

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

TERMOCLINA Y CAPA DE MEZCLA EN UNA ZONA  
DEL PACIFICO TROPICAL ESTE

TESIS ,

que presenta para obtener el título de OCEANÓLOGO

HECTOR GUILLERMO MANZO MONROY

Ensenada, Baja California, Agosto de 1980.

## RESUMEN

En base a datos oceanográficos experimentales del mes de febrero de 1979 para una zona del Océano Pacífico Tropical Oriental presentados en forma de perfiles verticales y diagramas T-S, se identifica la extensión latitudinal del tipo de agua ecuatorial con temperatura de  $13^{\circ}\text{C}$ , y salinidad de  $34.9\text{‰}$ . Se identifica la surgencia por divergencia oceánica, denominada domo de Costa Rica.

Se comparan la profundidad experimental de la termoclina con la calculada en base a un modelo de capa de mezcla, planteando balance de energía térmica, mecánica y disipación.

## AGRADECIMIENTOS

La realización de la presente Tesis ha sido gracias a un programa de becas del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la participación dentro de la sección de Meteorología del mismo

Se agradece:

Consejo y asesoría a M. en C. Adela Monreal Gómez.

A compañeros del departamento de Oceanografía del CICESE, en facilitar programas de computación.

Así como a compañeros de travesía del Centro de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, en disponer de datos aquí utilizados.

A diversas personas que en diferente forma ayudaron a la realización de este trabajo.

## CONTENIDO

	<u>Página</u>
I. - INTRODUCCION	1
I.1. - Objetivo	2
I.2. - Area de Estudio	3
I.3. - Antecedentes	5
II. - MATERIALES Y METODOS	7
II.1. - Obtención de Datos	7
II.2. - Modelación	10
II.2.1. - Energía Cinética	16
II.2.2. - Energía Potencial	18
II.2.3. - Disipación	19
III. - RESULTADOS	23
III.1. - Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t	23
III.2. - Diagramas T-S	28
III.3. - Estabilidad	33
III.4. - Profundidad Experimental de la Termoclina	40
III.5. - Profundidad de la Termoclina Calculada por el Modelo	41
IV. - DISCUSION	54
V. - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	60
V.1. - Conclusiones	60
V.2. - Recomendaciones	61
LITERATURA CITADA	63

## LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
1.- Area de Estudio y Derrotero	4
2.- Modelo Esquemático de la Termoclina	12
3.- Valores de Disipación de Energía a Diferentes Profundidades	22
4.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t	24
5.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t	25
6.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t	26
7.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t	27
8.- Diagramas T-S	29
9.- Diagramas T-S	30
10.- Diagramas T-S	31
11.- Diagramas T-S	32
12.- Estabilidad Vertical de Lances Seleccionados	39
13.- Profundidad Calculada de la Termoclina	43
14.- Contornos de Temperatura, Transecto A	44
15.- Profundidad Calculada de la Termoclina	45
16.- Contornos de Temperatura, Transecto B	46
17.- Profundidad Calculada de la Termoclina	47
18.- Contornos de Temperatura, Transecto C	48
19.- Profundidad Calculada de la Termoclina	49
20.- Contornos de Temperatura, Transecto D	50
21.- Profundidad en Función de Contenido de Calor (eje vertical) contra Profundidad en Función de Radiación Solar (eje horizontal)	52
22.- Vectores de Viento Durante Transectos A, B, C y D	53

## LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>	<u>Página</u>
1.- Numero de Lance, Posición, Hora Local y Fecha	9
2. a.- Valores de Estabilidad	34
2. b.- Valores de Estabilidad	35
3.- Rangos de Valores de Estabilidad	36
4.- Valores de Parámetros y Profundidades Modeladas	51

## I. - INTRODUCCION

Actualmente existe un variado interés en el conocimiento de los procesos físicos de interacción entre el Océano-Atmósfera, considerándose desde diferentes puntos de vista, tanto en el aspecto teórico (Kraus, 1977) como en el práctico y directamente aplicable a varias áreas de la oceanología y meteorología, como es en pesquerías, navegación y predicción del clima. Esta interacción, como es transferencia de cantidad de movimiento, masa y energía térmica, comprende varias escalas de espacio y tiempo desde microescala, del orden de centímetros y segundos hasta escala planetaria del orden de miles de kilómetros y períodos inter e intra-anales.

La Atmósfera es la causante principal de la mayoría de los procesos dinámicos no estacionarios del océano, ya que casi todos los movimientos del agua de mar (con excepción de movimientos originados por mareas, corrientes locales en desembocaduras de ríos y tsunamis), son producidos por factores atmosféricos en los que están envueltos transferencia de cantidad de movimiento y en algún grado por flujos de masa y calor en la superficie del mar que causan estratificación oceánica e incrementan la energía potencial disponible a convertirse en energía cinética (de movimiento) en el mar, (Monin et. al 1977).

El Océano es la fuente principal de energía para la atmósfera, esta es en forma de calor latente presente en el vapor de agua y disponible a convertirse en energía libre utilizable en el movimiento de la atmósfera, tal fenómeno de transferencia de calor latente tiene lugar principalmente en el área tropical de los océanos. Debido a la transferencia de calor sensible, el mar también es determinante de la temperatura de la parte baja de la troposfera. En particular la respuesta de las capas superficiales del océano por interacción con la atmósfera, que produce mezcla oceánica por acción del viento, por efectos de la radiación solar directa y difusa es la formación de la capa de mezcla superficial y de la termoclina, tanto diurna como estacional y permanente.

Tal respuesta oceánica es posible describirla y explicarla en términos de un balance de energía mecánica y térmica, que se ha planteado en base a experimentos de laboratorio, mediciones experimentales y consideraciones

teóricas, expresándose tal balance por la siguiente relación, (Kraus y Turner, 1967).

$$W + G - D = 0 \quad (1)$$

Donde:

W: Transformación de energía potencial a cinética dentro de la capa de mezcla.

G: Entrada de energía cinética al sistema debido a la acción del viento.

D: Disipación de energía cinética por fricción molecular (dentro de la capa de mezcla).

### I.1.- Objetivo

El objetivo de la presente tesis es el de aplicar la hipótesis del balance de energía mecánica y térmica para describir las variaciones en el espacio de la profundidad de la capa de mezcla para una área del Océano Pacífico Tropical Este, analizando la estructura de temperatura, salinidad y densidad del agua de mar y la función de forzamiento de la atmósfera.

## 1.2. - Area de Estudio

El área de estudio del presente trabajo esta delimitada al NE por la línea de costa de Centro America, desde el sur de México ( $15^{\circ}\text{N } 95^{\circ}\text{O}$ ) y con límite al sur el paralelo de los  $3^{\circ}\text{N}$ , (figura 1).

Esta zona es de interés por varias razones:

a). - Por ser una área ciclogénetica en donde el gradiente horizontal de la temperatura de la superficie del mar es uno de los factores en la formación y trayectoria de los ciclones.

b). - Por la presencia de surgencias oceánicas (por causas eólicas y no eólicas), y frentes oceánicos siendo estos de importancia en las pesquerías. Tales eventos del Océano y la Atmósfera tienen efectos en las costas Mexicanas del Pacífico, ya que en su dinámica presentan desplazamientos latitudinales hacia el norte, por ejemplo, los ciclones y 'el antiniño', que es una intrusión de masa de agua tropical llegando hasta el Golfo de California causando alteración en la productividad primaria de la región (Baumgartner, comunicación personal).

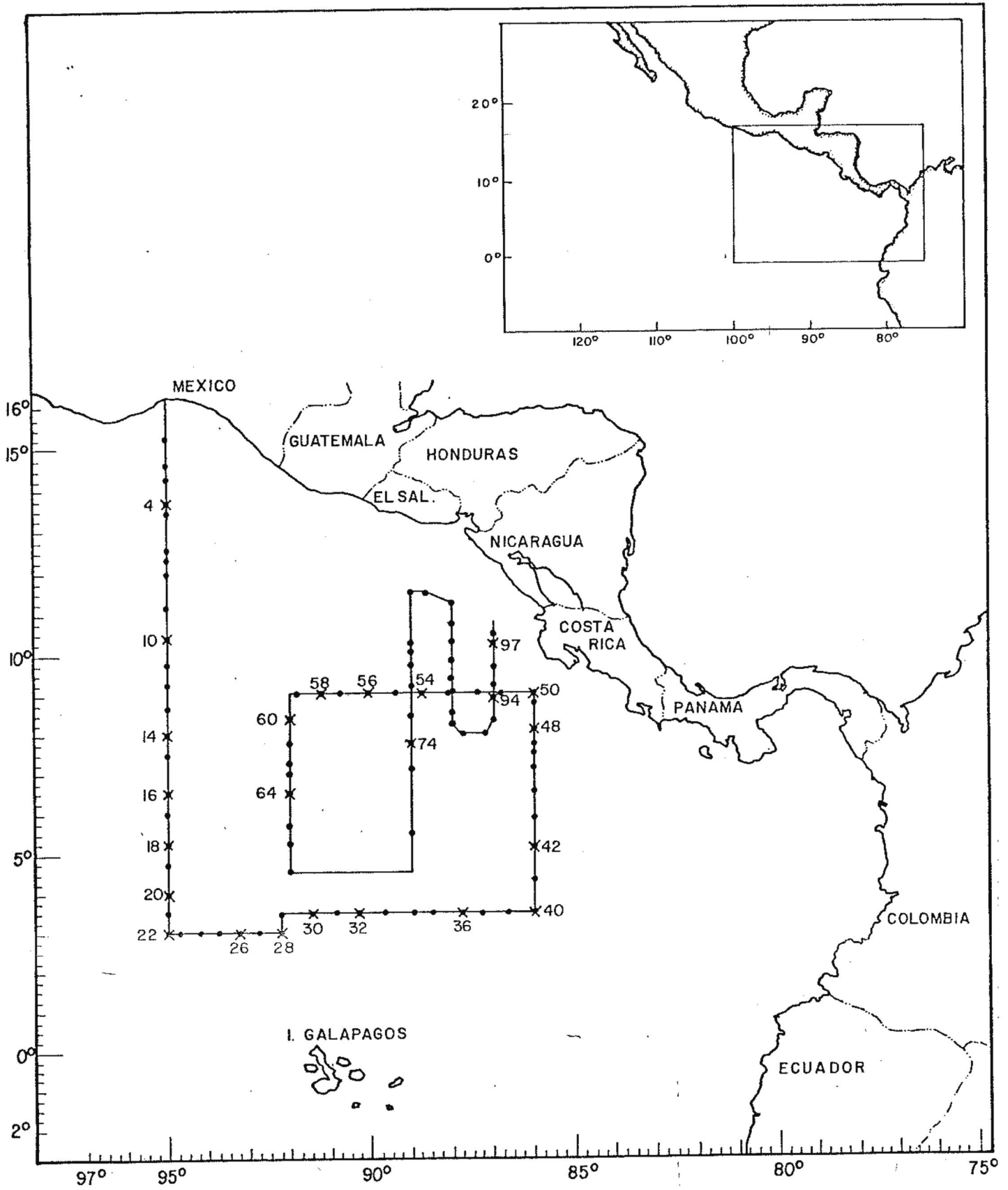


Figura 1.- Area de Estudio y Derrotero

### I.3. - Antecedentes

En función de la circulación superficial general del Océano Pacífico Tropical puede ser dividido en tres zonas:

1. - La parte central, con circulación predominantemente zonal.
2. - La parte este, donde el patrón de flujo es hacia el Ecuador
3. - La parte oeste, aquí el sistema de corrientes zonales se desintegra con flujo fuera del Ecuador.

El Pacífico Tropical Este es delimitado longitudinalmente por el meridiano  $140^{\circ}\text{O}$  y la costa de Centro America, latitudinalmente por los paralelos de  $25^{\circ}\text{N}$  y  $25^{\circ}\text{S}$ , (Wyrtki, 1966). Esta área ha sido estudiada en forma sistemática desde la década de los 50's, en relación inicial con la pesquería del atun. Cromwell (1958) publica cartas de la profundidad de la termoclina como promedios mensuales, encontrando que existe correlación entre tal profundidad y las corrientes oceánicas cuando estas son 'fuertes', además plantea una hipótesis de movimiento ageostrófico del denominado domo térmal de Costa Rica, en base a continuidad de masa.

La estructura térmica de esta zona es discutida por Wyrtki (1966), concluyendo que en la parte inter-tropical las características generales son de una capa de mezcla con temperatura casi constante y una termoclina permanente de poca profundidad con valores altos de estabilidad y una capa subsuperficial con disminución continua y lenta de la temperatura. Donde la topografía de la termoclina se caracteriza por una secuencia de elevaciones y depresiones en relación con el sistema de corrientes oceánicas y sus variaciones estacionales. Explicando también que el domo termal de Costa Rica con situación aproximada en los  $9^{\circ}\text{N}$ ,  $89^{\circ}\text{O}$ , presenta un movimiento ascendente en su centro y una circulación transversa (N-S), conectada con un flujo ciclónico alrededor del domo y que parece ser se encuentra en balance térmico por interacción con la atmósfera.

Los vientos en esta zona y sus variaciones (principalmente estacional) son los causantes

significantes de surgencias y de la intensidad del sistema de corrientes ecuatoriales. Asociados con las surgencias existen formaciones de giros de mesoescala (300 Km. de diámetro) cerca de las costas del Pacífico de Centro America con un ciclo anual siendo mas activo de Noviembre a Marzo, tales giros han sido observados por sensores térmicos del infra-rojo desde el satélite NOAA 4, (Stumpf y Legeckis, 1977).

Entre aproximadamente  $2^{\circ}\text{N}$  y  $10^{\circ}\text{N}$  en el Pacífico Este, la circulación superficial presenta variaciones estacionales considerables asociadas con fluctuaciones de la frontera Norte de la corriente del Perú y variaciones de la corriente y contra-corriente nor-ecuatorial, siendo la frontera entre estas dos masas de agua el llamado frente ecuatorial, (Pak y Zaneveld, 1974). Este se presenta en los primeros 100 m., siendo permanente. Tal frente tiene implicaciones biológicas por las características físicas de las aguas que separa.

Al Oeste de las islas Galápagos, el frente se presenta aproximadamente a los  $4^{\circ}\text{N}$  y la fuente de agua fría ( $T. < 23^{\circ}\text{C}$ ), parece ser de una surgencia ecuatorial asociada con divergencia inducida por viento y de la corriente ecuatorial subsuperficial (corriente de Cromwell). Al este de las Galápagos el frente se localiza entre los  $3^{\circ}\text{N}$  y  $3^{\circ}\text{S}$ .

La distribución de salinidad superficial y sus variaciones estacionales para el área entre los  $35^{\circ}\text{N}$  y  $45^{\circ}\text{S}$ , al Este de los  $150^{\circ}\text{O}$ ., es presentada en forma de cartas como promedios mensuales utilizando datos desde 1956 (Bennet, 1965), encontrando tres regiones de salinidad relativamente alta y tres de baja salinidad. La salinidad es alta en la parte noreste de la región, en el Golfo de California, y en particular, en el sur de los  $20^{\circ}\text{S}$ . Las áreas de baja salinidad aparecen adyacentes a los continentes en el norte y en el sur del área y esencialmente en una franja zonal a los  $10^{\circ}\text{N}$ .

La distribución de densidad y transporte de masa por las corrientes ecuatoriales en el Pacífico Este, es explicado en base al esfuerzo de viento aplicado a un océano baroclínico, por Sverdrup (1947), pero despreciando la transformación de energía por calentamiento y enfriamiento para las escalas de espacio consideradas.

## II. - MATERIALES Y METODOS

### II.1. - Obtención de Datos

Los datos de temperatura y salinidad del agua de mar, dirección y rapidez de viento utilizados en el presente trabajo son parte de los obtenidos durante los cruceros meteorológicos-oceanográficos, llevados a cabo a bordo del buque oceanográfico 'Mariano Matamoros' y que fueron denominados SOP I y SOP II (Período especial de observación I y II), estos formaron parte del programa FGGE - GARP (Primer experimento global del GARP- Programa de investigación atmosférica global), tales cruceros se efectuaron durante los meses de Enero-Febrero (SOP I) y Mayo-Junio (SOP II) de 1979.

Las mediciones de los parámetros meteorológicos se efectuaron por parte de la Sección de Meteorología del Departamento de Oceanografía Física del CICESE y por tripulación del buque. Los parámetros oceanográficos por el grupo del Laboratorio de Oceanografía Física del Centro de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM y tripulación del buque.

Para la presente tesis se utilizan en particular los datos obtenidos en el mes de Febrero que tuvo lugar del 5 de Febrero al 5 de Marzo de 1979. En la tabla 1 se muestran las coordenadas, fecha y hora correspondientes a las estaciones.

En tal crucero se recorrió una distancia aproximada de 4949 millas nauticas que cubrió una área de  $887.11 \times 10^3 \text{ km}^2$ .

LANCE	LATITUD		LONGITUD		HORA	FECHA
4	13	40	94	56	12	06/02/79
10	10	28	95	00	01	08/02/79
14	08	02	95	03	24	08/02/79
16	06	39	95	00	12	09/02/79
18	05	15	94	57	07	10/02/79
20	04	02	95	01	12	10/02/79
22	02	55	94	59	00	11/02/79
26	03	02	93	14	00	12/02/79
28	02	59	92	10	12	12/02/79
30	03	30	91	27	00	13/02/79
32	03	28	90	16	12	13/02/79
36	03	28	87	44	12	14/02/79
40	03	44	85	59	09	15/02/79
42	05	13	85	57	21	15/02/79
48	08	12	85	58	09	17/02/79
50	08	57	86	21	21	17/02/79
54	09	02	88	45	21	18/02/79
56	09	07	89	58	09	19/02/79
58	09	02	91	12	21	19/02/79
60	08	29	91	57	09	20/02/79
64	06	34	91	59	09	21/02/79
74	07	48	88	59	21	23/02/79
94	08	48	86	59	09	27/02/79
97	10	17	86	56	21	27/02/79

Tabla 1. Numero de lance , posición, hora local y fecha

En las estaciones oceanográficas se efectuaban las siguientes operaciones.

1. - Cala de botellas Niskin (3.5 lts.) con termómetros reversibles, normalmente las botellas se colocaban a 2, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 500 y 1000 m. a lo largo del cable hidrográfico. En forma alternada en las estaciones se calaba a diferentes profundidades.

2. - Extracción de muestras de agua de las botellas reversibles para determinación de salinidad.

3. - Lectura de los termómetros reversibles protegidos y no protegidos.

4. - Posicionamiento de la embarcación por medio del sistema Omega.

5. - Las mediciones de viento horizontal (rapidez y dirección) se obtuvieron utilizando un anemómetro de 3 conos y veleta, montado aproximadamente a 10 m. sobre la superficie del mar, las lecturas se efectuaban cada hora.

El procesamiento primario de las observaciones se efectuó por procedimientos convencionales por parte del Centro de Ciencias del Mar y Limnología (citado por Emilsson et. al. 1970). Siendo lo siguiente: La profundidad de los niveles de observación se determinó mediante los termómetros no protegidos, la longitud y ángulo de inclinación (con respecto a la vertical) del cable hidrográfico. Para la obtención de la temperatura se corrigió debidamente la lectura de los termómetros de inversión mediante gráficas especiales. La precisión de los valores de temperatura utilizando este método es de 0.02 C. La salinidad se determinó mediante el método de conductividad eléctrica empleando un salinómetro de inducción. La conversión de la conductividad relativa a salinidad se hizo mediante las tablas de la UNESCO (1966), teniendo una precisión de 0.003 partes por mil.

Las lecturas de dirección y rapidez de viento se corrigieron por la velocidad del buque por medio del método de diagrama de vectores, con este método convencional se obtiene una precisión de 10 grados en dirección y 50 % en rapidez para  $U < 3$  m/s, disminuyendo a 10 % para  $U = 10$  m/s para observaciones en alta mar.

## Estabilidad

La estabilidad es representada por:

$$E = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1}{\rho} \frac{\Delta \rho}{\Delta z} = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad (2)$$

$$E = \frac{1}{\rho} \left[ 10^3 \frac{d\sigma_t}{dz} + \frac{d\rho_{s,D}}{ds} \frac{ds}{dz} + \frac{d\rho_{T,D}}{dT} \frac{dT}{dz} + \frac{d\rho}{dT} \frac{d\theta}{dz} \right] \quad (3)$$

( $\rho_{s,D}$ ,  $\rho_{T,D}$ ) representan anomalías de densidad como función de salinidad (S), presión (D, metros dinámicos), y de temperatura (T),  $\theta$  representa temperatura potencial. La estabilidad entre la superficie y 100 m. esta dada por el primer término del lado derecho de (3), entre 100 y 2000 m. de profundidad es necesario utilizar los tres primeros términos y en aguas mas profundas todos ellos. Para fines prácticos, si  $10^{-3} d\sigma_t/dz < 4 \times 10^{-7}$  es de considerar la influencia de los otros términos (Askren y Badan, 1978). En el presente trabajo se calcula la estabilidad con la fórmula aproximada.

$$E = 10^5 \frac{d\sigma_t}{dz} \approx 10^5 \frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z} \quad (3')$$

## II.2. - Modelación

Un modelo es una imitación ó representación aproximada de un prototipo, el que significa, un concepto, un objeto, un sistema ó un proceso. En un modelo matemático la representación del prototipo es simbólica, en términos matemáticos se incluyen variables, parámetros y relaciones como ecuaciones o desigualdades.

Para el caso de la Oceanografía física el prototipo general es la circulación oceánica y las relaciones matemáticas utilizadas son las ecuaciones de Navier-Stokes simplificadas, para tal circulación es reconocido el papel del océano superior como capa límite en los modelos de circulación oceánica general, para los cuales no existe una representación adecuada de los procesos de escala corta de espacio y tiempo como son

los movimientos de la capa de mezcla (problema de mezcla vertical) y de los giros de mesoescala (problema de mezcla horizontal).

La capa superficial del mar con un grosor aproximado de 50 a 100 m. presenta variación temporal y espacial, esta zona se encuentra en estado turbulento con presencia de giros de diferentes dimensiones, desde la escala misma de la profundidad de la capa de mezcla hasta del orden de centímetros.

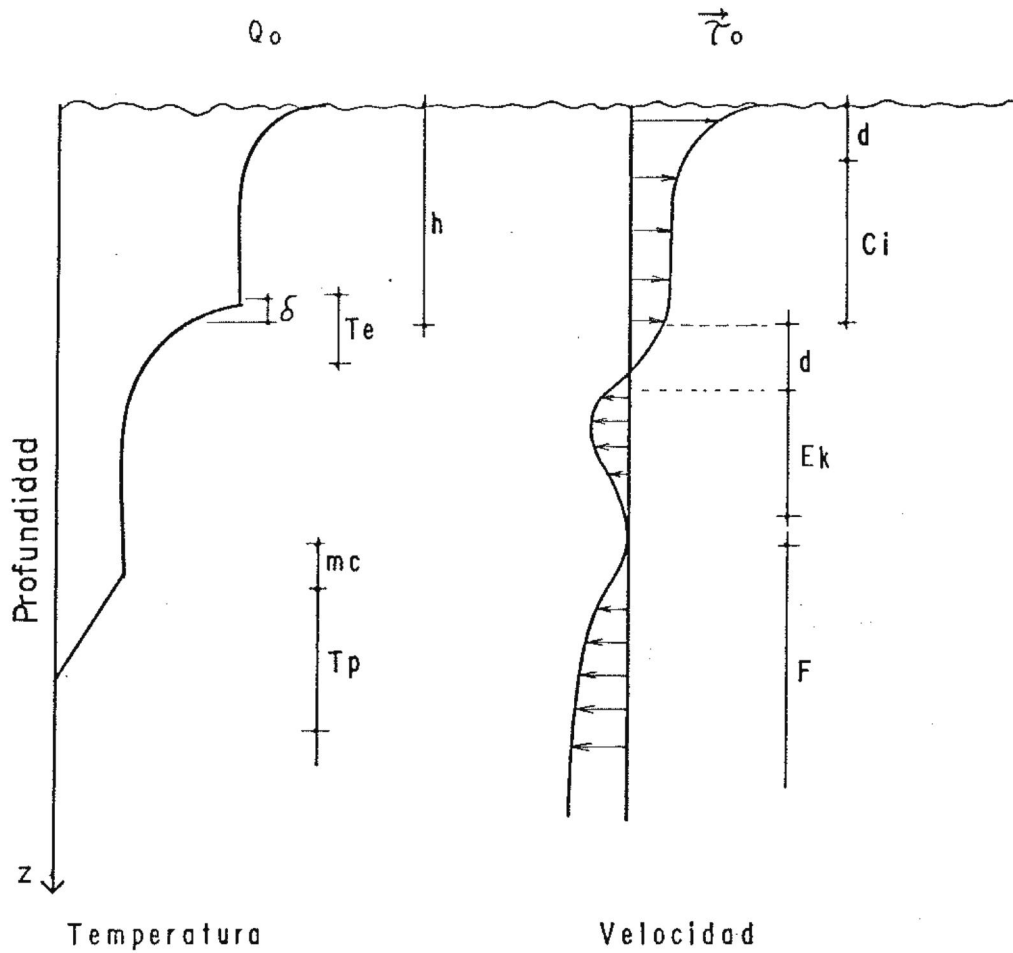
Para el mantenimiento del estado turbulento de la capa, existen dos zonas de generación de energía de perturbación (Energía Cinética Turbulenta  $E_k'$ ), (figura 2).

- 1.- La zona dominada por el oleaje superficial producido por el viento
- 2.- La zona de esfuerzo cortante entre el fondo de la capa de mezcla y techo de la termoclina.

Entre estas dos zonas se considera que las corrientes, temperatura y salinidad son independientes de la profundidad.

'La interface de la termoclina es una zona de abordamiento en la que existe un transporte finito de calor y cantidad de movimiento horizontal. Este transporte de cantidad de movimiento es usado para acelerar el flujo horizontal bajo la interface a un valor dentro de la capa de mezcla, y el flujo vertical de calor es usado para elevar la temperatura del valor del techo de la termoclina a un valor homogéneo dentro de la capa de mezcla', (Niiler, 1975).

Dentro de la modelación de las capas superiores del océano se hace la aproximación de un comportamiento estadísticamente homogéneo en la horizontal de las variables oceanográficas, significando que no se consideran las derivadas horizontales en el tratamiento matemático incluyendo únicamente los cambios en la vertical. En los modelos utilizados se plantea la evolución de los campos de velocidad y densidad, para esto se emplean en su descripción un conjunto de ecuaciones de conservación en una dimensión.



$Q_0$ : Entrada neta de energía calorífica

$h$ : Capa de mezcla

$\delta$ : Zona de Abordamiento

$T_e$ : Termoclina Estacional

$mc$ : Profundidad de mezcla convectiva

$T_p$ : Termoclina permanente

$\vec{\tau}_0$ : Esfuerzo de viento

$d$ : Zona de producción de energía de perturbación

$C_i$ : Capa inercial

$E_k$ : Capa Turbulenta de Ekman

$F$ : Flujo geostrofico

Figura 2.- Modelo Esquemático de la Termoclina

El problema fundamental de modelación de la capa límite atmosférica ó de la capa superficial del océano es la parametrización de los procesos turbulentos que transfieren calor y cantidad de movimiento verticalmente, (Niiler, 1977). Por lo que en la solución de las ecuaciones de evolución se tienen que expresar explícitamente los flujos turbulentos, esto se ha hecho desde diferentes puntos de vista, (Niiler y Kraus, 1977).

- 1.- Soluciones determinísticas
- 2.- Modelos de cerradura de turbulencia
- 3.- Hipótesis de longitud de mezcla y coeficientes de giro
- 4.- Modelos de capa de mezcla

Cosiderando a los modelos de capa de mezcla lo esencial es la existencia de un flujo de energía turbulenta.

#### Modelo Unidimensional de la Termoclina

Como primer modelo dependiente del tiempo de la profundidad de la capa de mezcla y temperatura superficial del mar es el desarrollado por Kraus y Turner (1967), sin embargo no incluye valores por efectos de disipación y que pueden tener significancia para los resultados que obtiene.

El siguiente modelo de la profundidad de la capa de mezcla y temperatura de la misma es unidimensional, basado en relaciones de energía.

El calentamiento no adiabático a una profundidad  $z$  bajo la superficie del mar puede ser descrito por la expresión.

$$Q^* = \beta S^* e^{-\beta z} + 2 E^* \delta(z) \quad (4)$$

El primer término de la derecha representa la convergencia de la componente de penetración  $S^*$  de la radiación solar. Bajo una profundidad de aproximadamente 10 cm., la absorción de esta radiación viene siendo aproximadamente isotrópica y exponencial

con una escala de longitud Beta de 10 a 20 m. para el océano abierto. El último término de la expresión (4) considera los intercambios de calor con la atmósfera por el flujo  $B^*$  debido a radiación infra-roja, calor sensible y evaporación. La función delta de Dirac expresa el hecho de que estos procesos suceden en la superficie, siendo su integral.

$$\int_0^h \delta(z) dz = \frac{1}{2} \quad (5)$$

para todo  $h > 0$ . Se utilizan nuevas variables por la siguiente transformación.

$$Q^*, S^*, B^* \equiv \rho C(Q, S, B) \quad (6)$$

con diferentes unidades,  $\rho$ : densidad,  $C$ : calor específico. La ecuación de energía térmica puede ser escrita de la siguiente forma

$$\frac{dT}{dt} + \frac{\partial (\overline{w'T'})}{\partial z} = Q \quad (7)$$

Las primas significan variación del promedio.

Dentro de la capa de mezcla superficial, la temperatura  $T_s$  es casi constante con profundidad. Integrando (7) y utilizando (4).

$$\frac{dT_s}{dt} z + (\overline{w'T'})_z = S + B - S e^{-\beta z} \quad (8)$$

La capa isoterma tiende a disminuir en grosor si la convección penetrativa no alcanza la profundidad total  $h$ . Por otro lado aumenta en grosor por abordamiento de agua si el flujo de calor hacia abajo es mayor que cero al nivel  $h$ , el agua así abordada se calentará de su temperatura  $T_h$  bajo la capa a la temperatura  $T_s$  de la capa de mezcla superficial. Formalmente.

$$(\overline{w'T'})_h = -\Lambda (T_s - T_h) \frac{dh}{dt} \quad (9)$$

La función unitaria Heaviside ( $\Lambda$ ) se define como.

$$\Lambda \equiv \Lambda \left( \frac{dh}{dt} \right) = \frac{1}{0} \quad \text{para } \frac{dh}{dt} \geq 0 \quad (10)$$

Aplicando (8) a toda la profundidad de la capa  $h$  se obtiene

$$h \frac{dT_s}{dt} + \Lambda (T_s - T_h) \frac{dh}{dt} = S + B - S e^{-\beta h} \simeq S + B \quad (11)$$

ya que  $h > 1$  abajo del nivel  $h$ . Despreciando cambios de densidad por cambios de salinidad, la transformación de energía potencial a energía cinética por convección dentro de la capa esta dada por

$$W^* = -g\alpha \int_0^h (\overline{w'T'}) dz \quad (12) \quad 9$$

donde el coeficiente de expansión es:

$$\alpha = \rho^{-1} \frac{d\rho}{dT} \quad (13) \quad 10$$

El balance de energía mecánica se expresa por.

$$W^* + G^* - D^* = 0 \quad (14) \quad 11$$

Denotando la disipación dentro de la capa por  $D^*$  y la entrada de energía cinética por el viento como  $G^*$ . De la ecuación (8) y (11), se obtiene.

$$W = W^*/g\alpha\rho = - \int_0^h (\overline{w'T'}) dz \quad (15) \quad 12$$

$$- \int_0^h (\overline{w'T'}) dz = \int_0^h h \left( \frac{dT_s}{dt} \right) dz - \int_0^h (s+B) dz + \int_0^h s e^{-\beta z} dz \quad (16) \quad 13$$

por otro lado

$$h(s+B) \approx h^2 \frac{dT_s}{dt} + -\Lambda (T_s - T_w) h \frac{dh}{dt} + \frac{s}{\beta} \quad (17) \quad 14$$

substituyendo en (15).

$$- \int_0^h (\overline{w'T'}) dz = \frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 - h^2 \frac{dT_s}{dt} - \Lambda (T_s - T_w) h \frac{dh}{dt} + \frac{s}{\beta} \quad (18) \quad 15$$

finalmente tenemos que

$$\frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 + \Lambda (T_s - T_w) h \frac{dh}{dt} = G - D + s/\beta \quad (19) \quad 16$$

El primer término representa el cambio de energía potencial asociado con el cambio en la temperatura de la capa de mezcla, el segundo, el cambio de energía potencial por abordamiento de agua abajo del nivel  $h$ . Los términos de la derecha están relacionados con la mezcla mecánica, disipación y convección por calentamiento interno.

La ecuación (11) para el balance de energía térmica y (19) para la energía mecánica permiten el cálculo de la profundidad de la capa  $h$  y de la temperatura  $T_s$ , en función del tiempo con entradas generales de energía, considerando que se conoce la disipación. Es conveniente transformar (11) y (19). Resolviendo simultáneamente.

$$h \frac{dT_s}{dt} + -\Lambda (T_s - T_w) \frac{dh}{dt} = s + B$$

$$\frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 + -\Lambda (T_s - T_w) h \frac{dh}{dt} = G - D + s/\beta$$

multiplicando (11) por  $(-h/2)$  y sumando las dos ecuaciones.

$$\frac{1}{2} -\Lambda (T_s - T_w) h \frac{dh}{dt} = G - D + S/\beta - \frac{h}{2} (S + B) \quad (20) \quad 17$$

despejando.

$$-\Lambda \frac{dh}{dt} = \frac{1}{(T_s - T_w)} [2(G - D + S/\beta) - (S + B)h] \quad (21)$$

multiplicando (11) por  $(h)$  y restando

$$\frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 = h(S + B) - (G - D + S/\beta) \quad (22)$$

despejando

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{2}{h^2} [h(S + B) - (G - D + S/\beta)] \quad (23)$$

cuando  $dh/dt < 0$ ,  $-\Lambda = 0$  y el numerador del lado derecho de (21) debe ser cero por lo tanto

$$h = \frac{2(G - D + S/\beta)}{(S + B)} \quad (24)$$

introduciendo (24) en (23) se obtiene

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{2(G - D + S/\beta)}{h^2} \quad (25)$$

De observaciones se concluye que en el área del Pacífico Tropical Este la termoclina es permanente por lo que se puede asumir que  $dh/dt = 0$  en la ecuación (21) de donde se utiliza la ecuación (24) para calcular la profundidad de la termoclina como función del espacio.

## II. 2. 1 Energía Cinética.

El parámetro de entrada de energía cinética por el viento,  $G$  en la ecuación (14) es derivado de la siguiente forma. El esfuerzo del viento  $\tau$ , efectúa trabajo en todo el fluido bajo un nivel 'Z' a una razón  $\tau U_z$ , donde  $U_z$  es la velocidad promedio a este nivel. En la parte superior de la subcapa viscosa en el aire la velocidad promedio del viento es del orden  $(\tau/\rho_a)^{1/2} = U_*$ ,  $\rho_a$ : densidad del aire, así el trabajo efectuado por el esfuerzo promedio a este nivel es aproximadamente  $\tau U_*$ . Sin embargo, la mayoría de esta entrada de energía no es transmitida al cuerpo de agua abajo, siendo disipada dentro de una doble subcapa

viscosa en el agua y el aire. De la misma forma se puede definir una velocidad de fricción  $v_*$  para el agua, que es característica para el borde de la subcapa en el agua. Como el esfuerzo es constante a través de la región interfacial se tiene.

$$\tau = \rho_a U_*^2 = \rho v_*^2 \quad (26)$$

por lo tanto.

$$v_* = U_* \sqrt{\rho_a / \rho} \approx 0.035 U_* \quad (27)$$

Luego la entrada de energía mecánica bajo la subcapa viscosa es del orden.

$$G_* = \tau v_* = \rho_a U_*^3 \sqrt{\rho_a / \rho} \quad (28)$$

y para la cantidad  $Q$  se obtiene.

$$G = G_* / g \alpha \rho = \left( \frac{\rho_a}{\rho} \right)^{3/2} \frac{U_*^3}{g \alpha} \quad (29)$$

La velocidad de fricción  $U_*$  se obtiene a partir de las mediciones de viento a una altura estandar de 10 m. sobre la superficie del mar, utilizando la relación.

$$U_*^2 = C_{10} U_{10}^2 \quad (30)$$

Donde el coeficiente de arrastre  $C_{10}$ , presenta ligera dependencia con respecto a la intensidad del viento, (Sheppard, 1958, citado por Kraus, 1967).

$$C_{10} = (0.80 + 0.00114 U_{10}) 10^{-3} \quad (31)$$

Para el rango de condiciones mas frecuentes de viento encontrado en la zona de estudio,  $300 \leq U_{10} \leq 800$  cm/s, se obtienen valores de  $(.8 \leq C_{10} \leq 1.7) \times 10^{-3}$ , utilizando un valor promedio de  $C_{10} = 1.1 \times 10^{-3}$  en la ecuación (30).

De los datos originales de viento con mediciones horarias, se promediaron con intervalos de 6 horas, centrandolo el período a la hora de efectuarse la estación oceanográfica, utilizando este valor para la obtención del parametro de energía cinética,  $Q$ , para cada estación.

### II.2.2. - Energía Potencial

La energía potencial para una columna de agua de profundidad 'h' es definida (Turner, 1969), como:

$$E_p = -g\alpha \int_0^h (T - T_d) h dh \quad (32)$$

$\alpha$  : coeficiente de expansión.

g: aceleración de la gravedad.

$T_d$ : temperatura a una profundidad no afectada por procesos con la atmósfera en la escala del tiempo considerado.

T: temperatura a la profundidad z.

En el modelo considerado se tiene la suma de tres términos para expresar el cambio de energía potencial, ecuación (19).

Se puede expresar el hecho físico de que la entrada de energía calorífica Q, en la superficie del mar después de un cierto intervalo de tiempo va a ser almacenada en la columna de agua 'h',  $Q = (S+B)h$ , la cual es directamente proporcional a la energía potencial, ecuación (32), se puede aproximar a:

$$(S+B)h \approx \left(\frac{\partial}{\partial t}\right) \int_0^d (T - T_d) h dh \quad (33)$$

multiplicando por (1/h) se tiene:

$$(S+B) = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right) \int_0^d (T - T_d) dh \quad (34)$$

Empleando ambos términos en la ecuación (24), para el cálculo de 'h'. Los valores numéricos del término (S+B), son tomados de la literatura (Hastenrath, 1976), como promedio para el mes de febrero para las posiciones de las estaciones

Los valores del término del lado derecho de la ecuación (34) son calculados de datos experimentales, considerando a la profundidad Z( $T_d$ ), como aquella no afectada por interacción con la atmósfera, asumiendo un valor de 50 m., para la zona de estudio y un intervalo de tiempo de 120 días.

### II. 2. 3. - Disipación

La disipación es definida como la pérdida ó transformación de energía cinética turbulenta a calor por fricción molecular, a generación de ondas internas y a energía potencial (ej. por transporte de calor hacia abajo de cerca de la superficie, donde es absorbido). Por análisis dimensional se propone (Kraus, 1972), que:

$$D \propto \frac{b^3}{L_e} \quad (35)$$

donde:

b: velocidad característica de los giros grandes que contribuyen con la fracción principal de energía cinética por unidad de masa dentro de la capa de mezcla, y es definida por:  $Re \propto b L_e / \nu$ .

$L_e$ : longitud característica del tamaño de los giros grandes dentro de una escala de profundidad característica del corte de flujo promedio, considerada como la profundidad de la capa de mezcla.

Los valores de razón de disipación (D) por viscosidad se obtienen directamente por mediciones con flujometro de película caliente, descrito por Grant et. al., (1962), (citado por Grant et. al., 1968).

Existe un rango relativamente grande de valores medidos directamente, de  $10^{-5} < D < 10^{-2}$ ,  $\text{erg} \times \text{gr}^{-1} \times \text{s}^{-1}$ , con valores mas frecuentes en el rango de  $10^{-4} < D < 10^{-2}$ , en la figura 3 se presentan valores reportados por diferentes autores.

La razón de perdida de energía cinética a ondas internas no se ha estimado, no existiendo evidencias de que esta perdida sea significativa comparada con la perdida por viscosidad.

La razón de perdida de energía cinética a energía potencial, debido a los giros contra la gravedad es aproximadamente de 1 % de la disipación por viscosidad (Woods, 1977).

La disipación y su parametrización puede ser dividida en tres tipos, (Stevenson, 1979).

1. - Una fracción de la energía cinética generada

por el viento es disipada en la región dominada por el oleaje superficial, esta es parametrizada por un término directamente proporcional a la energía cinética debido al viento, (Kraus, 1972).

$$D1: \quad \epsilon = \frac{v_*^3}{kz} \quad (36)$$

$v_*$ : velocidad de fricción dentro de la capa de mezcla,  $v_* \simeq .035 U_{10}$ .

$k$ : constante von karman, valor = .4

$z$ : profundidad característica de esta región, aproximadamente de 5 a 10 m.

2. - Parte de la  $Ek'$  que es transportada desde la región dominada por olas superficiales hacia la capa de mezcla es disipada en esta, la integral vertical es parametrizada como:

$$D2: \quad \epsilon \equiv \int_0^h (\epsilon - \epsilon_0) \simeq \epsilon_0 h \quad (37)$$

Cuya amplitud no esta directamente relacionada con la turbulencia generada por el viento (Niiler, 1977).

3. - Durante la época de enfriamiento parte de la energía cinética producida por convección es disipada, expresada como una fracción de la transformación de energía potencial a energía cinética.

D3:

Teniendo que la disipación total dentro de la capa de mezcla es la suma de estos tres términos.

El valor de disipación aquí utilizado se obtiene de la siguiente forma:

D1: Se calcula de la ecuación (36) asumiendo una profundidad de  $z(\text{olas}) = 5$  m.

D2: de la ecuación (37), con valores promedio de  $D2 = 10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-3}$  tomado de la literatura (ver figura 2).

D3: Este término se desprecia por las siguiente

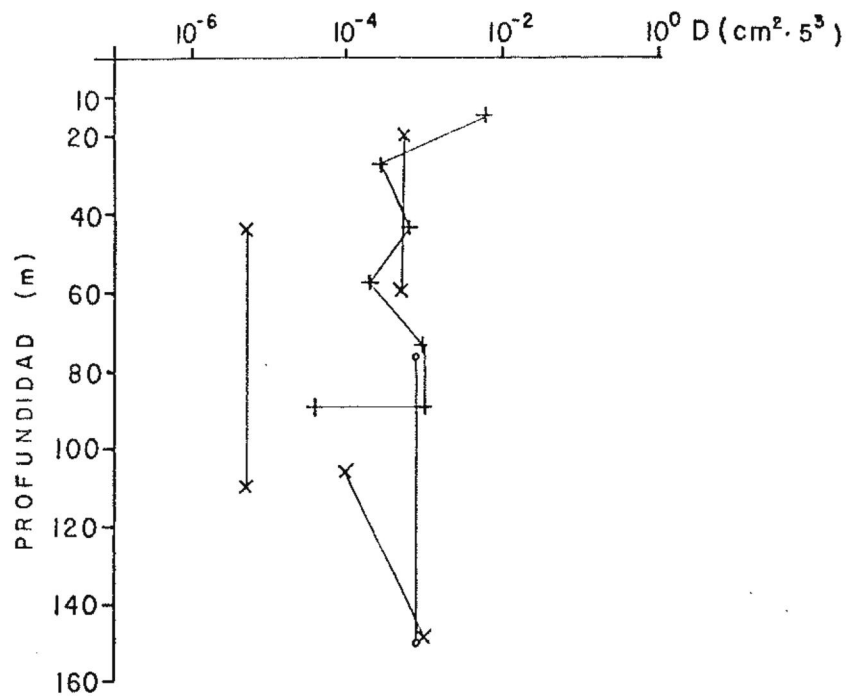
razón: Para la zona de estudio no existe una variación temporal significativa de la temperatura superficial del mar y temperatura de la atmósfera, que causarían un flujo superficial de flotabilidad, para el período considerado ( $\sim 1$  mes).

Expresando a la disipación como:

$$D \text{ total} = D1 + D2$$

cuyo valor es utilizado en la ecuación (24).

Para la obtención del valor numérico del término  $S/\beta$ , convección dentro de la capa de mezcla por calentamiento interno, se considera un valor de penetración de radiación ( $S^*$ ), de 414 cal cm. día, para la zona de estudio y la época del año, (Kondratyev, 1969), y una escala de longitud de penetración Beta igual a 20 metros. Con lo que se obtiene un valor de  $9.14 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}$ , que es utilizado en la ecuación (24).



VALORES DE DISIPACION VS. PROFUNDIDAD

(X) OSBORN (1980) SUBCORRIENTE ECUATORIAL DEL ATLANTICO  $D (\text{cm}^2 \cdot \text{S}^{-3})$   
 1.- SOBRE EL NUCLEO  $20 \leq Z \leq 60 \text{ m.}$   $3 \times 10^{-3}$   
 2.- EN EL NUCLEO  $42 \leq Z \leq 110 \text{ m.}$   $3 \times 10^{-5}$   
 3.- BAJO EL NUCLEO  $106 \leq Z \leq 148 \text{ m.}$   $10^{-4} \rightarrow 10^{-3}$

(+) GRANT et. al. (1968) PACIFICO NORTE  
 15 m.  $2.5 \times 10^{-2}$   
 27 m.  $5.2 \times 10^{-3}$   
 43 m.  $2.3 \times 10^{-3}$   
 58 m.  $3.7 \times 10^{-3}$   
 73 m.  $1.9 \times 10^{-3}$   
 89 m.  $1.1 \times 10^{-3}$   
 90 m.  $1.0 \times 10^{-3}$   
 90 m.  $4.8 \times 10^{-4}$

(o) JONES (1973) CORRIENTE DE CROMWELL, PACIFICO  
 ( $0^{\circ} 07' \text{ S.}, 97^{\circ} 40' \text{ W.}$ ) 9 VALORES  
 $75 \leq Z \leq 150$   $1.3 \times 10^{-3}$   
 $\pm 5.6 \times 10^{-4}$

Figura 3.- Valores de Disipación de Energía a Diferentes Profundidades

### III. - RESULTADOS

#### III.1. - Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t

Las variables oceanográficas, Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), Salinidad ( $\text{‰}$ ) y la función de estas Sigma-t, se presentan en graficas de la forma de perfiles verticales, (figuras 4,5,6 y 7). Observandose las siguiente características generales.

1.- Una capa superficial cuasi homogénea de poca profundidad, de 30 a 75 m., o ausente en algunos lances, esta capa superficial denominada capa de mezcla presenta valores de temperatura típicamente mayores de  $25^{\circ}\text{C}$  (rango de  $25.6^{\circ}$  a  $28.9^{\circ}\text{C}$ ). Las salinidades muestran una variación grande, de un mínimo de  $31.60 \text{‰}$  en el lance 26 a un máximo de  $34.30 \text{‰}$  en el lance 97. Los valores de sigma-t superficiales se encuentran en el rango de 19.05 unidades en el lance 32 a un valor de 22.64 en el lance 97. Entre esta capa de mezcla y una agua subsuperficial se encuentra un gradiente pronunciado de las variables temperatura, salinidad, y sigma-t, denominandosele la termoclina, haloclina y picnoclina respectivamente teniendo el centro de estas a profundidades entre los 30 y 70 m.

2.- Bajo la termoclina, entre aproximadamente los 70 y 300 m., el perfil de temperatura tiene poca variación, alrededor de los  $12^{\circ}\text{C}$ , la salinidad presenta sistemáticamente un valor máximo, de  $34.9 \text{‰}$  a una profundidad aproximada de 75 a 150 m. Los valores de sigma-t tienden a aumentar ligeramente en esta agua subsuperficial.

3.- Para profundidades entre los 300 y 500 m., el gradiente negativo de temperatura tiende a un incremento con valores que van de  $11^{\circ}\text{C}$  a  $8^{\circ}\text{C}$ . La salinidad paulatinamente va disminuyendo de aproximadamente  $34.9 \text{‰}$  a  $34.6 \text{‰}$ . Los valores de sigma-t presentan un aumento vertical de alrededor de 26.5 (300 m.) hasta aproximadamente 27.0 (500 m.).

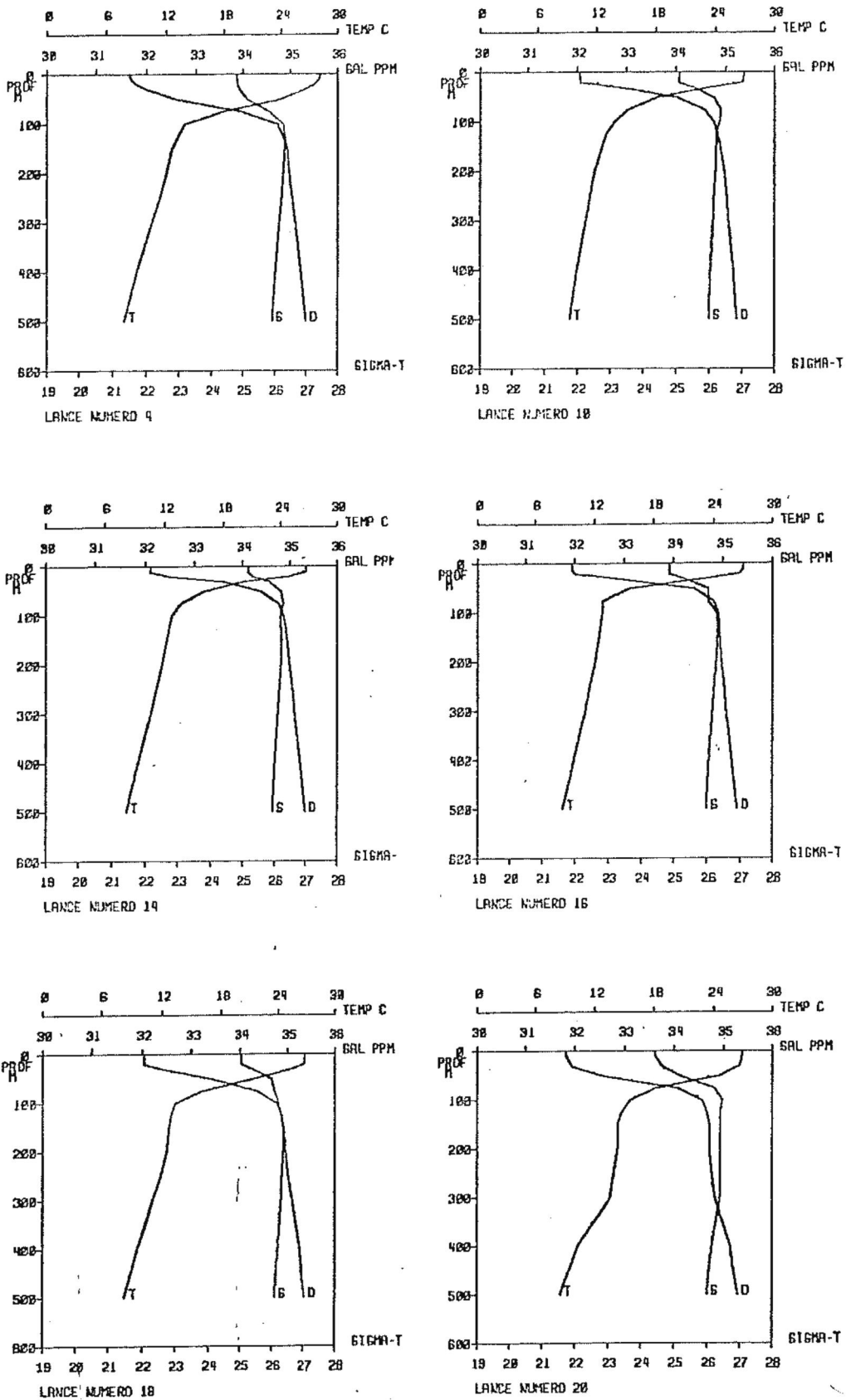


Figura 4.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t

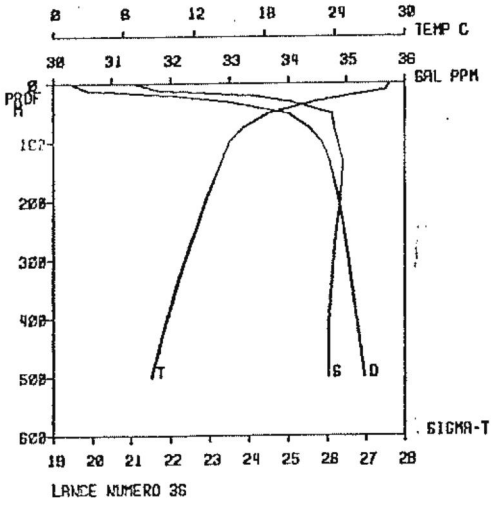
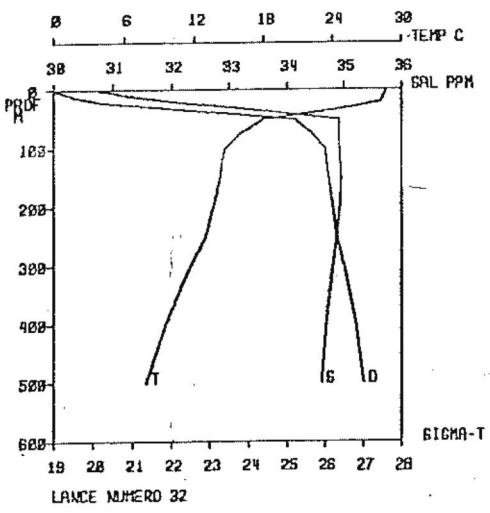
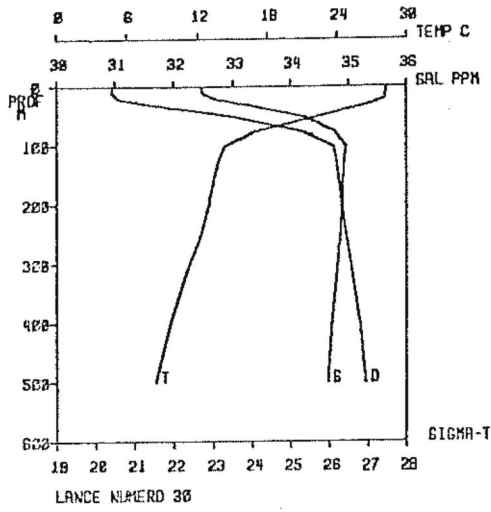
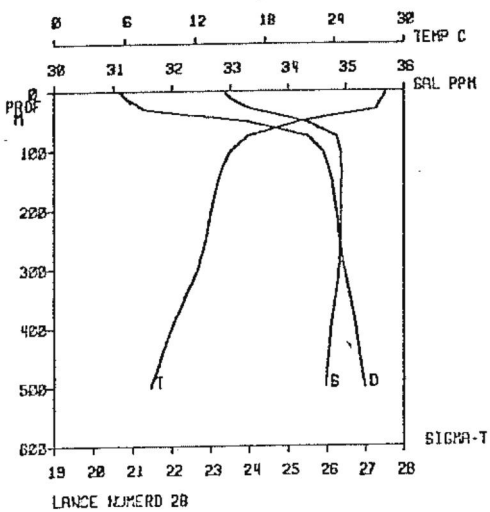
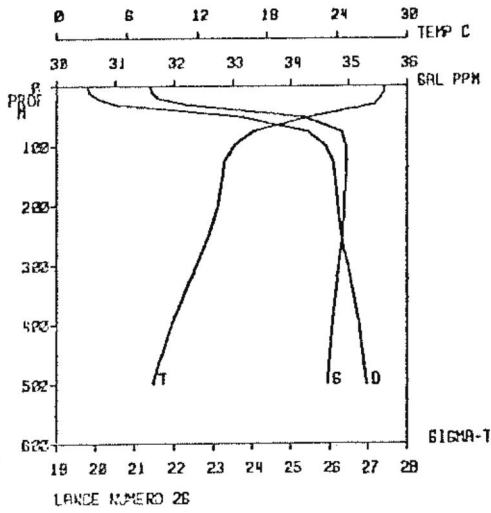
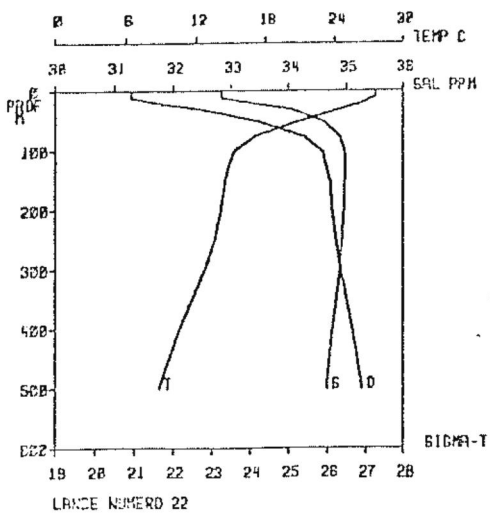


Figura 5.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t

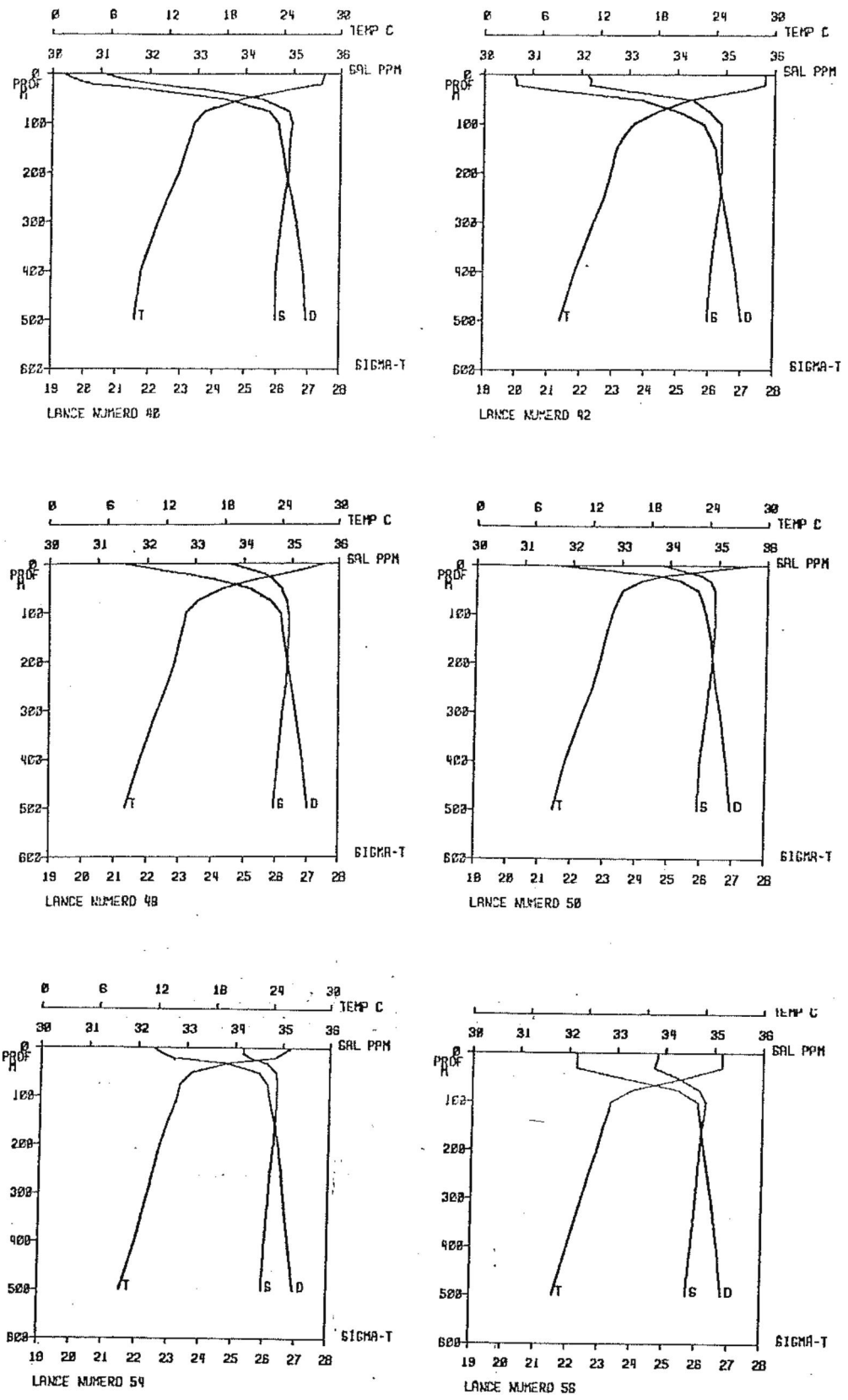


Figura 6.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t

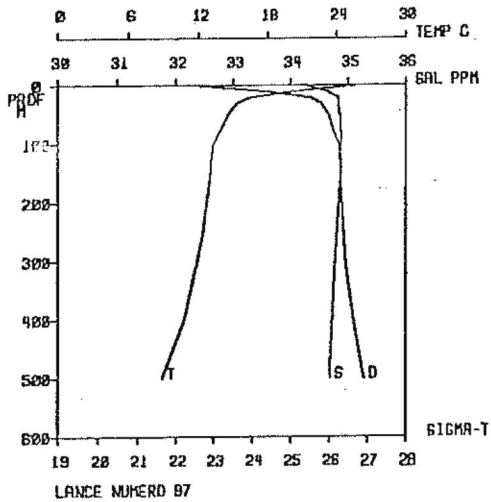
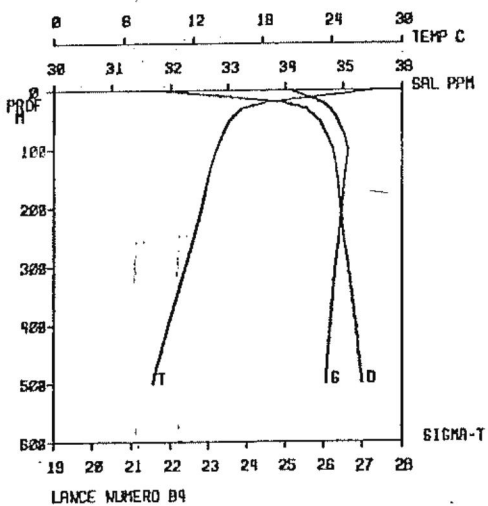
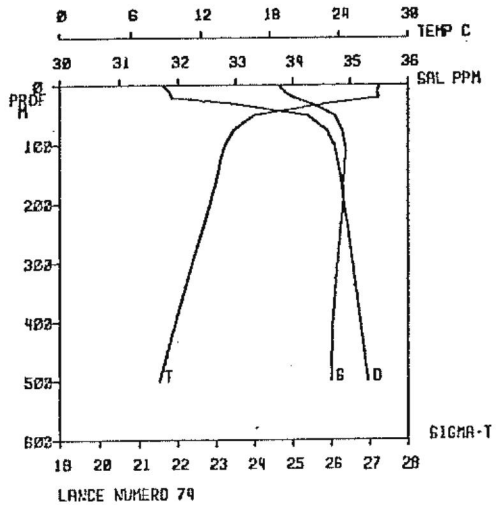
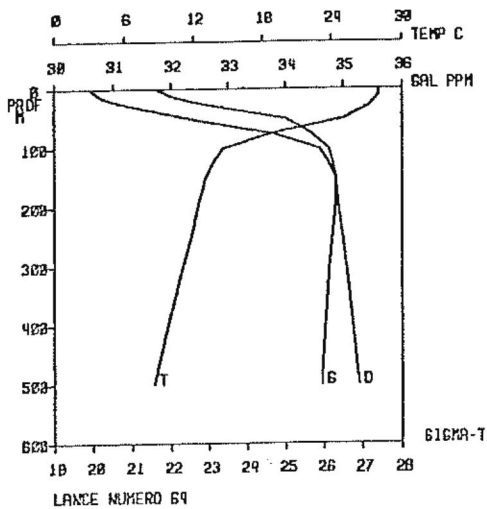
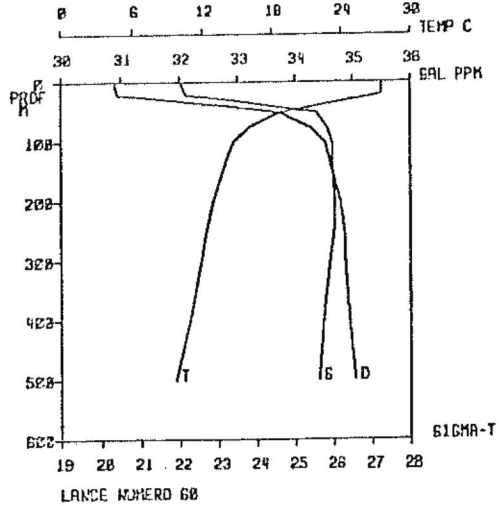
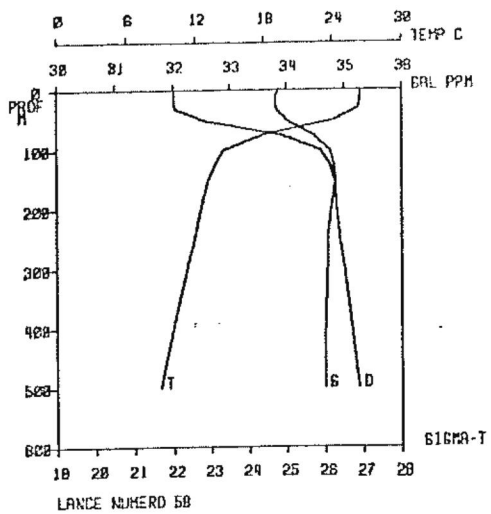


Figura 7.- Perfiles de Temperatura, Salinidad y Sigma-t

### III.2. - Diagramas T-S

Por cada lance se presentan los valores de temperatura vs. salinidad en las figuras 8, 9, 10 y 11. Donde se observa lo siguiente.

1. - Para el agua superficial, temperaturas mayores de  $25^{\circ}\text{C}$  en todos los lances y salinidades con dos características: primero. Valores mayores de  $33.5\text{‰}$  en las primeras 6 estaciones ( 4, 10, 14, 16, 18 y 20) tambien presentan estos valores los lances 48, 50, 54, 56, 74, 94 y 97. Segundo. Presencia de agua con valores menores de  $33.5\text{‰}$  en los lances restantes, 22, 26, 28, 30, 32, 36, 40 42, 60 y 64.

Esta agrupación de valores de salinidad y temperatura la podemos designar no estrictamente como un tipo de agua superficial 'A'

2. - Se presenta una agrupación típica de valores aproximadamente entre los  $13^{\circ}\text{C}$  y los  $15^{\circ}\text{C}$ , y de salinidad entre  $34.8\text{‰}$  y  $35.1\text{‰}$ , esta característica se aproxima mas a lo que se denomina un tipo de agua, llamandosele tipo 'B'. En los diagramas se marca la profundidad de máxima salinidad que varia por lance entre los 75 y 200 m. La línea que une los dos tipos de agua A y B presenta variaciones en su inclinación por el rango amplio de salinidades superficiales entre los diferentes lances, pero en general se aprecia una gran estabilidad positiva por el angulo que forma con líneas de sigma-t y por la separación entre puntos en los diagramas.

3. - Se observa una masa de agua con disminución gradual de temperatura, aproximadamente de  $13^{\circ}\text{C}$  a  $8^{\circ}\text{C}$  y una disminución de salinidad de aproximadamente  $34.9\text{‰}$  a  $34.7\text{‰}$  para la profundidad de 500 m.

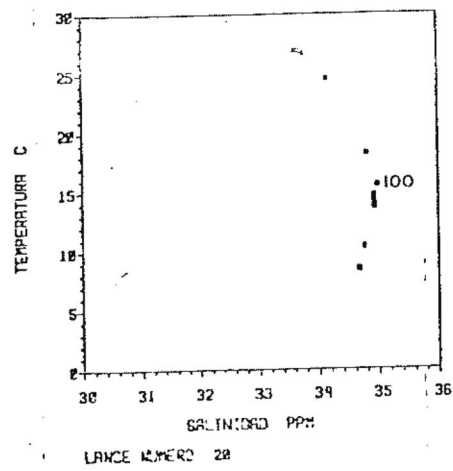
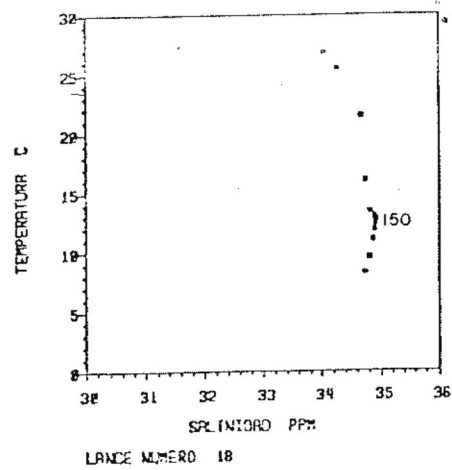
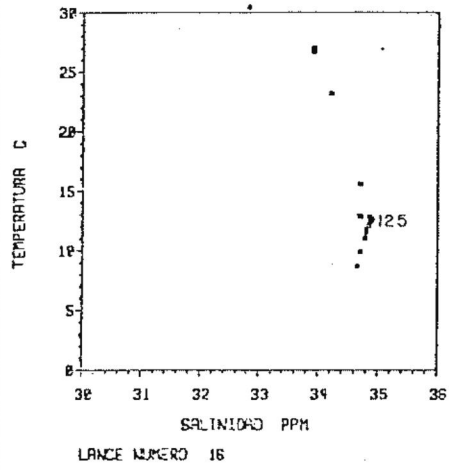
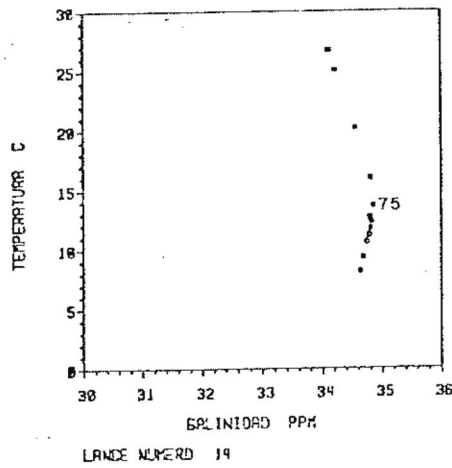
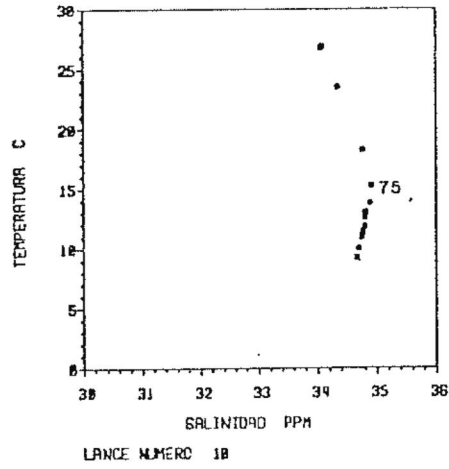
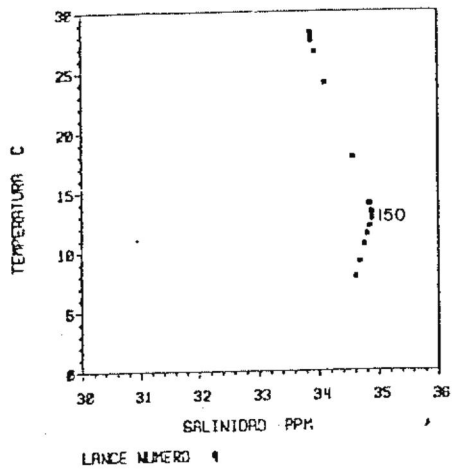


Figura 8.- Diagramas T-S

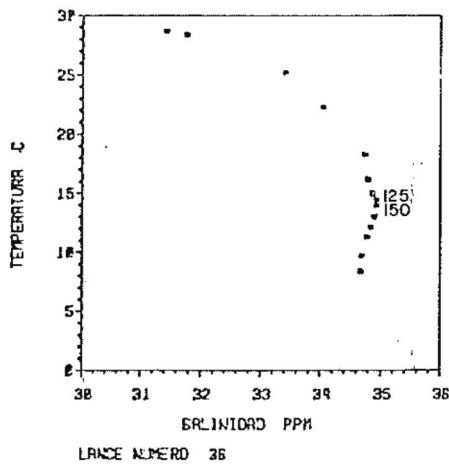
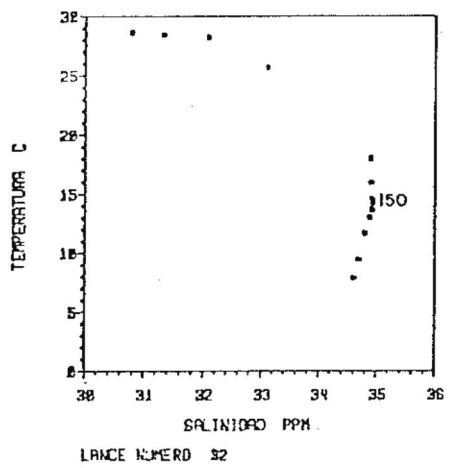
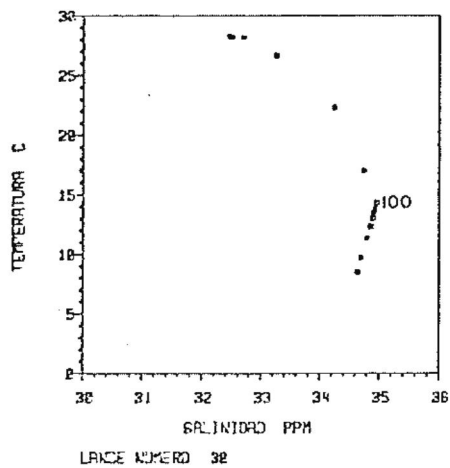
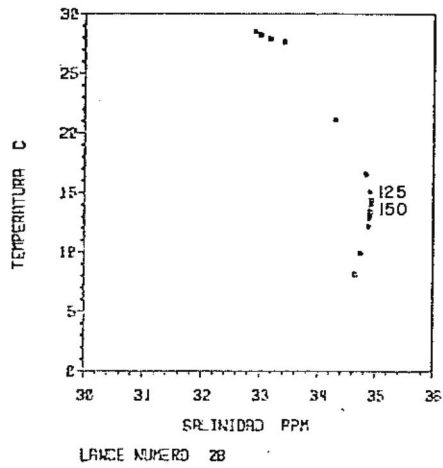
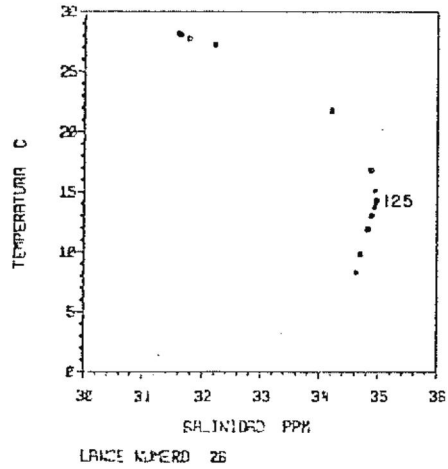
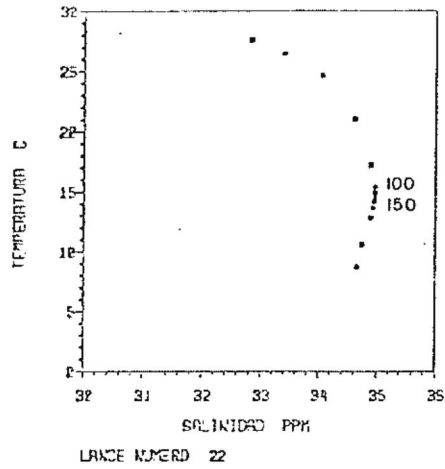


Figura 9.- Diagramas T-S

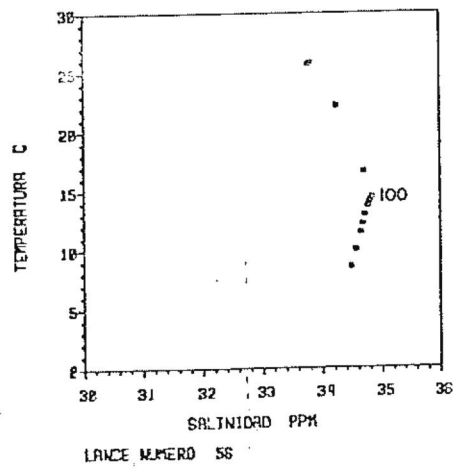
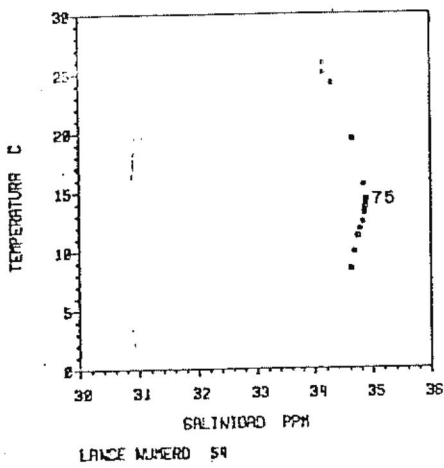
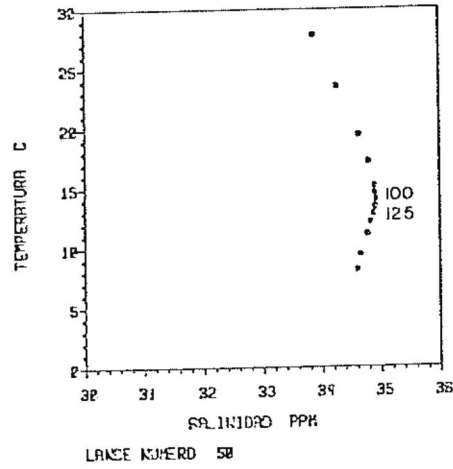
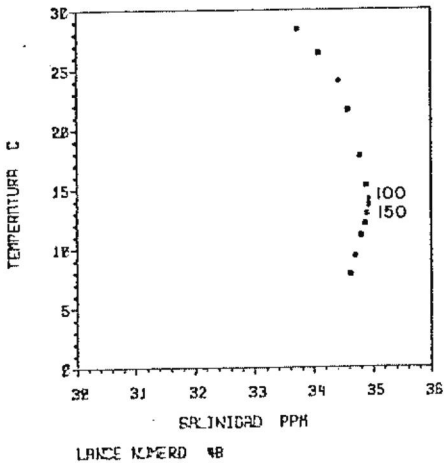
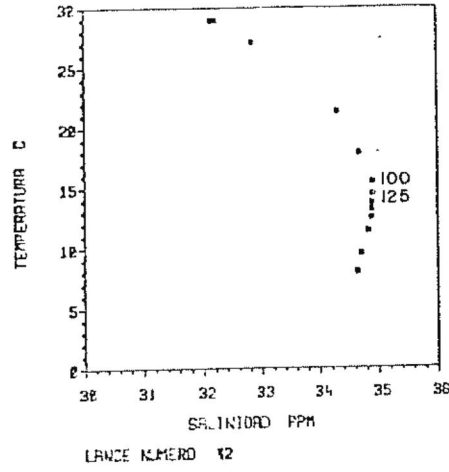
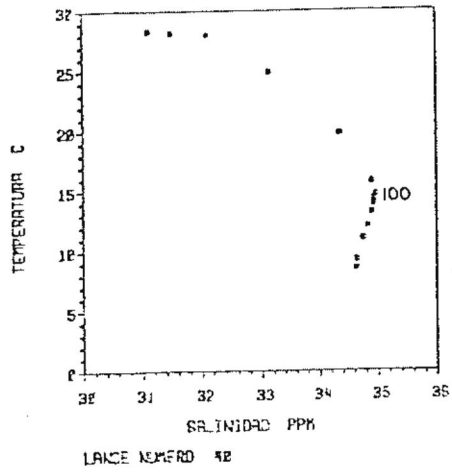


Figura 10.- Diagramas T-S

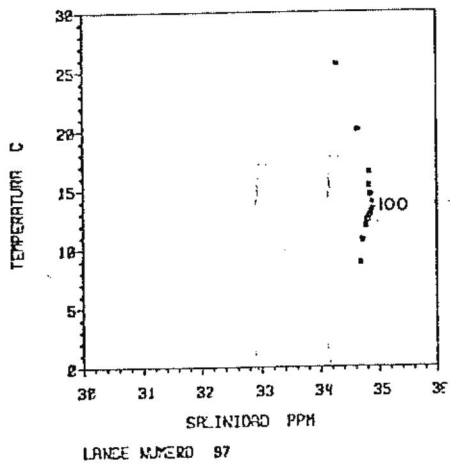
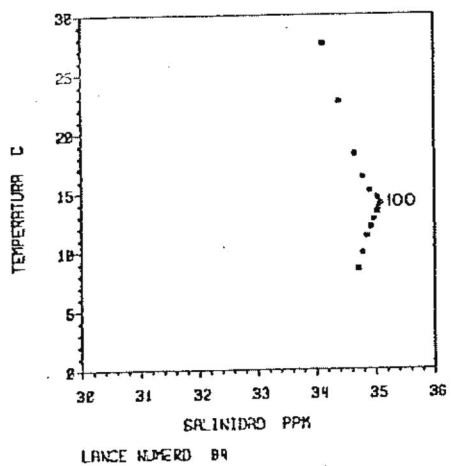
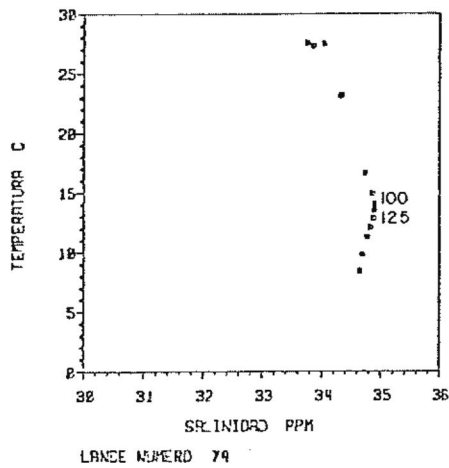
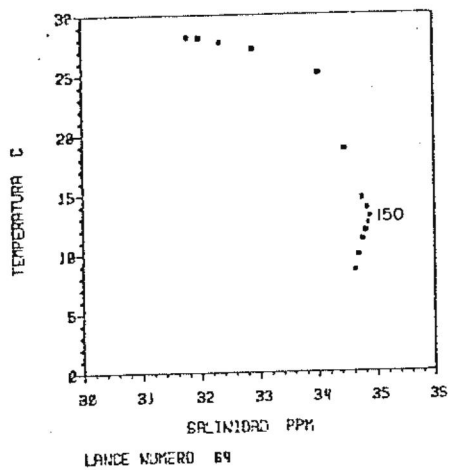
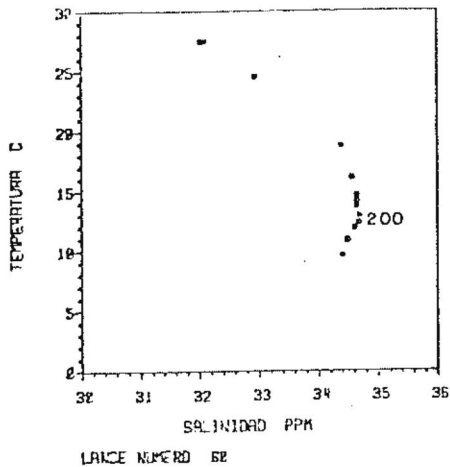
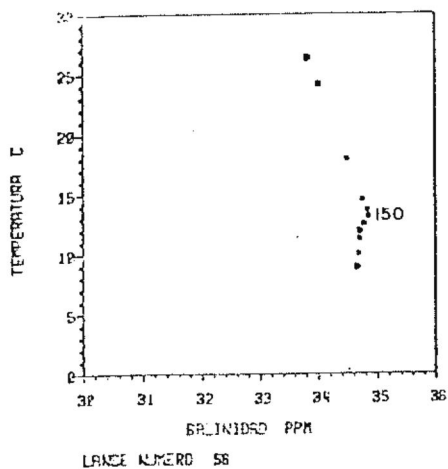


Figura 11.- Diagramas T-S

### III.3. - Estabilidad

Para cada lance se calcula el valor de estabilidad, presentandose en la tabla 2, los valores a cada profundidad corresponden al intervalo entre la profundidad anterior y la expresada. Los rangos de estabilidad positiva máxima y negativa, profundidad y numero de lance respectivo aparecen en la tabla 3. Existen valores máximos positivos del orden de 15000 a 20000 entre los 10 y 75 m. de profundidad y mínimos positivos del orden de 80 entre los 150 a 200 m. Se incrementan ligeramente, alrededor de 200 para profundidades mayores de 300 m. Los pocos valores de estabilidad negativa se encuentran generalmente entre los 0 y 10 m. Estabilidad neutra existe en el lance 56 entre los 0 y 20 m. y en el lance 20 entre los 150 y 200 m.

LANCE 4		LANCE 10		LANCE 14	
10.00	699.997	10.00	99.988	10.00	-100.021
20.00	1800.003	20.00	200.005	20.00	6100.006
30.00	3199.997	30.00	12100.027	30.00	16300.010
40.00	4650.001	40.00	8699.988	40.00	6099.906
50.00	8039.993	50.00	0240.005	50.00	2200.012
60.00	4479.995	60.00	1160.003	60.00	599.991
70.00	639.999	70.00	479.996	70.00	240.005
80.00	400.011	80.00	319.992	80.00	199.997
90.00	100.000	90.00	240.005	90.00	100.000
100.00	100.000	100.00	159.996	100.00	159.996
125.00	100.000	125.00	99.998	125.00	160.004
150.00	219.994	150.00	130.001	150.00	169.990
175.00	100.000	175.00	99.998	175.00	150.001
200.00	150.001				
225.00					
250.00					
275.00					
300.00					
325.00					
350.00					
375.00					
400.00					
425.00					
450.00					
475.00					
500.00					
LANCE 16		LANCE 18		LANCE 20	
10.00	99.983	10.00	0.000	10.00	299.988
20.00	900.001	20.00	100.021	20.00	600.014
30.00	12000.025	30.00	0699.996	30.00	900.001
40.00	11599.998	40.00	7099.997	40.00	4699.992
50.00	2319.992	50.00	5720.001	50.00	0959.990
60.00	559.998	60.00	2519.989	60.00	9040.000
70.00	240.005	70.00	660.013	70.00	639.999
80.00	00.002	80.00	319.992	80.00	279.999
90.00	100.003	90.00	00.002	90.00	0.000
100.00	119.995	100.00	100.000	100.00	139.999
125.00	139.999	125.00	279.999	125.00	100.000
150.00	150.001	150.00	220.001	150.00	490.002
175.00	160.000	175.00	149.998	175.00	230.000
200.00					
225.00					
250.00					
275.00					
300.00					
325.00					
350.00					
375.00					
400.00					
425.00					
450.00					
475.00					
500.00					
LANCE 22		LANCE 24		LANCE 28	
10.00	200.005	10.00	499.992	10.00	1599.998
20.00	7600.021	20.00	2200.012	20.00	2400.017
30.00	10599.975	30.00	4799.995	30.00	2500.000
40.00	7250.003	40.00	15750.006	40.00	13149.904
50.00	4000.003	50.00	7039.993	50.00	6200.012
60.00	1000.005	60.00	1039.996	60.00	1599.991
70.00	479.996	70.00	720.001	70.00	639.999
80.00	360.001	80.00	120.010	80.00	320.007
90.00	99.998	90.00	159.996	90.00	239.998
100.00	100.000	100.00	220.001	100.00	199.997
125.00	260.002	125.00	340.004	125.00	240.005
150.00	309.997	150.00	269.997	150.00	299.999
175.00	240.002	175.00	200.001	175.00	220.001
200.00					
225.00					
250.00					
275.00					
300.00					
325.00					
350.00					
375.00					
400.00					
425.00					
450.00					
475.00					
500.00					
LANCE 30		LANCE 32		LANCE 36	
10.00	400.009	10.00	4599.990	10.00	5799.904
20.00	1699.901	20.00	6399.993	20.00	22450.000
30.00	9099.998	30.00	15900.000	30.00	10000.010
40.00	10200.004	40.00	17399.996	40.00	7099.909
50.00	7039.993	50.00	1960.007	50.00	2240.005
60.00	3120.010	60.00	1209.990	60.00	1240.005
70.00	319.992	70.00	200.012	70.00	639.999
80.00	240.005	80.00	239.990	80.00	440.002
90.00	159.996	90.00	100.000	90.00	320.000
100.00	220.001	100.00	220.001	100.00	279.999
125.00	260.002	125.00	400.001	125.00	209.990
150.00	220.001	150.00	299.999	150.00	200.001
175.00	199.999	175.00	109.999	175.00	200.001
200.00					
225.00					
250.00					
275.00					
300.00					
325.00					
350.00					
375.00					
400.00					
425.00					
450.00					
475.00					
500.00					

Tabla 2.a.- Valores de Estabilidad

LANCE 40		LANCE 42		LANCE 48	
10.00	3388.818	10.00	699.997	10.00	9888.814
20.00	4999.999	20.00	-208.805	20.00	9799.994
30.00	17499.996	30.00	10699.996	30.00	8388.818
50.00	11899.984	50.00	14288.888	50.00	5699.996
75.00	5568.813	75.00	4728.881	75.00	2679.992
100.00	1159.988	100.00	2968.886	100.00	1128.818
125.00	248.885	125.00	839.996	125.00	239.998
150.00	279.999	150.00	679.999	150.00	208.812
200.00	279.999	200.00	228.881	200.00	239.998
250.00	248.884	250.00	239.998	250.00	268.882
300.00	279.999	300.00	328.888	300.00	259.994
400.00	219.997	400.00	259.998	400.00	238.888
500.00	188.882	500.00	188.888	500.00	178.882

LANCE 50		LANCE 54		LANCE 56	
10.00	16199.988	10.00	2488.817	10.00	8.888
20.00	14899.998	20.00	8599.968	20.00	8.888
30.00	6888.883	30.00	15888.818	30.00	-188.881
50.00	2749.996	50.00	5499.992	50.00	7888.887
75.00	559.998	75.00	1168.883	75.00	7888.881
100.00	488.889	100.00	119.995	100.00	2399.994
125.00	819.992	125.00	368.881	125.00	199.997
150.00	279.999	150.00	488.889	150.00	199.997
200.00	168.884	200.00	268.882	200.00	228.881
250.00	199.997	250.00	159.996	250.00	248.885
300.00	279.999	300.00	168.884	300.00	239.998
400.00	228.881	400.00	188.888	400.00	288.881
500.00	158.881	500.00	189.999	500.00	169.998

LANCE 58		LANCE 60		LANCE 64	
10.00	-299.988	10.00	299.988	10.00	1888.883
20.00	-188.881	20.00	488.889	20.00	3699.989
30.00	588.814	30.00	15299.986	30.00	6199.989
50.00	9958.884	50.00	13488.888	50.00	7358.886
75.00	8168.883	75.00	3128.818	75.00	8448.882
100.00	4888.888	100.00	1519.989	100.00	4759.994
125.00	919.998	125.00	448.882	125.00	968.887
150.00	519.989	150.00	448.882	150.00	728.881
200.00	128.883	200.00	368.881	200.00	188.888
250.00	168.884	250.00	228.881	250.00	188.888
300.00	219.994	300.00	48.881	300.00	199.997
400.00	218.883	400.00	99.998	400.00	169.998
500.00	168.888	500.00	168.888	500.00	168.888

LANCE 74		LANCE 94		LANCE 97	
10.00	1559.958	10.00	16688.888	10.00	16688.884
20.00	699.997	20.00	18899.992	20.00	18399.971
30.00	15488.888	30.00	5699.996	30.00	2588.888
50.00	18858.818	50.00	1758.811	50.00	1888.884
75.00	1959.991	75.00	879.988	75.00	559.998
100.00	839.996	100.00	688.886	100.00	559.998
125.00	279.999	125.00	248.885	125.00	88.882
150.00	248.885	150.00	199.997	150.00	48.889
200.00	228.881	200.00	159.996	200.00	79.994
250.00	239.998	250.00	168.884	250.00	188.886
300.00	228.881	300.00	228.881	300.00	139.999
400.00	189.999	400.00	199.997	400.00	188.888
500.00	288.881	500.00	168.884	500.00	279.999

Tabla 2.b.- Valores de Estabilidad

RANGO	PROFUNDIDAD	LANCE
E > 0		
22500	20	36
7080	75	56
E = 0		
	10	18
	200	20
	10 - 20	56
E < 0		
-100	10, 20, 30	14, 56, 58
-300	10	58

Tabla 3. - Rangos de Estabilidad

En función del comportamiento de las variables por estación presentadas en las graficas y tablas anteriores se puede inferir y establecer una cierta agrupación

I. - Las primeras 5 estaciones (4, 10, 14, 16, 18), localizadas a lo largo del meridiano 95°O. entre los 14°N y 3°N de latitud, presentan aguas con las siguientes características. Una capa de mezcla superficial Salinidad  $> 35.5\%$  y Temperatura  $> 25^{\circ}\text{C}$ , llamada tipo de agua 'A1'. Una agua subsuperficial con Salinidad típica de 34.9%, máxima en toda la columna de agua. El perfil de temperatura presenta pocos cambios en su curvatura indicando una disminución gradual y casi constante. Se identifica el tipo de agua denominado 'B', a profundidades entre 75 y 250 m., con los valores mencionados de temperatura y salinidad. Entre ambos tipos de agua 'A1'-'B' existe una estabilidad relativamente pequeña, comparada con los valores de estabilidad del grupo II. Se presentan los valores de estabilidad vs. profundidad para la estación 10 como representativa de este grupo en la figura 12.

II. - Las siguientes 11 estaciones ( 20, 22, 26, 28, 30, 32, 36, 40, 42, 60 y 64), localizadas en la parte sur y central de la región, presentan las siguientes características: Una capa de agua superficial cuasi homogénea de poca profundidad, con Salinidad  $<$  de 35.5% y Temperatura  $> 25^{\circ}\text{C}$ , llamandosele tipo de agua 'A2'. Presencia de agua subsuperficial entre 100 y 300 m. con temperatura casi constante alrededor de los 13°C, y salinidades alrededor de 34.9%. Esta capa de agua subsuperficial mas ó menos bien mezclada se le puede denominar termostad o tipo de agua 'B'. En este grupo los valores de estabilidad entre las aguas 'A2'-'B', son relativamente grandes con máximos a profundidades entre los 10 y 75 m. con mayor frecuencia a los 50 m. En los diagramas T-S la inclinación de la recta 'A2'-'B' es mayor que de 'A1'-'B'. Se presentan los valores de estabilidad vs. profundidad para la estación 32, como representativa de este grupo en la figura 12.

III. - Existe un tercer grupo de estaciones ( 48, 50, 54, 56, 58, 74, 94 y 97) que presentan en su agua superficial de poca profundidad Temperaturas  $> 25^{\circ}\text{C}$  y Salinidades  $> 35.5\%$ , semejante al tipo de agua 'A1'. Bajo la termoclina el perfil de temperatura presenta pocos cambios en su curvatura y un termostad no bien definido, aqui la recta que une los tipos de agua 'A1'-'B' es de poca longitud y de inclinación menor con

respecto a la recta 'A2'-'B'. La estabilidad entre 'A1'-'B' se manifiesta en dos formas.

1.- Valores altos cerca de la superficie (entre 0-30 m. ) lances 97, 94 y 50

2.- Valores de estabilidad negativa cerca de la superficie y estabilidad positiva relativamente baja a profundidades de 50-75 m., lances 56 y 58. Se presentan los valores de estabilidad vs. profundidad para las estaciones 94 y 58 como representativas de este grupo en la figura 12.

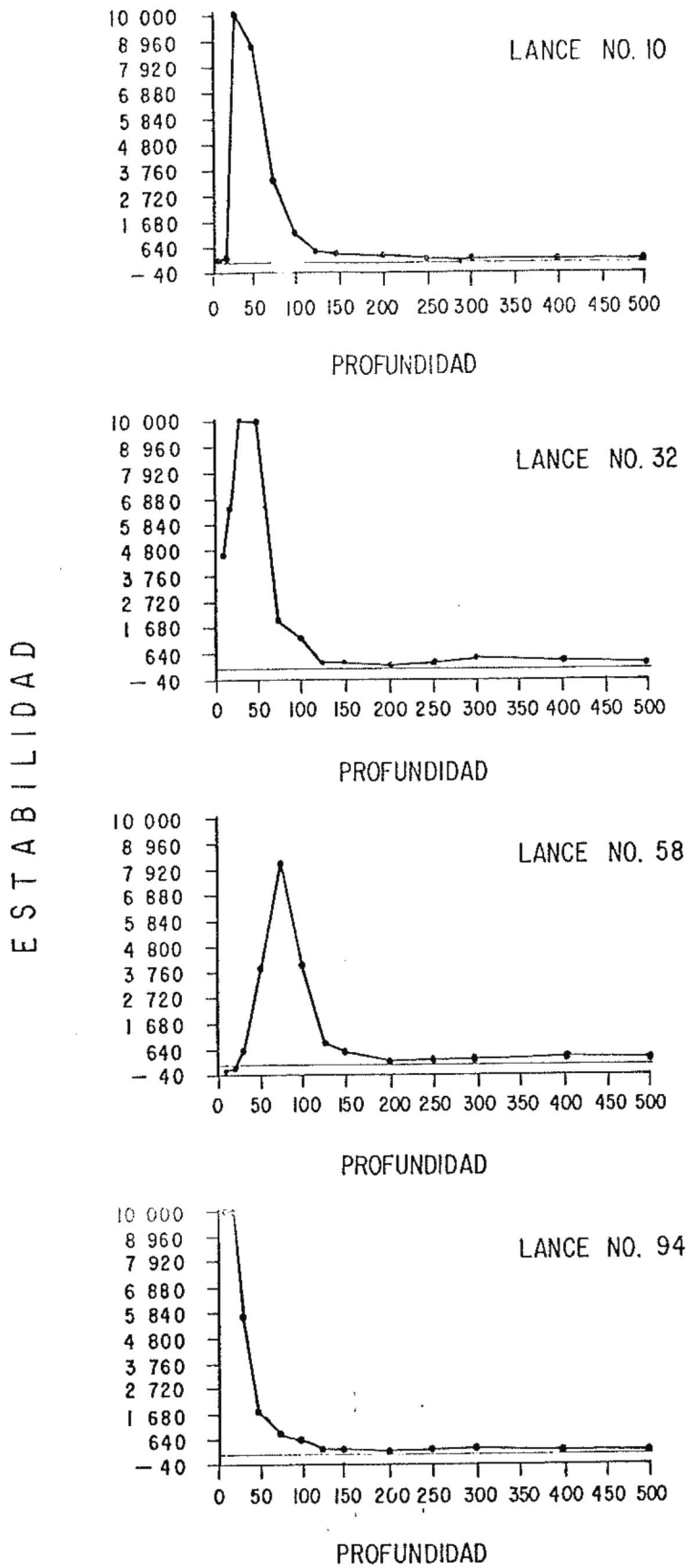


Figura 12.- Estabilidad Vertical de Lances Seleccionados

## III.4. - Profundidad experimental de la termoclina

Considerando la superficie del mar como superficie de nivel geopotencial y definiendo la isoterma de  $21^{\circ}\text{C}$  como el centro de la termoclina. Se muestra el contorno de temperatura de los  $14^{\circ}\text{N}$  a  $3^{\circ}\text{N}$  a lo largo del meridiano  $95^{\circ}\text{O}$ . llamado transecto A (figura 14). Encontrándose la isoterma de  $21^{\circ}\text{C}$  a profundidades entre los 50 y 75 m. con depresiones y elevaciones latitudinales, cerca de los  $14^{\circ}\text{N}$ , aparece a una profundidad aproximada de 65 m. disminuyendo hacia los  $7^{\circ}\text{N}$  aproximadamente a 30 m. de profundidad, existe otra depresión o aumento de la profundidad de la termoclina a los  $4^{\circ}\text{N}$ , apareciendo casi a los 70 m.

Bajo la termoclina entre latitudes de  $14^{\circ}\text{N}$  y  $5^{\circ}\text{N}$  existe una separación entre las isotérmicas de  $9^{\circ}$  y  $12^{\circ}\text{C}$ . Entre los  $5^{\circ}\text{N}$  y  $3^{\circ}\text{N}$  la separación mayor es entre los  $12^{\circ}\text{C}$  y  $15^{\circ}\text{C}$ , indicando un cambio latitudinal de las características térmicas de las aguas subsuperficiales.

En el transecto 'B', ( $3^{\circ}\text{N}$ , de  $86^{\circ}\text{O}$  a  $95^{\circ}\text{O}$ ), (figura 16), la termoclina tiende a disminuir en su profundidad hacia el este, a los  $86^{\circ}\text{O}$  existe un aumento relativamente brusco en su profundidad. El agua sub-superficial predominante tiene temperaturas entre los  $12^{\circ}\text{C}$  y  $15^{\circ}\text{C}$ .

Por el transecto 'C', ( $86^{\circ}\text{O}$ , de  $3^{\circ}\text{N}$  a  $9^{\circ}\text{N}$ ) (figura 18), la termoclina presenta una depresión relativa a los  $6^{\circ}\text{N}$ , tendiendo a disminuir en profundidad hasta casi romper con la superficie a los  $9^{\circ}\text{N}$ . En este transecto el agua sub-superficial entre las isotérmicas de  $12^{\circ}\text{C}$  y  $15^{\circ}\text{C}$ . se encuentra variando a profundidades aproximadas de 50 a 250 m.

En el transecto longitudinal, D ( $9^{\circ}\text{N}$ , de  $85^{\circ}\text{O}$  a  $92^{\circ}\text{O}$ ), la capa de mezcla es de poca profundidad o nula del lado este aumentando hasta 50 m. a los  $91^{\circ}\text{O}$ , la isoterma de los  $15^{\circ}\text{C}$ , se profundiza de 50 a 100 m. y la de  $12^{\circ}\text{C}$ . con ondulaciones aumenta ligeramente de 250 a 275 m. (figura 20).

### III.5. - Profundidad de la Termoclina Calculada por el Modelo

Por cada lance se calcula la profundidad de la termoclina utilizando la ecuación (24). Presentandose estos valores en la Tabla 4, además, los parámetros de Energía Cinética, Contenido de Calor (EPO), Disipación total (D), Radiación (RAD) y profundidad de la termoclina en función de los dos términos de la ecuación (34).

El parámetro de entrada de energía cinética al sistema, debido al viento, presenta variaciones desde un mínimo de  $0.18 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}$ , en la estación 50 y un máximo de 5.17 en la estación 14, teniendo un valor promedio de 1.82 para las 24 estaciones.

El parámetro proporcional al contenido de calor (EPO) presenta un valor mínimo de  $0.003 \text{ cm} \cdot \text{seg}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}$ , en las estaciones 20 y 58, y un máximo de 0.015 en la estación 16.

La disipación total no presenta grandes variaciones alrededor de un valor de  $10 \text{ cm}^2 \cdot \text{seg}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}$ .

El parámetro de radiación  $Q$  (S+B), (RAD), tiene principalmente variaciones latitudinales, aumentando hacia el norte con valores de  $0.0033 \text{ cm} \cdot \text{seg}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}$ , disminuyendo al sur con valores de 0.0024 a 0.0025, sobre el paralelo de los  $3^\circ\text{N}$ .

Las profundidades calculadas se muestran comparativamente en las figuras 13, 15, 17 y 19 (transparencias sobrepuestas a las figuras 14, 16, 18 y 20), encontrándose que las profundidades en función de radiación ( $h(\text{RAD})$ ), son sistemáticamente mayores que la profundidad en función del parámetro observacional que es proporcional al contenido de calor ( $h(\text{EPO})$ ), con excepción de la estación 58, donde ambas profundidades aproximadamente coinciden, con valores de 92 m. y 80 m. Comparando con la profundidad experimental del techo de la termoclina y fondo de la capa de mezcla, (isotérma de los  $24^\circ\text{C}$ ), existe una mayor aproximación de la profundidad en función del contenido de calor (EPO) que en función del parámetro de radiación (RAD).

En la figura 21 se muestra la profundidad en función de (EPO) vs. profundidad en función de (RAD), las líneas rectas normales a los ejes indican el valor

promedio respectivo de 30.32 m. y 77.50 m.

Los vectores de viento en promedios de 6 horas se muestran en la figura 22 como serie temporal, durante los períodos correspondientes a los transectos A, B, C y D.

Para estos períodos las características observadas de dirección y rapidez de viento son las siguientes. Para el período del día 6 al 11 de Febrero (Transecto A), el viento dominante es del noreste con un promedio escalar de rapidez de 493 cm/seg, para las 7 estaciones. Del día 12 al 15 el dominante es de dirección sureste con rapidez promedio de 428 cm/seg, la duración de esta dirección dominante es casi coincidente con la duración del transecto B. En el lapso del día 15 al 17 (Transecto C), la rapidez promedio es de 330 cm/seg, con dirección noroeste. Se presenta un cambio de dirección del viento para los días del transecto D, siendo del noreste, semejantes a los registrados en el meridiano de 95°O.

Se deduce que la zona de convergencia intertropical se localiza cerca de los 3°N y que existe una zona de divergencia entre los 95°O y 86°O.



Figura 13.- Profundidad Calculada de la Termoclina

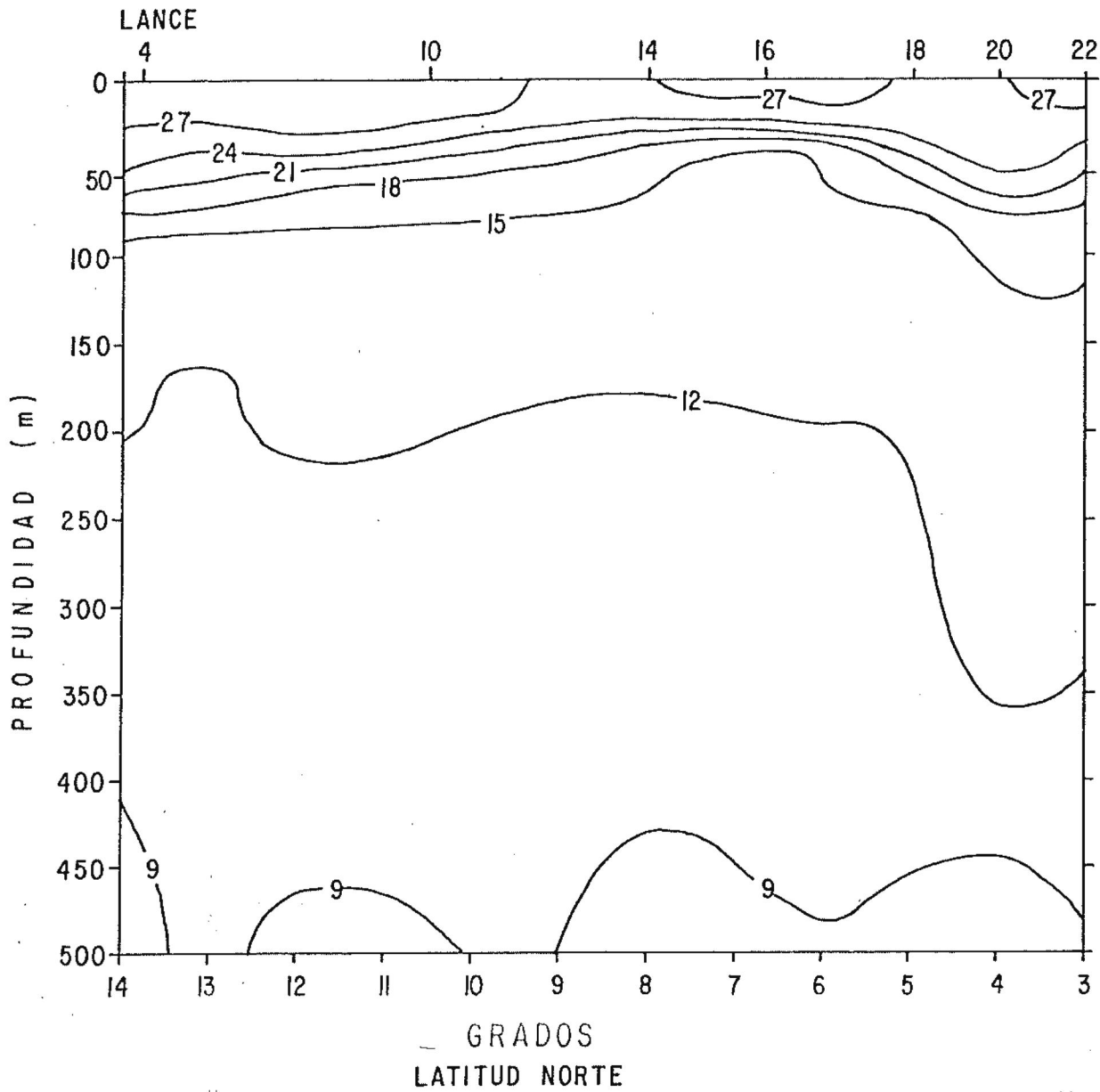


Figura 14.- Contornos de Temperatura, Transecto A

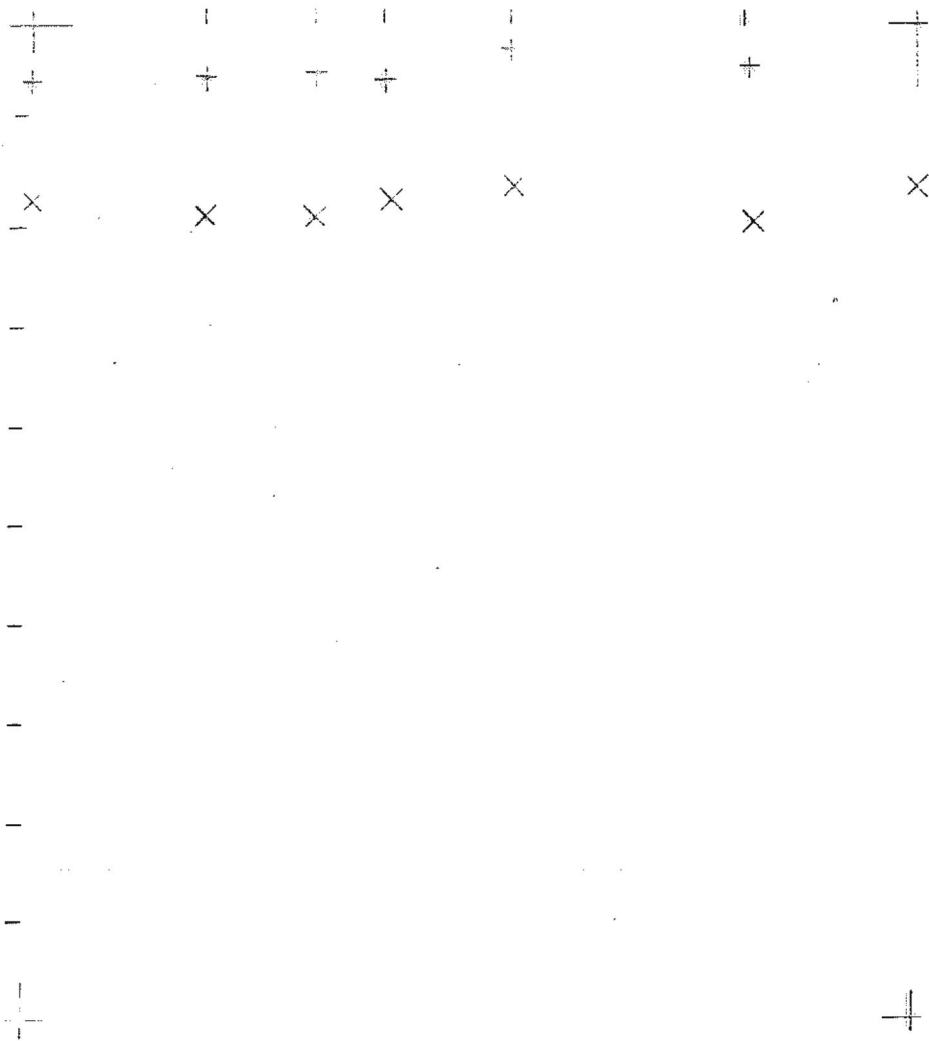


Figura 15.- Profundidad Calculada de la Termoclina

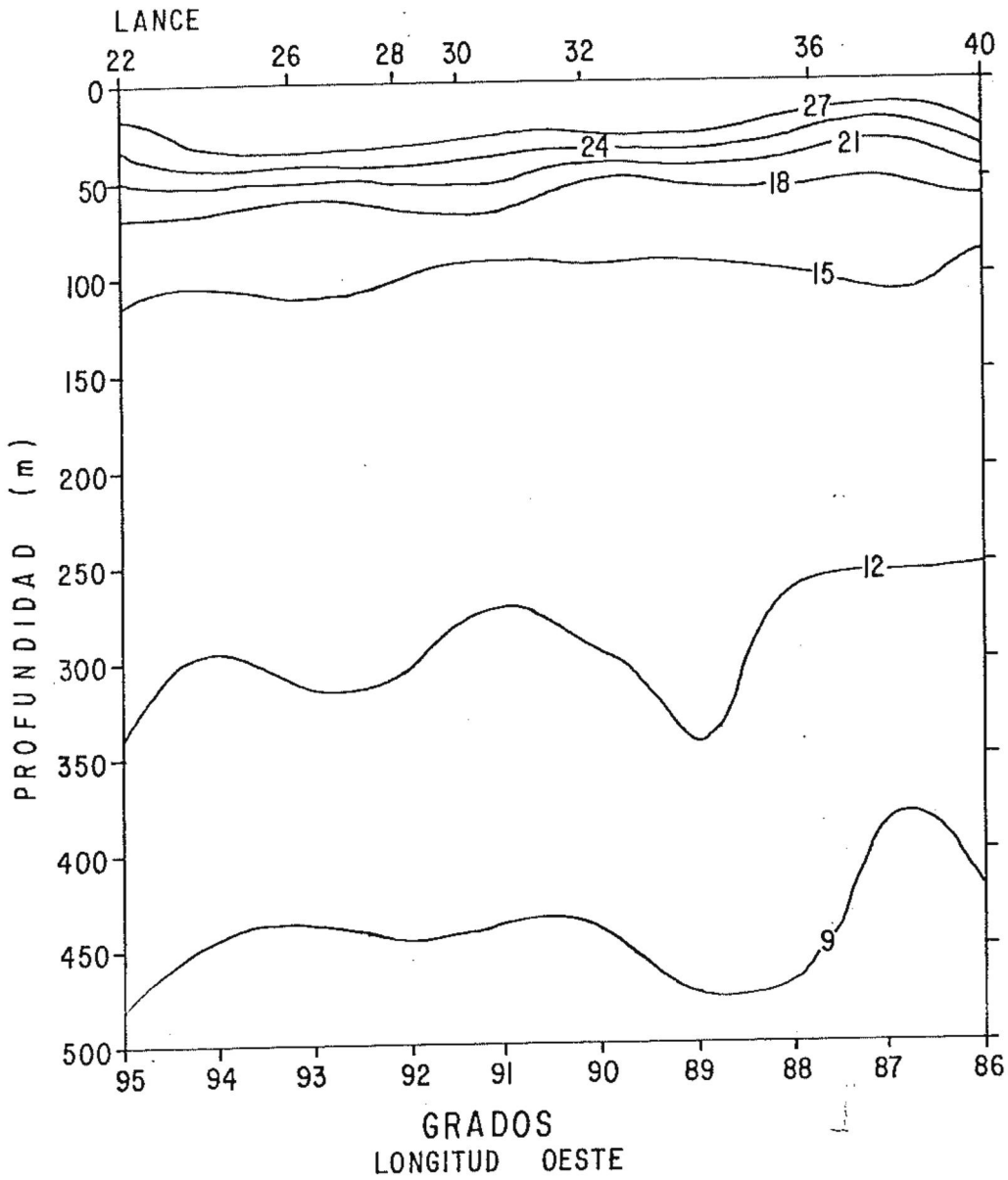


Figura 16.- Contornos de Temperatura, Transecto B



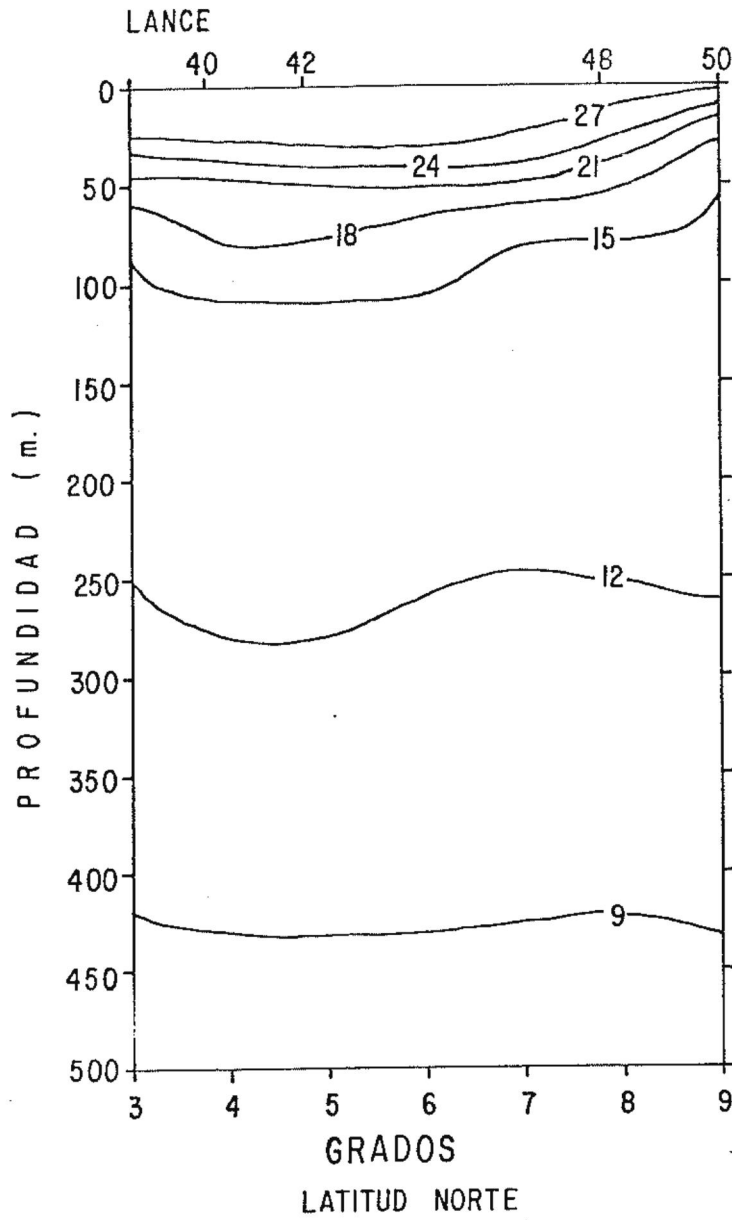


Figura 18.- Contornos de Temperatura, Transecto C

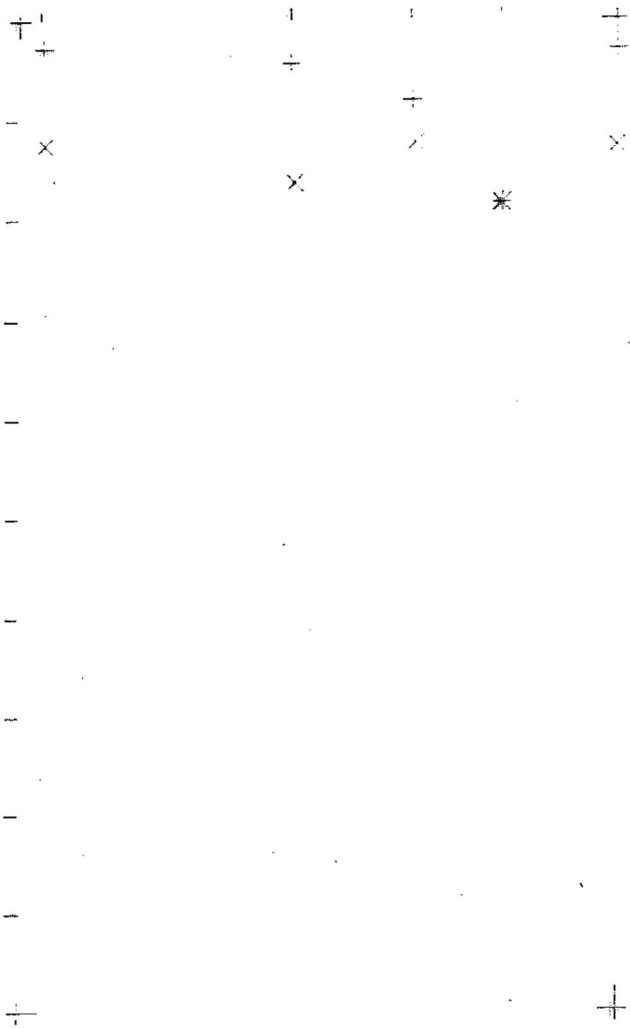


Figura 19.- Profundidad Calculada de la Termoclina

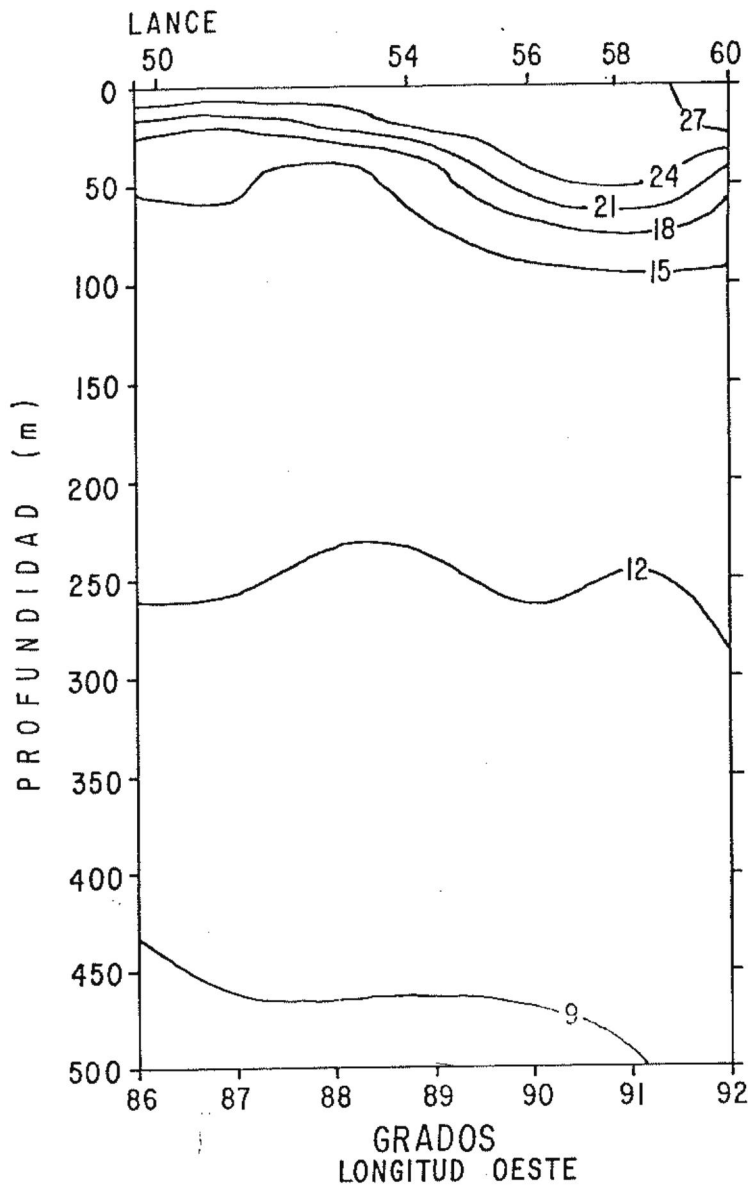


Figura 20.- Contornos de Temperatura, Transecto D

LANCE	ENERGIA K	ENERGIA P	DISIPACION	RADIACION	PROF(R)	PROF(EPU)
4	0.81	0.005	0.01	.0033	60.97	39.72
10	2.32	0.011	0.01	.0033	70.02	21.32
14	5.17	0.013	0.01	.0033	87.06	22.87
16	0.91	0.015	0.01	.0031	66.35	14.15
18	2.57	0.007	0.01	.0031	77.00	34.27
20	2.48	0.003	0.01	.0025	94.61	76.51
22	1.56	0.008	0.01	.0025	87.31	27.59
26	1.75	0.008	0.01	.0024	93.26	26.76
28	2.29	0.010	0.01	.0024	97.76	24.48
30	1.15	0.008	0.01	.0024	88.26	27.52
32	0.39	0.014	0.01	.0024	81.86	14.36
36	3.16	0.012	0.01	.0025	100.03	21.46
40	1.33	0.011	0.01	.0025	85.91	20.09
42	1.10	0.010	0.01	.0031	67.54	20.96
48	1.44	0.011	0.01	.0031	69.71	19.61
50	0.18	0.011	0.01	.0031	61.63	17.42
54	3.51	0.012	0.01	.0031	83.07	21.74
56	0.50	0.005	0.01	.0031	63.71	40.71
58	4.57	0.003	0.01	.0031	89.89	92.50
60	1.01	0.011	0.01	.0031	66.98	18.56
64	1.62	0.004	0.01	.0033	65.85	58.02
74	2.24	0.014	0.01	.0033	69.57	16.94
94	1.38	0.010	0.01	.0033	64.38	21.45
97	2.40	0.008	0.01	.0033	70.48	28.88

Tabla 4. - Valores de Parámetros y Profundidades Modeladas

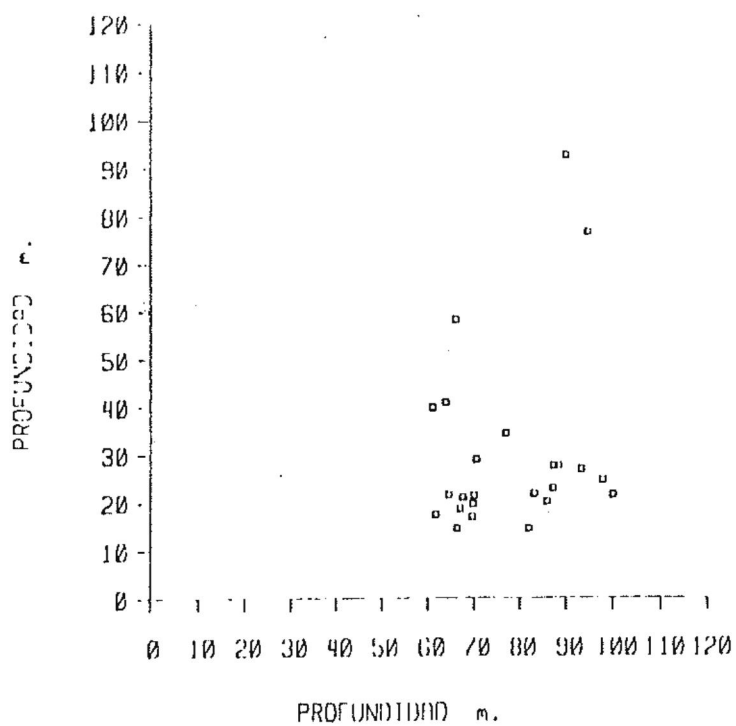


Figura 21.- Profundidad en Función de Contenido de Calor (eje vertical) contra Profundidad en Función de Radiación-Solar (eje horizontal)

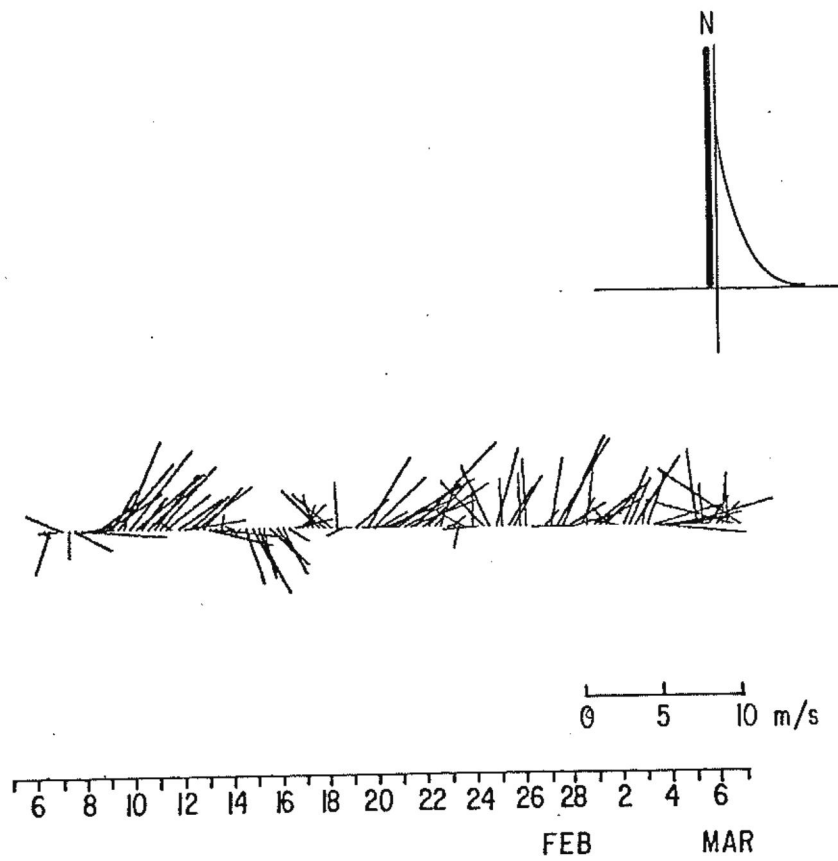


Figura 22.- Vectores de Viento Durante Transectos A, B, C y D

## IV. - DISCUSION

Las causas de la variación horizontal de la profundidad de la capa de mezcla son principalmente por variaciones de la velocidad del viento, de radiación solar directa y difusa, y mezcla causada por esfuerzos de corte entre corrientes superficiales y subsuperficiales (bajo la termoclina), con velocidades diferentes.

Las profundidades modeladas  $h(\text{EPO})$  y  $h(\text{RAD})$  presentan diferencias en sus valores.  $h(\text{RAD})$  no es menor de 60 m. y reproduce en forma general las variaciones en profundidad de la isoterma de los 18 C, la cual se encuentra a una profundidad bajo el nivel de máxima estabilidad, considerandose esta como el centro de la termoclina.

La profundidad  $h(\text{EPO})$ , presenta valores mínimos de 14 m., aproximandose a la profundidad de la isoterma de los 24°C, considerada esta como el techo de la termoclina o piso de la capa de mezcla.

El rango de error para las profundidades  $h(\text{RAD})$ , en función del error de los valores de radiación ( $\pm 0.0005$ ), son del orden de 10 m., con estas variaciones no se ajustarían aun a una recta de 45° (figura 19), si fuese lineal la aproximación de la ecuación (25).

El error causado por el parámetro de energía cinética (rapidez del viento), afectaría a ambas profundidades por lo que no se obtendría un mayor ajuste. Así, debe existir algun coeficiente ó un término más en la ecuación (25) que nos indicaría algun proceso físico que ha sido despreciado. Para los fines actuales se considerarán ambas profundidades en el análisis comparativo.

En la parte occidental de la zona de estudio (trayecto A). El viento existente es característico de los alisios del noreste y el parámetro de entrada de energía cinética es variable con un mínimo en el lance 16 (latitud aproximada de 7°N), los valores del parámetro de radiación disminuyen hacia el sur como consecuencia de la alta nubosidad asociada a la ITCZ, (Zona de Convergencia Intertropical).

La profundidad calculada, considerando unicamente

dos causas, presenta una aceptable reproducción de la experimental, por lo que las desviaciones de la modelada puede esperarse que sean por efectos de las corrientes del mar, pero esta influencia en forma cuantitativa no es posible considerarla por no disponer de mediciones directas. Sin embargo si consideramos que existe balance geostrofico bajo la termoclina aun a medio grado del ecuador y que el gradiente horizontal de la presión en la región ecuatorial es principalmente determinado por la distribución de temperatura se pueden inferir corrientes geostroficas subsuperficiales por la pendiente de la termoclina ( Knauss, 1963 ).

Entonces podemos deducir por el contorno de isotermas en el transecto A, que entre los  $14^{\circ}\text{N}$  y  $8^{\circ}\text{N}$  el agua subsuperficial se encuentra dentro de la corriente norecuatorial con dirección hacia el oeste.

Por la dirección noreste de los vientos se puede esperar un transporte superficial con componente oeste. Entonces las aguas superficiales y subsuperficiales se moverían aproximadamente en la misma dirección, no existiendo un valor alto de esfuerzo de corte entre ambas corrientes y su contribución en la energía cinética de perturbación para mezcla superficial seria mínima.

La pendiente de las isotermas de la termoclina entre los  $6^{\circ}\text{N}$  y  $4^{\circ}\text{N}$ , indica una corriente hacia el este, lo que podría ser esta la situación de la contra corriente norecuatorial.

El transporte superficial del agua de mar por esfuerzo de viento presenta componente hacia el oeste, por lo que existen direcciones contrarias de las corrientes superficial y subsuperficial, de esta forma contribuirían a la mezcla superficial aumentando la profundidad de la capa de mezcla, lo cual se encuentra experimentalmente.

Bajo la termoclina existe una separación de las isotermas de los  $15^{\circ}\text{C}$  y  $12^{\circ}\text{C}$  identificandose el tipo de agua 'B', con  $T \approx 13^{\circ}\text{C}$  y  $S = 34.9\text{‰}$ , con un bajo gradiente vertical de temperatura entre las profundidades de los 100 y 300 m., denominandosele termostad ( antónimo de termoclina ), o tipo de agua ecuatorial de los  $13^{\circ}\text{C}$ . La formación de este tipo de agua es por mezcla vertical bajo el nucleo de alta velocidad de la corriente de Cromwell, el cual se encuentra a una profundidad de la termoclina a lo largo del ecuador. Este tipo de agua aumenta en extensión por mezcla vertical y horizontal conforme se dirige hacia el

este. A los  $150^{\circ}\text{O} - 160^{\circ}\text{O}$ , tiene dimensiones de  $\sim 20$  m. de grosor y un ancho de  $3^{\circ}\text{N}$  con simetría ecuatorial, a los  $100^{\circ}\text{O}$ , presenta un grosor de  $\sim 80$  m., extendiéndose 4 del ecuador ( Jones, 1973 ).

Tanto le agua tipo 'B' como la contracorriente norecuatorial se mueven con dirección al este, aunque se desconocen las magnitudes de sus velocidades durante este período, se esperaría poca contribución en la energía cinética de perturbación a nivel de la termoclina.

Observando la profundidad modelada se obtiene una reproducción aceptable en sus características generales sin incluir los términos de gradientes verticales de las velocidades de las corrientes del mar, entonces se concluye que la profundidad de la capa de mezcla es producto de interacción con la atmósfera entre los  $6^{\circ}\text{N}$  y  $3^{\circ}\text{N}$ .

Por el transecto B no existen variaciones tan pronunciadas en las profundidades de las isotérmicas de la termoclina, excepto a los  $86^{\circ}\text{O} - 87^{\circ}\text{O}$ .

Aquí las profundidades modeladas continúan reproduciendo las variaciones de las isotérmicas respectivas ya mencionadas. Encontrándose las mayores profundidades de  $h(\text{RAD})$ , de toda la zona, esto es por la menor cantidad de radiación solar en estas latitudes.

En esta región los vientos dominantes son del sureste, principalmente durante los días del 12 al 15, y el parámetro de energía cinética es menos variable que en las primeras estaciones. Por la dirección del viento existiría una divergencia cerca del ecuador.

Las isotérmicas del piso de la termoclina presentan una mayor separación entre sí que las del transecto A, esto nos indica mezcla de agua bajo el nivel de máxima estabilidad, y las isotérmicas del termostad continúan a profundidades aproximadas entre los 150 y 300 m.

La presencia del agua ecuatorial de los  $13^{\circ}\text{C}$ , o tipo 'B', a los  $3^{\circ}\text{N}$  se debe tanto a mezcla horizontal como a una desviación o ramificación de la corriente de Cromwell al llegar a las islas Galápagos. Pak y Zaneveld (1973), identifican dos ramificaciones principales que se desvían por la parte norte de las islas reuniéndose en el lado este llegando hasta los  $86^{\circ}30'\text{O}$ . Una de las subramas se dirige al norte a los  $92^{\circ}\text{O}$ , no conociendo su extensión meridional debido a que sus muestreos llegaron hasta los  $3^{\circ}\text{N}$ .

Así en el transecto A se identifica penetración hasta los 5°N de este tipo de agua y se extiende hasta los 86°O. (Transecto B), aunque disminuyendo en grosor, en los diagramas T-S se continúan identificando los dos tipos de agua 'A2' - 'B', en forma conspicua.

En la parte este de la zona (Transecto C), las profundidades calculadas no reproducen tan aceptablemente las profundidades de la termoclina como en la región oeste y sur de la zona por lo que es de esperarse que la topografía de la termoclina se encuentra en función de otras fuerzas que no sean las atmosféricas.

Entre los 6°N y los 9°N, se elevan las isotérmicas de la termoclina, desde 100 m. a 50 m., la de 15°C y las del centro de la termoclina llegan casi a romper con la superficie.

Estas características pueden explicarse como una surgencia por divergencia oceánica con giro ciclónico. En los diagramas T-S se muestra una masa de agua homogénea con salinidades altas aun en la superficie.

En la parte nor noreste (Transecto D), la termoclina se inclina hacia arriba a los 86°O. La profundidad en función del contenido de calor, h(EPO), presenta un patrón general semejante a las isotérmicas del techo de la termoclina con excepción en la longitud de 81°O, donde tiene un valor alto de 92 m.

La profundidad en función de radiación, se encuentra con valores mayores en la región de la surgencia que la normalmente reproducida, aproximándose a las profundidades del piso de la termoclina en la región más oeste.

El efecto del viento sobre la surgencia puede ser de la siguiente forma: Sobre el transecto C, la dirección dominante es del noroeste con transporte superficial hacia el sureste, en la posición del centro de la surgencia existe convergencia atmosférica con calma, para el día 18 (estación 56) el viento es con dirección noreste, esperándose transporte superficial hacia el noroeste.

Ambas direcciones de transporte superficial tienen componente fuera del centro de la surgencia, lo que contribuiría a la intensificación del giro ciclónico.

Una posible causa de las diferencias entre la profundidad de la termoclina modelada y la experimental

es el hecho de despreciar la contribución de los cambios de salinidad en el flujo de flotabilidad ó convección dentro de la capa de mezcla expresado como:

$$(\overline{w'b'}) = g \{ \alpha (\overline{w'T'}) - \beta (\overline{w'S'}) \} \quad (38)$$

donde el término de flotabilidad es:

$$b = -g \frac{(\rho - \rho_r)}{\rho_r} \equiv g \{ \alpha (T - T_r) - \beta (s - s_r) \} \quad (39)$$

$\alpha$  y  $\beta$  son coeficientes de expansión logarítmica de densidad en función de temperatura y salinidad.

La variación de la salinidad es debido a los fenómenos de precipitación y evaporación representandose de la siguiente forma:

$$(\overline{w'S'}) = (P - E) S_0 \quad (40)$$

donde:

$S_0$  : Salinidad superficial

$P$  : Precipitación

$E$  : Evaporación

El efecto de la precipitación en la capa de mezcla es la formación de una capa de menor grosor y menor densidad, lo que aumenta la estabilidad de la columna de agua. Se han reportado variaciones (disminución) de la salinidad superficial por eventos de precipitación (0.07 ‰ y 0.10 ‰), no significativamente mayores que las variaciones naturales, aparentemente por advección ( $\pm 0.02\%$  y  $\pm 0.15\%$ ), (Elliot, 1974. Price, 1978).

La evaporación produce inestabilidad superficial provocando convección. Entonces ambos fenómenos tienen efectos contrarios en el flujo de flotabilidad, por lo que la magnitud de la diferencia de sus valores es la de importancia. Así para la zona de estudio se reportan magnitudes negativas de la diferencia (E-P), (Jacobs, 1951., citado por Neumann y Pierson, 1966).

Entonces el efecto de las variaciones de salinidad en el flujo de flotabilidad o transformación de energía potencial a energía cinética, para un período largo de tiempo ( $\sim 1$  mes), en el área de estudio, es de un valor numérico menor que el obtenido en términos unicamente de variaciones por temperatura. Esto es se

obtiene una menor profundidad de la capa de mezcla.

## V. - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### V. 1. - Conclusiones

1. - El modelo evolutivo de la profundidad de la termoclina y temperatura superficial desarrollado por Kraus y Turner para latitudes altas, en el que se desprecian las influencias de salinidad y disipación. Puede ser aplicado a la zona tropical en forma estacionaria, esto es, únicamente en función del espacio.

2. - Las profundidades calculadas en función del parámetro de forzamiento del viento y de dos términos proporcionales entre sí.

i). - Balance neto de calor.

ii). - Energía potencial en una columna de agua.

Reproducen cualitativamente en forma general las características de la variación en el espacio de la profundidad de la capa de mezcla ó termoclina, en regiones donde no existen gradientes horizontales marcados de las variables oceanográficas, esto es en zonas de frentes y surgencias.

3. - El término de disipación no es importante en el calculo de la profundidad de la capa de mezcla.

4. - La aproximación propuesta de substituir el término del balance neto de calor calculado en base a consideraciones atmosféricas (presentado como promedio mensual para zonas amplias), por el término del contenido de calor en una columna de agua hasta una profundidad no afectada por influencias atmosféricas, calculado en base de datos experimentales, no es del todo equivalente en forma líneal.

## V. 2. - RECOMENDACIONES

Si existe el interés de continuar estas líneas de trabajo ó aplicar los resultados obtenidos se propone lo siguiente:

- 1.- Analizar las variaciones periódicas de la profundidad de la termoclina
- 2.- Incluir términos de mezcla por esfuerzos de corte debido a corrientes superficiales y subsuperficiales, y si es posible a partir de estas mediciones deducir valores de disipación.
- 3.- Incluir términos que consideren a la salinidad en la variación del campo de densidad, el cual es mas apropiado para utilizarse en modelos de circulación oceánica general con fines climáticos.

## LITERATURA CITADA

Askren D. y Badan A. 1978. Conceptos de Oceanografía Física. School of Oceanography, Oregon State University, p. 160.

Bennett, E. B. 1965. Cartas mensuales de la Salinidad de Superficie en el Océano Pacífico Oriental. Bulletin Inter-American Tropical Tuna Commission.

Cromwell, T. 1958. Topografía de la Termoclina, Corrientes Horizontales y Ondulación en el Pacífico Oriental Tropical. Bulletin Inter-American Tropical Tuna Commission.

Elliott, G. W. 1974. Precipitation Signatures in Sea-Surface-Layer Conditions During BOMEX. Journal of Physical Oceanography, Volumen 4, p. 498-501.

Emilsson I., Alatorre M.A., Ruiz F., Vazquez A. 1970. Datos Geofísicos, Serie A., Oceanografía 4. Instituto de Geofísica, UNAM.

Grant, H. L., Moilliet, A. y Vogel, W. M. 1968. Some Observations of the Occurrence of Turbulence in and above the Thermocline. Journal of Fluid Mechanics. Vol. 34, part 3, p. 443-448.

Hastenrath, S. 1976. Heat budget of the Central American Seas, p. 117-131. Geofísica Internacional.

Jones, J. H. 1973. Vertical mixing in the Equatorial Undercurrent. Journal of Physical Oceanography. Vol 3, p. 286-296.

Knauss, J. A. 1963. Equatorial Current Systems, p. 235-252. En 'The Sea, Vol 2, Capítulo 10', Hill, M. N. Editor, p. 539.

Kondratyev K. Y. 1969. Radiation in the Atmosphere. International Geophysical Series. Academic Press, p. 912.

Kraus, E. B. y Turner, J.S. 1967. A one-dimensional Model of the Seasonal Thermocline, II. The general theory and its consequences. Tellus XIX, 1, p. 98-105.

Kraus, E. B. 1972. Ocean Atmosphere Interaction.

Oxford, Clarendon Press, p. 275.

Kraus, E. B. Editor. 1977. Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean. Pergamon Press, p. 325.

Monin, A. S., Kamenkovich, V. M. y Kort, V. G. 1977. Variability of the Oceans. Lumley, J. J., Editor. Wiley, p. 241.

Neumann P. y Pierson W. J. 1966. Principles of Physical Oceanography, p. 545. Prentice Hall.

Niiler, P. P. 1975. Deepening of the Wind Mixed Layer. Journal of Marine Research, Vol. 33, No. 3, p. 405-423.

Niiler P. P. 1977 a. One-dimensional Models of the Seasonal Thermocline. p. 97-115. En 'The Sea, Vol. 6, Marine Modelling'. Goldberg, E. D., O'Brien, J. J., Steele, J. H., Editores, Wiley, 1048.

Niiler P. P. y Kraus E. B. 1977 b. One-Dimensional Models of the Upper Ocean. Capitulo 10 p. 143-172. En 'Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean'. Kraus E. B. Editor. Pergamon Press.

Osborn, T. R. 1980. Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements. Journal of Physical Oceanography. Volumen 10, p. 83-89.

Pak, H. y Zaneveld, J. R. V. 1973. The Cromwell Current on the East Side of the Galapagos Islands. Journal of Geophysical Research, Volumen 78, No. 33, p. 7845-7859.

Pak H. y Zaneveld, J. R. V., 1974. Equatorial Front in the Eastern Pacific Ocean. Journal of Physical Oceanography. Volumen 4, , p. 570-578.

Price, J. F. 1978. Observations of a Rain-Formed Mixed Layer. Journal of Physical Oceanography. Volumen 9, p. 643-649.

Stevenson, J. W. 1979. On the Effect of Dissipation on Seasonal Thermocline Models. Journal of Physical Oceanography. Volumen 9, p. 57-64.

Stumpf G. H. y Legeckis V. R. 1977. Satellite Observations of Mesoscale Eddy Dynamics in the Eastern

Tropical Pacific Ocean. Journal of Physical Oceanography.  
Volumen 7, p. 648-658.

Sverdrup, H. U. 1947. Wind Driven Currents in a Baroclinic Ocean: With Application of the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. Proceedings of the National Academy of Sciences. 33, p. 318-326.

Turner, J. S. 1969. A note on Wind Mixing at the Seasonal Thermocline. Deep Sea Research. Suplemento Vol. 16, p. 297-300.

Woods, J. D. 1977. Parameterization of Unresolved Motions. Capitulo 9, p. 119-140. En 'Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean', Kraus, E. B. Editor. Pergamon Press.

Wyrtki, K. 1966. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. Oceanography and Marine Biology Annual Review. H. Barnes, Editor. 4, p. 33-68.