulación superficial en el Océano Pacífico Oriental está gobernada principalmente por los regímenes oriental y ecuatorial de los giros anticiclónicos del Pacífico Norte y Sur. Vale decir - por la Corriente de California y la Corriente Ecuatorial Norte en el Pacífico Norte y por la Corriente de Perú y la Corriente Ecuatorial Sur en el Pacífico Sur. Entre estos dos giros se desarrolla la Contracorriente Ecuatorial, la cual manifiesta un marcado carácter estacional (Fig. 1).

La Corriente de California, la cual fluye con dirección sur frente a las costas de Baja California, presenta dos patrones estacionales de circulación bien definidos. De febrero a junio el flujo

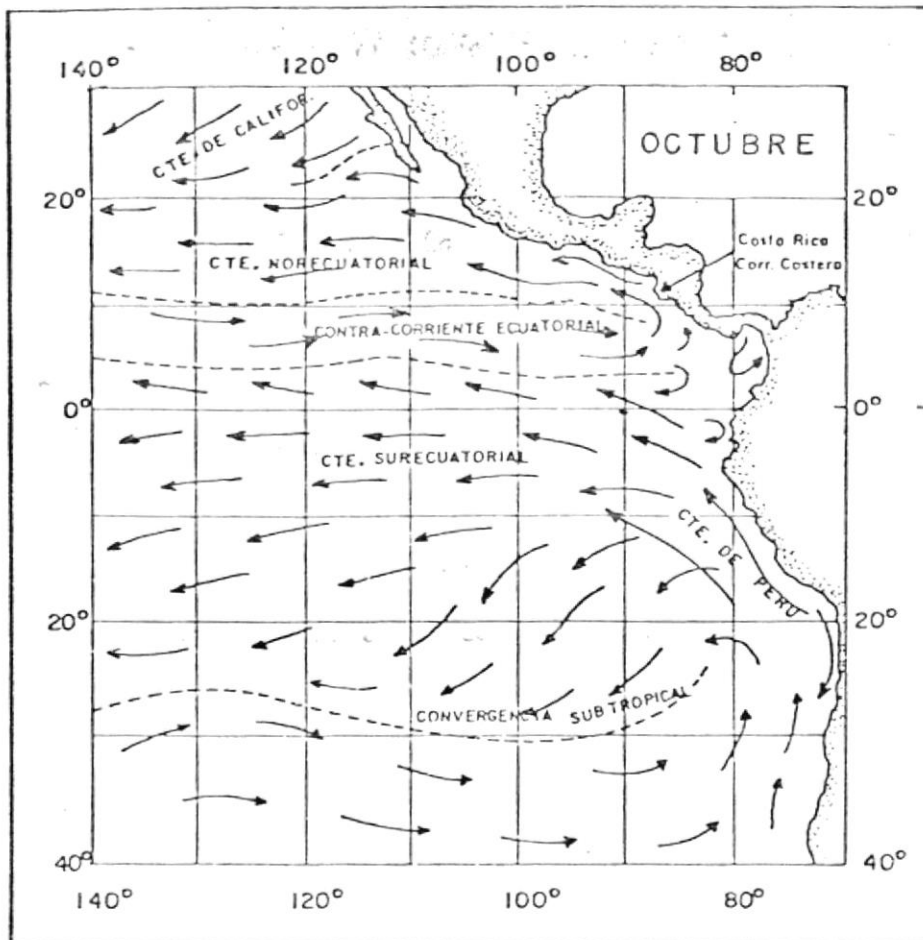


FIG. N° 1. — CIRCULACION SUPERFICIAL DE LAS MAYORES CORRIENTES OCEANICAS EN EL PACIFICO ORIENTAL EN OCTUBRE

se manifiesta fuerte y paralelo a la costa, alcanzando hasta cerca de 15°N antes de desviarse hacia el oeste. Durante el período de agosto a diciembre el flujo se torna débil y con dirección oeste desde la costa, entre 20°N y 30°N . Los meses de enero y julio se presentan como períodos de transición entre estos dos patrones de circulación. Fuera de la costa, entre aproximadamente 15°N y 25°N , donde la Corriente de California se integra a la Corriente Ecuatorial Norte, la velocidad del flujo permanece casi invariable durante el año con un promedio aproximado de 0.3 nudos. Este flujo, altamente divergente frente a las costas de Baja California, está relacionado con los fuertes afloramientos que se desarrollan a lo largo de estas costas (72).

La Corriente Ecuatorial Norte (parte oriental), la cual fluye hacia el oeste, está alimentada principalmente por dos fuentes que son: la Corriente de California y el Agua del Pacífico Oriental Tropical, siendo sus aportes variables durante el año. De marzo a julio, el aporte está dado casi exclusivamente por la Corriente de California la cual es fuerte en esta época, mientras que durante el resto del año el suministro proviene principalmente del Agua del Pacífico Oriental Tropical, coincidiendo con el mayor desarrollo de la Contracorriente Ecuatorial, desde la cual fluye gran cantidad de agua hacia el norte que luego es integrada al flujo hacia el oeste de la Corriente Ecuatorial Norte. Al oeste de 120°W , este flujo se manifiesta con una velocidad casi constan

te durante el año de cerca de 0.3 nudos (73).

La Contracorriente Ecuatorial (Norte) fluye con dirección este entre 4°N y 11°N al este de 140°W , variando su posición y ancho estacionalmente. De mayo a diciembre la Contracorriente se manifiesta con mucha fuerza llegando a tener velocidades de cerca de 0.7 nudos en septiembre, entre 110° y 130°W . El ancho de esta varía desde 3° de latitud en mayo hasta más de 5° de agosto a octubre, para luego disminuir otra vez a menos de 4° en diciembre (72). De mayo a diciembre, cuando la Contracorriente está bien desarrollada, al este de 90°W se divide en dos ramales, uno que fluye hacia el norte y noroeste y que luego se integra a la Corriente Ecuatorial Norte y otro que fluye hacia el sur y oeste compenetrándose al régimen de la Corriente Ecuatorial Sur. En enero la Contracorriente comienza a desintegrarse, manifestándose tan solo al oeste de 120°W en febrero-marzo y en abril está completamente ausente.

La Corriente Ecuatorial Sur (parte oriental) fluye hacia el oeste a ambos lados del ecuador, constituyendo su borde norte la Contracorriente Ecuatorial mientras que al sur se extiende hasta la región subtropical. Al norte del ecuador la Corriente exhibe sus mayores velocidades las cuales varían estacionalmente (> 1.5 nudos de julio a noviembre), mientras que al sur estas se mantienen casi constantes durante el año. En el ecuador, al oeste de 100°W ,

usualmente este flujo se manifiesta divergente con una ligera componente norte en el Hemisferio Norte (H.N.) y una componente sur en el Hemisferio Sur (H.S.). Esta Corriente se presenta con mayor fuerza en el período comprendido de julio a octubre (72).

Acercas de la Corriente de Perú, la cual en realidad constituye un sistema de corrientes, se tratará más adelante en el subtema correspondiente dentro de este mismo capítulo.

Cabe anotar también que algunos investigadores han evidenciado la existencia de una Contracorriente Ecuatorial Sur con flujo hacia el este, ubicada aproximadamente entre 5°S y 10°S al este de 110°W . A este flujo se le atribuye un carácter estacional relacionado principalmente con las intensificaciones y decaimientos de los vientos alisios sureste (S.E.). Además, varias hipótesis acerca del origen del fenómeno de "El Niño" responsabilizan, en gran parte a este flujo, de las invasiones de agua cálida y de relativamente alta salinidad que se producen frente a las costas de Perú y Ecuador asociadas con este fenómeno.

En general, las corrientes anteriormente mencionadas exhiben, en esta región, diferentes patrones de circulación para los períodos de febrero-abril, mayo-julio y agosto-diciembre, los cuales se encuentran representados por los meses de marzo, junio y octubre en las figuras 2, 3 y 4 respectivamente.

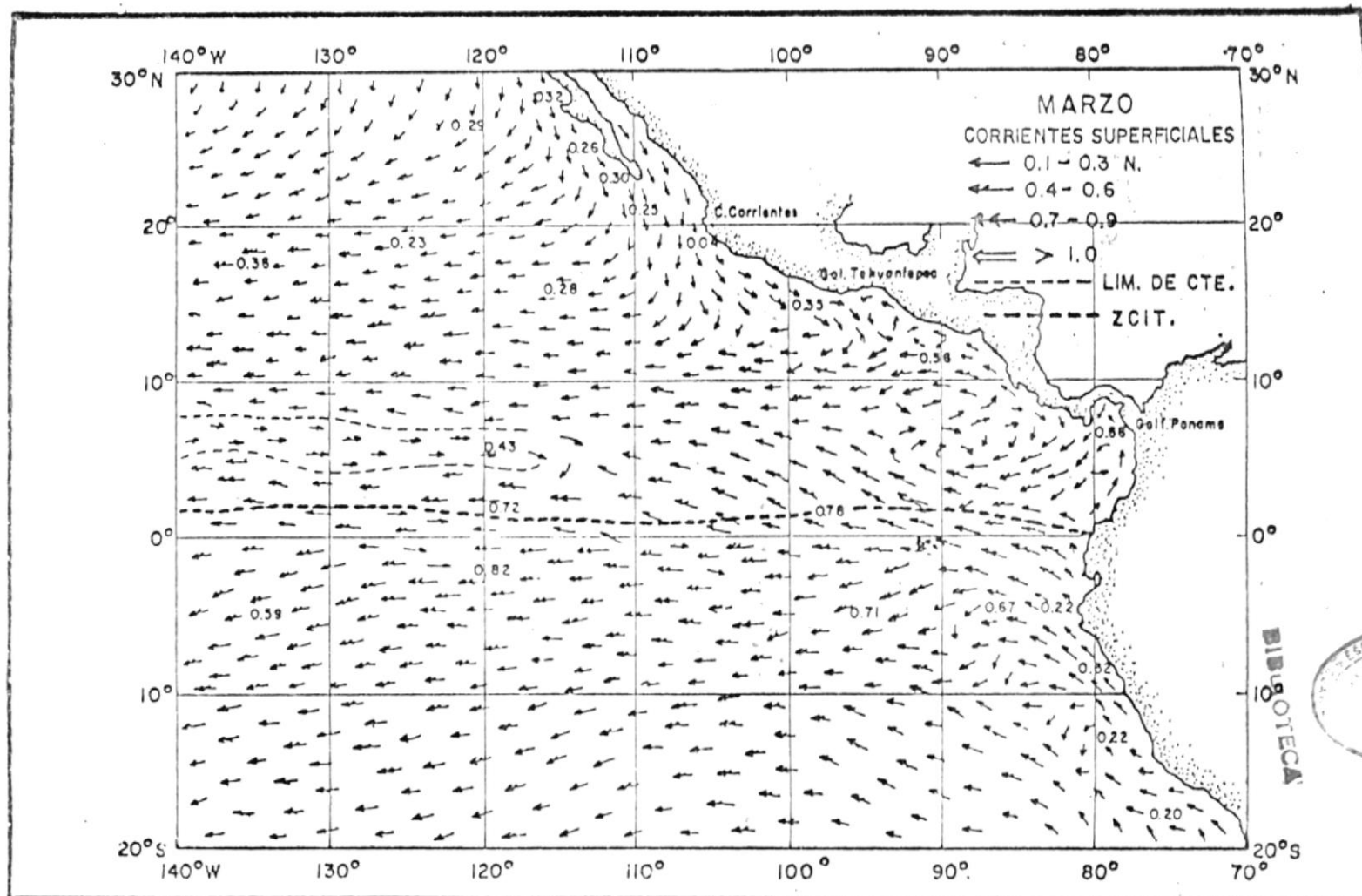


FIG. N° 2



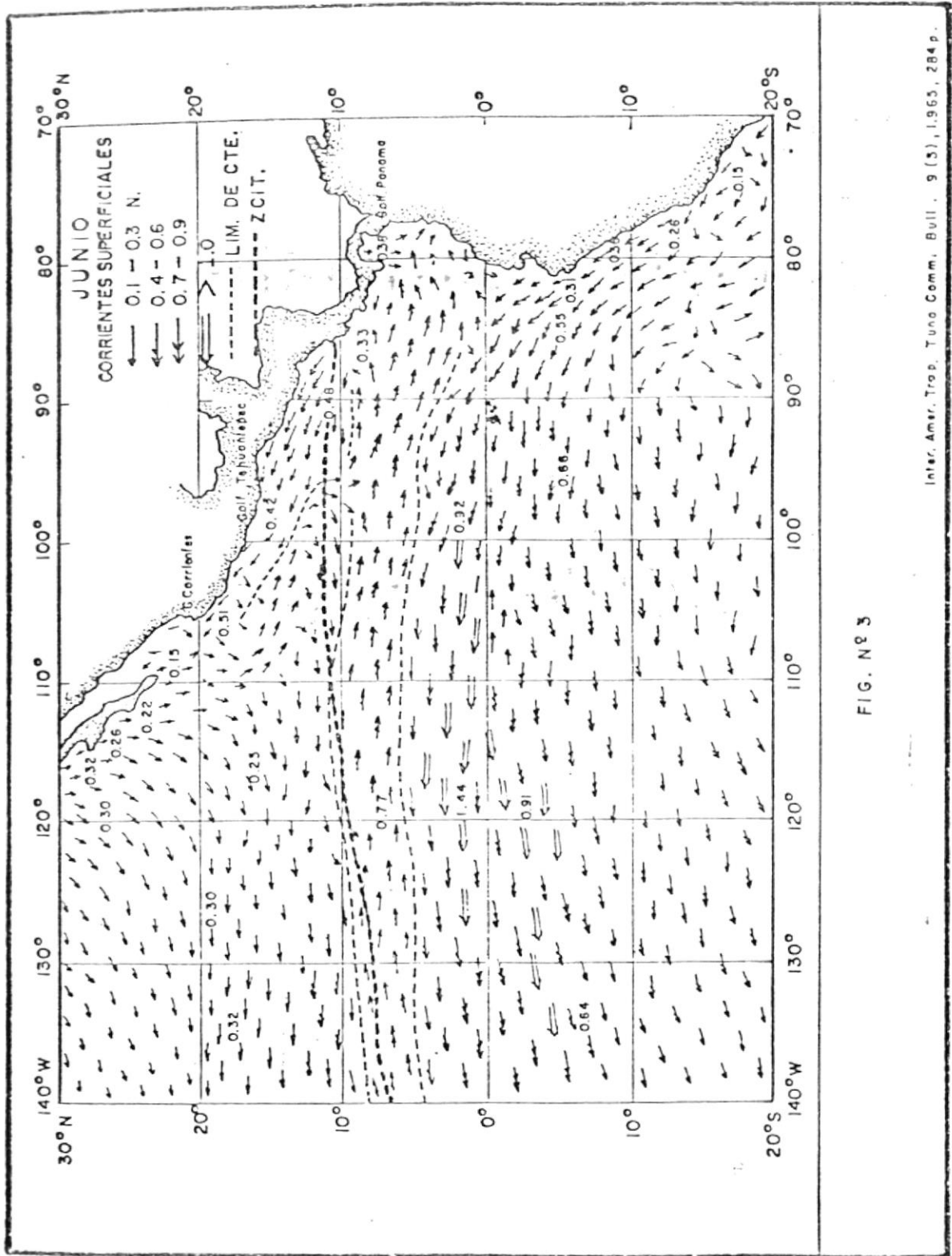


FIG. N° 3

BIBLIOTECA

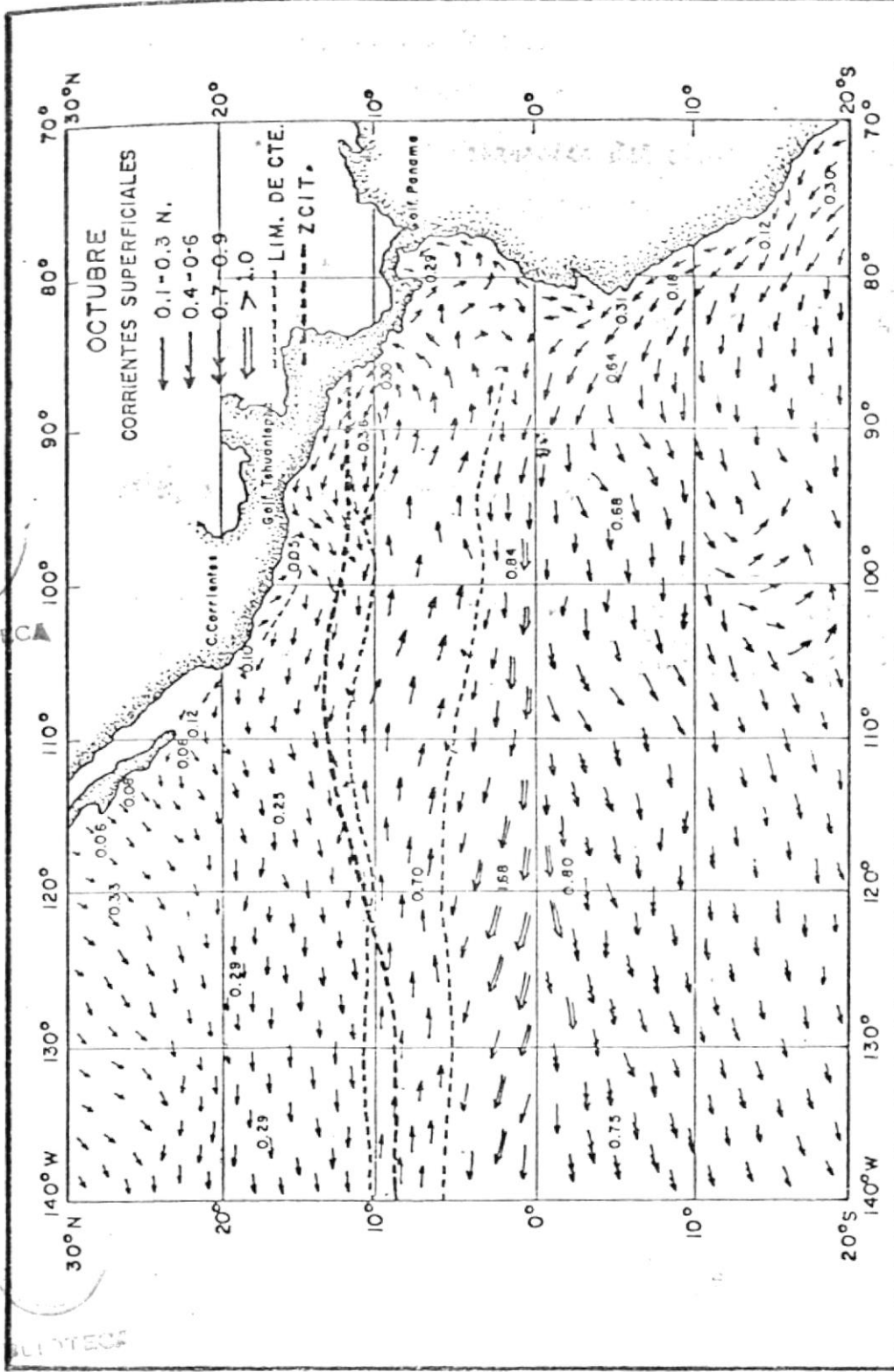


FIG. N 2 4

Además de los patrones de circulación que hemos discutido anteriormente, existen otros aspectos oceanográficos que juegan un papel importante en el desarrollo del evento de "El Niño". Dentro de esta gran región del Océano Pacífico Oriental, tres zonas características son claramente identificadas por sus respectivas masas de agua. Al norte la Bahía de Panamá, comprendida entre el Istmo de Panamá (cerca de 9°N) y la Península de Santa Elena (cerca de 2°S) y hacia el oeste desde la costa de América hasta 81°W , se caracteriza por el Agua Tropical cálida y de baja salinidad, la cual se ha evidenciado que es advectada hacia el sur, más allá de sus límites normales, durante los años de ocurrencia de "El Niño". Al sur, frente a las costas de Perú, se ubican las frías y salinas aguas de la Corriente de Perú fuertemente influenciadas por los afloramientos que tienen lugar a lo largo de estas costas. Estas aguas sufren severos replegamientos hacia la costa y hacia el sur como consecuencia de las invasiones de agua cálida que se producen durante los eventos de "El Niño". Entre estas dos masas de agua se ubica una zona de transición denominada "frente ecuatorial", el cual exhibe marcadas variaciones estacionales y es identificado por un intenso gradiente termohalino superficial.

2.2. La Bahía de Panamá

Las condiciones oceanográficas en la Bahía de Panamá se caracterizan por el agua superficial cálida y de baja salinidad. Estas

presentan algunas variaciones estacionales asociadas con las fluctuaciones de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Así - tenemos que, durante el invierno del H.N. (representado en la figura 5) las temperaturas superficiales promedio fluctúan, generalmente, de 26° a 28°C y las salinidades de 33.5‰ a 34.5‰, con las más bajas temperaturas en el Golfo de Panamá. La ZCIT, en esta época, se encuentra en su posición más austral siendo los vientos alisios del noreste (N.E.) responsables de los afloramientos que se desarrollan en el Golfo el cual experimenta además su estación seca. También en la parte central de la Bahía se encuentran temperaturas de 25° - 26°C y salinidades de 34.0‰, debido a la aparición en superficie de agua subsuperficial más fría y más salina (59). Durante el verano del H.N. (representado en la figura 6) las bajas temperaturas superficiales en el Golfo desaparecen y la región entera es cubierta por aguas de baja salinidad ($< 33\text{‰}$), como consecuencia de la posición más septentrional de la ZCIT, lo cual trae consigo fuertes precipitaciones y gran descarga de los ríos sobre el océano en la Bahía (66).

La circulación superficial sobre la mayor parte de la Bahía de Panamá está caracterizada principalmente por un movimiento rotacional en el sentido contrario a las agujas del reloj. Este flujo ciclónico está conformado en su parte oriental por la Corriente de Colombia, la cual fluye hacia el norte a lo largo de la costa, y en su parte occidental por un derrame meridional de agua proceden

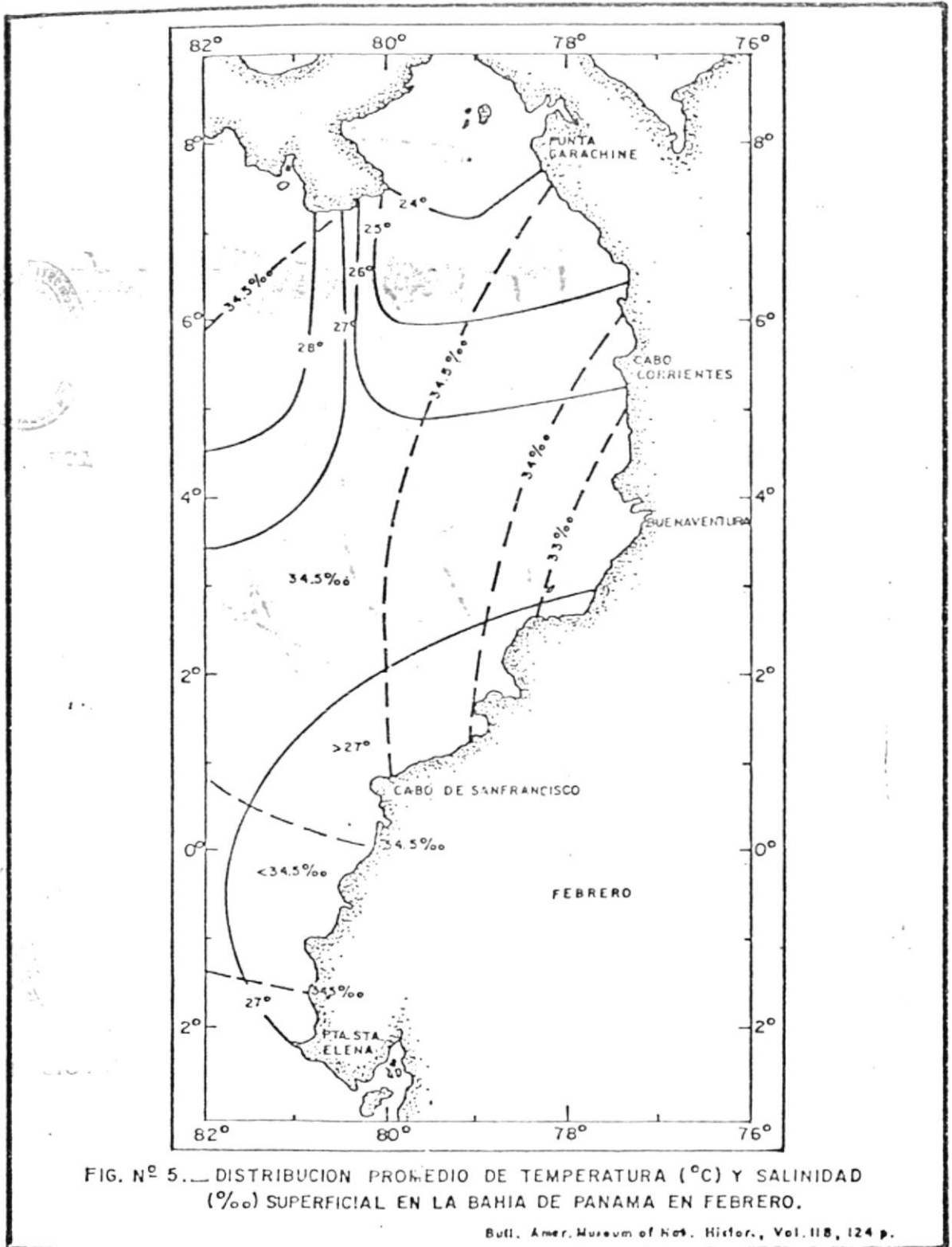


FIG. N^o 5.— DISTRIBUCION PROMEDIO DE TEMPERATURA (°C) Y SALINIDAD (‰) SUPERFICIAL EN LA BAHIA DE PANAMA EN FEBRERO.

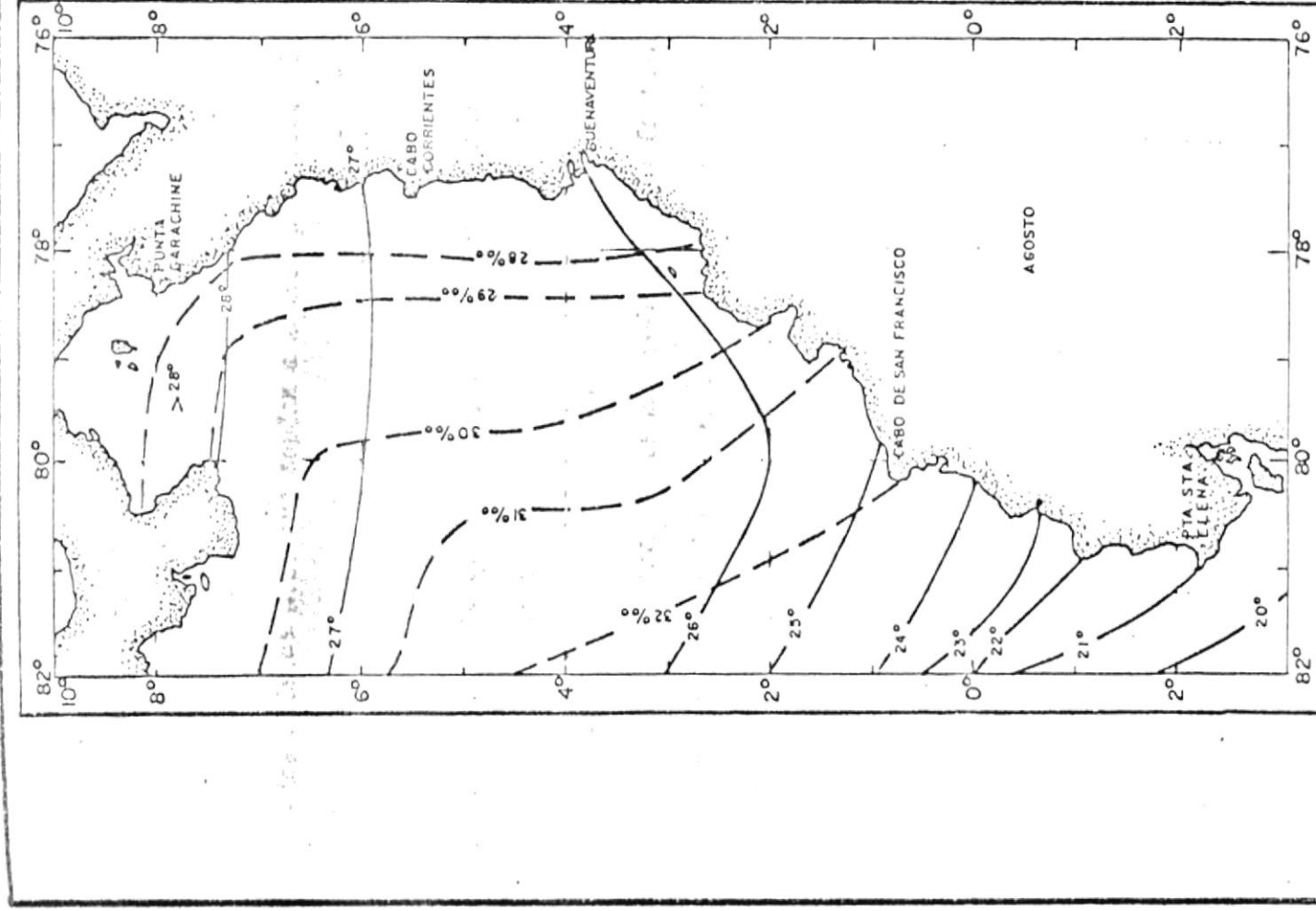


FIG. N.º 6. — DISTRIBUCION PROMEDIO DE TEMPERATURA (°C) Y SALINIDAD (‰) SUPERFICIAL EN LA BAHIA DE PANAMA EN AGOSTO.

Bull. Amer. Museum of Nat. Hist., Vol. 118, 125 P



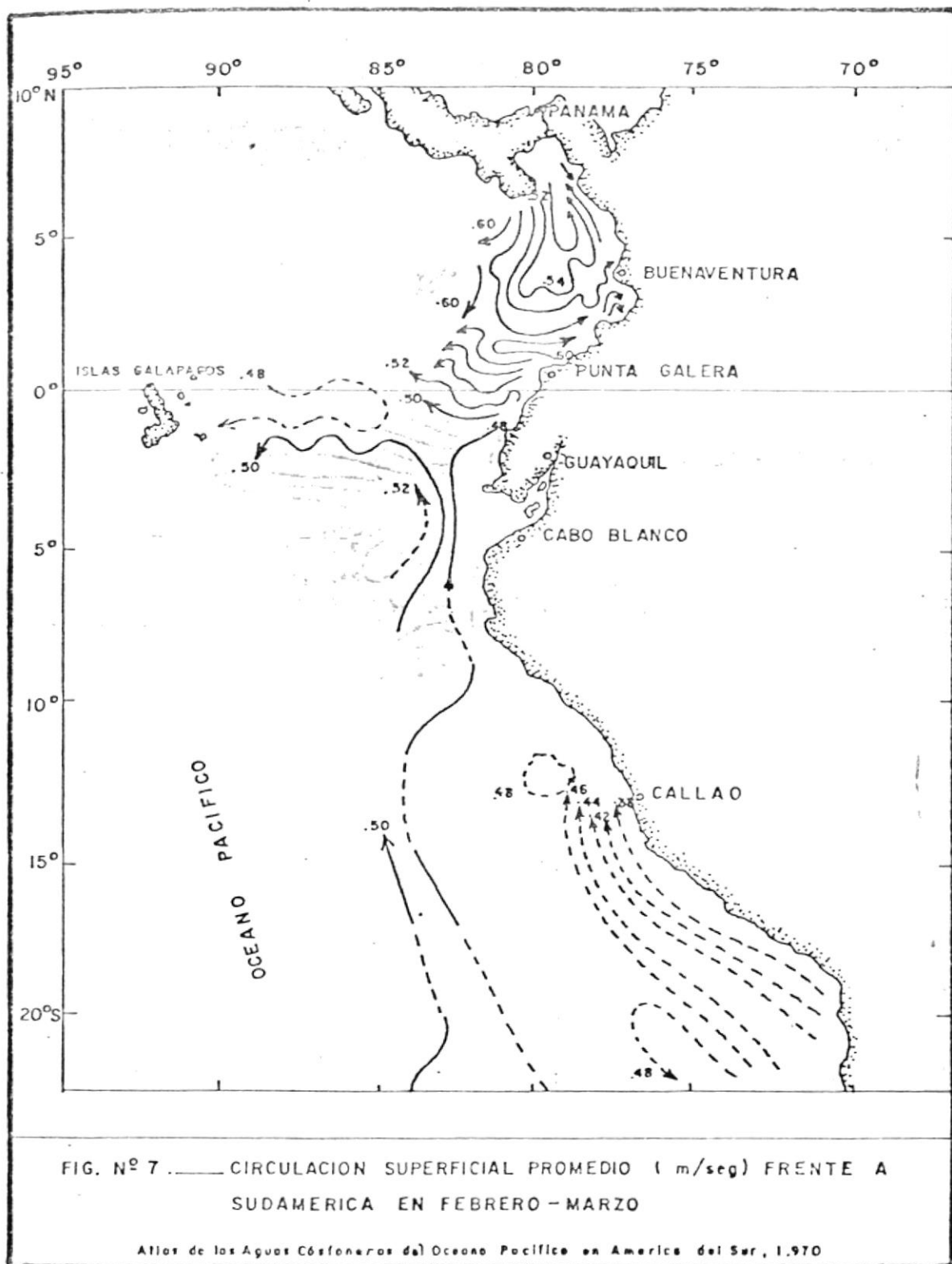
BIBLIOTECA

te del Golfo de Panamá.

Durante el invierno del H.N. (Fig. 7) el derrame superficial del Golfo es más fuerte alcanzando velocidades de 1 nudo o más, debido principalmente a la intensificación que experimentan los vientos alisios N.E. que soplan a través de América Central aumentando, de esta manera, el transporte meridional del agua superficial y produciendo los afloramientos en el Golfo. Además, en la parte central de la Bahía, los vientos exhiben una fuerte fricción ciclónica contribuyendo así a mantener el flujo rotacional del agua superficial en esta área (59). En la primavera (H.N.) la célula ciclónica no es muy evidente y la Corriente de Colombia experimenta una desaceleración, mientras que en el verano (Fig. 8) la Corriente de Colombia reanuda su rápido movimiento alcanzando velocidades de hasta 3 nudos. Esta Corriente fluye hacia dentro del Golfo de Panamá e influye fuertemente en la circulación del Golfo durante esta época. A su vez el derrame meridional procedente del Golfo alcanza nuevamente velocidades de hasta 1 nudo, definiéndose otra vez la célula ciclónica de circulación, aunque en menor grado que en el invierno. Durante el otoño del H.N. no es evidente la célula ciclónica de circulación; sin embargo se acredita una afluencia de agua proveniente del suroeste a la extensión oriental de la Contracorriente Ecuatorial Norte, la cual es fuerte en este período (73).



BIBLIOTECA



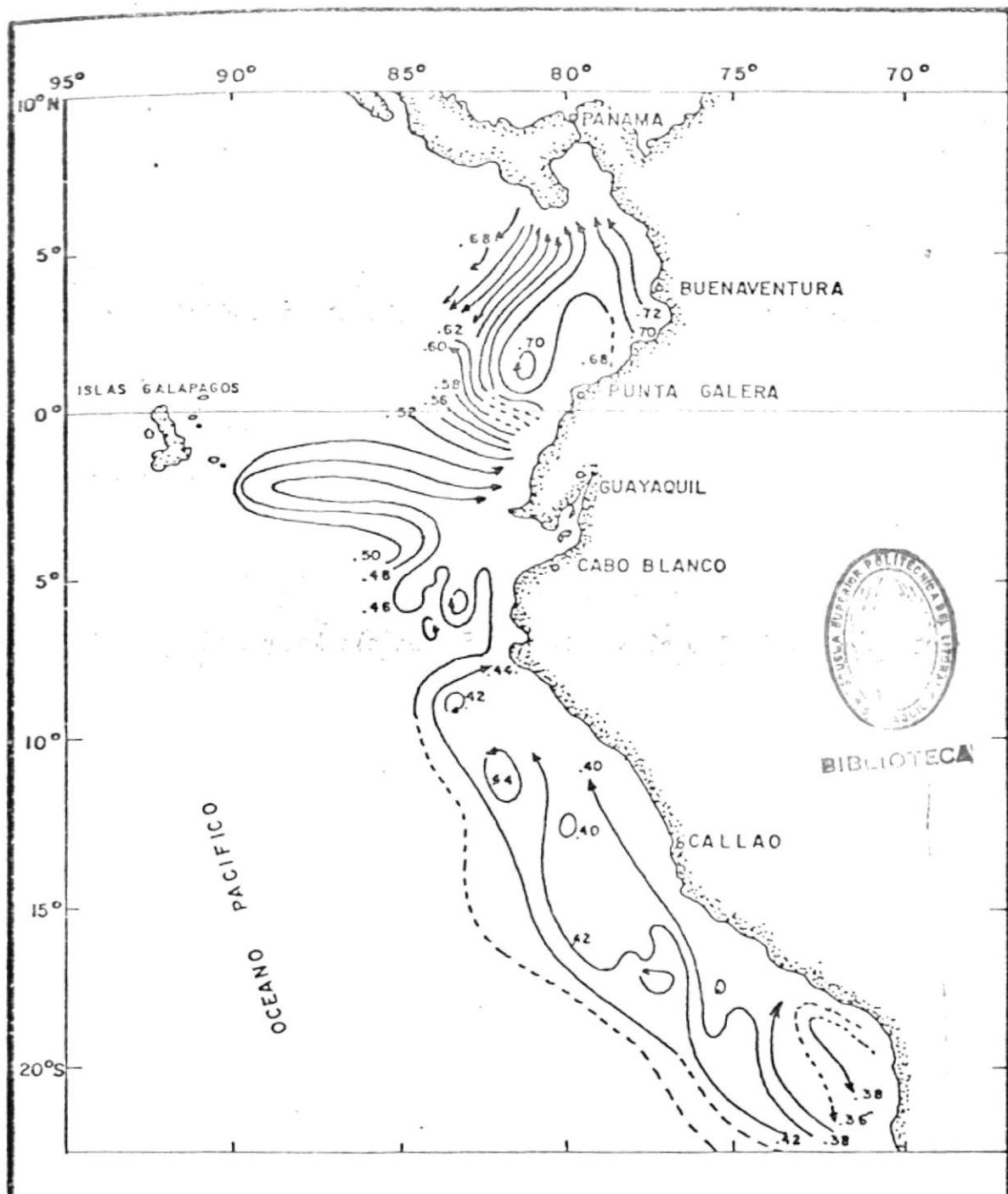


FIG. 118. — CIRCULACION SUPERFICIAL PROMEDIO (m/seg.) FRENTE A SUDAMERICA EN AGOSTO.

Atlas de las aguas Costaneras del Océano Pacífico en América del Sur, 1.970

Una característica semipermanente en la Bahía de Panamá es la existencia de un "domo" término, llamado así debido a que los perfiles verticales de temperatura a través de la región muestran una típica curva ascendente o cupuliforme. Puesto que la circulación del agua y el campo de los vientos varían estacionalmente en la Bahía, la posición y el tamaño del domo también se ven influenciados por las variaciones de estos mecanismos impulsores. En general, el domo es más evidente durante la primavera del H.N. y está frecuentemente centralizado cerca de $6^{\circ}\text{N} - 79^{\circ}30'\text{W}$. Este período corresponde al de los vientos del N.E., los cuales causan una aceleración de la circulación ciclónica y consecuentemente el domo "rompe", entonces, la superficie del mar. Esta es la estación más intensa de afloramientos en la Bahía de Panamá (58). Durante el verano y el otoño del H.N. el domo se manifiesta muy débilmente mientras que en el invierno la circulación en la Bahía está influenciada por la Contracorriente Ecuatorial Norte, la cual puede impedir la formación de un domo cerca de la superficie.

2.3. El Frente Ecuatorial

El frente ecuatorial, que separa las cálidas y poco salinas aguas tropicales de las frías y más salinas aguas de la Corriente de Perú, frecuentemente se extiende desde la parte sur del Ecuador ($1^{\circ} - 3^{\circ}\text{S}$ aproximadamente) en una dirección noroeste hasta pasar al norte de las Islas Galápagos, siendo más intenso cerca a la costa (Fig. 9). Debido a que la intensidad del frente está grandemente

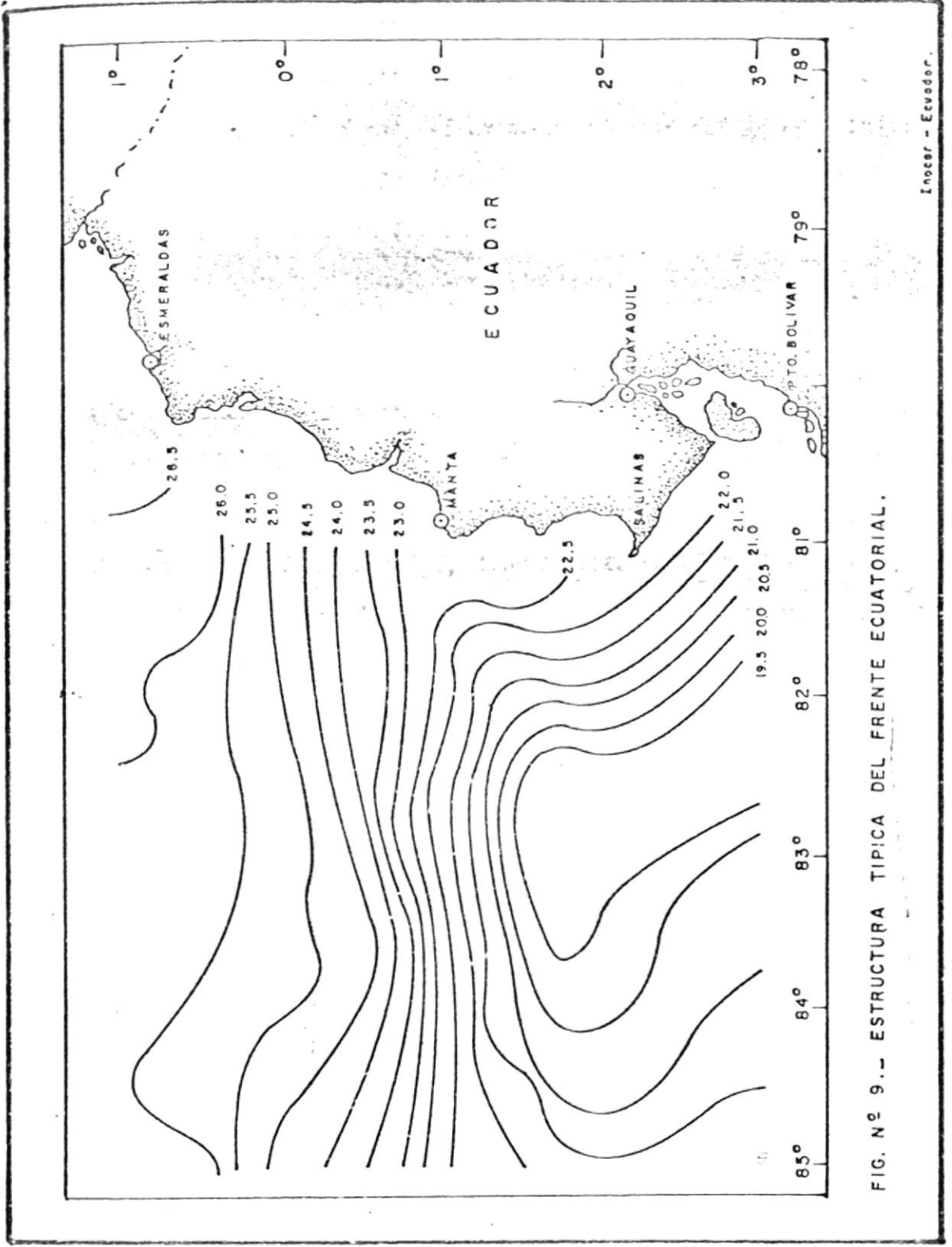


FIG. N° 9.- ESTRUCTURA TIPICA DEL FRENTE ECUATORIAL.

Inocer - Ecuador.

relacionada con la fuerza de la Corriente de Perú y con los vientos superadyacentes, este varía también estacionalmente y de un año a otro (59). Además, el extremo oriental del frente sufre continuos desplazamientos latitudinales con las estaciones de una manera similar a la ZCIT.

Durante el período de mayo a noviembre el frente ecuatorial normalmente es evidente, especialmente en los meses de julio a septiembre cuando se desarrolla con mayor intensidad ubicándose en su posición más septentrional hasta cerca de Pta. Galera, debido a la mayor fuerza de los vientos meridionales y de la Corriente de Perú en esta época. Así, durante este período el frente exhibe un fuerte gradiente termo-halino superficial con valores que van desde 19°C y 35.0% al sur, hasta 26°C y 33.5% al norte, en una distancia horizontal aproximada de cien millas.

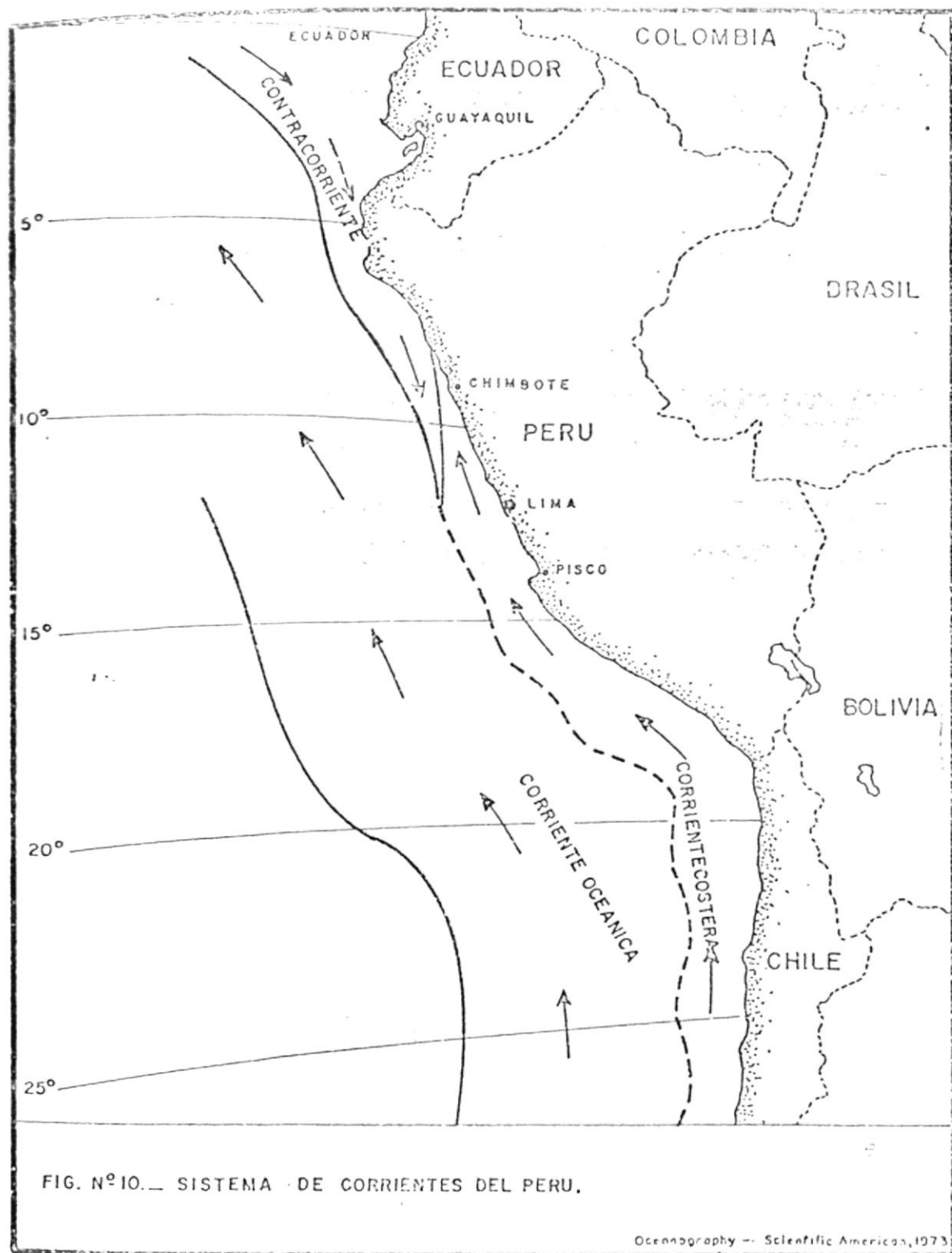
En los meses de diciembre a abril el frente puede estar ausente o desarrollado muy débilmente e intersectando la costa más lejos al sur, en Perú. La Corriente de Perú y los vientos superadyacentes son débiles en esta época, siendo esto correspondido por un movimiento meridional del Agua Tropical de menor densidad de la Bahía de Panamá.

2.4. La Corriente de Perú

La Corriente de Perú, mejor referida como sistema de corrientes del Perú, está constituida por cuatro corrientes individuales

(Fig. 10). La Corriente Costanera del Perú que fluye hacia el norte muy cercana a la costa, desde el norte de Chile hasta aproximadamente 8° - 10° S. Este flujo se manifiesta, por lo menos en parte, durante todo el año y con mayor intensidad en los meses de abril a septiembre [59]. Más hacia el oeste la Corriente Oceánica de Perú fluye hacia el norte como parte del giro anticiclónico del Pacífico Sur y dobla hacia el oeste cerca de 10° S para integrarse al flujo de la Corriente Ecuatorial Sur [22]. Entre estas dos corrientes se ubica la Contracorriente de Perú que fluye hacia el sur desde aproximadamente 5° S hasta 15° S [70]. Esta Contracorriente, en la superficie, se manifiesta con gran intensidad durante el período de noviembre a febrero y prácticamente desaparece de julio a octubre formando por tanto la Corriente Costanera y la Corriente Oceánica, en este período, un sólo flujo uniforme hacia el noroeste que posteriormente se integra a la Corriente Ecuatorial Sur [21]. Por debajo de estas tres corrientes se ubica la Subcorriente de Perú, la cual fluye con dirección sur desde aproximadamente 5° S hasta por lo menos 21° S [68; 26].

La distribución de la temperatura superficial a lo largo de la costa peruana varía de acuerdo a su posición geográfica y a la estación del año. Así tenemos que, las máximas temperaturas superficiales se dan durante los meses de febrero-marzo con un rango promedio bastante amplio de 17° a 27° C, mientras que las mínimas temperaturas ocurren en agosto-septiembre en un rango de 13° a 21° C,



con una variación anual promedio a lo largo de la costa de Perú - de 5° - 7°C (83). Además, en general, las temperaturas superficiales a lo largo de la costa de Perú aumentan hacia el norte y hacia el oeste.

Los cambios en la salinidad superficial están fuertemente influenciados por los procesos advectivos y convectivos que se desarrollan en esta región, así como también por procesos de precipitación y evaporación (21). En general, la salinidad superficial de estas aguas aumenta hacia el oeste debido a la influencia del Agua Subtropical Superficial de alta salinidad, y disminuye hacia el norte por efectos del Agua Tropical Superficial de menor salinidad de la Bahía de Panamá.

2.5. La Subcorriente Ecuatorial

La Subcorriente Ecuatorial fluye hacia el este a lo largo del ecuador desde por lo menos 140°W hasta 92°W a profundidades entre 50 M y 300 M aproximadamente (30; 73). La velocidad de la Subcorriente disminuye paulatinamente hacia el este conforme también disminuye en profundidad. Al este de 120°W las aguas de la Subcorriente Ecuatorial poseen temperaturas entre 12° y 14°C y salinidades ligeramente menor que 35.0% . El transporte de esta Subcorriente es más débil durante el período en que los vientos alisios S.E. y la Corriente Ecuatorial Sur son más fuertes (62).

Al llegar a las Islas Galápagos, donde la Subcorriente decrece, - el flujo se bifurca al norte y sur de las Islas, influyendo parte de esta agua en el máximo salino subsuperficial en el Océano Pacífico Tropical, parte se dirige hacia el sureste y suple los afloramientos de Perú, mientras que la mayor parte de esta agua fluye de regreso hacia el oeste integrada a la Corriente Ecuatorial Sur o suple también los afloramientos en el ecuador. De acuerdo a Wyrtki (74) la Corriente de Perú es relativamente débil para suplir la fuerte Corriente Ecuatorial Sur, y por tanto su alto volúmen de transporte puede ser solamente mantenido con el aporte de las aguas de la Subcorriente.

Existen también evidencias de la existencia de la Subcorriente al este de las Islas Galápagos situada bajo el frente ecuatorial y asociada con un núcleo de alta salinidad, mayor de 35.1‰ (31; 60; 65). En general, se le atribuye a esta Subcorriente el suministro hacia el Pacífico Sudoriental Tropical de agua subsuperficial de alta salinidad y alto contenido de oxígeno disuelto (74).

CAPITULO 3

ASPECTOS MAS SOBRESALIENTES DEL FENOMENO DE "EL NIÑO"

Para los pescadores y pobladores de la costa occidental de Centro y Sud América, especialmente Ecuador y Perú, "El Niño" significa aguas costeras muy cálidas, marea roja, pesca pobre y también lluvias torrenciales. La denominación de "El Niño" obedece a que frecuentemente aparece hacia fines de diciembre o principios de enero cuando se celebra la tradicional fiesta de la Navidad. Otras denominaciones con las que se conoce a este fenómeno océano-atmosférico son: "El Pintor" o "Pintor de Callao", aunque poco usual en nuestro medio esta denominación se debe al ennegrecimiento que experimentan los cascos de los buques como consecuencia del hidrógeno sulfurado producido por la abundante descomposición de organismos marinos (67); "Aguaje", que probablemente significa inundación causada por las lluvias y/o presencia masiva de marea roja, las cuales suelen ocurrir simultáneamente a lo largo de las costas de Ecuador y Perú en los meses de ocurrencia de "El Niño", y la mal denominada "Corriente del Niño", debido a su manifiesta ocurrencia aperiódica, identificada por los navegantes como una corriente cálida que se desplaza desde las costas de América Central hacia el sur en contraste con el desplazamiento septentrional de la fría Corriente de Perú (23; 28).

Es indudable que las invasiones de "El Niño" introducen grandes cambios en las pesquerías. Estas invasiones de agua cálida que ocurren principalmente frente a las costas de Ecuador y Perú traen consigo significativas alteraciones ecológicas que se manifiestan por los desplazamientos -

latitudinales de la fauna tropical hasta la costa central del Perú, el acercamiento a la costa de especies oceánicas y también por la ausencia de integrantes de la fauna propia de la Corriente Costanera del Perú de su habitat normal.

Son bien conocidas las negativas consecuencias que produjo la invasión de "El Niño" en 1972-73 en los stocks de la Anchoqueta en el Perú. Aparecieron elementos de la fauna y flora tropical y subtropical bastante más al sur de sus límites normales. Los pájaros del guano huyeron de las islas en que anidan, abandonando a sus crías. La advección de estas cálidas aguas produjo un anormal acercamiento de la Anchoqueta, que buscan las aguas frías, tan cerca de la costa que los pescadores encontraban con frecuencia el agua demasiado somera para tender sus redes.

Además Idyll (26) manifiesta al respecto lo siguiente:

los peces, apiñados, no podrían frezar con la abundancia usual y los huevos y larvas, ya reducidos en número, no eran capaces de sobrevivir en la proporción normal a causa de la enorme depredación que sufrían por parte de sus propios progenitores.

Esto constituyó un fuerte descalabro económico para la industria pesquera peruana que vio reducidas sus capturas de más de 10 millones de Toneladas Métricas en los años 1970 y 1971 a cerca de 4 millones de T.M. en 1973.

Además, el fenómeno de "El Niño" tiene serias repercusiones en la agricultura, debido a que frecuentemente estas invasiones de agua superfi-

cial cálida vienen acompañadas de fuertes precipitaciones, las cuales producen graves inundaciones en los sembríos de la región litoral.

3.1. Aspectos Oceanográficos

En los años de no ocurrencia de "El Niño" o en los que aparece muy débilmente, la fría corriente de Perú se extiende hasta su posición más septentrional caracterizando a la región desde el norte de Chile hasta el sur del Ecuador un clima de desierto y encontrándose las lluvias tropicales confinadas a la zona ecuatorial. En contraste, en los años de "El Niño" se manifiesta un cambio fundamental en los sistemas de la presión atmosférica a través de la región central del Pacífico Sur. Durante el invierno austral el gran intercambio de calor de las cálidas aguas costeras provoca fuertes precipitaciones e inundaciones a lo largo de la costa. En la primavera austral esta condición es disminuída, pero cuando la presión atmosférica costera se mantiene baja se producen fuertes lluvias y los vientos alisios del S.E. se mantienen débiles, ocurriendo un máximo en la temperatura superficial de la Corriente de Perú durante el verano siguiente [35].

Según Stevenson et.al. [59], en los últimos 50 años las condiciones de "El Niño" prevalecieron a lo largo de la costa occidental de Sudamérica en 1925, 1930, 1939, 1941, 1943, 1951, 1957, 1965, 1969 y 1972. Existen evidencias que ha habido un ciclo de 15 a 16 años en las mayores anomalías positivas de la temperatura su-

perfidial del mar durante los períodos de "El Niño" en 1925, 1941, 1957 y 1972 (5; 45).

Schott (51) fue uno de los primeros en realizar una descripción de "El Niño". El atribuyó el flujo hacia el este del agua cálida superficial que normalmente se encuentra al sur de las Islas Galápagos y al oeste de la Corriente de Perú a la Contracorriente transitoria Ecuatorial del Sur. Posteriormente Stevenson et.al. (59), refiriéndose al evento en 1965 confirma lo dicho por Schott al mostrar evidencias de la advección hacia el este de aguas cálidas superficiales entre los 5° - 10° S, aproximadamente; este flujo hacia el este fue asociado con la Contracorriente Ecuatorial Sur la cual puede ser muy fuerte cuando los vientos alisios del S.E. son débiles en los años de "El Niño".

Posner (40) describió una intrusión de agua cálida de baja salinidad a lo largo de la costa peruana hasta cerca de 6° S relacionada con un evento "El Niño" en 1953. El supuso que el origen de esta agua cálida de baja salinidad estuvo asociada con un transporte meridional de la Contracorriente Ecuatorial Norte. Wooster (67) también coincidió con que esta agua cálida de baja salinidad estuvo asociada con el desplazamiento de la Contracorriente Ecuatorial Norte. Además, El también describió dos fuentes distintas de agua relacionadas con "El Niño" de 1957-58. Al norte de los 7° S el agua cálida de baja salinidad estuvo relacionada con el agua de la Bahía de Panamá. Al sur de los 7° S el agua cálida superficial de re

Manriquesta también que condiciones anómalas similares a "El Niño" se presentan en otras regiones costeras tales como la costa de California, el Sudeste de África, Australia Occidental y Vietnam.

Durante los años de "El Niño" existe un debilitamiento general de la circulación atmosférica en el estrato marino, y que la reducción en el componente del viento para- lelo a la costa es responsable por un debilitamiento o cesación del afloramiento.

Además, Wooster (67) encontró que:

vento "El Niño" (6).
 ridad encontrada en las aguas superficiales costeras durante un e-
 da en la atmósfera y posiblemente siendo la causa de la baja salini-
 ras de Ecuador y Perú debido a un aumento de la humedad transporta-
 mas grandes cantidades de lluvias caen sobre las regiones costeras.
 del H.S. cuando "El Niño" se manifiesta con mayor intensidad. Ade-
 más la mayor transference de calor que ocurre durante el verano -
 floramiento y mezcla vertical, la menor nubosidad existente y ade-
 de los vientos alisios del S.E. y la consecuente reducción del a-
 ecuatorial. Este calentamiento es causado por un debilitamiento
 miento in situ en las aguas de la Corriente de Perú y su extensión
 Seira (53) y Wooster (67) manifiestan que puede ocurrir un calentam-
 lativamente alta salinidad estuvo relacionada con un calentamiento
 superficial in situ mar afuera y su posterior advección hacia la
 costa causada por la cesación de los vientos alisios del sudeste.

Schweigger (52) empleando datos de la temperatura superficial - del mar de muchos años hizo un análisis de la serie cronológica para hallar ciclos significativos de la ocurrencia de "El Niño". Trabajando con estaciones costeras del norte de Perú y sur del Ecuador encontró que los picos de la amplitud aparecían a intervalos aproximados de 6 y 16.5 años. Sin embargo, él no indicó el nivel de significación para los ápices, manifestando sólo que eran razonablemente significativos. Schweigger también estuvo de acuerdo con Wooster en lo referente al análisis de "El Niño" de 1957-58 cuando describió dos fuentes de agua asociadas con el "El Niño" de ese año y manifestó que frecuentemente las condiciones de "El Niño" están relacionadas con dos diferentes fuentes de agua.

Bjerknes (6) propone que las condiciones de "El Niño" se deben principalmente a dos factores: Una reducción en la fuerza del viento con la posible reversión del campo de vientos en la región, y un flujo de agua cálida. Estuvo de acuerdo en que la presencia del agua cálida podría ser consecuencia de un calentamiento superficial in situ al oeste del Perú y su posterior advección hacia el litoral por una Contracorriente Ecuatorial Sur hipotética, ó también debido a la circulación transecuatorial entre el Ecuador y las Islas Galápagos. Currie (12) coincide con lo último al manifestar que fuertes vientos del norte soplan a través de la Bahía de Panamá durante la primavera del H.N. mientras que la ZCIT sufre un desplazamiento austral. Consecuentemente se produce un -



BIBLIOTECA



flujo hacia el sur de agua cálida de baja salinidad y la desintegración del frente ecuatorial oceánico frente a Ecuador cuando los vientos alisios del S.E. se debilitan en los años de "El Niño".

En relación a "El Niño" de 1957-58 Bjerknes (7) manifiesta lo siguiente:

El Niño es un fenómeno veranero del Hemisferio Austral y la alta temperatura del mar medida en esta época es una derivación del máximo de insolación anual, especialmente en la banda de los alisios donde encuentran pocas nubes. El debilitamiento de los alisios tiene efectos más repentinos y espectaculares en el océano en términos de la temperatura producida por la cesación del afloramiento. Siempre que un área de agua aflorada es cubierta por una invasión de agua cálida superficial, la atmósfera se encuentra expuesta a una nueva fuente de calor originando un intercambio de la convección vertical y lluvia.

Concluye diciendo que la advección hacia el sur del agua cálida superficial estuvo relacionada con la Contracorriente del Perú.

Cabe destacar que la presencia de un célula ciclónica de circulación ubicada entre el Ecuador y las Islas Galápagos puede ejercer una marcada influencia en los desarrollos de "El Niño" durante el verano del H.S. El flujo hacia el sur es por el lado costanero de la célula y hacia el norte por el extremo occidental. El grado de desplazamiento del agua hacia el sur se encuentra compensado por el flujo septentrional de la Corriente Costanera del Perú. Si como consecuencia de una reducción de la componente sur de los

vientos alisios del S.E. la Corriente Costanera del Perú se debilita, entonces el flujo de la célula hacia el sur se intensificaría notablemente desplazándose a lo largo de la costa peruana.

Wyrthki encontró que "El Niño" no coincide con los vientos más débiles frente a la costa de Perú. El argumenta que "El Niño" está precedido por fuertes vientos alisios del S.E. sobre el Pacífico Ecuatorial los cuales acumulan agua en el Océano Pacífico Occidental y originan una fuerte circulación en el "giro" del Pacífico - Sur. Simultáneamente se produce una fuerte advección de agua templada debido a los afloramientos ecuatoriales y a los afloramientos frente a Perú. Una vez que los vientos alisios S.E. se debilitan la circulación en el "giro" se vuelve más lenta y los afloramientos ecuatoriales disminuyen trayendo como consecuencia un aumento de la temperatura superficial de las aguas frente a las costas de Ecuador y Perú principalmente. Esta secuencia de eventos conduce a la aparición del fenómeno de "El Niño" frente a Ecuador y Perú.

También Wyrthki (71) confirma la existencia de los parches de agua cálida situados al oeste de la Corriente de Perú durante el verano austral debido a calentamientos *in situ*. Posteriormente Laurs (32) presenta evidencia de la advección hacia el este, hasta la costa del Ecuador, de los parches de agua cálida descritos por Wyrthki durante el verano austral de 1972 relacionado con el evento de

"El Niño" en ese año. En los años de no ocurrencia de "El Niño", las áreas de agua cálida permanecen por lo general 400 a 500 Km frente a la costa.

Además, Wyrtki (76) basado en estudios teóricos y numéricos de los últimos años concluye que:

El Niño es fundamentalmente la respuesta de una onda dinámica a la fuerza de los vientos alisios en el Océano Pacífico Ecuatorial. Una rápida depresión de la termoclina se manifiesta en el Pacífico Oriental Ecuatorial durante un evento "El Niño" tan pronto como la perturbación ecuatorial arriva al borde oriental. La energía incidente será dividida en dos fases: un frente de hundimiento como Onda Kelvin que se propaga rápidamente hacia los polos a lo largo del borde oriental, y una reflexión como Onda Rossby propagándose hacia el oeste.

Berlage (5) relaciona el debilitamiento de la Corriente de Perú con la "Oscilación Austral". Cuando la presión atmosférica superficial en el centro de alta presión del Pacífico Suroriental disminuye en contraste con un aumento en el centro de baja presión en Indonesia, se produce una desaceleración en la circulación general atmosférica e hidrosférica del Pacífico Sur y consecuentemente la Corriente de Perú se torna débil. Sucede lo contrario cuando estos centros de alta y baja presión se mantienen con valores relativamente altos y bajos respectivamente, entonces la circulación atmosférica experimenta una aceleración, los vientos alisios del S.E. y la Corriente de Perú se vuelven más fuertes y las temperaturas superficiales del mar se reducen.

De acuerdo con lo último, Quinn y Burt (45) manifiestan que "El Niño" está relacionado a las anomalías océano-atmosféricas de gran escala asociadas con la "Oscilación Austral", las cuales provocan interacciones interhemisféricas inusitadas en el Pacífico Ecuatorial.

3.2. Aspectos Meteorológicos

Una de las características meteorológicas más importantes relacionada con el evento "El Niño" es el desplazamiento meridional que experimenta la ZCIT. Esta zona normalmente sufre migraciones estacionales encontrándose tan al norte como Panamá durante el invierno del H.S. y cerca del ecuador durante el verano del H.S. La ZCIT está caracterizada por una banda zonal de vientos convergentes variables y débiles y es difícil determinar su forma y posición en cualquier tiempo particular. Durante los desarrollos de "El Niño" la ZCIT frecuentemente se desplaza a su posición más austral, al sur del ecuador. Debido a la convección producida por el campo de vientos convergentes, las masas extensivas de Cúmulos y Cumulonimbus que caracterizan a la ZCIT producen grandes cantidades de lluvias, las cuales son muy evidentes en los años de ocurrencia de "El Niño" (59). Cuando la ZCIT se encuentra en su posición más septentrional durante el invierno del H.S. la región costera del Ecuador expe

rimenta su estación seca, mientras que cuando la ZCIT se desplaza hacia el sur en el verano del H.S. la Bahía de Panamá al norte tiene su estación seca y la región costera del Ecuador exhibe gran pluviosidad.

Los desarrollos de "El Niño" están asociados con debilitamientos o reducciones en la fuerza de los vientos alisios S.E. frente a la costa Sudamericana, especialmente al sur de 15°S , manteniendo el afloramiento y mezcla vertical en la Corriente de Perú relativamente débil. Esto se relaciona con los grandes cambios en la circulación atmosférica en el Pacífico Sur, donde el centro subtropical de alta presión normalmente ubicado cerca de $30^{\circ}\text{S}-90^{\circ}\text{W}$ se desplaza frecuentemente en los años de "El Niño".

Miller y Laurs (35) examinaron los gradientes de presión superficial entre el centro de alta presión del Pacífico Sudeste y una estación costera del Perú en 16°S . Encontraron por ejemplo, que durante "El Niño" de 1972-73 fueron evidentes dos pautas principales de la presión atmosférica superficial en el Pacífico Sudoriental. Hubieron vientos alisios S.E. relativamente fuertes y constantes durante períodos de 7 a 14 días, siendo esta pauta típica de aquellos períodos en que los vientos alisios S.E. son fuertes y logran inducir el afloramiento y mezcla vertical en la Corriente de Perú, especialmente al sur de 15°S . La figura 11

(a) es representativa de esta situación cuando el centro subtropical de alta presión S.E. se encuentra estable frente a la costa Sudamericana.

En contraste, existieron también períodos frecuentes de 15 a 20 días en que los centros de baja presión y los frentes atmosféricos se desplazaron hacia el este entre 20° y 30° S causando un desvanecimiento del centro de alta presión del Pacífico S.E. y reduciendo notablemente los vientos alisios S.E. La figura 11 (b) - presenta un ejemplo de esta situación. En los años de no ocurrencia de "El Niño" estos centros de baja presión y los frentes atmosféricos viraron hacia el Polo cerca de 30° S y al oeste de 100° W, permaneciendo intenso el centro de alta presión S.E.

Además, Wooster y Guillón (69), manifiestan que los valores de presión atmosférica superficial a lo largo de la costa peruana fueron más bajos que lo normal en 1972, lo cual estaría de acuerdo con el desplazamiento meridional que experimenta la ZCIT en los años de "El Niño".

La figura 12 (a) muestra por ejemplo, que frente a Sudamérica durante "El Niño" de 1972-73, frecuentemente ocurrieron períodos alternativos en que los gradientes de presión se presentaban con valores por encima y por debajo de lo normal. Parece ser que la gran reducción en los gradientes de presión entre el centro de alta presión del S.E. y las costas de Chile-Perú en algunos meses

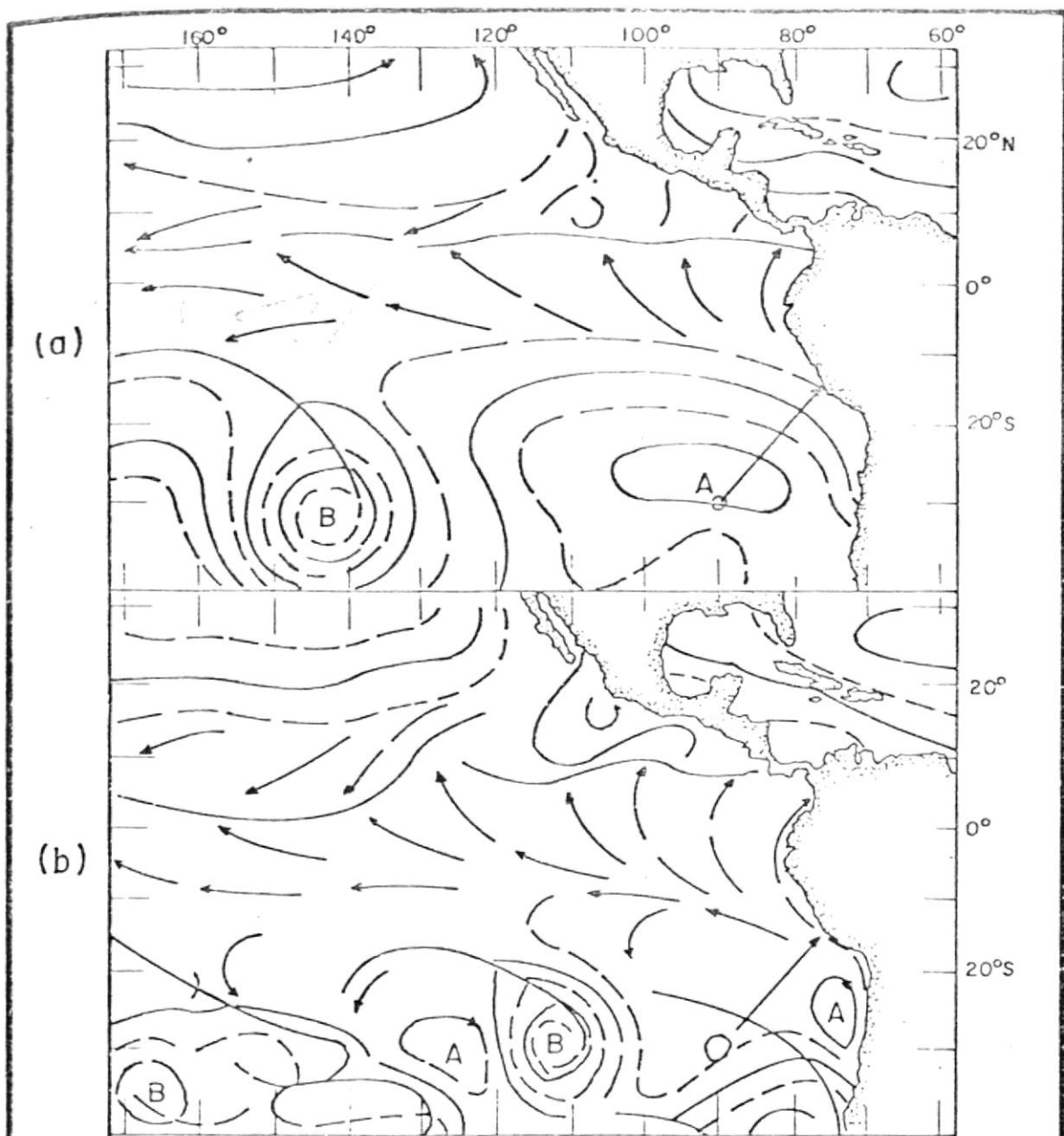


FIG. N° 11.— ANALISIS DE LA PRESION SUPERFICIAL DEL MAR Y DEL FRENTE ATMOSFERICO, PREPARADO POR EL N.W.S. PARA EL 3 DE JULIO 1972 (A) Y EL 27 DE JULIO 1972 (B).

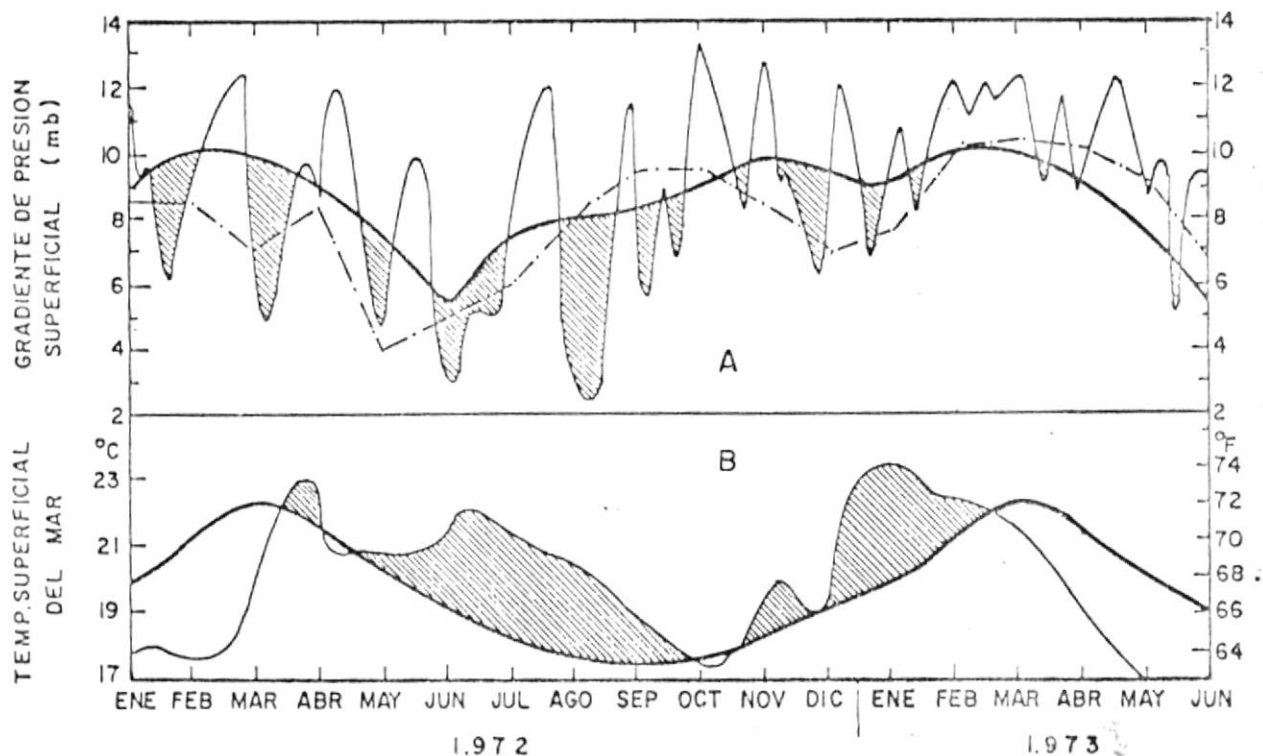


FIG. N° 12. VARIACIONES ANUALES EN EL GRADIENTE DE PRESION SUPERFICIAL ENTRE LA COSTA DEL PERU (16°S) Y LOS 30°S 90°W (A). LA LINEA GRUESA REPRESENTA LA MEDIA A LARGO PLAZO DEL GRADIENTE DE PRESION, Y LA LINEA PUNTO-GUION LA VARIACION ANUAL DURANTE "EL NIÑO" DE 1957-58. LAS DESVIACIONES ANUALES DE LA TSM DE LAS MEDIAS A LARGO PLAZO (CURVA SUAVE) EN CHIMBOTE, PERU SE PRESENTA EN (B). LAS AREAS SOMBRADAS INDICAN DESVIACIONES NEGATIVAS Y POSITIVAS DEL GRADIENTE DE PRESION (A) Y DE LA TSM (B), RESPECTIVAMENTE.

de 1972 fue la causa para que los vientos alisios S.E. se debilitaran y el afloramiento en la región se mantuviera mínimo. La figura 12 (a) también muestra períodos más cortos en que los gradientes de presión tuvieron valores por encima de lo normal.

Esta situación es muy similar a la ocurrida durante "El Niño" de 1957-58 como lo demuestra la media de las presiones mensuales para ambos períodos en la misma figura, donde ocurren frecuentes interrupciones o debilitamientos en la fuerza de los vientos alisios S.E. en los años de ocurrencia de "El Niño", reflejándose estos debilitamientos en la temperatura superficial del mar frente a las costas de Sudamérica.

La figura 12 (b) muestra las desviaciones térmicas de la temperatura superficial del mar con respecto a la media a largo plazo para Puerto Chicama.

De la figura 12 resulta muy evidente la concordancia en tiempo de las grandes desviaciones positivas de la temperatura superficial del mar con los gradientes negativos de presión durante el desarrollo del evento de "El Niño" en 1972-73.

Se aprecian además cortos períodos en los cuales los gradientes de presión estuvieron por encima de lo normal asociados con reducciones en los valores de la temperatura superficial del mar.

CAPITULO 4

NATURALEZA DE LOS DATOS

4.1. Información Física

La información básica para este trabajo ha sido obtenida principalmente de los cruceros realizados por el Instituto Oceanográfico de la Armada (INCCAR) en marzo-abril y en septiembre de 1976 (Figs. 13 y 14). Los datos fueron obtenidos por medio de "estaciones oceanográficas", consistiendo estas fundamentalmente del lance de botellas recolectoras de muestras de agua (botellas Nansen) a distintas profundidades. Las botellas son del tipo reversible y se sumergen sujetas a un cable, llevando cada una de ellas de dos a tres termómetros de inversión. La distribución de las profundidades de muestreo está dada en consideración a las variaciones esperadas de las propiedades observadas; en las capas superficiales las profundidades de muestreo están más estrechamente espaciadas debido a las grandes variaciones que se producen en tiempo y espacio, mientras que a mayores profundidades las aguas se tornan más homogéneas y por tanto un espaciamiento más amplio de las profundidades de muestreo puede ser tolerado. De hecho, las profundidades de muestreo se ajustan a las necesidades particulares de cada trabajo.

Con el objeto de darle alguna uniformidad a los reportes de datos así como para facilitar su intercomparación se han establecido como

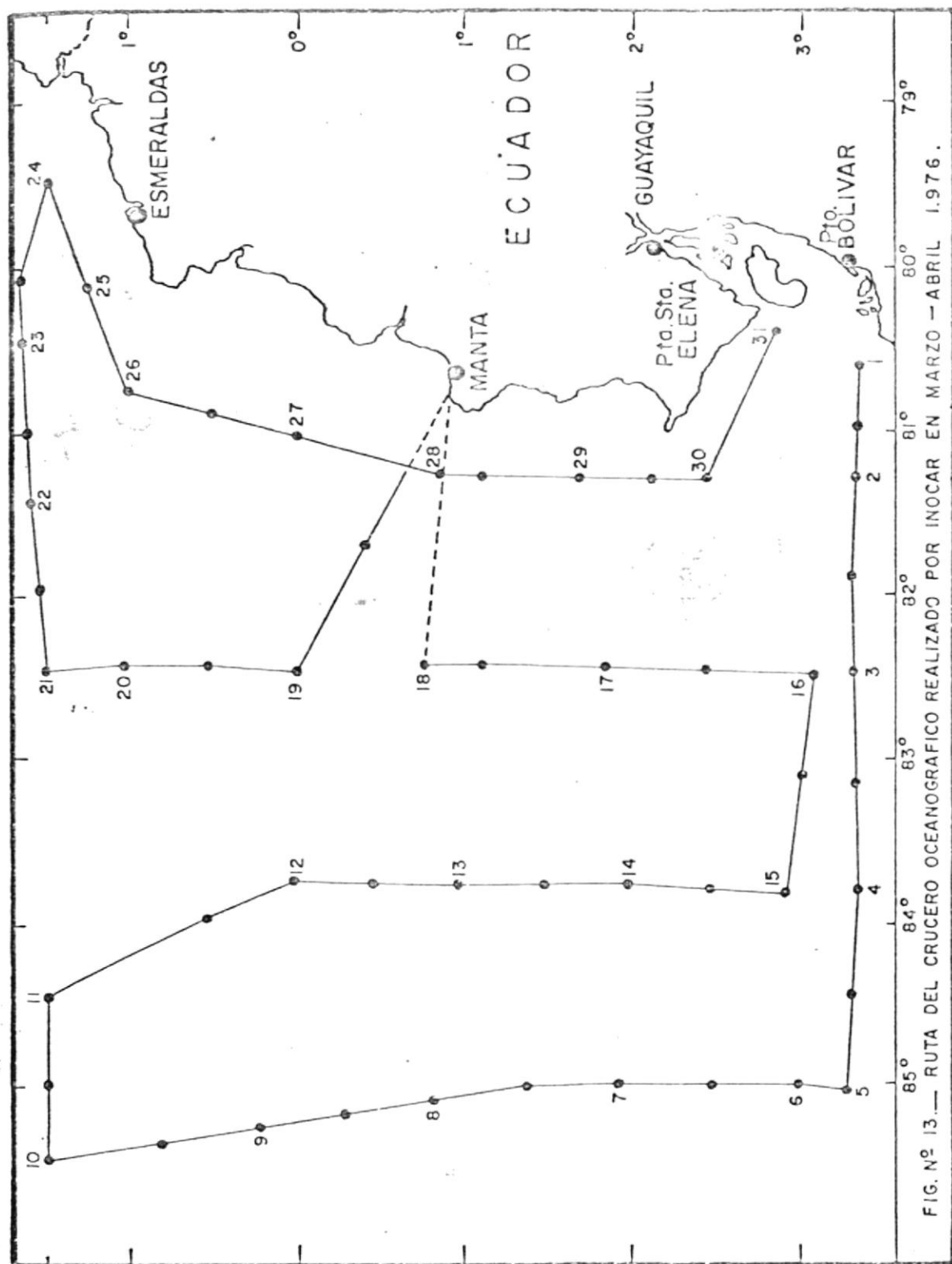


FIG. Nº 13.— RUTA DEL CRUCERO OCEANOGRÁFICO REALIZADO POR INOCAR EN MARZO — ABRIL 1976.

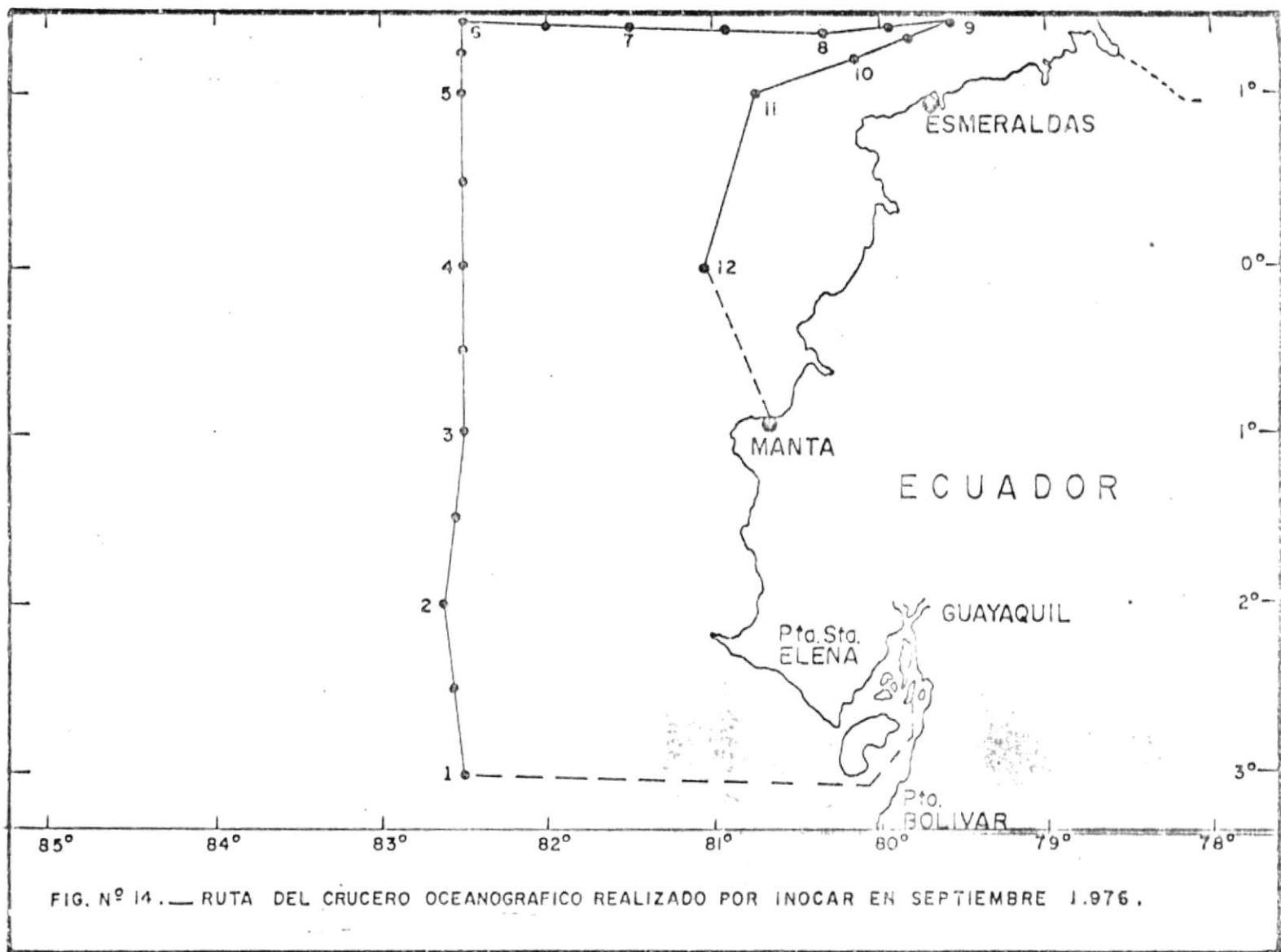


FIG. N° 14. — RUTA DEL CRUCERO OCEANOGRAFICO REALIZADO POR INOCAR EN SEPTIEMBRE 1.976 .

profundidades de muestreo "Standard" las siguientes, en metros: 0-10-20-30-50-75-100-150-200-300-400-500-600-800-1000-1200-1500-2000, etc. Debido a la dificultad en mantener el cable oceanográfico vertical y al no conocimiento de su exacta configuración bajo el agua, las muestras muy raramente son tomadas a estas profundidades haciéndose necesario obtener estos valores por interpolación. Los reportes de datos relativos a los cruceros anteriormente mencionados - han sido dados tanto a profundidades "observadas" como "Standard", habiéndose escogido para el análisis de este trabajo los valores "observados" debido a su mayor precisión como datos que han sido obtenidos *in situ*. La profundidad del muestreo hidrográfico en estos cruceros estuvo entre 300 y 400 M. aproximadamente, dependiendo del mayor o menor ángulo de inclinación del cable oceanográfico.

Este tipo de muestreo presenta algunas limitaciones debido a la carencia de información bien detallada: gradientes verticales muy agudos no siempre son bien definidos y además se impone un límite en el espaciamiento horizontal de las estaciones oceanográficas debido a que el valor del dato es representativo sólo de un área restringida. Un criterio útil a seguir para el caso de observaciones ampliamente espaciadas es el conocimiento previo de como deberá lucir el campo en la región. También el dato está afectado por su condición cuasi-sinóptica, donde es asumido que las condiciones oceanográficas en las estaciones previas no han sufrido cambios significativos durante el razonablemente corto período de tiempo que dure el cruce

ro. Esta última asunción está basada en las condiciones oceanográficas casi invariables encontradas en una misma área cuando se ha repetido el muestreo sistemáticamente durante un breve período de tiempo. (49; 54).

Para el análisis de las masas de agua en el presente trabajo se han escogido las dos variables más importantes que caracterizan una determinada masa de agua: Temperatura y Salinidad. Existen otros parámetros que sirven para identificar las masas de agua como el contenido de Oxígeno Disuelto, algunos nutrientes e incluso ciertos indicadores biológicos que caracterizan a determinadas masas de agua, pero el carácter "conservativo" de la temperatura y la salinidad en cuanto a que sólo son alterados, excepto en la capa superficial, por procesos de mezcla y difusión les da un mayor grado de significación con respecto a los otros parámetros que si bien son de mucha ayuda para la identificación de ciertas masas de agua su carácter "no conservativo" las expone a la influencia de ciertos procesos biológicos como consumpción, fotosíntesis, etc.

Las botellas que fueron utilizadas en el muestreo hidrográfico portaban de dos a tres termómetros de inversión cada una, dos protegidas de los efectos de la presión por una envoltura de vidrio y uno no protegido que posee envoltura de vidrio con uno de sus extremos abiertos, siendo la precisión de ambos tipos de termómetros del orden de 0.01°C . Los termómetros no protegidos fueron utilizados sólo a profundidades mayores de 150 M debido al efecto mínimo de los

cambios de presión en las primeras capas oceánicas. La profundidad de inversión de los termómetros es calculada en base a la diferencia de los valores de temperatura dados por ambos tipos de termómetros ya que esta es debido al efecto de la presión. Es importante señalar también que durante el desarrollo de las estaciones hidrográficas hay dos momentos en los cuales se considera un tiempo prudencial de espera para lograr la estabilización de los termómetros relativa al medio en que se hallan, así: cuando todas las botellas han descendido a las profundidades de muestreo requeridas y antes de la inversión de los termómetros se espera un breve lapso, aproximadamente entre cinco y diez minutos, con el fin de que los termómetros de inversión se estabilicen; además cuando las botellas han sido izadas es preferible proceder a la lectura de los termómetros después de un mínimo de aproximadamente 30 minutos con el objeto de que los termómetros auxiliares, que acompañan a los de inversión, logren estabilizarse a la temperatura ambiente. Las lecturas de los termómetros, para efectos de comprobación, son efectuadas por dos personas.

Dos tipos de correcciones son aplicadas a las lecturas de los termómetros protegidos y no protegidos. La primera es para corregir errores en la escala, causada por irregularidades en el diámetro del tubo del termómetro y constituye una corrección particular para cada termómetro dada por el fabricante. Una segunda corrección es necesaria debido a la expansión que sufre el vidrio y el mercurio por efecto de

los cambios de presión que experimentan al ser llevados desde las profundidades de inversión hasta la superficie. Esta situación es consecuencia de la compresibilidad del agua de mar, donde cambios en la presión son acompañados por cambios adiabáticos en la temperatura. Sin embargo, estos efectos son relativamente pequeños y poco significativos en muchos problemas oceanográficos.

Las temperaturas *in situ* corregidas para termómetros protegidos y no protegidos están dadas por las siguientes fórmulas:

$$\begin{array}{l} \text{(Termómetros} \\ \text{Protegidos)} \end{array} \quad T_w = T' + \frac{(T' - t) (T' + V_0)}{K - V_0 + t - 2T'} + I$$

$$\begin{array}{l} \text{(Termómetros} \\ \text{No Protegidos)} \end{array} \quad T_u = T'u + \frac{(T'u + V_0) (T_w - t_u)}{K - T_w + t_u} + I_u$$

donde:

T_w = Temperatura *in situ* corregida del termómetro protegido.

T_u = Temperatura corregida del termómetro no protegido

T' = Lectura del termómetro protegido

$T'u$ = Lectura del termómetro no protegido

t, t_u = Temperatura a la cual se leen los termómetros (está dada por el termómetro auxiliar corregido por errores de escala).

V_0 = Volúmen de mercurio debajo de la marca de 0°C a una temperatura de 0°C en unidades de grados centígrados de escala.

Constante proporcionada en el certificado de cada termómetro.

K = Una constante que depende del tipo de vidrio en el termómetro.

Es la diferencia entre los coeficientes de expansión del vidrio y del mercurio. Igualmente proporcionada en el certificado.

I = Corrección a la escala por la curva de calibración que corresponde a T' o $T'u$. Proporcionada por el fabricante.

Las profundidades de inversión de las botellas se determinan por medio de la longitud del cable y del ángulo que este forma con la vertical cuando es menor de 5° y a profundidades relativamente pequeñas, mientras que para muestras más profundas (>150 M.) se puede determinar por medio de la diferencia entre las lecturas corregidas de los termómetros protegidos y no protegidos de acuerdo al siguiente cálculo:

$$P = \frac{T_u - T_w}{\rho_m Q}, \text{ en metros}$$

donde:

P = Es la profundidad de inversión de los termómetros, también llamada profundidad termométrica.

T_w = Temperatura corregida del termómetro protegido



BIBLIOTECA

T_u = Temperatura corregida del termómetro no protegido

ρ_m = Densidad media en el lugar de muestreo.

Q = Coeficiente de presión del termómetro protegido. Constante proporcionada por el fabricante.

Este cálculo nos da un error de ± 5 metros en el valor de la profundidad termométrica cuando es menor de 1000 metros; para profundidades mayores el error es de 0.5% de la longitud del cable. Luego se verifican estas profundidades relacionando gráficamente la longitud del cable con la diferencia entre la longitud del cable y la profundidad termométrica. La curva resultante deberá ser suave y continua; si un punto cae demasiado desplazado de la curva, puede indicar la presencia de un error.

Para la elaboración de las cartas de la distribución superficial de las isothermas se utilizaron los datos de temperatura superficial del mar obtenidos cada hora por medio del termómetro de balde. Es importante señalar que el receptáculo de estos termómetros necesariamente debe estar diseñado para que el intercambio de calor por radiación y evaporación sean reducidos al mínimo. Se debe también tener mucha precaución para evitar que la muestra tomada por el termómetro de balde sea contaminada por desechos propios del barco. En los valores de temperatura superficial así obtenidos, no se consideran las variaciones diurnas que se producen debido a la gran capacidad calórica del mar y a que los procesos de mezcla no son tan violentos, por tanto estas variaciones son mínimas.

Además, durante el muestreo hidrográfico se obtuvieron también registros continuos de temperatura con profundidad utilizando para ello el Batitermógrafo (BT). Este instrumento, previa la colocación en su interior de una placa de vidrio ahumada, es lanzado al mar y recuperado por medio de un cable de acero obteniéndose así un registro continuo de temperatura versus profundidad. Para el presente muestreo los lances de BT fueron realizados hasta profundidades de 130 M. Cada punto del trazo representa un valor de temperatura y profundidad cuyos valores pueden determinarse sobre las escalas existentes en la grilla que está acoplada a un visor con lente de aumento que facilita la lectura. Las curvas grabadas en la grilla son determinadas mediante la calibración del instrumento, por lo tanto cada BT tiene su propia grilla que permite convertir el trazo a lecturas de temperatura y profundidad. La temperatura es leída a la décima de grado y la profundidad aproximada al metro más cercano. Las líneas de profundidad en la grilla son ligeramente curvadas debido a que el montaje del estilete oscila a través de un arco. Las líneas de temperatura en la grilla no son del todo vertical debido a que el tubo Bourdon (resorte de bronce que transmite los cambios de temperatura al estilete) es ligeramente afectado por cambios de presión como también por cambios de temperatura.

Cuando se realiza el lance del BT, simultáneamente se toma la temperatura superficial del mar con el termómetro de balde para efectos de corrección. Si la temperatura superficial marcada por el BT no



BIBLIOTECA

coincide con la observada en el termómetro de balde y esta diferencia no es mayor de 1°C , entonces estos dos valores se los hace coincidir por medio del correspondiente tornillo de ajuste que se encuentra en el visor. Igual procedimiento de ajuste se realiza con los tornillos respectivos, cuando la temperatura superficial del trazo no coincide con la línea de cero metros de profundidad, siempre que esta diferencia sea relativamente pequeña ($\pm 2.5 \text{ M}$). Otro tipo de corrección que se toma en cuenta es el debido a la histéresis. Cuando los trazos de descenso y ascenso registrados en la placa no coinciden existiendo un pequeño desfase entre ambos trazos, ocasionados generalmente por un retardo en el movimiento de la unidad térmica con respecto a la unidad de presión, el criterio seguido en la lectura de la temperatura a una profundidad dada es un punto medio entre los dos trazos. Si los trazos difieren ampliamente ($> 1^{\circ}\text{C}$) entonces las lecturas se descartan.

Las muestras para la determinación de la salinidad se obtuvieron de las mismas botellas Nansen utilizadas en el muestreo hidrográfico anteriormente mencionado. Estas muestras eran recolectadas en frascos de vidrio con tapa hermética para evitar la evaporación, pero previamente eran enjuagadas dos veces utilizando parte de la misma muestra con el propósito de evitar la contaminación por sales residuales adheridas a las paredes internas del -

frasco, quedando luego almacenadas en un lugar fresco protegido - del sol hasta ser analizadas. Los valores de salinidad son expresados en partes por mil (‰) que representan la cantidad total de sales en gramos contenida en un kilogramo de agua de mar. Para el análisis de las muestras se utilizó un salinómetro de inducción que basa su fundamento teórico en la comparación de la conductividad electrolítica de una muestra de agua de mar con la conductividad electrolítica del agua normal de COPLNHAGUE (agua standard cuya clorinidad es perfectamente conocida). Este instrumento da valores de salinidad con una precisión de hasta $\pm 0.003\%$. Es muy importante que las muestras se encuentren a una misma temperatura ambiente antes de iniciar los análisis.

Antes y después del análisis de una serie de muestras de salinidad se realiza la normalización, cuyo objeto es proveer una lectura directa de la relación de conductividad correspondiente a la salinidad exacta de una muestra de agua de mar patrón. Puesto que la relación de conductividad deriva por lo general durante el análisis de una serie de muestras, las operaciones de normalización y de análisis de las muestras deben realizarse sin interrupción. Una excesiva deriva podría requerir una normalización a continuación del análisis de un reducido número de muestras.

La temperatura de las muestras ejerce un efecto sobre los valores de salinidad. Esta corrección se determina usando la TABLA DE



CORRECCION POR TEMPERATURA proporcionada por el fabricante, utilizando como argumentos la temperatura y la salinidad nominal de cada muestra. La salinidad corregida para cada muestra se obtiene sumando algebraicamente la salinidad nominal (‰) con las correcciones por deriva y por temperatura (‰).

Cabe anotar, además, que es muy importante considerar durante el análisis de estos parámetros los efectos propios del promedio. Por ejemplo, si, de observaciones tomadas a varias profundidades se computan gradientes verticales de temperatura y salinidad, ellos aparecerán mucho menos agudos y variables que si hubiesen sido detectados por técnicas de medición continua.

4.2. Información Meteorológica

Los datos meteorológicos han sido obtenidos por medio de la red nacional de estaciones meteorológicas que mantiene el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador (INAMHI). Se han escogido los datos de presión atmosférica superficial, fuerza y dirección de viento y precipitación para las estaciones meteorológicas de Salinas ($02^{\circ} 12'S - 80^{\circ} 59'W$) e Isla San Cristóbal ($00^{\circ} 54'S - 89^{\circ} 36'W$) como representativos de la región costera al sur del Ecuador y de la región ecuatorial de las Islas Galápagos, respectivamente.

Los valores medios de presión atmosférica han sido obtenidos por medio de lecturas, realizadas cada hora, en un barómetro de mercurio cuyo principio básico de funcionamiento consiste en un balance entre la presión atmosférica y el peso de una columna de mercurio. Los barómetros son montados en lugares que no estén sujetos a vibraciones, en posición vertical y fuera de la acción directa de los rayos solares y de corrientes de aire que pueden alterar los valores verdaderos de la presión estática. Las lecturas de los barómetros de mercurio están sujetas a ciertas correcciones debido a errores del índice, temperatura del instrumento, gravedad del lugar y la reducción al nivel del mar de los valores de presión para efectos de comparación con otras localidades que se hallan a diferente altitud. Estas correcciones se combinan mediante el uso de una tabla utilizando como argumentos la temperatura ambiental del aire, la cual es proporcionada por un termómetro de mercurio que viene adjunto al barómetro, y la latitud geográfica del lugar. De esta manera se realiza la corrección total de la lectura del barómetro y la reducción al nivel del mar en una sola operación.

Las observaciones de velocidad y dirección de viento se obtuvieron mediante lecturas efectuadas tres veces al día (07, 13 y 19 horas) de un anemómetro, que basa su funcionamiento en la rotación que le es impuesta por el viento a un molinete de cazoletas el cual se halla en conexión eléctrica con un registrador, y en

la dirección hacia la cual se orienta una veleta. Es necesario tener la precaución de que el anemómetro se encuentre instalado en un lugar libre de obstáculos y que la veleta esté convenientemente ubicada a una altura aproximada de 10 metros sobre el suelo. Las observaciones de la dirección del viento son aproximadas a los octantes.

Los valores de precipitación han sido obtenidos por medio de un pluviómetro que consiste en un recolector de aguas-lluvia de aproximadamente 20 cm. de diámetro el cual se encuentra convenientemente ubicado en un sitio despejado y proporciona valores de precipitación en unidades de milímetros que son equivalentes a litros de agua recolectados por metro cuadrado de superficie. Los valores diarios de precipitación corresponden a un período de 24 horas, comprendido entre las 07 horas de un día y las 07 horas del siguiente día.

CAPITULO 5



BIBLIOTECA

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

Las masas de agua se mezclan con las aguas circundantes muy lentamente, tendiendo así a conservar su temperatura y salinidad. De esta manera las temperaturas y salinidades (y algunas veces el contenido de oxígeno) de estas masas hacen posible su identificación, la cual es muy importante debido a que nos da información acerca de sus lugares de origen, circulación profunda y las proporciones en las cuales las aguas de diferentes densidades se mezclan.

La identificación de grandes masas de agua en los océanos son posibles debido a las colectas de datos oceanográficas. Los datos más útiles para este propósito son temperatura, salinidad y en ciertas ocasiones el contenido de oxígeno. El rango de variación de cada uno de estos parámetros en una columna vertical de agua de mar, son importantes para la identificación. Debido al número limitado de posibles combinaciones de temperatura y salinidad, sólo un número razonablemente pequeño de masas de agua son formadas en los océanos. Por lo tanto no es suficiente considerar solamente la densidad de una masa de agua para su identificación, debido a que varias combinaciones de temperatura y salinidad pueden producir la misma densidad.

5.1. Parámetros Físicos

Se define un "agua tipo" como: El par de valores de temperatura y salinidad característicos del agua superficial en una región

geográfica donde origina una masa de agua. El agua tipo se halla influenciada por procesos océano-atmosféricos tales como calentamiento, enfriamiento, evaporación, precipitación y congelación.

De hecho, una agua tipo consiste de un rango de temperatura y salinidad que puede ser muy estrecho como en el caso de regiones tipo de latitudes altas o también puede ser relativamente amplio como el caso de masas de agua superficiales de latitudes bajas. Para fines prácticos se ha convenido considerar la temperatura y salinidad superficial de una estación oceanográfica como el agua tipo para la masa de agua superficial en esa estación.

Una "masa de agua" es un gran volumen de agua constituida por la mezcla de varias aguas tipo y cuyas características se mantienen relativamente constantes sobre una gran extensión horizontal. Las masas de agua son formadas por interacción del agua con la atmósfera o por la mezcla de dos o más cuerpos de agua. Una vez formadas ellas se hunden a profundidades determinadas por su densidad, relativa a las aguas circundantes en la columna vertical, siendo los determinantes más importantes de la densidad: la temperatura y la salinidad. Cabe señalar que el nombre de una masa de agua generalmente corresponde al nombre del agua tipo que tiene el mayor porcentaje de constitución de la masa de agua.

La mezcla de dos aguas tipo de igual densidad pero de diferentes temperaturas y salinidades, producirá una masa de agua de mayor densidad que las dos originalmente mezcladas. Este proceso de mez

cla denominado "CABALLING" se produce por lo general en masas de agua a profundidades mayores de 500 M. En general, las temperaturas y salinidades que resultan de mezclas de aguas tipo pueden ser computadas por simples promedios, mientras que las densidades no.

Cada masa de agua está asociada con una curva característica en un diagrama T-S (diagramas en los cuales las características de grandes masas de agua son identificadas por ploteos de los datos de temperatura y salinidad). Al graficar los valores T-S correspondientes a una estación, se notará que estos están generalmente en una posición estable, debido a que sus densidades se incrementan con la profundidad en la columna.

El grado relativo de estabilidad es mostrado en un diagrama T-S por el ángulo que las curvas T-S forman con los contornos de densidad. Si las curvas cortan las líneas de igual densidad en grandes ángulos, la columna de agua cambia de densidad rápidamente. Esto significa que cambios pequeños en la densidad no causarían que el agua ascienda o descienda una gran distancia, y que la columna de agua está por lo tanto muy estable. Si las curvas están formando ángulos muy pequeños con los contornos de densidad, entonces la densidad del agua se incrementa ligeramente con profundidad, de modo que los pequeños cambios de temperatura y salinidad (densidad) causarían que el agua se mueva a diferentes profundidades rápidamente.

5.1.1. Determinación Algebraica de la Composición de Masas de Agua.

Partiendo de la ecuación de conservación de la energía calórica que dice, "la suma del calor contenido en cada uno de los cuerpos a mezclarse debe ser igual al contenido de calor de la mezcla resultante", tenemos:

$$(1) M_1 C_p T_1 + M_2 C_p T_2 = M_3 C_p T_3 = (M_1 + M_2) C_p T_3$$

donde "M" es la masa, "C_p" es calor específico a presión constante, "T" es la temperatura y el suscrito "3" se refiere a la mezcla final. Debido a que C_p es una constante, la ecuación es lineal en T. Por lo tanto (1) se convierte en:

$$(2) M_1 T_1 + M_2 T_2 = M_3 T_3 = (M_1 + M_2) T_3$$

En análisis de masas de agua, las temperaturas iniciales (aguas tipo) y final (masa de agua) normalmente son conocidas. Se pretende conocer la proporción en que cada agua tipo constituye la masa de agua, así:

$$(3) P_1 = M_1 / (M_1 + M_2) ; P_2 = M_2 / (M_1 + M_2)$$

donde P₁ y P₂ son las proporciones de las aguas tipo que conforman la mezcla. Introduciendo la ecuación de la con-

servación de masas, tenemos:

$$(4) \quad M_1 + M_2 = M_3$$

Dividiendo (2) y (4) para $M_3 = M_1 + M_2$ y tomando en cuenta las ecuaciones en (3), se puede expresar estas ecuaciones en función de las proporciones en lugar de las masas,

$$(5) \quad P_1 T_1 + P_2 T_2 = T_3$$

$$P_1 + P_2 = 1$$

Resolviendo el sistema de ecuaciones (5) para P_1 i P_2 obtenemos,

$$P_1 = (T_3 - T_2) / (T_1 - T_2)$$

$$(6) \quad P_2 = (T_3 - T_1) / (T_2 - T_1)$$

Cuando la masa de agua resultante está constituida por la mezcla de tres aguas tipo, entonces se aplica el suscrito "4" a la mezcla final y con las ecuaciones de conservación de energía y masa nos dá,

$$(7) \quad P_1 T_1 + P_2 T_2 + P_3 T_3 = T_4 \quad y$$

$$(8) \quad P_1 + P_2 + P_3 = 1$$

En este caso es necesario hallar tres proporciones de aguas tipo componentes de la mezcla y por lo tanto una nueva ecuación debe ser introducida, la conservación de sal,

$$(9) \quad P_1 S_1 + P_2 S_2 + P_3 S_3 = S_4$$

Muy raramente se da el caso en que la masa de agua esté constituida por cuatro aguas tipo, pero si fuese necesario recurrir a otra ecuación sería la conservación de oxígeno, teniendo precaución en despreciar los procesos biológicos.

5.1.2. Las Masas de Agua y sus Correspondientes Aguas Tipo.

La identificación de las masas de agua presentes se efectuó mediante diagramas T-S y la composición porcentual de cada una de ellas se calculó según el método gráfico del triángulo de mezcla y comprobados por determinación algebraica. Para el efecto se consideró el perfil longitudinal $82^{\circ}30' W$ desde $3^{\circ}S$ hasta $1^{\circ}30'N$, muestreado en dos épocas diferentes del año que son representativas de cada estación: marzo-abril 1976 (verano del H.S.) y septiembre 1976 (invierno del H.S.). La zona abarcada representa desde el punto de vista oceanográfico y meteorológico una zona de transición entre los regímenes tropical y subtropical. Por tanto estaremos describiendo las masas de agua involucradas en esta zona cuyos orígenes son referidos a

las zonas tropical y subtropical.

Es importante señalar el criterio propuesto por Helland-Hansen (24) para la identificación de masas de agua, donde recomienda no considerar la información proporcionada por el diagrama T-S en la capa superficial debido a discrepancias que pueden surgir en la interpretación causadas por variaciones estacionales y por modificaciones locales. Sin embargo, en el presente trabajo se ha tomado en cuenta dicha capa, debido a que en el análisis efectuado se han considerado los efectos producidos por los cambios estacionales y también aquellos producidos por precipitación y descarga de los ríos que alteran significativamente, en esta zona, la salinidad i/o la temperatura de la capa en cuestión.

El método del triángulo de mezcla presenta ciertas ventajas respecto al método de las anomalías termostéricas límites utilizado por Silva y Sievers (55; 57) para determinar zonas fronteras entre masas de agua adyacentes, debido principalmente a que los valores porcentuales obtenidos por él están directamente relacionados con las características propias de las masas de agua consideradas. Este método requiere definir las aguas tipo originales que constituyen las fuentes primarias del sistema de mezcla.

Para poder definir las distintas aguas tipo, es fundamental efectuar un análisis de los lugares en que se originan las distintas masas de agua presentes. Como en la zona de estudio intervienen cinco masas de agua, es necesario determinar el agua tipo que mejor caracteriza a cada masa de agua, para construir los triángulos de mezcla cuyas estructuras dependen de las diferentes aguas tipo que intervienen. El presente análisis abarca profundidades de hasta 300-350 M.

Las cinco masas de agua presentes en la región son: en la capa superficial las masas de Agua Tropical (AT) y Subtropical (AST), al norte y sur del ecuador respectivamente. En la capa subsuperficial se ubica el Agua Ecuatorial Subsuperficial (ASS) y bajo ella están situadas el Agua Intermedia Antártica (ATAA) y el Agua Profunda del Pacífico (APP). Con el objeto de efectuar el estudio cuantitativo de la composición porcentual de las cinco masas de agua presentes, es necesario definir, para cada una de ellas, un agua tipo original. Para ello se realizó un análisis para determinar los lugares donde se puede considerar que tienen su origen las distintas masas de agua en cuestión.

Para el caso del Agua Profunda del Pacífico y del Agua Intermedia Antártica, se utilizaron los mismos valores tipo de temperatura y salinidad ya definidos por Johnson (29). Por tanto los pares T-S definidos como aguas tipo para el AIAA y para el APP son, respectivamente: $3^{\circ}\text{C}-34.0\%$ y $1.75^{\circ}\text{C}-34.68\%$.

En cuanto a la masa de Agua Ecuatorial Subsuperficial, su lugar de formación se considera la región ecuatorial oriental subsuperficial del Pacífico, en donde la circulación anticiclónica no penetra o tiene una menor influencia (70). En su formación parecen intervenir de una u otra manera la Corriente de Cromwell, la Contracorriente Ecuatorial del Sur y el máximo salino subtropical subsuperficial. Zuta y Guillén (83) distinguen como Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales aquellas asociadas a valores relativamente altos de salinidad ($34.9-35.1\%$) y con temperaturas de $13^{\circ}-15^{\circ}\text{C}$. Además, de acuerdo a la distribución hecha por White (65) en base a las anomalías termométricas frente a la costa peruano-ecuatoriana, el núcleo de esta masa de agua está relacionado con el par de valores: $12.5^{\circ}\text{C} - 34.9\%$. Considerando estos antecedentes se escogió como agua tipo original de esta masa de agua al par: $13^{\circ}\text{C} - 35.1\%$.

La masa de Agua Tropical está caracterizada por la alta temperatura superficial del mar y bajas salinidades debido a un exceso de precipitación sobre evaporación. Las regiones donde es encontrada esta masa de agua se caracterizan también por una pequeña variación estacional. En el Océano Pacífico Oriental Tropical esta agua puede ser identificada por el área donde la temperatura superficial está siempre por encima de 25°C y la salinidad menor que 34‰. Wyrtki (74) representa el borde sur del Agua Tropical por la isoterma de 25°C la cual corre desde el ecuador hacia el norte de las Islas Galápagos continuando hacia el oeste cerca de 4°N donde coincide aproximadamente con el borde sur de la Contracorriente Ecuatorial Norte. Este límite también puede ser identificado por la isohalina de 33.5‰ hasta cerca de 100°W . De hecho, el agua transportada hacia el este por la Contracorriente Ecuatorial Norte como la transportada hacia el Oeste por el ramal sur de la Corriente Ecuatorial Norte es Agua Tropical Superficial. Al norte, el borde de esta masa de agua está identificado también por la isoterma de 25°C ubicada cerca de 15°N , la cual fluctúa durante el año en aproximadamente 5° de latitud. Dentro de esta región las más bajas salinidades son encontradas en el Golfo de Panamá y frente a la costa de Colombia, donde esta varía desde

BIBLIOTECA



BIBLIOTECA



BIBLIOTECA

34.0‰ hasta menos de 30.0‰ como consecuencia de la estación de lluvias y fuertes descargas de los ríos (2). El espesor de esta masa de agua está limitado a la capa de mezclado superficial, generalmente de 20-50 M. de profundidad. Sin embargo, en el ramal sur de la Contracorriente Ecuatorial Norte, esta agua puede encontrarse en una extensión vertical de hasta 100 M.

Como se ha mencionado anteriormente, la selección de los valores T-S tipo para las masas de agua superficial es mucho más compleja, debido a que están sujetas a cambios estacionales i/o locales, por lo que es necesario determinar con cierta exactitud el lugar de su procedencia. De acuerdo con esto se ha hecho la evaluación para determinar las aguas tipo correspondiente a las masas de agua superficial en base al período estacional en que los datos fueron tomados. Así encontraremos que la temperatura superficial del Agua Tropical varía ligeramente con los cambios estacionales, siendo esta mayor durante el verano del H.S. debido a la mayor transferencia de calor con ganancia al mar que ocurre en esta época (aproximadamente $280 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$). Mientras que durante el invierno del H.S. se produce una disminución en la incidencia de la radiación solar manifestándose una pérdida de calor para el mar (aproximadamente $-20 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$), y consecuentemente disminuyendo

la temperatura superficial (71). La salinidad superficial de esta masa de agua sufre también una variación estacional debido al mayor calentamiento de la superficie del mar durante el verano del H.S. lo que produce un aumento en la salinidad superficial por pérdida evaporativa. Durante el invierno del H.S. la salinidad disminuye debido a las fuertes lluvias y la gran descarga de los ríos sobre el océano que se producen en esta área. Tomando en cuenta estos criterios se han escogido como valores tipo de temperatura-salinidad para el Agua Tropical los siguientes pares: 28°C - 33.7% para el verano del H.S. y 27°C - 33.4% para el invierno del H.S.

La masa de Agua Subtropical Superficial del Océano Pacífico Sur es originaria de las regiones donde la evaporación excede grandemente a la precipitación. Esta agua es caracterizada por una alta salinidad ($> 35.0\%$), sin embargo, la temperatura puede variar en un amplio rango desde cerca de 28°C hasta 15°C (74). Las más altas salinidades superficiales ($> 36.0\%$) en el Pacífico Sur, son encontradas en la región comprendida entre los 12°S y 25°S , y entre 100°W y 150°W . Estos altos valores de salinidad se deben fundamentalmente al prolongado tiempo de residencia del agua superficial en esta región donde, según Dietrich (13), la evaporación excede a la precipitación en cerca de 100cm/año .

Además, cabe anotar que en la región central de esta masa de agua, que normalmente coincide con el centro del anticiclón del Pacífico Sur, salinidades superiores a 36.0‰ son encontradas a profundidades tales como 200 M. durante el invierno del H.S., como consecuencia del alcance de los procesos convectivos que ocurren en esta época del año cuando la capa de mezclado se extiende casi hasta esa profundidad. El borde norte de esta agua puede ser identificado por la isohalina de 35.0‰, la cual partiendo de la costa sur del Ecuador, cerca de 5°S, corre al sur de las Islas Galápagos y continúa hacia el oeste paralela al ecuador (74). El borde sur puede ser definido por otra isohalina de 35.0‰ que corre con dirección NE-SW paralela a la zona de convergencia subtropical. Wyrski (75) y Robles et. al. (50) han evidenciado, en la parte sureste del Pacífico, rangos de temperatura de 15°C - 24°C y de salinidades de 34.5‰ - 35.5‰ asociados con esta masa de agua. Al este, frente a la costa del Perú, esta agua es separada de la costa por una estrecha faja de aguas afloradas de menor temperatura y salinidad. Tomando en cuenta estos criterios y considerando además la información proporcionada por el Atlas Oceanográfico (59) y las cartas promedio de temperaturas de 1948-1967 (19) para esta región, se escogieron como aguas tipo originales para la masa de

**BIBLIOTECA**

Agua Subtropical los siguientes pares T-S: $24^{\circ}\text{C} - 35.5\%$ para el verano del H.S. y $21^{\circ}\text{C} - 35.3\%$ para el invierno del H.S.

Los pares T-S escogidos como aguas tipo para las masas de agua superficiales son valores puntuales que constituyen en realidad una aproximación, debido a que las variaciones estacionales i/o locales que ocurren en la capa superficial originan una serie de pares de valores T-S también válidos para una masa de agua.

Cabe anotar que si bien los valores obtenidos en el análisis porcentual de las masas de agua por medio del triángulo de mezcla no pueden ser considerados como absolutos, sin embargo, son lo suficientemente precisos para poder realizar una evaluación de la participación cuantitativa de las masas de agua (56).

5.1.3. Procedimiento

A continuación se describe el proceso gráfico del método del triángulo de mezcla para el análisis de la distribución porcentual de las masas de agua en base a los datos correspondientes a los cruceros realizados por INOCAR en marzo-abril y en septiembre de 1976.

En las figuras 15 (a, b) se presentan los diagramas T-S_(z) correspondientes a cada estación oceanográfica (ubicada

en el meridiano $82^{\circ}30'W$) para ambos cruceros, respectivamente. Constan además los triángulos de mezcla formados a partir de los puntos representativos de las aguas tipo que originan las masas de agua involucradas en la región (Tabla I).

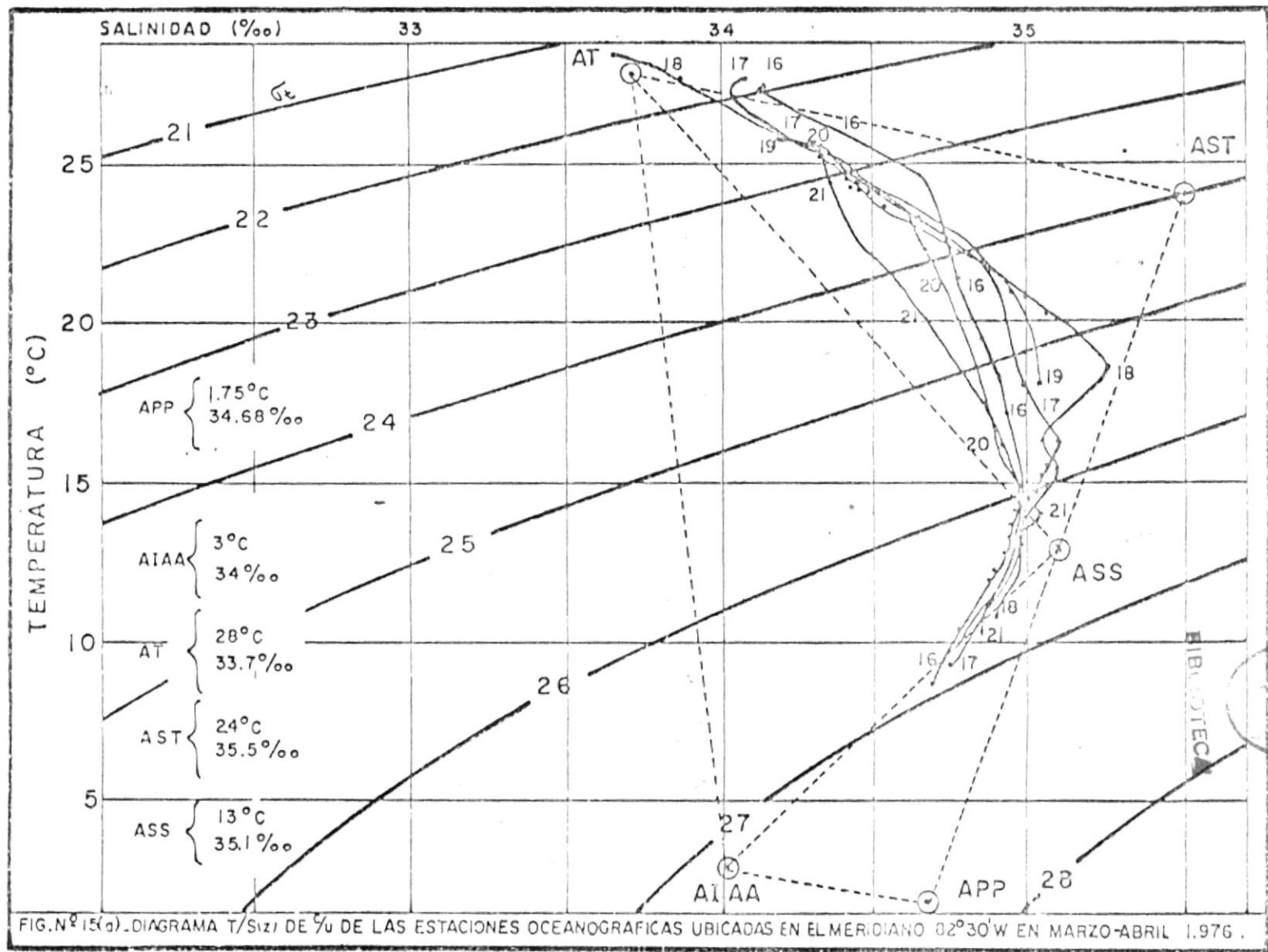
En cada uno de estos triángulos son trazadas nueve paralelas a cada lado equidistantes entre sí. Estas divisiones representan los niveles porcentuales de composición de la mezcla de cada masa de agua. A cada uno de los pares T-S correspondientes a los diferentes niveles de profundidad en cada estación, corresponde una determinada composición de la mezcla de acuerdo a su ubicación en el triángulo correspondiente. Estos valores se muestran en las figuras 16 (a, b) a 18 (a, b).

Las figuras 19 (a, b) a 24 (a, b) presentan las curvas porcentuales de composición en la mezcla de cada masa de agua para cada estación en función de la profundidad. Finalmente, en las figuras 25 (a, b) se representa la distribución porcentual de todas las masas de agua involucradas en la región a lo largo del perfil escogido ($82^{\circ}30'W$).

Un porcentaje relativo, superior a la suma de los porcentajes de las otras dos masas de agua que intervienen en la mezcla, es decir mayor de 50%, es considerado como par

TABLA I

TRIANGULO	MASA DE AGUA	AGUA TIPO	
		T(°C)	S(‰)
I	Agua Tropical (AT)	28 (Verano H.S)	33.7
	Agua Subtropical (AST)	24 (Verano H.S)	35.5
	Agua Ecuatorial Subsuperficial (ASS)	13	35.1
II	Agua Tropical (AT)	28 (Verano H.S)	33.7
	Agua Ecuatorial Subsuperficial (ASS)	13	35.1
	Agua Intermedia Antártica (AIAA)	3	34.0
III	Agua Intermedia Antártica (AIAA)	3	34.0
	Agua Ecuatorial Subsuperficial (ASS)	13	35.1
	Agua Profunda del Pacífico (APP)	1.75	34.68
	* Agua Tropical (AT)	27 (Invierno H.S)	33.4
	* Agua Subtropical (AST)	21 (Invierno H.S)	35.3



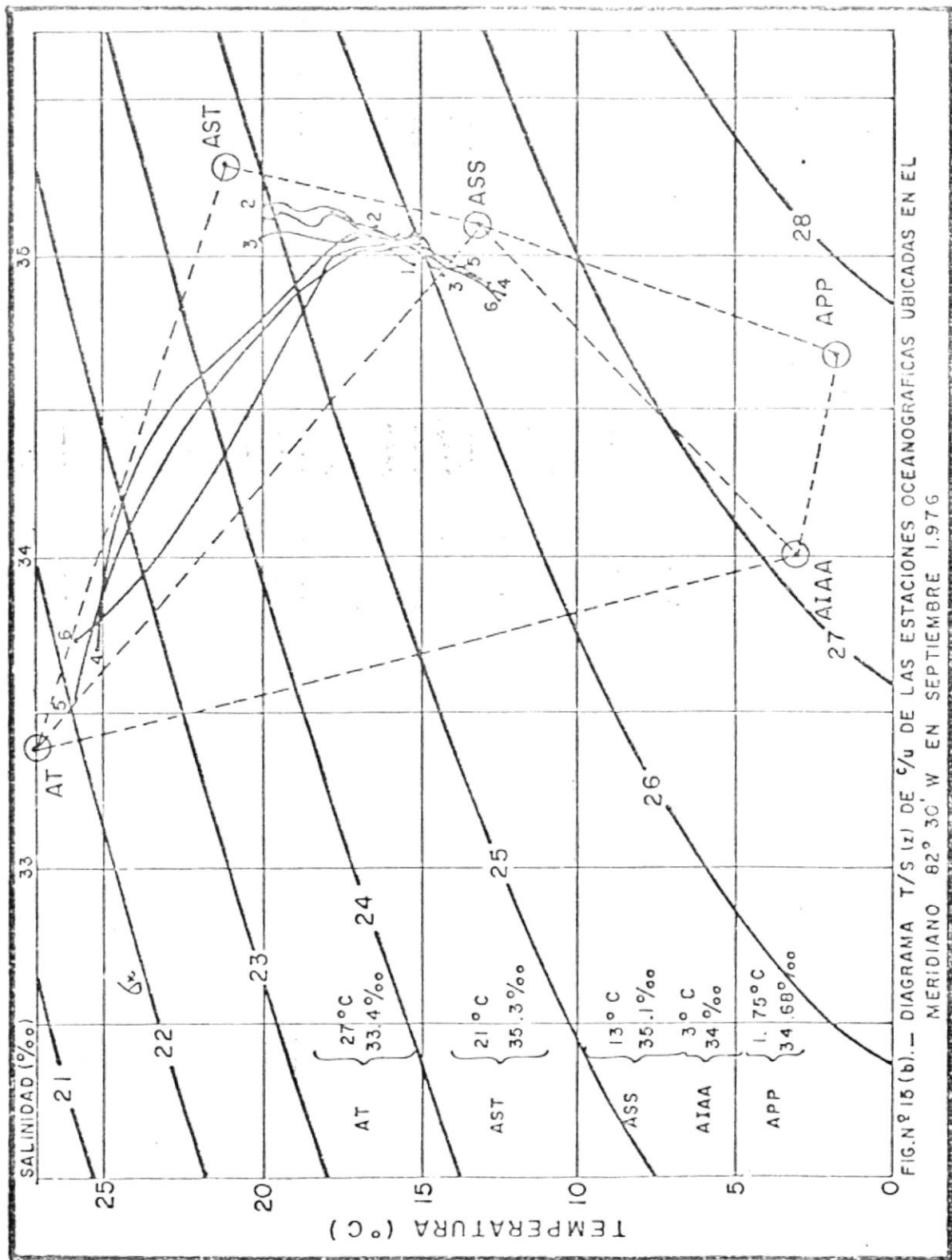


FIG. Nº 15 (b).— DIAGRAMA T/S (z) DE ‰ DE LAS ESTACIONES OCEANOGRÁFICAS UBICADAS EN EL MERIDIANO 82° 30' W EN SEPTIEMBRE 1.976

ESTACION 16

PROF. (m)	%AT	%AST	%ASS	T (°C)	S (‰)	%IAA	%APP
0	75	25	—	27.48	34.148	—	—
9	75	25	—	27.49	34.147	—	—
18	75	25	—	27.44	34.140	—	—
27	44.4	44	11.6	24.63	34.680	—	—
45	33.3	31.7	35	21.44	34.776	—	—
62	20	20	60	18.25	34.916	—	—
89	10	—	90	14.58	34.990	—	—
131	7.9	—	89.2	13.78	34.968	2.9	—
172	6.5	—	87.5	13.38	34.954	6	—
212	5	—	85	12.86	34.926	10	—
254	4.5	—	81.7	12.30	34.893	13.8	—
345	1.5	—	70.1	10.48	34.788	28.4	—
429	—	—	60.1	9.02	34.704	34.9	5

ESTACION 17

PROF. (m)	T (°C)	S (‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	27.67	34.074	78.9	21.1	—	—	—
8	27.53	34.044	81	19	—	—	—
16	27.79	34.202	77.7	28.3	—	—	—
23	25.23	34.316	64.4	23.6	12	—	—
39	22.03	34.858	30	40	30	—	—
58	18.16	34.993	16.1	23.9	60	—	—
77	16.35	35.100	7	20	73	—	—
108	15.11	35.036	7.6	8.2	84	—	—
154	14.09	34.995	7	—	93	—	—
203	13.51	34.988	6	—	90	4	—
254	13.18	34.977	4.5	—	90	5.5	—
354	12.35	34.926	3.5	—	84.2	12.3	—
426	9.52	34.752	—	—	65	30	5

FIG. N° 16 (a). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 16 - 17

ESTACION 1								ESTACION 2							
PROF. (m)	T(°C)	S(%o)	%AT	%AST	%ASS	%TAA	%APP	PROF. (m)	T(°C)	S(%o)	%AT	%AST	%ASS	%TAA	%APP
0	19.32	35.156	4.9	70.3	24.8	—	—	0	19.44	35.173	4.3	7.3	22.7	—	—
17	19.26	35.156	4.9	69.7	25.4	—	—	19	19.25	35.173	4.1	7.1	24.9	—	—
21	—	35.150	—	—	—	—	—	24	19.17	35.169	4.1	69.9	26	—	—
25	19.21	35.154	4.9	68.9	26.2	—	—	28	19.13	35.173	3.9	69.8	26.3	—	—
27	19.19	35.144	5.4	67.9	26.7	—	—	33	19.11	35.177	3.7	69.9	26.4	—	—
31	19.17	35.274	—	—	—	—	—	35	19.09	35.180	3.2	70.5	26.3	—	—
41	19.05	35.141	5.4	66.2	28.4	—	—	47	18.99	35.165	4.1	67.6	29.3	—	—
52	18.06	35.104	6	52.8	41.2	—	—	57	17.88	35.174	2.3	56.9	40.8	—	—
65	17.73	35.152	3.2	53.4	43.4	—	—	73	17.27	35.127	3.9	46.6	49.6	—	—
79	17.12	35.122	4	44.6	51.4	—	—	96	17.05	35.113	4.3	43.1	52.6	—	—
97	15.83	35.063	6.3	26.2	68.5	—	—	131	16.04	35.076	4.9	29.4	65.7	—	—
154	14.74	34.984	7.8	8.1	84.1	—	—								

FIG. N° 16 (b). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 1 — 2

ESTACION 19

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	25.83	34.194	70	20	10	—	—
4	25.83	34.189	70	20	10	—	—
8	25.08	34.394	58.9	29	12.1	—	—
11	24.50	34.476	54.4	30	15.6	—	—
15	24.40	34.479	53.3	30	16.7	—	—
32	23.29	34.651	42.7	34	23.3	—	—
42	22.32	34.826	32.2	40	27.8	—	—
42	21.01	34.948	—	—	—	—	—
60	19.27	35.030	16.6	33.4	50	—	—
110	18.33	35.038	13.3	29	57.7	—	—

ESTACION 18

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	28.51	33.654	100	—	—	—	—
7	27.79	33.857	91.1	8.9	—	—	—
13	24.91	34.408	57.8	29.2	13	—	—
19	23.57	34.531	49	28	23	—	—
32	21.42	34.925	25.5	42	42.5	—	—
44	20.91	35.002	20.6	42	32.5	—	—
63	20.53	35.062	17.2	44	38.8	—	—
78	18.72	35.263	3	47	50	—	—
104	16.48	35.061	8.9	20	71.1	—	—
131	15.56	35.096	5.5	14.5	80	—	—
162	14.19	35.007	7.5	—	92.5	—	—
243	13.22	34.991	5	—	90	5	—
328	11.22	34.867	1	—	7.9	20	—

FIG. N.º 17 (a). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 18 — 19

ESTACION 3

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	20.00	35.051	10.9	68.4	20.7	—	—
5	20.01	35.048	11.1	68.2	20.7	—	—
8	20.02	35.049	11	68.4	20.6	—	—
13	19.97	35.051	10.9	68.1	21.0	—	—
26	19.94	35.089	9	71	20	—	—
51	17.01	35.054	7.1	37.6	55.3	—	—
69	16.62	35.097	4.6	37.3	58.1	—	—
86	16.38	35.082	5	33.5	61.5	—	—
104	16.11	35.082	4.7	30.7	64.6	—	—
148	14.75	34.992	7.4	8.9	83.7	—	—
178	14.30	34.980	7.4	3.2	89.4	—	—

ESTACION 4

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	25.02	33.751	60.0	9.4	10.1	—	—
17	25.00	33.757	60.2	9.7	10.1	—	—
23	23.72	34.361	49.1	48	2.9	—	—
30	23.18	34.435	44.9	48.8	6.3	—	—
36	21.63	34.618	39	48.3	17.7	—	—
46	16.92	35.062	6.6	37.4	56	—	—
65	16.32	35.087	4.7	33.3	62	—	—
101	15.92	35.059	5.6	26.8	67.6	—	—
134	15.82	35.080	4.4	27.6	68.1	—	—
168	14.41	34.987	7.2	5	87.8	—	—
204	14.16	34.957	6.4	—	91.6	—	—
285	13.19	34.930	5.9	—	87.8	6.3	—
333	12.33	34.897	4	—	83.7	12.3	—

FIG. N° 17 (b). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 3 - 4

ESTACION 20

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	24.78	34.415	57.2	28	14.8	—	—
10	24.57	34.418	56.6	27	16.4	—	—
22	24.38	34.464	54.4	29	16.6	—	—
28	24.13	34.514	51.1	31	17.9	—	—
34	23.90	34.563	47.8	32.2	20.0	—	—
46	22.33	34.663	40	30	30	—	—
61	17.48	34.871	20	13	67	—	—
96	15.08	34.984	10	4.2	85.8	—	—
132	14.62	35.024	7.2	3.3	89.5	—	—
170	14.26	35.003	7.5	—	92.5	—	—
212	13.77	34.974	7	—	90	3	—
301	12.54	34.929	4	—	85	11	—
380	10.19	34.793	0.5	—	71	28.5	—

ESTACION 21

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	25.30	34.338	63	27	10	—	—
17	24.97	34.335	62.2	23	14.8	—	—
23	24.91	34.337	61.6	23	15.4	—	—
29	24.83	34.338	61.6	22	16.4	—	—
34	24.74	34.339	61	22	17	—	—
43	22.48	34.445	52.2	15	32.8	—	—
57	16.13	34.906	16.1	5.8	78.1	—	—
93	14.62	35.000	8.3	3.3	88.4	—	—
130	14.25	35.011	7.2	1.7	91.1	—	—
169	14.16	35.021	6.1	1.7	92.2	—	—
210	13.74	34.994	6.5	—	90	3.5	—
295	12.67	34.949	4	—	86	10	—
365	10.54	34.838	—	—	75.7	24.3	—

FIG. N.º 18 (a). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 20 — 21

ESTACION 5

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	25.93	33.527	92	1	7	-	-
21	25.93	33.527	92	1	7	-	-
24	25.93	33.525	92.1	.4	7.5	-	-
30	25.91	33.535	92.1	.2	7.7	-	-
36	25.85	33.597	89	4.9	6.1	-	-
45	-	35.062	-	-	-	-	-
60	25.08	35.049	-	-	-	-	-
88	16.59	35.040	7.3	32.1	60.6	-	-
118	16.04	35.024	7.4	28	67.6	-	-
148	15.23	35.036	5.8	17.6	76.6	-	-
180	14.69	35.009	6.5	9.8	83.7	-	-
249	13.31	34.943	5.9	-	88.9	5.2	-
287	12.89	34.915	5.3	-	86.1	6.6	-

ESTACION 6

PROF. (m)	T(°C)	S(‰)	%AT	%AST	%ASS	%IAA	%APP
0	25.69	33.755	61.1	16.7	2.2	-	-
25	25.72	33.764	80.7	17.8	1.5	-	-
28	25.73	33.774	60.2	18.8	1	-	-
31	25.71	33.785	79.7	19.5	.8	-	-
37	25.72	33.802	79.8	21.1	.1	-	-
46	22.10	34.192	55.4	16.8	27.8	-	-
61	17.43	34.999	10.3	37.3	52.4	-	-
91	15.68	35.027	6.8	21.6	71.6	-	-
126	15.09	35.034	5.8	16	78.2	-	-
162	14.90	35.076	3.5	17.7	78.8	-	-
199	14.59	34.978	7.9	6.1	86	-	-
273	12.92	34.912	5.5	-	85.9	8.6	-
309	12.52	34.893	5.1	-	83	11.9	-

FIG. Nº 18 (b). — PORCENTAJES DE COMPOSICION DE LAS MASAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES 5 — 6

BIBLIOTECA



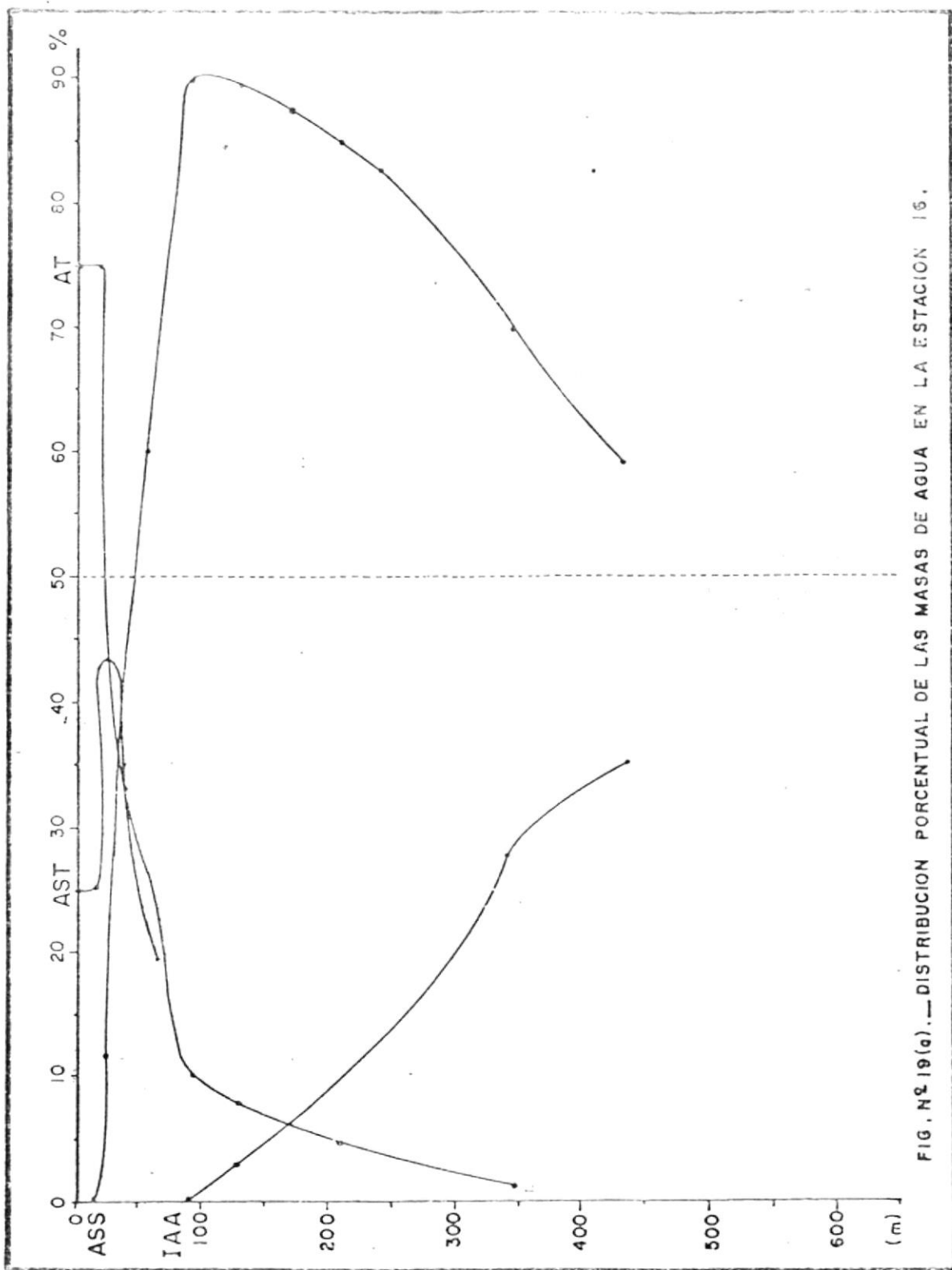


FIG. N.º 19 (a). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 15.

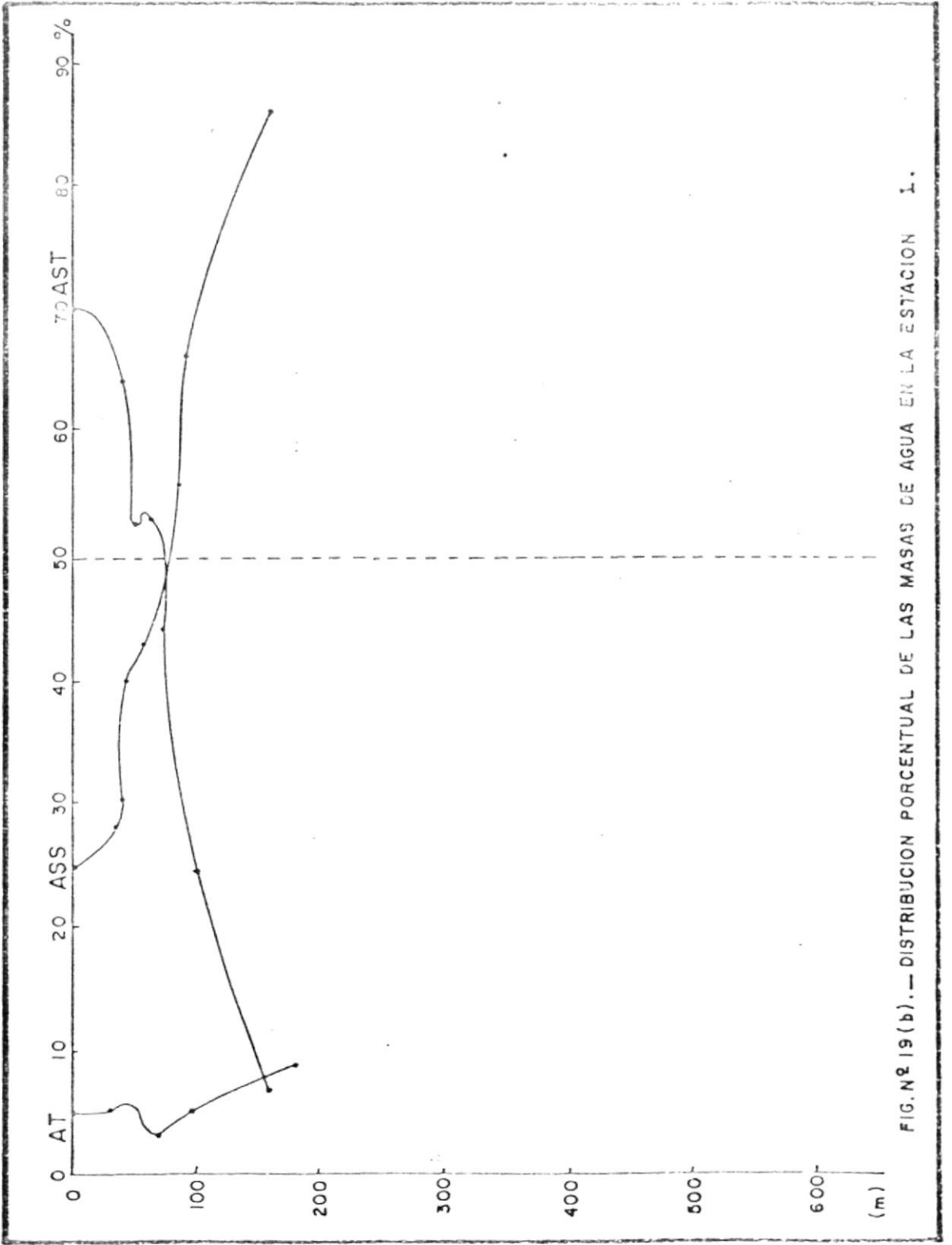
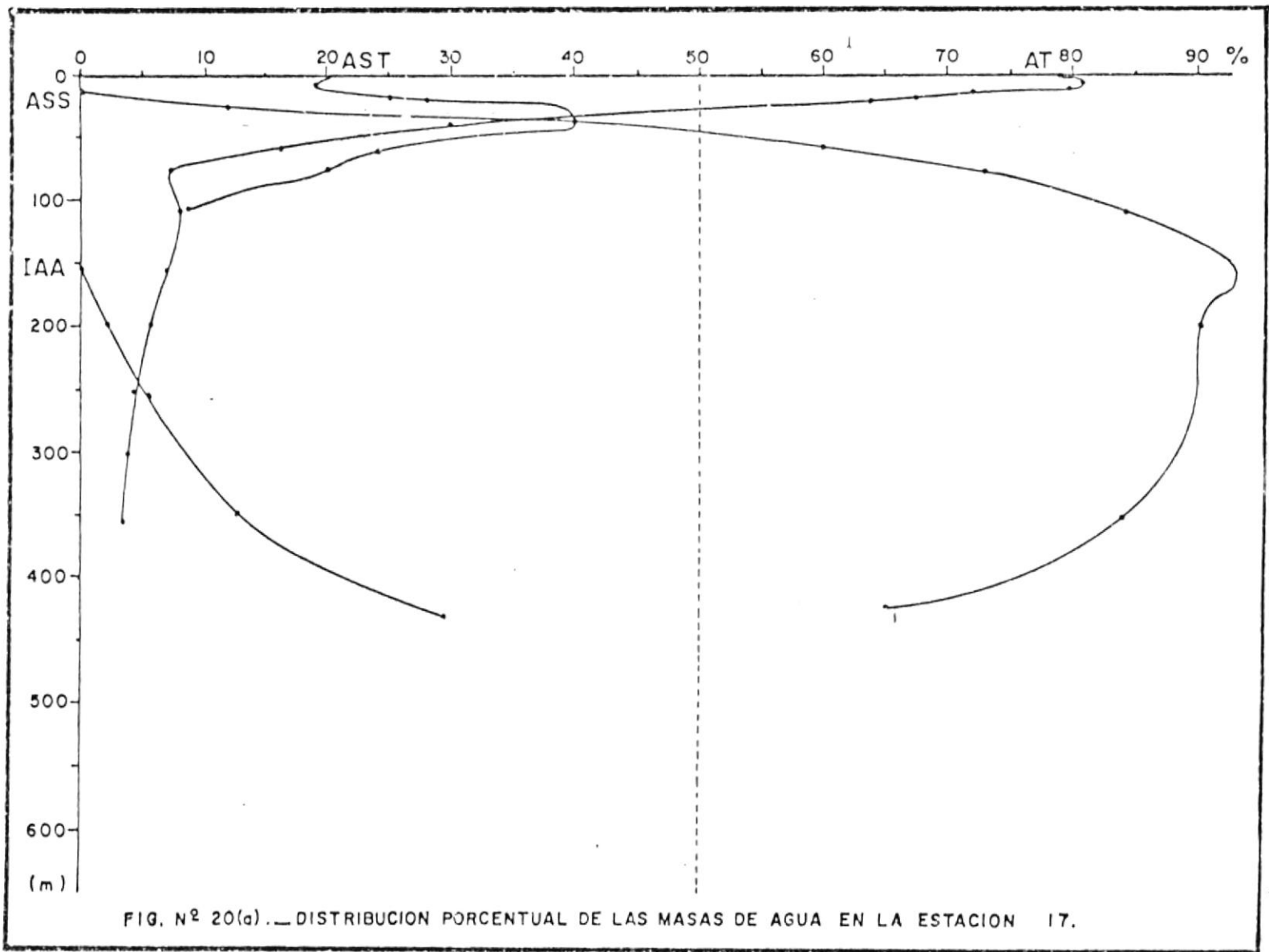


FIG. N° 19 (b). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 1.



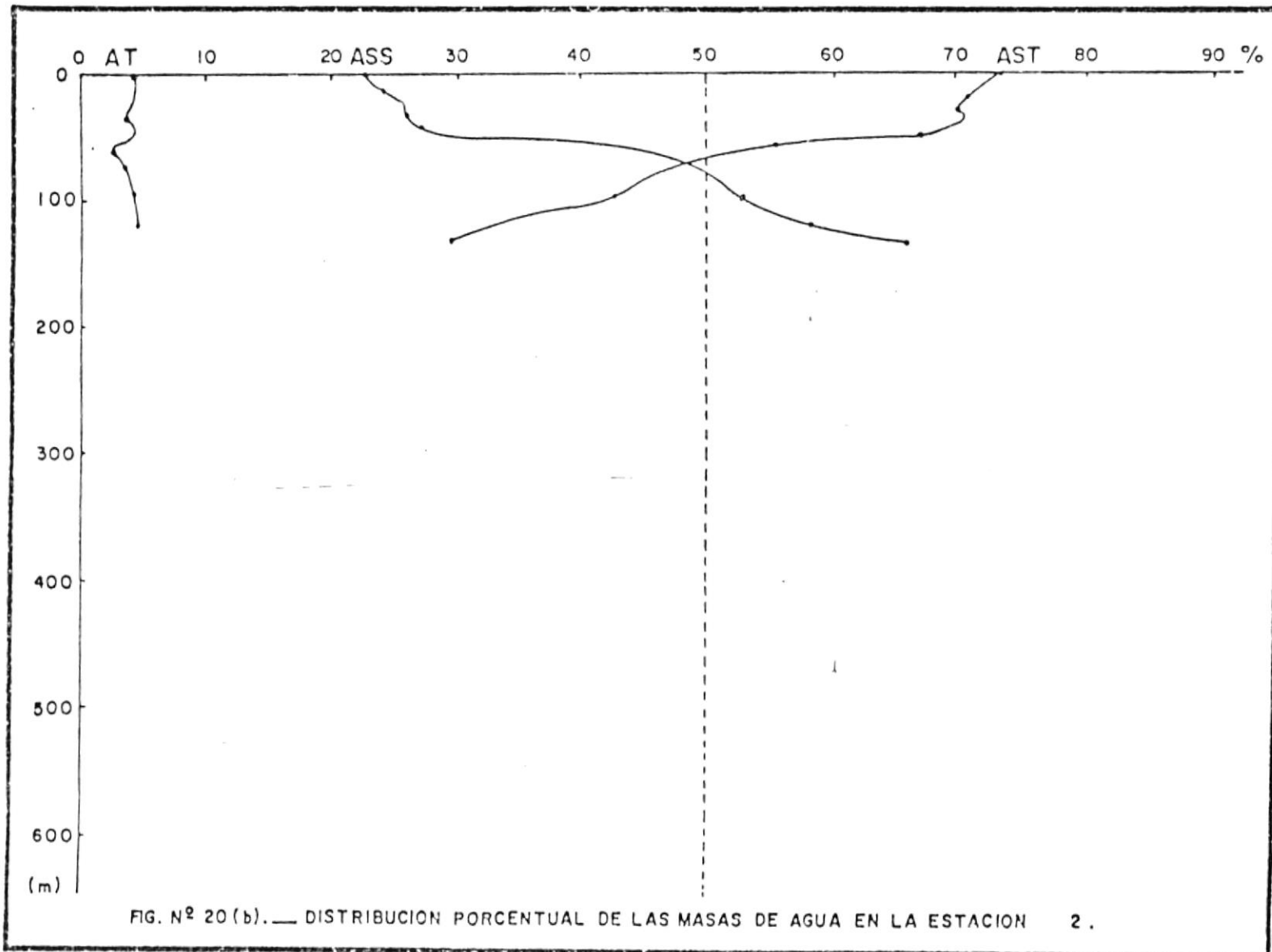


FIG. N° 20 (b). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 2 .

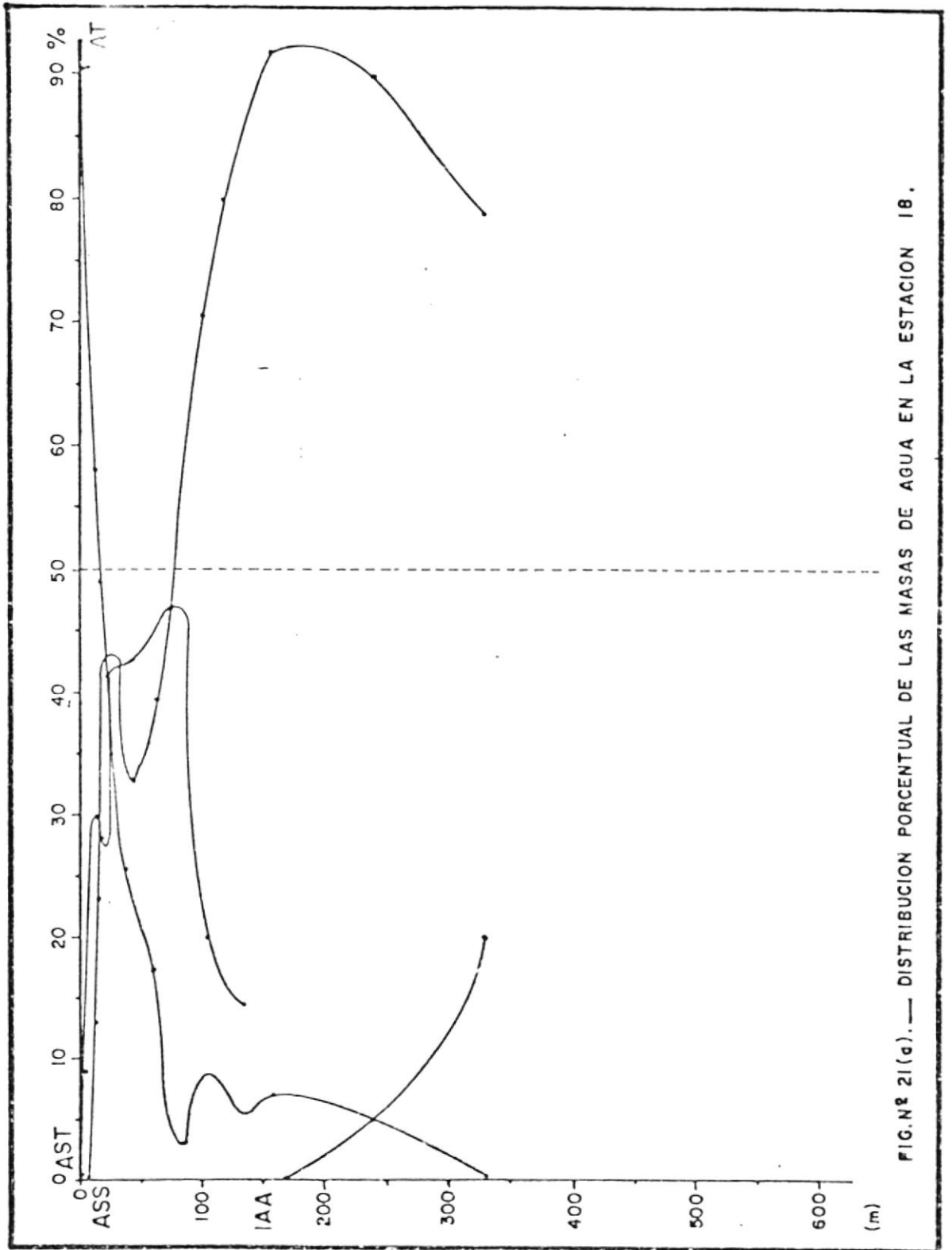


FIG. N° 21(a). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 18.

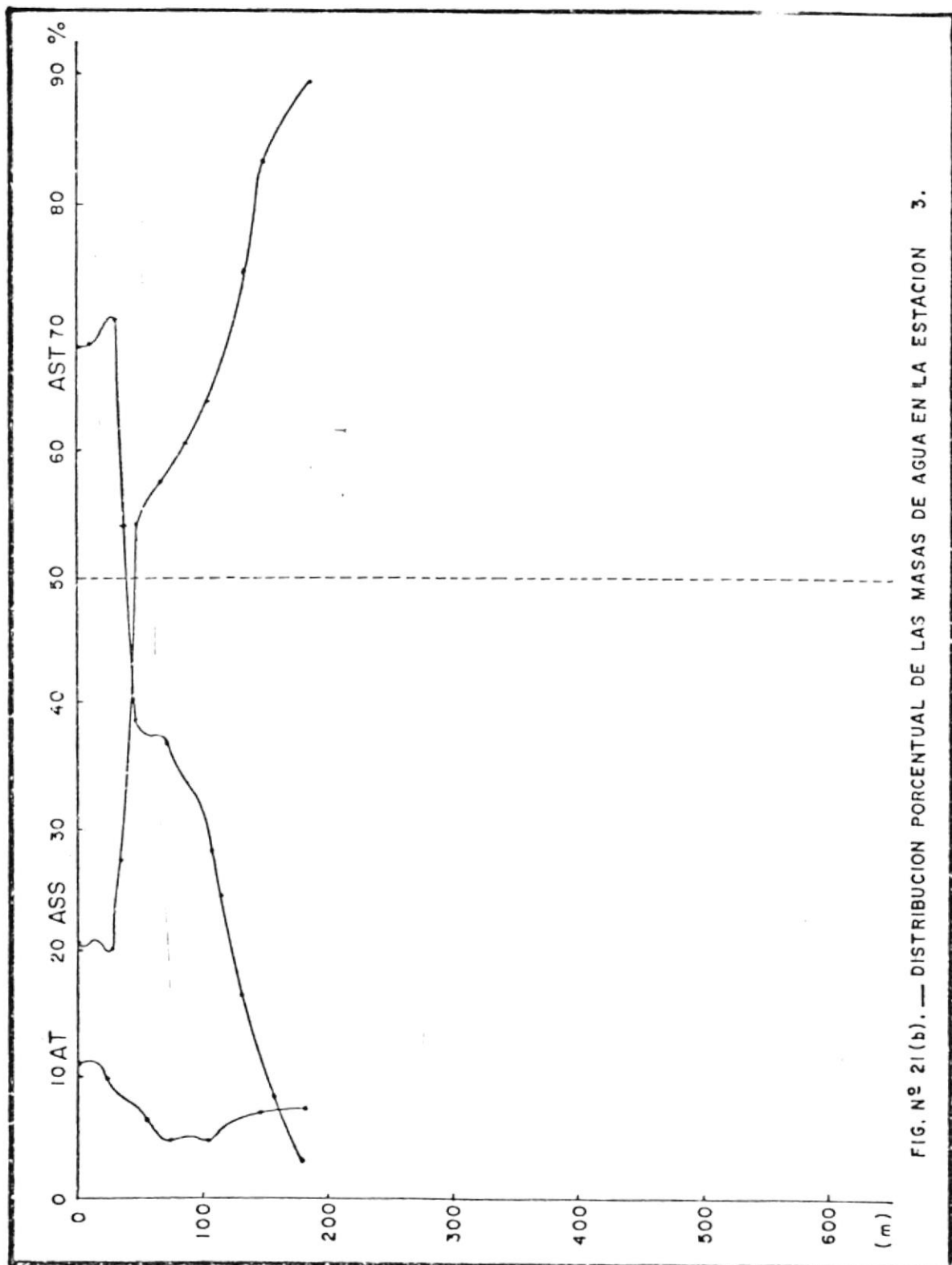


FIG. N° 21(b). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 3.

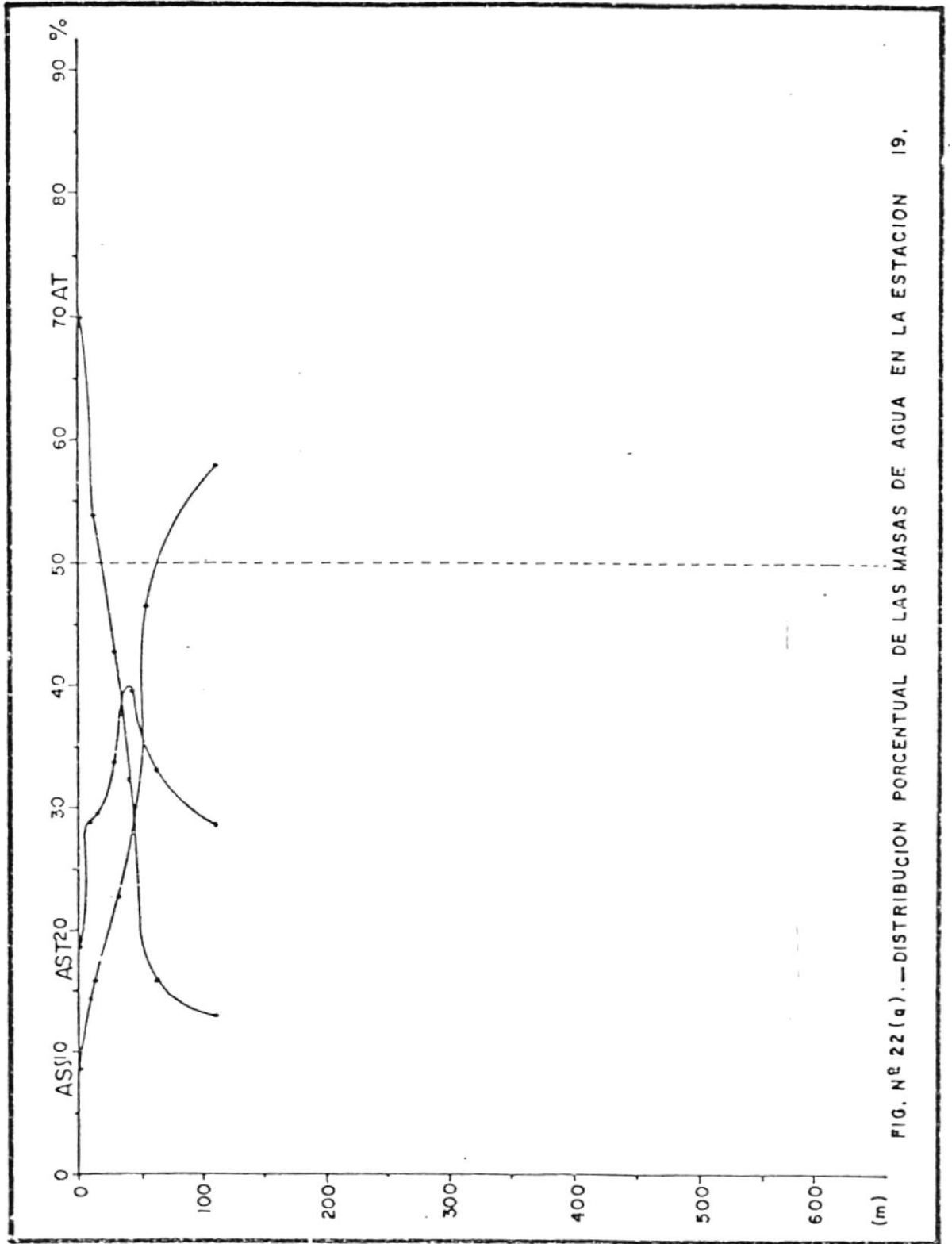


FIG. N° 22 (a). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 19.

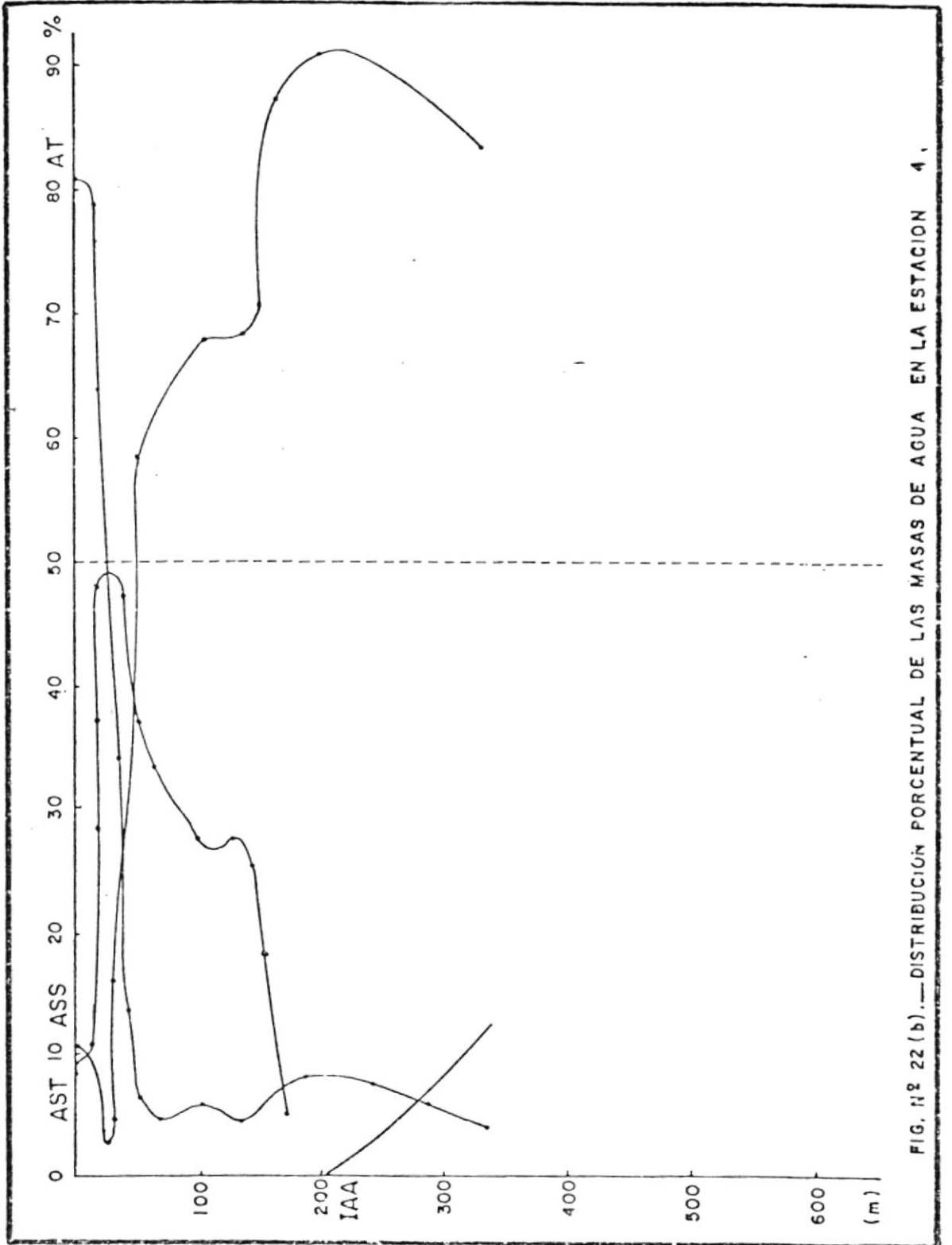


FIG. N° 22 (b).—DISTRIBUCIÓN PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 4.

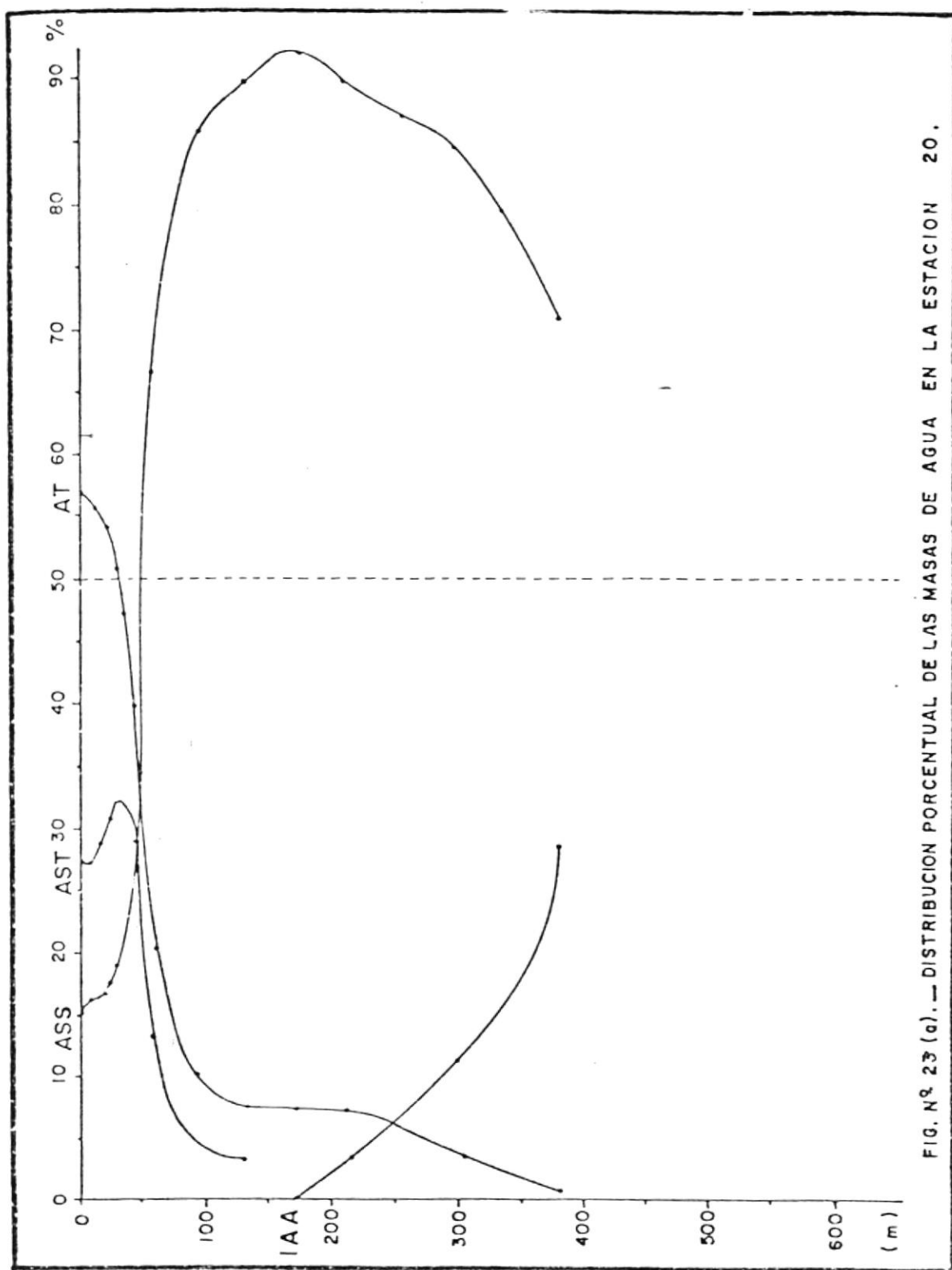
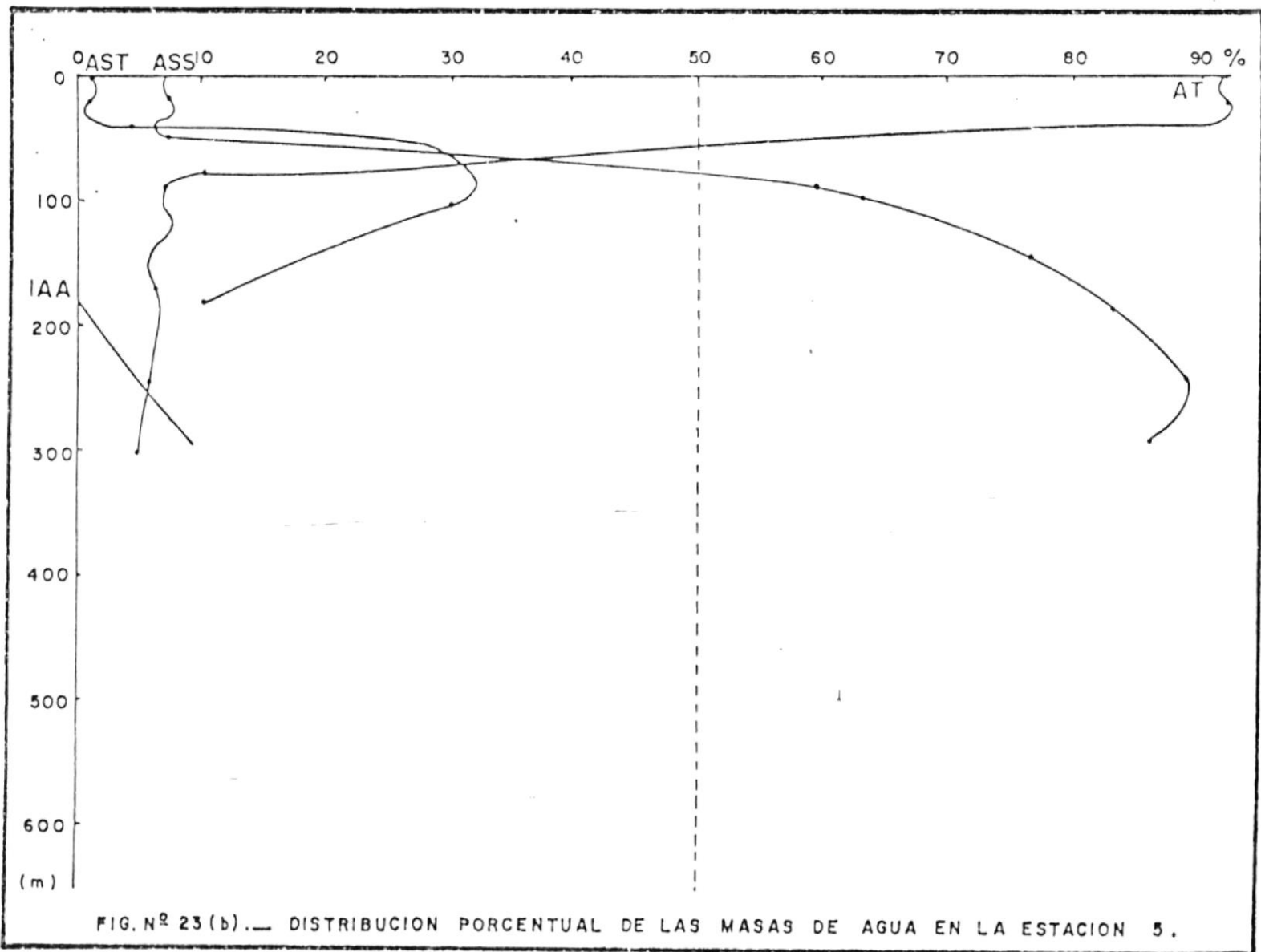


FIG. N^o 23 (a). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 20.



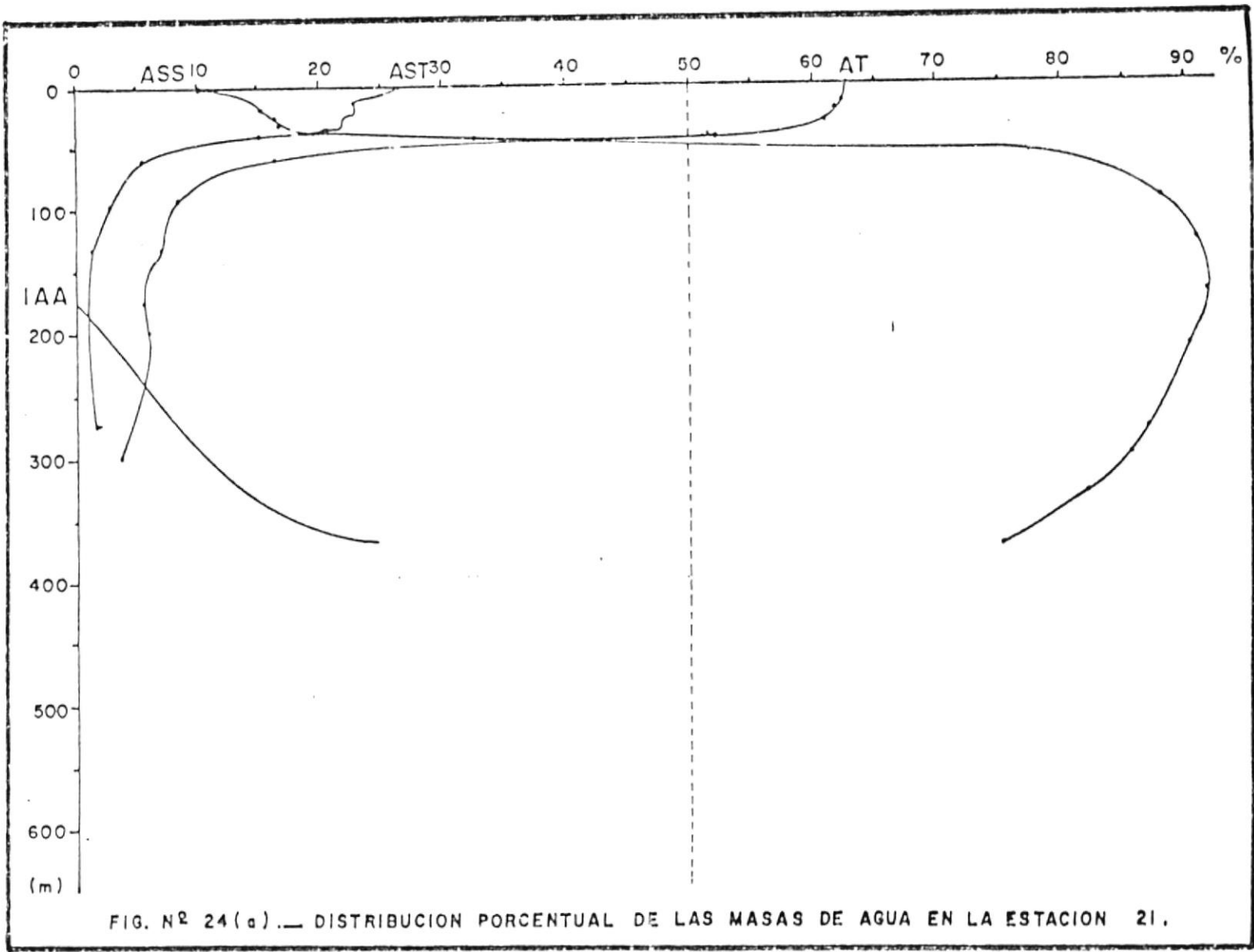


FIG. N^o 24 (a). — DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 21.

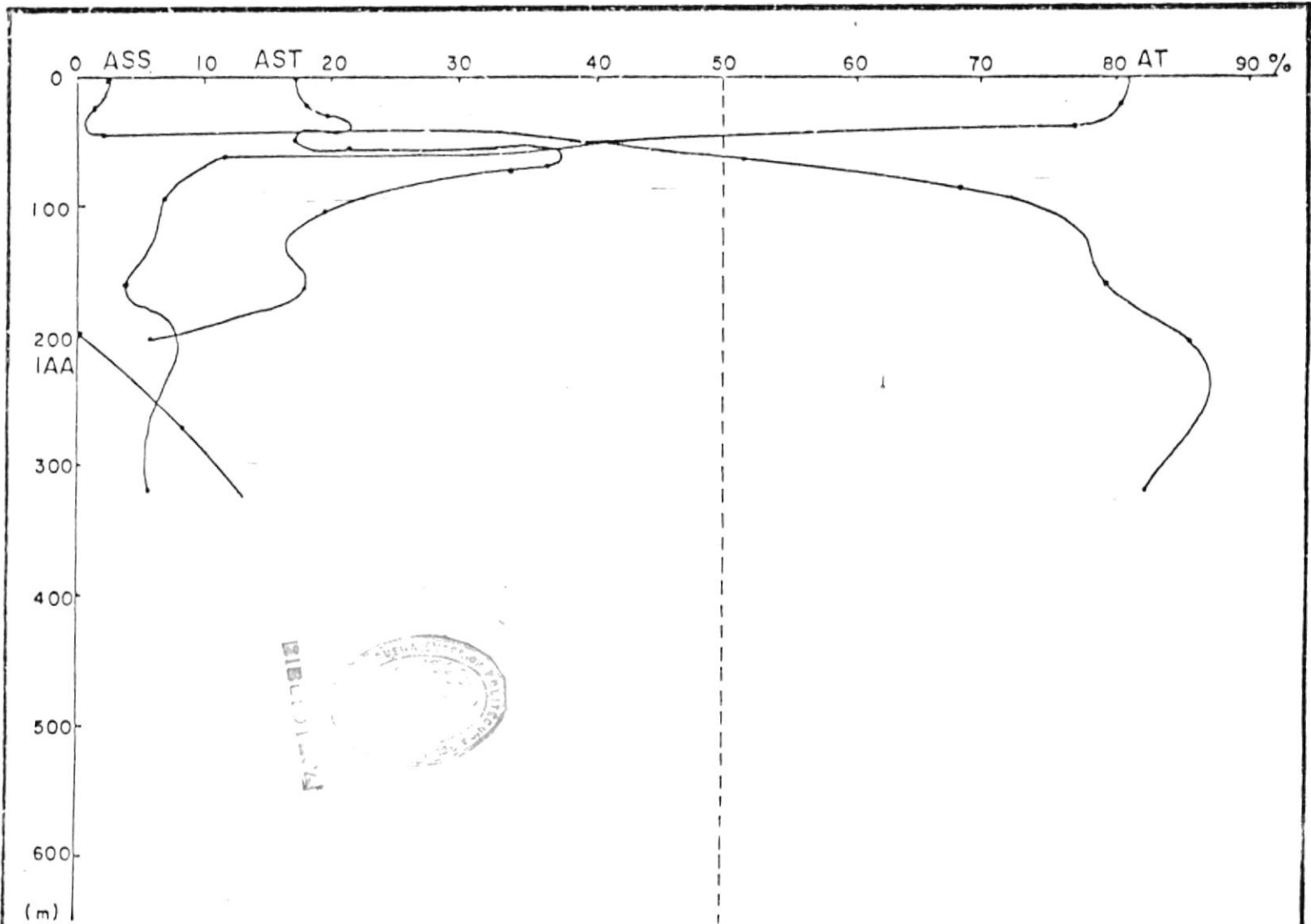


FIG. Nº 24 (b). - DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA EN LA ESTACION 6.

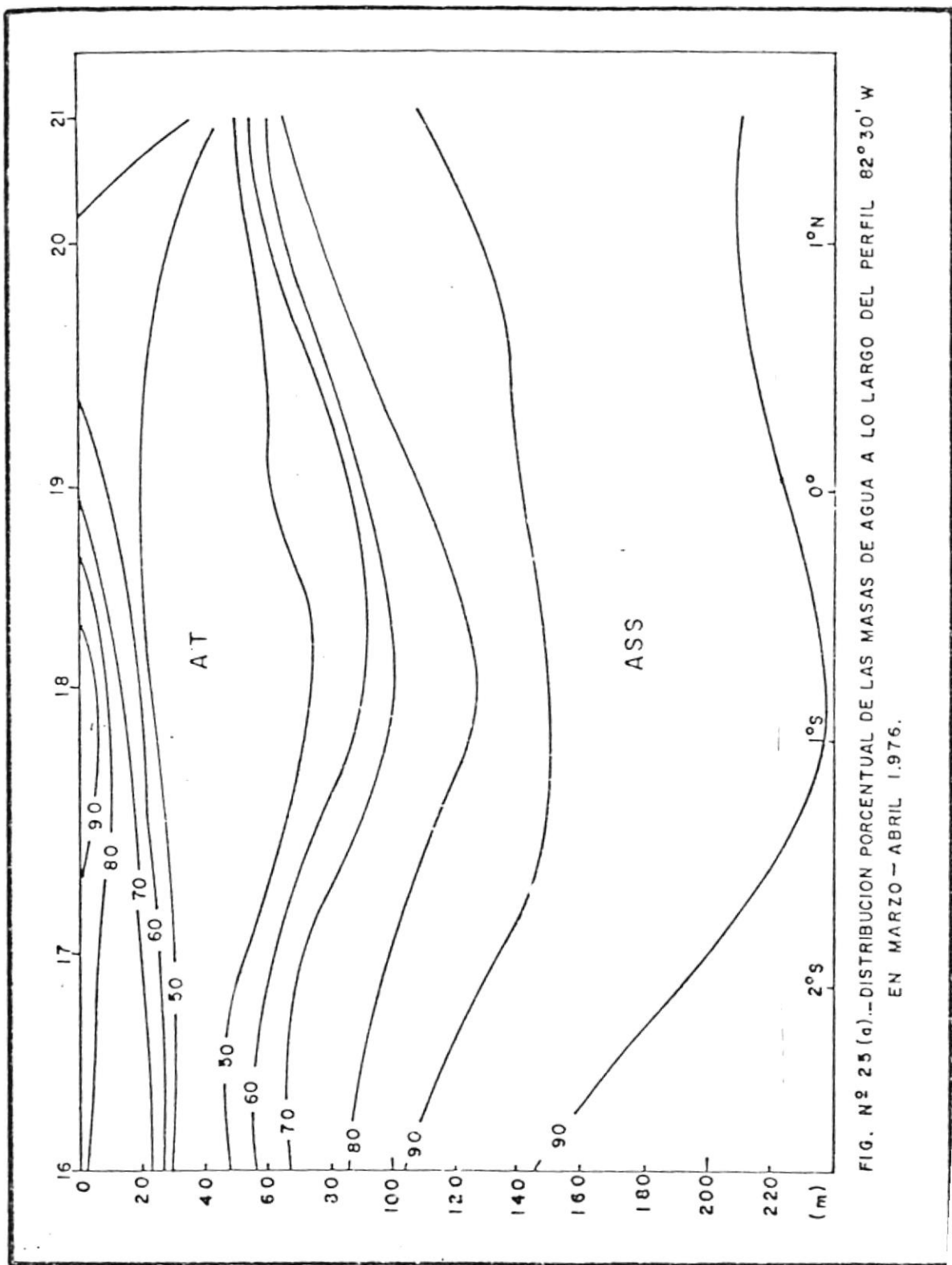


FIG. N° 25 (a).—DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA A LO LARGO DEL PERFIL 82° 30' W EN MARZO — ABRIL 1.976.

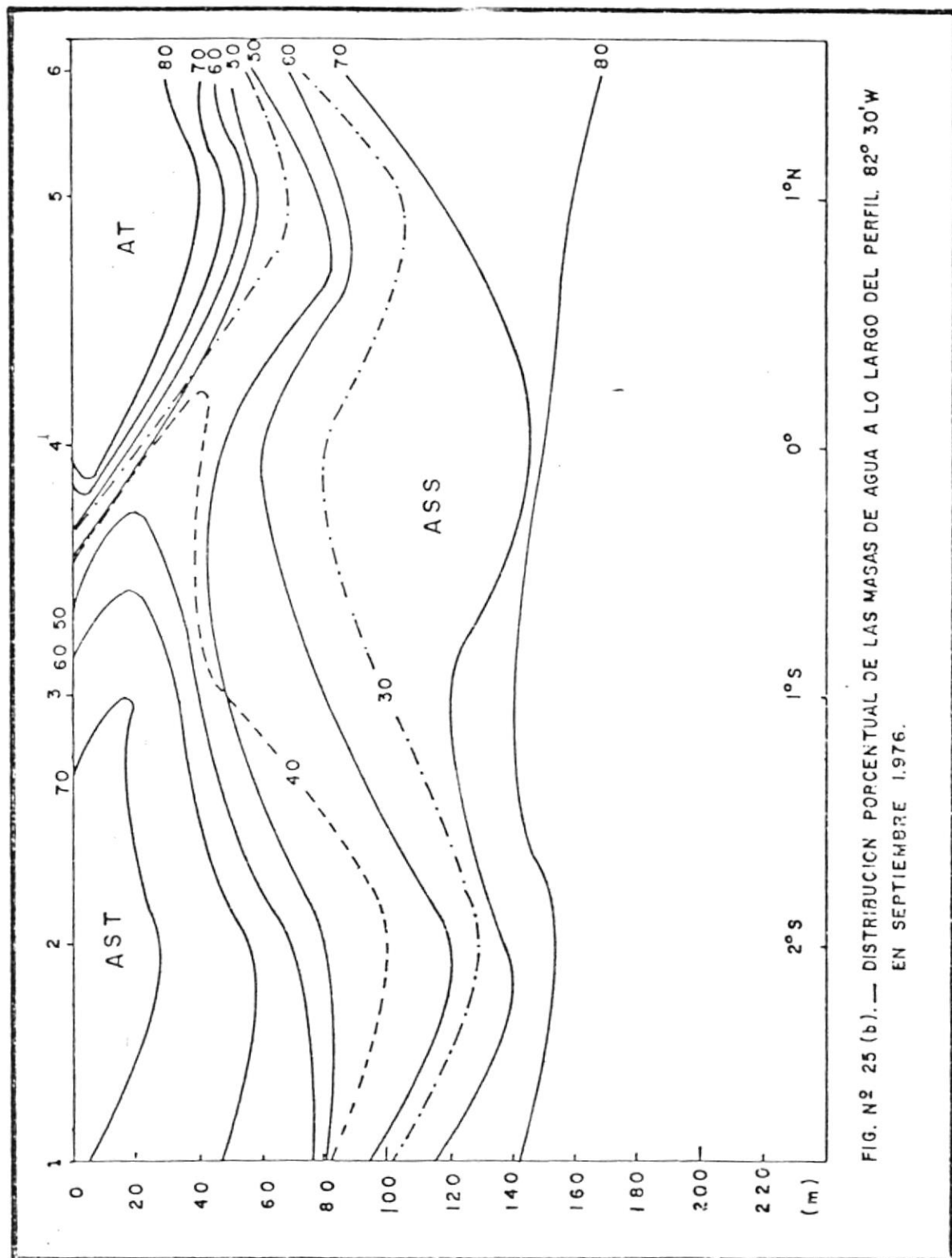


FIG. N° 25 (b).— DISTRIBUCION PORCENTUAL DE LAS MASAS DE AGUA A LO LARGO DEL PERFIL. 82° 30' W EN SEPTIEMBRE 1976.

icipación preponderante de una masa de agua en una posición y profundidad dada.

5.2. Parámetros Meteorológicos.

Los datos relativos a presión atmosférica, fuerza y dirección de viento y precipitación han sido graficados en series de tiempo para diferentes períodos.

En la figura 26 se muestran las variaciones anuales de la temperatura superficial del mar (A) y de la presión atmosférica superficial (B) durante el período 1975-80 en Salinas. Las líneas entrecortadas representan la media de la serie del mismo período para la temperatura superficial del mar (A) y del período 1974-80 para la presión atmosférica (B). Las áreas sombreadas indican temperaturas superiores a lo normal y períodos de presión por debajo de lo normal, respectivamente.

La figura 27 presenta las variaciones anuales de la presión atmosférica superficial (línea gruesa continua) y de la precipitación (línea gruesa entrecortada) para el período 1975-77 en Salinas. La media de la serie (1974-80) de la presión atmosférica y la media a largo plazo (1951-80) de la precipitación están representadas por líneas finas continuas y entrecortadas, respectivamente. Las áreas sombreadas indican desviaciones negativas de lo normal para la presión atmosférica y desviaciones positivas de lo normal para los valores de precipitación.

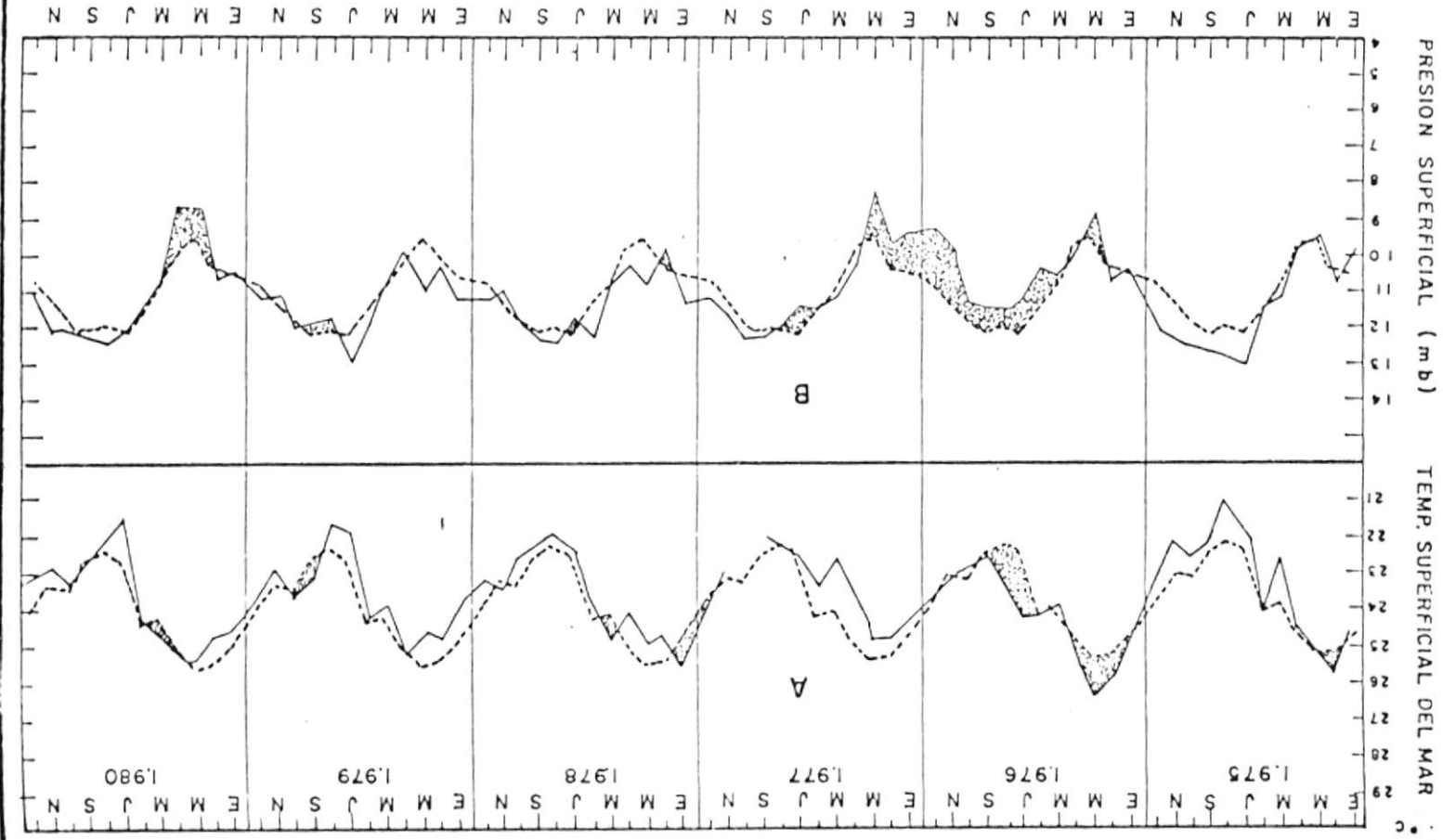


FIG. Nº 26. — VARIACION ANUAL (1975-1980) DE LA T.S.M. (A) Y DE LA PRESION ATMOSFERICA SUPERFICIAL (B) EN SALINAS (02°12'S — 80°59'W). LAS AREAS SOMBRADAS REPRESENTAN LAS DESVIACIONES POSITIVAS (A) Y NEGATIVAS (B), CON RESPECTO A LO NORMAL.

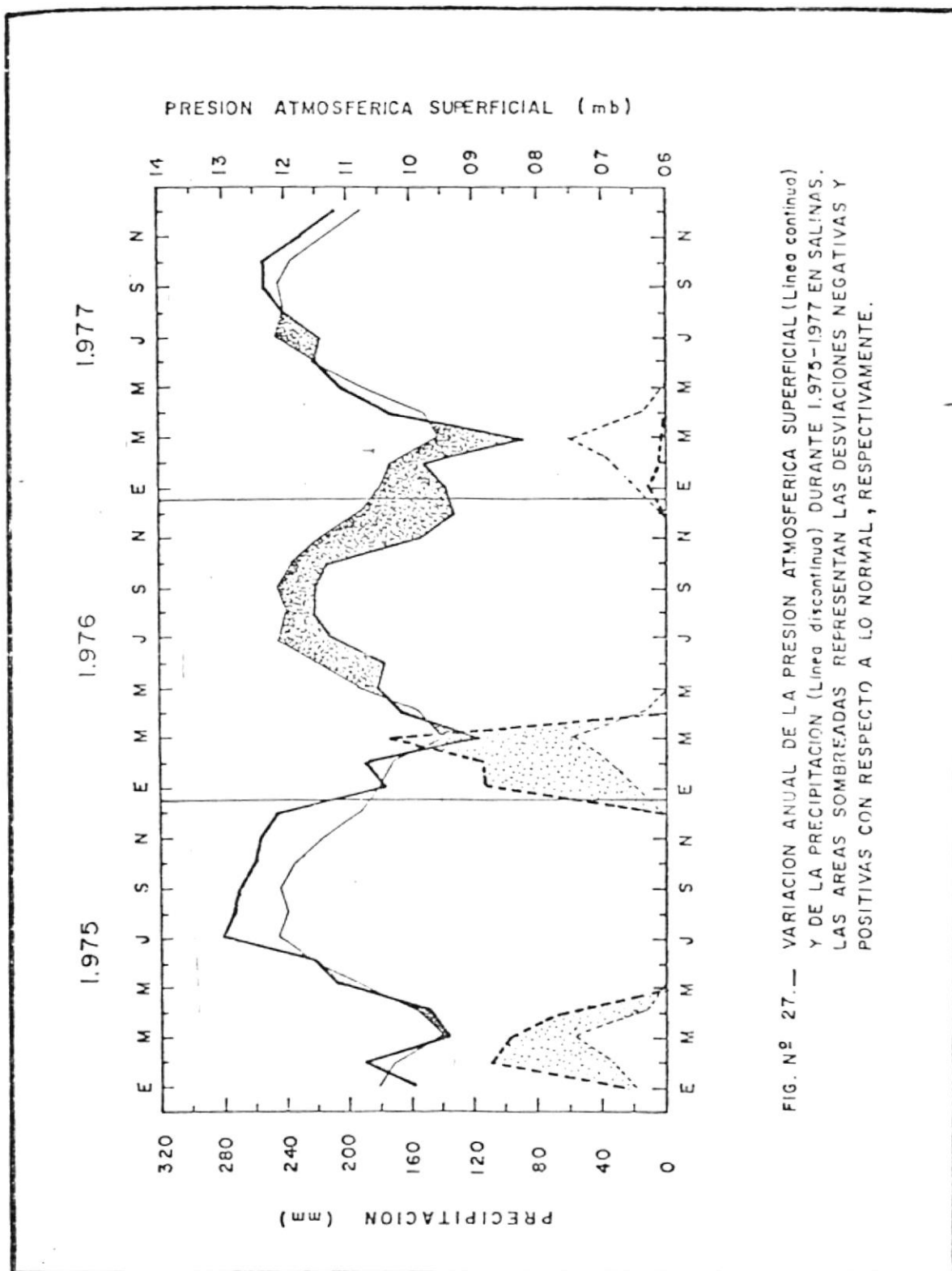


FIG. N° 27.— VARIACION ANUAL DE LA PRESION ATMOSFERICA SUPERFICIAL (Linea continua) Y DE LA PRECIPITACION (Linea discontinua) DURANTE 1.975-1977 EN SALINAS. LAS AREAS SOMBRÉADAS REPRESENTAN LAS DESVIACIONES NEGATIVAS Y POSITIVAS CON RESPECTO A LO NORMAL, RESPECTIVAMENTE.

La figura 28 muestra, así mismo, las variaciones anuales de la presión atmosférica y precipitación para el período 1975-77 en la Isla San Cristóbal (Galápagos). Cabe destacar solamente que la media de la presión atmosférica está referida al período 1967-80, mientras que la media de la precipitación está referida al mismo período (1951-80) de Salinas.

Las figuras 29 y 30 representan las variaciones frecuenciales de la dirección del viento referidas a los octantes para el período julio 1975 - junio 1977 en Salinas. La media a largo plazo (línea entrecortada) se encuentra referida al período 1962-80. Constan, además, los respectivos valores de las medias mensuales de la velocidad del viento.

Las figuras 31 y 32 representan igualmente las variaciones anuales de la dirección del viento, para el mismo período, en la Isla San Cristóbal. La media a largo plazo (línea entrecortada) está en base al período 1962-80.

Las variaciones anuales de la velocidad del viento en Salinas (A) y en la Isla San Cristóbal (B), para el período julio 1975-junio 1977, se muestran en la figura 33. Las medias a largo plazo (líneas entrecortadas), para ambas localidades, están referidas al período 1962-80.

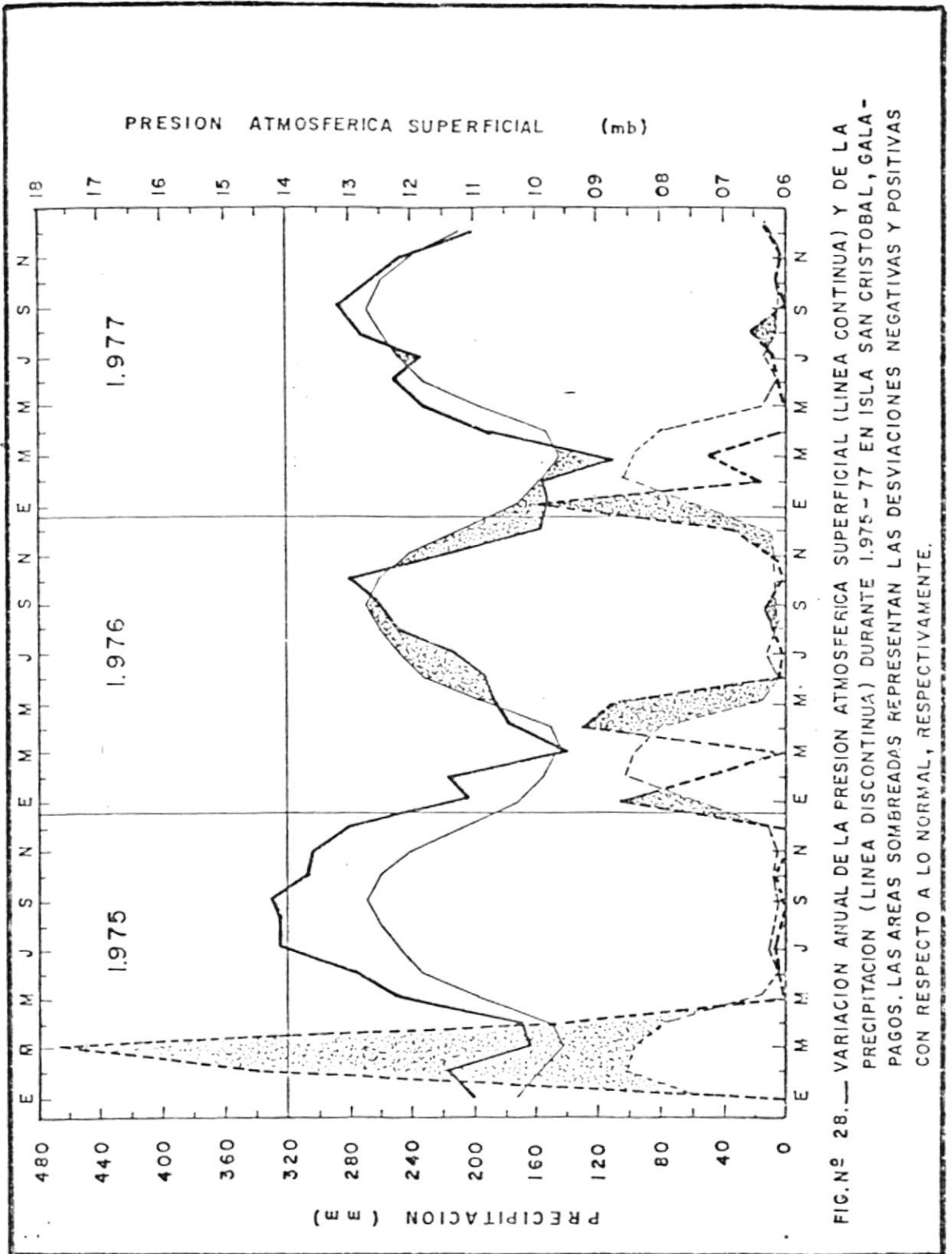


FIG. Nº 28. — VARIACION ANUAL DE LA PRESION ATMOSFERICA SUPERFICIAL (LINEA CONTINUA) Y DE LA PRECIPITACION (LINEA DISCONTINUA) DURANTE 1.975-77 EN ISLA SAN CRISTOBAL, GALAPAGOS. LAS AREAS SOMBRADAS REPRESENTAN LAS DESVIACIONES NEGATIVAS Y POSITIVAS CON RESPECTO A LO NORMAL, RESPECTIVAMENTE.

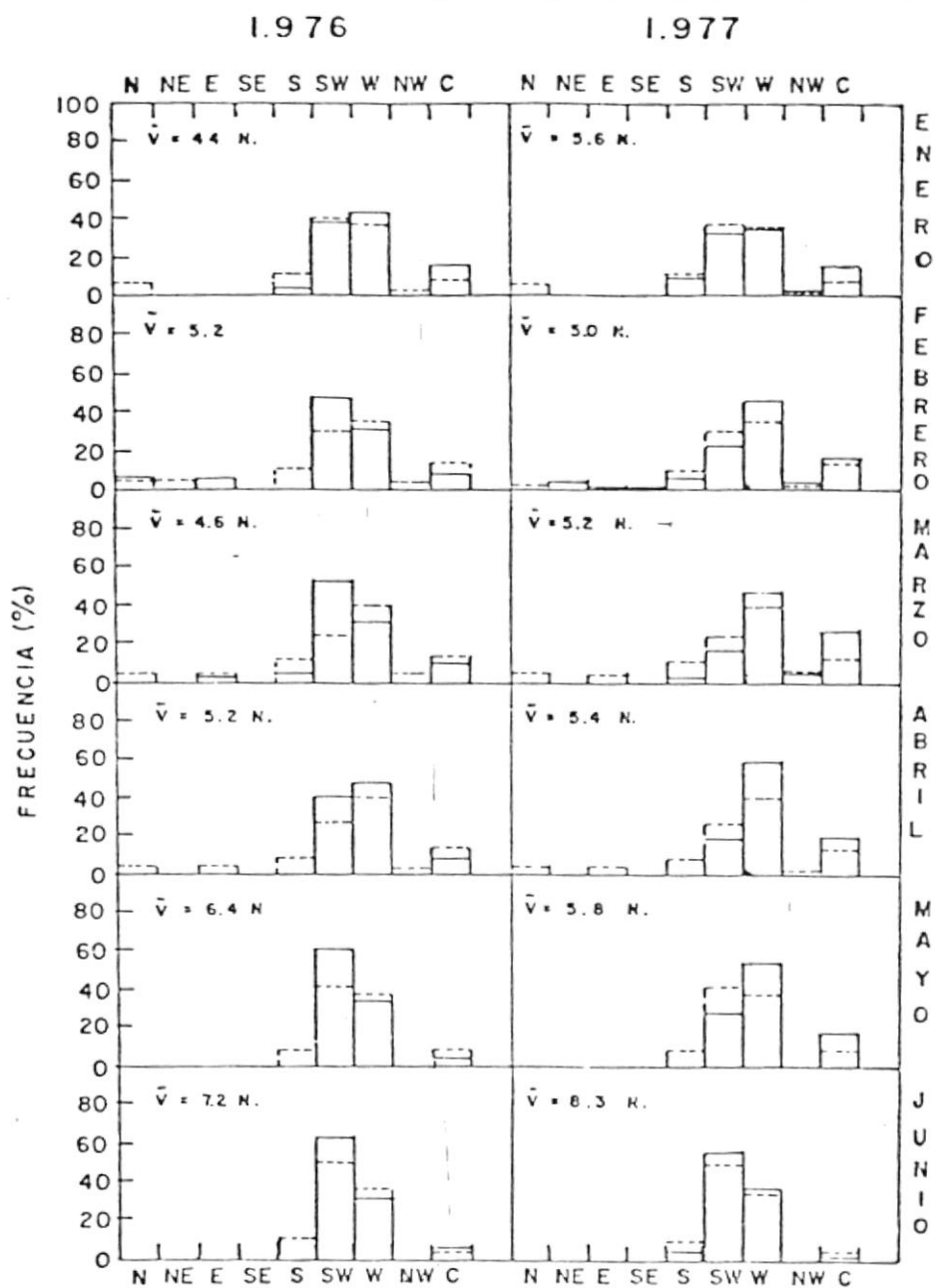


FIG. N^o 29. — DISTRIBUCION FRECUENCIAL DE LA DIRECCION DEL VIENTO DURANTE EL PRIMER SEMESTRE DE 1.976 Y 1.977 EN SALINAS. LA LINEA ENTRECORTADA REPRESENTA LA LA MEDIA A LARGO PLAZO.

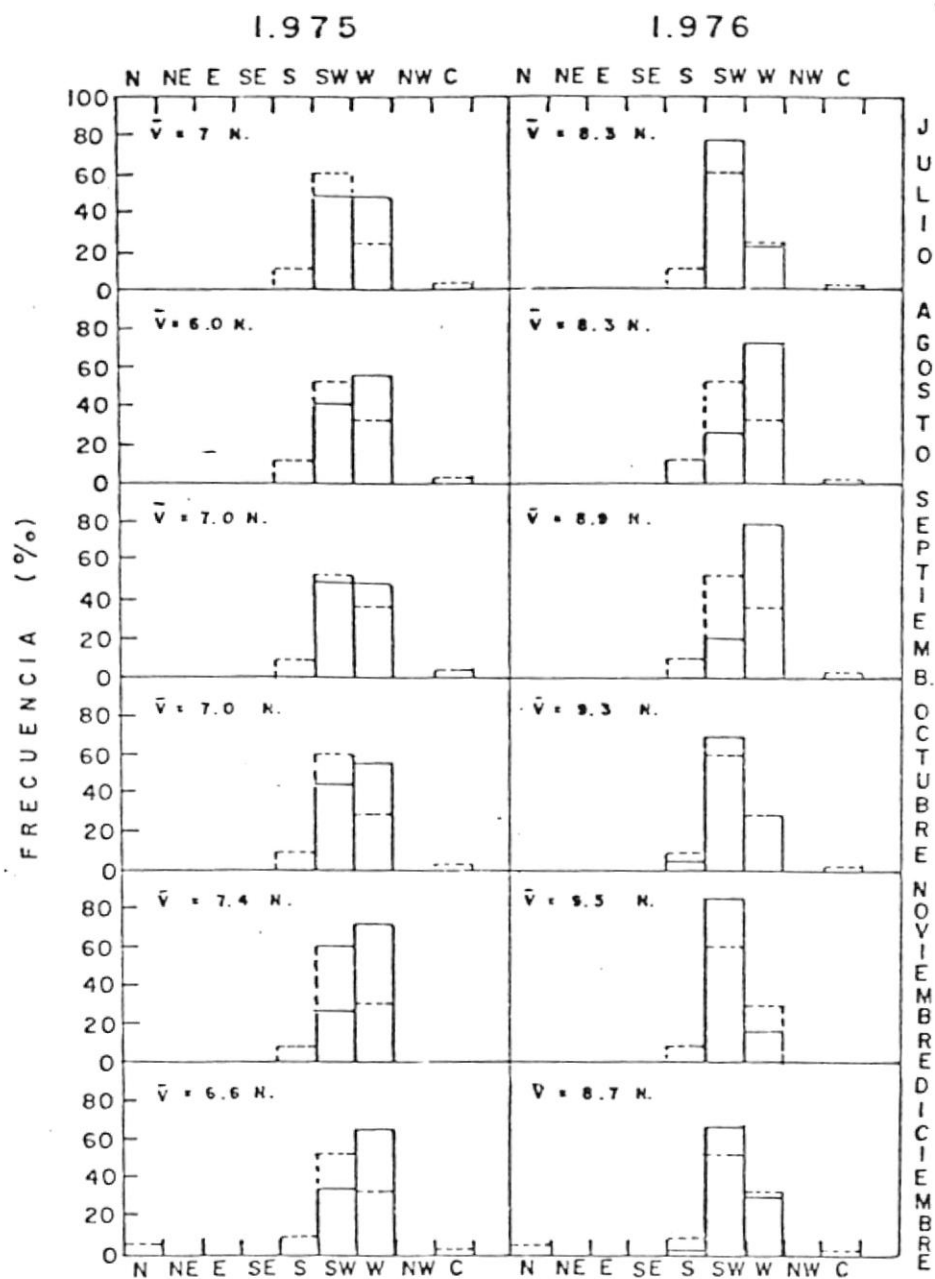


FIG. N° 30.— DISTRIBUCION FRECUENCIAL DE LA DIRECCION DEL VIENTO DURANTE EL SEGUNDO SEMESTRE DE 1975 Y 1976 EN SALINAS. LA LINEA ENTRECORTADA REPRESENTA LA MEDIA A LARGO PLAZO.

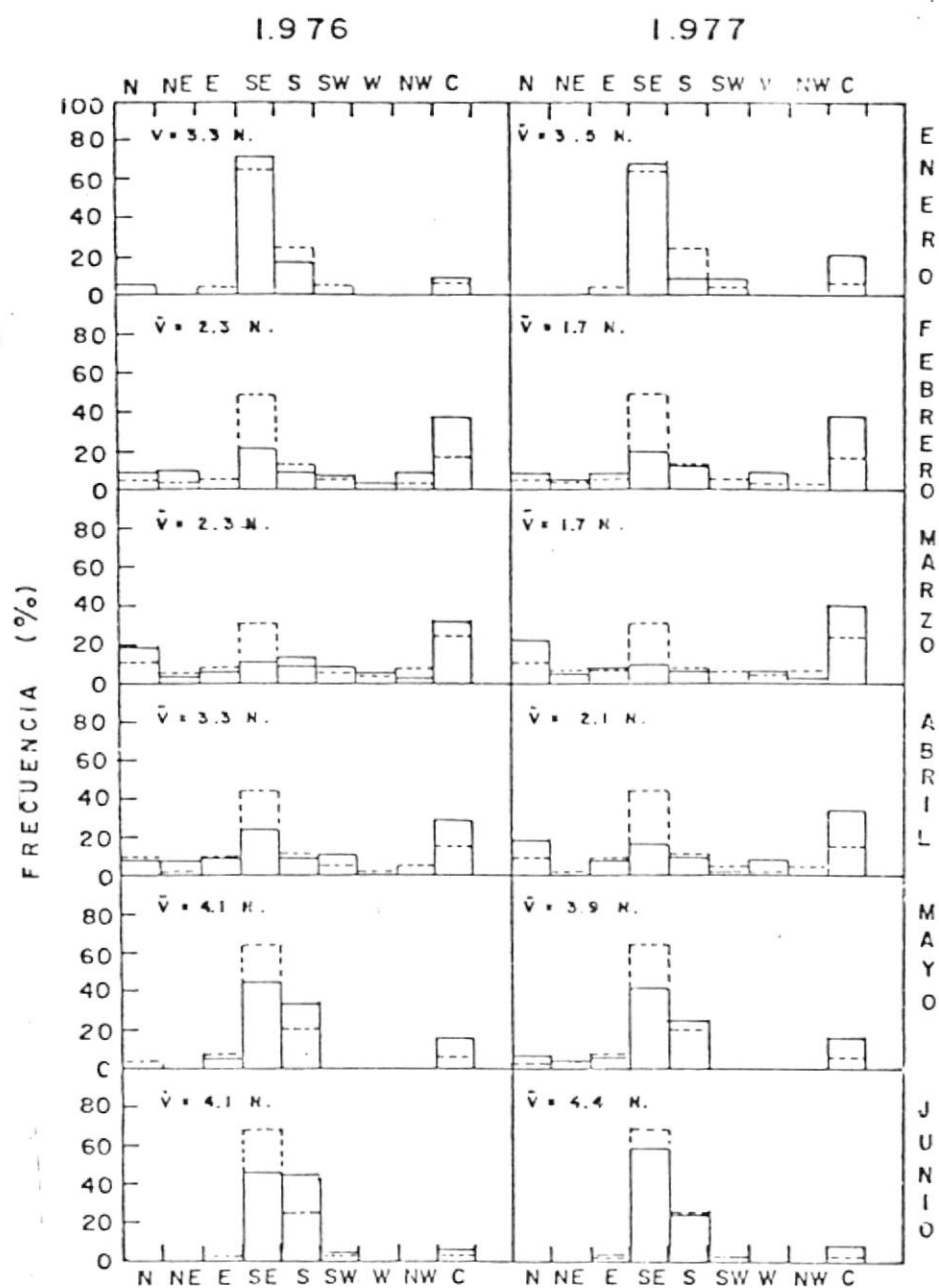


FIG. N° 31.— DISTRIBUCION FRECUENCIAL DE LA DIRECCION DEL VIENTO DURANTE EL PRIMER SEMESTRE DE 1.976 Y 1.977 EN ISLA SAN CRISTOBAL. LA LINEA ENTRECORTADA REPRESENTA LA MEDIA A LARGO PLAZO.

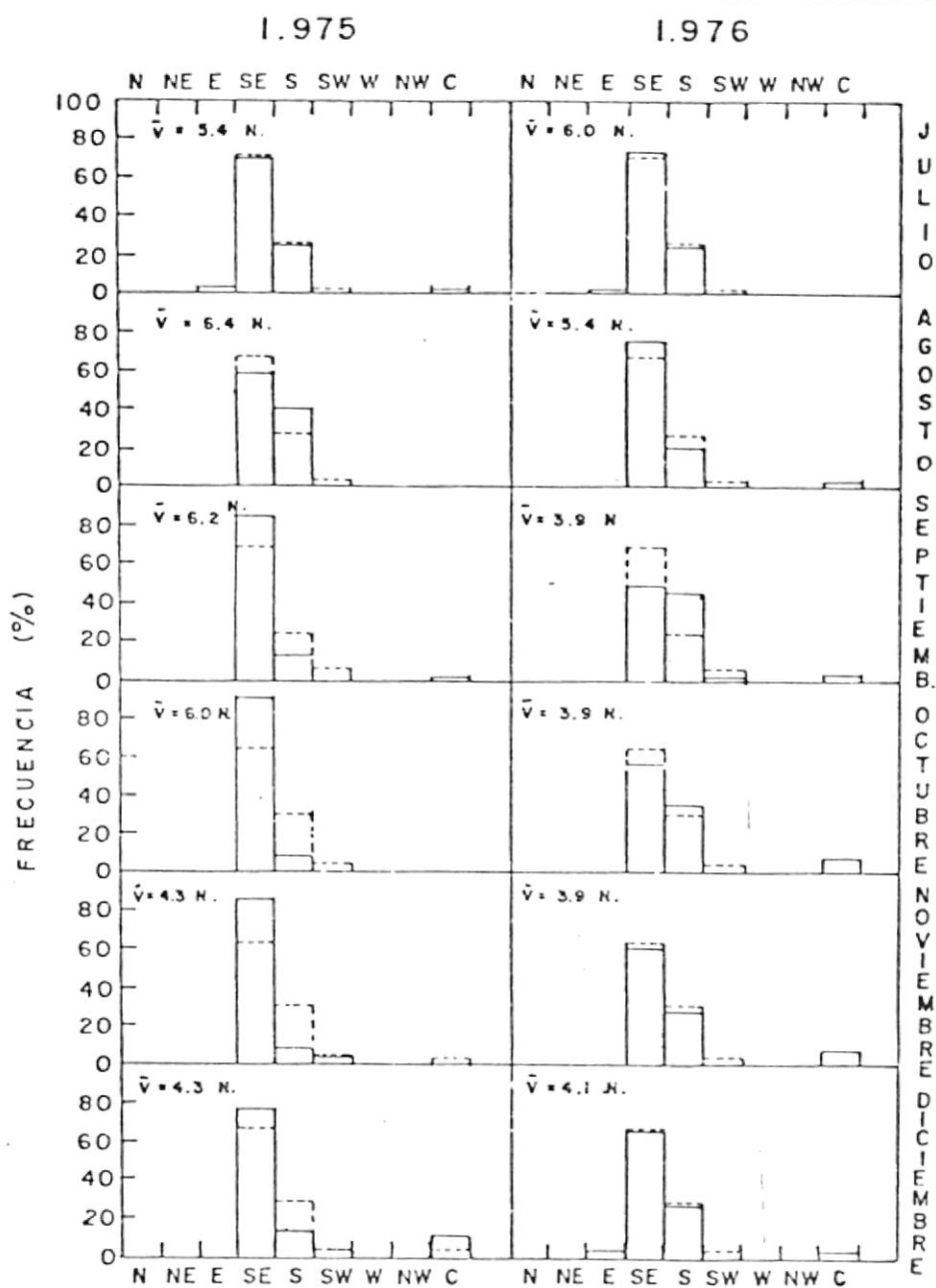


FIG. N° 32. — DISTRIBUCION FRECUENCIAL DE LA DIRECCION DEL VIENTO DURANTE EL SEGUNDO SEMESTRE DE 1.975 Y 1.976 EN ISLA SAN CRISTOBAL. LA LINEA ENTRECORTADA REPRESENTA LA MEDIA A LARGO PLAZO.

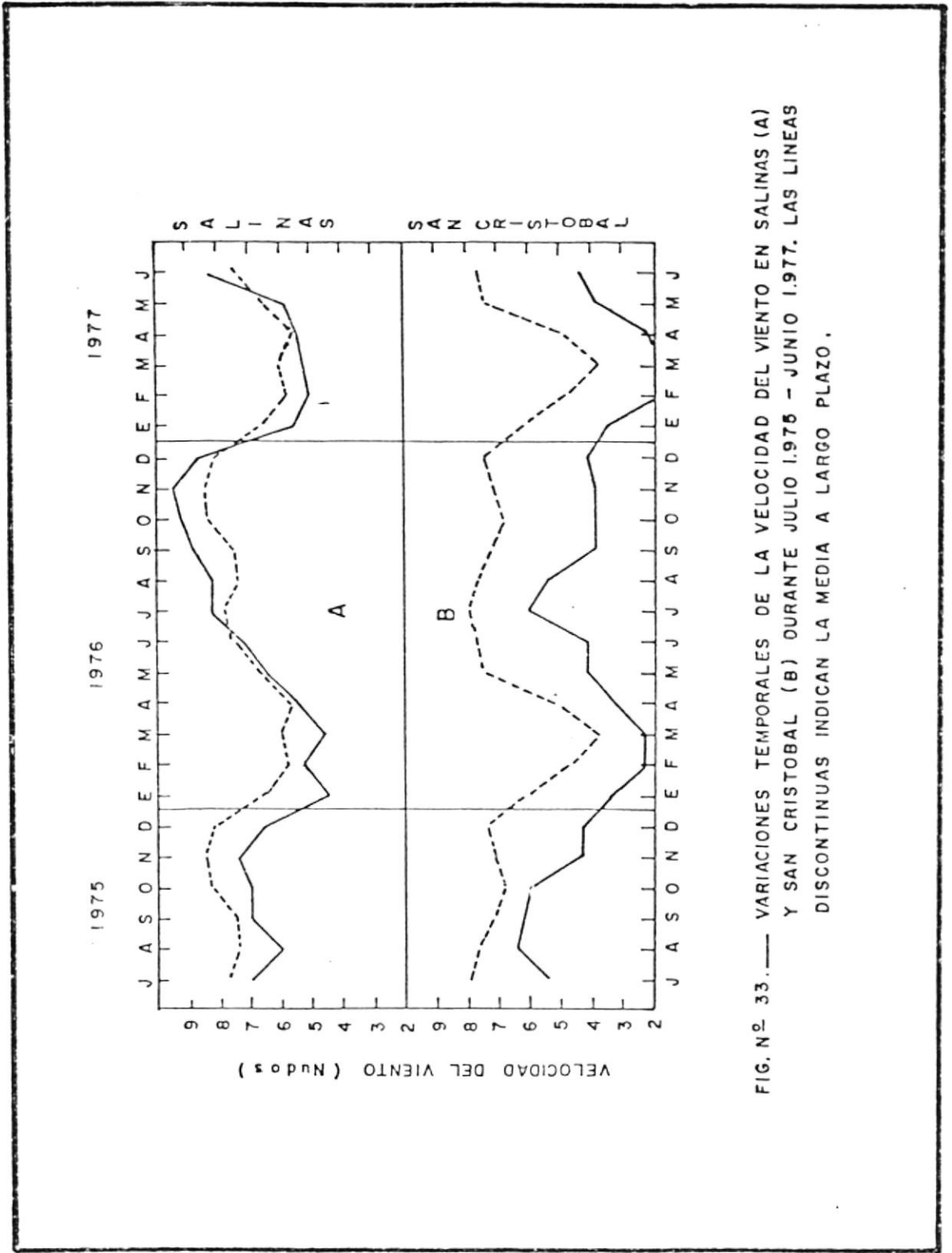


FIG. N.º 33. — VARIACIONES TEMPORALES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN SALINAS (A) Y SAN CRISTOBAL (B) DURANTE JULIO 1975 - JUNIO 1977. LAS LINEAS DISCONTINUAS INDICAN LA MEDIA A LARGO PLAZO.

CAPITULO 6

ANALISIS DE LA OCEANOGRAFIA FISICA DEL FENOMENO DE "EL NIÑO" DE 1976

6.1. Introducción

Las condiciones oceanográficas y meteorológicas a través del Pacífico Ecuatorial en 1976 son analizadas desde el punto de vista de la interacción océano-atmósfera a escala global utilizando la información disponible que ha sido obtenida por medio de múltiples cruceros de investigación así como también por naves mercantes y satélites e integrando dicha información a las condiciones océano-atmosféricas superficiales, a escala local, observadas durante la realización de dos cruceros de investigación en aguas ecuatorianas en 1976 y asociadas con el desarrollo de un patrón atípico de circulación frente a las costas de Ecuador y Perú representativo de las condiciones de "El Niño".

6.2. Aspectos Oceanográficos

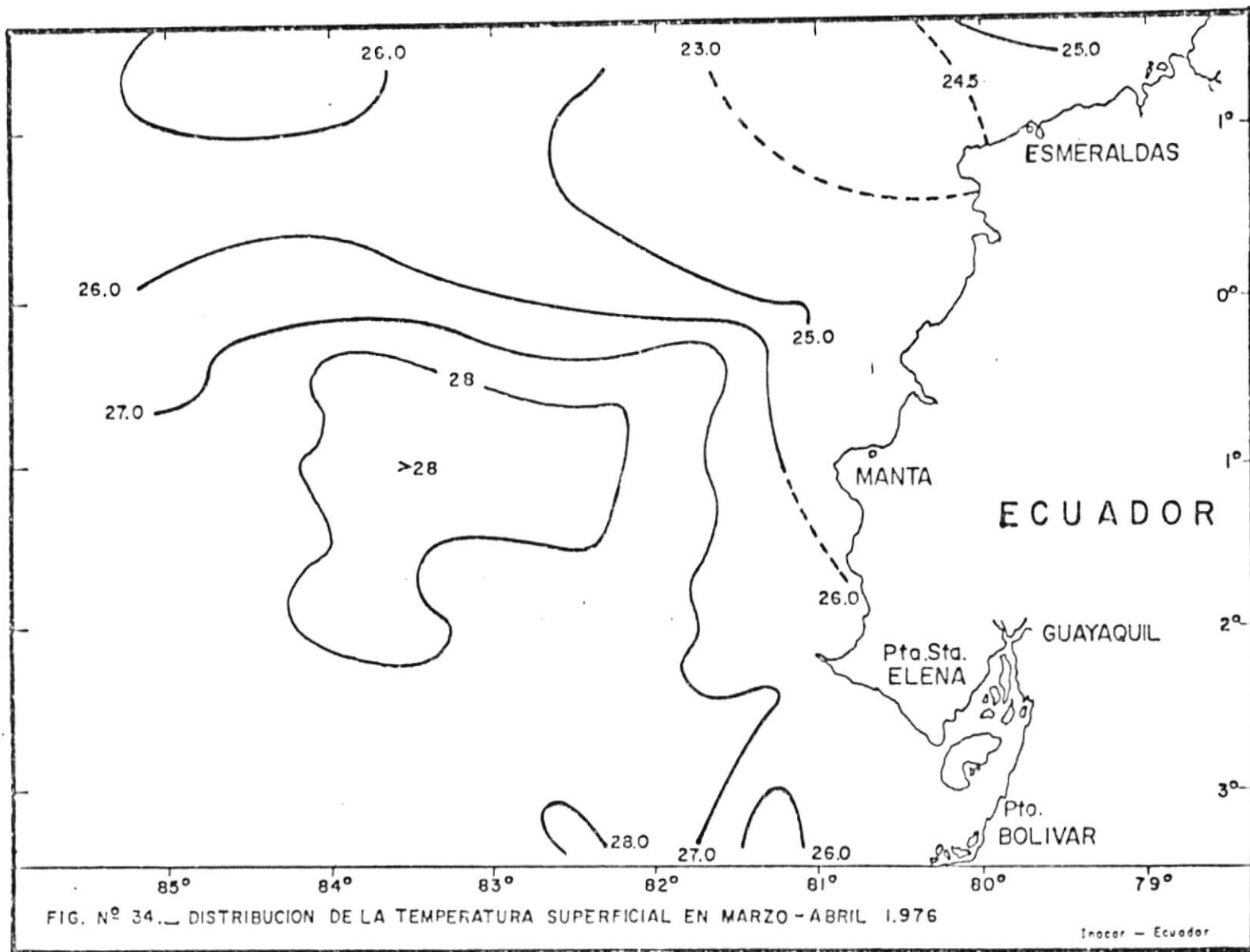
6.2.1. Distribución de la Temperatura y Salinidad Superficial.

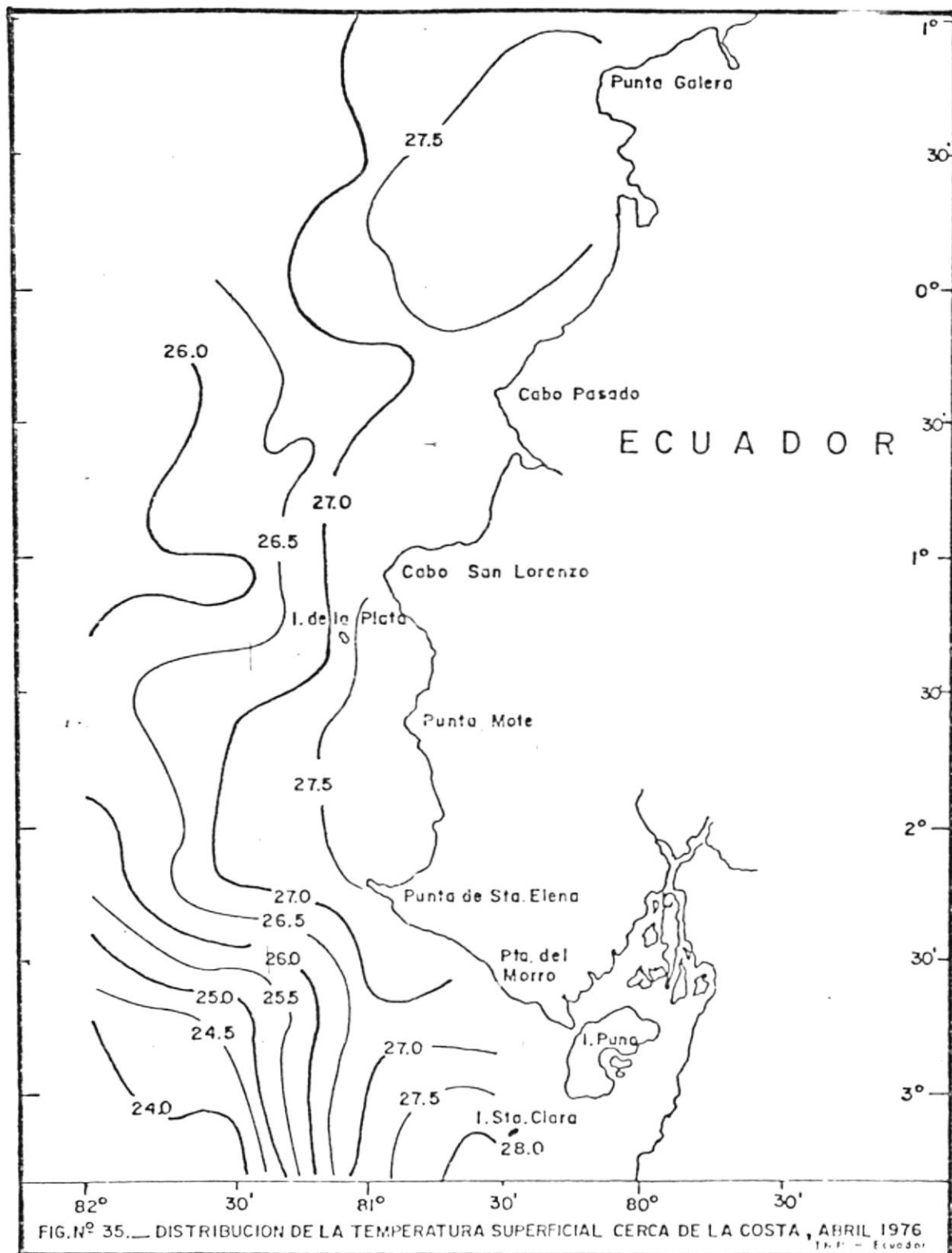
En marzo-abril de 1976 (figura 34) la distribución de las isotermas frente a las costas de Ecuador revela fundamentalmente la no presencia del frente ecuatorial, normalmente ubicado entre el Ecuador y las Islas Galápagos a la altura de 0° - 3° S. Se observa además, una invasión de agua cálida procedente del suroeste con un núcleo de alta tempe

ratura, mayor de 28°C , ubicado aproximadamente entre 1° y 2°S . Al norte del Ecuador, frente a Esmeraldas, la temperatura ha descendido hasta 24.5°C para luego continuar aumentando más hacia el norte llegando a valores de 27.5°C cerca de $2^{\circ}30'\text{N}$, en Colombia (36).

En la figura 35, donde se muestra la distribución de las isotermas en una estrecha área costera para abril de 1976, se observa fundamentalmente una acentuada distribución en el sentido norte-sur de las isotermas, ubicándose las de mayor temperatura (27.5°C) más cerca de la costa. Al sur, en el Golfo de Guayaquil, la distribución de las isotermas está fuertemente influenciada por el aporte fluvial del Río Guayas sobre el estuario. Las temperaturas varían desde 28°C en la parte interior del Golfo hasta 26°C en la parte exterior. Es la época de fuertes lluvias y de gran descarga del Río sobre el estuario.

En las figuras 36 y 37 se presenta la distribución de las isohalinas correspondientes al mismo período y área de las figuras 34 y 35, respectivamente. Se observa una intrusión de agua de relativamente baja salinidad (33.6%) proveniente del S.W. hasta cerca de 1°S . Al mismo tiempo agua de mayor salinidad ($34.0-34.2\%$) discurre con dirección sur muy cerca de la costa. Al norte del Ecuador, se





evidencia una gran extensión de agua con salinidades supe-
 riores a 34.0‰ (Figura 36), alcanzando hasta 4°N (36);
 mientras que al sur, en el Golfo de Guayaquil, las salini-
 dades varían desde 24.0‰ en la parte interior del estua-
 rio hasta 33.0‰ en la parte exterior debido a la marcada
 influencia que ejerce el Río Guayas sobre el estuario en
 esta época. (Figura 37).

Este fenómeno calentamiento de las aguas frente a las cos-
 tas de Ecuador está relacionado con el desarrollo de un
 patrón atípico de circulación durante el verano del H.S. en
 1976. Se observa una invasión de aguas procedente del S.W.
 de alta temperatura (28°C) y baja salinidad (33.6‰) que
 llegan hasta 0° - 1°S; simultáneamente aguas igualmente de
 alta temperatura (27°C) y de mayor salinidad (34.2‰), pro-
 venientes del norte, discurren por una estrecha faja coste-
 ra con dirección sur. Esta faja puede ser extendida hasta
 82°30'W aproximadamente.

Este esquema muy atípico de circulación está de acuerdo -
 con lo observado frente a las costas de Perú, donde al nor-
 te de 10°S el calentamiento estuvo asociado con un avance
 hacia el sur de aguas superficiales de la región ecuatorial
 que se detectaron con la isohalina de 34.5‰ a los 5°S y la
 de 34.8‰ a los 7°S (20).

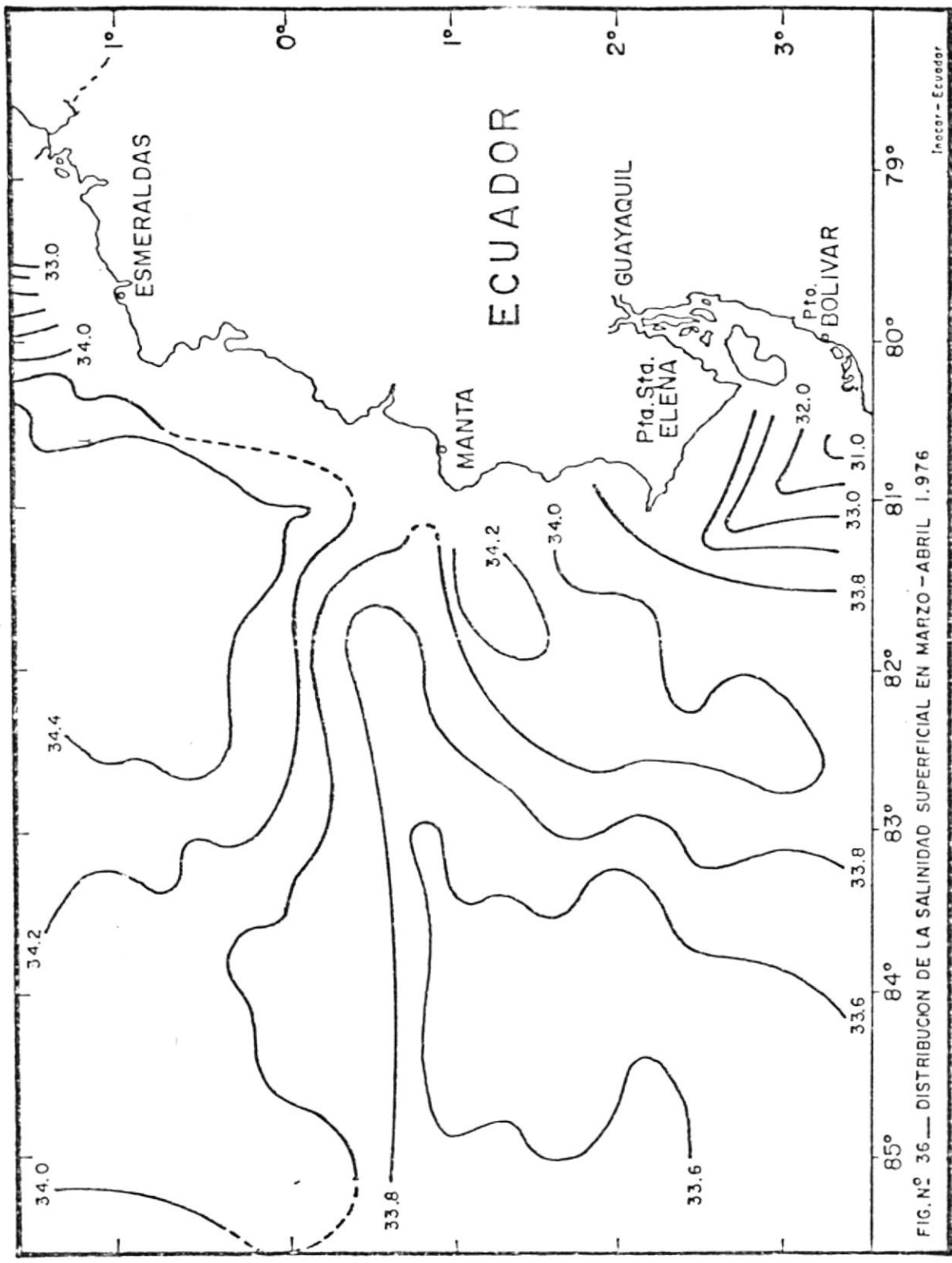
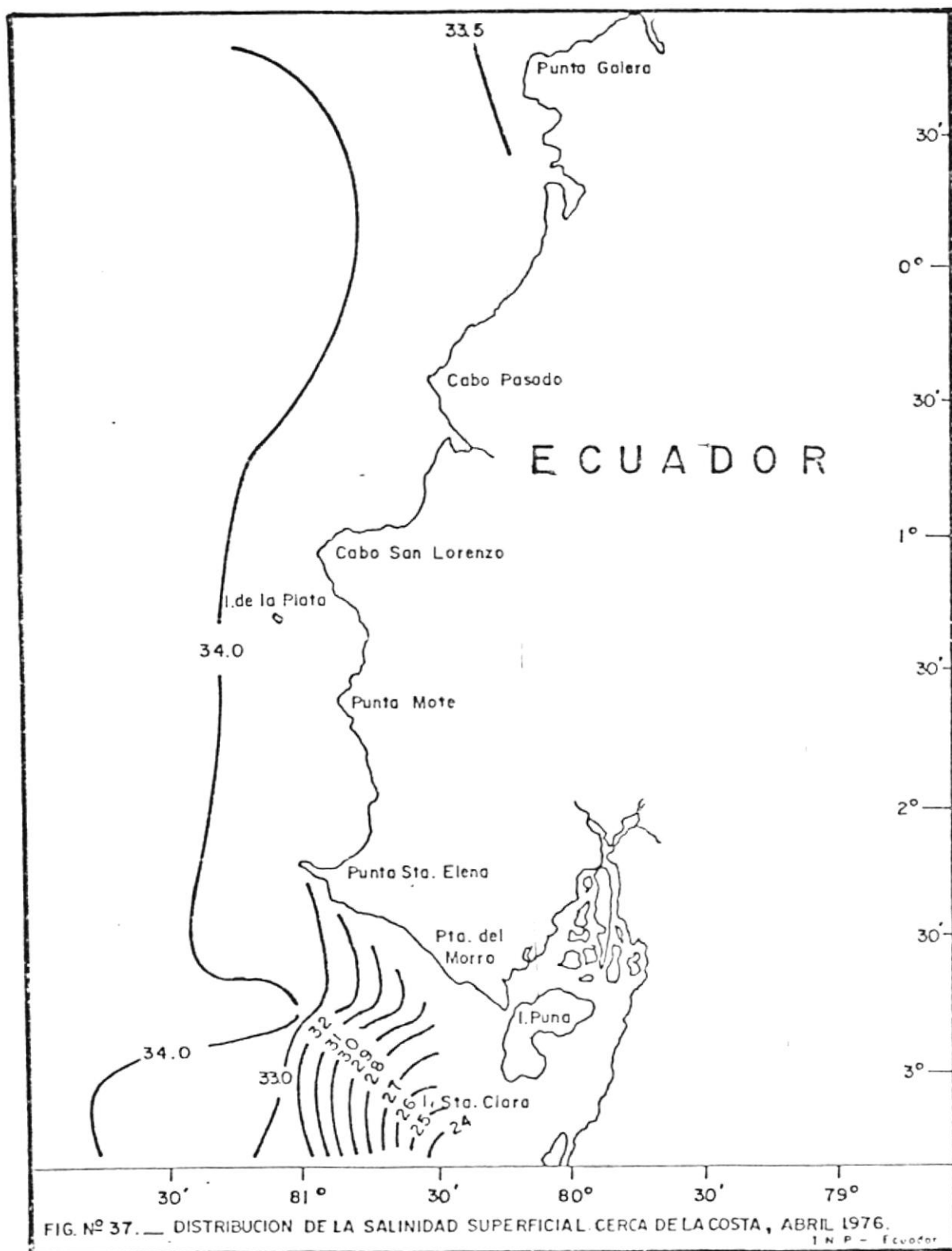


FIG. N° 36 — DISTRIBUCION DE LA SALINIDAD SUPERFICIAL EN MARZO — ABRIL 1.976

Incecor - Ecuador



Las anormalmente bajas salinidades de las aguas provenientes del S.O. (figura 36) podría ser consecuencia de la presencia de una banda suplementaria de convergencia intertropical muy acentuada alrededor de 5°S . La banda de convergencia principal estaba ubicada sobre el ecuador geográfico (20).

Las relativamente bajas temperaturas halladas al norte, cerca del límite con Colombia, están relacionados con el desarrollo de afloramientos en la región, los cuales se evidencian también por los altos valores de salinidad, bajo contenido de oxígeno y mayores concentraciones de nutrientes presentes en la región (36; 63). Además, es la época (verano del H.S.) en que se producen los afloramientos en la Bahía de Panamá inducidos por los vientos alisios del N.E., los cuales son fuertes durante esta estación.

En septiembre de 1976 (figuras 38 y 39) el frente ecuatorial se halla bien desarrollado, con temperaturas de 26°C y salinidades de 33.0‰ en aproximadamente 1°N . Al sur, cerca de 2°S , el límite inferior del frente se manifiesta con temperaturas de hasta 21°C y salinidades de 35.0‰. Cerca del Golfo de Guayaquil las isotermas e isohalinas cambian su orientación, hasta entonces en sentido este-este, por una disposición más bien noreste - suroeste debido a la influencia, aunque de menor intensidad en esta época del año,

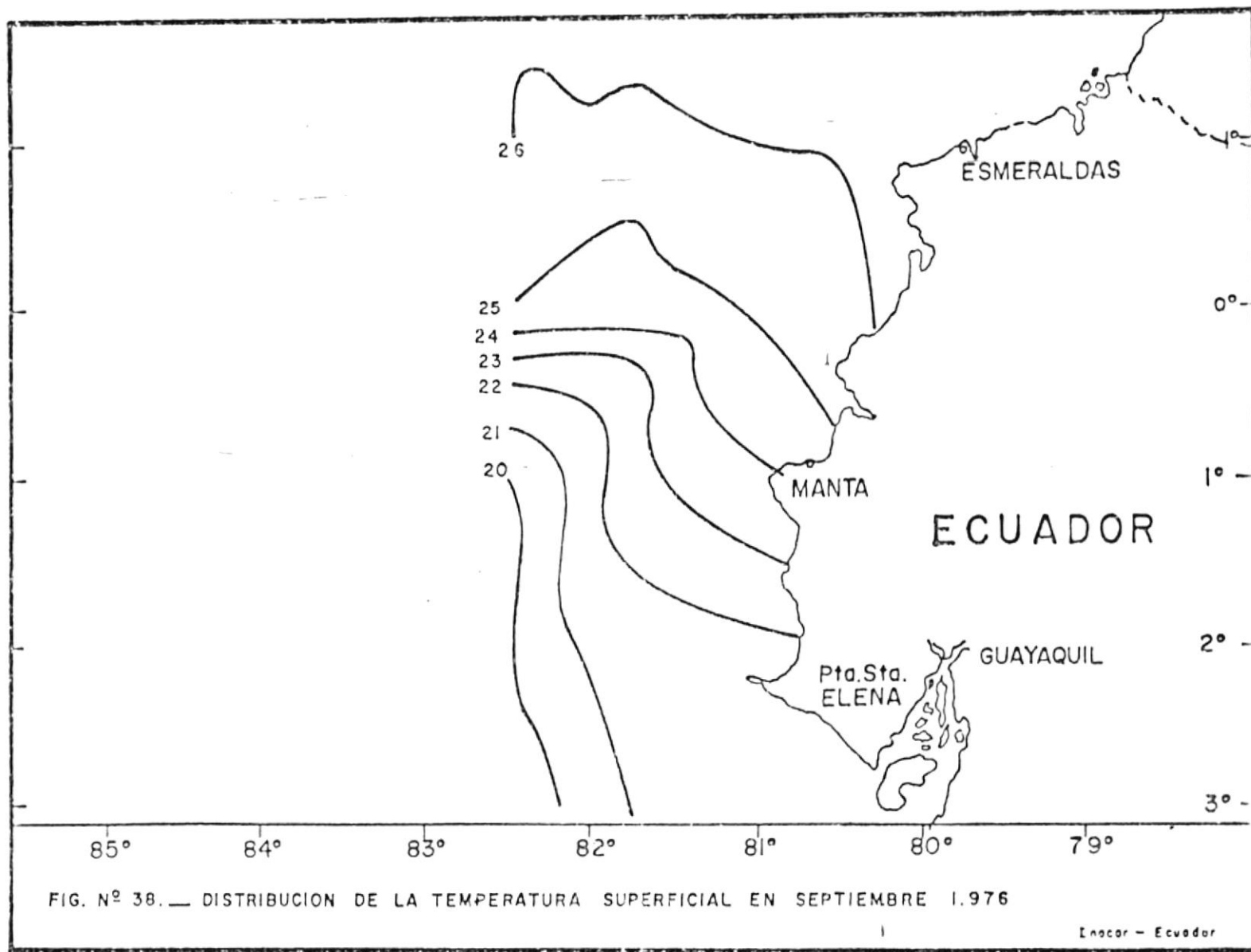


FIG. N^o 38. — DISTRIBUCION DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN SEPTIEMBRE 1.976

Incor - Ecuador

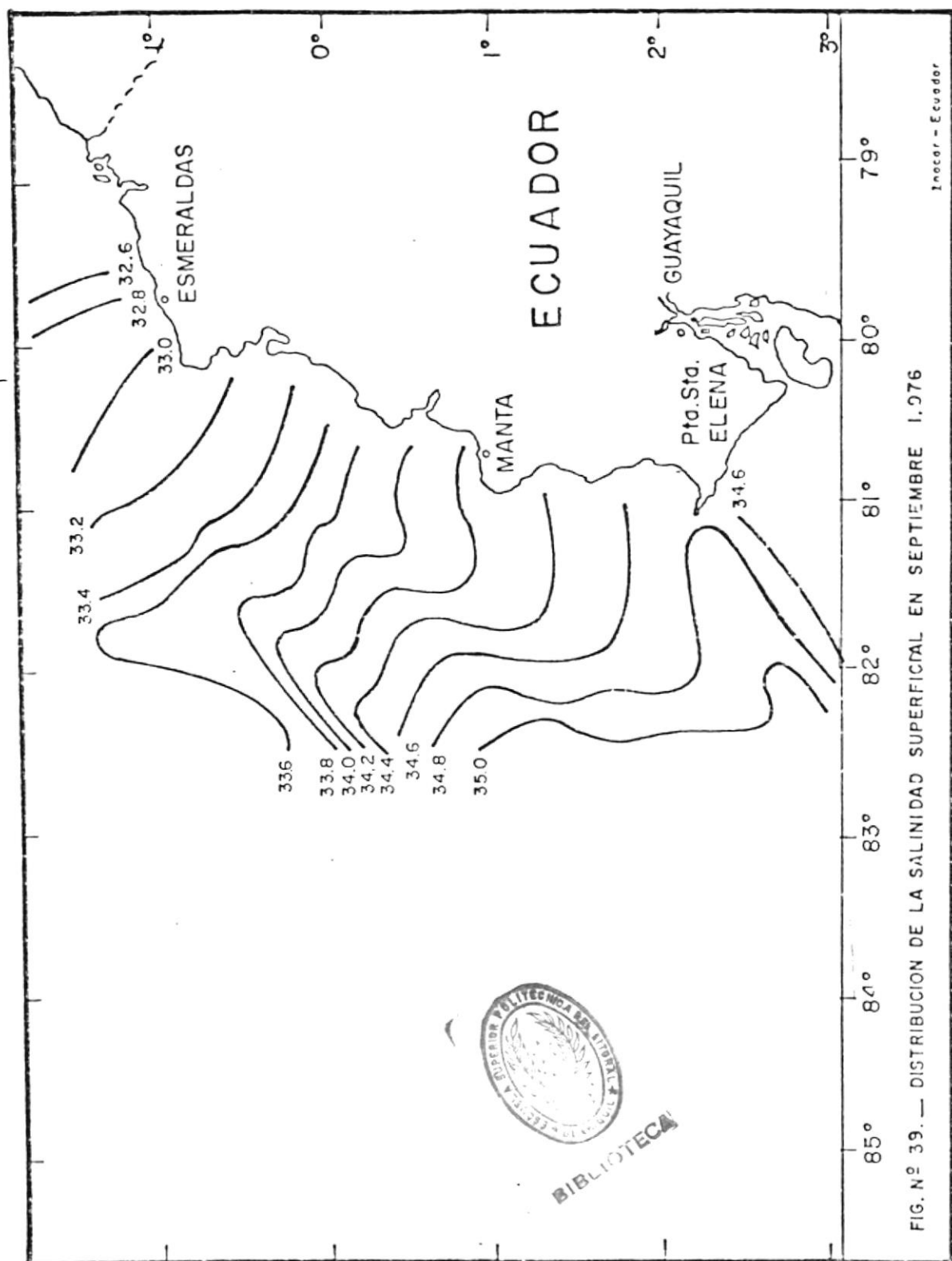


FIG. N.º 39. — DISTRIBUCION DE LA SALINIDAD SUPERFICIAL EN SEPTIEMBRE 1.976

Inocer - Ecuador

del Río sobre el estuario.



BIBLIOTECA

Es decir que para septiembre las condiciones oceanográficas de las aguas frente a las costas de Ecuador se han "normalizado" al igual que frente a las costas de Perú, donde las desviaciones térmicas de 3° y 6°C por encima del promedio en los meses de mayo y junio 1976 respectivamente, se mantuvieron con pocas variaciones en julio-agosto y sólo en septiembre se produjo una reducción térmica hasta muy cerca de lo normal (27). Mientras tanto al norte del Ecuador, entre aproximadamente 2° - 4°N , las temperaturas han aumentado hasta valores de 28° - 29°C y las salinidades se han reducido hasta cerca de 32.0‰ - 33.0‰ como consecuencia de la cesación de los vientos del N.E. y de los afloramientos, de las fuertes precipitaciones y mayor descarga de los ríos sobre el océano en la región.



BIBLIOTECA

Las variaciones en tiempo de la temperatura superficial del mar para dos estaciones diferentes de Ecuador y Perú: Salinas (cerca de 2°S) y Puerto Chicama (en 8°S) son representadas mediante las curvas de anomalías térmicas superficiales para ambas localidades en las figuras 40 y 41, respectivamente.

Se observa fundamentalmente, en ambas estaciones, grandes desviaciones positivas de la temperatura superficial del

mar durante 1976, año en que fue característica dominante un anómalo calentamiento de las aguas superficiales frente a Ecuador y Perú. Por el contrario los años 1975 y 1977, en Salinas y Puerto Chicama, se caracterizaron por ser años fríos presentando valores de anomalías térmicas negativas.

En Salinas, un calentamiento comienza a manifestarse desde noviembre de 1975 llegando a tener valores de temperatura por encima de lo normal (media de 6 años) en enero de 1976 (cerca de 25°C), continuando dicho calentamiento hasta marzo donde se produce un pico de máxima temperatura ($> 26^{\circ}\text{C}$) con una anomalía térmica positiva de aproximadamente 1.2°C para luego comenzar a descender y llegar a valores de temperatura muy cerca de lo normal en los meses de mayo-junio.

En Puerto Chicama, en enero 1976 las temperaturas superficiales del mar se hallaban muy por debajo de lo normal con desviaciones térmicas negativas mayores de 2°C , mientras que en febrero se produce un rápido ascenso en los valores de temperatura originando un primer pico durante este mes con desviaciones positivas de casi 2°C . Luego se produce un descenso en la temperatura hasta valores cercanos a lo normal en marzo, manteniéndose así hasta el mes de abril. Este primer calentamiento, al norte de 10°S , estuvo relacionado con una advección muy costera, hacia el sur, de A-

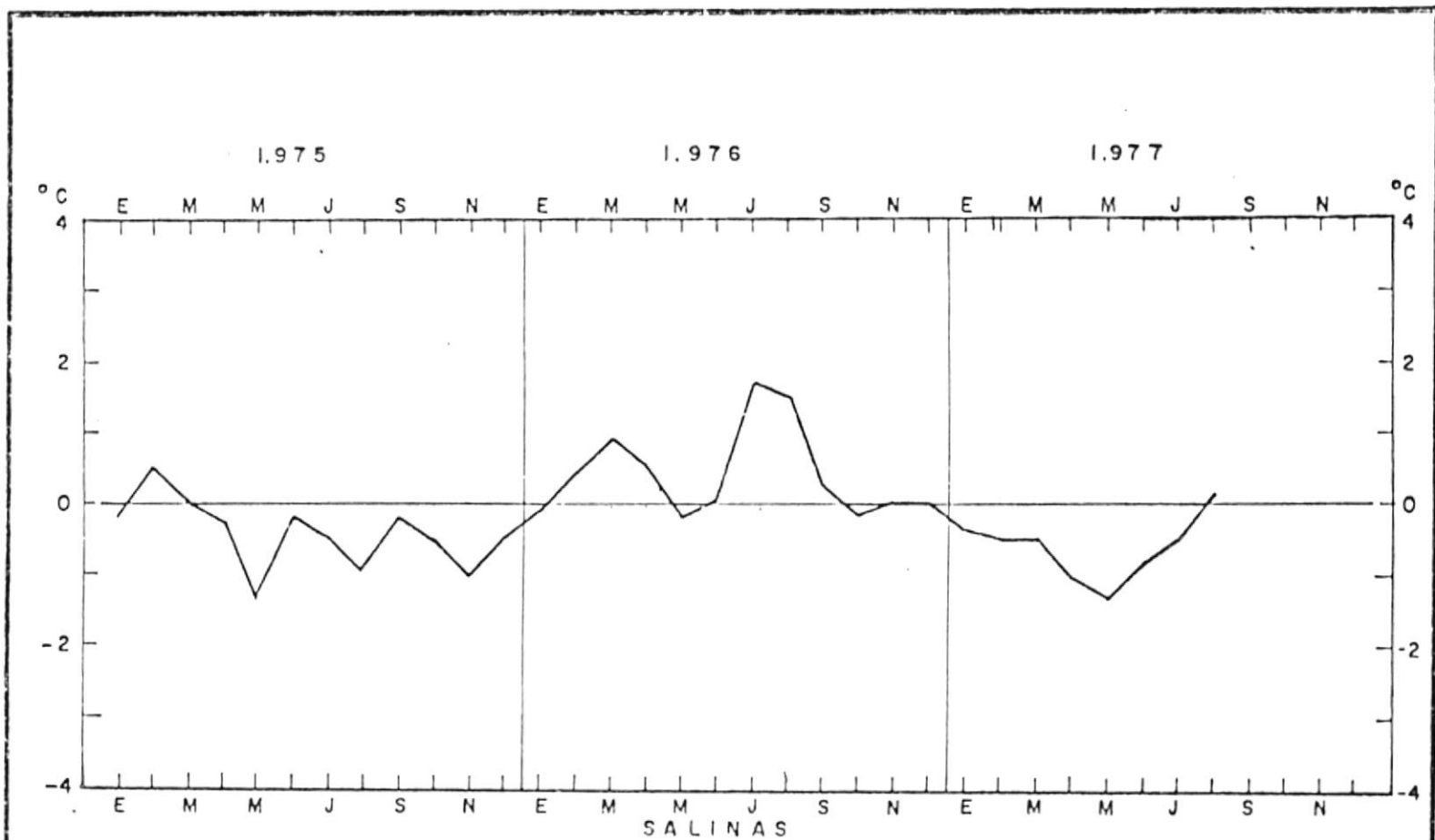


FIG. N°40. — ANOMALIAS DE LA TSM DUFANTE 1.975-1.977 EN SALINAS (2° 12' S).

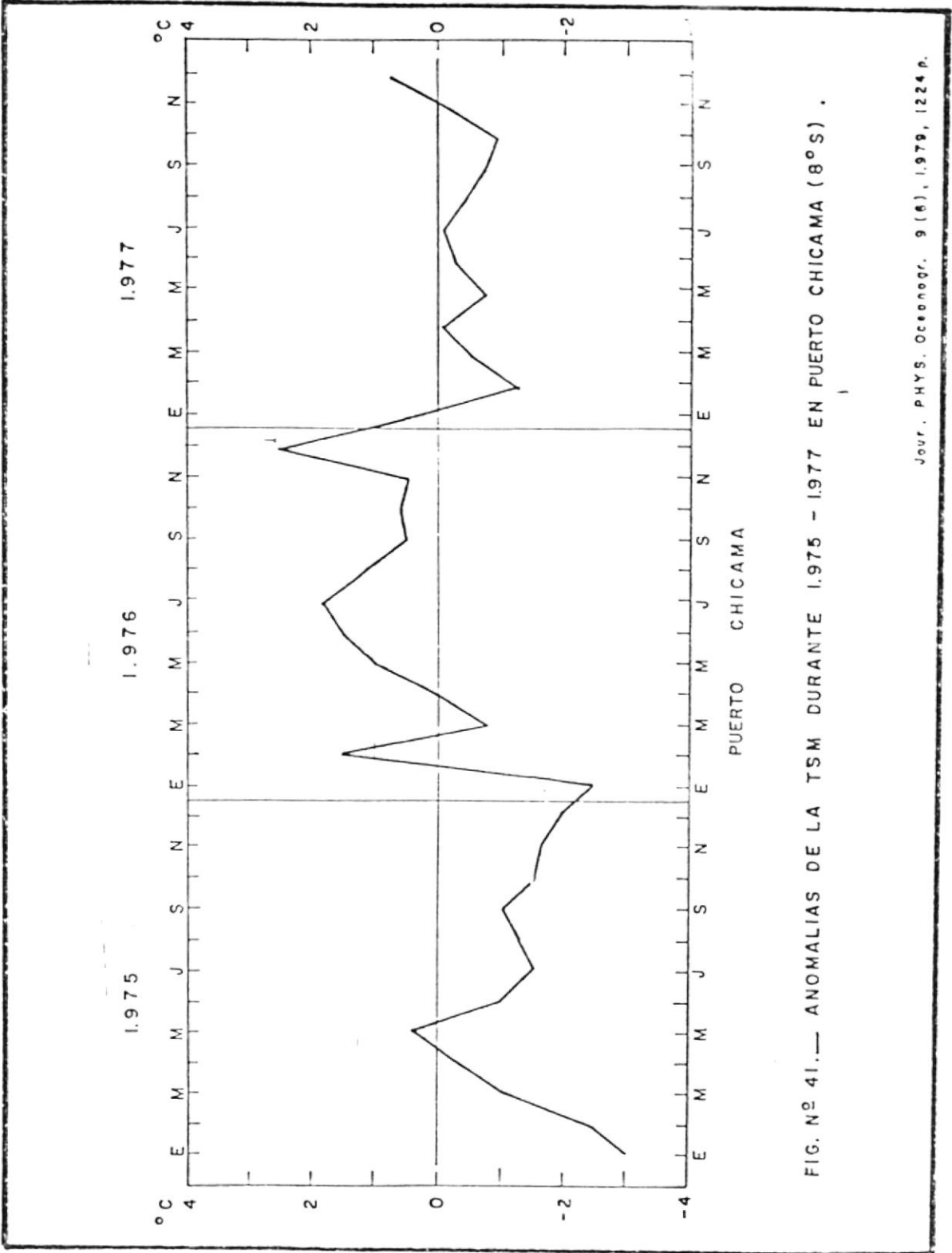


FIG. N° 41.— ANOMALIAS DE LA TSM DURANTE 1975 - 1977 EN PUERTO CHICAMA (8°S) .

guia Tropical Superficial (20).

En Salinas, durante julio-agosto 1976, se produce otro -
 máximo de calentamiento con una anomalía positiva de 1.8°C,
 mientras que en septiembre los valores de temperatura dis-
 minuyen hasta muy cerca de lo normal manteniéndose así has-
 ta fin de año. El primer semestre de 1977 se caracteriza
 por ser más bien frío presentando temperaturas por debajo
 de lo normal.

En Puerto Chicama en mayo de 1976 se reanuda el calenta-
 miento formando un segundo pico durante junio-julio con a-
 nomalías positivas de 2°C. En septiembre las temperaturas
 disminuyen hasta valores próximos a lo normal (desvía-
 nes positivas de 0.7°C) manteniéndose así hasta noviembre.
 Este segundo período de calentamiento estuvo asociado con
 Aguas Subtropicales Superficiales advectadas desde el oc-
 ceo y detectadas por salinidades superiores a 35.0‰ (20).

Además en Puerto Chicama, a diferencia de Salinas donde -
 Los últimos meses del año 1976 se presentaron con valores
 de temperatura muy cercanos a lo normal, se produce un ter-
 cer pico de calentamiento en diciembre con desviaciones po-
 sitivas de casi 3°C asociado al parecer también con Aguas
 Subtropicales Superficiales al sur de 6°S y un flujo subsu-
 perficial hacia el sur, el cual ha sido evidente durante

casi todo el año (20). En febrero de 1977, en Puerto Chicama, las temperaturas ya presentaban anomalías negativas manteniéndose así durante la mayor parte del año. En general, este anómalo calentamiento fue evidente hasta la parte sur del Perú en aproximadamente 15°S .

6.2.2. Distribución Vertical de Temperatura y Salinidad.

Los perfiles verticales de temperatura y salinidad mostrados en las figuras 42-45, son relativos al meridiano $82^{\circ} 30' \text{W}$.

En marzo-abril 1976 (figura 42) es muy evidente la ubicación cerca de la superficie, entre aproximadamente 20 y 40 M, de una termoclina bien desarrollada especialmente al sur del ecuador entre 2° y 3°S , donde se observa además la presencia de un domo térmico el cual es más pronunciado al rededor de los 200 M. de profundidad, suavizándose a medida que se acerca a la superficie hasta aproximadamente los 50 M. de profundidad donde está ubicado el límite inferior de la termoclina. Esta forma cupuliforme que presentan las isothermas en esta área podría ser consecuencia de un proceso convectivo subsuperficial mediante el cual aguas de mayor profundidad ascienden hasta un estrato superior sin necesariamente aflorar en la superficie.

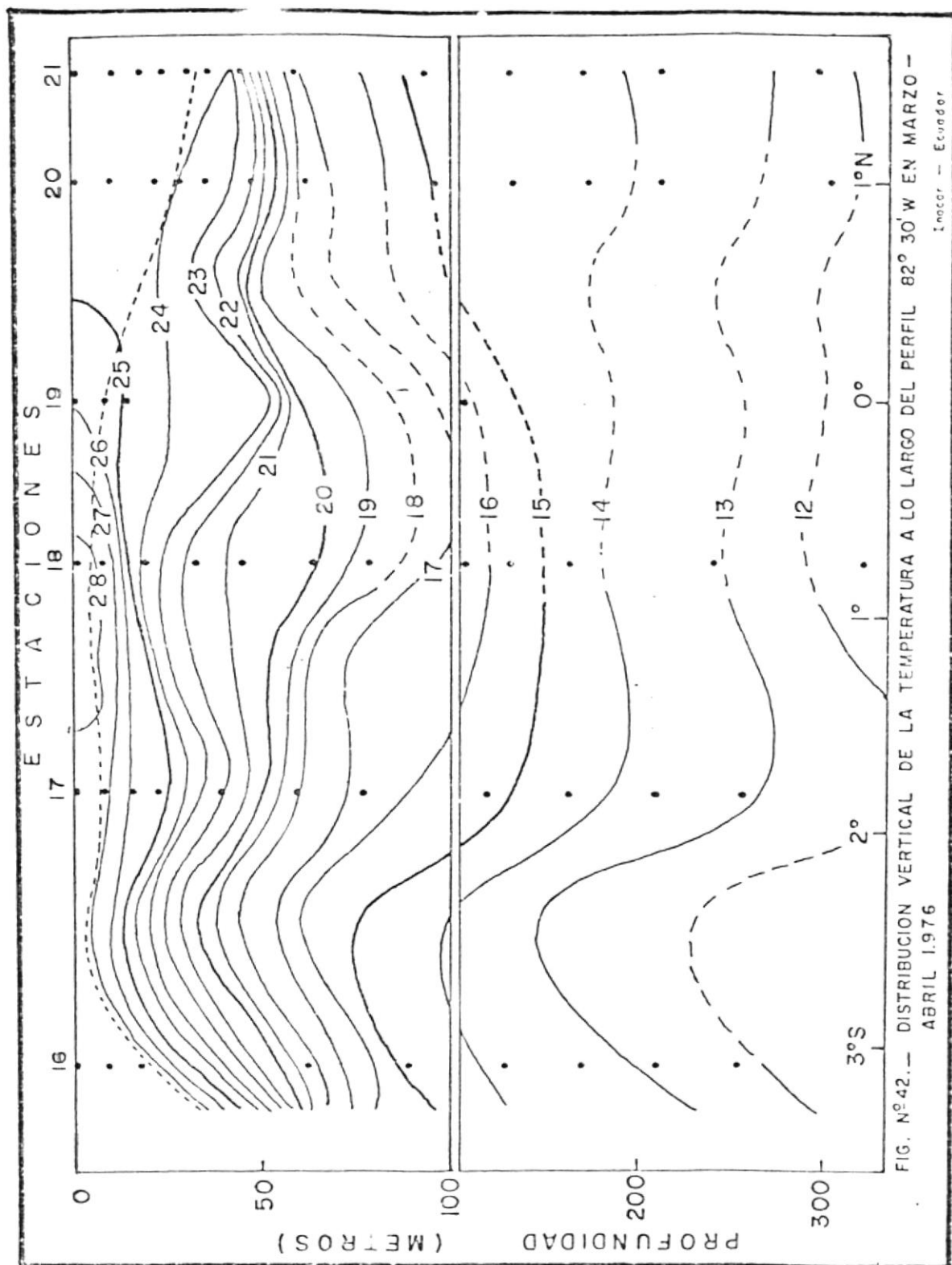


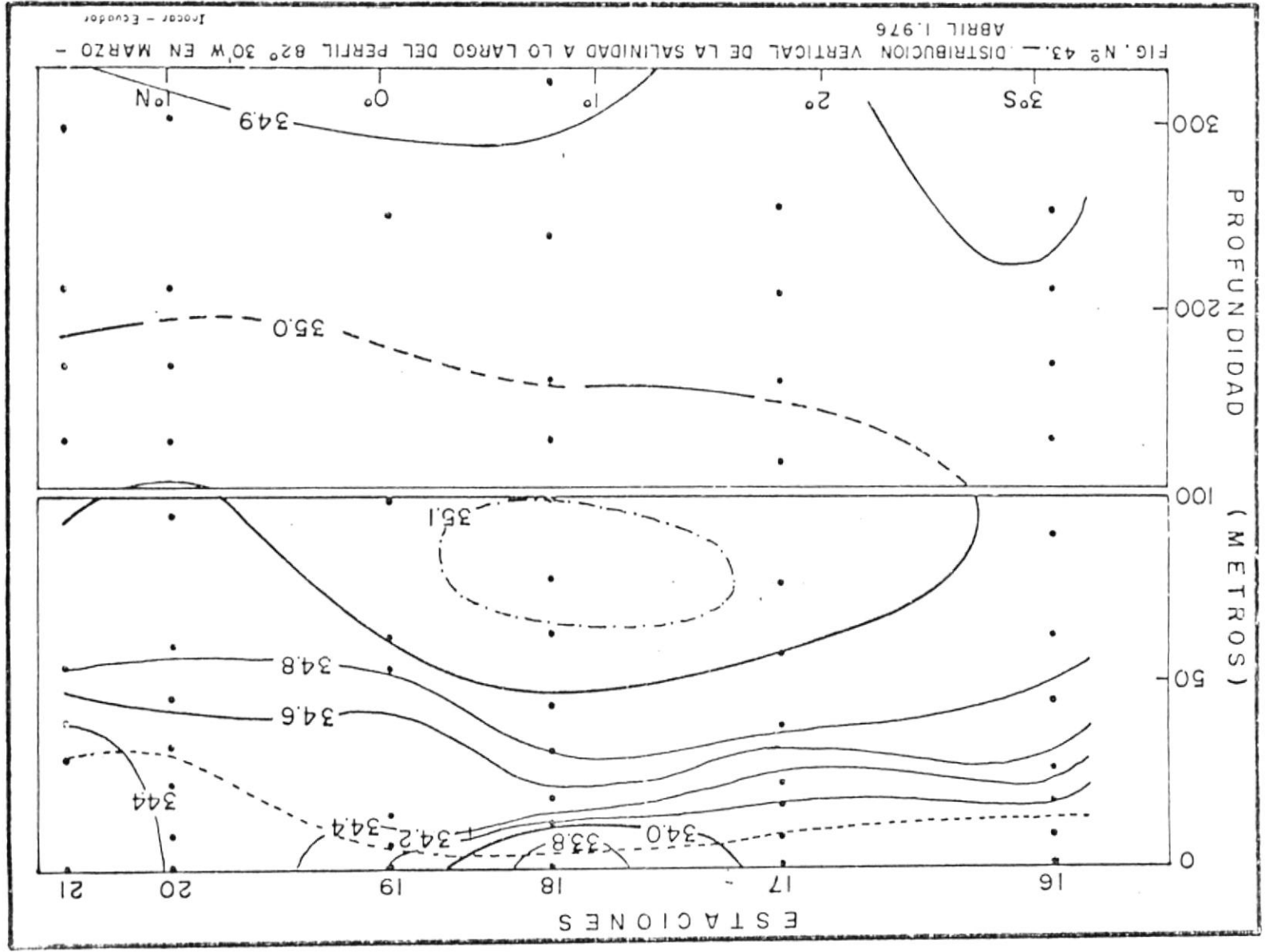
FIG. N° 42.— DISTRIBUCION VERTICAL DE LA TEMPERATURA A LO LARGO DEL PERFIL 82° 30' W EN MARZO — ABRIL 1976

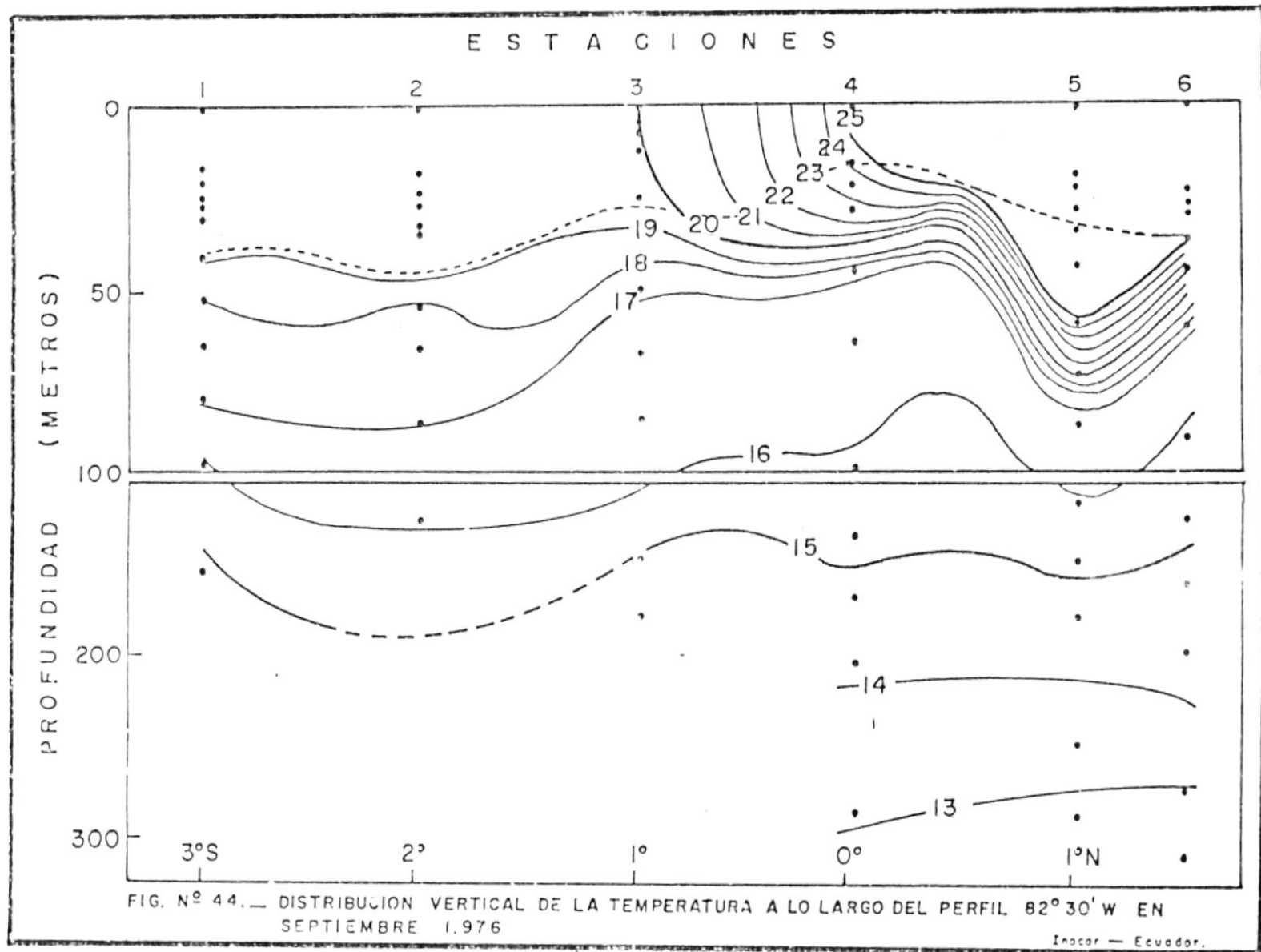
Frente a la región central del Ecuador, entre 0° - 2° S, la termoclina se presenta menos intensa mientras que al norte, en 1° N, esta se intensifica nuevamente ubicándose a mayor profundidad, aproximadamente 50-60M., debido posiblemente a la influencia de los vientos del N.E. que en esta época (verano del H.S.) soplan con mayor intensidad induciendo una mayor mezcla vertical en la capa superficial y produciendo también los afloramientos en la región.

En la distribución vertical de salinidad (figura 43) es evidente la presencia de un núcleo de máxima salinidad ($\geq 35.0\%$) centrado aproximadamente entre los 70-120 M. de profundidad y a partir del cual la salinidad comienza a decrecer. Este máximo salino está asociado con la extensión al este de las Islas Galápagos de la Subcorriente Ecuatorial, la cual es responsable del suministro hacia el Pacífico Sudoriental Tropical de agua subsuperficial de alta salinidad, mayor de 35.0% (60; 65; 74).

En septiembre 1976 (figuras 44-45) se observa fundamentalmente la presencia del frente ecuatorial ubicado entre 0° y 1° S. Al sur de 1° S es evidente una capa de mezcla superficial que se extiende hasta los 50 M. de profundidad, mientras que al norte del Ecuador la termoclina se presenta muy fuerte, notándose además que existe un depresamien

607





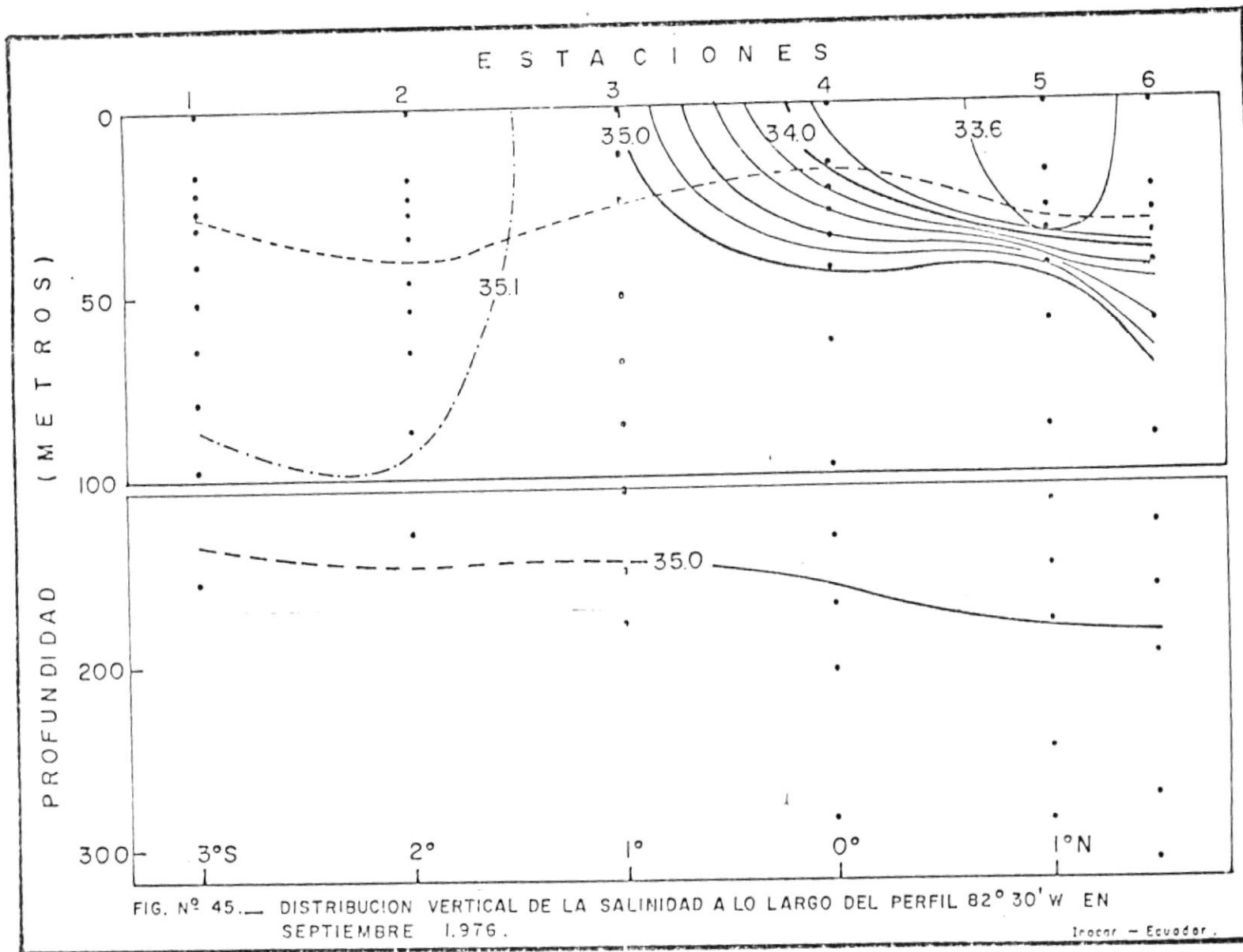


FIG. N° 45.— DISTRIBUCION VERTICAL DE LA SALINIDAD A LO LARGO DEL PERFIL 82° 30' W EN SEPTIEMBRE 1976.

Inocer. - Ecuador.

to de la misma hasta cerca de 80 M. de profundidad en 1°N . Esta zona homotérmica cerca de la superficie está relacionada con la intensificación que experimentan los vientos del S.E. en esta época. Además no está presente el domo térmico que fue tan evidente en marzo-abril 1976.

En la figura 45 se observan dos masas de agua de diferente salinidad separadas por el frente ecuatorial. Al norte del ecuador se encuentran aguas superficiales de baja salinidad (33.6‰) de la Bahía de Panamá en una extensión vertical de hasta 40 M. aproximadamente, luego de la cual se ubica una fuerte haloclina; mientras que al sur de 1°S predominan las aguas subtropicales de la Corriente de Perú de relativamente alta salinidad ($> 35.0\text{‰}$) hasta profundidades mayores de 100 M., extendiéndose además hacia el norte por debajo del gradiente halino antes mencionado.

6.2.3. Distribución de Masas de Aguas.

La distribución porcentual de las distintas masas de agua presentes en la región entre 3°S y 2°N a lo largo del perfil $82^{\circ}30'\text{W}$ se muestra en las figuras 25 (a,b) para dos épocas diferentes del año que son representativas de cada estación: marzo-abril 1976 (verano H.S.) y septiembre 1976 (invierno H.S.).

En marzo-abril (figura 25a) es evidente la presencia de Agua Tropical Superficial en toda la región. Esta capa de agua superficial se extiende hasta 50 M. de profundidad al norte en $1^{\circ}30'N$, disminuyendo ligeramente hacia el sur hasta cerca de 30 M. en $3^{\circ}S$ con un porcentaje preponderante en la composición de la mezcla mayor del 50%. Esta advección de agua superficial proveniente del suroeste aparece, sin embargo, como característica Agua Tropical debido a la reversión experimentada por los valores de salinidad, donde el norte del ecuador, hasta $4^{\circ}N$, se encontraron aguas superficiales de mayor salinidad influenciadas por los afloramientos de la región; mientras que al sur del ecuador las aguas presentaban valores relativamente bajos de salinidad debido a la presencia de una banda de convergencia intertropical suplementaria cerca de $5^{\circ}S$, la cual indujo fuertes precipitaciones sobre el área.

Se observa además, alrededor de $1^{\circ}S$, la lengua de agua cálida y baja salinidad que ha sido evidente en las figuras 34 y 36, y que se manifiesta como AT con un porcentaje significativo de 90% en la composición de la mezcla.

Por debajo del AT se ubica inmediatamente el ASS, la cual exhibe concentraciones mayores de 50% en la composición de la mezcla desde los 60 M. de profundidad, aumentando

gradualmente hasta llegar al núcleo de esta masa de agua determinado por concentraciones porcentuales de más del 90%. Así tenemos que al norte del ecuador, entre 0° - 2° N, el núcleo del ASS está ubicado entre los 140 y 200 M. de profundidad, mientras que al sur en 3° S se encuentra ubicado entre los 90 y 130 M. aproximadamente.

- En septiembre (figura 25b) se observa fundamentalmente - la presencia en superficie de dos masas de agua claramente identificadas, Agua Tropical Superficial al norte del ecuador la cual llega hasta los 60 M. de profundidad con porcentajes superiores al 50% de composición de la mezcla y hacia el sur del ecuador Agua Subtropical Superficial la cual alcanza los 70 M. de profundidad con porcentajes mayores de 50%. Entre 0° y 1° S está ubicado el intenso frente ecuatorial en su posición más septentrional y constituyendo la zona de transición entre estas dos masas de agua.

Esta situación de las masas de agua y del frente ecuatorial representan las condiciones "típicas" y "normales" de la época (invierno H.S.). Es muy evidente también el hundimiento que experimentan las aguas subtropicales más densas por debajo de las aguas tropicales menos densas - a través del ecuador. Esta situación es mostrada por - las líneas cortada y de punto-rayado (figura 25b) las cua-

Les representan los porcentajes de 40% y 30% de AST, -
respectivamente. Además en esta época el núcleo del
ASS se encuentra a mayor profundidad, por debajo de -
los 200 M, que durante marzo-abril 1976.

6.2.4. Nivel del Mar y Topografía de la Superficie del Mar a
Través del Pacífico Ecuatorial en 1976.

La figura 46 (a,b) presenta las variaciones en tiempo -
(1974-77) del nivel del mar para dos estaciones diferen-
tes del Pacífico Ecuatorial: PONAPE (cerca de 8°N - 158°E)
y La Libertad (aproximadamente 2°S - 81°W) representativas del
del Pacífico Ecuatorial Occidental y Oriental, respecti-
vamente. Los datos son referidos al nivel medio del mar
en cada estación durante el período 1974-77 (79).

Durante la segunda mitad de 1975 es evidente un notable
incremento del nivel del mar en el Pacífico Ecuatorial
Occidental representado por una desviación positiva ma-
yor de 10 cm. en PONAPE y asociado con fuertes vientos
alisios a lo largo del ecuador, los cuales indujeron -
también los afloramientos ecuatoriales reduciendo el ni-
vel del mar en la región central del Pacífico Ecuato -
rial. Mientras tanto en el Pacífico Ecuatorial Oriental
se manifestaba un acentuado decrecimiento del nivel del

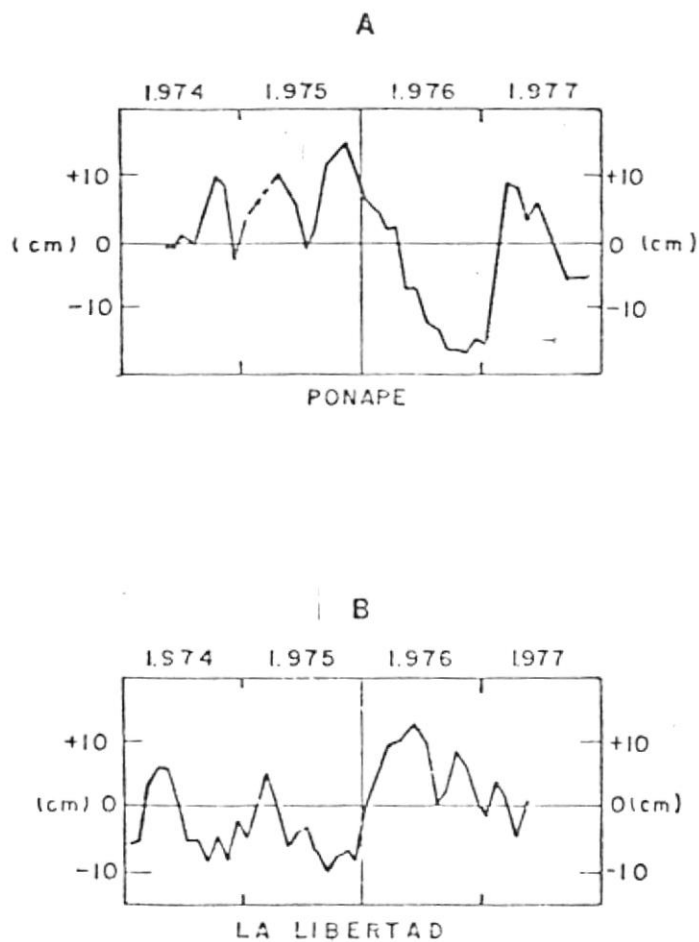


FIG. N° 46.— VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR (cm) DURANTE 1974-1977 EN PONAPE ($8^{\circ}\text{N} - 158^{\circ}\text{E}$) (A) Y LA LIBERTAD ($2^{\circ}\text{S} - 81^{\circ}\text{W}$) (B).

mar evidente en La Libertad por una desviación negativa - de aproximadamente 10 cm. hacia fines de 1975. De esta - manera la diferencia del nivel este-oeste ha sido incre - mentada en aproximadamente 20 cm. a causa de los fuertes vientos ecuatoriales en la segunda mitad de 1975.

En diciembre 1975 se inicia en el Pacífico Occidental un agudo descenso en el nivel del mar, el cual continúa du - rante casi todo el año 1976 hasta octubre-noviembre donde se produce una máxima depresión registrada en PONAPE con una desviación negativa del nivel del mar mayor de 15 cm. Al mismo tiempo, en el Pacífico Oriental, se produce una elevación del nivel del mar durante 1976, la cual es evi - dente en La Libertad con dos picos de máxima elevación re - gistrados en junio y octubre con desviaciones positivas - del nivel del mar de 12 cm. y 8 cm., respectivamente. Es - ta situación coincide con la reducción de los vientos ali - sios a lo largo del ecuador a principios de 1976, lo cual redujo también los afloramientos ecuatoriales y consecuen - temente el nivel del mar en la región central del Pacífi - co Ecuatorial se elevó a niveles normales. Hacia fines - de 1976 el nivel del mar comenzó a elevarse rápidamente - en el Pacífico Occidental mientras que en el Pacífico O - riental era evidente una reducción del mismo. En marzo -

de 1977 en PONAPE y La Libertad se registran desviaciones positivas y negativas del nivel del mar, respectivamente.

Cabe anotar también que al igual que en Salinas (figura 40) donde la temperatura superficial del mar presentó valores muy cercanos a lo normal en los últimos meses de 1976, en La Libertad (figura 46) tampoco se manifiesta la ocurrencia de un pico en el nivel del mar debido fundamentalmente a la intensificación que experimentan los vientos alisios ecuatoriales en los primeros meses de 1977. De hecho, inmediatamente después del incremento en intensidad de los vientos ecuatoriales, el nivel del mar se elevó rápidamente en el Pacífico Occidental.

En las figuras 47 y 48 se presentan las desviaciones del nivel del mar a partir de lo normal para las estaciones del Pacífico Ecuatorial Central y Occidental.

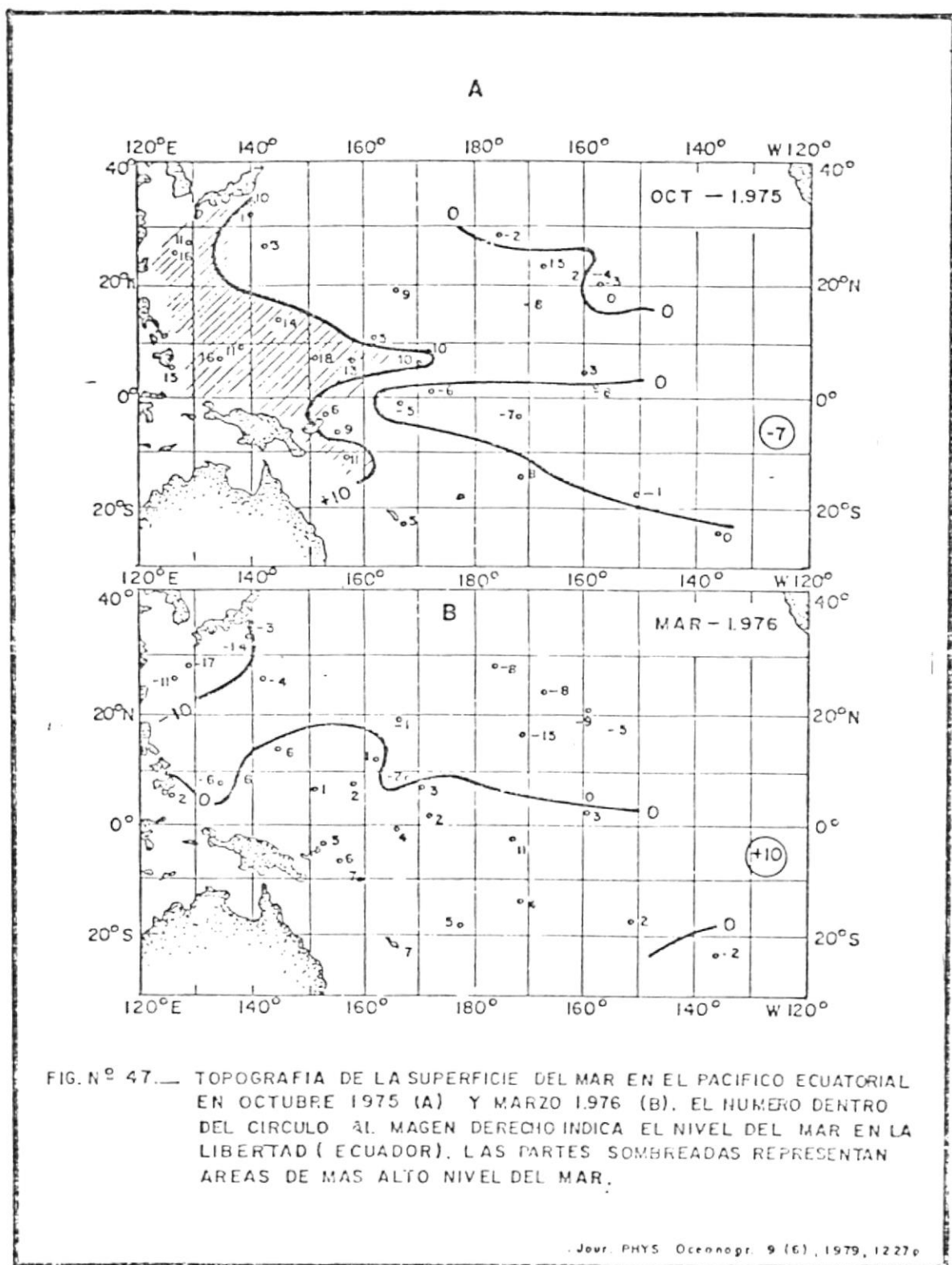
En octubre de 1975 (figura 47) es evidente la elevación del nivel del mar en el Pacífico Ecuatorial Occidental especialmente entre los 10°S - 20°N y al oeste de 170°E . A lo largo del ecuador, al este de 180° , el nivel del mar es bajo a causa de los afloramientos ecuatoriales mientras que en el Pacífico Ecuatorial Oriental, representado por La Libertad, este se halla también muy por debajo de lo normal.

El elevado nivel del mar a lo largo de 10°N donde está localizado el seno de la Contracorriente Ecuatorial Norte y el bajo nivel del mar a lo largo del ecuador representa un debilitamiento de la Contracorriente debido al decrecimiento de la pendiente del nivel del mar a través de ella. Este debilitamiento de la Contracorriente también contribuye a la acumulación de agua cálida superficial en el Pacífico Occidental (79).

En marzo de 1976 (figura 47) el nivel del mar en el Pacífico Oriental se ha elevado bruscamente registrando desviaciones positivas de hasta 10 cm en La Libertad, mientras que en el Pacífico Occidental la elevación del nivel del mar ha desaparecido.

En junio de 1976 (figura 48) el nivel del mar ha alcanzado un pico en La Libertad con desviaciones positivas de 12 cm mientras que todas las estaciones del Pacífico Occidental registran desviaciones negativas.

En abril 1977 (figura 48) es evidente la elevación del nivel del mar en el Pacífico Occidental con valores muy por encima de lo normal a diferencia del Pacífico Oriental donde La Libertad registra desviaciones negativas en el nivel del mar. Además, a lo largo del ecuador se manifiesta también una reducción del nivel del mar indicativa de



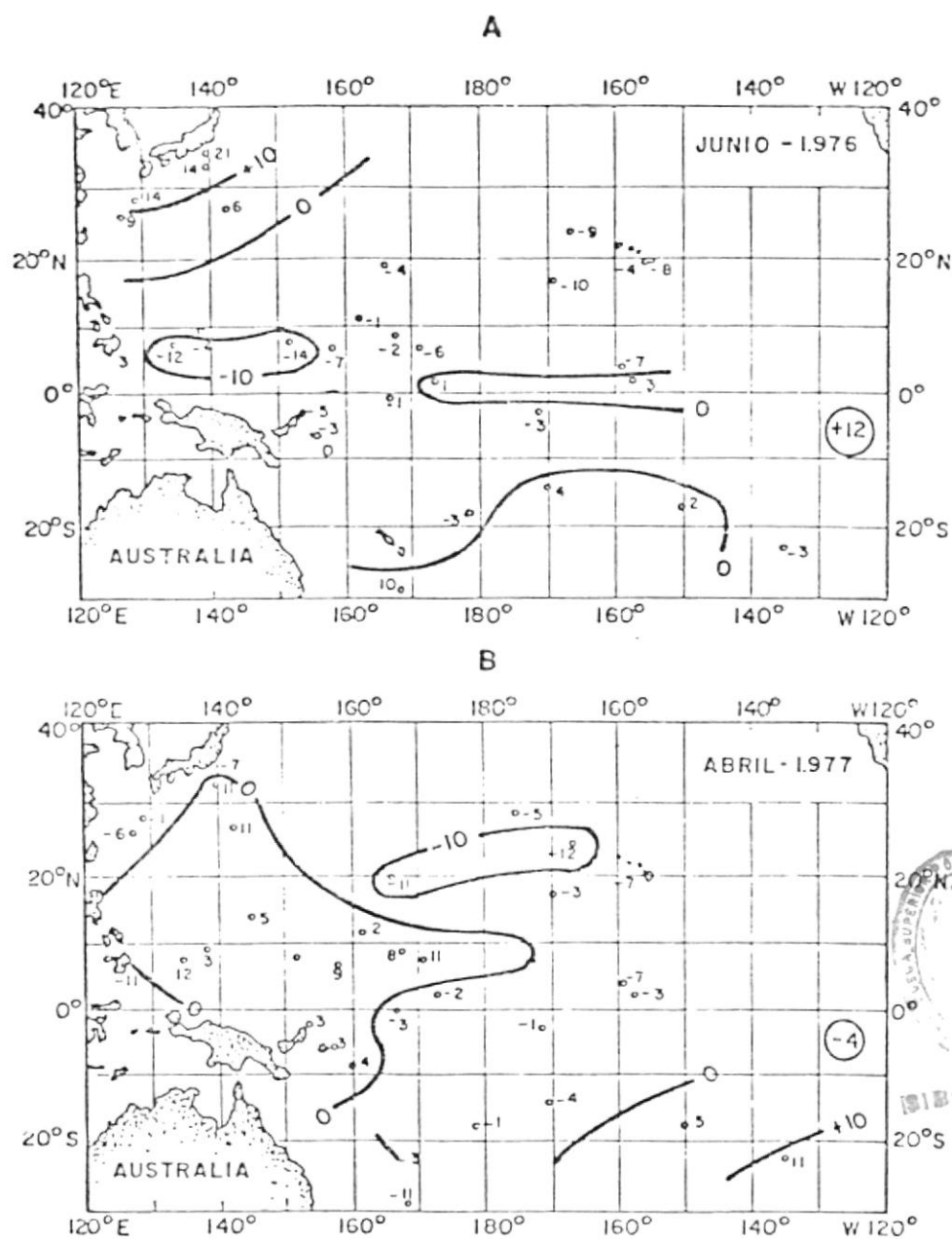


FIG. N° 48. — TOPOGRAFIA DE LA SUPERFICIE DEL MAR EN EL PACIFICO ECUATORIAL EN JUNIO 1976 (A) Y ABRIL 1977 (B). EL NUMERO DENTRO DEL CIRCULO AL MAGEN DERECHO INDICA EL NIVEL DEL MAR EN LA LIBERTAD (ECUADOR).

la intensificación de los afloramientos en la región.

6.2.5. Una Anomalía Hidroclimática en el Pacífico Sur Relacionada con el Fenómeno de "El Niño" en 1976.

En 1976, fue observada una anomalía hidroclimática en el Pacífico Occidental relacionada con otra anomalía, "El Niño", desarrollada seis meses antes en el Pacífico Oriental (14).

En marzo de 1976 (figura 49) en el Pacífico Occidental las curvas de salinidad superficial y sus conexiones con el campo de los vientos presentaban características normales para la época. A lo largo del ecuador y al este de 170°E se evidencia un máximo de salinidad ($> 35.0\%$) debido a los afloramientos inducidos por los vientos alisios; al oeste de 165°E los vientos son desviados hacia el N.W. desapareciendo el afloramiento y bajando la salinidad a menos de 35.0% . Al sur de 5°S un mínimo de salinidad ($< 35.0\%$) está asociado con la presencia de la zona de convergencia de los vientos. Simultáneamente, en el Pacífico Oriental, una anomalía hidroclimática se manifestaba frente a las costas de Sudamérica induciendo condiciones superficiales del mar representativas del fenómeno de "El Niño". La zona de convergencia de vientos estaba ubicada casi sobre el ecuador geográfico mientras que el frente

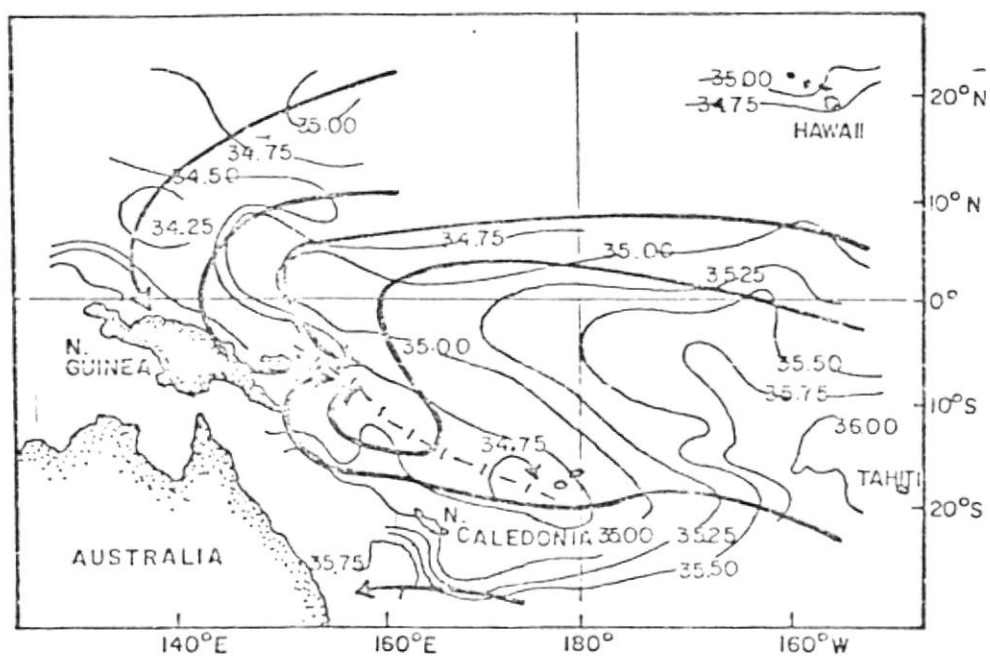


FIG. N°49. — SALINIDAD SUPERFICIAL (‰) EN EL PACIFICO OCCIDENTAL EN MARZO 1.976. LA DIRECCION DEL VIENTO ESTA INDICADA POR FLECHAS Y LA ZCIT POR UNA LINEA CORTADA.

ecuatorial había prácticamente desaparecido y valores - desusuales de temperatura y salinidad superficial eran evidentes frente a las costas de Ecuador y Perú, principalmente. Así, una anomalía hidroclimática ocurría en febrero-marzo 1976 en el Pacífico Ecuatorial Oriental mientras que en el Pacífico Ecuatorial Occidental las condiciones se presentaban cerca de lo normal.

En agosto-septiembre las condiciones superficiales de salinidad en el Pacífico Occidental normalmente son muy similares a las de febrero-marzo. Sin embargo, en agosto de 1976 (figura 50) al oeste de 180° el máximo de salinidad ecuatorial no aparece, siendo reemplazado por un mínimo de salinidad debido a la ubicación de la zona de convergencia de los vientos desde el norte de 10°N hasta el ecuador. Cerca de 10°S fue evidente un máximo de salinidad ($>35.0\%$) - donde normalmente se encontraron aguas de baja salinidad. Además, el máximo de salinidad tropical ($>36.0\%$) se extendió hasta los 177°W en lugar de la longitud 150°W . Mientras tanto en el Pacífico Oriental las condiciones superficiales han retornado a lo normal en agosto-septiembre 1976, ubicándose la zona de convergencia de los vientos en 10°N mientras que los vientos alisios del S.E. están induciendo el afloramiento ecuatorial caracterizado por un intenso frente halino. Por tanto, es de esperarse que una anomalía hidroclimática ocurra durante el invierno

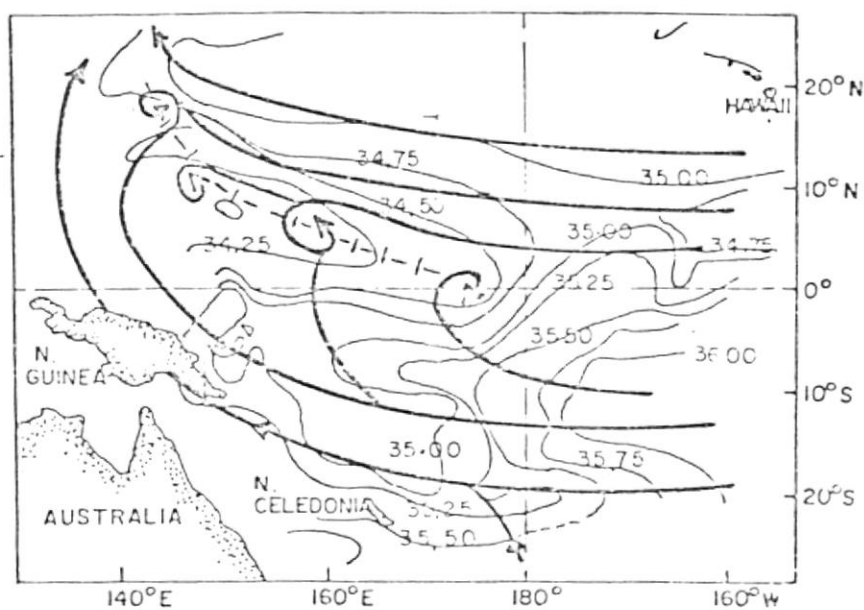


FIG. N^o 50. — SALINIDAD SUPERFICIAL (‰) EN EL PACIFICO OCCIDENTAL EN AGOSTO DE 1976. LA DIRECCION DEL VIENTO ESTA INDICADA POR FLECHAS Y LA ZCIT POR UNA LINEA CORTADA.

no H.S. en el Océano Pacífico Occidental precedida de otra anomalía, "El Niño", ocurrida durante el verano H.S. - en el Pacífico Oriental (14).

6.3. Aspectos Meteorológicos.

Las variaciones en tiempo (1975-80) de la temperatura superficial del mar y de la presión atmosférica a nivel del mar en Salinas, - figura 26, evidencian la existencia de una alta correlación negativa entre estos dos parámetros. Durante la segunda mitad de - 1975 los valores de temperatura superficial presentaron anomalías negativas asociadas con valores de presión atmosférica por encima de lo normal. En noviembre 1975 se observa que junto con un au -
mento de la temperatura superficial del mar comienza a manifestar se un descenso en los valores de la presión atmosférica hasta mar -
zo 1976, donde paralelamente al pico de máxima temperatura ($>26^{\circ}\text{C}$) se produce la máxima depresión en los valores de la presión atmo -
s férica (< 1009 mb) presentando además desviaciones positivas y ne -
gativas de lo normal, respectivamente. A diferencia de la tempera -
tura superficial, donde las anomalías positivas ocurren solo hasta septiembre, los valores de la presión atmosférica continúan presen -
tando anomalías negativas (cerca de 2 mb) hasta marzo 1977, a par -
tir del cual la presión se mantiene con valores muy cerca de lo normal durante el resto del año. En general, resulta evidente que

Las anomalías negativas de la presión atmosférica en 1976 estuvieron asociadas con las mayores anomalías positivas de la temperatura superficial del mar. Además, cabe anotar el marcado carácter estacional que exhibe la presión atmosférica en la región costera al sur del ecuador, representada por Salinas, donde las más bajas presiones (< 1009 mb) se dan en el período de febrero a abril (verano H.S.) mientras que las máximas (cerca de 1013 mb) se producen de julio a septiembre (invierno H.S.).

En la figura 27 se presentan las variaciones temporales (1975-77) de la precipitación en Salinas relacionada con las variaciones de la presión atmosférica superficial. De enero a mayo de 1975 se observan grandes anomalías positivas (hasta 80 mm.) en los valores de precipitación alcanzando un pico de máxima en febrero 1975 con más de 100 mm de precipitación y asociadas con valores de presión atmosférica muy cercanos a lo normal. En diciembre 1975 se inicia un período de fuertes precipitaciones a lo largo de la costa ecuatoriana registrándose grandes anomalías positivas en los valores de precipitación en Salinas hasta abril 1976 con un pico de aproximadamente 170 mm. en marzo. Estas anomalías en los valores de precipitación, cerca de 120 mm., ocurren simultáneamente con una brusca caída de los valores de la presión atmosférica cuya máxima depre-

sión se produce también en marzo 1976. Esta situación - está relacionada con un anormal desplazamiento austral, - sobre el ecuador, de la ZCIT en esta época. A partir de mayo 1976 no se registran precipitaciones en Salinas mientras que los valores de la presión atmosférica comienzan a incrementarse pero manteniéndose siempre por debajo del promedio hasta marzo 1977.

La figura 28 muestra la relación entre los mismos parámetros de la figura anterior en la Isla San Cristóbal (Galápagos). Resultan muy evidentes las grandes anomalías positivas en los valores de precipitación, mayor de 350 mm en marzo, manifiestas durante los meses de enero a mayo de 1975 y asociadas con valores bajos de la presión atmosférica, aunque estos siempre se mantuvieron por encima del promedio durante el año. En los primeros meses de 1976 se presentaron dos picos de anomalías positivas en los valores de precipitación: el primero se produce en enero con anomalías de 60 mm luego del cual ocurre un agudo descenso en los valores de precipitación hasta marzo donde prácticamente no se registran precipitaciones mientras que el segundo pico se produce en mayo con anomalías de casi 100 mm. en los valores de precipitación. Estas anomalías se desarrollan simultáneamente con un notable descenso en los valores de la presión atmosférica aunque sin

presentar desviaciones negativas. De junio a diciembre - de 1976 los registros de precipitación aparecen muy cercanos a lo normal, luego se vuelven a incrementar hasta alcanzar un pico en enero 1977 con desviaciones positivas - mayores de 100 mm, mientras que en febrero los valores de precipitación están muy por debajo del promedio, manteniéndose así durante casi todo el resto del año. Durante el segundo semestre de 1976 hasta marzo 1977 la presión atmosférica presenta desviaciones negativas, luego en abril 1977 estos valores se elevan ligeramente por encima del promedio hasta el final del año. De hecho, tanto en Salinas como en San Cristóbal las mayores anomalías positivas de precipitación coinciden con los más bajos valores de la presión atmosférica.

Las figuras 29-30 presentan la distribución frecuencial - de la dirección del viento y la figura 33 (a) la variación temporal de la velocidad media del viento para el período de julio 1975 a junio 1977 en Salinas. Durante el segundo semestre de 1975 los vientos son fundamentalmente del S.W. y W. con velocidades por debajo del promedio de 6-7 nudos. De enero a abril de 1976 los vientos decrecen ligeramente a velocidades de 4-5 nudos, siempre por debajo del promedio, manteniendo la misma dirección preponderante S.W.-W. y alternando con breves períodos de calma. A partir de ma

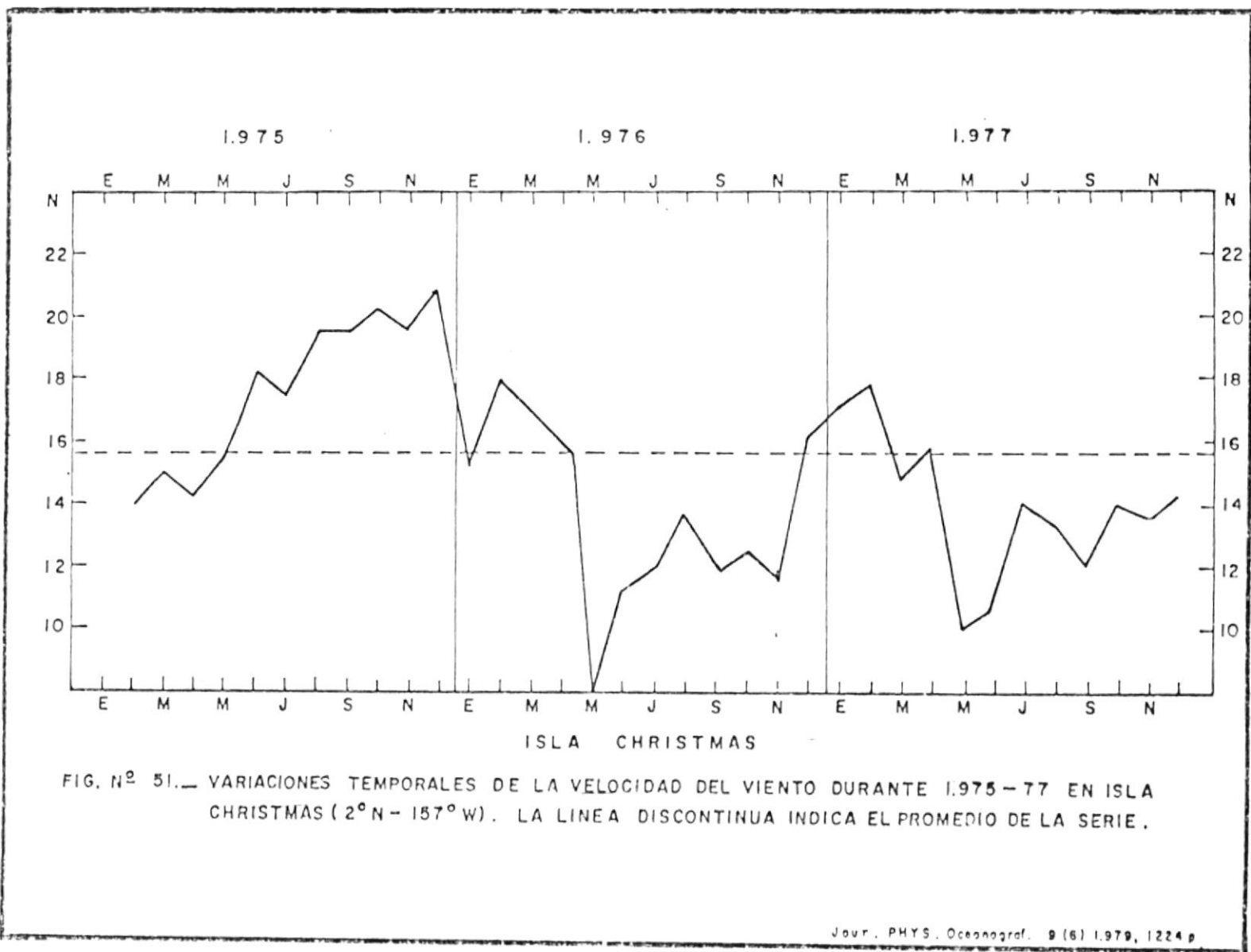
yo los vientos comienzan a incrementarse presentando en julio desviaciones positivas del promedio las que se mantienen hasta fin de año formando un pico en noviembre con velocidades de casi 10 nudos. Durante este período el viento predominante ha sido del S.W. y W. En la primera mitad de 1977 los vientos continúan teniendo la misma orientación con velocidades de 5-6 nudos y presentando desviaciones negativas del promedio hasta mayo; además son evidentes también frecuentes períodos de calma. Posteriormente los vientos comienzan nuevamente a intensificarse en lo que parece ser una manifestación de su ciclo estacional.

Las figuras 31-32 y 33 (b) presentan la distribución frecuencial de la dirección del viento y la variación temporal de su velocidad media para el mismo período anterior en San Cristóbal. De julio a octubre de 1975 los vientos son largamente del S.E. con velocidades alrededor de los 6 nudos, luego experimentan un agudo decaimiento que llega a un mínimo de febrero a abril de 1976 con predominantes períodos de calma y vientos muy débiles de cerca de 2 nudos provenientes de todas direcciones. De mayo a agosto los vientos se restablecen ligeramente soplando desde el SE-S y alcanzando velocidades de hasta 6 nudos

en julio, luego se reducen hasta cerca de 4 nudos manteniéndose así hasta enero 1977. De febrero a abril 1977 nuevamente predominan las calmas alternando con débiles vientos de todas direcciones relacionados fundamentalmente con la ubicación, cerca del ecuador, de la ZCIT durante esta época. En mayo los vientos comienzan a intensificarse siempre desde el SE. Además, cabe destacar que, en San Cristóbal, durante todo el período de julio 1975 a junio 1977 la velocidad de los vientos estuvo muy por debajo del promedio.

La diferente orientación que toman los vientos en Salinas con respecto a San Cristóbal se debe principalmente a que la primera estación recibe una componente sur, paralela a la costa, de los vientos alisios SE. que salen al mar al sur de los 20°S , mientras que la segunda estación recibe la influencia propia del régimen ecuatorial oriental de los alisios SE.

En la figura 51 se presenta la variación en tiempo de la fuerza de los vientos alisios en el Pacífico Central Ecuatorial representado por la estación en Isla Christmas (2°N - 157°W) para el período 1975-77. Durante la segunda mitad de 1975 fue evidente una notable intensificación de los vientos alisios ecuatoriales con velocidades mayores de 20 nudos, induciendo los afloramientos y aumentando el trans-



porte del agua ecuatorial hacia el Pacífico Occidental. A partir de diciembre 1975 se inicia un agudo decaimiento en la fuerza de los vientos sobre el Pacífico Central Ecuatorial que llega a un mínimo en mayo 1976 con velocidades de cerca de 8 nudos en Isla Christmas, asociado con una marcada reducción de los afloramientos ecuatoriales y un restablecimiento del nivel del mar hasta valores normales. De junio a octubre se observa un ligero incremento en la fuerza de los vientos, alrededor de 12 nudos, mientras que en noviembre nuevamente comienza una intensificación que llega a un máximo en febrero 1977, cerca de 18 nudos, siendo esta una posible causa para que en diciembre 1976 no se produjera otro pico en el nivel del mar en La Libertad como ocurrió en 1972 (79). Posteriormente los vientos disminuyen permaneciendo relativamente débiles durante la mayor parte del año 1977.

6.4. El Índice de Quinn.

Anómalas condiciones océano-atmosféricas en el Pacífico Ecuatorial, como las ocasionales invasiones de "El Niño" a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, están relacionadas con las variaciones en la amplitud y período de una fluctuación interanual irregular en la intensidad de la circulación general atmosférica e hidrosférica sobre la región Indo-Pacífico denominada Oscilación del Sur (O.S.) -

(4). Se han utilizado series de tiempo de índices de presión para representar la O.S.; así, el Índice de Quinn o Índice de Oscilación del Sur consiste en la diferencia de la media mensual de la presión atmosférica superficial entre el centro de baja presión ecuatorial en Indonesia y el centro subtropical de alta presión del Pacífico Sudoriental. Generalmente el índice de O.S. es representado por el índice Easter-Darwin (Índice E-D) donde los valores de presión en la Isla Easter ($27^{\circ}\text{S} - 109^{\circ}\text{W}$) reflejan los cambios asociados con la alta presión subtropical del Pacífico SE, mientras que los valores de presión en Darwin, Australia ($12^{\circ}\text{S}-130^{\circ}\text{E}$) reflejan los cambios que tienen lugar en la baja presión ecuatorial en Indonesia.

La figura 52 presenta las variaciones del índice E-D, basado en la media corrida de 12 meses, para el período 1942-72; además se indican también los períodos en que se desarrollaron eventos "El Niño" i/o anormalmente fuertes precipitaciones sobre el Pacífico Ecuatorial Central y Occidental. Se observa que cuando cada uno de los excepcionalmente altos picos del índice, mayor de 13 mb., era seguido por una gran caída en el valor del mismo, aproximadamente $4\frac{1}{2}$ - 6mb, entonces una invasión de "El Niño" i/o una anormalmente fuerte precipitación en el Pacífico Ecuatorial se producía. Así tenemos que invasiones de "El Niño" ocurrieron -

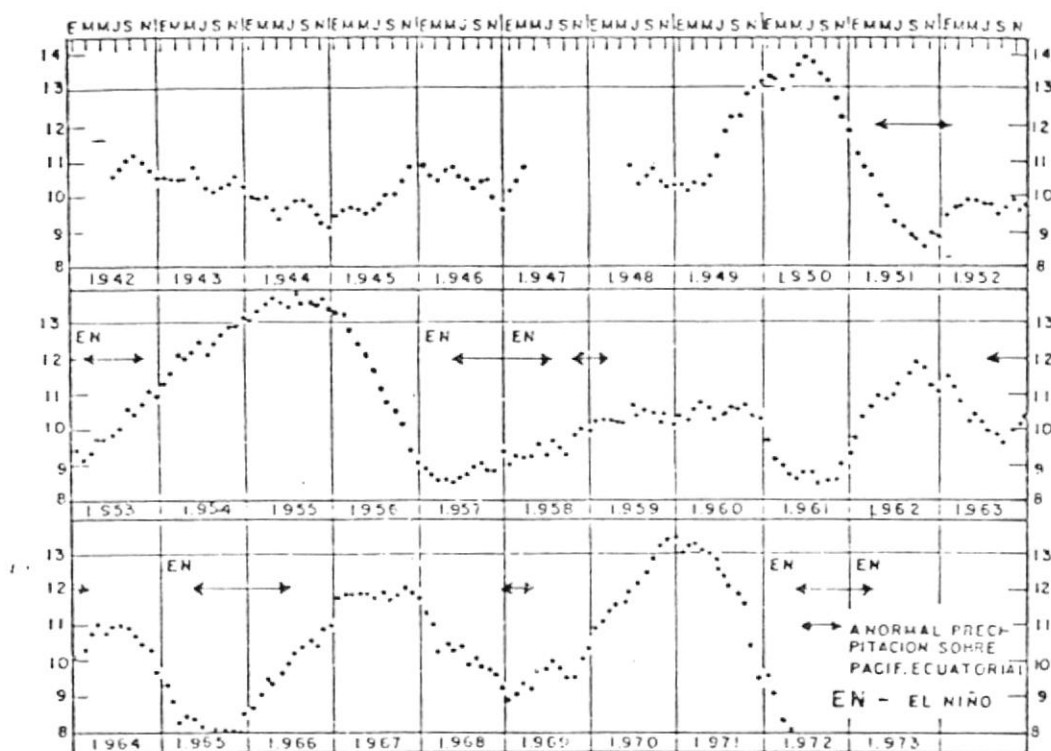


FIG. N^o 52.— INDICE DE PRESION E-D (MEDIA CORRIDA DE 12 MESES) PARA EL PERIODO 1942-72. ADEMAS SE INDICAN LOS PERIODOS DE OCURRENCIA DE "EL NIÑO" Y DE ANORMALMENTE FUERTE PRECIPITACION SOBRE EL PACIFICO ECUATORIAL CENTRAL Y OCCIDENTAL.

en 1953; 1957-58; 1965 y 1972-73. Generalmente tomaba cerca de 14-30 meses la formación de los picos en el índice, 12-15 meses el subsecuente relajamiento hasta el nivel de los 9 mb. y 14-16 meses alcanzar los valores más bajos.

Puesto que los alisios SE son consistentes al norte del Ecuador sobre el Pacífico Oriental Tropical, ellos deben ejercer una considerable influencia sobre la circulación oceánica ecuatorial en el Pacífico Oriental. La relajación que prosigue a un alto pico en los valores del índice está asociada con un decrecimiento general en la intensidad del sistema de los vientos alisios SE; es decir que durante el período de relajación el flujo de la Contracorriente Ecuatorial Norte debe incrementarse y alcanzar un máximo durante valores mínimos del índice. Así mismo, el flujo de la Contracorriente debe disminuir como los valores del índice se incrementan y alcanzar un mínimo durante valores picos del índice. Por lo tanto de las más grandes relajaciones del índice, a partir de inusualmente altos picos, se esperan grandes acumulaciones de agua cálida en el Pacífico Oriental Tropical (POT) que puedan generar invasiones de "El Niño". Estas grandes acumulaciones de agua cálida en el POT pueden resultar en una recurrencia de "El Niño" en subsecuentes ocasiones por uno, dos o más años siempre que los valores del índice permanezcan bajos y que factores estacionales locales sean favorables. La relajación a par -

tir de pequeños picos puede también traer cantidades incrementadas de agua cálida hacia el POT, pero la intensidad de tales desarrollos es más leve y resultan en una correspondiente actividad ecuatorial de menor intensidad (41).

En general, la clave para los fuertes desarrollos ecuatoriales está aparentemente en la relajación de hasta $4 \frac{1}{2}$ -6 mb. a partir de altos picos del índice, mayor de 13 mb, la cual es requerida para inducir eventos de esta magnitud. Cuando los valores del índice alcanzan los 13 mb o más se puede esperar con razonable grado de seguridad que un inusual desarrollo ecuatorial fuese inminente probablemente dentro de los siguientes dos años i/o que una invasión de "El Niño" podría ocurrir 9-13 meses más tarde manifestándose su período inicial en los primeros meses del año siguiente, asumiendo que el descenso en los valores del índice comenzó a principios del año antecedente.

De hecho, una convincente evidencia para el favorable uso de este método radica en el hecho que desde que se tienen datos del índice nunca se han desarrollado anómalas precipitaciones en el Pacífico Ecuatorial o invasiones de "El Niño" durante períodos de altos picos en los valores del índice.

En la figura 53 se presentan las anomalías del índice E-D (utilizando un filtro triple de la media corrida de 6 meses) para el período 1948-1976; además se indican los períodos en que se presentaron eventos "El Niño" clasificándolos como fuerte (F), moderado (M) y débil o muy débil (D) de acuerdo a su intensidad (44). Se observa fundamentalmente que la ocurrencia de eventos "El Niño" está asociada con las mayores anomalías negativas del índice. Durante la segunda mitad de 1975 es evidente un incremento en los valores de las anomalías positivas del índice E-D alcanzando un pico en octubre-noviembre, aproximadamente 2 mb, asociado con una intensificación de los vientos alisios ecuatoriales durante este período. En los primeros meses de 1976 se inicia una brusca caída en los valores de las anomalías del índice, llegando a producir la máxima de presión en septiembre-octubre con anomalías negativas mayores de 3 mb relacionadas con un notable decaimiento de los vientos alisios ecuatoriales durante la primera mitad de 1976. En los últimos meses de 1976 el índice comienza nuevamente a elevarse coincidiendo con el restablecimiento que experimentan los vientos alisios SE en el Pacífico Ecuatorial.

Este patrón de comportamiento en las anomalías del índice E-D es similar al exhibido en 1964-65 cuando posterior a un

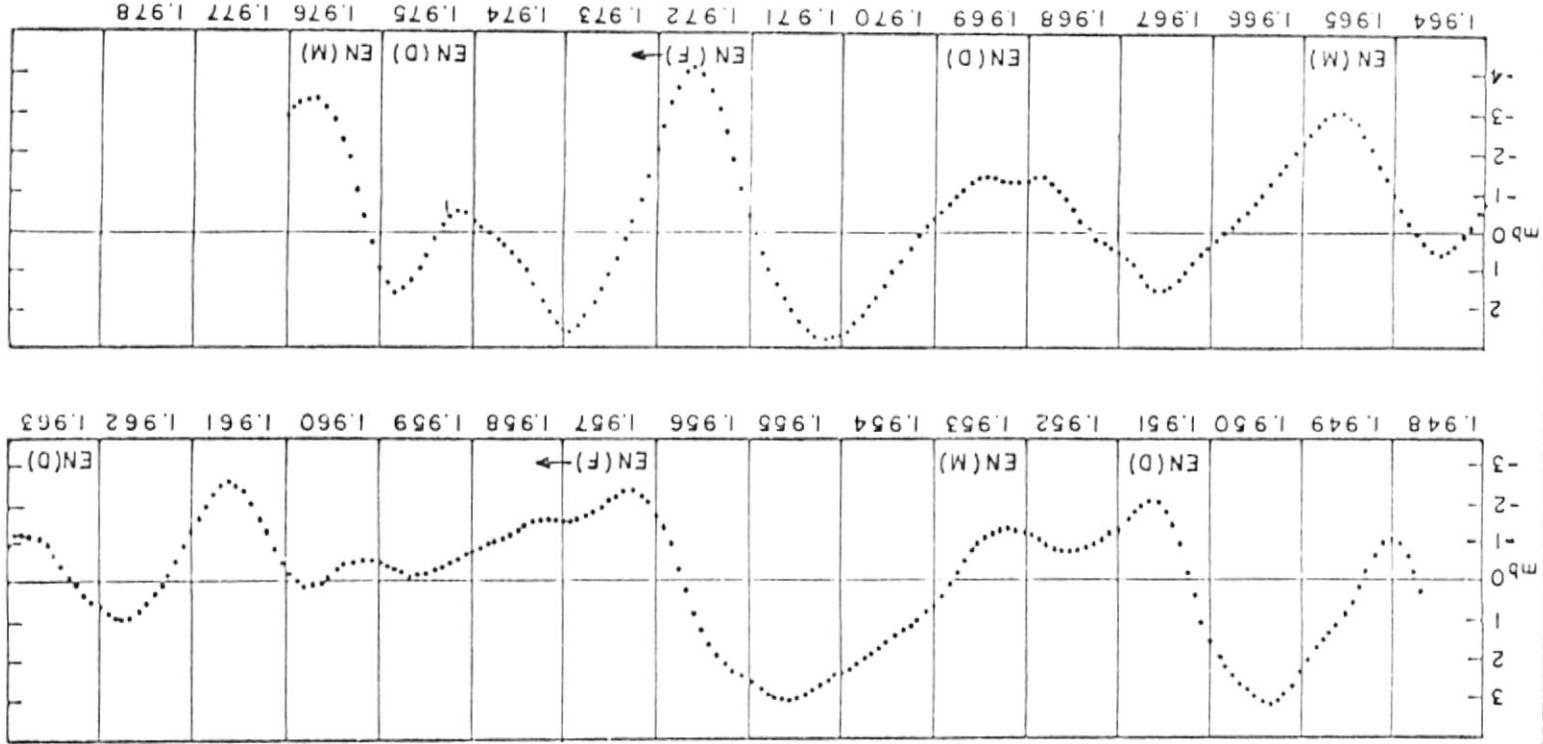


FIG. N.º 53. — ANOMALIAS DEL INDICE DE PRESION E-0 (TRIPLE MEDIA CORRIDA DE 6 MESES) PARA EL PERIODO 1.948-76. EVENTOS DE "EL NIÑO" SON INDICADOS COMO FUERTE (F), MODERADO (M) Y DEBIL O MUY DEBIL (D) EN SU INTENSIDAD.

pico en las anomalías del índice a mediados de 1964 se produjo un gran descenso de los mismos hasta mediados de 1965 produciendo en ese año un evento "El Niño" de moderada intensidad. De acuerdo con esto el evento "El Niño" se presentó igualmente con mediana intensidad frente a las costas occidentales de Sudamérica en 1976.

6.5. Comparación con Fenómenos de "El Niño" anteriores a 1976.

A pesar de que hasta ahora no se han realizado investigaciones sistemáticas sobre el fenómeno de "El Niño" por lo que los datos disponibles todavía resultan insuficientes para establecer comparaciones sólidas sobre la naturaleza de estos eventos aperiódicos, sin embargo algunas similitudes y diferencias son evidentes durante los desarrollos de estas anomalías.

Las anomalías térmicas producidas durante el primer pico de calentamiento en febrero-marzo 1976, frente a las costas de Ecuador y Perú, estuvieron asociadas con el desarrollo de un patrón atípico de circulación similar a aquel propuesto por Wooster (67) referente a "El Niño" de 1957-58, cuando describió dos fuentes de agua correspondientes a "El Niño" de ese año. Al norte de los 7°S, relacionó el agua cálida de baja salinidad con el Agua Tropical de la Bahía de Panamá y al sur de los 7°S el agua cálida superficial de alta salinidad de origen subtropical con un desplazamiento hacia la costa debido a un debilitamiento de los vientos alisios S.E.

Es de anotar también que la estructura térmica vertical de las aguas frente a Ecuador y Perú fue significativamente depresada durante los eventos "El Niño" de 1972-73 y 1976. Este rápido depresamiento de las isoterms con dirección hacia los polos a lo largo del borde oriental del Pacífico asociado con anomalías en el nivel del mar evidencian el desarrollo de un mecanismo de propagación de ondas (18).

Existe una diferencia importante entre los eventos de "El Niño" de 1972-73 y 1976. La respuesta del nivel del mar en 1972 fue fuerte tanto al norte y sur del ecuador (77), mientras que en 1976 la respuesta del nivel del mar en el Hemisferio Sur es muy débil y tardía. Por consiguiente el evento en 1976 estuvo largamente concentrado en el Hemisferio Norte (79).

Además, durante "El Niño" de 1972-73 las anomalías térmicas positivas fueron bimodales; apareció un primer pico pronunciado de calentamiento en febrero-marzo del primer año y otro en diciembre-enero del segundo año. En 1976 fueron evidentes dos picos de anomalías térmicas positivas frente a las costas sur de Ecuador (Salinas): el primero ocurrió en marzo y el segundo, de mayor intensidad, en julio; mientras que frente a las costas de Perú (Puerto Chicama) las anomalías térmicas positivas fueron trimodales presentando el primer pico en febrero, el segundo en julio y el último, con las mayores anomalías, en diciembre. Cabe anotar también

que durante el desarrollo de estos dos eventos las más bajas anomalías se registraron en los meses de septiembre-octubre.

Existe una analogía entre las anomalías del índice de presión E-D en 1976 y las de 1964-65 (Figura 53), cuando a partir de un período poco a medados de 1964 se produjo una gran caída en los valores de las anomalías durante 1965 hasta agosto-septiembre en que alcanzó un máximo ocurriendo durante ese año un evento "El Niño" (44).

En abril-mayo de 1975 fue evidente un régimen calentamiento de las aguas frente a las costas de Ecuador y Perú principalmente, así mismo en julio-julio del mismo año el calentamiento decreció y las temperaturas superficiales del mar en esta región retornaron pronto a lo normal. Esta situación ha sido referida por algunos investigadores como la ocurrencia de un débil evento "El Niño".

En contraste, durante los próximos meses de 1976 se produjo también un calentamiento de las aguas frente a las costas de Ecuador y Perú, pero con la diferencia de que en julio 1976 este calentamiento se ha acelerado y expandido en área, hasta tal grado que las anomalías de la TSM se asemejan a aquellas de junio 1972, cuando se produjo el último gran evento de "El Niño". En general, se puede establecer una comparación relativa de acuerdo a la intensidad con que se presentó cada evento "El Niño" de la siguiente manera: El caso de 1972-73 es considerado fuerte, 1975 muy débil y 1976 de mediana intensidad (44).

CAPITULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El análisis efectuado, basado principalmente en la información proporcionada por dos cruceros oceanográficos realizados en nuestras aguas - jurisdiccionales en 1976 así como también en la información recopilada de la bibliografía existente acerca de las condiciones océano-atmosféricas superficiales predominantes a través del Pacífico Ecuatorial en 1976, nos proporciona las siguientes características más notables relacionadas con el desarrollo de un evento "El Niño" en ese mismo año. Así tenemos que:

1. Una invasión de agua cálida superficial proveniente del SE produjo significativos picos en los valores de las anomalías térmicas frente a las costas de Ecuador (en Salinas cerca de 1.8°C) y Perú - (en Puerto Chicama cerca de 2.8°C) en 1976, asociados con una marcada reducción de los vientos alisios ecuatoriales y un ascenso - del nivel del mar en el Pacífico Ecuatorial Oriental (en La Libertad + 12 cm).
2. Las anomalías térmicas positivas observadas frente a las costas de Ecuador (Salinas) fueron bimodales presentando los ápices en marzo y julio de 1976, mientras que frente a las costas de Perú (Puerto Chicama) estas fueron trimodales con los picos en febrero, julio y diciembre de 1976.

3. Durante el primer pico de calentamiento, en febrero-marzo 1976, simultáneamente con la advección de agua cálida y de baja salinidad desde el SW, se produce un flujo costero de agua igualmente cálida pero de relativamente mayor salinidad de la Bahía de Panamá hacia el sur, hasta aproximadamente 8°S .
4. La anormalmente baja salinidad del agua cálida superficial procedente del SW está asociada con la presencia de una banda suplementaria de convergencia intertropical de vientos cerca de 5°S , mientras que la mayor salinidad que muestran las aguas de la Bahía de Panamá que fluyen hacia el sur muy cerca de la costa en febrero-marzo 1976, están relacionadas con el desarrollo de afloramientos en la región de aguas subsuperficiales más frías y más salinas.
5. En septiembre 1976 las condiciones oceanográficas de las aguas frente a las costas de Ecuador y Perú han retornado a lo normal, ubicándose el intenso frente ecuatorial en su posición más septentrional, cerca de Punta Galera. Sin embargo en diciembre 1976 se produce otro anómalo calentamiento al sur, en Puerto Chicama, asociado con la penetración hacia las costas del Perú de Agua Subtropical Superficial.

Debido a que la escala de desarrollo del evento "El Niño" involucra principalmente a las aguas frente a la costa occidental de Sudamérica y que su origen está asociado con notables interacciones océano-atmosféricas a través del Pacífico Ecuatorial resulta muy importante hacer las -

siguientes recomendaciones necesarias para lograr un mayor entendimiento acerca de la ocurrencia de este fenómeno, así:

1. Es necesario la realización continua de cruceros de investigación trimestrales con el objeto de poder determinar en una forma más efectiva las principales manifestaciones oceanográficas locales que suceden antes, durante y después de la ocurrencia de un evento "El Niño".
2. Establecer un estrecho intercambio de la información oceanográfica-meteorológica entre las instituciones afines de los países en la costa occidental de Sudamérica. Además, realizar periódicamente cruceros de investigación en forma simultánea con estas instituciones, con el fin de establecer las condiciones oceanográficas y su alcance en la región, de una manera más sinóptica.
3. Es muy importante también establecer un contacto más cercano, en lo referente al intercambio de datos, con las instituciones afines de la cuenca del Pacífico, para así obtener una mejor visión acerca de la evolución que siguen los mecanismos propulsores de una de las más grandes manifestaciones anómalas de la interacción océano-atmósfera.

B I B L I O G R A F I A

1. BARNETT, T. An attempt to verify some theories of "El Niño", *Jour. Phys. Oceanogr.*, Vol. 7, 1977, 633-647p.
2. BENNETT, E. Currents observed in Panama Bay during September-October 1958, *ITTC bull.*, 10 (7), 1965, 399-457 p.
3. BENNETT, E. Monthly charts of surface salinity in the Eastern Tropical Pacific Ocean, *ITTC bull.*, 11 (1), 1966.
4. BERLAGE, H. Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value, *Mededel. En Verhandel. N° 69, Kon. Ned. Meteor. Inst.*, 1957, 152p.
5. BERLAGE, H. The Southern Oscillation and world weather, *Kon. Ned. Meteor. Inst. Meded. En Verhand. N° 88*, 1966, 152p.
6. BJERKNES, J. "El Niño" study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-1957, *ITTC bull.*, 5 (3), 1961, 219-307p.
7. BJERKNES, J. Survey of the "El Niño" 1957-58 in its relation to Tropical Pacific meteorology, *ITTC bull.*, 12 (2), 1966 a, 1-62p.
8. BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97 (3), 1969, 163-172p.
9. BLANDIN, C. Características del Fenómeno de "El Niño" y la influencia de la Corriente de Humbolt en las costas del Ecuador, *Inarhi-Ecuador*, 17 (1), 1974, 1-23p.
10. C.O.I., *Guide to oceanographic and marine meteorological instruments and observing practices*, Unesco, 1975.
11. CROMWELL, T. Thermocline topography, horizontal currents and "Ridging" in the Eastern Tropical Pacific, *ITTC bull.*, 3 (3), 1958, 135-

164p.

12. CURRIE, R. The Callao Painter. *Weather*, 8 (10), 1953, 308-311p.
13. DIETRICH, G. *Allgemeine meereskunde, eine einföhrung in die ocea-
nographie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin; 1957, 492p.
14. DONGUY, J. and HENIN, C. Hydroclimatic anomalies in the South Pa-
cific, *Oceanológica Acta*, 1 (1), 1978, 25-30p.
15. DONGUY, J. and HENIN, C. Surface conditions in the Eastern Equa-
torial Pacific related to the Intertropical Convergence Zone of
the winds, *Deep-Sea Research*, Vol. 27 A, 1980, 693-714p.
16. ENFIELD, D. Oceanografía de la región norte del frente ecuatorial:
Aspectos físicos, Reunión de trabajo sobre el fenómeno conocido co-
mo "El Niño", Guayaquil-Ecuador, 4-12 de Diciembre de 1974 (1976),
299-334p.
17. ENFIELD, D. Manual de prácticas de Oceanografía Física, INOCAR-
Ecuador, 1976, 76-89p.
18. ENFIELD, D. "El Niño" Pacific Eastern boundary response to inter-
annual forcing, resource management and environmental uncertain-
ty, 1980, 213-252p.
19. ENFIELD, D., Silva, N. y Konow, D. Promedios de Temperaturas del
Océano Pacífico Oriental (1948-1967).
20. ERFEN III, Informe de los resultados de las investigaciones del
Erfen durante 1976-1978, *Bol. Erfen* 2 (3-4), 1978, 1-15p.
21. GUILLEN, O. El sistema de la Corriente Peruana, Parte I: Aspec-
tos Físicos, Reunión de trabajo sobre el fenómeno conocido como -
"El Niño", Guayaquil-Ecuador, 4-12 de Diciembre de 1974 (1976),

243-284p.

22. GUNTHER, E. A report on oceanographical investigation in the Perú Coastal Current. Disc. Rep. 13: 107-276p., 1936a.
23. HAWKEN, C. The Holy Child Current, peruvian waters. The Mar. Observ, 63 (239), 11 (Meteor. Office 859, Her Majesty's Stationary Office, England), 1973.
24. HELLAND-HANSEN, Nogen Hydrografiske metoder. Skand, Naturforsker möte, Kristiana (Oslo), 1916.
25. HUYER, A. The structure and subsurface expression of sea level variations off Perú, 1976-1977, Jour. Phys. Oceanogr., Vol. 10, 1980, 1755-1768p.
26. IDYLL, C. The Anchovy crisis. Scient. Amer. 228 (6), 1973, 22-29p.
27. IMARPE-SENAMHI-DHNM-IGP, Condiciones Bio-oceanográficas y meteoroló gicas frente a la costa peruana. Análisis trimestral N° 1: Julio-Agosto-Septiembre 1976, Bol. Ergen 1 (1), 1976, 2-8p.
28. JAMES, P. Aguaje, The Callao Painter, weather, 8 (7): 208-209, 1953.
29. JOHNSON, R. Antarctic intermediate water in the South Pacific Ocean, Oceanography of the South Pacific 1972, 55-69p., 1973.
30. KNAUSS, J. Measurements of the Cromwell Current, Deep-Sea Res. 6 (4), 1960, 265-286p.
31. KNAUSS, J. Further measurements and observations of the Cromwell Current, Jour. Mar. Res., 24 (2): 205-240p., 1966.
32. LAURS, R. Fishing information, U.S. dept. commerce, Noaa, N° 1-12, 1972 and N° 1-14, 1973.

33. MANAVEV, O. Water masses of the South East Pacific Ocean, *Oceanography of the South Pacific* 1972, 71-79p., 1973.
34. McLELLAN, H. Elements of physical oceanography, Pergamon press, 1975, 10-15p.
35. MILLER, F. and LAURS, M. The "El Niño" of 1972-1973 in the Eastern Tropical Pacific Ocean, *ITTC Bull.* 16 (5), 1975, 403-430p.
36. PARRA, R. Resultados oceanográficos del Pacífico colombiano durante el año 1976, *Bol. Erfen* 3 (1-2), 1979, 18-26p.
37. PESANTES, F., PALACTOS, M. y de CĀJAS, L. Resultados de los cruces de investigación oceanográfica realizados en la costa ecuatoriana en Agosto de 1975 y Abril de 1976, *Serie inf. pesq. N° 02/76*, I.N.P.-Ecuador, 1976.
38. PHILANDER, S. The response of equatorial oceans to a relaxation of the trade winds, *Jour. Phys. Oceanogr.*, Vol. II, 1980, 176-189p.
39. PIPKIN, B., GORSLINE, D; CASEY, R. and HAMMOND, D. Water masses and temperature-salinity diagrams, *lab. exercises in oceanogr.*, 1977, 77-83p.
40. POSNER, G. The Peru Current, *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.* 16 (2): 106-151p., 1957.
41. QUINN, W. Monitoring and predicting "El Niño" invasions, *Jour. Appl. Meteor.* 3 (7), 1974, 825-830p.
42. QUINN, W. Use of Southern Oscillation indices to assess the physical environment of certain Tropical Pacific Fisheries, *N.M.F.S.*, 1976, 1-28p.

43. QUINN, W. The 1976 "El Niño" and recent progress in monitoring and prediction, in J.R. Goulet, Jr. and E.D. Haymes (editors), ocean variability in the U.S. fishery conservation zone, 1976, 93-110p.
44. QUINN, W. Diagnosis of the 1976-77 "El Niño", proceeding of the 2nd. annual NOAA climate diagnostic workshop. Scripps Inst. Oceanogr. , La Jolla, California October 18-20, 1977.
45. QUINN, W. and BURT, W. Prediction of abnormally heavy precipitation over the Equatorial Pacific dry zone. Jour. Appl. Meteor. 9 (1): 20-28p., 1970.
46. QUINN, W. and ZOPF, D. The Southern Oscillation, Geofis. Int. 15: 327-354p., 1975.
47. QUINN, W.; ZOPF, D.; SHORT, K., and KUO YANG, R. Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, "El Niño", and Indonesian droughts, Fish. Bull. 76 (3), 1978, 663-678p.
48. RAMAGE, C. Observaciones preliminares sobre la meteorología de "El Niño" de 1972-1973, Univ. Hawaii , 1974, 11p.
49. REID, J. Observations of internal tides in October 1950, Trans. Amer. Geophys. Union 37 (3), 1956, 278-286p.
50. ROBLES, F.; ALARCON, E. y ULLOA, A. Water masses at the northern Chilean zone and their variations in a cold period (1967) and warm periods (1969, 1971-7). "El Niño" workshop, Guayaquil-Ecuador, Dic. 1974, FAO, Inf. Pesca. 185; 94-196p., 1976.
51. SCHOTT, G. Der Peru-strom und seine nordlichen nachbargebiete in

- normaler ausbildung. Ann. Hydrog. Mar. Meteorol. 59: 161-169, 200-213, 240-252, 1931.
52. SCHWEIGGER, E. Anomalías térmicas en el Océano Pacífico Oriental y su pronóstico, Bol. Soc. Geogr. Lima, 78 (314): 3-50. Translation by J. Collins, 1966, Csiro Trans. N° 7639 41p., 1961.
53. SEARS, M. Notas sobre la Corriente Costanera del Perú, Bol. Cient. Comp. Admín. Guano. 1:135-179, 1954 b.
54. SEIBELL, G. Short period vertical oscillations in the western basin of the North Atlantic, Papers in Phys. Oceanogr. and Mar. Met., 5 (2) 1937.
55. STEVERS, H. y SILVA, N. Masas de agua y circulación en el Océano Pacífico Sudoriental. Latitudes 18°S-33°S. (Operación oceanográfica Marchile VIII), Cienc. y Tec. del Mar, Contrib. Cona, 1:7-67, 1975.
56. SILVA, N. y KONOC, D. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico Sudoriental, expedición Krill. Crucero 3-4 Julio-Agosto 1974, Rev. Com. Perm. Pacífico Sur 3: 63-75, 1975.
57. SILVA, N. y STEVERS, H. Masas de agua, velocidad geotrónica y transporte de volúmen entre Valparaíso e Isla Robinson Crusoe (Océano Pacífico Sudoriental). Rev. Com. Perm. Pacífico Sur, 2: 103-120 1974.
58. STEVENSON, M. Circulation in the Panama Bight, Jour. Geophys. Res. 75 (3), 1970, 659-672p.
59. STEVENSON, M.; GUILLEN, O. and SANTORO, J. Marine atlas of the Pacific coastal water of South America, Univ. of Calif. Press, Berkeley and Los Angeles, 1970.

60. STEVENSON, M. and TAFT, B. New evidence of the Equatorial Undercurrent east of the Galapagos Islands, Jour. Mar. Res. 29 (2): 103-115, 1971.
61. STEVENSON, M. and WICKS, H. Bibliography of "El Niño" and associated publications, ITTC Bull. 16 (6), La Jolla, 1975, 451-501p.
62. TAFT, B. and JONES, I. Measurements of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific, Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla, 1974, 47-110p.
63. TREJOS de SUESCUM, R. Condiciones hidrográficas y químicas de las aguas de la región costera ecuatoriana en Marzo-Abril de 1976 (measurements), Bol. Eñen 2 (1-2), 1978. 25-27p.
64. U.S. Naval Oceanographic Office, Instruction manual for obtaining oceanographic data, 1972.
65. WHITE, W. The Equatorial Undercurrent, the South Equatorial Current, and their extensions in the South Pacific Ocean east of the Galapagos Islands during February-March 1967, Texas A & M Univ. Reg. 69-4T, 1969, 74p.
66. WOOSTER, W. Oceanographic observations in Panama Bay. Askoy expedition 1941, Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 118 (3), 1959, 117-151p.
67. WOOSTER, W. "El Niño", Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep. 7: 43-45, 1960 b.
68. WOOSTER, W. and GILMARTIN, M. The Peru-Chile Undercurrent. Jour. Mar. Res. 19 (3), 1961, 97-122p.

69. WOOSTER, W. and CUILLEN, O. Characteristics of "El Niño" in 1972. *Jour. Mar. Res.*, 32 (3): 387-404p., 1974.
70. WYRTKI, K. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. *Scripps Inst. Oceanogr. Bull.* 8 (4), 1963, 313-345p.
71. WYRTKI, K. The thermal structure of the Eastern Pacific Ocean, *Dtsch. Hydrog. Z. Ergö. A.* (8°), N° 6: 84p, 1964.
72. WYRTKI, K. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean, *ITTC Bull.* 9 (5), La Jolla, 1965a, 271-294p.
73. WYRTKI, K. Summary of the Physical oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean, Univ. Calif. San Diego, IMR Ref. 65-10, 1965b, 69p.
74. WYRTKI, K. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean., *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 4: 33-68p., 1966b.
75. WYRTKI, K. Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean, *INT. Jour. Oceanol. and Limnol.* 1 (2): 117-147, 1967.
76. WYRTKI, K. "El Niño" - The dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *Jour. Phys. Oceanogr.* 5, 572 (1975).
77. WYRTKI, K. Sea level during the 1972 "El Niño", *Jour. Phys. Oceanogr.* 7 (6), 1977, 779-787p.
78. WYRTKI, K. Advection in the Peru Current as observed by satellite, *Jour. Geophys. Res.*, 1977, 533-537p.
79. WYRTKI, K. The response of sea surface topography to the 1976

- "El Niño", *Jour. Phys. Oceanogr.*, 9 (6), 1979, 1223-1231p.
80. WYRTKI, K.; STROUP, E.; PATZERT, W.; WILLIAMS, R. and QUINN, C. Predicting and observing "El Niño", *Science* vol. 191, 1976, 343-346p.
81. ZAMBRANO, E. Distribución de la temperatura superficial en el Pacífico Ecuatorial Oriental (1974-1976), *Acta Oceanográfica del Pacífico (Inocar)*, Guayaquil, 1980, 1-9p.
82. ZUTA, S.; ENFIELD, D.; VALDIVIA, J.; LAGOS, P. y ELANDIN, C. Aspectos físicos del fenómeno de "El Niño" 1972-73, Reunión de trabajo sobre el fenómeno conocido como "El Niño", Guayaquil-Ecuador, 4-12 de Diciembre de 1974. (1976), 3-61p.
83. ZUTA, S. y GUILLEN, O. Oceanografía de las aguas costeras del Perú, *Inst. Mar. Peru, Bol. N° 5*, 1970.