



T  
551.4601866  
S699

**ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar**

“ VARIABILIDAD OCEANOGRAFICA SUBSUPERFICIAL  
FRENTE A LA COSTA ECUATORIANA ASOCIADA A LA  
SUBCORRIENTE ECUATORIAL (1984 - 1990) ”

**TESIS DE GRADO**

Previo a la obtención del Título de:

**OCEANOGRAFO**

Presentado por:

**Stanislaus Sonnenholzner S.**

Guayaquil - Ecuador

1.993

## AGRADECIMIENTO

A M. Sc. MARIA DEL PILAR CORNEJO, Directora de Tesis, por su ayuda y colaboración para la realización de este trabajo

## DEDICATORIA

A mis Padres Stanislaus y Renate

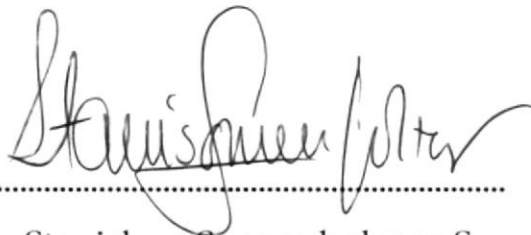
A mi Esposa Gisella

A mi Hija Elisabeth

## DECLARACION EXPRESA

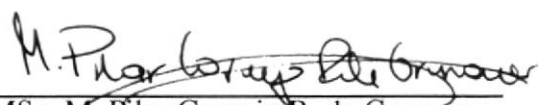
“La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL”.

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL)



Stanislaus Sonnenholzner S.

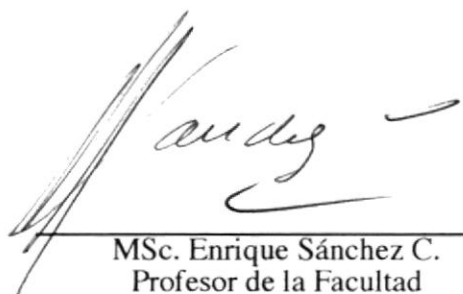




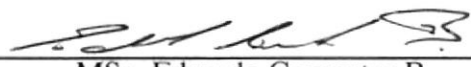
MSc. M. Pilar Cornejo R. de Grunauer  
Directora de Tesis



Dr. Jorge Calderón V.  
Profesor de la Facultad



MSc. Enrique Sánchez C.  
Profesor de la Facultad



MSc. Eduardo Cervantes B.  
Profesor de la Facultad

## RESUMEN

Se analizaron las estructuras subsuperficiales de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfato inorgánico  $PO_4\text{-P}$ , y flujo geostrofico para el período 1984 - 1990 en los perfiles  $82^\circ\text{W}$ ,  $85^\circ\text{W}$  y  $3^\circ 20'\text{S}$ , obtenidos a través de 15 cruceros oceanográficos realizados por el Instituto Nacional de Pesca, con el fin de establecer sus variabilidades en espacio y tiempo asociadas al flujo de la Subcorriente Ecuatorial en la región.

La estructura térmica subsuperficial sufre un marcado cambio estacional, manifestado por el desplazamiento vertical de sus isotermas, originado probablemente por ondas ecuatoriales internas de tipo Kelvin y por pulsaciones de la Subcorriente Ecuatorial.

Se observa el arribo de celdas de salinidad en concentración superior a 35.1 UPS entre profundidades de 50 a 100 m durante el período de Julio a Septiembre. Este pico de salinidad es precedido durante el período de Abril a Junio, por una depresión de las isotermas superiores a  $14^\circ\text{C}$  y por isolíneas de oxígeno disuelto de 2.5 a 3  $\text{ml l}^{-1}$ .

Durante los meses de Octubre a Marzo el termoclin (13°-15°C) se ensancha produciendo un incremento del flujo de la Subcorriente Ecuatorial en sus niveles inferiores.



Las características hidrográficas distintivas de la Subcorriente Ecuatorial utilizadas en este estudio (termoclad, núcleo de salinidad, celdas de alto contenido de oxígeno), evidencian un flujo hacia el sur a lo largo de la costa en todas las secciones analizadas, para aportar probablemente agua a la Contracorriente Costero Peruano Chilena.

En Octubre de 1986, durante las primeras manifestaciones del evento ENSO 1987 en la estructura subsuperficial de la costa ecuatoriana, se observa la Subcorriente Ecuatorial bien desarrollada. En Febrero de 1987 se observan aún algunas características de la Subcorriente Ecuatorial pero en menor magnitud, volviendo a encontrárselo desarrollado en Mayo.

Durante el evento frío de 1988 la estructura subsuperficial se caracterizó por temperaturas menos profundas que lo normal. La Subcorriente Ecuatorial fue evidente por los marcadores de termoclad y lengua de alto contenido de oxígeno.

## INDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN .....	VI
INDICE GENERAL .....	VIII
INDICE DE TABLAS .....	X
INDICE DE FIGURAS .....	XI
INTRODUCCION .....	16
I. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO .....	19
1.1. Oceanografía de la región .....	19
1.1.1. Masas de Agua .....	19
1.1.2. Agua Ecuatorial Subsuperficial .....	20
1.1.3. Corriente Costera Peruana .....	22
1.1.4. Subcorriente Ecuatorial o Corriente de Cromwell .....	24
II. OBTENCION Y PROCESAMIENTO DE DATOS .....	31
2.1. Selección de estaciones .....	31
2.2. Metodología de parámetros físico-químicos .....	33
2.3. Cálculo de velocidad geostrófica .....	34
2.3.1. Consideraciones matemáticas .....	34



## IX

2.3.2. Fuentes de error .....	40
III. ANALISIS DE LA INFORMACION .....	44
3.1. Análisis de la estructura subsuperficial .....	44
3.1.1. Parámetros físico-químicos y flujo geostrófico en 82°W	44
3.1.2. Parámetros físico-químicos y flujo geostrófico en 85°W	56
3.1.3. Parámetros físico - químicos y flujo geostrófico en 3°20'S .....	58
3.2. Análisis temporal de la estructura subsuperficial .....	66
3.2.1. Estructura térmica .....	67
3.2.2. Estructura halina .....	70
3.2.3. Oxígeno disuelto .....	72
3.2.4. Fosfato inorgánico disuelto .....	74
DISCUSION .....	76
CONCLUSIONES .....	86
BIBLIOGRAFIA .....	122

## INDICE DE TABLAS

		Pág.
TABLA 1	Cruceros Oceanográficos del Instituto Nacional de Pesca utilizados para el análisis .....	32
TABLA 2	Esfuerzo del viento en (1° - 3°20'S) y 82°W .....	77
TABLA 3	Profundidad media de isothermas (1° - 3°20'S) y grosor de termoclinas entre isothermas 13°-15°C .....	81

## INDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA 1	
Costa de Pacífico de América del Sur con la posición del área de estudio .....	88
FIGURA 2	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero 1984 .....	89
FIGURA 3	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Julio 1985 .....	90
FIGURA 4	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Octubre 1985 .....	91
FIGURA 5	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero 1986 .....	92
FIGURA 6	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Mayo 1986 .....	93
FIGURA 7	
Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Octubre 1986 .....	94

## XII

FIGURA 8	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero 1987 .....	95
FIGURA 9	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Mayo 1987 .....	96
FIGURA 10	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Septiembre 1987 .....	97
FIGURA 11	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Noviembre 1987 .....	98
FIGURA 12	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Marzo 1988 .....	99
FIGURA 13	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Diciembre 1988 .....	100
FIGURA 14	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero 1989 .....	101
FIGURA 15	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Diciembre 1989 .....	102
FIGURA 16	Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Abril 1990 .....	103

### XIII

FIGURA 17	Distribución vertical de parámetros en meridiano 85°W durante Marzo 1988 .....	104
FIGURA 18	Distribución vertical de parámetros en meridiano 85°W durante Abril 1990 .....	105
FIGURA 19	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Julio 1985 .....	106
FIGURA 20	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Octubre 1985 .....	107
FIGURA 21	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Febrero 1986 .....	108
FIGURA 22	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Mayo 1986 .....	109
FIGURA 23	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Febrero 1987 .....	110
FIGURA 24	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Diciembre 1988 .....	111
FIGURA 25	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Febrero 1989 .....	112

## XIV

FIGURA 26	Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20'S durante Noviembre 1989 .....	113
FIGURA 27	Ciclo interanual de temperatura (°C) .....	114
FIGURA 28	Ciclo interanual de salinidad (UPS) .....	115
FIGURA 29	Ciclo interanual de oxígeno disuelto (ml L <sup>-1</sup> ) .....	116
FIGURA 30	Ciclo interanual de fosfato inorgánico disuelto (µg-atom L <sup>-1</sup> ) .....	117
FIGURA 31	Ciclo anual de salinidad entre (1°S-3°20'S) y 82°W	118
FIGURA 32	Ciclo anual de temperatura y salinidad entre (1°S - 3°20'S) y 82°W .....	118
FIGURA 33	Ciclo anual de temperatura entre (1°S-3°20'S) y 82°W .....	119
FIGURA 34	Ciclo anual de esfuerzo del viento zonal en Salinas (72 - 88) y altura dinámica (relativo a 250 dbar) entre 1°S - 3°20'S y 82°W .....	119
FIGURA 35	Ciclo anual de altura dinámica de 50 dbar relativo a 250 dbar en perfil 82°W .....	120

FIGURA 36	Ciclo anual de oxígeno disuelto ( $\text{ml L}^{-1}$ ) entre 1°S-3°20'S y 82°W .....	120
FIGURA 37	Ciclo anual de fosfato inorgánico $\text{PO}_4\text{-P}$ ( $\mu\text{g-atomL}^{-1}$ ) entre 1°S-3°20'S y 82°W .....	121

## INTRODUCCION

La hidrografía del mar ecuatoriano ha sido estudiada desde los años 60 hasta la presente fecha, principalmente por observaciones de cruceros oceanográficos de instituciones nacionales y extranjeras. Estas observaciones han revelado la presencia de varias masas de agua (Cucalón 1983; 1986) relacionadas al sistema de circulación de corrientes (Enfield 1976, Allauca 1990, Wyrki 1966) en la región, el cual sufre marcados cambios estacionales a nivel superficial asociado al comportamiento del campo de vientos (Cucalón 1987, Moreano 1983).

Una de las principales características de la estructura subsuperficial en el Pacífico Ecuatorial Oriental, es la presencia de la Subcorriente Ecuatorial o Corriente de Cromwell (Pak and Zaneveld, 1973; Cochrane *et al.*, 1970; White, 1969; Stevenson and Taft, 1973, Christensen, 1971).

A pesar de existir varias evidencias de la extensión de la Subcorriente Ecuatorial en aguas ecuatorianas, pocos trabajos han intentado determinar la variabilidad en espacio y tiempo de esta corriente (Lukas, 1986), en especial cerca del margen continental de la costa ecuatoriana.

Este estudio es importante desde el punto de vista teórico y práctico, ya que aparentemente la Subcorriente Ecuatorial esta asociada a procesos de surgencia costeros del norte de Perú, suministrando agua rica en



nutrientes a las áreas de afloramiento (Brockman *et al.*, 1980; Wyrski, 1963 y 1966; White, 1969; Zuta, 1970 y 1988). La relación causal entre afloramientos, la alta productividad biológica y la existencia de recursos pesqueros ha sido evidente desde muchos años atrás.

Las variaciones estacionales e interanuales generan cambios en la dinámica de circulación afectando de manera directa las propiedades químico-biológicas de la columna de agua, los cuales probablemente influyen de manera directa en la distribución geográfica de los recursos acuáticos. Jiménez *et al.* (1987) encontró altas concentraciones de *Mesodinium rubrum* asociado al afloramiento costero frente a la costa ecuatoriana, coincidente con áreas de abundancia de huevos de peces pelágicos. Ware *et al.* (1981) detectó *M. rubrum* en la dieta de larva de Anchoqueta peruana. Mendiola (1980) observó alta correspondencia entre densidad de células y áreas de afloramiento más intenso.

El principal objetivo de este trabajo fue el de determinar la existencia de un patrón de circulación de la Subcorriente Ecuatorial en espacio y tiempo, determinado a partir de propiedades hidrográficas (distribución de temperatura y salinidad) y parámetros químicos (oxígeno disuelto y fosfato inorgánico  $PO_4$ -P). Se acompaña este análisis con el cálculo del flujo geostrofico con el fin de establecer una correspondencia con las propiedades hidrográficas.

El período de estudio corresponde a los años de 1984 a 1990 determinado en 15 cruceros oceanográficos realizados por el Instituto Nacional de Pesca.



Este estudio abarca eventos considerados anómalos por sus características oceano-atmosféricas sobre las regiones del Océano Pacífico Occidental, Ecuatorial y Oriental. Un evento “El Niño” de moderada intensidad ocurrió durante 1987, mientras que un evento frío por sus anomalías de temperatura negativas ocurrió en el Océano Pacífico entre 1988 y 1989 (Hayes *et al.*, 1991).

## CAPITULO I

### I. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

#### 1.1 OCEANOGRAFIA DE LA REGION

El presente estudio se ubica en la región oriental del Pacífico ecuatorial frente a la costa ecuatoriana, delimitada latitudinalmente al norte por  $1^{\circ}\text{N}$  y al sur por  $3^{\circ}20'\text{S}$  (figura 1) y longitudinalmente desde el perfil de costa hasta  $85^{\circ}\text{W}$ . Esta región se caracteriza por ser una zona de transición entre los regímenes tropical y subtropical, con aguas tropicales superficiales (ATS) y aguas subtropicales superficiales (ASTS) respectivamente. La franja de discontinuidad que delimita ambas masas de agua es conocida como frente ecuatorial, el cual sufre marcados cambios estacionales (Wyrcki, 1966; Pak *et al.*, 1974, Cucalón 1986), relacionados con la intensidad del campo de vientos predominantes y condiciones dinámicas de la circulación en la región.

##### 1.1.1. MASAS DE AGUA

Las masas de agua presentes en la región ecuatorial del Pacífico oriental han sido descritas en varios trabajos por Wyrcki (1966, 1967). Dentro de esta región, enmarcado por el área de estudio del mar ecuatoriano se pueden diferenciar básicamente 3 tipos



de masas de agua; agua tropical superficial, agua subtropical superficial y agua ecuatorial subsuperficial (AESS). Las variaciones espacial y temporal que conllevan cambios físicos y químicos de estas masas de agua en la región ecuatorial oriental y mar ecuatoriano han sido cubiertas por varios autores (Wyrki 1965 (a, b); 1966, 1967; Wooster, 1969, Zuta and Guillen 1970; Enfield 1976; Cucalón 1986, 1987). En varios de estos trabajos se incluyen análisis de parámetros químicos (oxígeno disuelto y nutrientes), los cuales también se encuentra en el trabajo de Okuda *et al.* (1983).

En este capítulo no se pretende revisar en detalle las características fisico-químicas de las masas de agua superficiales, sin embargo a nivel subsuperficial la presencia de Agua Ecuatorial Subsuperficial asociada a la extensión de la Subcorriente Ecuatorial estará sujeta a una mejor revisión en la siguiente sección.

### 1.1.2 AGUA ECUATORIAL SUBSUPERFICIAL

El agua ecuatorial subsuperficial (AESS) en la región de estudio ( $1^{\circ}\text{N} - 3^{\circ}20'\text{S}$ ) está caracterizada por una columna de agua con temperaturas de  $13^{\circ}$  a  $15^{\circ}\text{C}$  y salinidades de 34.9 a 35.1 UPS (Unidad Práctica de Salinidad). Esta capa de agua relativamente homogénea posee un mínimo gradiente de temperatura por lo cual se lo considera un termostad (Seitz, 1967). Esta capa de agua

también es considerado un halostad en virtud de que presenta un mínimo gradiente de salinidad (Tsuchiya, 1981).

Esta capa de agua subsuperficial con características relativamente homogéneas ha sido denominada por otros autores (Montgomery and Stroup, 1962) como termostad de agua ecuatorial de 13°C. En el Pacífico Central esta masa de agua presenta anomalías termostéricas en el orden de 140 a 180 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> que corresponden a temperaturas de 11° a 14°C y salinidades de 34.8 a 35 UPS respectivamente.

En la región de estudio para temperaturas de 13°C y salinidades de 34.95 UPS el valor de anomalía de volumen específico corresponde a 160-170 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> y para temperaturas de 15°C y salinidades de 35.1 el valor de anomalía de volumen específico es de 200 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>.

El termostad refleja en la estructura subsuperficial una gran separación de las isotermas e isopicnas por debajo de la termoclina centrado entre 150 a 200 metros de profundidad. Esta agua mas densa y de menor salinidad se encuentra en la subpicnoclina de la Subcorriente Ecuatorial. En el Pacífico Central esta subpicnoclina de la porción inferior de la Subcorriente Ecuatorial tiene menor velocidad que la capa superior correspondiente al núcleo de la Subcorriente

Ecuatorial, sin embargo tiene un mayor volumen de flujo por alcanzar un mayor espesor.

Tsuchiya (1968 y 1981) demostró que este termoclin se caracteriza por un relativo alto contenido de salinidad y oxígeno sobre superficies isopícnas, pudiendo ser monitoreado a lo largo de la banda ecuatorial del Pacífico Central hasta el Pacífico Oriental, especialmente por una lengua de alto contenido de oxígeno. Además, este mismo autor encontró que las características originales del agua ecuatorial de 13°C son adquiridas en la superficie, y termoclin al noreste de Nueva Zelanda y en el Mar de Tasman por procesos de convección durante el invierno y mezcla vertical, siendo transferido a las capas de la subtermoclin del Pacífico Ecuatorial por advección.

Esta masa de agua incrementa su volumen y decrece en velocidad hacia el este, probablemente por la convergencia zonal ocasionada al aproximarse al borde este continental.

### 1.1.3 CORRIENTE COSTERA PERUANA

La Corriente Costera Peruana (CCP) es la manifestación costera del sistema de corrientes peruanas que forman parte del movimiento anticiclónico del Pacífico Sur. Esta corriente fluye a lo largo de la costa en dirección noroeste adquiriendo ciertas

características debido al afloramiento costero para luego separarse de la costa y entrar a formar parte de la Corriente Ecuatorial del Sur (CES). El transporte de la CCP es de  $6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Zuta y Guillén 1970), siendo sus velocidades cercanos a la costa de  $0.1$  a  $0.15 \text{ m s}^{-1}$  (Wyrcki, 1965 a). En el mar ecuatoriano cercano a  $3^\circ\text{S}$  se observa frecuentemente una extensión hacia el nor-noroeste del ramal de la CCP denominado por Allauca (1990), Corriente Costanera Ecuatoriana (CCE), estando sujeta su influencia a la posición de la ZCIT, la cual se ve acompañada por flujos provenientes del Norte, impulsados por la acción de vientos alisios del NE (Moreano, 1983).

La variación del flujo costero está acoplada a fluctuaciones de los vientos locales (Zuta, 1988), siendo más intenso en otoño e invierno del hemisferio sur, reforzando los intensos afloramientos que ocurren en esta época  $4^\circ$  a  $6^\circ\text{S}$  (Zuta y Guillén 1970).

La termoclina es menos intensa en esta región debido a los afloramientos (Wyrcki, 1966 y 1967; Wooster and Cromwell, 1958). La temperatura alrededor de los 30 m superficiales es gobernada por los vientos en donde los afloramientos y profundización de la capa de mezcla son procesos importantes.

#### 1.1.4 SUBCORRIENTE ECUATORIAL O CORRIENTE DE CROMWELL

Desde su descubrimiento en 1952 (Cromwell *et al.*, 1953; Montgomery and Stroup, 1962), esta subcorriente ha sido objeto de estudios por varios investigadores en el Pacífico ecuatorial (Knauss 1960, 1966; Taft and Jones, 1973; Taft *et al.*, 1974; Hayes *et al.*, 1980).

Esta subcorriente se caracteriza por ser una corriente subsuperficial que viaja de oeste a este a lo largo del eje ecuatorial entre 2°N y 2°S desde el Pacífico Occidental aproximadamente 143°E hasta la costa sudamericana. La principal fuerza generadora de esta subcorriente, es el gradiente de presión hacia el este existente en el Pacífico Ecuatorial. Esta corriente se encuentra entre profundidades de 30 a 300 metros.

En el Pacífico central la SCE se centra en la intensa pinoquina tropical y se extiende hacia abajo en las capas subpinales. Esta pinoquina tropical también constituye una oxiclina y nutriclina, por lo cual la Subcorriente transporta agua con diferentes características de densidad, oxígeno y nutrientes (Tsuchiya, 1990).

Una gran cantidad de agua ingresa en la subcorriente por ambos flancos de la porción superior de la pinoquina y



subsecuente aflora en la Corriente Ecuatorial del Sur (CES). Sin embargo la parte inferior de la Subcorriente Ecuatorial (SCE) no participa directamente en el flujo superficial sujeto al campo de vientos por lo cual sus características hidrográficas pueden ser monitoreadas a lo largo de la franja ecuatorial desde el Pacífico Occidental (Tsuchiya, 1990).

La mayor porción de la SCE es alimentada por el sur en su extremo mas occidental por una Subcorriente (New Guinea Coastal Undercurrent) que fluye hacia el noroeste desde el mar de Solomón al Mar de Bismarck a través del Estrecho de Vitiaz y a lo largo de la costa norte de Papua Nueva Guinea transportando aguas con alta salinidad, alto oxígeno y bajos nutrientes (Tsuchiya, 1990).

Una de las principales características de la estructura térmica de la SCE a nivel de la termoclina es el esparcimiento de las isotermas en su núcleo. En la parte superior de la termoclina se observa un afloramiento de las isotermas originado por procesos de divergencia causado por los vientos alisios del sureste (Divergencia de Ekman). En la parte inferior se presenta un hundimiento de las isotermas originado por procesos de convergencia meridional o zonal.

El núcleo de la SCE se ubica en la termoclina alcanzando velocidades en el Pacífico Central superiores a  $1.0 \text{ m s}^{-1}$  y transporte de masa de  $30 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Lukas and Firing, 1984) entre  $150^\circ$  y  $158^\circ\text{W}$ . El transporte de la parte inferior de la SCE correspondiente a la capa comprendida entre los  $140$  a  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  ha sido estimada en  $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en  $140^\circ\text{W}$  y  $11 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en  $96^\circ\text{W}$ .

Taft and Jones (1973) determinaron un transporte hacia el este de  $19 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en  $115.5^\circ\text{W}$  y  $8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en  $93.5^\circ\text{W}$ , correspondiendo a la parte inferior de la SCE ( $140$  a  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ) un transporte de  $12 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y  $4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  respectivamente, lo que implica que más del 50% del transporte de la SCE puede ser atribuido a sus niveles inferiores. Estos autores sugieren además en base a los datos de transporte obtenidos durante las expediciones Dolphin de Abril a Junio de 1969, Swansong de Septiembre a Diciembre de 1961 y Piquero de Junio a Agosto de 1969, que el transporte de la SCE es menor cuando los vientos alisios del sureste y la Corriente Ecuatorial del Sur son mayores. Sugieren además que las mayores velocidades encontradas al sur del ecuador son producto de la componente sur del esfuerzo del viento.

Wyrtki (1965) observa un flujo superficial hacia el este en el ecuador entre  $100$  a  $120^\circ\text{W}$  durante Marzo y Abril. Jones (1969) también observa un flujo superficial hacia el este de  $0.75 \text{ m s}^{-1}$

durante los meses de Febrero y Marzo, lo cual atribuye a la superficialización de la Corriente de Cromwell en ausencia o debilitamiento de los vientos alisios en este período, sugiriendo que el campo de viento es importante en la determinación de la estructura de la Subcorriente. Sin embargo, Taft *et al.* (1974), detectó velocidades superficiales hacia el este entre 150 a 160°W durante Febrero - Marzo de 1971 con valores de  $0.56 \text{ m s}^{-1}$ , a pesar de que no se reflejó esto en una disminución de los vientos hacia el oeste a nivel del ecuador. Este flujo observado hacia el este se debe probablemente al paso estacional de una onda baroclínica de Kelvin de primer modo. La subcorriente en sí es desplazada en realidad hacia abajo con la termoclina durante este proceso (Lukas, 1986).

El flujo de la subcorriente disminuye notablemente al aproximarse a las Islas Galápagos (Taft and Jones, 1973). Christensen (1971) encontró velocidades de  $1.05 \text{ m s}^{-1}$  ligeramente al norte del ecuador en 94°W a 75 m de profundidad, mientras que hacia el sur a 80 km del ecuador las velocidades observadas fueron de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ .

Al llegar la SCE a las Islas Galápagos ésta se divide en ramales hacia el norte y sur de las I. Galápagos. Parte de estos ramales recirculan en la Corriente Ecuatorial del Sur hacia el oeste (Wyrtki 1966 y 1967), mientras que otros ramales bordean las islas por el norte y sur y fluyen hacia el este en dirección de la

costa sudamericana (Cochrane *et al.*, 1970; White, 1969; Stevenson and Taft, 1971, Pak *et al.*, 1973). Velocidades al este de las I. Galapagos han sido de  $0.37 \text{ m s}^{-1}$  (Stevenson and Taft, 1971) y menores que  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  (Cristensen, 1971).

En base a estos datos Pak *et al.* (1973) observa 3 ramales al este de las Islas Galápagos, concluyendo que el ramal de mayor flujo hacia el este se produce por el lado norte de las islas con dos ramales, mientras que el otro ramal se extiende alrededor de  $3^{\circ}\text{S}$ . Cochrane *et al.* (1970) y White (1969) observan 2 ramales, uno a cada lado del ecuador. Sugieren que el ramal sur entre  $2-4^{\circ}\text{S}$  llega hasta la costa de Perú alrededor de  $5^{\circ}\text{S}$  y suministra el agua a los afloramientos costeros que se producen entre  $4-6^{\circ}\text{S}$  frente a la costa peruana.

Brockman *et al.* (1980) en base a mediciones directas de contenido de oxígeno, determina que el flujo subsuperficial costero entre  $5-15^{\circ}\text{S}$  asociado a la Contracorriente Subsuperficial Peruano Chilena (Wooster and Gilmartin, 1961) que proporciona agua al afloramiento costero es de origen ecuatorial, asociado al ramal sur de la Subcorriente Ecuatorial.

El núcleo de salinidad oscila entre profundidades de 50 a 100 m en la termoclina. Stevenson *et al.* (1971) encontró el núcleo de salinidad asociado al borde sur del frente ecuatorial con valores

medios de 35.17, correspondiendo a una temperatura de 17.2°C y anomalía termostérica de  $239 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ .

Durante el evento ENSO 1982-83 se observó una desaparición e incluso una reversión de la Subcorriente Ecuatorial en 159°W, 110°W y 95°W (Firing *et al.*, 1983a; Mangum *et al.*, 1983; Hisard *et al.*, 1984; Halpern, 1983). Esta desaparición virtual de la Subcorriente Ecuatorial es consistente con el ajuste de la pendiente del nivel del mar producido por la aparición de fuertes vientos anómalos del oeste en el Pacífico Ecuatorial, y la generación de ondas Kelvin (Firing *et al.*, 1983a y 1983b).

El desfase observado en la ocurrencia de la desaparición de la Subcorriente Ecuatorial entre 159°W, 110°W y 95°W indican ondas baroclínicas de Kelvin de diferentes modos (Halpern *et al.*, 1983). Observaciones del comportamiento anómalo del flujo de la Subcorriente Ecuatorial durante el evento ENSO 1982-83 también fueron realizados al este de las Islas Galápagos en 85°W (Lectma *et al.*, 1983).

El balance gesotrófico de la SCE ha estado en debate desde su descubrimiento. Mediciones realizadas por Knauss (1960), Montgomery and Stroup (1962), Hayes (1982), Taft *et al.* (1974), Lukas and Firing (1984), Moum *et al.*, (1987), observan que la estructura meridional de altura dinámica de la SCE es consistente con el balance gesotrófico. Por otro lado Knauss

(1966) y Taft and Jones (1973) encontraron ageostrofía en las secciones de la SCE.

Moum *et al.*, (1987) indica que existen dos razones para que la SCE no se encuentre en balance geostrofico. En primer lugar "Aliasing" de cálculos de altura dinámica debido a desplazamientos de superficies de densidad causadas por ondas internas de gran amplitud, en particular ondas de marea interna. En segundo lugar, por ondas ecuatoriales que pueden inducir aceleraciones locales en el balance meridional de momento.



## CAPITULO II

### II OBTENCION Y PROCESAMIENTO DE DATOS

#### 2.1 SELECCION DE ESTACIONES

Los datos de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y fosfatos inorgánicos, fueron obtenidos de los cruceros oceanográficos que realizó el Instituto Nacional de Pesca a bordo del B/I Tohalli durante el período de 1984 a 1989, a excepción de los datos de Abril de 1990 que fueron obtenidos del buque de investigación ruso R.V. Okeah del Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute (DVNIGMI) Vladivostok (CEI).

En la tabla 1 se listan las fechas en las cuales se llevaron a cabo los cruceros oceanográficos, así como también los perfiles verticales utilizados. Las estaciones que se seleccionaron para la elaboración de perfiles verticales estuvieron localizados sobre el meridiano 82°W entre las latitudes de 1°N y 3°20'S. Además se escogieron las secciones meridionales en el 85°W de los cruceros realizados en Marzo-Abril de 1988 y Marzo-Abril de 1990. Una sección perpendicular a la costa en 3°20'S también fue analizada para los cruceros en los cuales se realizó dicho perfil. Debido a la gran cantidad de estaciones oceanográficas coincidentes en la misma ubicación geográfica se presentan en la

figura 1 sólo las zonas (sombreado) de los perfiles antes mencionados sobre los cuales se concentra el presente estudio.

Tabla 1. Cruceros Oceanográficos del Instituto Nacional de Pesca utilizados para el análisis.

Crucero	Fecha	Estaciones	Perfil	Perfil	Perfil
			82°W	3°20'S	85°W
T84-02-2	Febrero 84	22, 23, 35, 36, 37	Si	No	No
T85-07-2	Julio 85	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 20, 22, 40, 46	Si	Si	No
T85-10-4	Octubre 85	3, 4, 5, 8, 10, 21, 25, 38, 41	Si	Si	No
T86-02-1	Febrero 86	3, 4, 5, 8, 10, 28, 40, 49, 52	Si	Si	No
T86-05-2	Mayo 86	6, 7, 8, 11, 19, 31, 48, 54, 69, 81	Si	Si	No
T86-10-3	Octubre 86	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7	Si	No	No
T87-02-1	Febrero 87	5, 9, 11, 13, 15, 23, 37, 43, 54, 60, 71, 77	Si	Si	No
T87-05-3	Mayo 87	13, 23, 25, 27, 29, 31, 33, 35, 38	Si	No	No
T87-09-4	Septiem. 87	13, 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33, 36	Si	No	No
T87-11-5	Noviem. 87	13, 19, 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33	Si	No	No
T88-03-1	Marzo 88	6, 10, 14, 18, 22, 51, 55, 59, 63, 67	Si	No	Si
T88-12-4	Diciem. 88	9, 11, 13, 15, 23, 25, 27, 29, 31, 34	Si	Si	No
T89-02-1	Febrero 89	6, 8, 12, 14, 18, 31, 37, 45, 55, 57, 59	Si	Si	No
T89-11-3	Noviem. 89	5, 7, 9, 11, 13, 17, 29, 31, 34, 37, 41	Si	Si	No
OKEAH *	Feb-Abr 90	202 - 208, 222 - 228	Si	No	Si

\* Crucero conjunto INP-DVNIGMI



## 2.2 METODOLOGIA DE PARAMETROS FISICO - QUIMICOS

Las muestras de agua fueron recolectadas con botellas Niskin equipadas con termómetros de inversión protegidos y no protegidos distribuidos a profundidades máximas de 300 m. En algunos cruceros se bajaron las botellas hasta 500 m. En la expedición del buque ruso las temperaturas y salinidades fueron obtenidos por medio de un CTD.

Las muestras de salinidad fueron analizadas con un salinómetro de inducción eléctrica marca Beckman RS-9. Las salinidades referidas en este trabajo corresponden a los determinados por la Escala de Salinidad Práctica 1978 (UNESCO, 1983); una salinidad de 35 corresponde a 35 UPS (unidad práctica de salinidad). El oxígeno disuelto fué analizado usando el método Winkler (Strickland and Parsons, 1968). El fosfato inorgánico fué analizado usando el método de Strickland and Parson (1968).

Las temperaturas fueron corregidas mediante el uso de la fórmula dada por Schumacher (1923) y Sverdrup (1947). Para obtener la profundidad corregida a partir de la profundidad termométrica se aplicó la expresión de Wust (1933).

Los datos de dirección y velocidad del viento fueron obtenidos de la estación costera de la Libertad ( $2^{\circ}12'S$ ,  $80^{\circ}59'W$ ) pertenecientes al Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), (Chippe, 1990).

Dirección y velocidad del viento adicionales se tomaron durante la trayectoria de los cruceros oceanográficos.

### 2.3 CALCULO DE VELOCIDAD GEOSTROFICA

El cálculo de la velocidad zonal y meridional se obtiene en el presente trabajo de la relación entre el balance geostrófico y corrientes producidas por viento, para lo cual se introduce el término de fricción vertical. La componente geostrófica se calcula en base a la distribución de densidad obtenidas a partir de los valores de temperatura y salinidad. El gradiente de presión entre estaciones se obtiene de la diferencia de altura dinámica en la anomalía de volumen específico entre superficies isobáricas. El cálculo de la anomalía de volumen específico se computó a partir de la ecuación de estado de agua de mar EOS80 (UNESCO, 1983).

A continuación se describen las expresiones matemáticas utilizadas en el modelo de cómputo de velocidad. La verificación de las ecuaciones puede ser encontrada en cualquier libro de texto de Oceanografía Física (por ej. Pond y Pickard, 1978).

#### 2.3.1 CONSIDERACIONES MATEMATICAS

El balance de fuerzas en sentido  $x$ ,  $y$ ,  $z$  asumiendo estado estable  $dC/dt = 0$ , viene expresado mediante las siguientes relaciones en la ecuación de movimiento:

$$fu = - 1/\rho \partial P/\partial y + A_v \partial^2 v/\partial z^2 + A_H \nabla^2 v \quad (1)$$

$$-fv = - 1/\rho \partial P/\partial x + A_v \partial^2 u/\partial z^2 + A_H \nabla^2 u \quad (2)$$

$$\partial P/\partial z = - \rho g \quad (3)$$

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial w/\partial z = 0 \quad (4)$$

siendo:  $f$  = factor de coriolis ( $2\omega \sin\theta$ )

$A_H$  = coeficiente de viscosidad horizontal

$A_v$  = coeficiente de viscosidad vertical

$\rho$  = densidad del agua

el operador  $\nabla^2 = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$

Se asume que  $A_H$  y  $A_v$  son constantes y no varían con profundidad. El término de fricción lateral es difícil de estimar debido a la arbitrariedad del coeficiente de viscosidad lateral. Guldberg and Mohn (Neuman and Pierson, 1966) asumieron que la fuerza de fricción lateral por unidad de masa es proporcional a la velocidad de la corriente.

$A_H \nabla^2 C$  = fuerza de fricción por unidad de masa =  $R$

$R = r C$

donde:  $C$  = velocidad de la corriente

$r$  = coeficiente de proporcionalidad Raleigh ( $s^{-1}$ )

Si  $R_x$  y  $R_y$  son los componentes de la fuerza friccional por unidad de masa en las direcciones "x" y "y" respectivamente, entonces tenemos la siguiente relación:

$$R_x = -ru \quad R_y = -rv$$

Reescribiendo las ecuaciones de movimiento (1) y (2) tenemos:

$$f_u = -1/\rho \partial P/\partial y + A_v \partial^2 v/\partial z^2 - rv \quad (5)$$

$$-f_v = -1/\rho \partial P/\partial x + A_v \partial^2 u/\partial z^2 - ru \quad (6)$$

Si consideramos ahora que el esfuerzo de fricción

$$\Gamma = \rho A_v (\partial c/\partial z)$$

expresa la fuerza de una capa de fluido sobre un área de otra capa de fluido por encima o debajo de dicha capa, entonces al diferenciar el esfuerzo de fricción con respecto a la dirección  $z$  por unidad de masa tenemos:

$$1/\rho \partial \Gamma/\partial z = 1/\rho \partial(\rho A_z \partial c/\partial z)/\partial z$$

Asumiendo que  $\rho A_z$  es constante con profundidad, entonces:

Asumiendo que  $\rho$  Az es constante con profundidad, entonces:

$$1/\rho \partial\Gamma/\partial z = \text{fricción vertical por unidad de masa} = A_z \partial^2 c/\partial z^2$$

El esfuerzo de fricción  $\Gamma$  representa en nuestra ecuación el esfuerzo que ejerce el viento sobre la superficie del mar. Si consideramos las componentes del esfuerzo del viento en las direcciones "x" y "y", la ecuación de movimiento toma la siguiente forma:

$$f_u = -1/\rho \partial P/\partial y + 1/\rho \partial\Gamma_y/\partial z - r_v \quad (7)$$

$$-f_v = -1/\rho \partial P/\partial x + 1/\rho \partial\Gamma_x/\partial z - r_u \quad (8)$$

Resolviendo para u y v tenemos:

$$u = -f/\rho N \partial P/\partial y + f/\rho N \partial\Gamma_y/\partial z - r/\rho N \partial P/\partial x + r/\rho N \partial\Gamma_x/\partial z \quad (9)$$

$$v = -f/\rho N \partial P/\partial x - f/\rho N \partial\Gamma_x/\partial z - r/\rho N \partial P/\partial y + r/\rho N \partial\Gamma_y/\partial z \quad (10)$$

Siendo:

$$N = (f^2 + r^2)$$

$\Gamma_x = \Gamma_{xw}$  = componente del esfuerzo del viento en dirección x

$\Gamma_y = \Gamma_{yw}$  = componente del esfuerzo del viento en dirección y

El efecto del viento en la columna de agua decae exponencialmente mediante la siguiente expresión:



$$\Gamma_x = \Gamma_{xw} * \exp (- \pi z/h) \quad (11 \text{ a})$$

$$\Gamma_y = \Gamma_{yw} * \exp (- \pi z/h) \quad (11 \text{ b})$$

donde:  $h$  = profundidad de la capa de influencia friccional del esfuerzo del viento.

$$\Gamma_{xw} = Ra \text{ Cd } |A| A_x \quad (12 \text{ a})$$

$$\Gamma_{yw} = Ra \text{ Cd } |A| A_y \quad (12 \text{ b})$$

$$Cd = (0.8 + 0.065 A) 0.001 \quad (13)$$

donde:  $Ra$  = densidad del aire ( $1.18 \text{ kg m}^3$ )

$Cd$  = coeficiente de arrastre (adimensional)

$|A|$  = módulo de velocidad del viento

$A_x, A_y$  = componente de velocidad del viento

El gradiente de presión  $\partial p / \partial n$  se obtiene a partir de la anomalía de altura dinámica  $\Delta D$  entre superficies isobáricas.

De la ecuación hidrostática tenemos que:

$$\partial p = \rho g \partial z$$

$$- g \partial z = \partial D$$

$$D = \int \alpha \, dp$$

donde  $D$  = altura dinámica sobre superficie isobárica con presión  $p$ .

La altura dinámica entre superficies isobáricas puede ser descompuesta en:

$$D = D_{35,0,p} + \Delta D$$

$$D_{35,0,p} = \int \alpha_{35,0,p} \, dp$$

$$\Delta D = \int \delta \, dp \quad (14)$$

De la expresión (14) sólo nos interesa la anomalía de altura dinámica obtenida a partir de la anomalía de volumen específico  $\delta$  entre superficies isobáricas, pues contiene las desviaciones de altura dinámica del agua de mar estándar.

Las ecuaciones de movimiento quedan descritas finalmente de la siguiente manera:

$$u = -f/\rho N \, \Delta D/\partial y + f/\rho N \, \partial \Gamma_y/\partial z - r/\rho N \, \Delta D/\partial x + r/\rho N \, \partial \Gamma_x/\partial z \quad (15)$$

$$v = -f/\rho N \, \Delta D/\partial x - f/\rho N \, \partial \Gamma_x/\partial z - r/\rho N \, \Delta D/\partial y + r/\rho N \, \partial \Gamma_y/\partial z \quad (16)$$

Los valores de:

$$\Delta D = \int \delta \, dp$$

$$d\Gamma = \int \Gamma \eta w \exp(-\pi z/h)$$

se obtienen mediante integración numérica.

### 2.3.2 FUENTES DE ERROR

Se discute brevemente en primer lugar los errores cometidos al asumir arbitrariamente los valores de las constantes en la ecuación de continuidad.

La constante  $r$  (Raleigh) es un factor de proporcionalidad de la fuerza de fricción lateral. No se debe confundir esta constante con el coeficiente de viscosidad arremolinada lateral  $A_H$ . El valor de  $r$  fue determinado por varios investigadores del decaimiento de corrientes inerciales, estimándose que el orden de magnitud se encuentra entre  $10^{-5}$  a  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$  (Neuman and Pierson, 1966).

En el presente trabajo se hizo variar el valor de  $r$  dentro de la ecuación de movimiento. Se encontró que el valor de  $2E-6$  reproduce buenos resultados en la cercanía del ecuador ( $\pm 1^\circ$ ). El factor de coriolis entre ( $\pm 1^\circ$ ) es aproximadamente  $2.54E-6$ , por lo cual entre este rango de latitudes, los valores de  $r$



y  $f$  tienen aproximadamente la misma magnitud, y tienden a cancelarse, por lo tanto el valor de la velocidad zonal determinada mediante la ecuación de movimiento descrita, dependerá tanto del valor de  $f$  como de  $r$ . A medida que la latitud aumenta, el factor de coriolis se incrementa con respecto a  $r$  y pasa a ser dominante en la ecuación de movimiento.

El criterio que se siguió para adoptar el valor de  $r$  de  $2E-6$  se basó principalmente en la observación de que se registraban valores de velocidad muy altos por la indeterminación de  $f$  en la proximidad del ecuador. Más aún en las capas superficiales, el gradiente termohalino del Frente Ecuatorial producía en los cálculos velocidades exageradamente elevados. La inclusión de una constante de aproximadamente la misma magnitud, provocó en el cálculo una reducción de las velocidades. Se experimentó con varios valores de  $r$  hasta encontrar un valor que se ajustase a velocidades observadas mediante mediciones directas en la región.

Otro error que probablemente afectó el cómputo de la velocidad en las capas superiores de la superficie fue la suposición arbitraria del valor de  $h$  que corresponde a la profundidad de la capa de efecto friccional del esfuerzo del viento. En este modelo la profundidad  $h$  de influencia friccional coincide con la profundidad de la capa de mezcla determinada por la estructura

termohalina de las secciones meridionales. El valor de  $h$  estuvo comprendido generalmente entre los 30-40 m.

Una de las principales fuentes de error proviene de la contaminación inevitable de las ondas internas de alta frecuencia y pequeña escala que producen desplazamientos de las superficies de densidad a partir de las cuales se calculan las alturas dinámicas. Ondas ecuatoriales (Wunsch and Gill, 1976; Philander 1979) en un amplio espectro de frecuencias inducen aceleraciones en el balance meridional (Hayes, 1982; Moum *et al.*, 1987) generando singularidades en el cómputo de velocidades geostroficas al utilizar las ecuaciones de movimiento (Picaut *et al.*, 1989).

Una diferencia de la altura dinámica de 1 cm dinámico entre el ecuador y  $\pm 1^\circ$  debido a estas ondas, puede producir corrientes geostroficas de  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  (Moum *et al.*, 1987; Hayes, 1982; Picaut *et al.*, 1989).

Para reducir la contribución de ondas internas de alta frecuencia, es necesario realizar un suavizamiento en espacio y tiempo.

Moum *et al.* (1987) investigó la resolución meridional requerida para mantener geostrofismo y concluyó que el muestreo óptimo requiere un espaciamiento de 20 km entre estaciones y un



suavizamiento sobre los 100 km. La contaminación de ondas internas se produce por muestrear y calcular velocidades geostroficas a intervalos menores que la escala de longitud geostrofica. Picaut *et al.* (1989) llegó a la misma conclusión que Moux *et al.*, es decir que geostrofismo se mantiene en escalas meridionales no menores que 100 km.

En el modelo se observaron altas velocidades generadas entre estaciones espaciadas a distancias menores que 75 km en las proximidades del ecuador. Por lo tanto, el cómputo de velocidades a partir de alturas dinámicas se realizó entre estaciones espaciadas a un intervalo mayor que 75 km cuando la ubicación de las estaciones así lo permitían. De esta forma se produjo un suavizamiento meridional y las velocidades zonales se redujeron considerablemente.

## CAPITULO III

### III ANALISIS DE LA INFORMACION

#### 3.1 ANALISIS DE LA ESTRUCTURA SUBSUPERFICIAL

La estructura subsuperficial involucra la presentación de secciones verticales de temperatura, salinidad, anomalía termostérica, oxígeno disuelto, fosfato inorgánico y velocidad geostrófica a lo largo de los perfiles de 82°W, 85°W y 3°20'S. Los resultados de los diferentes parámetros se presentan siguiendo el orden cronológico de los cruceros contenidos en la tabla 1. Para lograr una mejor interpretación de los parámetros, así como una mejor correlación entre los mismos, los datos son tratados conjuntamente por crucero.

##### 3.1.1 PARAMETROS FISICO-QUIMICOS Y FLUJO GEOSTROFICO EN 82°W

Durante Febrero de 1984, que corresponde al verano del Hemisferio Sur (HS), se observa un termostad entre las isotermas de 14° y 15°C (fig. 2a) correspondiente a las superficies isanostéricas de 180-200 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> (fig. 2c). Hacia el norte de 2°S la isanostera de 200 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> tiende a profundizarse hacia el ecuador, mientras que la isanostera de 180 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> permanece aproximadamente a la misma profundidad, produciéndose una disminución del grosor del termostad. Aparentemente esta profundización de la isoterma de

15°C paralela a la isanostera de  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  obedece al esparcimiento hacia abajo de la parte inferior de la termoclina característico de la Subcorriente Ecuatorial. Coincidentemente con esta profundización se observa un núcleo de oxígeno (2.5-3.0 ml L<sup>-1</sup>) al norte de 2°S (fig. 2d) entre una profundidad de 75 a 200 m. El cálculo de velocidad geostrófica muestra también un flujo hacia el este al norte de 2°S (fig. 2e). Un núcleo de alta salinidad mayor que 35 cruza toda la región entre profundidades de 50 a 100 m.

En Julio de 1985 se observa una dispersión de la isoterma de 15°C entre 1°S a 3°S (fig. 3a) y un afloramiento de la isoterma de 18°C alrededor de 2°20'S. Se presenta un núcleo de oxígeno (fig. 3c) conformando una depresión de la isolínea de 2.5 ml L<sup>-1</sup> alrededor de 2°S y un afloramiento de la isolínea de 4 ml L<sup>-1</sup> entre 2°S a 3°S aproximadamente. La estructura de fosfato inorgánico se asemeja al núcleo de oxígeno en la misma región (fig. 3d). De estos dos parámetros químicos se puede inferir que la Subcorriente Ecuatorial se encuentra entre 1°S a 3°S con un núcleo entre los 50 a 75 m. En el perfil de velocidad geostrófica se observan dos flujos hacia el este, uno al sur de 2°50'S y otro al norte de 0° (fig. 3e). Aparentemente los núcleos de oxígeno y fosfato no coinciden con los flujos hacia el este calculados mediante el método geostrófico. En el diagrama de salinidad (fig. 3b) se observa un pequeño núcleo de 35.1 alrededor de 3°S entre 30 y 100 m, y un gran núcleo mayor a 35.2 al norte de 2°S.

En Octubre de 1985 se puede visualizar en la fig. 4a un termostad entre las isotermas de 13°C y 14°C. Alrededor de 2°30'S se produce una depresión de la isoterma de 14°C, lo que origina un ensanchamiento del termostad entre las isotermas de 14°C y 15°C. Coincidentemente se observa en esta región un núcleo de alta salinidad mayor que 35.1 a una profundidad entre 50 a 100 m, por debajo y hacia el sur del intenso gradiente termohalino del Frente Ecuatorial. Se observa otro núcleo de 35.1 al norte de 0°. Se presenta una gran capa homogénea de fosfato (fig. 4e) entre las isolíneas de 1.5 a 2  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  entre profundidades de 50 a 200 m que cruza toda la región. No se observa núcleo de oxígeno, pero sí una capa homogénea de oxígeno entre 50 a 150 m, enmarcado por las isolíneas de 2 a 2.5  $\text{ml L}^{-1}$ . Del cálculo de velocidad geostrofica se presenta un flujo hacia el este que se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 100 m alrededor de 1°S sin estar asociado a ningún parámetro hidrográfico. Este flujo hacia el este se genera en la proximidad del Frente Ecuatorial por la inclinación de las isoplejas hacia abajo.

En Febrero de 1986 se observa el termostad entre las isotermas de 14°C y 15°C con una leve depresión alrededor de 2°S (fig. 5a). Entre 0° a 3°S se presenta una capa de salinidad de 35 entre 50 a 200 m. En el interior de esta capa se detectan pequeñas células de salinidad mayores que 35.1 y células menores que 35 (fig. 5b).

Una capa de oxígeno de  $2 - 2.5 \text{ ml L}^{-1}$  se extiende desde  $0^\circ$  hasta  $3^\circ\text{S}$ . Una capa homogénea de fosfato de  $1.5 - 2 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  más pronunciado entre los  $2^\circ$  y  $3^\circ$  se extiende desde los 50 hasta 200 m aproximadamente. Se notan dos flujos geostróficos hacia el este (fig. 5f). Uno entre  $2^\circ$  a  $3^\circ\text{S}$  desde la superficie hasta 100 m y otro al norte de  $1^\circ\text{S}$ . Entre ambos flujos se destaca un flujo hacia el oeste.

En Mayo de 1986 se evidencia claramente la presencia de la Subcorriente Ecuatorial, principalmente de la distribución de oxígeno disuelto y fosfato inorgánico. Se destaca un núcleo de oxígeno de 3 a  $3.5 \text{ ml L}^{-1}$  entre  $1^\circ$  a  $2^\circ\text{S}$  a 50 - 100 m de profundidad (fig. 6d). Subadyacente y por debajo de este núcleo se observa un núcleo más evidente de  $2.5$  a  $3.0 \text{ ml L}^{-1}$  entre profundidades de 80 - 200 m. Un núcleo de fosfato evidente por el esparcimiento de las isolíneas de 1 a  $1.5 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  (fig. 6e), se presenta desde la superficie hasta los 100 m entre  $1^\circ$  a  $2^\circ 30' \text{ S}$ . Se distinguen dos núcleos de salinidad mayores que 35.1 (fig. 6b), uno al sur de  $2^\circ\text{S}$  desde la superficie hasta 100 m y otro alrededor de  $1^\circ\text{S}$  entre profundidades de 75 a 150 m, coincidente con el núcleo de oxígeno más profundo. El termostad entre  $14^\circ\text{C}$  a  $15^\circ\text{C}$  enmarcado por las isanosteras de  $180$  a  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  es menos evidente, destacándose una depresión de las isotermas de  $15^\circ\text{C}$  y  $16^\circ\text{C}$ . La depresión de la isoterma de  $15^\circ\text{C}$  correspondiente a la isanostera de  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (figs. 6a y 6c) se genera alrededor de  $1^\circ\text{S}$ . Por encima se distingue un

esparcimiento de las isotermas concordante con el núcleo de oxígeno en esta región. Se destaca otra depresión de la isoterma de 16°C más al sur entre 2° a 3° asociada con el núcleo de oxígeno en esta región, apreciándose además el esparcimiento de las isotermas superiores. La velocidad geostrófica calculada presenta un flujo hacia el este desde 1°S hasta 3°S (fig. 6f), con un núcleo alrededor de los 50 m, coincidente con los núcleos de oxígeno y fosfato.

En Octubre de 1986 el termoclad entre las isotermas de 14°C a 15°C se ha ensanchado nuevamente. No se observa depresión ni esparcimiento en la termoclina como en el mes de Mayo. Sin embargo se distingue un núcleo de oxígeno de 2.5 a 3 ml L<sup>-1</sup> entre 50 a 135 m al sur de 3°S (fig. 7d). Se destaca también un núcleo de salinidad mayor que 35.1 entre 2° a 3°S, siendo este más ancho alrededor de 3°S (fig. 7b). Una capa ancha homogénea de fosfato inorgánico de 1.5 - 2 µg-atom L<sup>-1</sup> atraviesa toda la región, ampliándose su grosor alrededor de 1° - 2°S. En el análisis de velocidad geostrófica se observan dos núcleos de flujos hacia el este separados por un débil flujo hacia el oeste (fig. 7f). El primer flujo se ubica entre 2° a 3°S aproximadamente coincidente con el núcleo de oxígeno. La mayor velocidad hacia el este se presenta entre los 20 a 60 m. El segundo núcleo es más débil por debajo de los 80 m hasta los 200 m alrededor de 0°. Por encima de éste flujo se genera una fuerte



corriente hacia el oeste, el cual correspondería a la Corriente Ecuatorial del Sur.

En Febrero de 1987 el Evento ENSO registrado en todo el Pacífico Ecuatorial desde principios del año se puede apreciar claramente en la estructura térmica subsuperficial (fig. 8a). La termoclina se encuentra profundizada en toda la región de estudio. La isoterma de 15°C se presenta a una profundidad de 200 a 250 m. Temperaturas superiores a 26°C se encuentran por encima de los 20 m. No se observa ningún termoclad por encima de los 300 m. aparentemente en esta profundización de la termoclina se puede apreciar un leve hundimiento de las isotermas de 18°C a 22°C formando un pequeño valle, al igual que las isanosteras de  $240$  a  $380 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 8c) alrededor de 2°30'S. De igual manera se observa una cresta en la termoclina por encima de la isoterma de 24°C. Asociado con esta estructura térmica se observa un núcleo de oxígeno de 3.5 a 4 ml L<sup>-1</sup> en la misma región alrededor de 2°30'S entre 50 a 125 m (fig. 8d). Se observa otro núcleo de oxígeno más al norte alrededor de 1°30'S y más profundo entre 100 a 150 m de 2.5 a 3 ml L<sup>-1</sup>, pero menos evidente que el primer núcleo. Se destaca un núcleo de salinidad mayor que 35.1 alrededor de 2°S, el cual se profundiza a medida que se avanza hacia el sur (fig. 8b). En la fig. 8f se presentan 2 flujos hacia el este, separados por un fuerte flujo hacia el oeste entre 1°30'S y 3°S. El flujo hacia el este entre 0° a 1°S muestra un núcleo entre los 100 a 175 m coincidente con el

núcleo de oxígeno en esta región. El segundo flujo hacia el este se presenta hacia el sur de  $3^{\circ}\text{S}$  con valores altos de velocidad desde la superficie hasta los 100 m aproximadamente. Este flujo no coincide con el núcleo de oxígeno, y las altas velocidades calculadas pueden haberse originado por las perturbaciones del campo de densidad, generados probablemente por ondas internas. Las concentraciones de fosfato son relativamente bajas, menores que  $0.5 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  entre la superficie y 30 m (fig. 8e). Las isolíneas de  $1.0 - 1.5 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  se han profundizado con relación a la posición normal registrada anteriormente.

En Mayo de 1987 se aprecia una ligera recuperación de la estructura térmica, sin embargo la termoclina se encuentra aún profundizada. No se puede distinguir un núcleo definido de oxígeno como en los cruceros anteriores para la época (fig. 9d). Se observa una capa de salinidad de 35 entre  $0^{\circ}$  a  $3^{\circ}20' \text{S}$  (fig. 9b), la cual se extiende desde los 50 m hasta los 250 m, siendo más ancha entre  $1^{\circ}\text{S}$  y  $3^{\circ}\text{S}$ . Del cálculo de velocidades geostroficas se destacan dos flujos hacia el este, centrado el primero alrededor de  $1^{\circ}\text{S}$  (fig. 9f). Ambos flujos se encuentran entre profundidades de 50 a 150 m. Separando ambos flujos se encuentra un fuerte flujo hacia el oeste, extendiéndose hasta la superficie sobre toda la región. Estos flujos no se pueden asociar con relativas altas concentraciones de oxígeno. Aparentemente se puede asociar estos flujos geostroficos con el ensanchamiento

que experimenta la capa homogénea de fosfato en esta área (fig. 9e).

En Septiembre de 1987 la termoclina ha retornado a su posición estacional, sin embargo la isoterma de 15°C se encuentra aún profunda a 150 m aproximadamente (fig. 10a). Se observa un termostad entre las isanosteras de  $200 - 220 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 10c), el cual se ensancha entre 1°S y 0°30'N. Una capa salina de 35 se extiende por toda la región desde los 50 m hasta los 200 m. Un pequeño núcleo de salinidad mayor que 35.1 se localiza en 3°S entre 75 a 125 m (fig. 10b). Se destacan claramente tres núcleos de oxígeno de 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> (fig. 10d). Un núcleo se centra alrededor de 3°S a una profundidad de 75 - 150 m. El segundo núcleo se ubica entre 0°50' y 2°S a una profundidad de 50 a 150 m, y el tercer núcleo se encuentra al norte de 0° aproximadamente a la misma profundidad que el núcleo anterior. La estructura subsuperficial de fosfato inorgánico es bastante irregular, con una serie de celdas de diferente concentración. Aparentemente se observa un núcleo homogéneo de fosfato entre 2°30'S y 3°20'S entre 75 a 200 m. Del cómputo de velocidades geostróficas se generan tres flujos hacia el este (fig. 10f), destacándose el principal y de mayor velocidad entre 1°S y 2°S. Los otros dos flujos de menor magnitud se encuentran entre profundidades de 75 a 200 m. Aparentemente de la distribución de oxígeno y velocidades geostróficas se puede

inferir la presencia de tres ramales de la Subcorriente Ecuatorial en la región.

En Noviembre de 1987 la estructura térmica es muy similar a la encontrada en Septiembre del mismo año. La isoterma de 15°C permanece aún a una profundidad de 150 m (fig. 11a). Se destaca la presencia de la isoterma de 12°C. El termostad se encuentra distribuído entre varias isanosteras (fig. 11c), especialmente entre 160 a 180 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> y 200 a 220 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>. Las isotermas de 16°C y 17°C presentan una serie de valles y crestas. Se distingue en el gráfico de oxígeno disuelto (fig. 11d), una capa de relativamente alto contenido de oxígeno de 1.5 a 2.5 ml L<sup>-1</sup>, formando dos subnúcleos de 2.0 a 2.5 ml L<sup>-1</sup>. Un subnúcleo entre 2° a 3°S y el otro entre 0° a 0°30'S. Del gráfico de fosfato inorgánico (fig. 11e) se distingue un núcleo de bajo contenido de fosfato centrado en 2°S que se extiende desde los 50 m hasta los 150 m. Coincidentemente con este núcleo de bajo contenido de fosfato, se observa un flujo geostrófico hacia el este centrado también en 2°S (fig. 11f). Se puede parecer otro flujo hacia el este entre 0° a 1°S. Por encima de estos dos flujos, entre la superficie y los 50 m, los flujos son predominantemente hacia el este, sin embargo este comportamiento de las velocidades geostróficas se debe probablemente al fuerte gradiente entre las masas de agua que forman el Frente Ecuatorial, formando pendientes de densidad pronunciadas.

En Marzo de 1988 se observa claramente la presencia de la Subcorriente Ecuatorial desde 1°N hasta 2°S en un sólo ramal, inferido tanto de la distribución de temperatura en la termoclina (fig. 12a) y por un núcleo de oxígeno de 2.5-3.0 ml L<sup>-1</sup> (fig. 12d) entre 30 a 100 m aproximadamente. En la región se observa una capa de salinidad de 35 desde los 30 m hasta los 180 m (fig. 12b). El cómputo de velocidad geostrofica indica un gran flujo hacia el este entre 0°30'N a 1°30'S (fig. 12f). Se aprecian además afloramientos en las capas superficiales indicados por el contacto de las isotermas de 22°C y 23°C con la superficie entre 0° y 2°S.

El segundo semestre de 1988 y el primer semestre de 1989 se caracterizaron por condiciones frías asociadas a un Evento "Anti-El Niño" (Hayes *et al.*, 1991). En la región se destaca durante Diciembre de 1988 la presencia de la isoterma de 11°C alrededor de los 300 m y afloramientos hacia el sur de 1°S. Se observa un termoclad entre las isotermas de 12°C y 14°C (fig. 13a), caracterizado por las isanosteras de 160 a 180 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> (fig. 13c). La isoterma de 14°C se encuentra formando la base de la termoclina. No se aprecia salinidades de 35, a excepción de un pequeño núcleo alrededor de los 50 m en 3°20'S. Aguas con salinidades de 34.9 se presentan a profundidades de 200 m. Se advierte un núcleo de oxígeno de 2.0 a 2.5 ml L<sup>-1</sup> entre los 30 a 150 m centrado en 2°S (fig. 13d). Subadyacente a la misma profundidad se presenta una célula de bajo contenido de

oxígeno menor a  $1.5 \text{ ml L}^{-1}$  al sur de  $2^{\circ}30'S$ . El cálculo de velocidad geostrófica indica un flujo hacia el este, al norte de  $2^{\circ}30'S$  (fig. 13f).

En Febrero de 1989 se destaca primeramente la invasión de Aguas Tropicales Superficiales con temperaturas mayores que  $26^{\circ}\text{C}$  (fig. 14a), y de baja salinidad, menores que 33.5 (fig. 14b) sobre los 30 m. Se presenta un amplio termoclinio entre las isotermas de  $13^{\circ}$  a  $14^{\circ}\text{C}$ , evidenciado además entre las isanosteras de  $160 - 200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 14c). La isoterma de  $14^{\circ}\text{C}$  tiende a formar un valle entre  $0^{\circ}$  y  $2^{\circ}\text{S}$ , reflejado también por la deflexión de las isanostera de  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  y más profundamente por la isanostera de  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Se observa un núcleo de salinidad mayor que 34.95 entre  $0^{\circ}$  y  $2^{\circ}30'S$  enmarcado entre profundidades de 50 a 150 m. Un pequeño núcleo de 35 se centra en  $1^{\circ}30'S$  a una profundidad de 50 a 75 m. Una amplia capa de fosfato inorgánico de  $1.5$  a  $2.0 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  entre profundidades de 40 a 180 m se extiende desde  $0^{\circ}30'N$ , estrechándose hacia el sur (fig. 14e). Un núcleo de oxígeno de  $2.0$  a  $2.5 \text{ ml L}^{-1}$  entre 40 a 180 m se aprecia claramente al norte de  $1^{\circ}\text{S}$  (fig. 14d). El cálculo de velocidad geostrófica genera un flujo hacia el este entre  $0^{\circ}30'S$  a  $2^{\circ}\text{S}$  con un núcleo entre 50 a 75 m. Este flujo se encuentra desplazado un tanto hacia el sur del núcleo de oxígeno, pero las altas velocidades del flujo coinciden aproximadamente con el núcleo

de salinidad de 35 y en general con el núcleo de salinidad mayor que 34.95.

En Diciembre de 1989 se distingue un gran termostad entre las isotermas de 13° a 14°C (fig. 15a) y las isanosteras de 180 a 200 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>. Se destaca un pequeño núcleo de salinidad de 35 entre 1°30'S a 3°S (fig. 15b). La distribución subsuperficial de fosfato es bastante irregular, presentando una serie de celdas de diferente concentraciones. Se distingue particularmente una celda con concentraciones menores que 1.5 µg-atom L<sup>-1</sup> centrada alrededor de 2°S entre profundidades de 120 a más de 300 m (fig. 15e). La distribución subsuperficial de oxígeno es también bastante irregular, observándose varios núcleos de diferente concentraciones subadyacentes entre si; entre isolíneas de 1.0-1.5 ml L<sup>-1</sup>, 1.5-2.0 ml L<sup>-1</sup> y 2.0-2.5 ml L<sup>-1</sup> (fig. 15d). El cálculo de velocidad geostrófica genera un flujo hacia el este entre 1°30'S y 3°S aproximadamente. El núcleo de velocidades mayores se concentra alrededor de 2°S coincidiendo con el núcleo de salinidad de 35 y el núcleo de oxígeno de 1.5 a 2.0 ml L<sup>-1</sup>.

En Abril de 1990 se registra una depresión de las isotermas de la termoclina originado por el paso de una onda Kelvin generada por anomalías en el campo de vientos del Pacífico Central en Diciembre de 1989 (Boletín CAC, 1989). El termostad entre las isanosteras de 180-200 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> ha disminuído de grosor

(fig. 16c). Aparentemente a pesar del hundimiento general de la termoclina se distingue un valle entre 2°S a 0°30'N formado por las isotermas de 17° y 18°C (fig. 16a) e isanostera de  $240 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Se puede apreciar además una leve cresta de las isotermas de 22° y 23°C; y un ligero esparcimiento entre las isotermas que conforman el valle y la cresta. Una banda subsuperficial de salinidad mayor que 35 es evidente al sur de 1°S desde los 20 hasta los 200 m y de mucho menor grosor al norte de 2°S entre 100 a 150 m (fig. 16b). Esta banda salina de 35 es probablemente de origen subtropical, así como las capas superficiales que registran salinidades superiores a 34.8 en toda la región. Dentro de esta banda de agua salina de 35 se presenta un núcleo con salinidad mayor que 35.1 al sur de 2°S entre 30 a 75 m. Las isolíneas de oxígeno se encuentran esparcidas, observándose dos núcleos de oxígeno disuelto con concentraciones de 1.5 a 2.0  $\text{ml L}^{-1}$  centrados en 1°S y 2°S (fig. 16d). El cómputo de velocidad geostrofica genera un flujo hacia el este desde la superficie hasta los 150 m en toda la región de estudio con un núcleo de altas velocidades centrado en 1°S entre 10 a 50 m (fig. 16f).

### 3.1.2 PARAMETROS FISICO-QUIMICOS Y FLUJO GEOSTROFICO EN 85°W

En el perfil meridional de Marzo de 1988 a lo largo de la sección 85°W se distingue claramente la presencia de la Subcorriente Ecuatorial al igual como fué observada en el meridiano 82°W. Se puede advertir la formación de un valle en la isoterma de 16°C



entre 2°S y 1°S, así como un esparcimiento de las isothermas superiores generadas por la mezcla de la Subcorriente Ecuatorial (fig. 17a). Se observa además el afloramiento de la Subcorriente Ecuatorial en la región por la curvatura hacia arriba de la isoterma de 22°C intersectando la superficie. El núcleo de oxígeno disuelto de 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> es evidente (fig. 17d) entre 3°S y 1°N a 50 -100 m. Se destaca un pequeño núcleo de salinidad mayor que 35.1 centrado en 1°S y a una profundidad de 50 - 75 m (fig. 17b). El cálculo de velocidad geostrofica presenta un flujo hacia el este entre 30 a 50 m, coincidente con el esparcimiento de las isothermas de la termoclina y levemente por encima del núcleo de salinidad de 35.1.

En Abril de 1990 a lo largo de 85°W se puede apreciar nuevamente la Subcorriente Ecuatorial, tanto por la disposición de las isothermas de 15°C (fig. 18a), así como por las isanosteras de  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 18c), formando un valle entre 2°N y 3°S. A nivel de la superficie se distingue los afloramientos de la Subcorriente Ecuatorial por la curvatura y contacto de las isothermas de 25° y 26°C con la superficie. Se observa un ligero núcleo de oxígeno de 2.0 a 2.5 ml L<sup>-1</sup> centrado en 0° y adyacente por debajo de este núcleo se distinguen dos núcleos mayores de oxígeno disuelto de concentraciones de 1.5 a 2.0 ml L<sup>-1</sup>, uno a cada lado. Estos dos núcleos se forman por el estrechamiento entre el valle de la isoterma de 2.0 ml L<sup>-1</sup> y la cresta de la

isolínea de  $1.5 \text{ ml L}^{-1}$  alrededor de  $0^\circ$ . La estructura subsuperficial de fosfatos inorgánicos con concentraciones de  $1.5$  a  $2.0 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  (fig. 18e), es muy similar al patrón de las isolíneas de oxígeno disuelto de  $1.5$  y  $2.0 \text{ ml L}^{-1}$ . La cresta en  $0^\circ$  se puede apreciar en la isoterma de  $14^\circ\text{C}$  y la isanostera de  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , lo que origina en el computo de velocidad geostrofica un flujo hacia el oeste (fig. 18f). Este flujo hacia el oeste separa dos bandas de velocidades geostroficas hacia el este. El uno entre  $1^\circ\text{S}$  a  $3^\circ30'\text{S}$  con un núcleo entre los 25 a 100 m y otro al norte de  $1^\circ\text{S}$ . Las altas velocidades sobre este segundo flujo en las capas superficiales se producen por las pendientes pronunciadas de densidad en el Frente Ecuatorial. En el gráfico de salinidad (fig. 18b), podemos advertir un capa halina de 35 desde la superficie al sur de  $1^\circ\text{S}$  hasta la porción inferior de la Subcorriente Ecuatorial.

### 3.1.3 PARAMETROS FISICO-QUIMICOS Y FLUJO GEOSTROFICO EN $3^\circ20'\text{S}$

Varios investigadores sugieren que el ramal sur de la Subcorriente Ecuatorial que se bifurca alrededor de las Islas Galápagos entre  $2$  a  $4^\circ\text{S}$ , avanza hacia la costa hasta  $5^\circ\text{S}$  para suministrar el agua a la Contracorriente Subsupsuperficial Peruano-Chilena (CCPC) (Tsuchiya, 1968, 1981 y 1990; White, 1969 y 1973; Wyrki 1966; Cochrane *et al.*, 1970; Zuta, 1988; Wooster and Gilmartin, 1961). Lukas (1986) sugiere además, que en la época en que la Subcorriente Ecuatorial es más intensa en



la región aproximadamente entre Abril y Junio, ésta avanza hasta la costa por el ecuador y luego se dirige hacia el sur a lo largo de la costa para incorporarse en la CCPC, mientras que durante el resto del año lo hace directamente desde las Islas Galápagos hasta 5°S la costa. Se ha construido un perfil vertical perpendicular a la costa en 3°20' S de propiedades hidrográficas para investigar el flujo a lo largo de la costa.

En Julio de 1985 la distribución de temperatura presenta un termostad entre las isolíneas de 14°-15°C. Se distinguen claramente dos núcleos de salinidades mayores que 35.1 (fig. 19b). Uno de ellos cercano a la costa y el otro al oeste de 82°W, el cual se extiende desde la superficie hasta los 250 m. La inclinación hacia abajo de las isanosteras de  $180-190 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 19c) genera un flujo geostrófico hacia el sur, mientras que un ascenso de las isanosteras genera un flujo hacia el norte. El flujo geostrófico hacia el sur coincide con el núcleo de salinidad más distante de la costa, por lo que se infiere que este núcleo de salinidad se encuentra asociado a la Subcorriente Ecuatorial que fluye hacia el sur al oeste de 81°30'W aproximadamente. El flujo geostrófico hacia el norte coincide con el otro núcleo de salinidad cercano a la costa, probablemente de origen subtropical. Concordante con el flujo geostrófico hacia el sur y el núcleo de salinidad se observa un núcleo de oxígeno entre 2.0-2.5 ml L<sup>-1</sup> el cual se estrecha hacia la costa. Cercano a la costa se destaca una celda de baja

concentración de oxígeno menor a  $2 \text{ ml L}^{-1}$  probablemente asociado a la Corriente Costera Peruana indicado por el flujo geostrofico hacia el norte. La alta productividad primaria y actividad biológica en la áreas de afloramiento originan bajas concentraciones de oxígeno disuelto.

En Octubre de 1985 el termostad entre  $14^{\circ}$  a  $15^{\circ}\text{C}$  ha disminuído un tanto, sin embargo se aprecia un gran termostad entre las isotermas de  $13^{\circ}$  a  $14^{\circ}\text{C}$  (fig. 20a). La inclinación de las isanosteras de  $170$  a  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  hacia la costa generan un flujo geostrofico hacia el sur. En la región se observa un núcleo de salinidad mayor que  $35.1$  bastante ancho con algunas celdas de menor concentración. Se aprecia una gran capa de oxígeno entre valores de  $1.5$  a  $2.0 \text{ ml L}^{-1}$  aproximadamente a la misma profundidad que el núcleo de salinidad y concordante con el termostad entre  $180$  a  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 20c). Se advierte inclusive también una capa de fosfato inorgánico a manera de núcleo entre  $1.5$  a  $2 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  coincidente con el termostad y el núcleo de oxígeno. Es muy probable a partir de las propiedades hidrográficas inferir que la Subcorriente Ecuatorial se encuentra presente en toda la región frente a la costa fluyendo hacia el sur. Por otro lado la CCP es intensa en este período por lo que se esperaría un flujo hacia el norte, el cual se produce probablemente más distante de la costa pues no es observado en la sección analizada.

En Marzo de 1986 se destaca principalmente el ascenso de la isoterma de 13°C hacia la costa, así como de la isanostera de  $180 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (fig. 21c). Esta disposición de la estructura térmica así como del campo de densidad genera un flujo geostrófico hacia el norte. Sin embargo por encima de esta estructura se observa un descenso hacia la costa de las isoterma de 14°C y de la isanostera de  $200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , lo que produce un flujo geostrófico hacia el sur. Probablemente por debajo de los 200 m el flujo sea hacia el norte, mientras que más superficialmente el flujo es hacia el sur. Se distingue un núcleo de salinidad de 35 entre 82°W y el talud continental, extendiéndose desde los 50 m hasta los 300 m centrado en 81°30'W y a 200 m se observa un núcleo de mayor salinidad de 35.1. Se presentan varias capas de oxígeno disuelto entre entre 1.0 a 2.5 ml L<sup>-1</sup>, así como anchas capas homogéneas de fosfato inorgánico entre 1.5 a 2.2 µg-atom L<sup>-1</sup>. No se puede precisar si el núcleo de salinidad se encuentra asociado a la Subcorriente Ecuatorial, sin embargo las capas de oxígeno de valores relativamente altos se las puede atribuir a la misma.

En Mayo de 1986 el flujo geostrófico subsuperficial hacia el norte por debajo de los 150 m es similar al observado en Febrero de 1986. Por encima de los 150 m el flujo geostrófico en la región es hacia el sur. Se presenta una capa ancha de salinidad desde la superficie en 82°W hasta los 180 m el cual se estrecha al aproximarse a la costa. Se distingue dentro de esta capa un

núcleo de salinidad mayor que 35.1 en 82°W. Este núcleo corresponde al mismo núcleo presentado en la fig (6b) de la sección 82°W el cual se extiende hasta 1°S. En este período la Sucorriente Ecuatorial fue evidente en la sección 82°W, principalmente inferido por el núcleo de oxígeno y salinidad. En esta sección se puede apreciar una capa ancha de oxígeno entre 2.0 a 2.5 ml L<sup>-1</sup> (fig. 22d) entre 80 a 180 m y otra de menor grosor entre 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> entre 50 a 75 m. Se distingue un núcleo homogéneo de fosfato disuelto de 1.5 a 1.8 μg-atom L<sup>-1</sup> entre 50 a 120 m en 82°W el cual se estrecha a medida que se avanza hacia la costa.

En Febrero de 1987 la depresión de las isoterms en la estructura térmica es evidente como producto de las condiciones anómalas registradas en la región. Se aprecia sin embargo un esparcimiento entre las isoterms de 16° - 20°C (fig. 23a). Se forma un valle en la base de este esparcimiento a nivel de la isoterma de 16°C y un leve domo en la isoterma de 20°C, centrado ambas características alrededor de 82°W. La inclinación hacia la costa de las isoterms de 14° a 18°C reflejado también por las isanosterms de 180 a 250 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> generan un flujo geostrofico hacia el norte (fig. 23f), mientras que al oeste de 82°W se produce un flujo hacia el sur desde la superficie hasta los 200 m de profundidad. Enmarcado entre 50 y 300 m de profundidad se presenta una capa de salinidad mayor a 35.0, el cual encierra un núcleo de salinidad mayor que 35.1

(fig. 23b). Se destaca además otro núcleo de salinidad mayor que 35.2 centrado en  $82^{\circ}30'W$  entre 100 y 200 m. No se puede precisar si estos núcleos son de origen ecuatorial asociado a la Subcorriente Ecuatorial o son producto de una intrusión subtropical. Si se toma en cuenta la distribución de flujo geostrófico, parte del núcleo de salinidad mayor que 35.1 proviene del sur asociado a una lengua subtropical y la otra parte del núcleo que incluye el subnúcleo de 35.2 sería de origen ecuatorial. La distribución de oxígeno muestra claramente un núcleo de oxígeno de 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> y subadyacente por encima de éste, otro núcleo de 3.0 a 4.0 ml L<sup>-1</sup> más hacia la costa. El núcleo de 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> coincide levemente con el subnúcleo de salinidad mayor que 35.2, encontrándose ambos aproximadamente a la misma profundidad. Tomando en cuenta la distribución de isotermas, así como de los núcleos de oxígeno y salinidad se puede inferir que la Subcorriente Ecuatorial se encuentra presente entre  $81^{\circ}$  y  $82^{\circ}W$ , a pesar de que el cómputo geostrófico lo desplaza más hacia el oeste, produciendo un flujo hacia el norte entre  $82^{\circ}W$  y la costa. Es probable que se presente este flujo hacia el norte pero restringido en realidad entre  $81^{\circ}W$  y el talud continental.

Lamentablemente no se realizaron secciones perpendiculares a la costa en los cruceros subsiguiente hasta Diciembre de 1988.



En Diciembre de 1988 las condiciones frías de la región se reflejan en la estructura térmica por las bajas temperaturas originados por afloramientos. En  $82^{\circ}\text{W}$  se observan temperaturas de  $18^{\circ}\text{C}$  en la superficie (fig. 24a). Se registra a nivel subsuperficial un termostad entre las isotermas de  $13^{\circ}$  a  $14^{\circ}\text{C}$ . Las isanosteras de  $160$  a  $170 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  se encuentran levemente a nivel (fig. 24c) generando bajas velocidades geostroficas (fig. 24f). Un débil flujo hacia el sur menor que  $0.05 \text{ m s}^{-1}$  se genera entre  $81^{\circ}30'\text{W}$  y el talud continental. Al oeste de  $81^{\circ}30'\text{W}$  el flujo es hacia el norte con valores bajos menores que  $0.05 \text{ m s}^{-1}$  por debajo de los  $50 \text{ m}$ . Por encima de los  $30 \text{ m}$  se observan velocidades hacia el norte de  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ . Una fina capa de salinidad a manera de núcleo de  $35.0$  entre los  $30$  a  $50 \text{ m}$  se presenta desde  $82^{\circ}30'\text{W}$  hasta  $81^{\circ}\text{W}$  (fig. 24b), el cual no se extiende mas al norte de  $3^{\circ}\text{S}$  (fig. 13b). Este núcleo coincide con una celda de bajo contenido de oxígeno menor que  $1.2 \text{ ml L}^{-1}$  (fig. 24d). Es probable que esta celda de oxígeno sea generada por la alta productividad primaria y consumo biológico, sostenido por los altos valores de nutrientes asociados a los afloramientos observados en la región. Altos valores de fosfato inorgánico mayores que  $2.2 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  se encuentran disponibles en la zona eufótica. Es probable que la lengua de salinidad de  $35.0$  provenga del sur con el flujo geostrofico hacia el norte.



En Febrero de 1989 no se observan lenguas de salinidad de 35, encontrándose por el contrario una capa salina mayor que 34.9 (fig. 25b). Se aprecia un ligero núcleo de salinidad de 34.95 cercano a la costa entre 50-125 m. Este núcleo de 34.95 es observado en la sección del meridiano 82°W como un núcleo aislado entre 2°30'S y 1°S (fig. 14b), el cual probablemente se extiende hasta la costa y gira luego hacia el sur siendo este núcleo observado en la sección de 3°20'S. Se distingue una capa de oxígeno de 1.5 a 2.0 ml L<sup>-1</sup> de 100 m de grosor aprox. (fig. 25d), así como también una capa homogénea de fosfato inorgánico de 1.5 a 2 µg-atom L<sup>-1</sup> (fig. 25e) a la misma profundidad coincidente con la capa de oxígeno. Se distingue un amplio termostad entre las isotermas de 13°-14°C y una cuña de agua en la superficie con temperatura de 26°C (fig. 25a), acompañada de salinidades menores que 33.5 (fig. 25b). La inclinación descendente hacia la costa de las isanosteras de 170 a 180 x 10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> (fig. 25c) genera un flujo hacia el sur (fig. 25f) entre 81°30'W y el talud continental. El gradiente termohalino al oeste de 81°30'W desde la superficie hasta los 30 m producido por invasión de aguas tropicales superficiales, genera altas velocidades geostróficas hacia el norte por encima de los 30 m.

En Diciembre de 1989 resalta principalmente el núcleo de oxígeno de 1.5 a 2.0 ml L<sup>-1</sup> entre 82°W y el talud continental (fig. 26d). Prevalen condiciones frías en la superficie al oeste de 81°30'W. Se destaca un termostad entre las isotermas de 13° a

14°C con grosor de 150 m aproximadamente (fig. 26a) El campo de anomalía termostérica genera un débil flujo geostrófico hacia el norte entre 82°W y el talud continental con valores menores a  $0.05 \text{ m s}^{-1}$  (fig. 26f). Por encima de los 50 m el flujo hacia el norte se observa a partir de 82°W hacia el oeste. El núcleo de oxígeno no coincide con el flujo hacia el sur, sino por el contrario, con el flujo geostrófico hacia el norte. La distribución de fosfato disuelto es un tanto irregular, observándose varias células de diferente concentración dentro de la columna de agua (fig. 26e). El suministro de fosfato inorgánico a la superficie es evidente por el afloramiento de la isolínea de  $1.0 \mu\text{g-atom L}^{-1}$  entre 82°W a 81°30'W. Aparentemente los valores subsuperficiales de fosfato inorgánico son mayores en la región del relativo alto núcleo de oxígeno, mientras que alrededor de 82°W experimenta una disminución de la concentración. Entre 50 a 75 m se distingue una delgada capa de salinidad de 35 en toda la región (fig. 26b).

### 3.2 ANÁLISIS TEMPORAL DE LA ESTRUCTURA SUBSUPERFICIAL

La estructura subsuperficial de la región sufre importantes cambios estacionales, tanto de los parámetros físicos como químicos como se pudo anotar en la sección anterior, ya sea por eventos interanuales anormales como eventos "El Niño" y "Anti El Niño", así como por cambios en la intensidad de la Subcorriente Ecuatorial. El estudio se centra principalmente en la variabilidad de la estructura

subsuperficial asociada a la Subcorriente Ecuatorial, por lo cual se dará mayor énfasis a los cambios que experimentan los parámetros físico-químicos asociados a este flujo que aquellos por los eventos anormales antes anotados.

Un incremento en el flujo de la Subcorriente Ecuatorial genera probablemente una profundización de las isotermas de la base de la termoclina, especialmente las isotermas de 14° y 15°C que pasan por la porción baja de la Subcorriente Ecuatorial (Wyrski, 1963). A su paso alrededor de las Islas Galápagos la Subcorriente se divide probablemente en varios ramales (White, 1969; Cochrane *et al.*, 1970; Pak *et al.*, 1973 y 1974), por lo cual se esperan no solo cambios temporales sino también espaciales.

Para determinar los cambios temporales y espaciales de la estructura subsuperficial se han graficado todos los datos de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y fósforo inorgánico de las estaciones en 1°S, 2°S y 3°S del meridiano 82°W. Posteriormente se calcula las medias para cada región. Debido al gran espaciamiento temporal entre cruceros se obtienen medias trimestrales.

### 3.2.1 ESTRUCTURA TERMICA

En la figura (27a) correspondiente a la variación estacional de temperatura subsuperficial en 1°S se destaca primeramente el ciclo anual de las isotermas de 14° y 15°C. A mediados de año se produce una depresión de estas isotermas, mientras que a

finales de año tiende a haber un afloramiento de las mismas. El grosor del termoclinio entre ambas isoterma permanece aparentemente constante, no así el termoclinio entre 13° y 14°C, el cual se ensancha a finales de cada año debido al afloramiento que que experimenta la isoterma de 14°C, mientras que la isoterma de 13°C no sufre gran variación anual en profundidad a excepción del evento ENSO en 1987 en el cual esta isoterma sufre una profundización máxima superior a 300 m. Por otro lado a finales de 1988 la isoterma de 13°C experimenta una superficialización anormal probablemente asociado al evento "Anti El Niño" registrado en este período.

La isoterma de 16°C aparentemente no posee un marcado ciclo anual, por lo cual el gradiente térmico entre las isoterma de 15°C y 16°C disminuye a mediados de año cuando la isoterma de 15°C se profundiza. Es importante anotar que la isoterma de 16°C comienza una recuperación paulatina de su profundización ocurrida durante el evento ENSO 82-83 hasta alcanzar el máximo durante El Niño 1987. El ciclo interanual se repite a partir de 1987 alcanzando esta isoterma la mínima profundidad a finales de 1988.

La estructura térmica en 2°S (fig. 27b) se comporta igual que la estructura térmica en 1°S, siendo evidente el ciclo anual de las isoterma de 14° y 15°C. Se distingue sin embargo, su mayor amplitud en respuesta al ciclo anual. A diferencia de 1°S la

isoterma de 16°C comienza la profundización a partir del año de 1986 hasta alcanzar la máxima profundidad en Febrero de 1987. Se observa un leve ciclo anual de la isoterma de 16°C, a excepción de los años entre 1984-85 y 1988-89 (años post El Niño). Se puede anotar además la recuperación del ciclo anual de las isotermas de 14°C, 15°C y 16°C después del evento frío ocurrido en 1988.

En la estructura térmica de 3°S (fig. 27c) se destaca principalmente el termoclinio más ancho entre las isotermas de 14° y 15°C, especialmente entre 1984-86, a diferencia de las latitudes anteriores. Por otro lado, la amplitud del ciclo anual de las isotermas de 14°C y 15°C es menor que en 1°S y 2°S. La isoterma de 13°C entre 1983-85 no muestra cambio en su profundidad. El cambio en el grosor del termoclinio entre 13°C y 14°C obedece principalmente a la depresión y ascenso de las isotermas de 14°C y 15°C, más no a un cambio en la profundidad de la base del termoclinio (Meyers, 1979). Es importante destacar la profundización paulatina de la isoterma de 13°C a partir de 1985 previo al evento El Niño de 1987. Aparentemente la anomalía de la estructura subsuperficial durante El Niño 1987 fue mayor, evidenciado por la mayor profundización de las isotermas de 13°C y 14°C que en El Niño 1982-83.

La isoterma de 16°C presenta las mismas características que en las latitudes anteriores, evidenciándose la variación del

gradiente térmico entre 15°C y 16°C producido por el ciclo anual de la isoterma de 15°C.

A partir de mediados de 1987 la estructura térmica tiende a recuperar su patrón anual, sin embargo, a finales de 1988 se produce otra perturbación de la estructura subsuperficial originada por el ascenso de las isotermas en mención. Se registran en la superficie temperaturas de 19°C no registrados anteriormente en la serie de tiempo. Esta "anomalía fría" de la estructura térmica también se pudo apreciar en 1°S y 2°S. Durante 1989 la estructura tiende a normalizarse, observándose de nuevo el ciclo anual.

### 3.2.2 ESTRUCTURA HALINA

En el gráfico de la estructura halina en 1°S (fig. 28a) se puede observar una capa de salinidad de 35 durante el período 1986-88. Esta capa desaparece durante finales de 1988 hasta principios de 1990. Debido al espaciamiento de los cruceros, especialmente entre 1989-90, no se puede afirmar esta descripción. Este período coincide con el evento frío registrado en esta época. Se advierte la presencia de aguas de salinidad mayores que 34.95 en este período, reemplazando las aguas de salinidad de 35. Por otro lado, durante Septiembre - Diciembre de 1986 previo a la profundización de las isotermas en El Niño 1987, la isohalina de 35 alcanza profundidades mayores que 300 m y a principios de

1987 vuelve a alcanzar la profundidad promedio en la serie de tiempo. Previo al evento El Niño 1987, durante y después, se observa en la región salinidades mayores que 35.1 entre profundidades de 50 a 100 m. En todo el registro temporal restante, no se advierte salinidades mayores que 35.1 en esta región, a excepción de Abril de 1990. Sin embargo, el gran espaciamiento temporal entre los cruceros no nos garantiza tal observación.

En 2°S (fig. 28b) se observa también una capa salina de 35 entre mediados de 1985 hasta mediados de 1988. Al igual que en 1°S, salinidades de 35 tienden a desaparecer durante el segundo y primer semestre de 1988 y 1989 respectivamente. Aparentemente se distingue un ciclo anual bastante irregular de la isohalina de 35 del límite inferior de la capa salina. A diferencia de 1°S no se produce una profundización de la capa salina de 35 previo al evento Niño 1987. Se destaca un núcleo de salinidad mayor que 35.1 entre 1986-87. Este núcleo es mayor que el observado en 1°S durante el mismo período. Núcleos mayores que 35.1 se observan también a finales de 1985 y Abril de 1990.

El comportamiento de la estructura halina en 3°S (fig. 28c) es más compleja de describir que en los casos anteriores. Se distingue claramente una capa salina de 35 entre 25 a 200 m entre 1986-89. Esta capa experimenta una profundización

durante el evento Niño 1987 desde finales de 1986 y primeros meses de 1987. Celdas de salinidades mayores son observados en distintos meses de la serie de tiempo. Un patrón común con las latitudes anteriores es la desaparición de salinidades de 35 durante los primeros meses de 1989, sin embargo en las latitudes antes mencionadas esta desaparición se registra desde mediados de 1988. Cabe indicar de nuevo que estas observaciones no son concluyentes debido al esparcimiento de datos en la serie de tiempo.

### 3.2.3 OXIGENO DISUELTO

La serie de tiempo de la estructura subsuperficial de oxígeno disuelto presenta varias características interesantes. En 1°S (fig. 29a), es evidente un ciclo anual de las isolíneas de oxígeno de 1.5 a 2.5 ml L<sup>-1</sup>, el cual se ve perturbado sin embargo por eventos "anómalos". A mediados de cada año existe una tendencia de profundización de las isolíneas antes anotadas y un ascenso a finales de año. Esto no se registra sin embargo, en el período previo al Niño 1987 en donde las isolíneas de 1.5 y 2.0 ml L<sup>-1</sup> sufren una profundización anormal a finales de 1986, en lugar de producirse el ascenso de las mismas, lo que sí ocurre con las isolíneas de 2.5 ml L<sup>-1</sup>.

A finales de 1988 la isolínea de 2.0 ml L<sup>-1</sup> experimenta una superficialización no registrada anteriormente en la serie de



tiempo. No se puede apreciar el ciclo anual en este período por la falta de datos. La isolínea de  $3 \text{ ml L}^{-1}$  no presenta ciclo anual, por la cual a mediados de año cuando la isoterma de  $2.5 \text{ ml L}^{-1}$  se profundiza, se presenta un ensanchamiento entre ambas isolíneas de oxígeno disuelto. Este comportamiento no se observa sin embargo en 1985.

En  $2^{\circ}\text{S}$  (fig. 29b) se distingue claramente el ciclo anual de las isolíneas de  $1.5$ ,  $2.0$ , y  $2.5 \text{ ml L}^{-1}$ . Durante el evento Niño 1987 el ciclo anual conformado por las isolíneas de  $2.0 - 2.5 \text{ ml L}^{-1}$  no sufre modificación aparentemente, a excepción del mes de Abril de 1987 cuando se produce un ligero ascenso de las isolíneas originando una interrupción del ciclo. En el siguiente mes de Mayo las isolíneas de oxígeno disuelto experimentan una nueva depresión a niveles de profundidad "normal".

La distribución de oxígeno en  $3^{\circ}\text{S}$  (fig. 29c) no presenta un patrón definido como en las latitudes anteriores. No se puede distinguir el ciclo anual de las isolíneas de oxígeno disuelto debido a la serie de irregularidades que se presentan en el campo de oxígeno. Aparentemente la isolínea de  $2.5 \text{ ml L}^{-1}$  presenta un ciclo anual pero con marcados cambios en su amplitud. Una característica resaltante del conjunto de datos de oxígeno disuelto en  $3^{\circ}\text{S}$  es el afloramiento de todas las isolíneas de oxígeno disuelto sobre los  $2.5 \text{ ml L}^{-1}$  registrado a finales de 1989. Valores bajos de oxígeno disuelto se presentan en toda la

columna de agua. Las concentraciones bajas de oxígeno disuelto observadas en la superficie se deben sin duda a intensos afloramientos ocurridos en la región. Los valores bajos de oxígeno a nivel subsuperficial se deben probablemente a la intensa productividad primaria en respuesta a los afloramientos de región produciéndose un consumo biológico y químico de oxígeno (Pak *et al.*, 1980).

#### 3.2.4 FOSFATO INORGANICO

La estructura subsuperficial de fosfato inorgánico se asemeja mucho a la estructura subsuperficial de oxígeno disuelto descrita anteriormente.

En 1°S (fig. 30a) es evidente el ciclo anual de las isolíneas de 1.5 y 1.8  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$ . La presencia de celdas de diferente concentración así como los eventos interanuales “anómalos” marcan el patrón subsuperficial. Cabe resaltar la profundización de todos los niveles de fosfato disuelto durante El Niño 1987, así como un ascenso de las concentraciones de fosfato a niveles máximos a finales de 1988, registrándose valores relativamente altos de 1.8  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  a 30 m de profundidad. El grosor de la capa entre 1.0 a 1.5  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  se ensancha a mediados de año como resultado de la profundización de la isolíneas de 1.5  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  en respuesta al ciclo anual.

En 2°S el ciclo anual de las isolíneas de 1.5 y 2.0  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  es mucho más evidente (fig. 30b). Se distinguen durante ciertos períodos del invierno del hemisferio sur valores de fosfato disuelto a poca profundidad originados por afloramientos, demarcados por la isolínea de 1.0  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$ , generándose al mismo tiempo un desfase con la isolínea de 1.5  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  la cual experimenta por el contrario una profundización. Como consecuencia se produce un ensanchamiento de la capa entre los niveles de 1.0 y 1.5  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$ . Durante el evento ENSO 1987 la concentración de fosfato demarcado por la isolínea de 2.0  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  no sufre mayor profundización, a diferencia de los niveles de menor concentración que experimentan grandes depresiones. A finales de 1987 se registra un afloramiento de los niveles de fosfato, registrándose valores de 2.0  $\mu\text{g-atom L}^{-1}$  a 20 m de profundidad, lo cual no es observado a finales de 1988 como ocurre con los parámetros analizados anteriormente.

La estructura subsuperficial de fosfato disuelto en 3°S (fig. 30c) es compleja e irregular. Se destaca principalmente que los valores de fosfato disuelto registrados en la superficie son mayores que en 1°S y 2°S, originados probablemente por la mayor ocurrencia de afloramientos en esta latitud.

## DISCUSION

El análisis de los resultados de la estructura físico-química en la región de estudio evidencian la presencia de la Subcorriente Ecuatorial durante todos los meses para el período de estudio en que se realizaron los cruceros. Los marcadores físico-químicos que se utilizaron para este análisis en forma cualitativa radicaron en la presencia de celdas de salinidad mayores que 35 UPS, celdas de oxígeno homogéneas con concentraciones relativamente altas con respecto a aguas adyacentes. Además el cálculo geostrófico evidenció también en la mayoría de las secciones flujos hacia el este. Sin embargo este análisis no nos ha permitido determinar el patrón de variabilidad estacional de la SCE, así como su intensidad para las diferentes épocas del año.

Porqué se utilizó el marcador de salinidad para este análisis? Varios investigadores registraron una lengua de alta salinidad a lo largo del ecuador desde el Pacífico Occidental hasta el Oriental, concluyendo que este era transportado con la SCE (Tsuchiya, 1968). Stevenson and Taft (1971) reportaron en su trabajo un núcleo de salinidad de 35.17 UPS asociado al núcleo de la Subcorriente con velocidades de  $0.37 \text{ m s}^{-1}$ . Que explicación respalda esta hipótesis de que el núcleo de salinidad corresponde a un transporte de la SCE desde el oeste, y no a un flujo meridional convergente a nivel de la termoclina de Agua Subtropical Subsuperficial como sugiere Knauss (1966) y descrito por Wyrcki (1966) en su análisis de masas

ecuatoriales. Esta respuesta se puede explicar quizás tomando en cuenta la propiedad de conservación de masa.

La Subcorriente Ecuatorial al aproximarse al extremo este sufre una convergencia zonal evidenciada por un ensanchamiento del termoclin y una disminución en su velocidad, lo cual descarta de alguna manera la posibilidad de convergencia meridional. En el Pacífico Central esta convergencia es balanceada en alguna medida en los niveles superiores por la divergencia de Ekman producida por los vientos alisios. En la región de estudio los vientos predominantes son del sur-suroeste, produciendo una componente zonal débil e incluso hacia el este (Tabla 2). Por tal motivo, probablemente la divergencia de Ekman no tiene lugar o es débil al este de las Islas Galápagos, originando que la convergencia zonal de la SCE en esta región sea balanceada por una divergencia meridional. Existen modelos que reproducen el sistema de flujo de la SCE acoplado a la divergencia de Ekman y campo de vientos (Pedloski and Samelson, 1989) que confirman las observaciones de campo.

Tabla 2. Esfuerzo del viento en ( $1^{\circ}$  -  $3^{\circ}20'$  S) y  $82^{\circ}$ W.

Trimestre	Dirección	Velocidad ( $\text{m s}^{-1}$ )	$\tau_x$ ( $\text{dinas cm}^{-2}$ )	$\tau_y$ ( $\text{dinas cm}^{-2}$ )
EFM	213 (SO)	3.5	0.08	0.12
AMJ	181 (S)	5.6	0.01	0.43
JAS	206 (SO)	6.3	0.25	0.51
OND	196 (SO)	5.7	0.12	0.43

En este trabajo se observó en todas las secciones salinidades de 35 UPS y superiores a 35.1 UPS en mayor o menor grado. Sin embargo para dilucidar cuantitativamente el ciclo anual del componente salino, se construyó una serie de tiempo trimestral de salinidad (figura 31). Para las profundidades de 50 a 200 metros, el pico de salinidad se produce durante Julio-Agosto-Septiembre, alcanzando los niveles de 50, 75 y 100 metros salinidades superiores de 35.1 UPS. (Es importante tomar en cuenta que estos valores son un promedio entre 1 a 3°S, y no reflejan el máximo valor de salinidad del núcleo). Sin embargo, el incremento de salinidad para los niveles de 30 y 50 m se produce en los meses de Abril a Junio. Esto nos indica que la porción superior de la SCE asociada al núcleo de alta salinidad se presenta con mayor intensidad en los meses de Julio-Agosto-Septiembre, comenzando su manifestación en los niveles mas superiores desde Abril. Esta observación contrasta con la tesis de que la Subcorriente Ecuatorial es menor cuando la Corriente Ecuatorial del Sur se intensifica por acción de los vientos alisios como ocurre en este período.

Durante el período de Marzo de 1988 hasta Diciembre de 1989 no se observan celdas de salinidad superiores a 35.1 UPS, coincidiendo este período con las condiciones frías registradas en todo el Pacífico Ecuatorial. Probablemente la SCE se presentó con menor intensidad durante todo este período, coincidiendo de alguna manera con las observaciones de que el flujo de la SCE es menor cuando los vientos alisios de sureste y la Corriente Ecuatorial del Sur son intensos. Este razonamiento no puede ser concluído categóricamente por razones de resolución en el muestreo, no se realizó

observaciones durante el período de Julio-Agosto-Septiembre, período en el cual hemos detectado el pico de salinidades. Además cabe resaltar que se otros marcadores utilizados en este análisis (oxígeno, termstad y velocidad geostrófica) si reflejan la presencia de la Subcorriente Ecuatorial.

En Octubre de 1986, durante las primeras manifestaciones del evento ENSO 1987 en la estructura subsuperficial de la costa ecuatoriana, se observa la Subcorriente Ecuatorial bien desarrollada. En Febrero de 1987 se observan algunas características de la SCE, entre estas una capa halina con valores de salinidad de 35.1 UPS ensanchándose hacia el este. No podemos precisar en este caso si el núcleo salino está relacionado a la Subcorriente Ecuatorial o es de origen Subtropical desde el sur obedeciendo a un patrón de circulación y ajuste producido por las perturbaciones oceánicas propias de este evento. Varios autores reportaron durante el evento ENSO 82-83 una desaparición de la SCE en varias secciones del Pacífico Central y Oriental, e incluso observaron una reversión del flujo (Firing *et al.*, 1983a; Mangum *et al.*, 1983; Hisard *et al.*, 1984; Halpern, 1983). La recuperación de la estructura subsuperficial se evidencia en Mayo, con la presencia de la Subcorriente Ecuatorial.

El esparcimiento de las isotermas a nivel de la termoclina, marcador característico del núcleo de la Subcorriente Ecuatorial en el Pacífico Central no fué muy evidente en las secciones analizadas, a excepción de las secciones en 85°W. Por tal motivo el marcador térmico utilizado para determinar la intensidad de la Subcorriente Ecuatorial en su porción

inferior se realizó en función del grosor del termostad, el cual para este análisis se estableció entre el rango de 13° a 15°C.

El termostad fue encontrado en todas las secciones analizadas, a excepción de Febrero de 1987 en el cual se registró una depresión de todas las isotermas de la termoclina. Esta estructura térmica sufre un marcado cambio estacional como se presentó en el capítulo anterior (figura 27). Las isotermas de 14° y 15°C sufren afloramientos durante los últimos meses del año. Esto origina que se produzca un ensanchamiento en el grosor del termostad entre la isoterma base de 13°C y las isotermas de 14° y 15°C. Este ensanchamiento se produce por lo tanto por el afloramiento de las isotermas de 14° y 15°C, más no a un cambio de la profundidad de la base del termostad (Meyers, 1979).

El máximo grosor se produce durante los meses de Octubre a Marzo (Tabla 3). Este cambio en la estratificación térmica nos sugiere un incremento en el flujo de la parte inferior de la SCE durante estos meses. Si la velocidad del núcleo se incrementara paralelamente en este período, probablemente observaríamos un incremento en los valores de salinidad de las secciones analizadas.

En la figura 32 se presenta la variación de salinidad y temperatura para diferentes profundidades. Se puede apreciar que los máximos de temperatura y salinidad en 50, 100 y 150 metros se encuentran desfasados, registrándose inicialmente el máximo de temperatura en los meses de Abril-Mayo-Junio, coincidente con una disminución del grosor del



termostad. Este comportamiento nos sugiere que las celdas de salinidad aparecen posteriormente al hundimiento de las isotermas de 14° y 15°C que conforman la parte superior del termostad. El hundimiento de estas isotermas se produce después del relajamiento de los vientos zonales en la región (Figura 33 y 34), originando un aumento en la altura dinámica.

Tabla 3. Profundidad media de isotermas (1° - 3°20'S) y grosor de termostad entre isotermas de 13° - 15°C.

Temperatura	EFM		AMJ		JAS		OND	
	Media (m)	$\sigma$	Media (m)	$\sigma$	Media (m)	$\sigma$	Media (m)	$\sigma$
13°C	236	29	262	12	238	14	214	46
14°C	156	40	211	13	187	16	153	48
15°C	82	39	148	22	115	30	86	41
16°C	53	16	108	29	64	20	63	24
18°C	30	10	67	23	28	10	36	16
20°C	22	8	46	19	27	9	26	12

Temperatura	EFM		AMJ		JAS		OND	
	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)	Grosor (m)
13°-15°C	154	114	123	128				

$\sigma$  = desviación estandar

Estas observaciones nos sugieren que la SCE no se manifiesta simultáneamente en toda su estructura. El flujo de la parte inferior de la SCE es mayor durante los meses de Octubre a Marzo inferido por el grosor del termostad, mientras que el flujo superior de la SCE se manifiesta más intensamente durante los meses de Abril a Septiembre evidenciado



primeramente por un hundimiento de las isotermas superiores del termostad y posteriormente por el arribo de celdas de mayor salinidad. Probablemente ondas ecuatoriales de Kelvin generadas por cambios en el campo de viento transportan energía hacia abajo en el océano (Lukas, 1986), mientras que su fase se propaga hacia arriba, lo cual resultaría en que las perturbaciones en la Subcorriente Ecuatorial se vean primeramente en profundidad. La explicación de que ésta perturbación de las isotermas observada en los afloramientos y hundimientos de los mismos sea generado por una onda ecuatorial atrapada de tipo Kelvin, puede ser evidenciado de alguna manera en el ciclo anual de temperatura en  $1^{\circ}\text{S}$ ,  $2^{\circ}\text{S}$  y  $3^{\circ}20'\text{S}$  que se presentaron en la figura 27. La amplitud del ciclo anual para las isotermas de  $14^{\circ}$  y  $15^{\circ}\text{C}$  en  $3^{\circ}20'\text{S}$  es menor que las registradas en  $1^{\circ}$  y  $2^{\circ}\text{S}$ , consistente con el radio de deformación de ondas ecuatoriales y transporte de energía.

El patrón de flujo de la SCE a lo largo de la costa ecuatoriana hacia el sur para incorporarse en la Contracorriente Subsuperficial Peruano Chilena en  $5^{\circ}\text{S}$  y suministrar agua a los afloramientos costeros del norte de Perú fue investigado mediante secciones perpendiculares a la costa en  $3^{\circ}20'\text{S}$ . Los marcadores de salinidad, oxígeno, termostad y flujo geostrófico evidencian que la SCE pasa por el margen costero en mayor o menor magnitud en todas las secciones analizadas. La resolución temporal de las observaciones no permite analizar consecuentemente la variación estacional de este flujo hacia el sur. Lukas (1986) sugiere que en los meses de Abril a Junio la SCE avanza hasta la costa de Ecuador para luego desplazarse hacia el sur.

La existencia de un gradiente de presión meridional hacia el sur cercano a la costa, soportaría las condiciones necesarias para que se derive un flujo hacia el sur. Este gradiente de presión se observa durante los meses de Octubre a Diciembre entre  $1^{\circ}\text{S}$  y  $3^{\circ}20'\text{S}$  (figura 35). Sin embargo no conocemos si este gradiente continúa al sur de  $3^{\circ}\text{S}$ . Conjuntamente podemos evidenciar que durante los meses de Abril a Junio se produce la máxima altura dinámica.

Núcleos o celdas de relativo alto contenido de oxígeno fueron utilizados como marcador de la SCE, a pesar de que el oxígeno no es una propiedad conservativa. Sin embargo, trabajos como los de Tsuchiya (1968) han demostrado que este parámetro puede ser utilizado como indicador del flujo de la SCE, especialmente en sus capas inferiores en donde los procesos físicos y biológicos son menores. Wyrski (1966) describe en su trabajo que las aguas subtropicales subsuperficiales poseen valores de oxígeno disuelto menores que  $1.0 \text{ ml L}^{-1}$ , observándose los menores valores hacia el oeste frente a la costa peruana (menores que  $0.25 \text{ ml L}^{-1}$ ), los cuales son probablemente producidos por los procesos de respiración originados por la alta producción primaria sostenida por los afloramientos costeros (Pak *et al.*, 1980).

Las capas y núcleos de oxígeno son evidentes en todas las secciones analizadas en estructuras muy variables. Lamentablemente los límites norte y sur de nuestras secciones no nos permiten apreciar la extensión de esta capa de mayor concentración de oxígeno disuelto en relación con las aguas subtropicales adyacentes más meridionales. Sin embargo durante el

crucero de Abril se 1990 se logró abarcar hasta 4°S, evidenciándose lo anteriormente expuesto.

En el análisis trimestral del ciclo anual del contenido de oxígeno disuelto con profundidad, se aprecia una depresión de las isolíneas de 2.5 a 3.0 ml L<sup>-1</sup> en los meses de de Abril a Junio (figura 36). Este depresión de las isolíneas de oxígeno coincide con la depresión que sufren las isotermas superiores del termostad 14° y 15°C. Este comportamiento es indicativo de un pulso de oxígeno de mayor concentración en niveles inferiores para este período.

La variación estacional de fosfato inorgánico PO<sub>4</sub>-P se comporta de manera similar al ciclo de oxígeno disuelto, registrando una depresión de todas las isolíneas superiores a 1.5 µg-atom L<sup>-1</sup>, durante Abril a Septiembre (figura 37). Este perfil indica una menor disponibilidad de fosfato inorgánico a profundidades de 50 y 100 metros. Este comportamiento puede explicarse por dos procesos de diferente carácter, uno físico y el otro biológico. En primer lugar, si el fosfato inorgánico es considerado como un marcador de SCE que transporta bajos niveles de nutrientes, esta profundización sería un indicativo más de una mayor pulsación de la Subcorriente Ecuatorial en este período. En el segundo caso, el proceso biológico estaría sustentado por un consumo de éste nutriente por organismos fitoplanctónicos, lo cual no es muy probable a estas profundidades. Por el contrario, al registrarse también un mayor aporte de oxígeno, el proceso biológico estaría sustentado por reacciones de oxidación y reconversión de materia orgánica, con el consiguiente aumento de nutrientes inorgánicos. Este análisis nos conlleva a inclinarnos por el proceso físico, con lo cual este

nutriente podría caracterizar en algún grado los pulsos de la Subcorriente Ecuatorial.

El cálculo del flujo geostrófico es coherente en la mayoría de las secciones con los marcadores físico-químicos utilizados en este estudio para establecer la presencia de la Subcorriente Ecuatorial, aunque el campo de densidad pudo haber estado sujeto a la acción de ondas internas de gran amplitud especialmente a nivel de la termoclina, generando desplazamientos verticales en frecuencias menores a un día (Chiriguaya, 1989), los cuales pudieron haber originado flujos geostróficos incorrectos en la estructura. Está incognita del efecto que tienen estas ondas en el cálculo aquí empleado no podrá ser resuelta mientras no se cuente con mediciones directas de velocidad. A pesar de todas estas limitaciones las condiciones utilizadas en nuestro cómputo se acomodan aparentemente bien con las observaciones hidrográficas.

## CONCLUSIONES

1. La estructura subsuperficial en la región de estudio sufre marcados cambios estacionales en todas las propiedades hidrográficas analizadas, asociadas probablemente a ondas ecuatoriales y pulsaciones de la Subcorriente Ecuatorial.
2. Los parámetros utilizados en este análisis tales como núcleos de alta salinidad, celdas de alto contenido de oxígeno, y grosor del termoclinio, son buenos marcadores de la presencia y variabilidad en espacio y tiempo de la Subcorriente Ecuatorial frente a la costa ecuatoriana durante el período de estudio.
3. El cálculo de flujo geostrofico es una herramienta útil para determinar el flujo de la Subcorriente Ecuatorial, siempre y cuando éste análisis este acompañado de observaciones hidrográficas, pues ondas internas dentro de la escala de muestreo pueden generar contaminación y cálculos erróneos.
4. La porción superior de la Subcorriente Ecuatorial asociada al núcleo de alta salinidad superior a 35 UPS entre profundidades de 50 a 100 m, se presenta con mayor intensidad en los meses de Julio a Septiembre.

5. El termostad asociado a la circulación de los niveles inferiores de la Subcorriente Ecuatorial es mas ancho de Octubre a Marzo, lo que implica un incremento del flujo de la Subcorriente Ecuatorial entre niveles de 150 a 300 m aproximadamente para este período.
6. El ensanchamiento del termostad se produce por afloramientos de las isothermas de  $14^{\circ}$  y  $15^{\circ}\text{C}$ , más no a un cambio en la profundidad de la base del termostad ( $13^{\circ}\text{C}$ ).
7. La estructura térmica subsuperficial sobre los  $14^{\circ}\text{C}$  sufre una profundización durante los meses de Abril a Junio previo al arribo de celdas de mayor salinidad entre 50 a 100 m.
8. Un flujo hacia el sur de la Subcorriente Ecuatorial cerca al margen costero ecuatoriano fue observado en todas las secciones perpendiculares a la costa en  $3^{\circ}20'S$ , para incorporarse probablemente en el flujo de la Contracorriente Subsuperficial Peruano Chilena y suministrar agua a los afloramientos costeros.
9. Los niveles de oxígeno disuelto y fosfato inorgánico  $\text{PO}_4\text{-P}$  entre 50 y 100 m sufren un desplazamiento vertical hacia abajo en los meses de Abril a Junio.
10. La profundización de los niveles de oxígeno son indicativo de una mayor pulsación de la Subcorriente Ecuatorial entre niveles de 50 a 100 m.

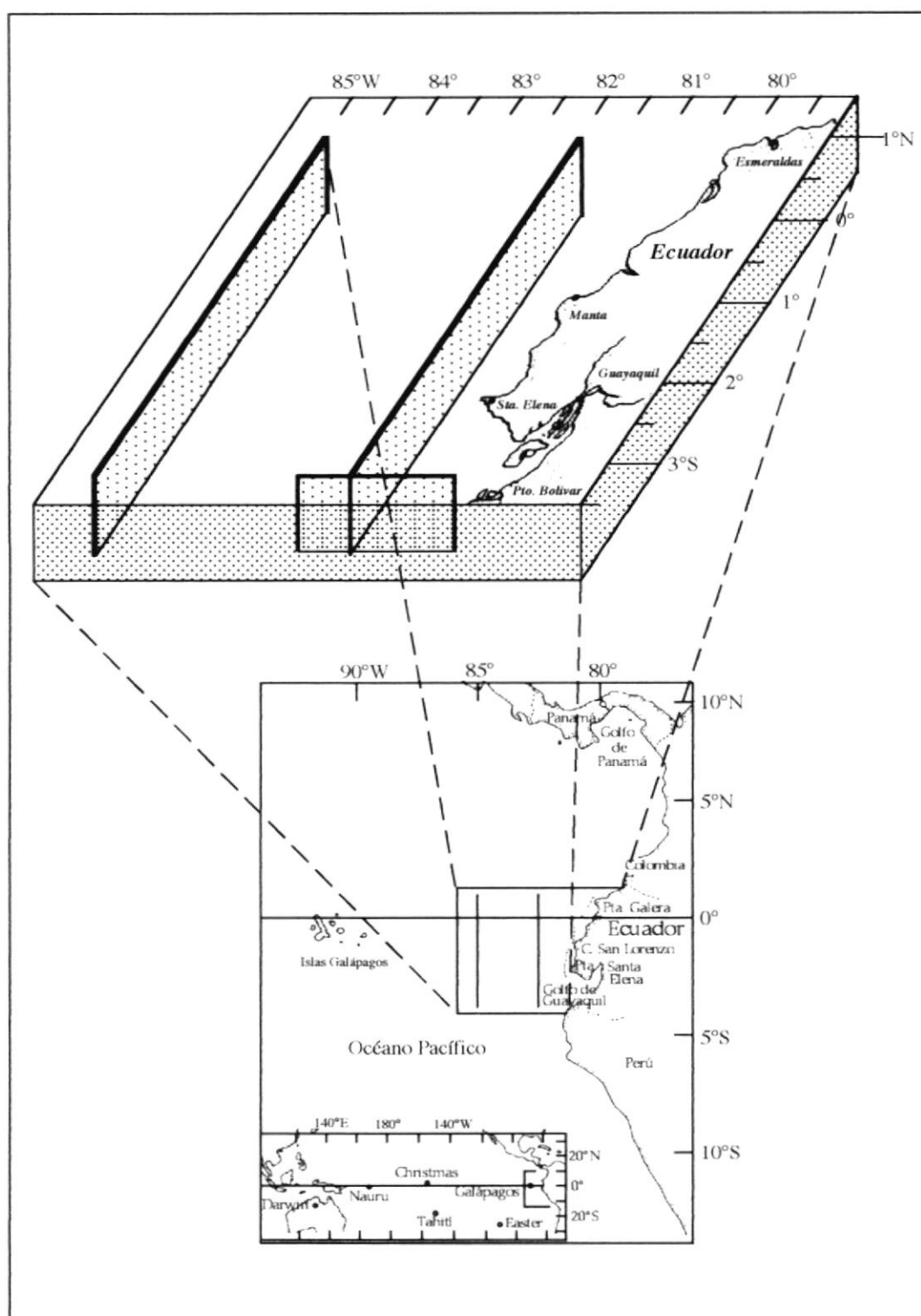


Figura 1. Costa del Pacífico de América del Sur con la posición del área de estudio



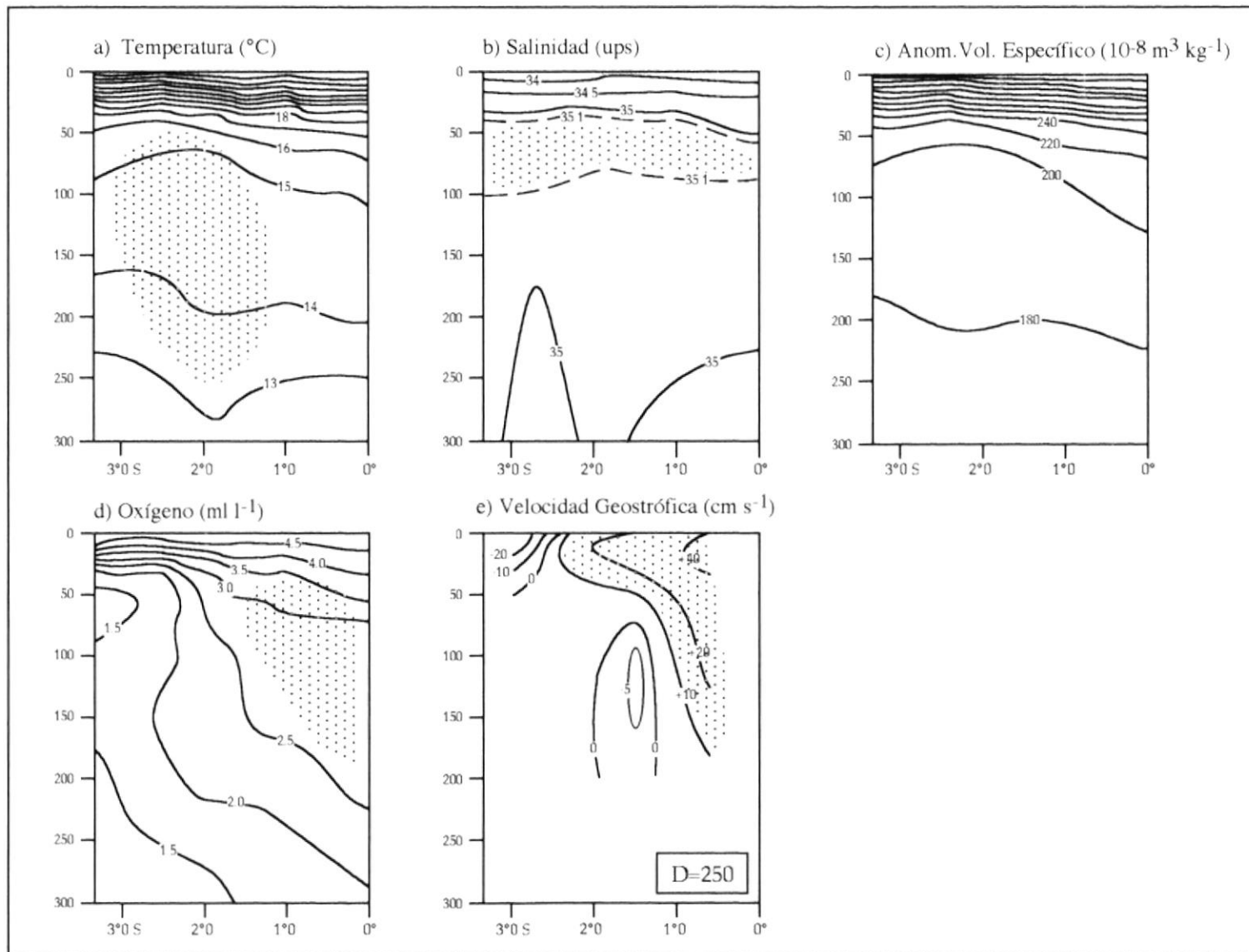


Figura 2. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero de 1984

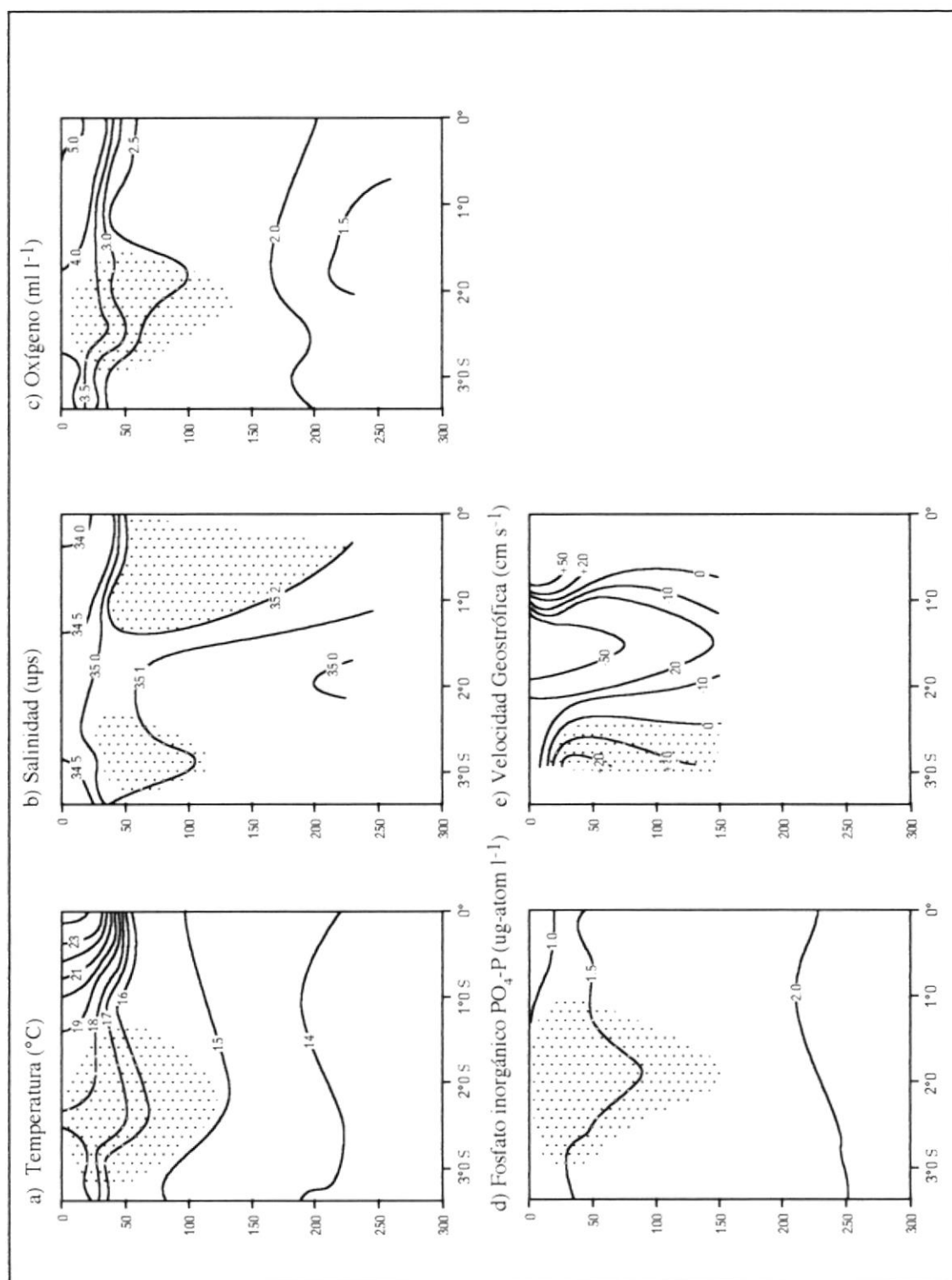


Figura 3. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Julio de 1985

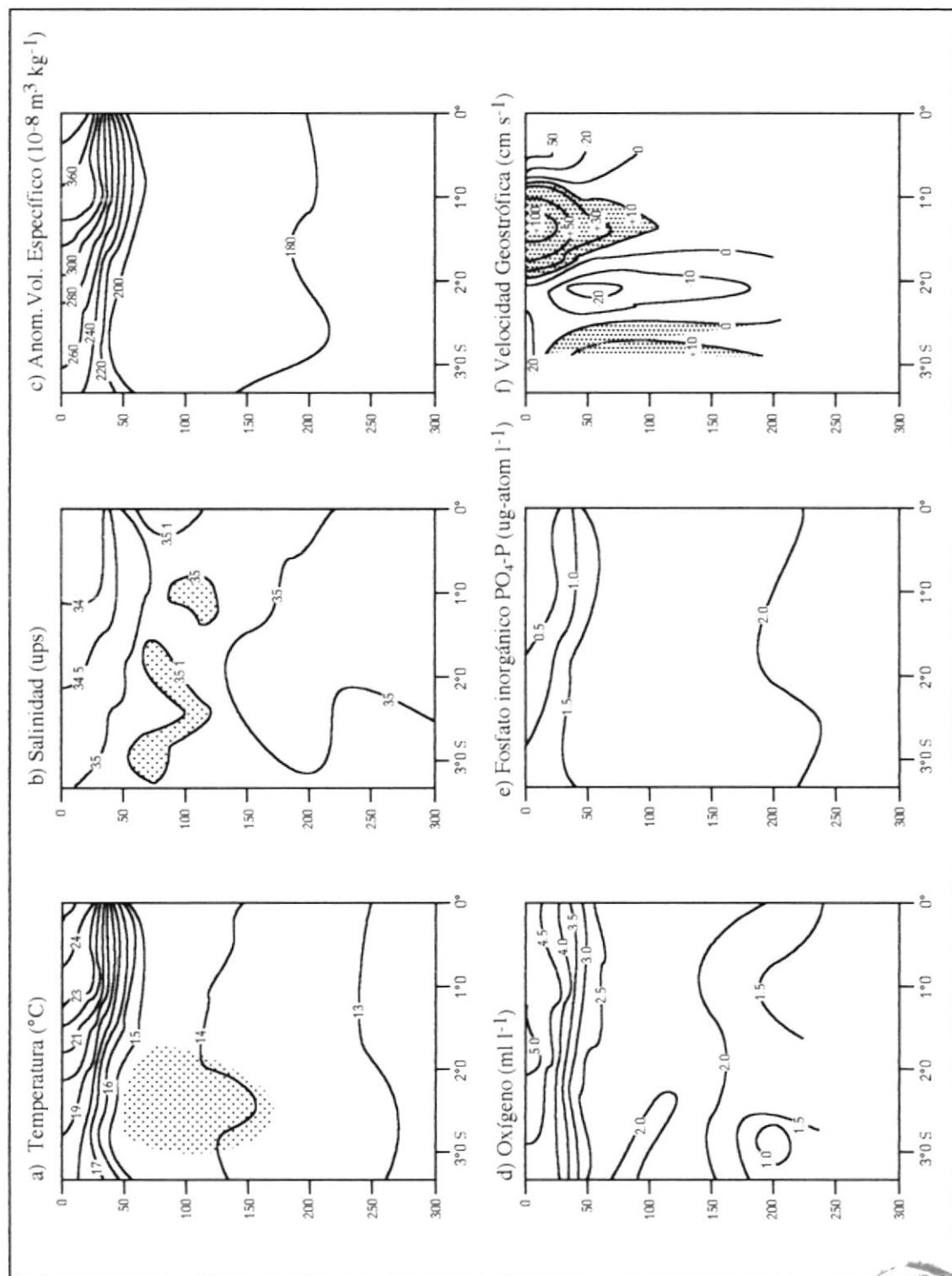


Figura 4. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Octubre de 1985

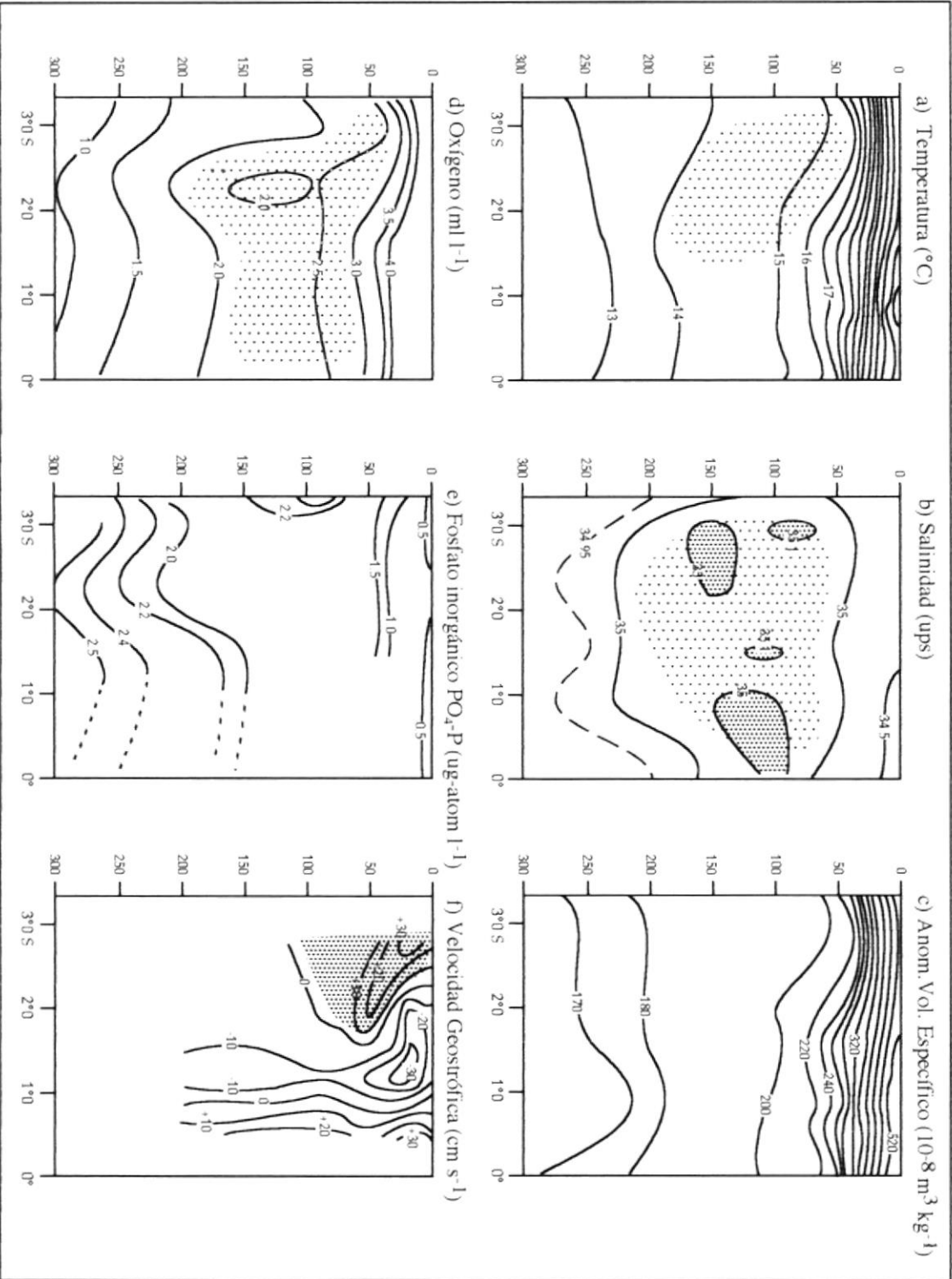


Figura 5. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero de 1986

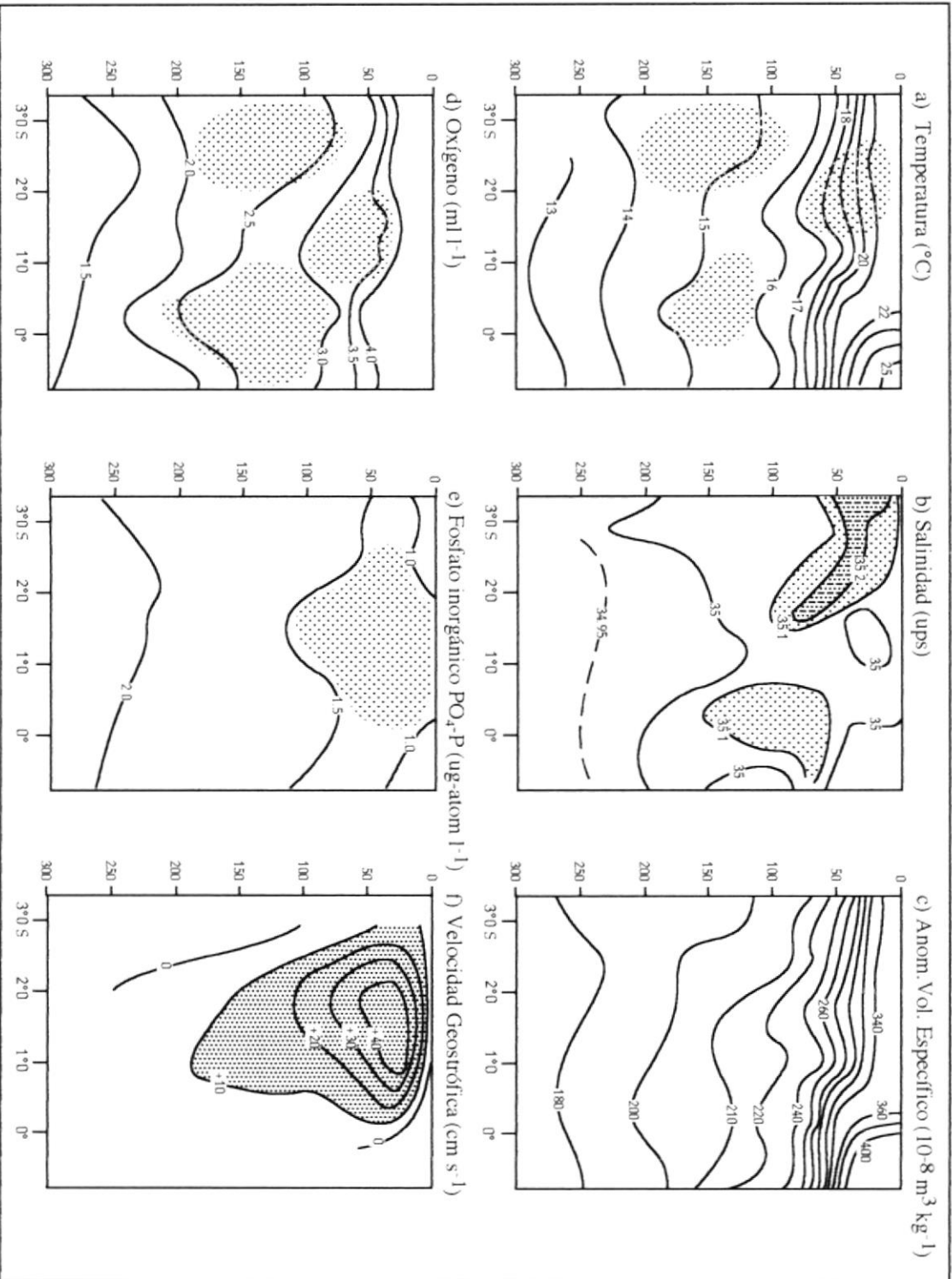


Figura 6. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Mayo de 1986

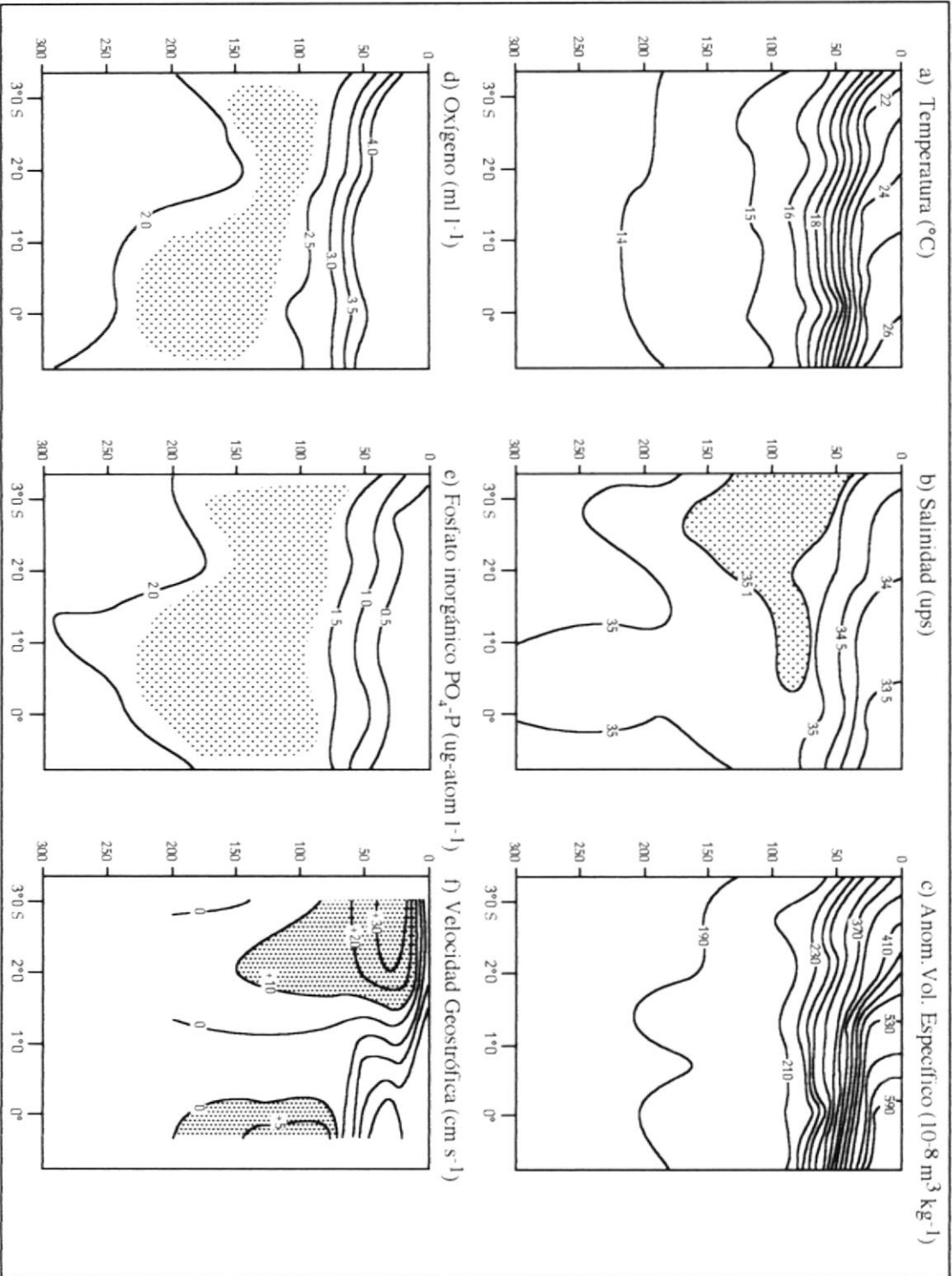


Figura 7. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Octubre de 1986

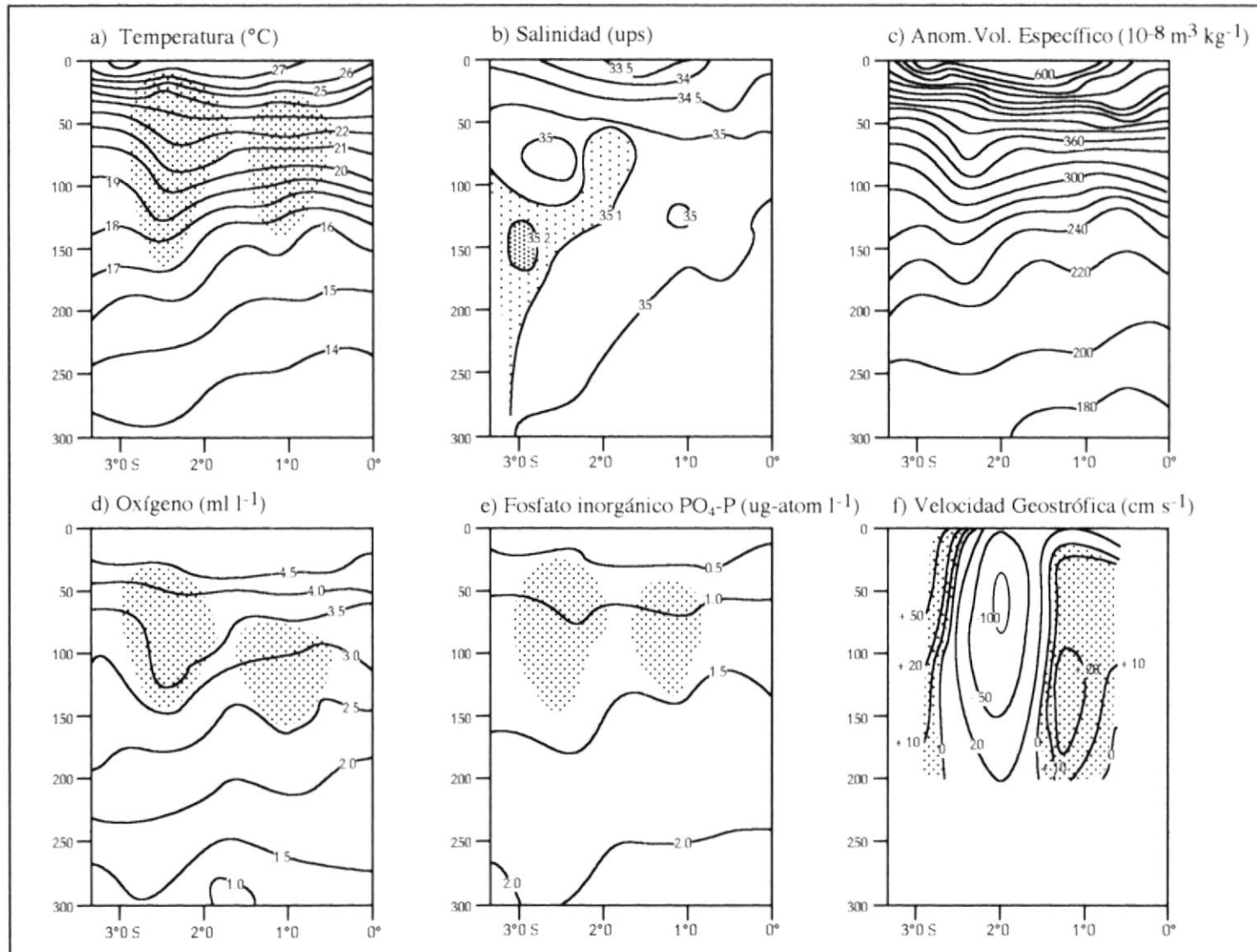


Figura 8. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero de 1987

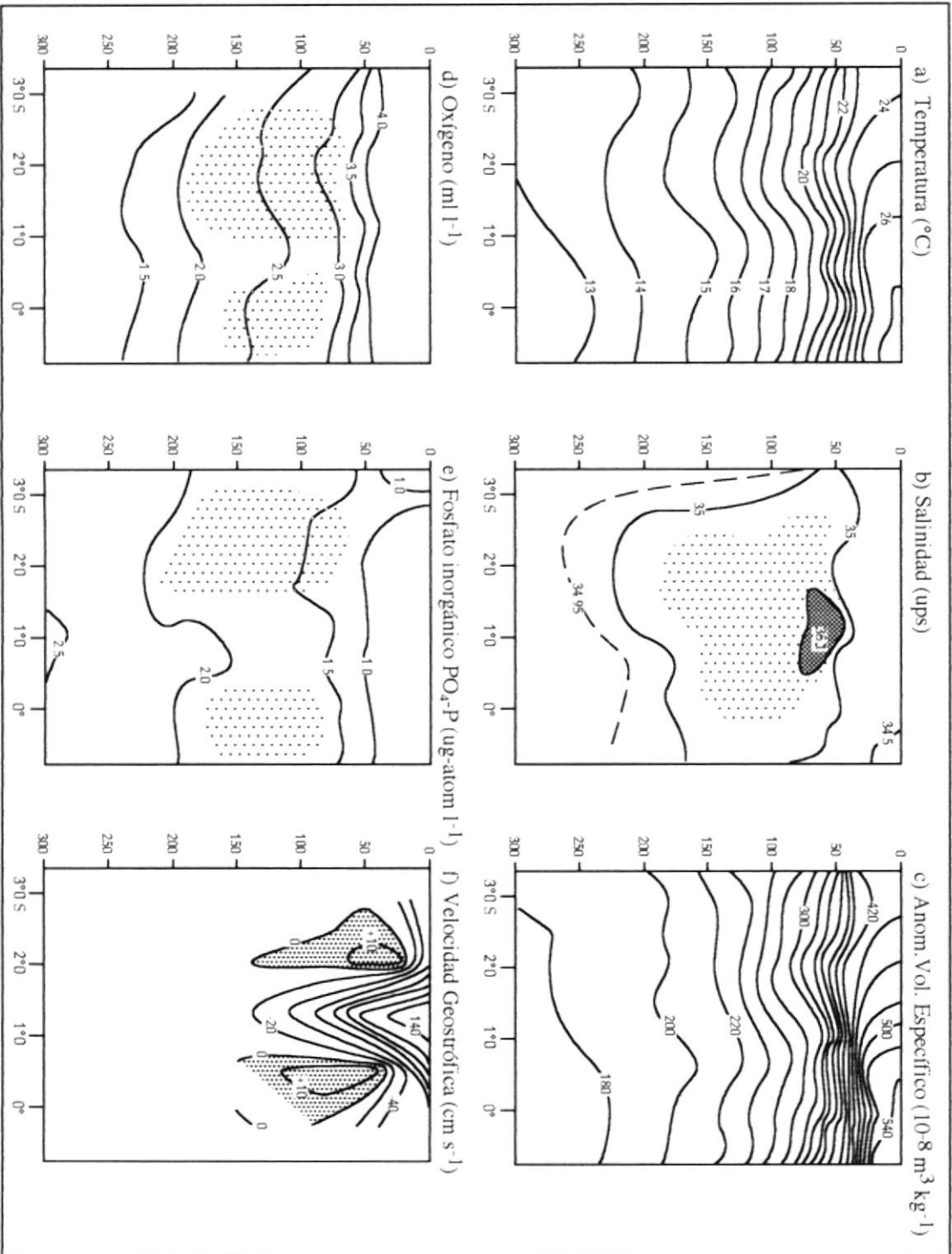


Figura 9. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Mayo 1987



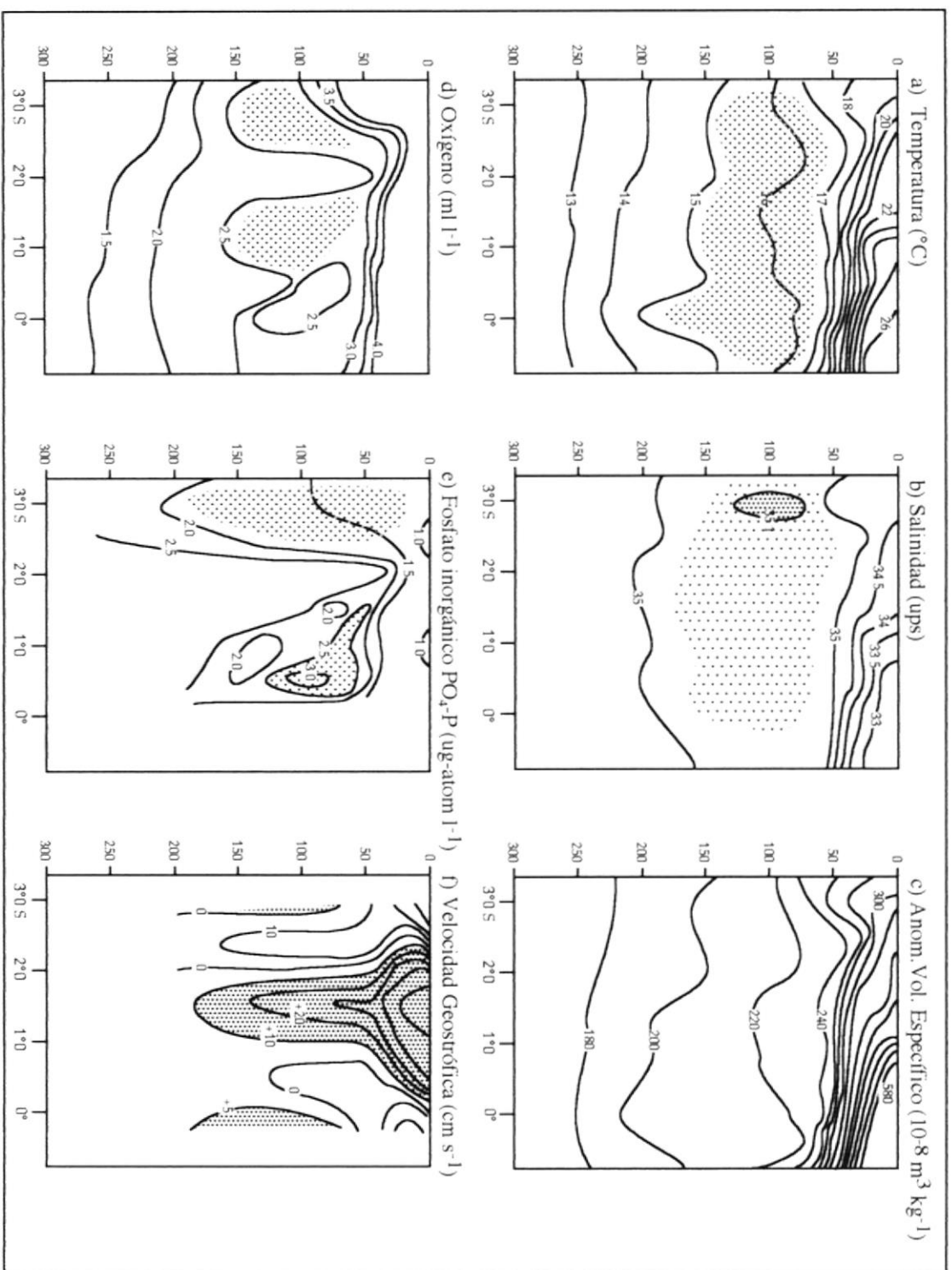


Figura 10. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Septiembre 1987

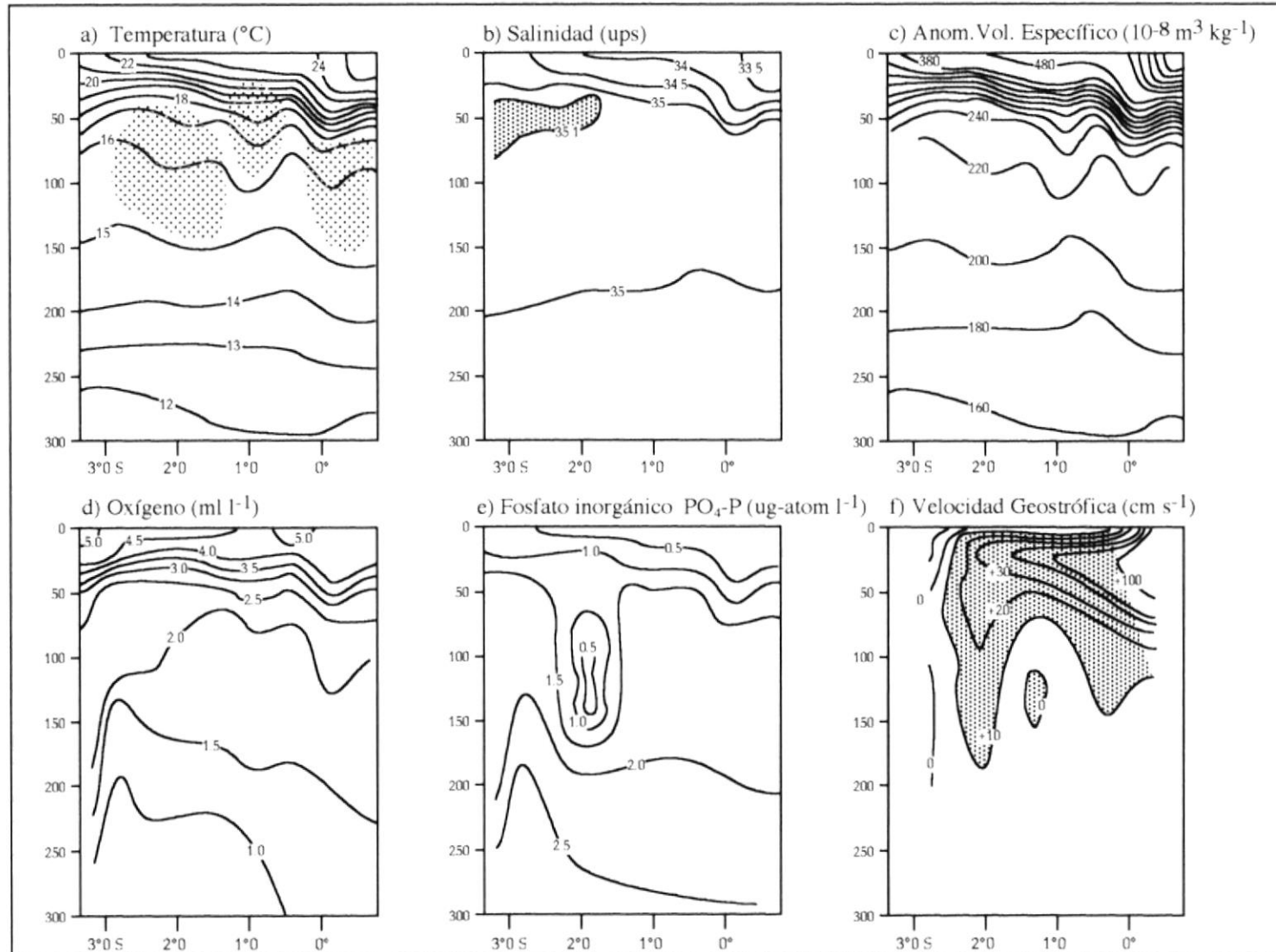


Figura 11. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Noviembre 1987

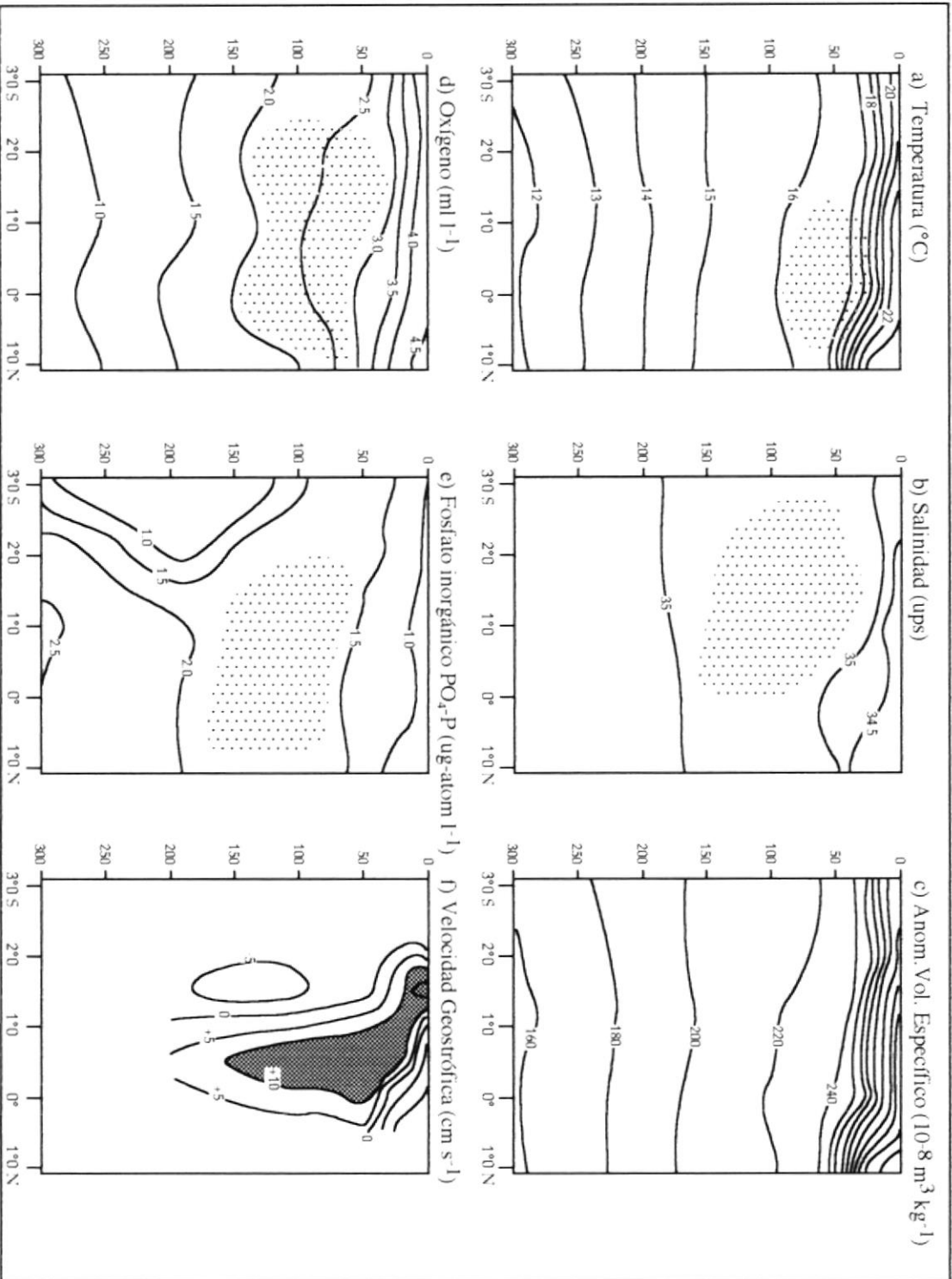


Figura 12. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Marzo 1988

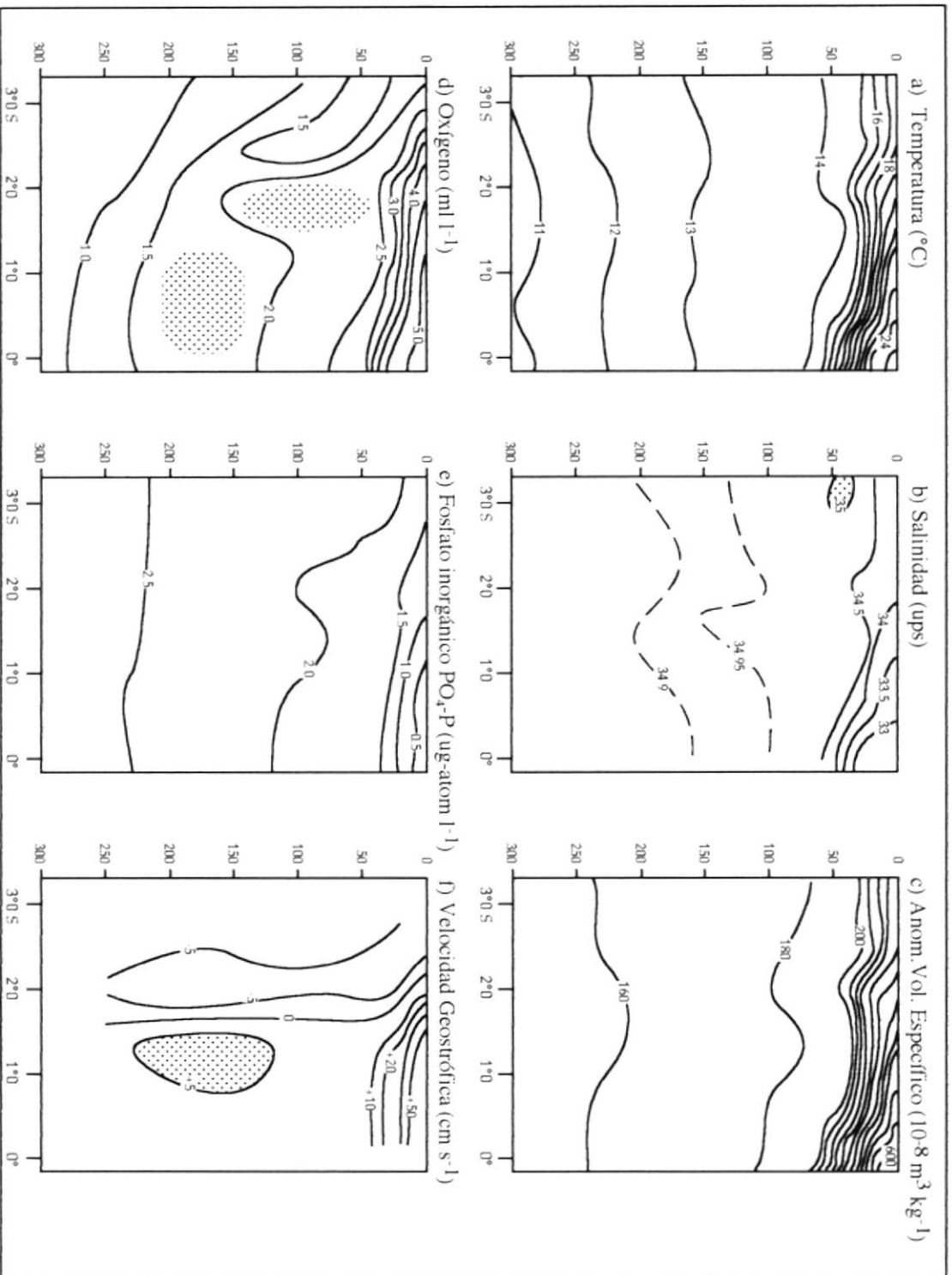


Figura 13. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Diciembre 1988

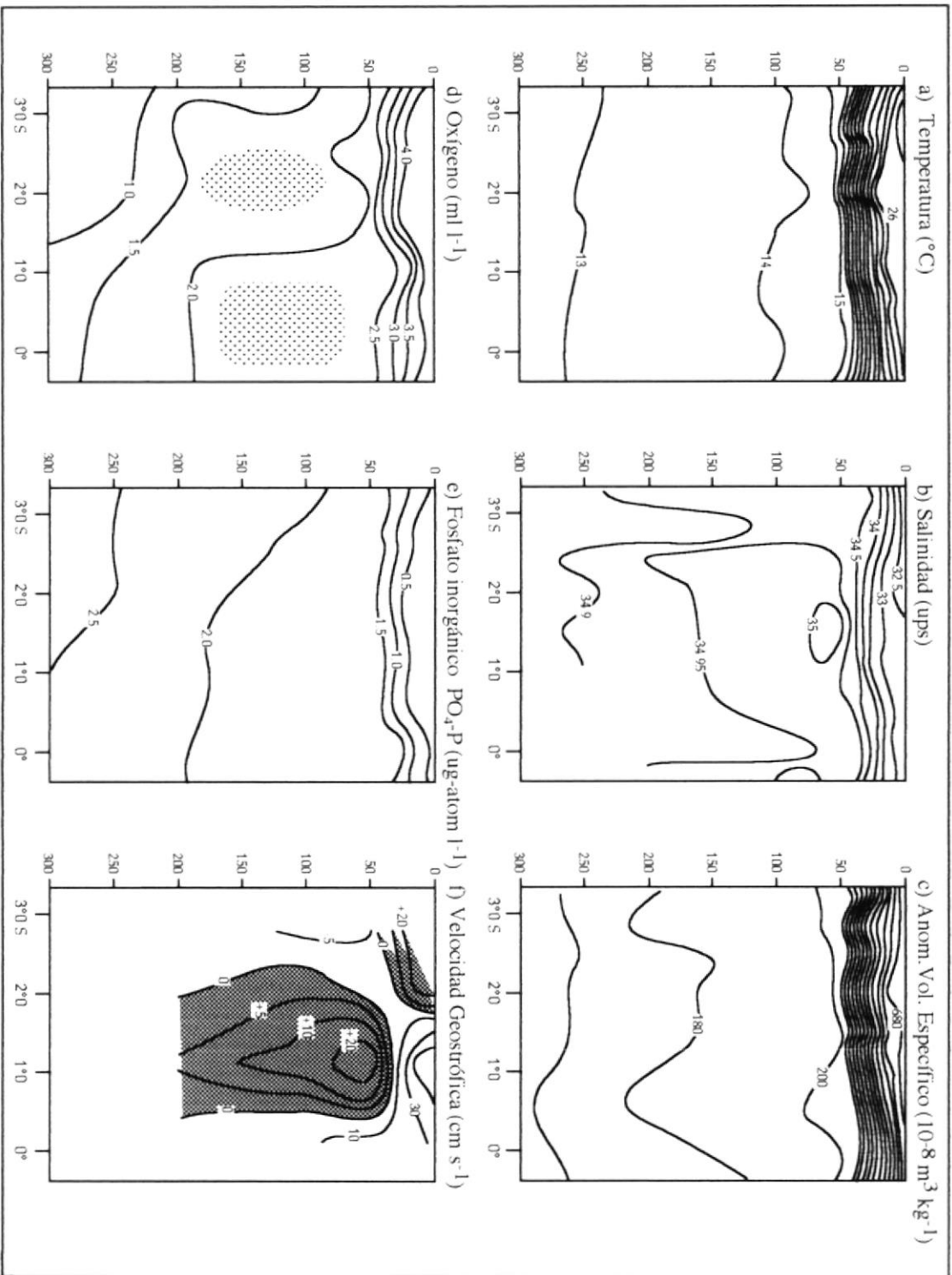


Figura 14. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Febrero 1989

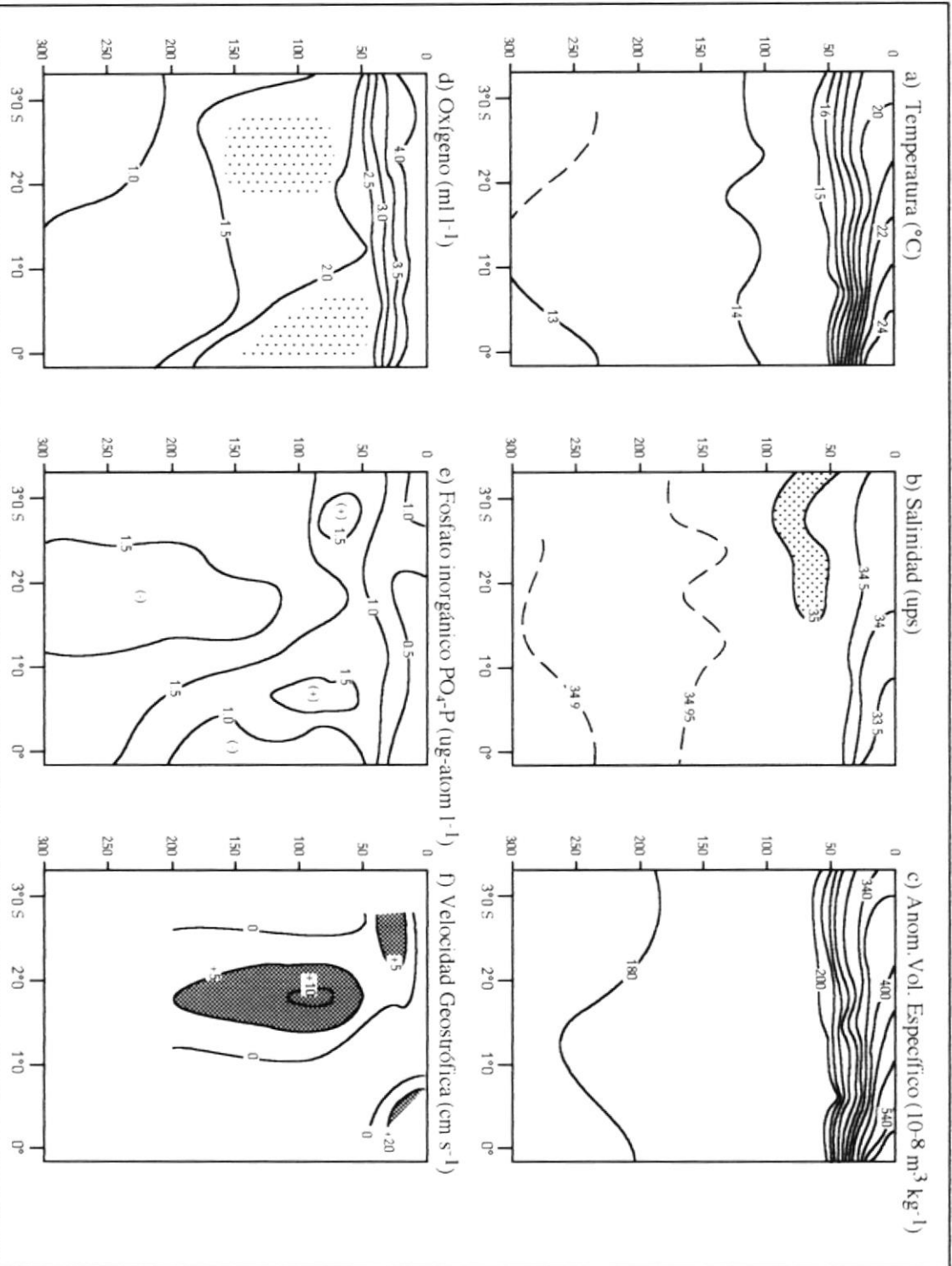


Figura 15. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Diciembre 1989

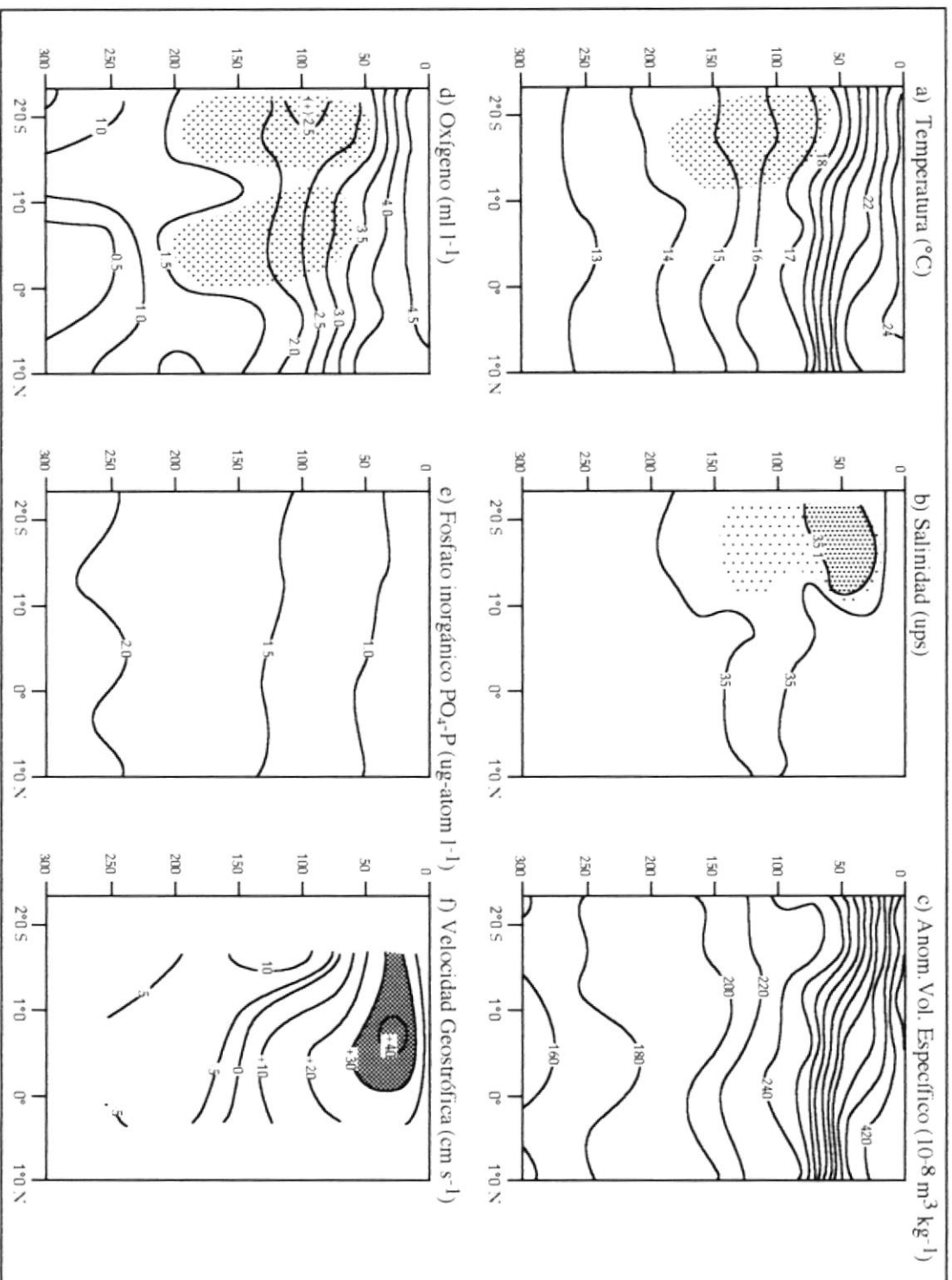


Figura 16. Distribución vertical de parámetros en meridiano 82°W durante Abril 1990

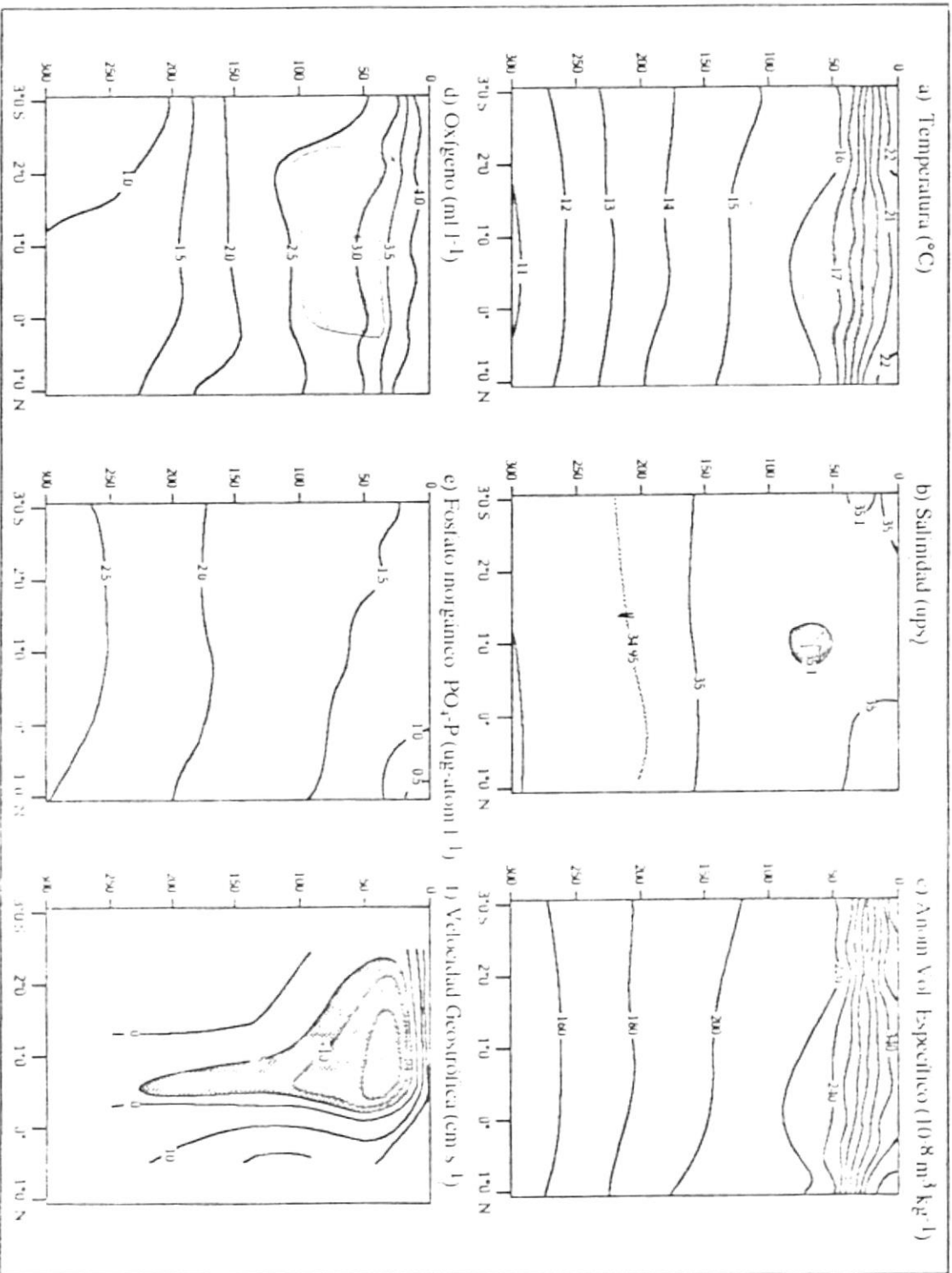


Figura 17. Distribución vertical de parámetros en meridiano 85°W durante Marzo 1988



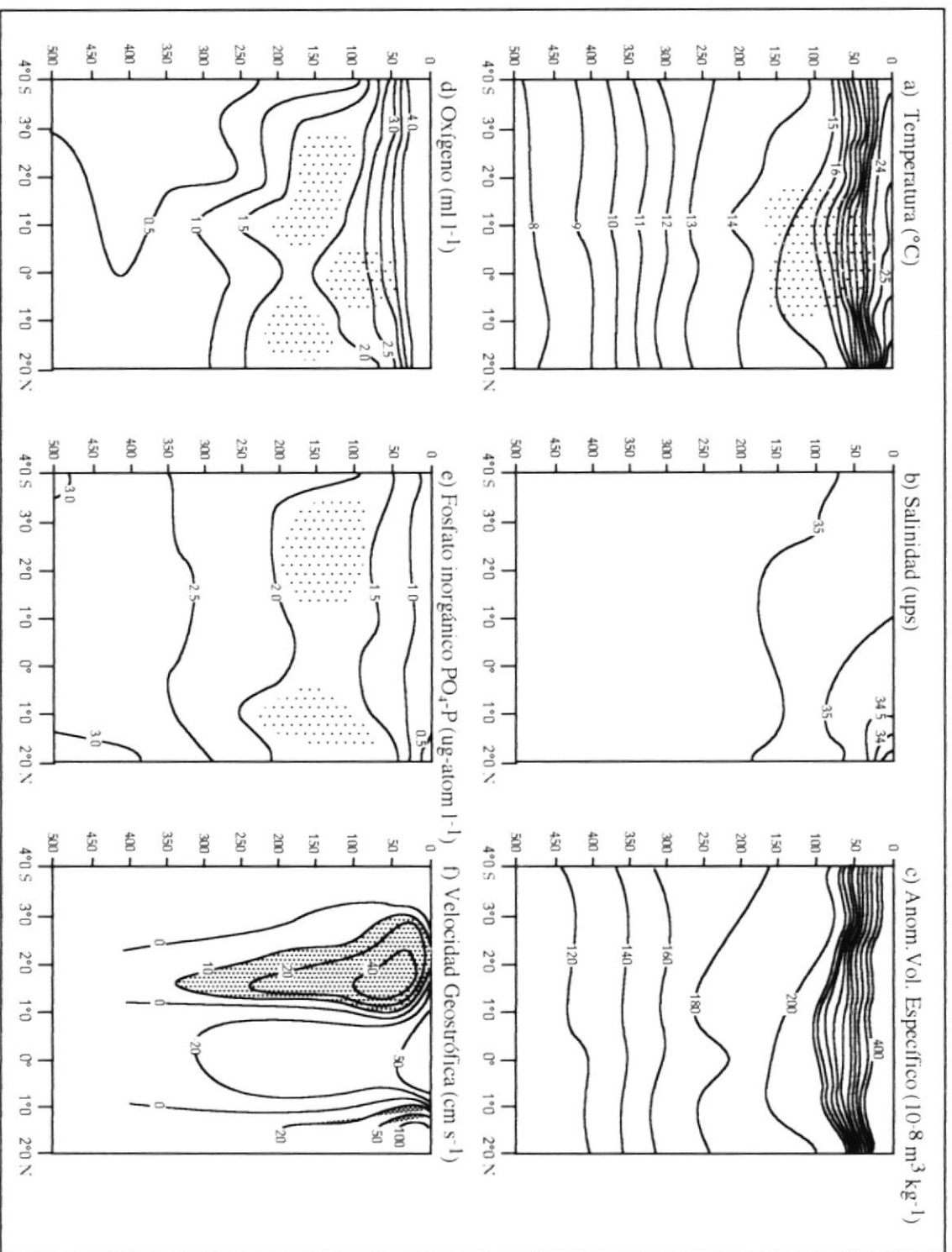
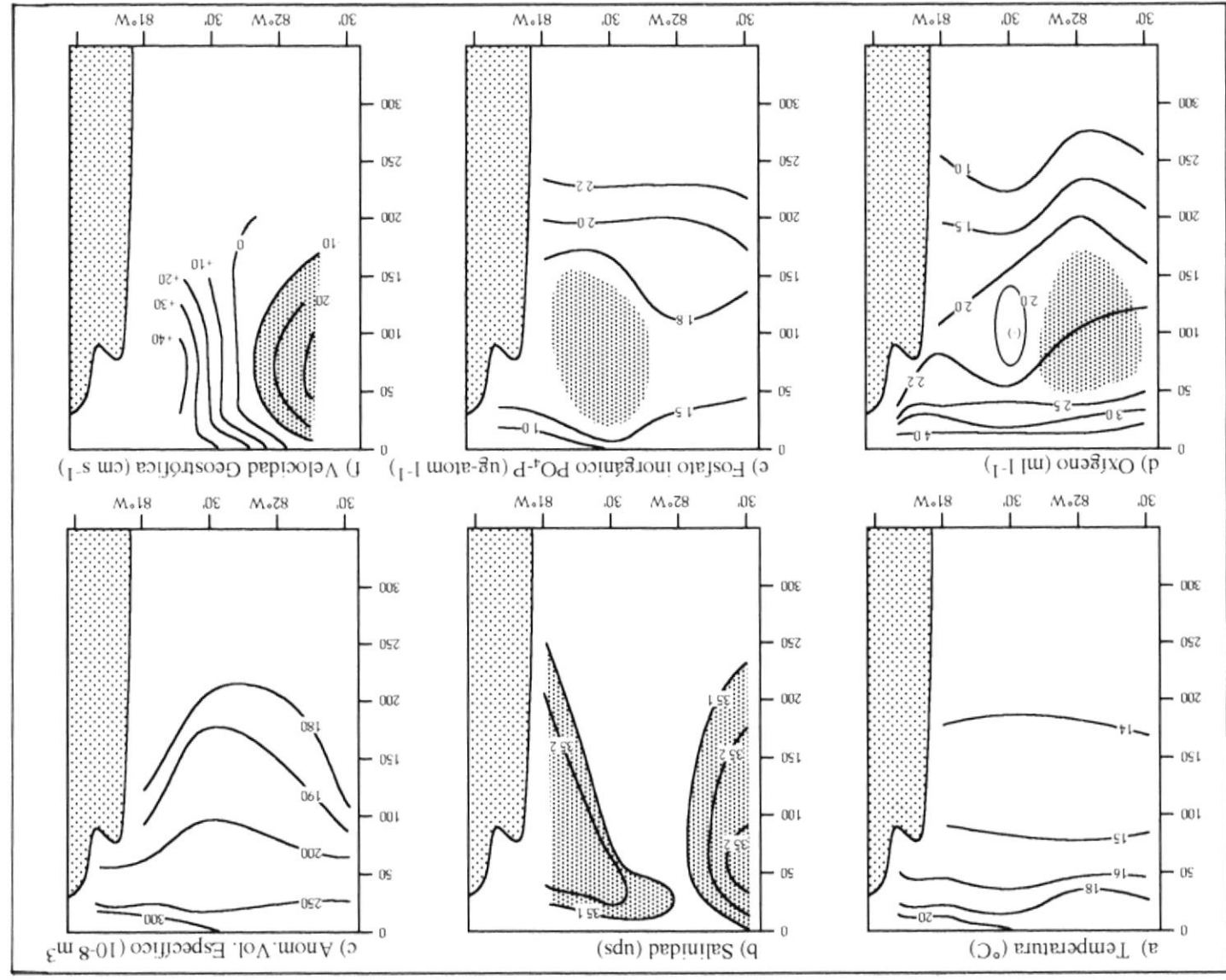


Figura 18. Distribución vertical de parámetros en meridiano 85°W durante Abril 1990



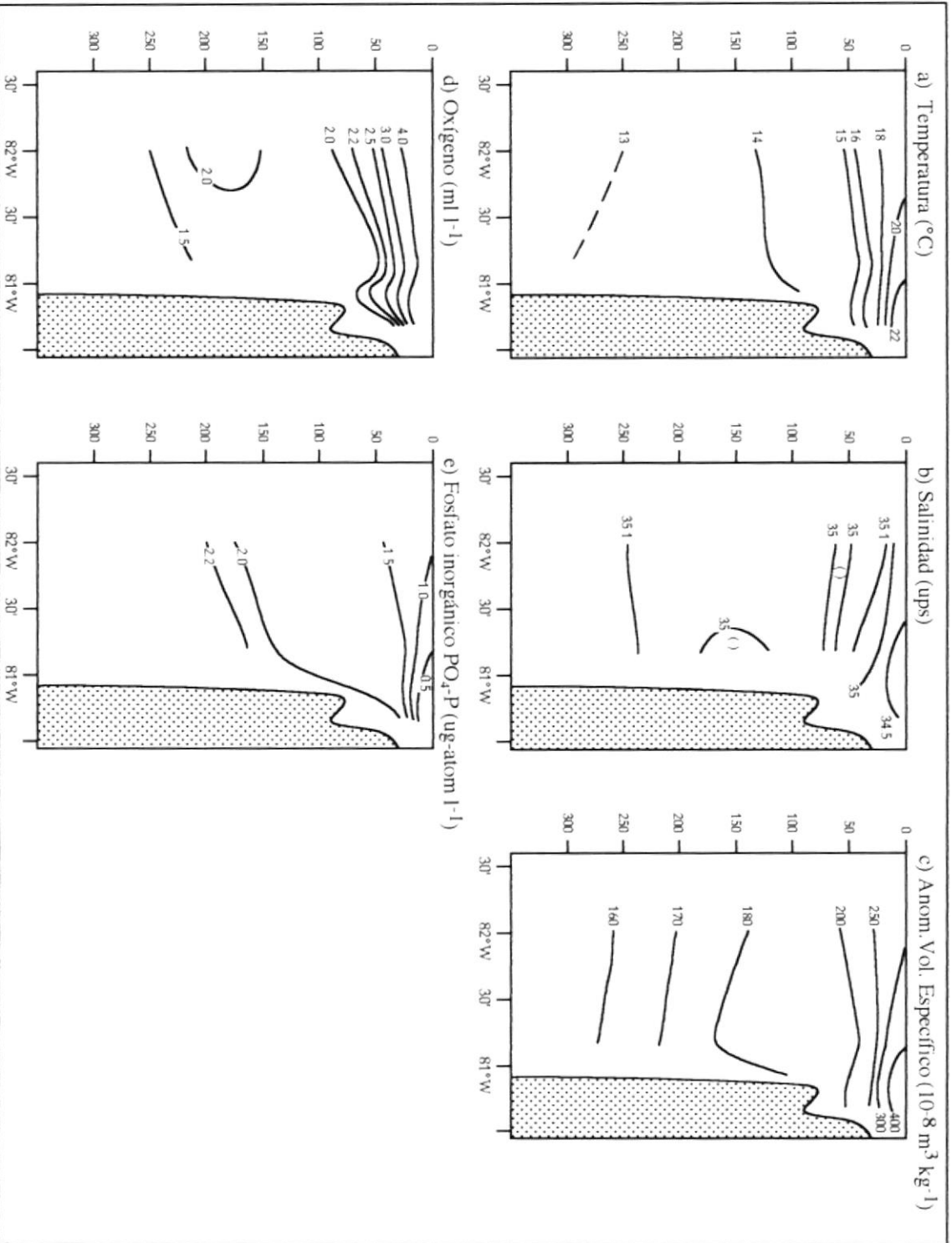


Figura 20. Distribución vertical de parámetros en perfil  $3^{\circ}20'$  S durante Octubre 1985

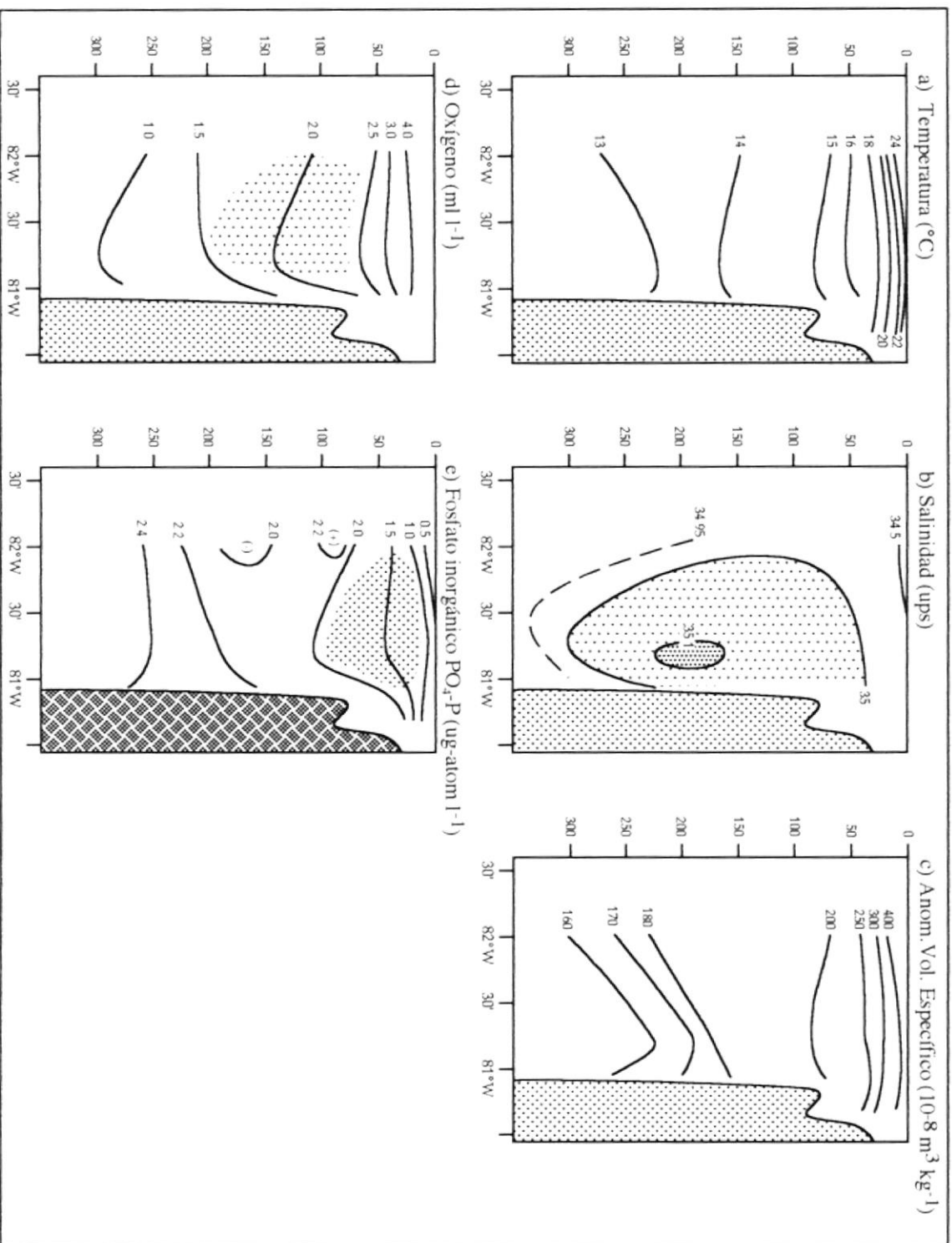
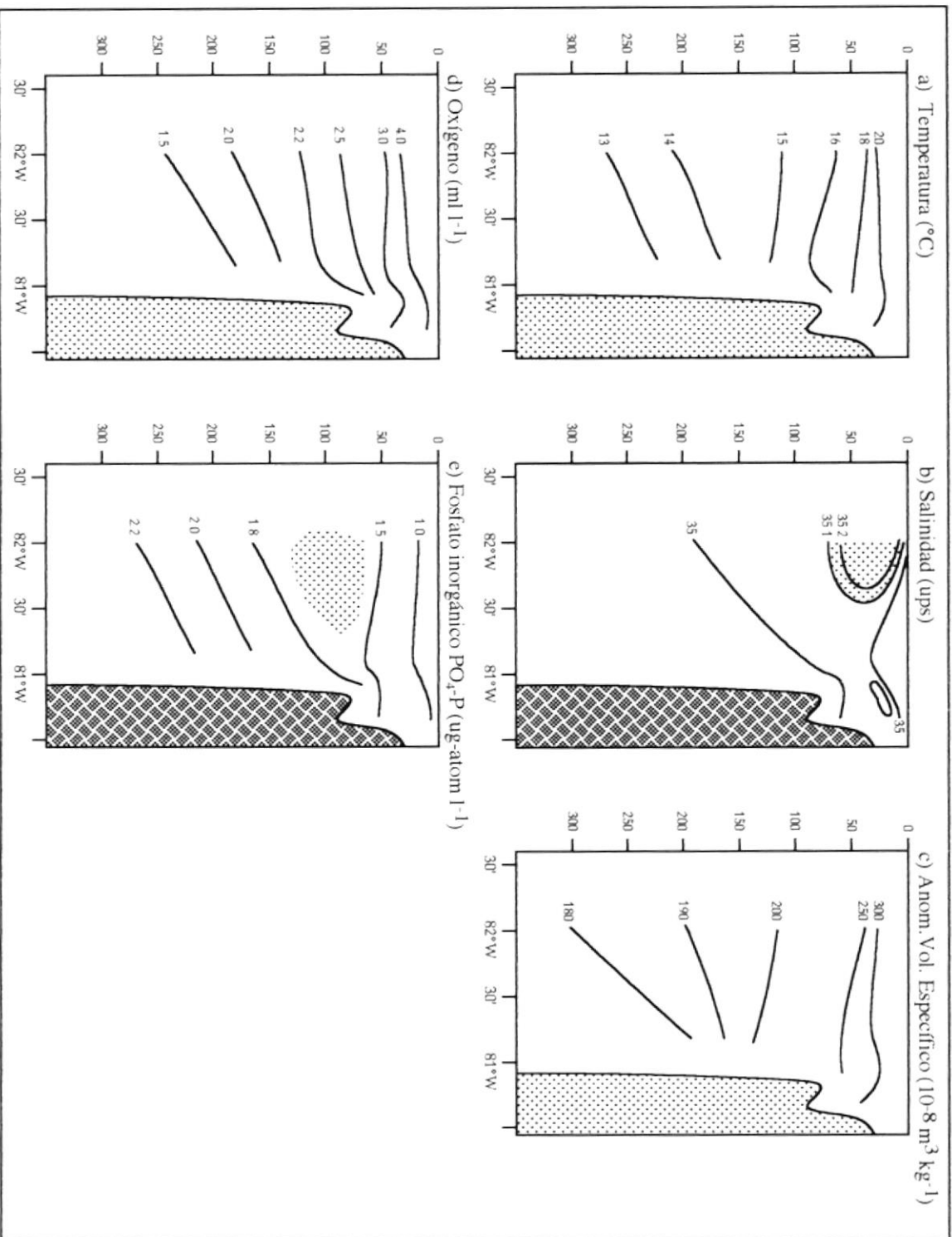


Figura 21. Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20' S durante Febrero 1986



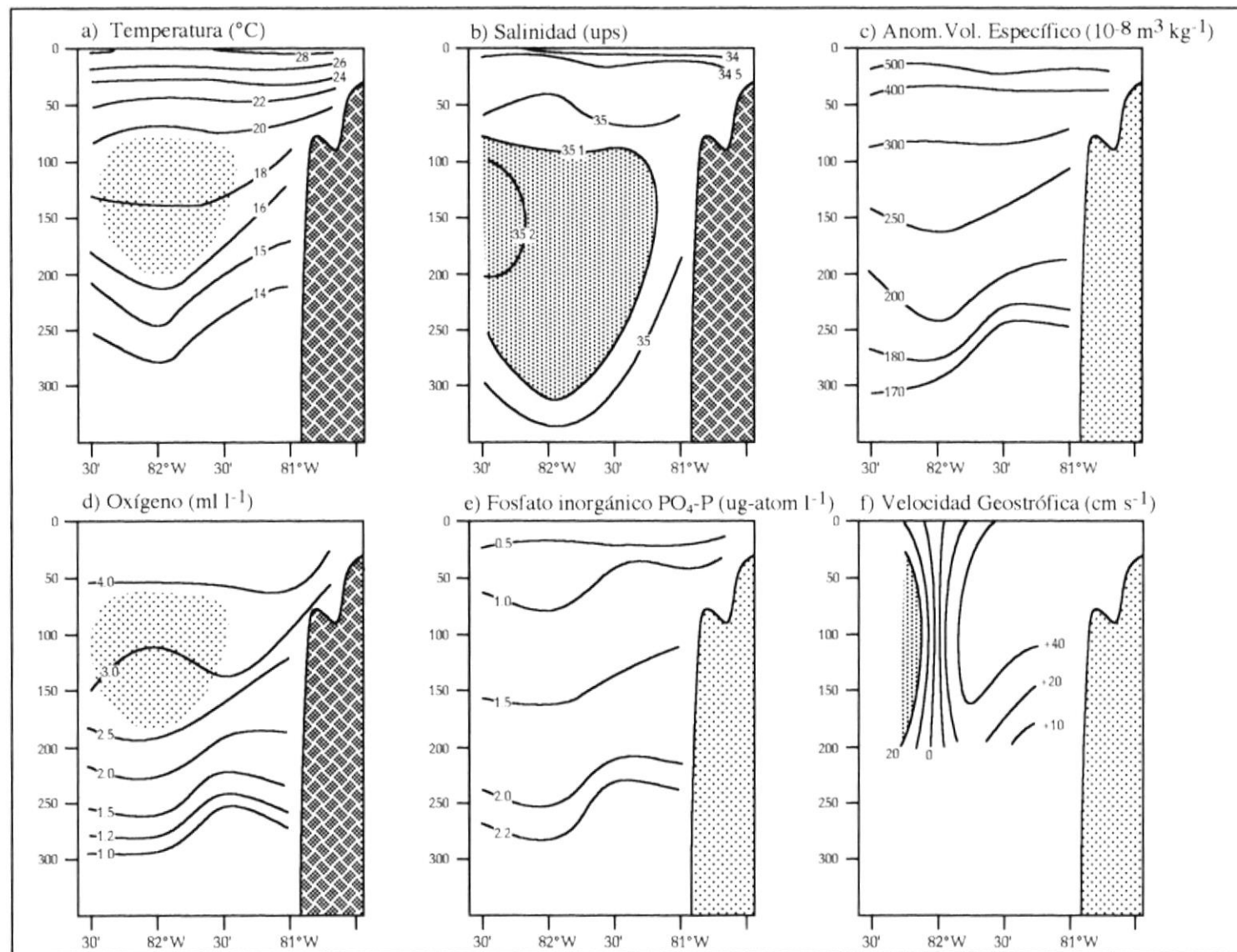


Figura 23. Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20' S durante Febrero 1987

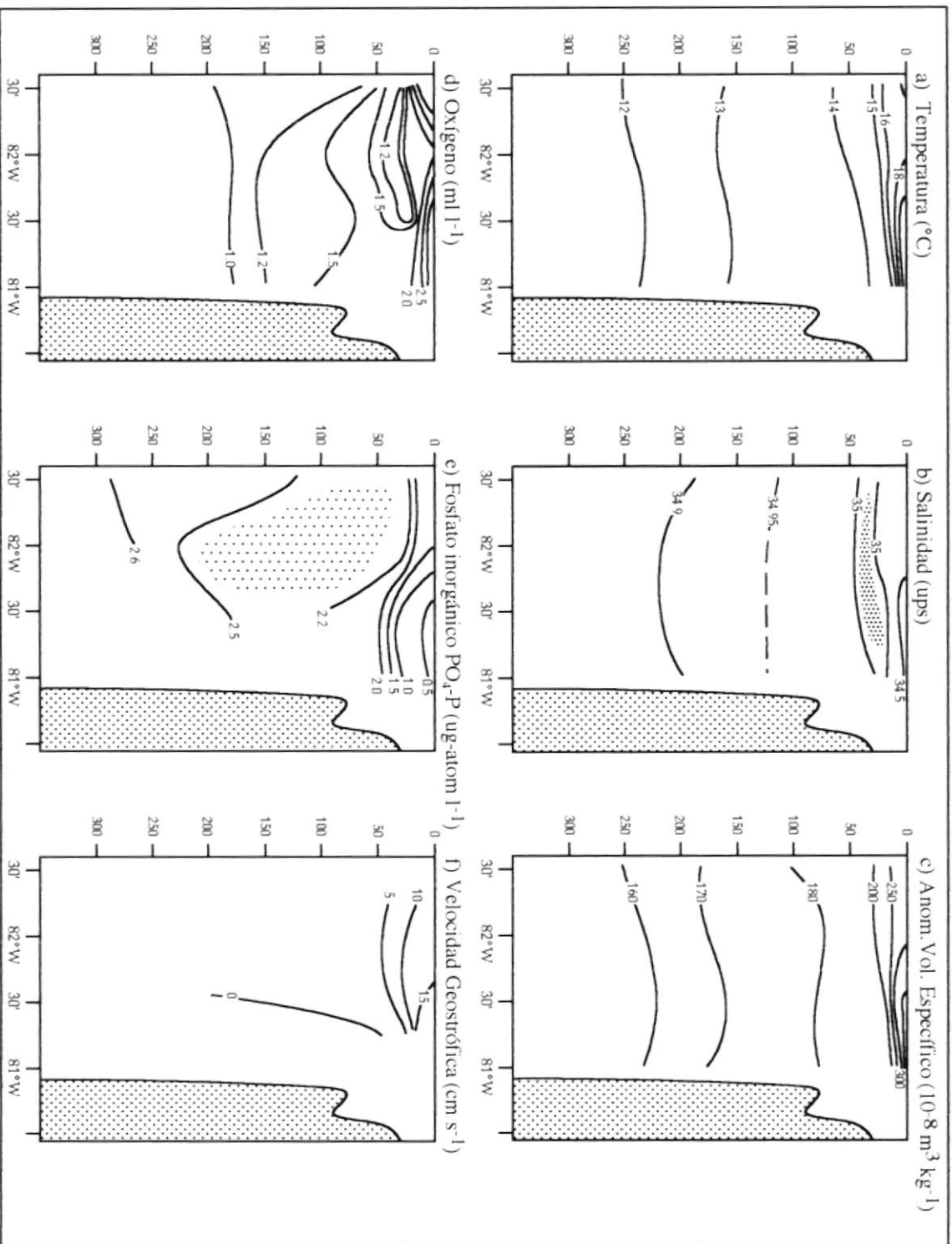


Figura 24. Distribución vertical de parámetros en perfil  $3^{\circ}20' \text{ S}$  durante Diciembre 1988

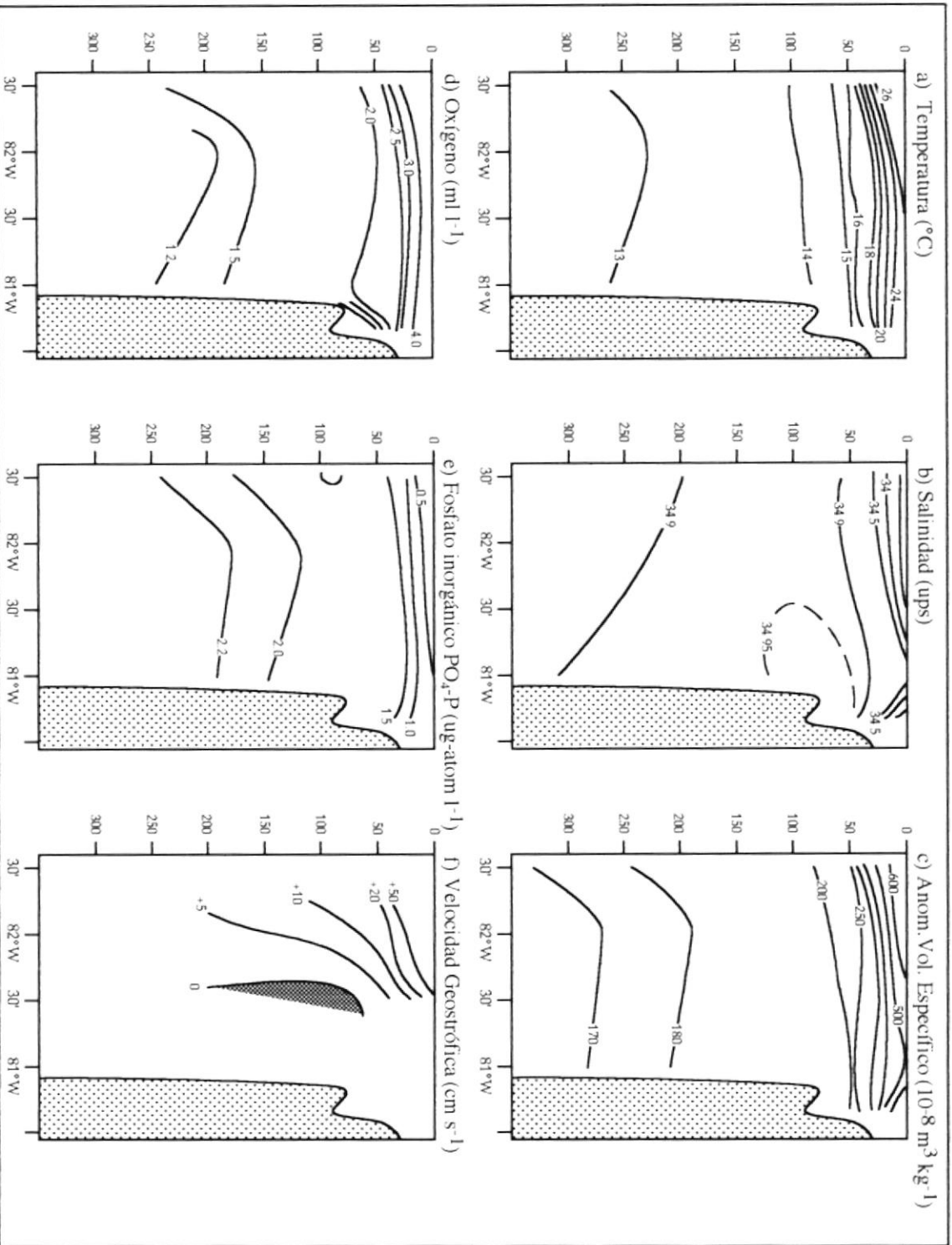


Figura 25. Distribución vertical de parámetros en perfil 3°20' S durante Febrero 1989





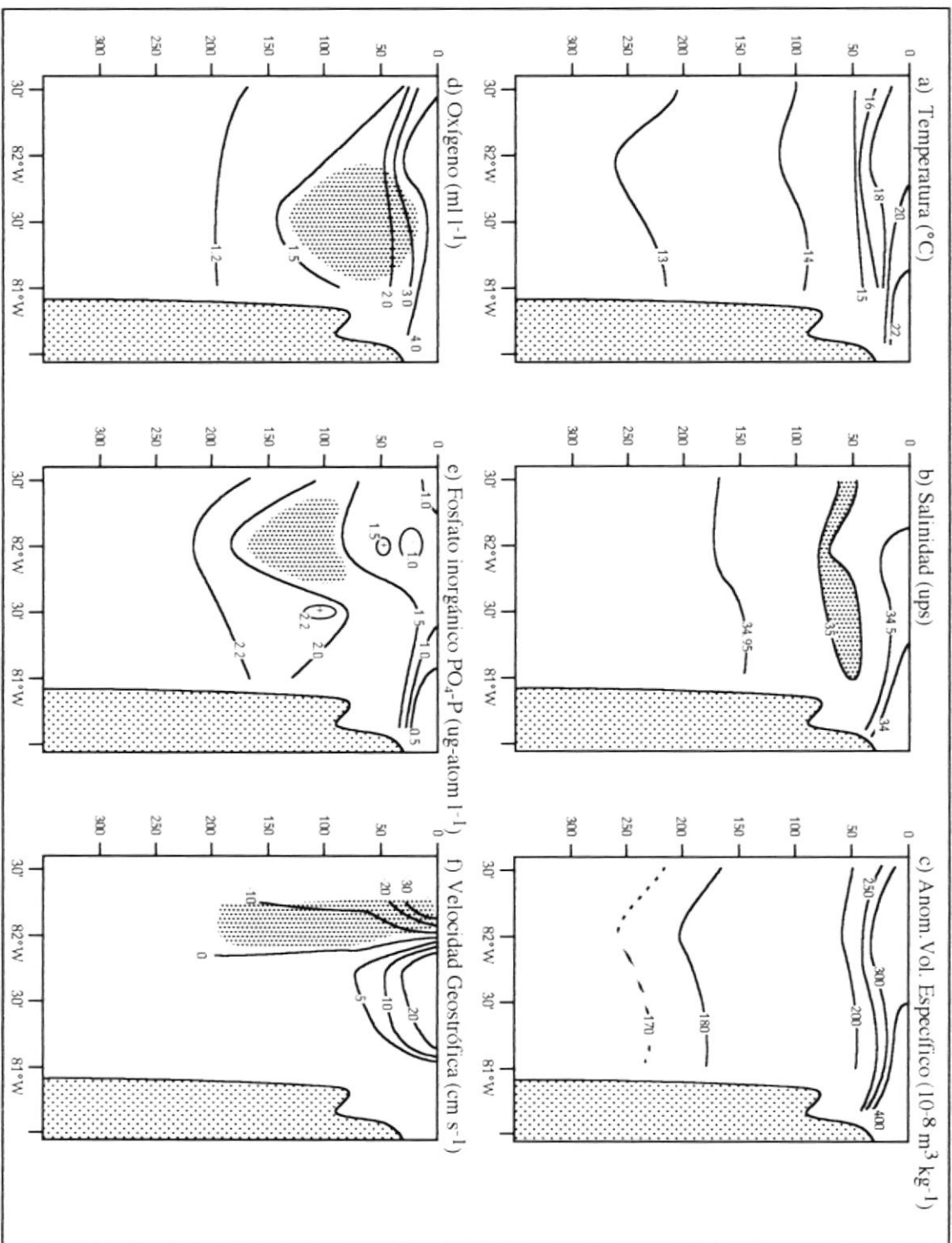


Figura 26. Distribución vertical de parámetros en perfil  $3^{\circ}20'$  S durante Noviembre 1989

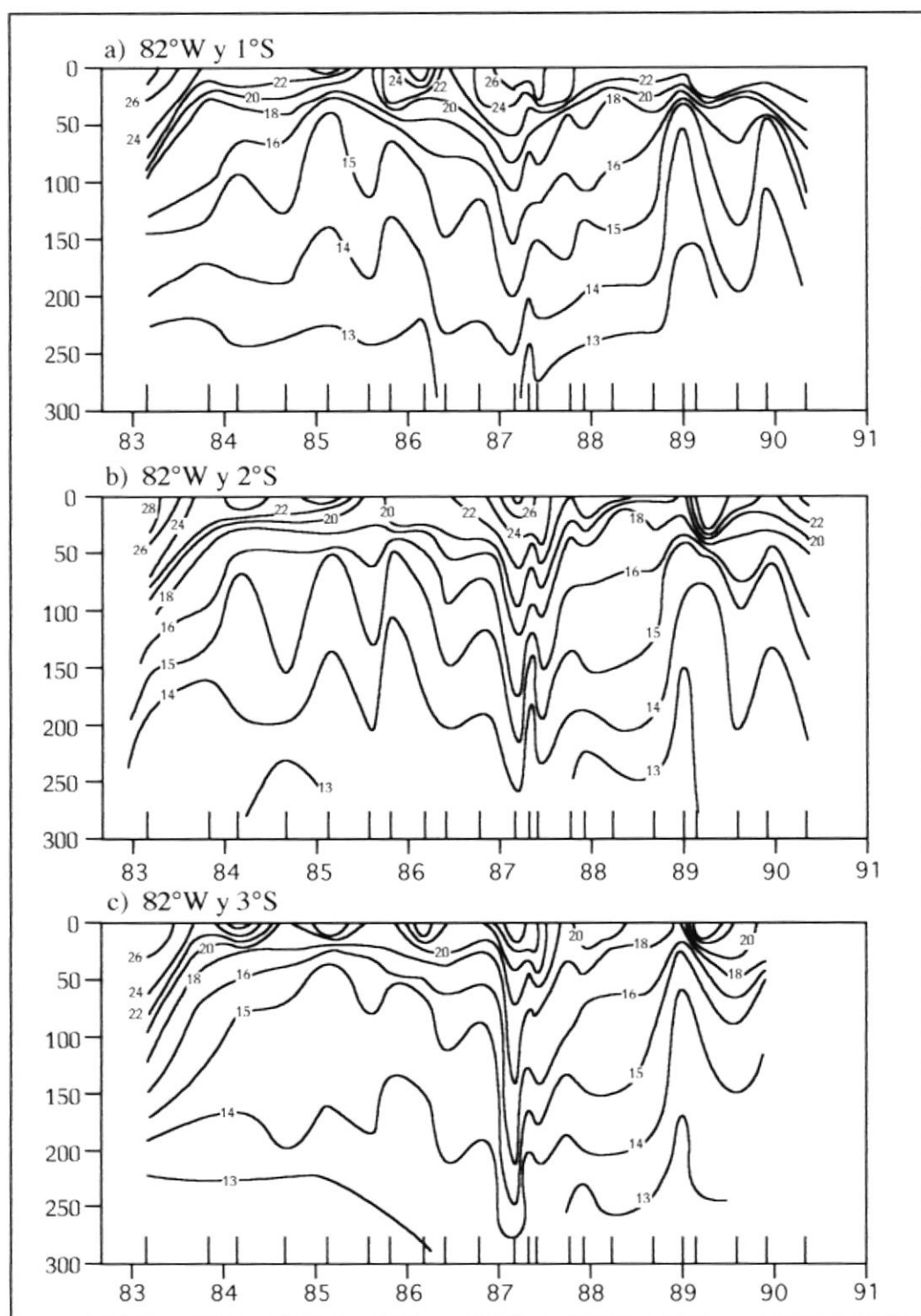


Figura 27. Ciclo interanual de temperatura (°C)

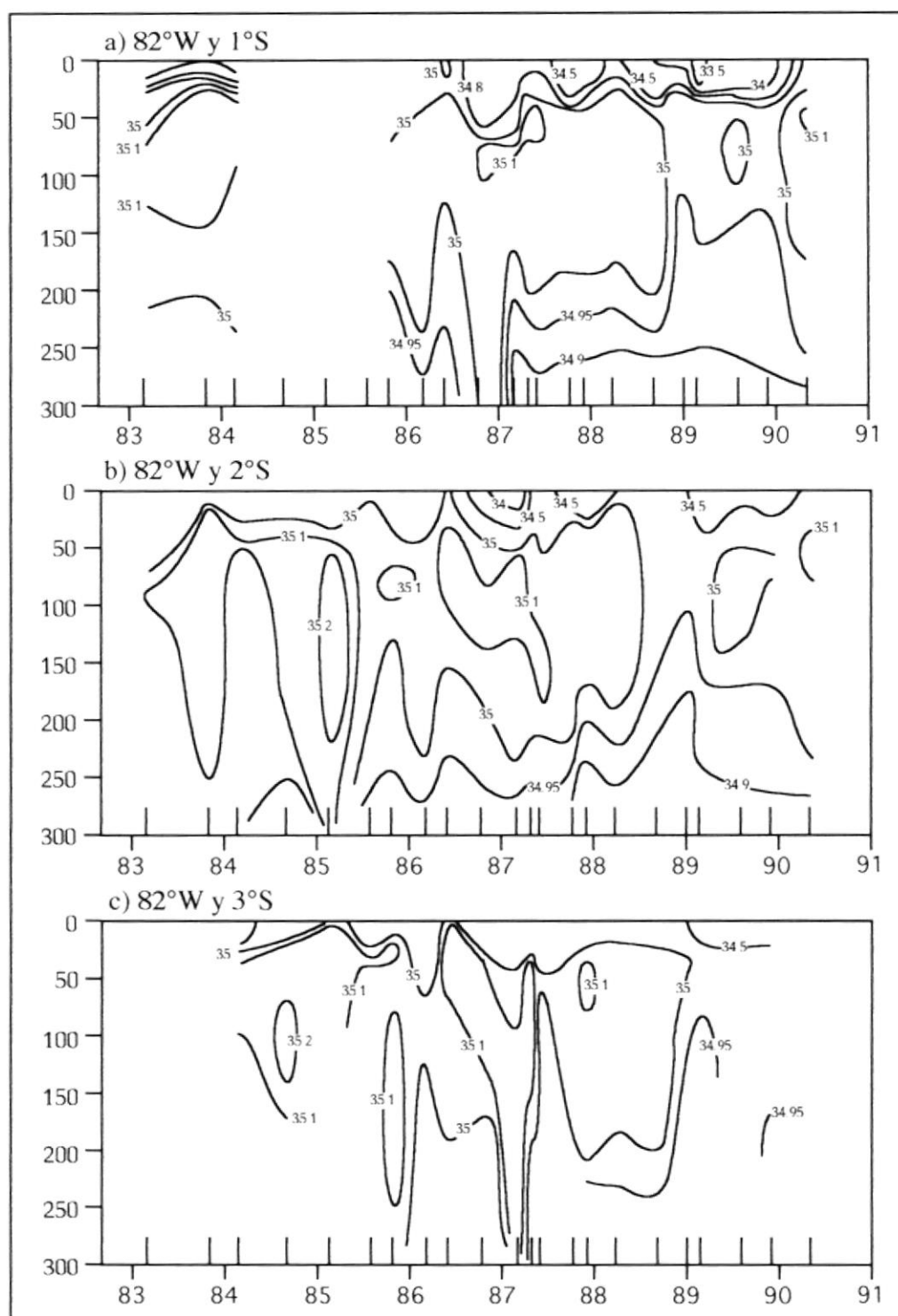


Figura 28. Ciclo interanual de salinidad (UPS)

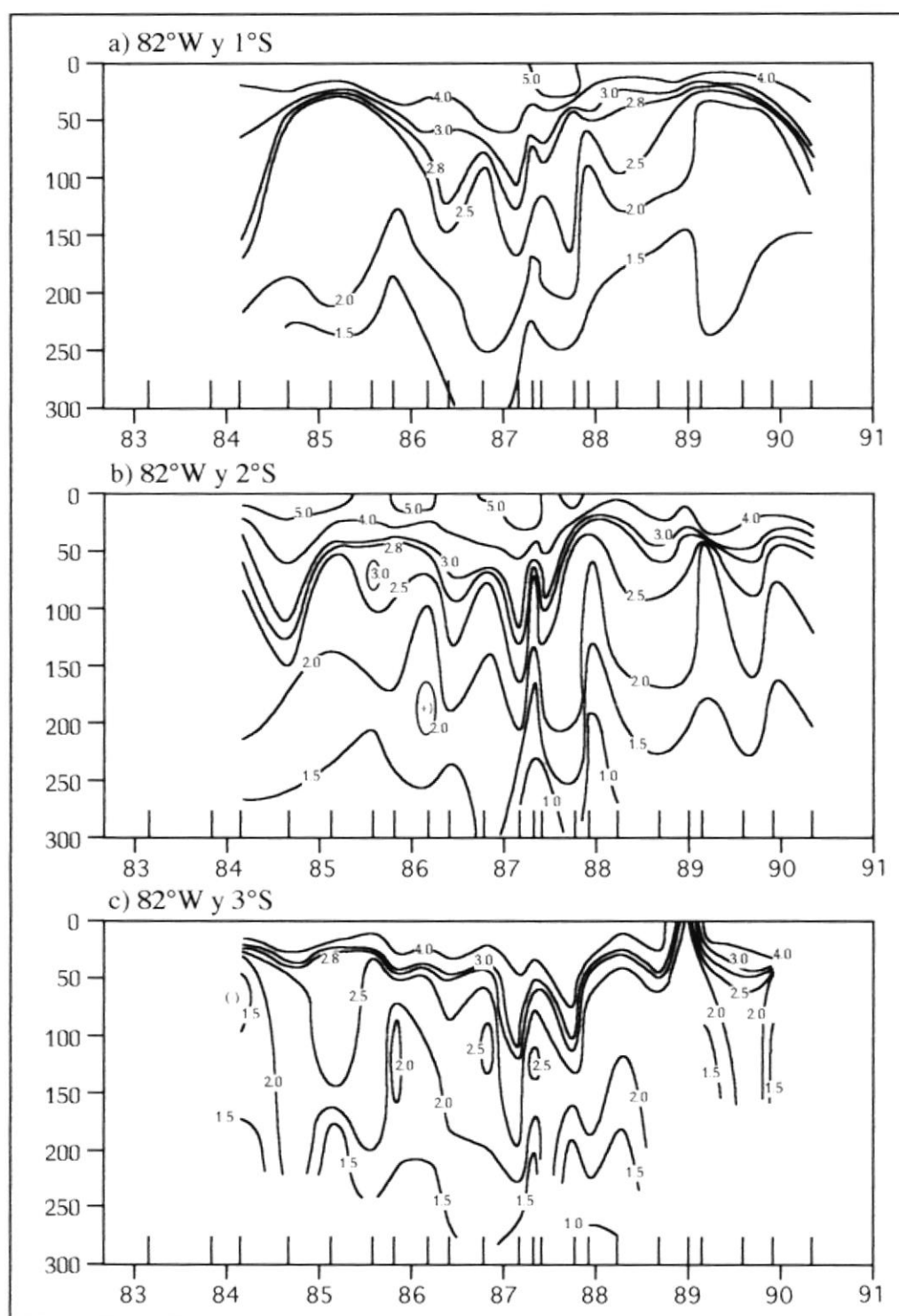


Figura 29. Ciclo interanual de oxígeno disuelto ( $\text{ml L}^{-1}$ )

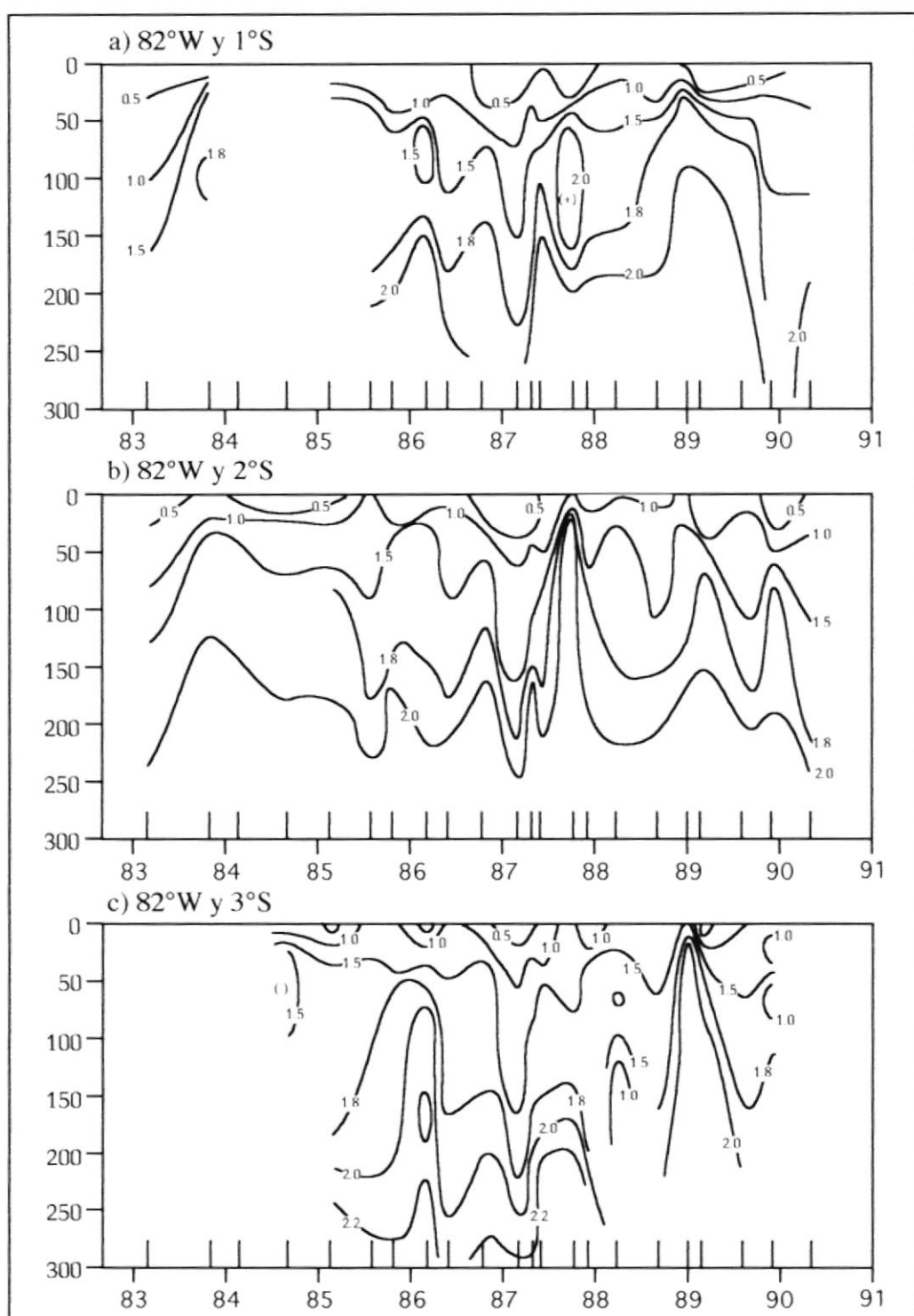


Figura 30. Serie de tiempo de fosfato inorgánico disuelto ( $\mu\text{g-atom L}^{-1}$ )

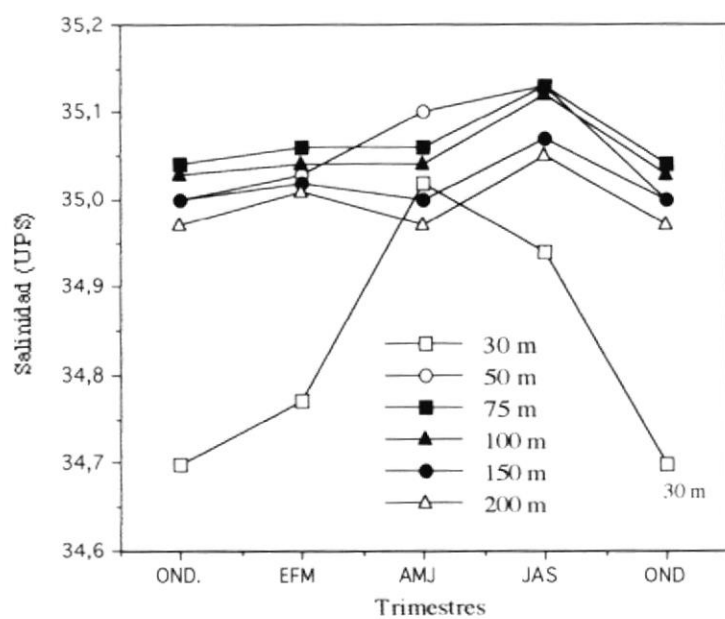


Figura 31. Ciclo anual de salinidad en ( $1^{\circ}\text{S} - 3^{\circ}20'\text{S}$ ) y  $82^{\circ}\text{W}$

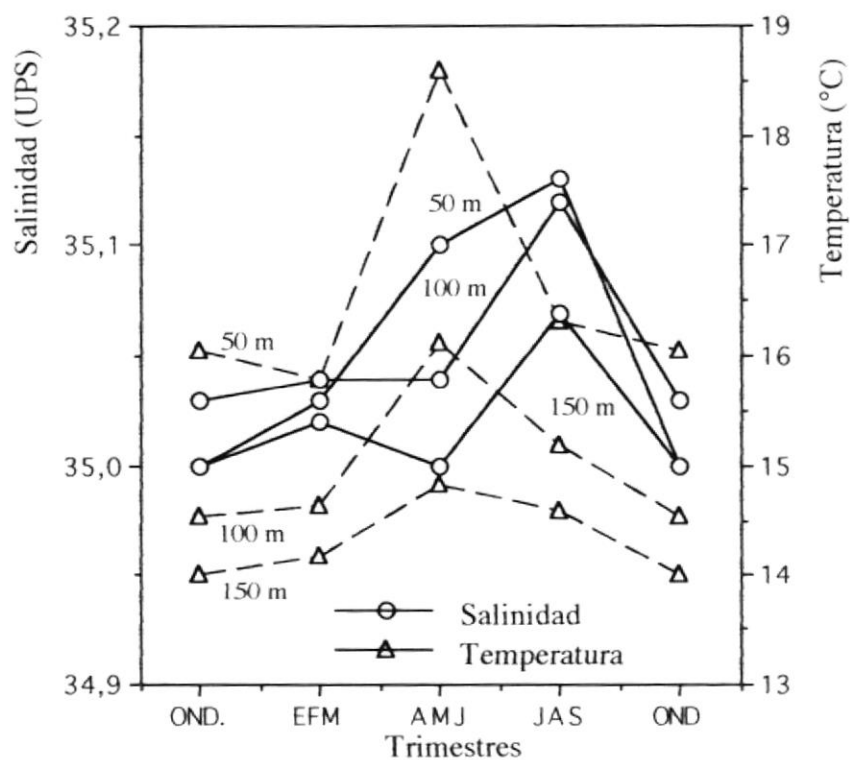


Figura 32. Ciclo anual de temperatura y salinidad entre ( $1^{\circ} - 3^{\circ}20'\text{S}$ ) y  $82^{\circ}\text{W}$

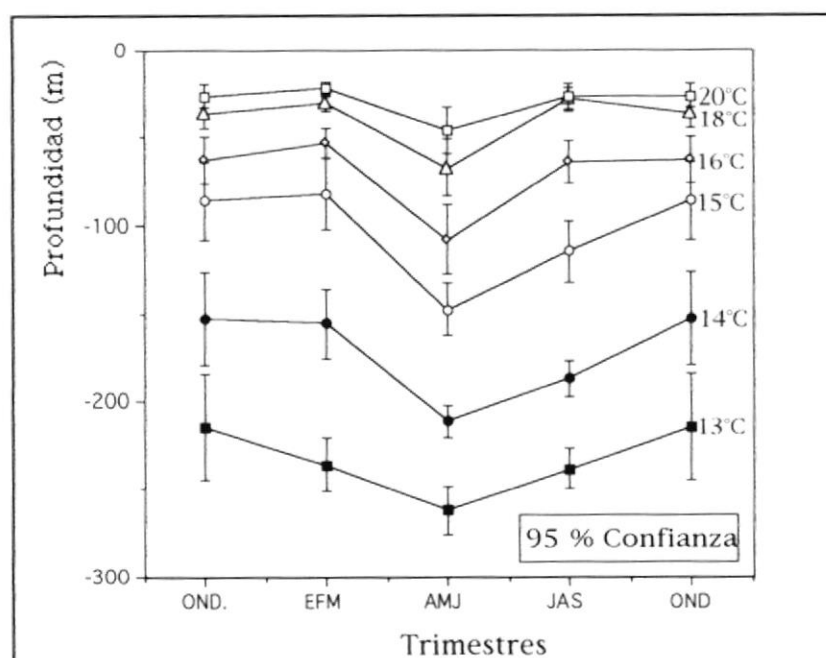


Figura 33. Ciclo anual de temperatura entre (1° -3°20'S) y 82°W

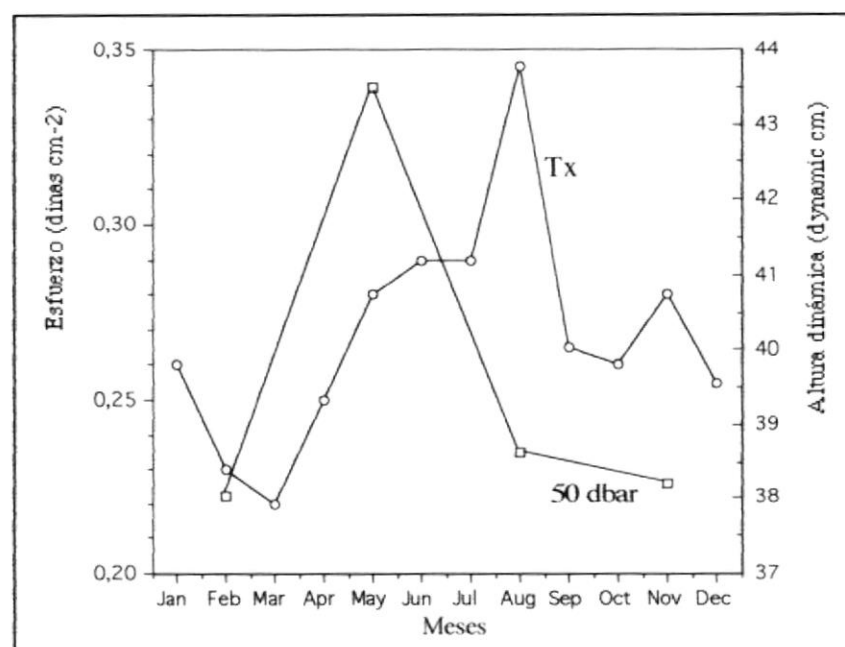


Figura 34. Ciclo anual del esfuerzo del viento zonal en Salinas (72-88) y altura dinámica (relativo a 250 dbar) entre 1°S - 3°20'S y 82°W

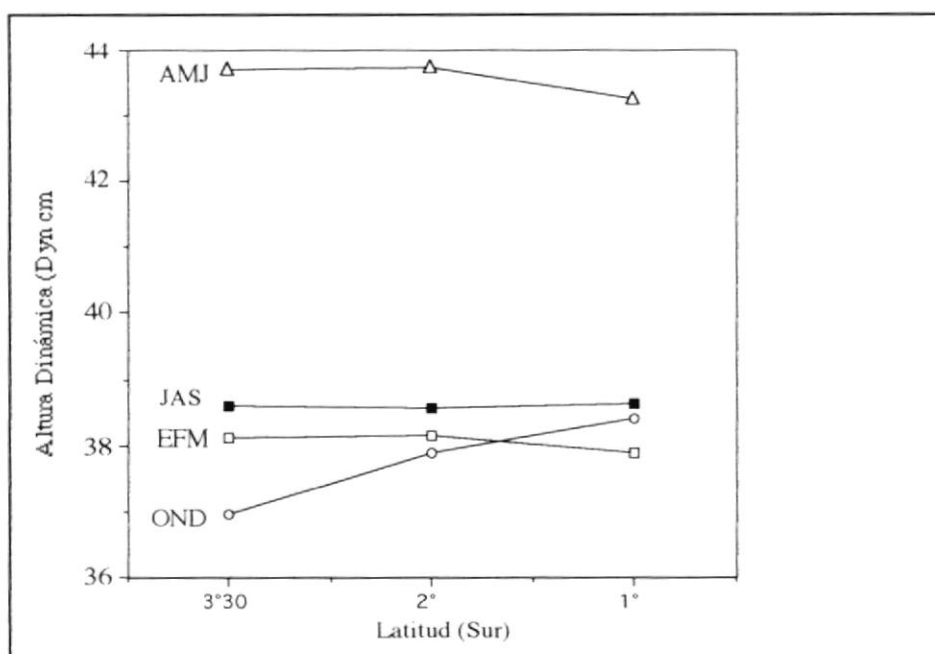


Figura 35. Ciclo anual de altura dinámica de 50 dbar relativo a 250 dbar a lo largo de 82°W

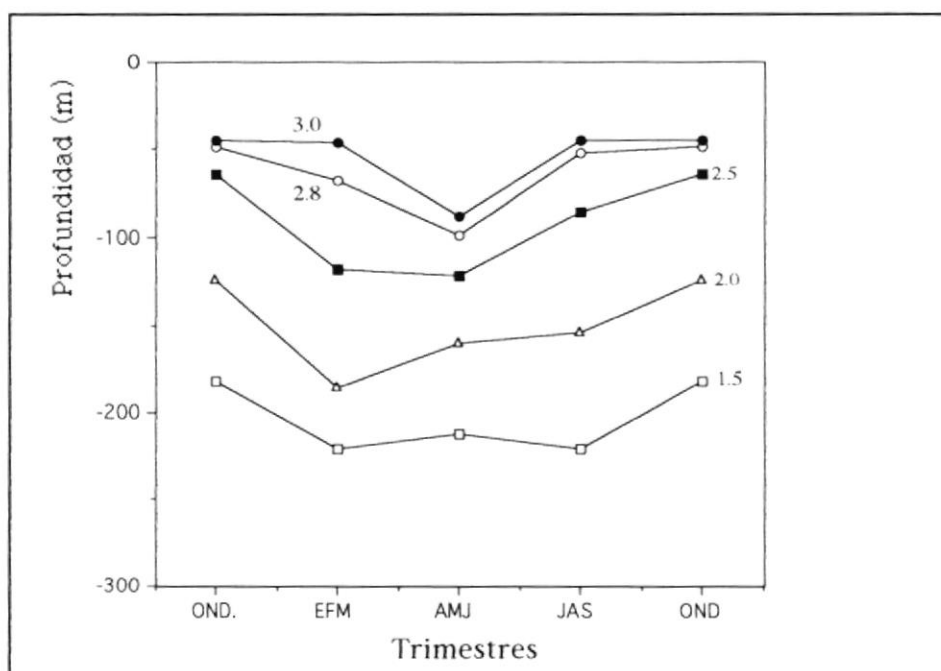


Figura 36. Ciclo anual de Oxígeno disuelto ( $\text{ml L}^{-1}$ ) entre 1° - 2°S y 82°W



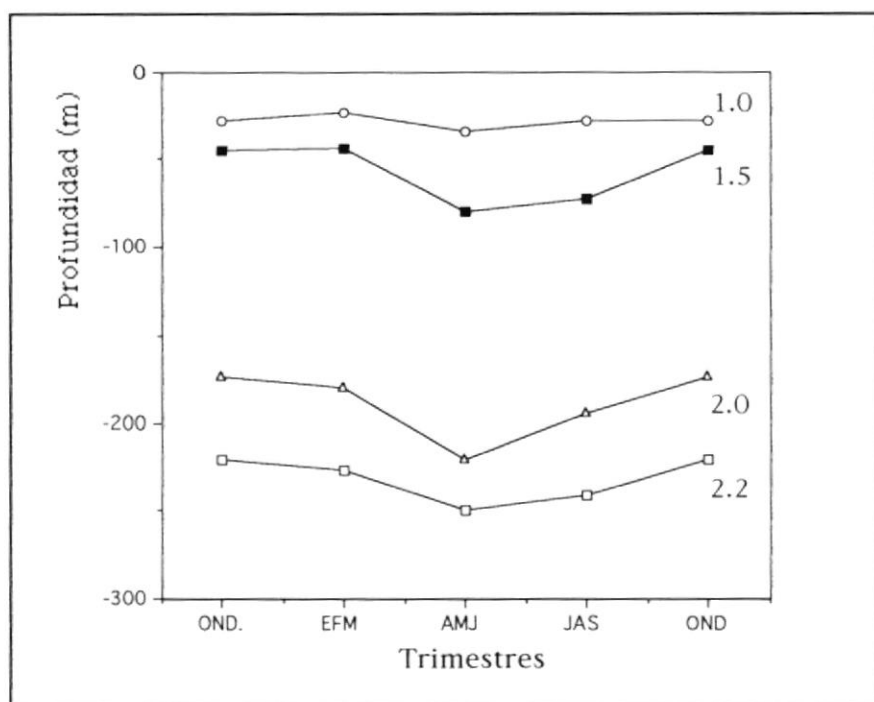


Figura 37. Ciclo anual de Fosfato inorgánico PO<sub>4</sub>-P (ug-atom L<sup>-1</sup>) entre 1° - 3°20'S y 82°W

## BIBLIOGRAFIA

Allauca S., 1990; Presencia de la Corriente Costanera Ecuatoriana, Acta Oceanogr. Pac., Inst. Oceanogr. Armada-Ecuador, Vol 6, No. 1, pp. 10-17.

Boletín de Alerta Climático, 1989; Estudio Regional Fenómeno El Niño (ERFEN), Comisión Permanente del Pacífico Sur, Casilla 16638, Santiago-Chile.

Brockmann C., E. Farbach, A. Huyer and R.L. Smith, 1980; The Poleward Undercurrent along the Peru Coast: 5 to 15°S, Deep Sea Res., Vol. 27A, pp. 847-856.

Chiriguaya, J., 1989; Ondas Internas en el Pacífico Ecuatorial Oriental, Acta Oceanográfica del Pacífico, INOCAR, Vol. 5, No. 1, pp.1 - 8.

Chippe, C., 1990; Tesis de grado, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Manuscrito no publicado.

Christensen N., 1971; Observations of the Cromwell Current near the Galapagos Island, Deep Sea Res., Vol. 18, pp. 27-33.

Cochrane, J.D y S. Zuta, 1970; Equatorial Currents East of the Galápagos Islands in Feb-Mar 1967, m.s. of ALAMINOS work during EASTROPAC (Manuscrito no publicado).



Cromwell T., 1953; Circulation in a Meridional Plane in the Central Equatorial Pacific, *J. Mar. Res.*, Vol 12, pp. 196-213.

Cucalón, E., 1983; Temperature, Salinity and Water Mass distribution off Ecuador during an El Niño Event in 1976, *Rev. Cien. Mar. Limnol.*, Vol. 2, No. 1, pp. 1-25

Cucalón, E., 1986; Variabilidad Oceanográfica frente a la Costa de Ecuador durante el Período 1981-1986, *ERFEN Bull.*, No. 19, Comité Permanente Pac. Sur, Bogotá, pp. 11-26

Cucalón, E., 1987; Oceanographic Variability off Ecuador associated with an El Niño Event in 1982-1983, *J. Geophys. Res.*, Vol 92, No. C13, pp. 14,309-14,322

Enfield, D., 1976; Oceanografía de la Región Norte del Frente Ecuatorial: Aspectos Físicos, *FAO Fish Rep.* 185, pp. 229-334.

Firing E., R. Lukas, J. Sadler and K. Wyrski, 1983a; Equatorial Undercurrent Disappears during 1982-1983 El Niño, *Science*, Vol. 222, pp. 1121-1123.

Firing E. and R. Lukas, 1983b; El Niño at the Equator and 159°W, *Trop. Ocean-Atmosphere Newsletter*, Vol. 21, pp. 9-11.

Halpern D., 1983; Variability of the Cromwell Current at 110°W Before and During the 1982-83 Warm Event, Trop. Ocean-Atmosphere Newsletter, Special Issue II, Vol. 21.

Hisard P. and C. Henin, 1984; On the Weakening of the Equatorial Undercurrent during the 1982-83 ENSO Event, Trop. Ocean-Atmosphere Newsletter, No. 26.

Hayes S. P. and H. B. Milburn, 1980; On the Vertical Structure of Velocity in the Eastern Equatorial Pacific, J. Phys. Oceanogr., Vol. 10, No. 4, pp. 633-635.

Hayes S. P., 1982; A Comparison of Geostrophic and Measured velocities in the Equatorial Undercurrent, J. Mar. Res, Vol. 40, Supp., pp. 219-229.

Hayes S. P., P. Chang and M. J. McPhaden, 1991; Variability of the Sea Surface Temperature in the Eastern Equatorial Pacific During 1986-1988, Journal of Geophysical Res., Vol. 96, No. C6, pp. 10,553-10,566.

Jimenez R. y P. Intriago, 1987; Observations on blooms of *Mesodinium rubrum* in Upwelling Area off Ecuador, Oceanológica Acta, No. SP, pp. 145-154

Jones J., (1969); Surfacing the Pacific Equatorial Undercurrents: Direct Observation, Science, Vol. 163, No. 3874, pp. 1449-1450.

Knauss J.A., 1960; Measurements of the Cromwell Current, *Deep Sea Res.*, Vol. 6, No. 4, pp. 265-286.

Knauss J.A., 1966; Further Measurements and Observations of the Cromwell Current, *J. Mar. Res.*, Vol. 24, No. 2, pp. 205-240.

Leetmaa A. and D. Behringer, 1983; Observations of the 1982-83 El Niño at 85°W, *Trop. Ocean-Atmosphere Newsletter*, Vol. 21, pp. 11-12.

Lukas R., 1986; The Termination of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific, *Prog. Oceanogr.*, Vol. 16, pp. 63-90.

Mangum L. J. and S. P. Hayes, 1983; Spring 1983 Profiling in the Eastern Equatorial Pacific, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, Vol. 21, pp. 12-13.

Meyers G., 1979; Annual Variations in the Slope of the 14°C Isotherm along the Equator in the Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 9, pp. 885-891.

Mendiola, B. R., 1980; Seasonal Phytoplankton Distribution along the Peruvian Coast, *Coastal and Estuarine Sciences* 1, pp. 348-356.

Moreano, H., 1983; Interacción Océano-Atmósfera sobre la Zona Costera del Ecuador, *Acta Oceanogr. Pac., INOCAR*, Vol. 2, No. 1, pp. 1-11.

Montgomery, R. B. and E. D. Stroup, 1962; Equatorial Waters and Currents at 150°W in July-August 1952, The John Hopkins Oceanogr. Studies, No. 1, John Hopkins Press, pp. 68.

Moum J. N., T. K. Chereskin, M. M. Park and L. A. Regier, 1987; Monitoring Geostrophic Currents at the Equator, Deep Sea Res., Vol. 34, No. 7, pp. 1149-1161.

Neuman G. and W. J. Pierson Jr., 1966, Principles of Physical Oceanography, Prentice Hall International, Inc., 545 p.

Pak, H. y J. R. Zaneveld, 1973; The Cromwell Current on the on the East Side of the Galapagos Island, J. Geophys. Res., Vol. 78, No. 33, pp. 7845-7859

Pak H., and J. R. Zaneveld, 1974; Equatorial Front in the Eastern Pacific Ocean, J. of Physical Ocean.,Vol. 4, No. 4, pp. 570-578.

Pak H., L. A. Codispoti y J. R. V. Zaneveld, 1980; On the Intermediate Particle Maxima Associated with Oxygen-Poor Water off Western South America, Deep Sea Res., Vol. 27A, pp.783-797

Pedloski J. and R. M. Samelson, 1989; Wind Forcing and the zonal Structure of the Ecuatorial Undercurrent, Journal of Physical Oceanography, Vol. 19, pp. 1244-1254.

Pond S. and G. L. Pickard, 1978; *Introductory Dynamic Oceanography*, Pergamon Press, 241 p.

Okuda T., R. Trejos de Suescum, M. Valencia y A. Rodriguez, 1983; *Variación Estacional del Frente Ecuatorial y su Efecto sobre la Fertilidad de las Aguas Superficiales Ecuatorianas*, *Acta Oceanográfica. Pac., Inst. Oceanogr. Armada-Ecuador*, Vol. 2, No. 1, pp. 53-84.

Philander S.G.H., 1979; *Equatorial Waves in the Presence of the Equatorial Undercurrent*, *Journal of Physical Ocean.*, Vol. 9, pp. 254-262.

Picaut J., P. S. Hayes and M. J. Mc Phaden, 1989; *Use of Geostrophic Approximation to Estimate Time-Varying Zonal Currents at the Equator*, *Journal of Geophysical Res.*, Vol. 94, No. C3, pp. 3228-3236.

Schumacher, A., 1923; *Neue Hilfstaffeln für die Umkippthermometer nach Richter und Beiträge zur Thermometrischen Tiefenmessung*, *Ann. Hydrogr. Mar. Meteorl.*, 51, pp. 273-280.

Seitz, R.C., 1967; *Thermostat the Anthonym of Thermocline*, *J. Mar. Res.*, Vol 25, pp. 203.

Stevenson, M.R., O. Guillén y J. Santoro, 1970; *Marine Atlas of the Pacific Coastal Water of South America*, Univ. California Press, Berkeley, 23 pp., 99 Charts.

Stevenson, M.R. y B.A. Taft, 1971; New Evidence of the Equatorial Undercurrent East of the Galápagos Islands, *J. Mar. Res.*, Vol. 29, No. 2, pp. 103-115.

Strickland J.D.H. and T.R. Parsons, 1968; *Manual of Water Analysis*, *Bull. Fish. Res. Bd. Can.*, No. 167, pp. 1-311

Sverdrup, H.U., 1947; Note of the Correction of the Reversing Thermometers, *J. Marine Research*, Vol. 6, pp. 136-138.

Taft B. A. y J. H. Jones, 1973; Measurements of the Equatorial Undercurrent in the Pacific, *Progr. Oceanogr.*, Vol. 6, pp. 47-110.

Taft B. A., B. M. Hickey, C. Wunsch and D. J. Baker, Jr., 1974; Equatorial Undercurrent and deeper flows in the Cenbtral Pacific, *Deep Sea Res.*, Vol. 21, pp. 403-430.

Tsuchiya M., 1968; *Upper Waters in the Intertropical Pacific Ocean*, *The John Hopkins Oceanogr. Studies No. 4*, John Hopkins Press, Baltimore, 50 pp.

Tsuchiya M., 1981; The Origin of the Pacific Equatorial 13°C Water, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, pp. 794-812.



Tsuchiya M., R. Lukas y R.A Fine, E. Firing and E. Lindstrom, 1990; Source Waters of the Pacific Equatorial Undercurrent, Prog. Oceanogr., Vol. 23, No.2, pp. 101-147.

UNESCO, 1983; Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater, by N.P. Fofonoff and R.C. Millard, UNESCO, Technical Papers in Marine Science, No. 44.

Ware D. M., Mendiola B.R. and O.S. Newhouse, 1981; Behaviour of first-feeding Peruvian Anchoveta Larvae, *Engraulis ringens*, J. En. Bol., Inst. Mar Perú, Callao, pp. 80-87

White, W., 1969; The Equatorial Undercurrent, The South Equatorial Countercurrent and Their Extension in the South Pacific Ocean East of Galápagos Islands during February-March 1967, Texas A&M University, Report 69-4-T, 74 pp.

White W.B., 1973; An Oceanic Wake in the Equatorial Undercurrent Downstream from the Galapagos Archipelago, J. Phys. Oceanogr., Vol. 3, pp. 156-161.

Wooster W.S., and T. Cromwell, 1958; An Oceanographic Description of the Eastern Tropical Pacific, Scripps. Inst. Oceanogr. Bull., Vol. 7, No. 3, pp. 169-282.

Wooster W.S., and M. Gilmartin, 1961; The Peru-Chile Undercurrent, *J. Mar. Res.*, Vol. 19, No. 3, pp. 97-122.

Wooster, W.S., 1969; Equatorial Front between Peru and Galapagos, *Deep Sea Research, Supp.* 16, pp. 407-419.

Wunsh C. and A. E Gill, 1976; Observations of Equatorially Trapped Waves in Pacific Sea Level Variations, *Deep Sea Res.*, Vol. 23, pp. 371-390.

Wust, G., 1933; Thermometric Measurements of Depth, *Hydrogr. Rev.*, Vol. 10, No. 2, pp. 28-49

Wyrtki K., 1963; The Horizontal and Vertical Field of Motion in the Peru Current, *Scripps. Inst. Ocean. Bull.*, Vol. 8, No. 4, pp. 313-346.

Wyrtki K., 1965a; Surface Currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Inter-Amer Trop. Tuna Comm. Bull.*, Vol. 9, No. 5, pp. 271-304.

Wyrtki K., 1965b; Summary of Physical Oceanography of the Eastern Pacific, Scripps Tuna Oc. Res. Group, Inst. of Mar. Res., Univ. of California, San Diego, Ref. 65-10, 69 pp.

Wyrtki K., 1966; Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean, *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, Vol. 4, pp. 33-68.

Wyrski K., 1967; Circulation and Water Masses in the Eastern Equatorial Pacific, *Inst. J. Oceanol. Limnol.*, Vol. 1, No. 2, pp. 117-147.

Zuta, S. y O. Guillén, 1970; Oceanografía de las Aguas Costeras del Perú, *Bol. Inst. Mar Perú*, Vol. 2, No. 5, pp. 157-324.

Zuta S., 1988; Variations of the Mass Field and Currents off the Peru Coast, UNESCO, *Time Series of Ocean Measurements*, Vol. 4, IOC Technical Series 33, pp. 55-75