

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE ~~BAJA CALIFORNIA~~  
ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS.

SISTEMA DEL BIOXIDO DE CARBONO EN EL  
GOLFO DE CALIFORNIA

T E S I S  
Que para obtener el título de  
O C E A N O L O G O  
P R E S E N T A  
GILBERTO GAXIOLA CASTRO.

Ensenada, Baja California, 1978.

A MI PADRE

A MI MADRE

A MIS HERMANAS

A MI ESPOSA

A MI HIJA

# C O N T E N I D O

Página

INTRODUCCION.....	1
Antecedentes y Objetivos .....	1
Generalidades .....	3
MATERIALES Y METODOS .....	5
RESULTADOS .....	13
DISCUSIONES .....	40
CONCLUSIONES .....	46
APENDICE I .....	48
APENDICE II .....	51
BIBLIOGRAFIA .....	54

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

Agradezco sinceramente a todos y cada uno de los participantes en el muestreo y análisis del crucero de abril-mayo de 1974, a bordo de la embarcación "Alexander Agassiz", al Golfo de California. Asimismo, al Dr. Richard A. Schwartzlose por las facilidades prestadas en el uso de datos del mismo crucero, así como por sus opiniones y recomendaciones para el presente trabajo.

Agradezco al Dr. Saúl Alvarez Borrego por su inapreciable ayuda, tanto en la dirección y elaboración de este trabajo, como para mi formación en el campo profesional.

A los Dres. Mario Grijalva Camou y Gilberto Grijalva Camou por la desinteresada ayuda económica otorgada con el fin de que realizara una carrera profesional; para ellos mi más sincero -- agradecimiento.

## LISTA DE FIGURAS Y TABLA

Figura	Página
1. Localización de las estaciones en un transecto longitudinal en el Golfo de Calif. ....	6
2. Distribución vertical de temperatura.....	14
3. Perfiles verticales de temperatura en las estaciones dentro y fuera del Canal de -- Ballenas .....	15
4. Distribución vertical de salinidad .....	17
5. Perfiles verticales de salinidad .....	18
6. Distribución vertical de sigma-t .....	20
7. Distribución vertical de oxígeno .....	22
8. Perfiles verticales de oxígeno .....	23
9. Distribución vertical de pH "in situ" .....	25
10. Perfiles verticales de pH corregido por temperatura y pH corregido por temperatura y presión .....	26
11. Distribución vertical de alcalinidad total .....	29
12. Distribución vertical de alcalinidad específica .....	30

Figura	Página
13. Distribución vertical de bióxido de - carbono total .....	31
14. Perfiles verticales de bióxido de car- bono total .....	32
15. Distribución vertical de porciento de saturación "in situ" de calcita, cal- culado con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) .....	34
16. Distribución vertical de porciento - de saturación "in situ" de aragonita .....	37
17. Distribución vertical de porciento de saturación "in situ" de calcita, cal- culado usando las ecuaciones de Ingle (1975) .....	35
18. Perfiles verticales de porciento de saturación "in situ" de calcita y - aragonita .....	38

Tabla

1. Localización geográfica de las esta- ciones en el Golfo de California .....	7
---	---

## I N T R O D U C C I O N

### Antecedentes y Objetivos.

El aprovechamiento integral de un cuerpo de agua marino depende, en gran medida, del conocimiento que se tenga de sus características y los diferentes procesos que se lleven a cabo. El conocimiento deberá necesariamente comprender aspectos básicos de los cambios físicos, químicos, biológicos y geológicos, en los cuales se cimentarán las aplicaciones posteriores.

El Golfo de California ha sido estudiado principalmente en sus aspectos físicos por Sverdrup (1941), Roden (1958), Roden y Groves (1959), Roden (1964). Los estudios de procesos químicos y biológicos se han realizado en la boca y en la región sur del Golfo por Griffiths (1968), Klawe (1970), Stevenson (1970), Warsh et. al. (1973). Villaseñor-Casales (1974) da una relación de trabajos anteriores en el Golfo de California, así como de sus principales características morfológicas.

Recientemente la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California, ha realizado algunos cruceros al Golfo de California en los que el personal de la Unidad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California ha tomado parte activa, inclusive desde la planeación misma. Del 8 de abril al 4 de mayo de 1974, se llevó a cabo un

crucero a bordo de la embarcación "Alexander Agassiz" de la Institución Scripps. En 20 de las estaciones hidrográficas ocupadas se determinaron: temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH y alcalinidad. Los datos de temperatura, salinidad, pH y alcalinidad se usaron para la determinación de los componentes del sistema del bióxido de carbono, principalmente el bióxido de carbono total y los porcentajes de saturación de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita.

No existen trabajos publicados que describan el sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. Carrillo Barrios-Gómez y colaboradores (no publicado) presentaron el V Congreso Nacional de Oceanografía, un trabajo sobre el Golfo de California que incluye algunas consideraciones sobre el sistema del bióxido de carbono.

Los objetivos más importantes que se persiguen en este trabajo son:

- a) El conocimiento y descripción de las condiciones hidrológicas en el Golfo de California, incluyendo la distribución vertical de temperatura, salinidad, densidad ( $\sigma_t$ ) y oxígeno disuelto.
- b) El conocimiento de la distribución vertical de pH "in situ", alcalinidad total y alcalinidad específica.
- c) Determinar la distribución de la concentración de --

bióxido de carbono y los porcentajes de saturación del carbonato de calcio con respecto a calcita y -- aragonita.

### Generalidades.

El conocimiento del sistema del bióxido de carbono en el mar es importante, ya que éste se relaciona con procesos bioquímicos fundamentales, como son la fotosíntesis y respiración, y con procesos físicos, como son el intercambio gaseoso con la atmósfera y mecanismos de advección y difusión.

Es importante conocer además si una porción del océano -- está sirviendo de receptora del bióxido de carbono de la atmósfera o viceversa. Esta importancia estriba, en la actualidad, en el incremento del bióxido de carbono atmosférico -- por el consumo de combustibles fósiles, el cual constituye un proceso de contaminación (Whitfield, 1974). Además de que el bióxido de carbono está ligado a procesos biológicos, fotosíntesis y respiración; es producido a todas las profundidades -- por la descomposición bacteriana de la materia orgánica en -- presencia de oxígeno disuelto y modificado por la disolución de carbonato de calcio a grandes profundidades (Park, 1965). La disolución de carbonato de calcio depende del grado de saturación de éste en el agua de mar.

La concentración de bióxido de carbono total es definida por Park (1965) como la suma de las concentraciones en mili--

molar de bióxido de carbono molecular  $[CO_2]$ , ácido carbónico  $[H_2CO_3]$ , iones bicarbonato  $[HCO_3^-]$  y carbonato  $[CO_3^{2-}]$  disueltos en el agua de mar.

$$T_{CO_2} = [CO_2] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$$

En el estudio de las relaciones de los componentes del sistema del bióxido de carbono se usan las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico y la alcalinidad de los carbonatos, las cuales son definidas por Lyman (1956).

$$K_1' = \frac{a_H [HCO_3^-]}{[H_2CO_3 + CO_2]} \quad K_2' = \frac{a_H [CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}$$

$$Ac = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}]$$

donde  $K_1'$  y  $K_2'$  son la primera y segunda constantes aparentes de disociación del ácido carbónico,  $a_H$  es la actividad del ión hidrógeno y Ac es la alcalinidad de los carbonatos.

El porcentaje de saturación de carbonato de calcio se calcula con el producto iónico de calcio y carbonatos del agua de mar, y el producto de solubilidad de los minerales calcita y aragonita, para condiciones "in situ":

$$\%Sat. = \frac{[Ca^{++}] \cdot [CO_3^{2-}]}{K_{sp}'} \times 100$$

donde las concentraciones son totales, tomando en cuenta iones libres y complejos, y  $K_{sp}'$  es el producto de solubilidad para uno u otro mineral.

## M A T E R I A L E S   Y   M E T O D O S

De 20 estaciones hidrográficas muestreadas en el Golfo de California, para este trabajo se tomaron 15 estaciones por representar éstas un transecto longitudinal a lo largo del Golfo (Fig. 1).

Los muestreos se realizaron con botellas reversibles Nansen recubiertas con teflón. Las determinaciones de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH y alcalinidad, fueron hechas a bordo. La temperatura se midió con termómetros protegidos, de escala variable, acoplados a las botellas Nansen. La salinidad se determinó usando un salinómetro de inducción Bissett-Berman modelo 6230. El oxígeno disuelto se determinó por el método micro-Winkler. La muestra para medir el pH se tomó en un frasco de vidrio con tapón de hule, de tal forma que el cierre fuera hermético, para evitar intercambio de aire con la atmósfera. El pH se determinó con un potenciómetro digital Orion modelo 801 usando electrodos de vidrio de acuerdo con el método descrito por Park (1966b). Para la determinación de alcalinidad total se utilizó el método de la adición de ácido descrito por Anderson y Robinson (1946) y Park (1966), utilizando el coeficiente de actividad del ión hidrógeno de Culberson, Pytkowicz, Hawley (1970), usando el mismo potenciómetro que para medir el pH.

El pH se corrigió por temperatura "in situ" usando la --

FIG. 1.- LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES EN UN  
TRANSECTO LONGITUDINAL EN EL GOLFO  
DE CALIFORNIA.

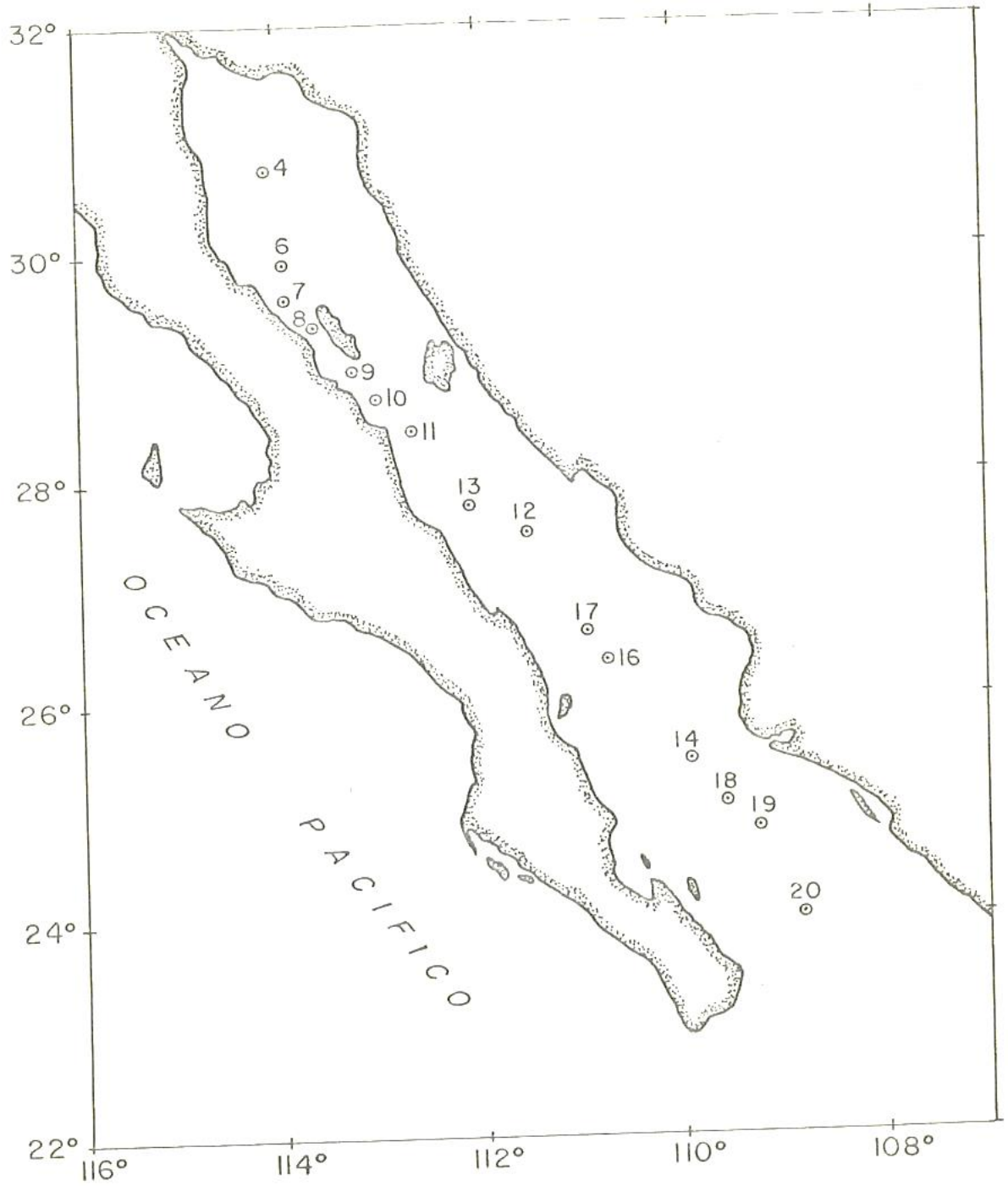


TABLA 1.- LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LAS ESTACIONES  
EN EL GOLFO DE CALIFORNIA USADAS PARA  
ESTE ESTUDIO.

ESTACION	LATITUD N	LONGITUD W
4	30° 43.5'	114° 07.5'
6	29° 57.0'	113° 58.0'
7	29° 38.0'	113° 55.0'
8	29° 20.0'	113° 39.5'
9	28° 58.5'	113° 16.0'
10	28° 43.5'	113° 03.5'
11	28° 27.0'	112° 41.0'
12	27° 24.5'	111° 22.0'
13	27° 45.0'	112° 06.0'
14	25° 24.5'	109° 54.0'
16	26° 20.0'	110° 44.0'
17	26° 34.0'	110° 57.0'
18	25° 00.0'	109° 34.0'
19	24° 42.0'	109° 12.0'
20	23° 58.5'	108° 49.5'

ecuación dada por Harvey (1955). Las correcciones se compararon con las calculadas con la ecuación de Gieskes (1969) y no fueron significativamente diferentes.

La ecuación para el cálculo de la alcalinidad total, tomada de Culberson, et. al. (1970) es:

$$A_T = \left( 3.0 - \frac{1300 \cdot 10^{-pH_a}}{0.74} \right) / \rho(t,s) \quad \text{meq/Kgr.}$$

donde  $pH_a$  es el valor del pH después de agregar ácido. A partir de lo anterior se calcula la alcalinidad de los carbonatos ( $A_C$ ):

$$A_C = A_T - A_B$$

donde  $A_B$  es la alcalinidad debida a los boratos:

$$A_B = \frac{0.219 \cdot Cl \cdot K'_B}{a_H + K'_B}$$

donde  $Cl$  es la clorinidad,  $K'_B$  es la constante aparente de disociación del ácido bórico calculada con la ecuación de Gordon (1973), en base a datos de Lyman (1956).

El bióxido de carbono total se determinó por la ecuación de Skirrow (1965):

$$[CO_2] = A_C \frac{(a_H)^2 + a_H K'_1 + K'_1 K'_2}{a_H K'_1 + 2K'_1 K'_2} \quad \text{m Moles/Kgr.}$$

donde  $A_C$  es la alcalinidad debida a los carbonatos,  $a_H$  es la actividad del ión hidrógeno corregido por temperatura,  $K'_1$  y

$K_2'$  son la primera y segunda constantes aparentes de disociación del ácido carbónico calculadas con la ecuación de Mehrbach, Culberson, Hawley y Pytkowicz (1973), para presión igual a una atmósfera.

Para calcular el pH a presión "in situ" se diseñó un programa de computación, usando el método iterativo sugerido por Ben-Yaakov (1970). El programa se realizó en lenguaje Fortran IV (Apéndice I, II), con una minicomputadora digital Nova 1200 del C.I.C.E.S.E. Este se basa en que el bióxido de carbono total no se modifica con los cambios de presión, sino que sólo cambian sus componentes. Una vez conocido el bióxido de carbono total a una atmósfera de presión, se aplican las ecuaciones de Culberson y Pytkowicz (1968) para las correcciones por presión de las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico y del ácido bórico a temperatura y salinidad "in situ". Se calcula  $T\text{CO}_2$  con las constantes a presión "in situ" y se ajusta  $a_H$  iterativamente de tal manera que  $T\text{CO}_2$  a presión "in situ", dé el mismo valor que  $T\text{CO}_2$  a una atmósfera. Si la diferencia entre  $T\text{CO}_2$  y  $T\text{CO}_2_p$  es menor que 0.001 mM/Kgr., se toma el valor del pH con el cual se hizo el cálculo del bióxido de carbono total usando las constantes de disociación corregidas por presión. Si la diferencia es mayor que 0.001 se decrementa el valor del pH en 0.005 unidades y se vuelve a realizar otra iteración. Se escogió este decremento en el pH ya que la precisión del método no es mejor que  $\pm 0.005$  al nivel de dos veces la desviación estandar.

Con los valores de pH "in situ" se calculó la concentración de carbonatos totales  $[CO_3^{=}]$ , libres y complejos, de la ecuación:

$$[CO_3^{=}] = \frac{A_c \cdot K_2'}{a_H + 2K_2'} \quad \text{m Moles/Kgr.}$$

La concentración de calcio total es dada por Culkin (1965) como una función de la clorinidad.

$$[Ca^{++}] = 0.531 \cdot Cl^{\circ}/\text{‰} \quad \text{m Moles/Kgr.}$$

El porcentaje de saturación "in situ" de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita se calcularon con la -- temperatura, salinidad, profundidad, pH "in situ" y alcalinidad.

$$\% \text{ Sat.} = \frac{[Ca^{++}] \cdot [CO_3^{=}] \cdot 100}{K_{spc}'}$$

$$\% \text{ Sat.} = \frac{[Ca^{++}] \cdot [CO_3^{=}] \cdot 100}{K_{spa}'}$$

donde  $K_{spc}'$  y  $K_{spa}'$  son el producto de la solubilidad del carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita, respectivamente.

Para determinar el producto de la solubilidad del carbonato de calcio "in situ" para calcita, se usaron las ecuaciones

de Edmond y Gieskes (1970), con las constantes aparentes de di sociación del ácido carbónico dadas por Lyman (1956); y paralelamente las ecuaciones de Ingle (1975), usando las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico dadas por Mehrbach et. al. (1973). El producto de la solubilidad del carbonato del calcio "in situ" para aragonita se calculó usando las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970), con las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico de Lyman (1956).

Las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) y las de Ingle (1975) se usaron paralelamente en el caso de la calcita, porque existe una discrepancia que no se puede resolver "a priori" por lo tanto se deja abierta la posibilidad de que una de ellas esté más alejada de la realidad que la otra.

Las ecuaciones para calcular los productos de solubilidad "in situ" de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita, dadas por Edmond y Gieskes (1970) son:

$$K'_{sp}(\text{calcita}) = (0.1614 + 0.2892 \cdot Cl - 0.0063 \cdot t) \cdot 10^{((- \Delta V_c \cdot Z) / (23.03 \cdot 0.08205 \cdot T \cdot 10^3))}$$

$$K'_{sp}(\text{aragonita}) = (0.5115 + 0.02892 \cdot Cl - 0.0063 \cdot t) \cdot 10^{((- \Delta V_a \cdot Z) / (23.03 \cdot 0.08205 \cdot T \cdot 10^3))}$$

donde Cl es la clorinidad, t es la temperatura en grados centígrados, Z es la profundidad en metros, T es la temperatura en grados absolutos (°K) y  $\Delta V_c$  es el incremento del volumen molar por disolución de calcita y  $\Delta V_a$  para aragonita.

Las ecuaciones para calcular los incrementos del volumen molar son las siguientes:

$$\Delta V_c = - (35.2 - 0.20 \cdot t)$$

$$\Delta V_a = - (33.2 - 0.20 \cdot t)$$

Estas ecuaciones se obtuvieron con los datos de Edmond y Gieskes (1970) y son una corrección a las ecuaciones presentadas por los mismos autores. Las ecuaciones originales de estos autores son incorrectas. Sin embargo, los valores calculados con sus ecuaciones caen dentro de los límites de confianza, tomando en consideración que el error mínimo para  $\Delta V$  es de  $\pm 1 \text{ cm}^3/\text{mol}$ .

Las ecuaciones para calcular el producto de solubilidad de carbonato de calcio con respecto a calcita a una atmósfera de presión dada por Ingle (1975) es:

$$K'_{sp}(S,T) = (-34.452 - 39.866 \cdot S^{1/3} + 110.21 \cdot \text{Log}S - 7.5752 \cdot 10^{-6} T^2) \cdot 10^{-1}$$

donde S es la salinidad. La corrección del producto de solubilidad por cambio de presión es:

$$\text{Log}(K'_{sp} / K'^1_{sp}) = ((48.8 - 0.53 t) (Z - 10) / 10 + (-5.88 \cdot 10^{-3} + 1.845 \cdot 10^{-4} t) (Z - 10)^2 / 100) / 188.93 (t + 273.15)$$

El producto de solubilidad "in situ" para calcita es:

$$K'_{sp}(\text{calcita}) = K'_{sp}(S,T) \cdot 10^{(\text{log}(K'_{sp} / K'^1_{sp}))} \text{ m Moles}^2/\text{Kgr}^2$$

## R E S U L T A D O S

Con los datos obtenidos se elaboraron gráficas de secciones verticales en un transecto longitudinal en el Golfo de California (Fig. 1), de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto,  $\sigma\text{-t}$ , pH "in situ", alcalinidad total, alcalinidad específica, bióxido de carbono total, porcentaje de saturación "in situ" de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita.

Además, para tratar de establecer más claramente la diferencia de la estructura hidrográfica del Canal de Ballenas, localizado entre la Isla Angel de la Guarda y la Península de Baja California (estaciones 7, 8, 9 y 10) (Fig.1), y la región al sur del Canal de Ballenas (estaciones de la 11 a la 20) (Fig.1), se presentan perfiles de distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH corregido por temperatura, pH "in situ", bióxido de carbono total y porcentaje de saturación con respecto a calcita y aragonita. Para esto se tomaron las estaciones más representativas de cada una de las dos áreas, la 10 para el Canal de Ballenas y la 14 para el área al sur del canal.

Temperatura.- En la gráfica de distribución de temperatura se observa un valor superficial de  $22.0^{\circ}\text{C}$  en la región al sur del Golfo, entre las estaciones 17 y 20, y un valor de  $16.0^{\circ}\text{C}$  en la superficie de la región norte, entre las estaciones 4 y 8 (Fig.2). Entre las estaciones 13 y 20 se presenta

FIG. 2.- DISTRIBUCION VERTICAL DE TEMPERATURA ( $^{\circ}\text{C}$ ).  
LOS PUNTOS REPRESENTAN LAS PROFUNDIDADES  
DE MUESTREO.

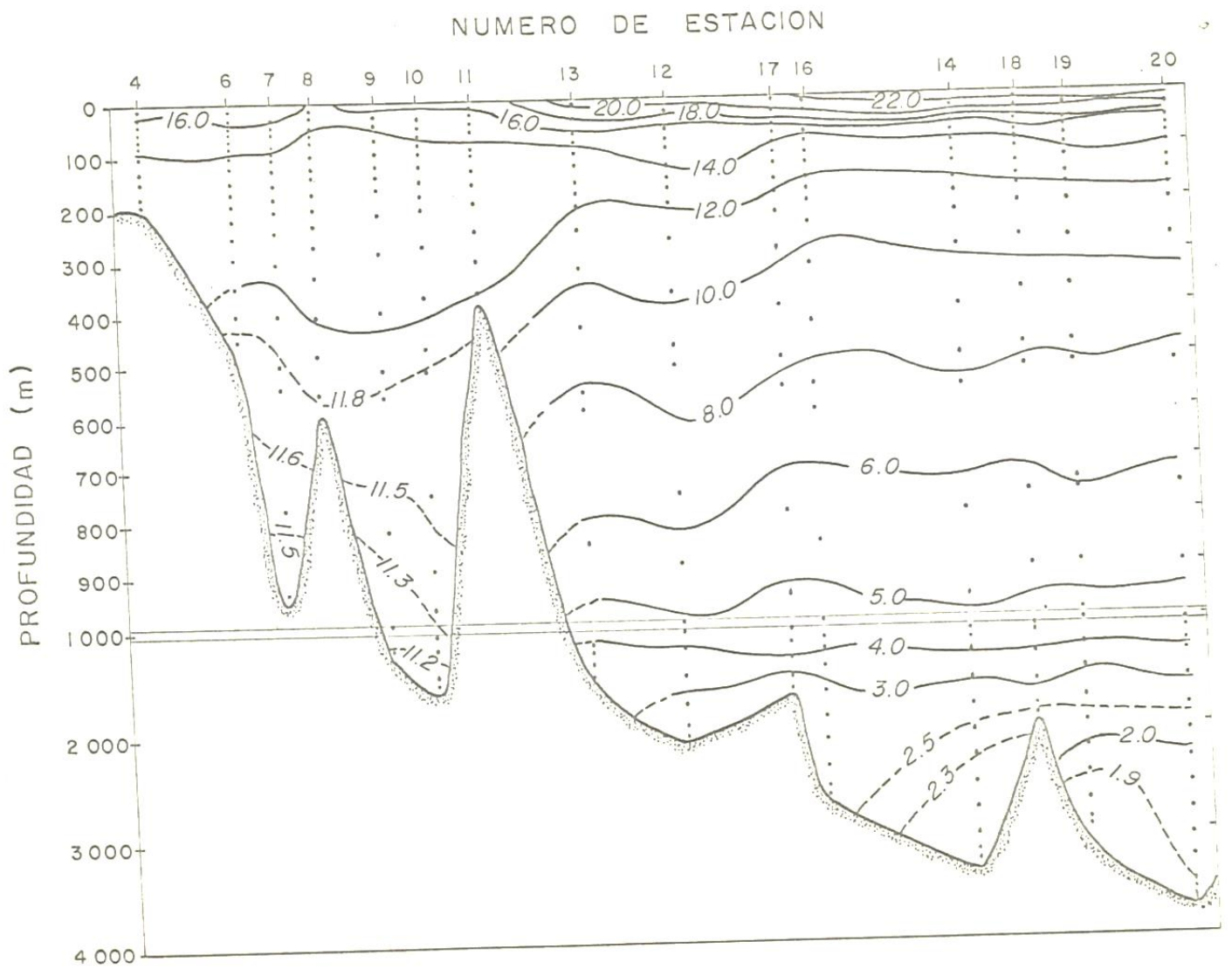
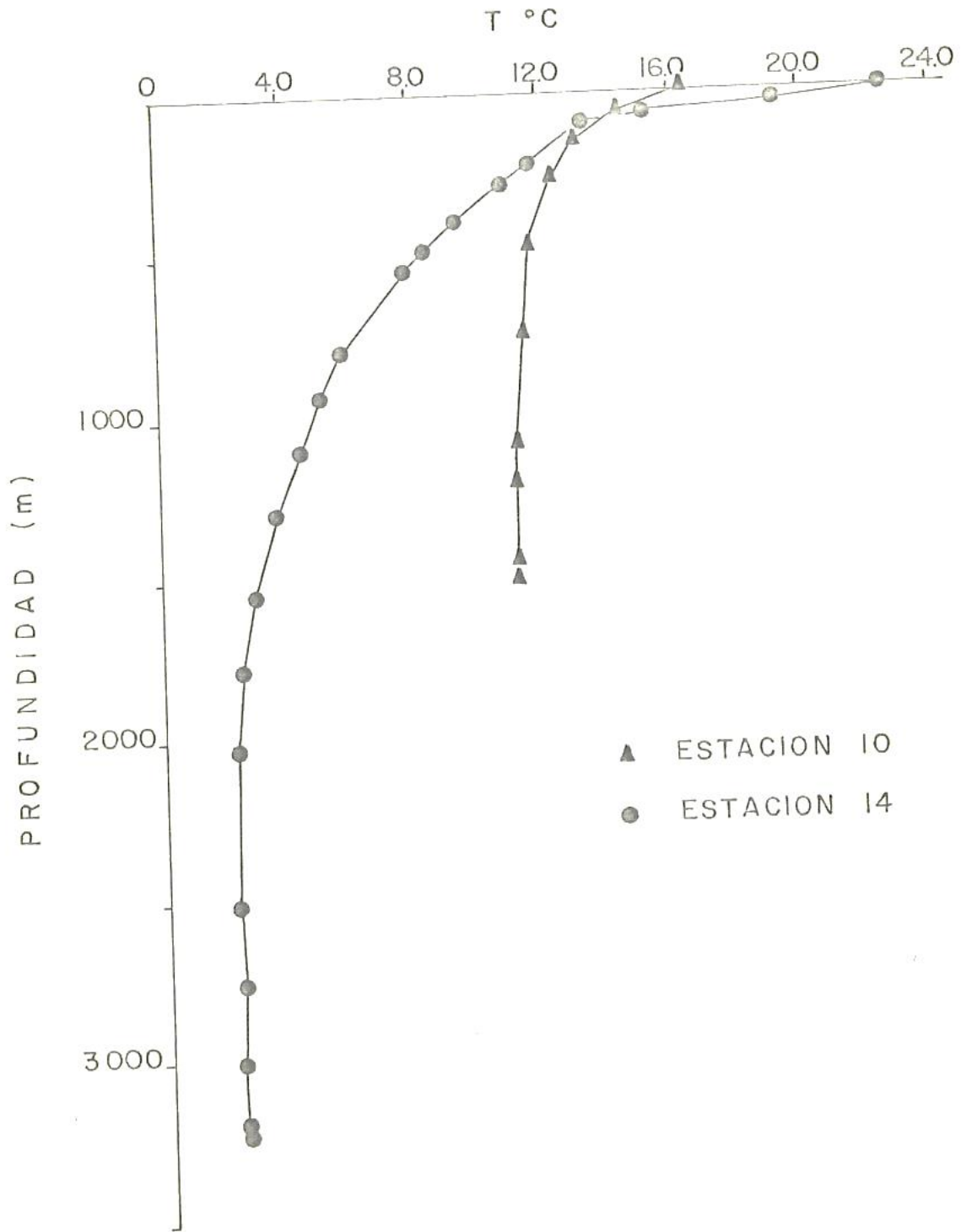


FIG. 3.- PERFILES VERTICALES DE TEMPERATURA (°C) EN  
LAS ESTACIONES DENTRO Y FUERA DEL CANAL DE  
BALLENAS.



una termoclina desde la superficie hasta aproximadamente 150 m de profundidad; los valores de temperatura van desde 22.0°C en la superficie a 14.0°C entre 100 y 150 m. La isoterma de los 12.0°C se presenta a todo lo largo del Golfo, a 200 m en la región sur para bajar hasta cerca de los 400 m al penetrar en el Canal de Ballenas. Entre las estaciones 11 y 20 la temperatura disminuye monotónicamente con la profundidad, presentando valores máximos de 22.0°C, en la superficie de las estaciones 16 a la 20, y los valores mínimos de 1.9°C a 3000 m de profundidad en las estaciones 19 y 20. A 1000 m de profundidad, entre las estaciones 13 y 20, se presenta la isoterma de los 5.0°C; a la misma profundidad, entre las estaciones 9 y 10 se presentan valores de 11.2 a 11.3°C (Fig. 2).

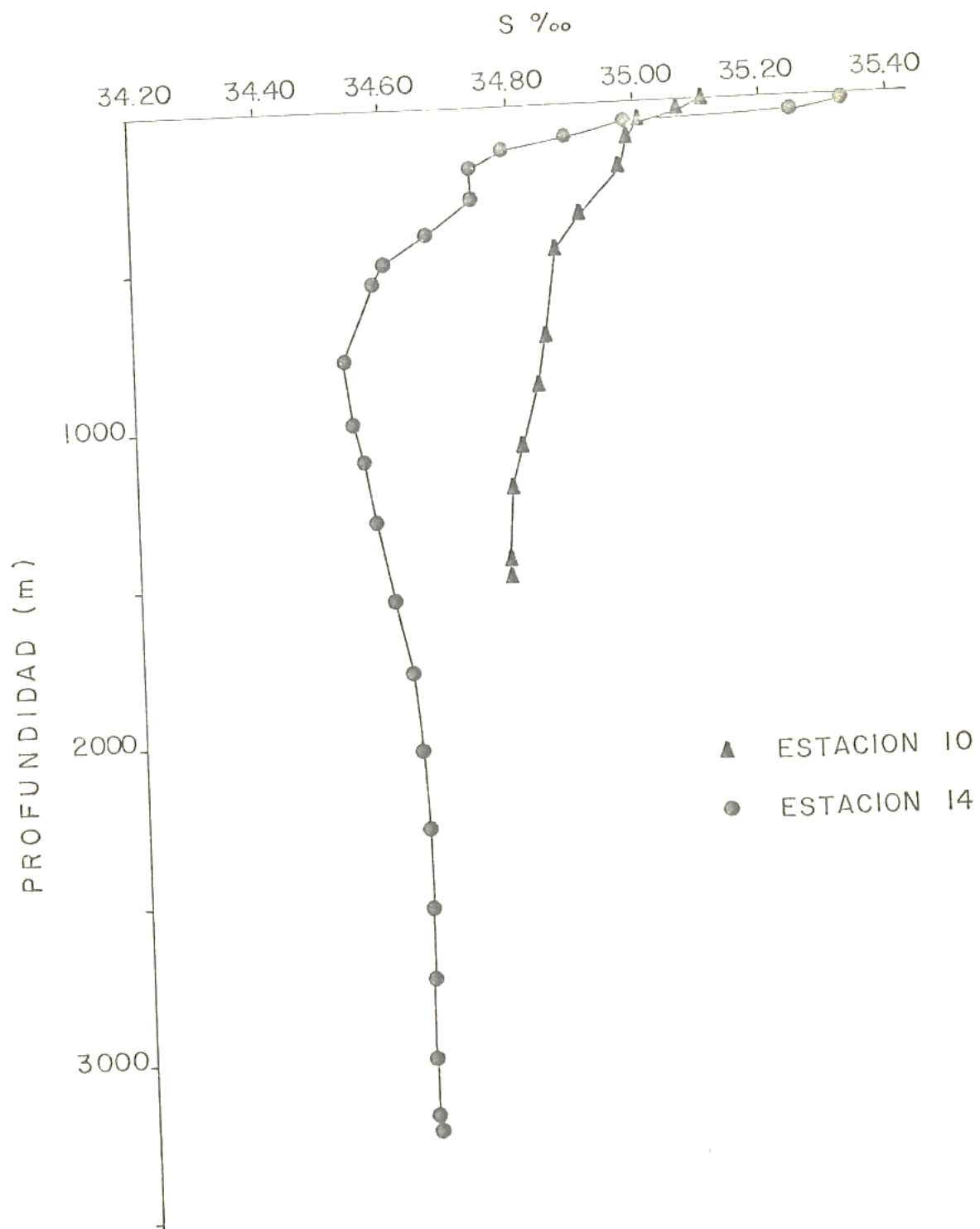
La temperatura superficial en la zona del Canal de Ballenas es de 16.4°C (Est.10)(Fig.3), disminuyendo con la profundidad a un valor de 12.2°C a 370 m, de ahí disminuye muy lentamente hasta el fondo a 1500 m, donde el valor es de 11.2°C. En el área fuera del canal, representada por la estación 14, la temperatura superficial es de 22.5°C, disminuyendo con la profundidad a 7.8°C a 550 m y a 2.96°C a 1500 m, manteniéndose casi constante hasta el fondo a 3200 m donde el valor es de 2.30°C (Fig.3).

Salinidad.- La salinidad presenta valores superficiales de 35.4‰ en el norte del Golfo, entre las estaciones 4 y 8, y valores de 35.2‰ en la superficie de la región sur entre las estaciones 13 y 20 (Fig.4). Entre las estaciones 13 y 20

FIG. 4.- DISTRIBUCION VERTICAL DE SALINIDAD (°/‰).



FIG. 5.- PERFILES VERTICALES DE SALINIDAD (‰).



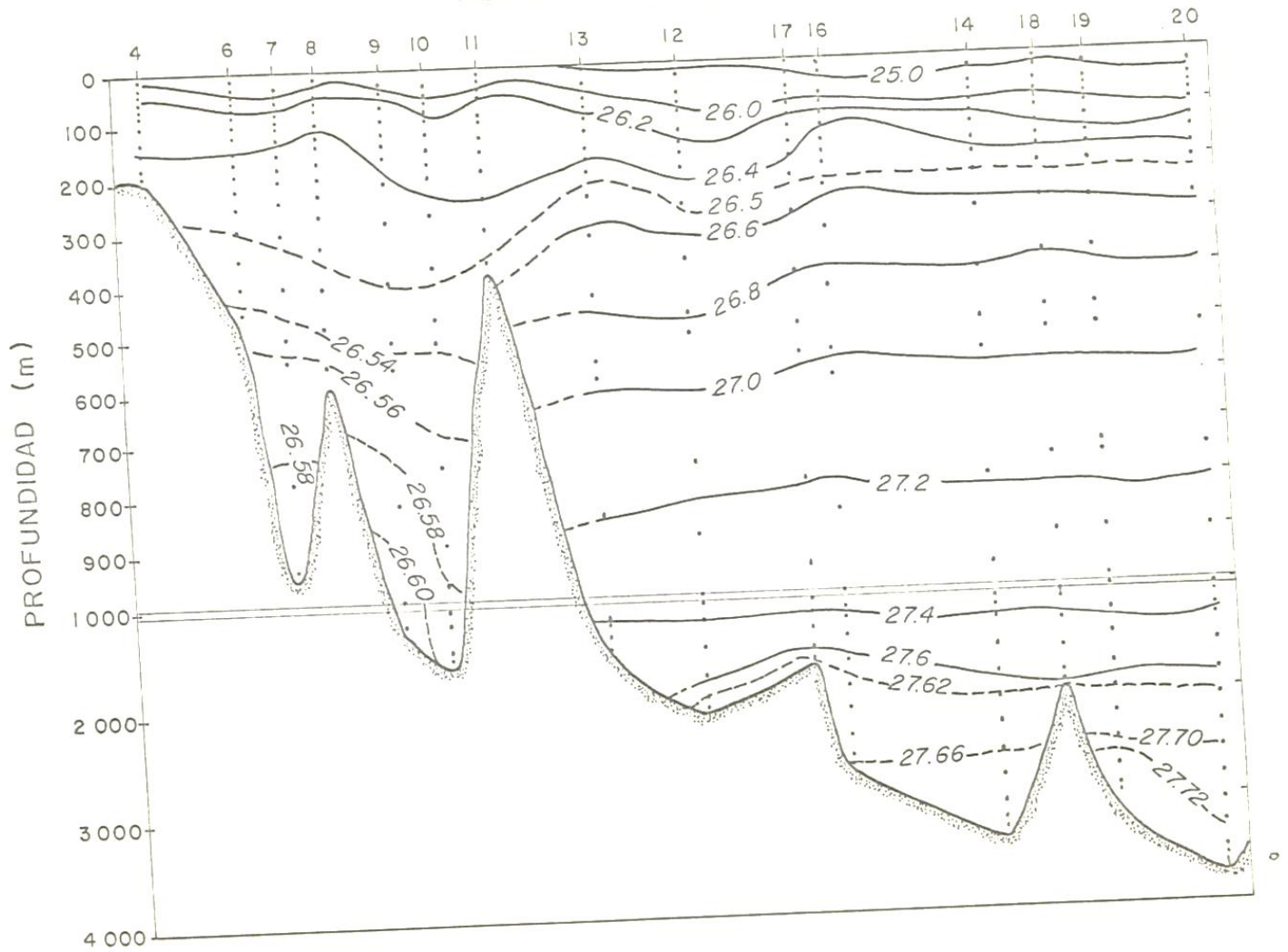
se observa una haloclina desde la superficie a 200 m de profundidad. Entre las estaciones 4 y 11 no existe una haloclina bien desarrollada. La isohalina de  $34.9\text{‰}$  se presenta a todo lo largo del Golfo, entre 100 y 200 m en la región sur para descender hasta los 400 m al penetrar en el Canal de Ballenas. Los valores máximos de salinidad, mayores que  $35.4\text{‰}$  se encuentran en la superficie de las estaciones 4, 6 y 7. En la región sur, de la estación 13 y 20, la salinidad disminuye con la profundidad hasta un mínimo de aproximadamente  $34.54\text{‰}$  entre los 600 y 900 m, de ahí aumenta con la profundidad hasta  $34.66\text{‰}$  a más de 2000 m. En la región norte, de la estación 4 a la 11, la salinidad disminuye monotónicamente con la profundidad. Entre las estaciones 13 y 20, a 1500 m, se presenta la isohalina de  $34.60\text{‰}$  y a la misma profundidad entre las estaciones 9 y 10 se observa la isohalina de  $34.80\text{‰}$ .

Dentro del Canal de Ballenas, estación 10, se observa un valor máximo superficial de  $35.17\text{‰}$  (Fig.5), disminuyendo a medida que aumenta la profundidad hasta un valor de  $34.79\text{‰}$  en el fondo a 1500 m. En el área al sur del Canal de Ballenas, estación 14, se presenta un valor máximo superficial de  $35.32\text{‰}$  para disminuir con el aumento de profundidad hasta un valor mínimo de  $34.53\text{‰}$  a los 800 m y volver a aumentar ligeramente con la profundidad a  $34.64\text{‰}$  a los 2300 m y mantenerse constante hasta el fondo a 3200 m (Fig. 5).

Sigma-t. - Se observan valores de sigma-t de 25.0 en la --

FIG. 6.- DISTRIBUCION VERTICAL DE SIGMA-t.

NUMERO DE ESTACION



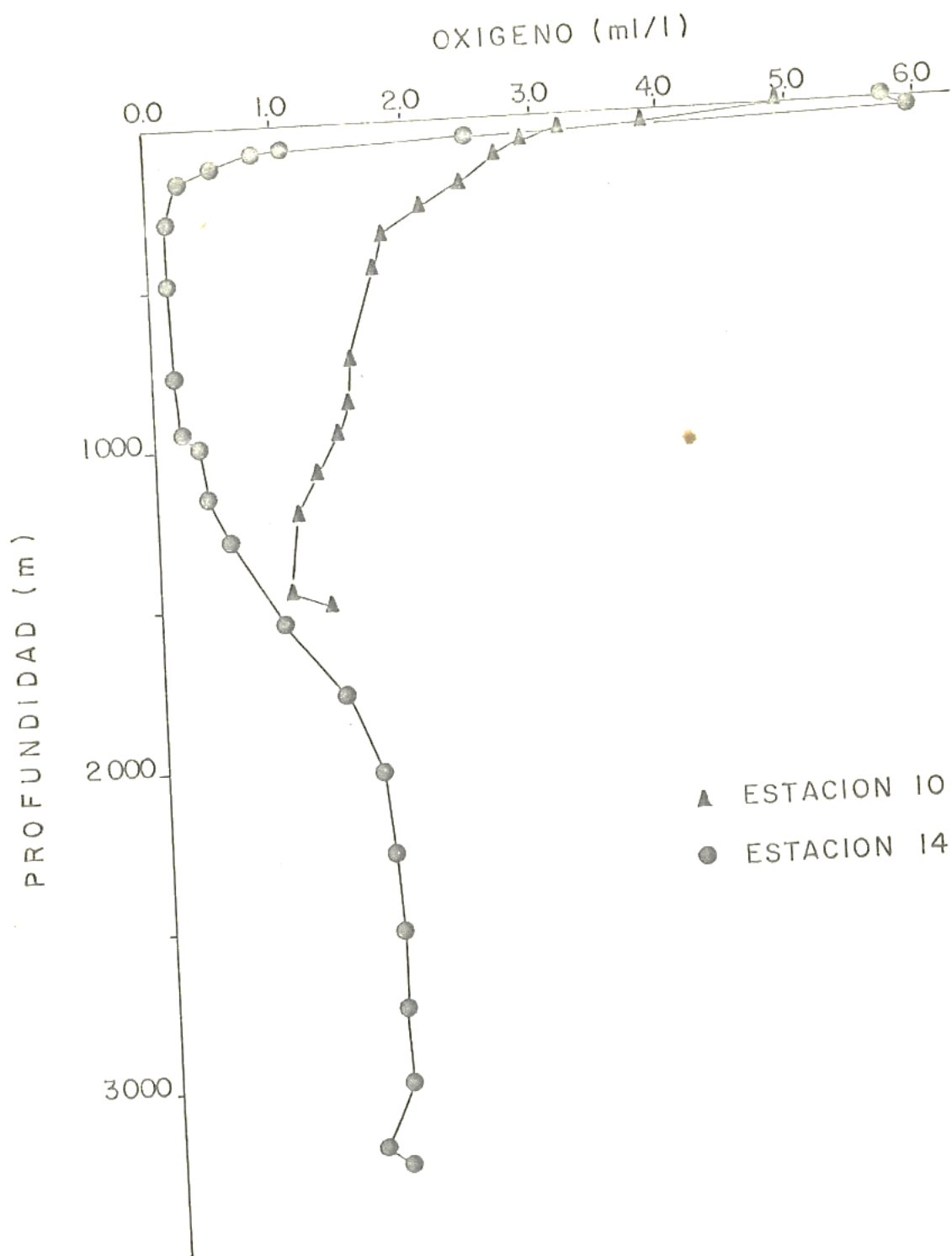
superficie aumentando con la profundidad hasta un valor de -- 27.72 a 3000 m, entre las estaciones 19 y 20 (Fig. 6). Entre las estaciones 13 y 20 se presentan una picnoclina de la superficie hasta 150 m. La isopicna de 26,5 se encuentra entre 200 y 300 m en las estaciones 13 a la 20 para hundirse al penetrar en el Canal de Ballenas hasta una profundidad de 300 a 400 m. A los 1200 m de profundidad, entre las estaciones 13 y 20, se presenta la isopicna de 27,4; a la misma profundidad, entre las estaciones 9 y 10, los valores de  $\sigma-t$  son de 26.60. En el fondo de la Cuenca de Salsipuedes, estación 10 a 1500 m, el valor de  $\sigma-t$  es de 26.60. En el fondo de la Cuenca de Guaymas, a 2000 m estación 12, el valor de  $\sigma-t$  es de 27.62. En la Cuenca de Farallón a 3000 m, estación 14, el valor de  $\sigma-t$  es de 27.66. A 3500 m en la Cuenca de Pescadero, estación 20, el valor de  $\sigma-t$  es de 27.72 (Fig. 6).

Oxígeno Disuelto.- Las concentraciones mayores de oxígeno disuelto, de 6.0 ml/l, se observan en la superficie entre las estaciones 4 y 8, y entre la 17 y la 14 (Fig. 7). La isograma de 2.0 ml/l atraviesa el Golfo a una profundidad de 50 a 100 m entre las estaciones 13 y 20, para bajar a 300 m al entrar al Canal de Ballenas y posteriormente subir a 200 m entre las estaciones 8 y 6. Los valores de oxígeno disuelto entre las estaciones 6 y 11 disminuyen monotónicamente con la profundidad hasta 1.0 ml/l en el fondo de las Cuencas Del fin y Salsipuedes. Entre las estaciones 13 y 20 se observa

FIG. 7.- DISTRIBUCION VERTICAL DE OXIGENO DISUELTO  
(ml/l).



FIG. 8.- PERFILES VERTICALES DE OXIGENO DISUELTO  
(ml/l).



una zona de oxígeno mínimo con valores de 0.15 a 0.08 ml/l. La parte superior de la zona de oxígeno mínimo se presenta a los 200 m entre las estaciones 19 y 20, para luego bajar a 500 m en la estación 13. La parte inferior de la zona se observa a 750 m en la estación 20 y a 900 m en la estación 13. A más de 1000 m de profundidad los valores de oxígeno disuelto aumentan con la profundidad hasta 2.4 ml/l a 3000-3500 m en las estaciones 19 y 20 (Cuenca Pescadero); y 1.6 ml/l en la Cuenca Farallón, a 3000 (estaciones 14 y 16) (Fig. 7).

El oxígeno disuelto en la superficie del Canal de Ballenas (Est. 10) es de 4.98 ml/l, disminuyendo con la profundidad a un valor de 1.69 ml/l a 500 m, para luego seguir disminuyendo hasta un valor de 1.01 ml/l a 1500 m en el fondo de la Cuenca de Salsipuedes (Fig. 8). En el área fuera del Canal de Ballenas, representada por la estación 14, el valor superficial de oxígeno disuelto es de 5.76 ml/l. Este valor disminuye con la profundidad hasta 0.15 ml/l a 300 m, permaneciendo casi constante hasta los 1000 m para después aumentar con la profundidad hasta un valor de 1.71 ml/l a 2000 m. A partir de 2000 m la concentración de oxígeno disuelto no cambia significativamente, presentando un valor de 1.74 ml/l a 3250 m en el fondo de la Cuenca Farallón (Fig. 8).

pH "in situ". - Los valores más altos de pH "in situ", corregidos por cambios de temperatura y presión, de 8.20 unidades se encuentran en la superficie de casi todas las estaciones del Golfo (Fig. 9). Entre las estaciones 11 y 20 el -

FIG. 9.- DISTRIBUCION VERTICAL DE pH "IN SITU".

NUMERO DE ESTACION

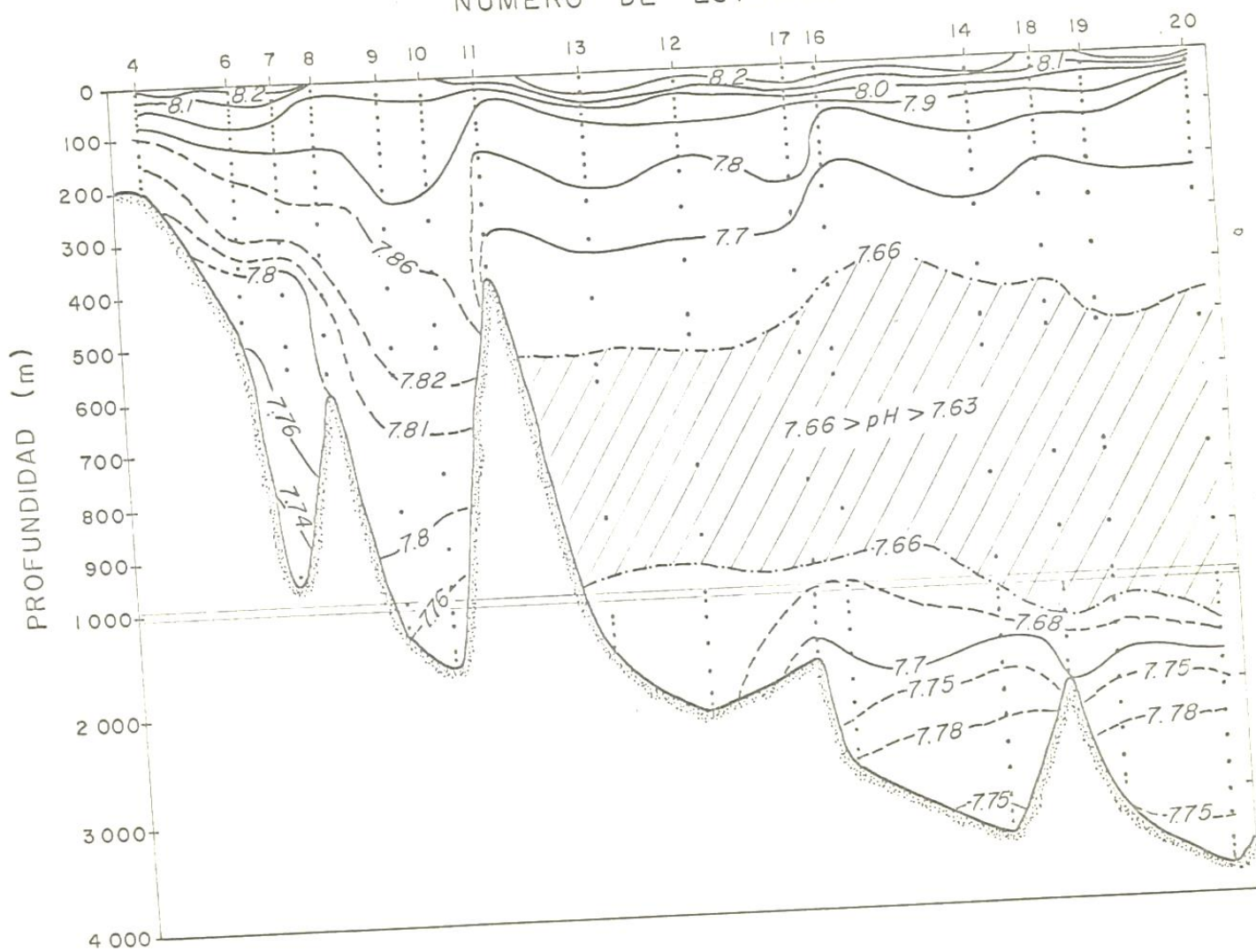
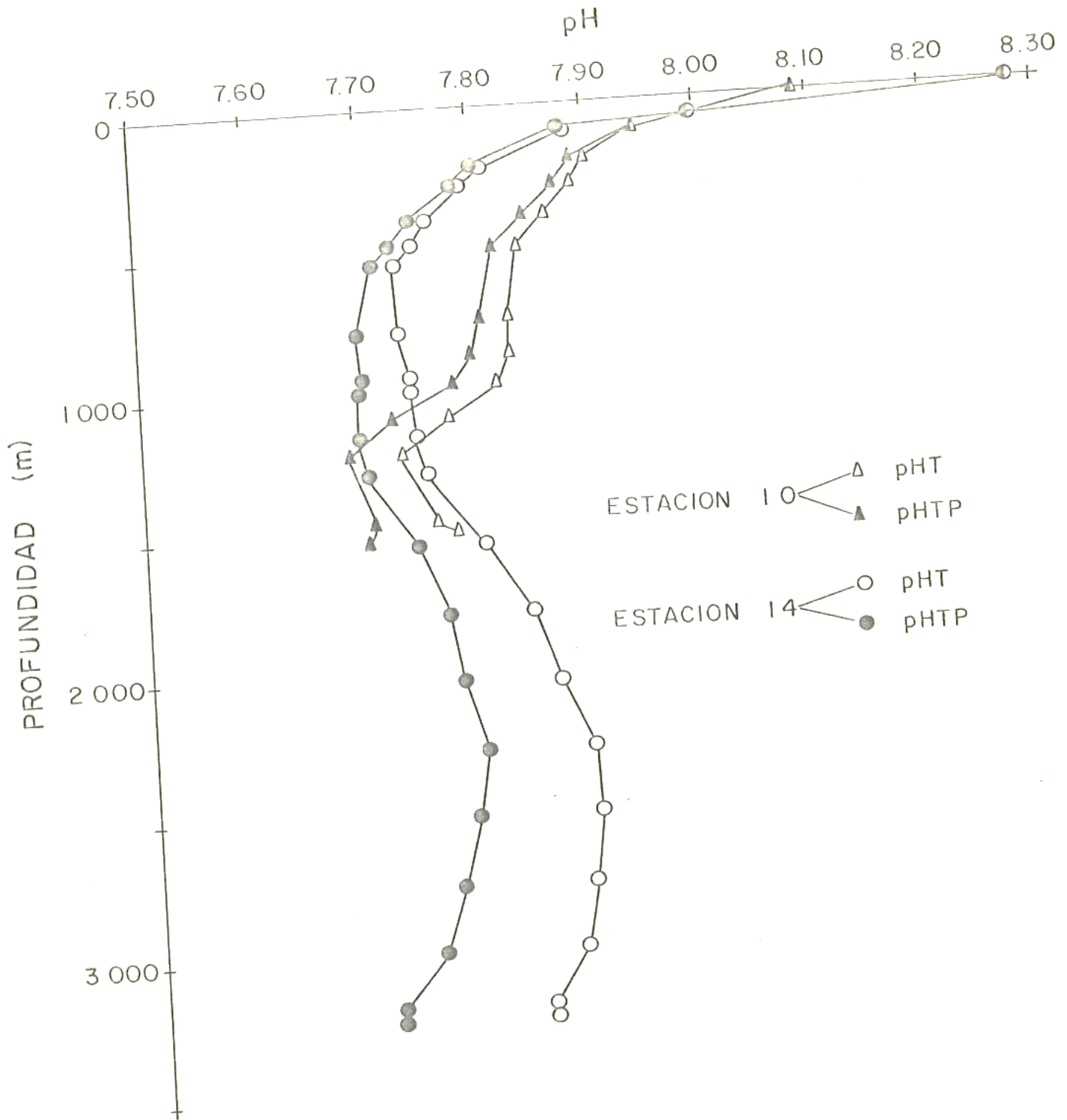


FIG. 10.- PERFILES VERTICALES DE pH CORREGIDO POR  
TEMPERATURA (pHT) Y pH CORREGIDO POR  
TEMPERATURA Y PRESION (pHTP).



pH "in situ" disminuye con la profundidad, presentando una zona con valores mínimos, entre 7.66 y 7.63. La parte superior de la zona de pH mínimo se encuentra entre 400 y 500 m y la parte inferior aproximadamente a los 1000 m. A partir de los 1000 m el pH se incrementa hasta un valor de 7.78 a 2500 m entre las estaciones 16 y 20, para volver a disminuir hasta 7.75 a 3500 m en las mismas estaciones. Entre las estaciones 4 y 11 los valores disminuyen monotónicamente con la profundidad hasta 7.74 en el fondo de la estación 7, a 900 m, y 7.76 en el fondo de las estaciones 9 y 10 a 1500 m de profundidad. Los valores de pH "in situ" en el fondo de las cuencas son muy similares (Fig.9).

El pH "in situ" en la superficie del Canal de Ballenas (Est. 10) fue 8.09, disminuyendo con la profundidad hasta un valor de 7.68 a 1200 m, para volver a aumentar ligeramente a 7.70 en el fondo a 1500 m (Fig. 10). El pH corregido solamente por temperatura (pHT) en la superficie del Canal de Ballenas es 8.09, disminuyendo con la profundidad hasta 7.73 a 1200 m para volver a incrementarse ligeramente a un valor de 7.76 en el fondo a 1500 m (Fig. 10). El pH "in situ" superficial en el área fuera del Canal de Ballenas (estación 14) es 8.27, disminuyendo con la profundidad hasta 7.69 a 800-1200 m para incrementarse luego hasta un máximo de 7.79 a 2300 m y volver a disminuir con la profundidad hasta 7.71 en el fondo a 3250 m (Fig. 10). El pH corregido por temperatura en la superficie del área fuera del Canal de Ballenas fue 8.27, disminuyendo con la profundidad hasta un valor de

7.73 a 800 m para aumentar a 7.89 a 2300 m y volver a disminuir ligeramente a 7.84 en el fondo de la Cuenca de Farallón a 3250 m (Fig. 10).

Alcalinidad Total.- La alcalinidad total superficial -- presenta valores de 2.30 m eq/Kgr a lo largo del Golfo. La distribución vertical es tal que, en general, los isogramas tienden a hundirse hacia el sur (Fig. 11). La alcalinidad aumenta con la profundidad, presentándose una zona homogénea entre las estaciones 11 y 20 de 300 a 1000 m de profundidad, con valores alrededor de  $2.38 \pm 0.02$ . Por abajo de los 1000 m la alcalinidad total vuelve a incrementarse hasta valores de 2.45 m eq/Kgr a lo largo del fondo de todas las estaciones al sur del Canal de Ballenas. En el área dentro del Canal de Ballenas también se observa una zona con valores homogéneos de alcalinidad total de 400 a 1500 m con valores alrededor de 2.38 m eq/Kgr. (Fig.11).

Alcalinidad Específica.- La alcalinidad específica en la superficie del Golfo presenta valores de 0.118 unidades (Fig. 12). Los valores de alcalinidad específica aumentan monótonicamente con la profundidad hasta 0.130 en la región al sur del Canal de Ballenas, y hasta 0.122 en el propio canal (Fig. 12).

Bióxido de Carbono Total.- La concentración superficial de bióxido de carbono total en la mayor parte de las estaciones muestreadas en el Golfo es 2.10 mM/Kgr. Sólo en el Canal

FIG. 11.- DISTRIBUCION VERTICAL DE ALCALINIDAD  
TOTAL (meq/Kgr).

NUMERO DE ESTACION

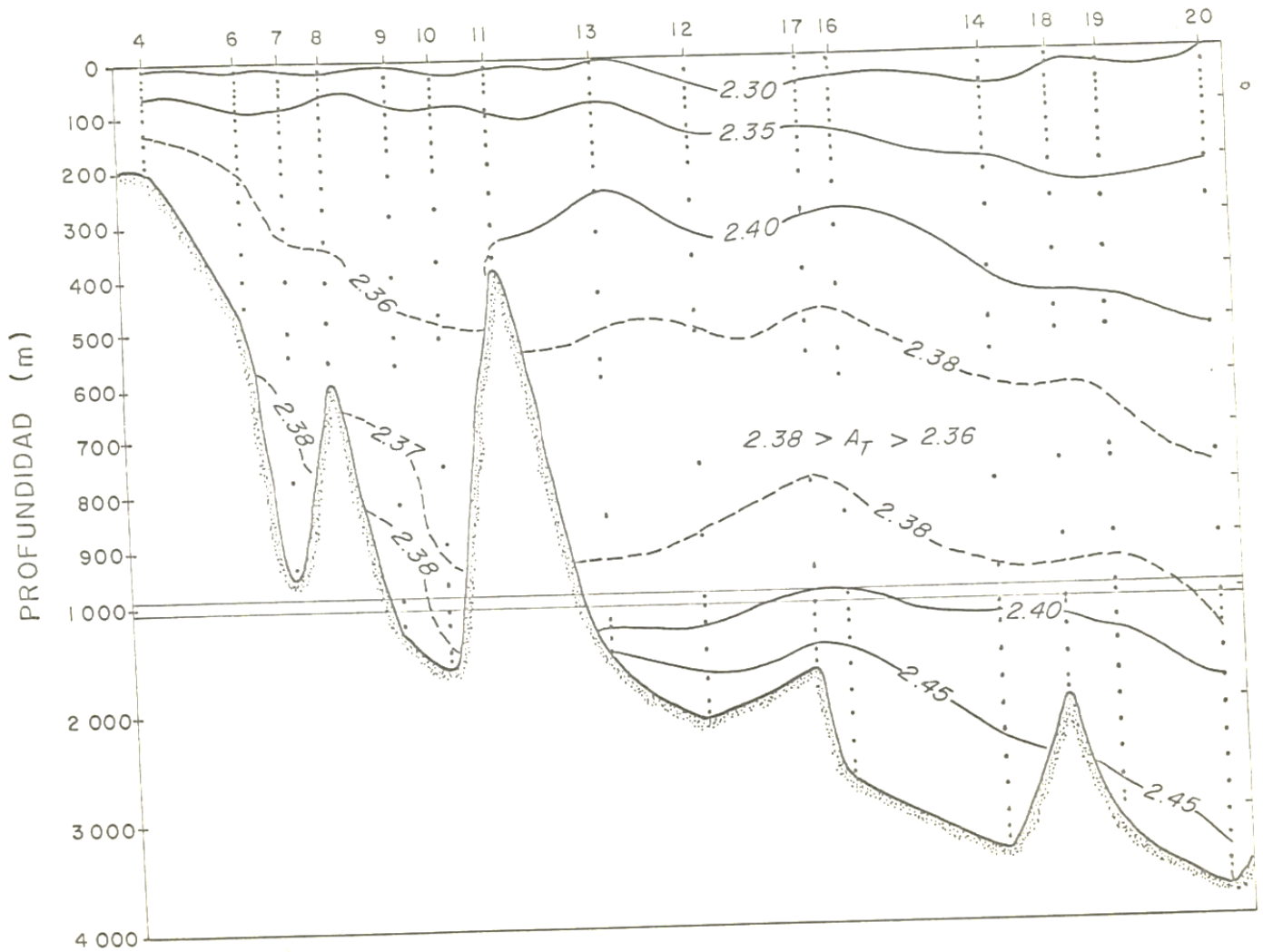


FIG. 12.- DISTRIBUCION VERTICAL DE ALCALINIDAD  
ESPECIFICA (meq/Kg/°/‰).

NUMERO DE ESTACION

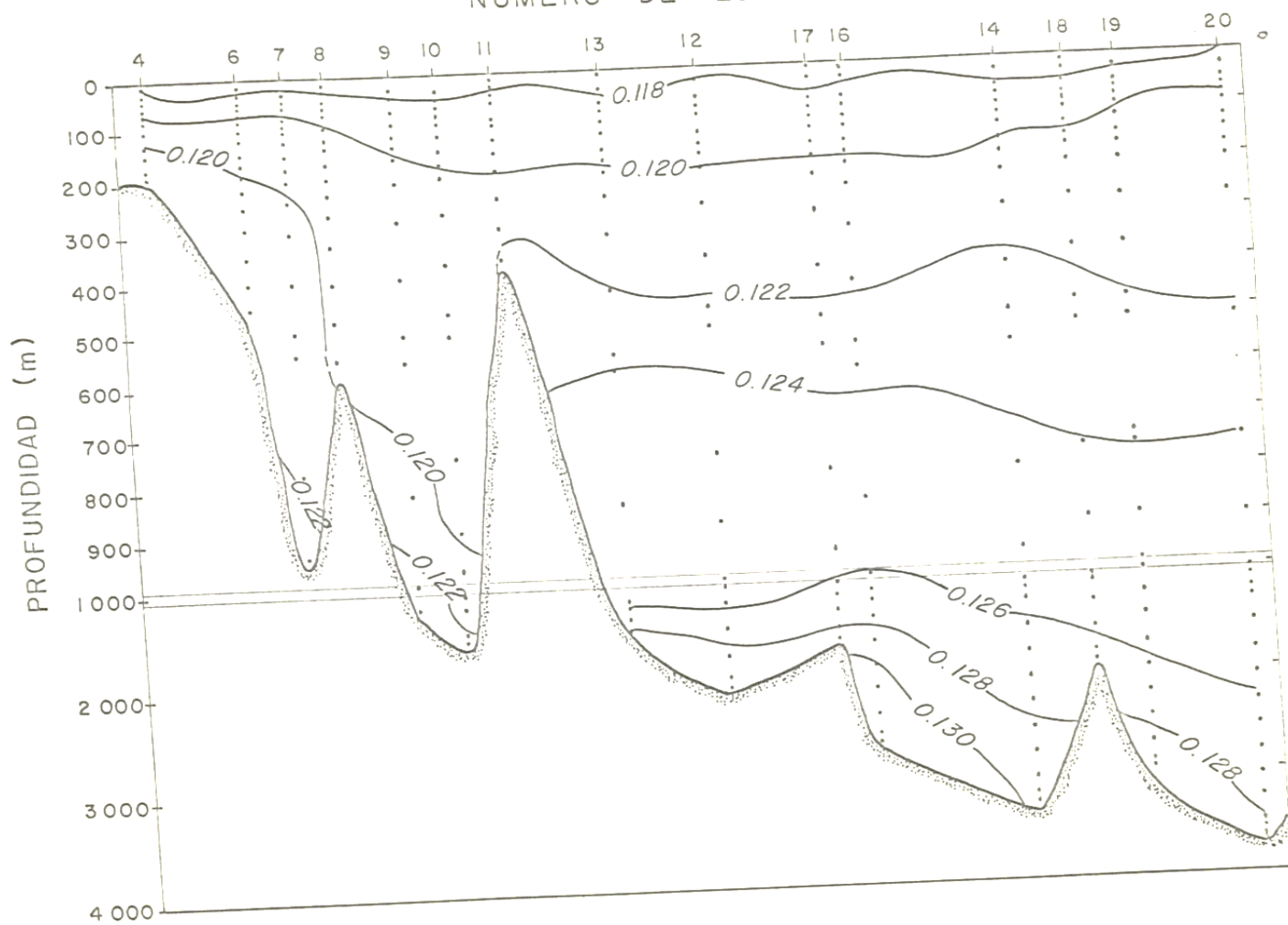


FIG. 13.- DISTRIBUCION VERTICAL DE BIOXIDO DE  
CARBONO TOTAL (mM/Kgr).

NUMERO DE ESTACION

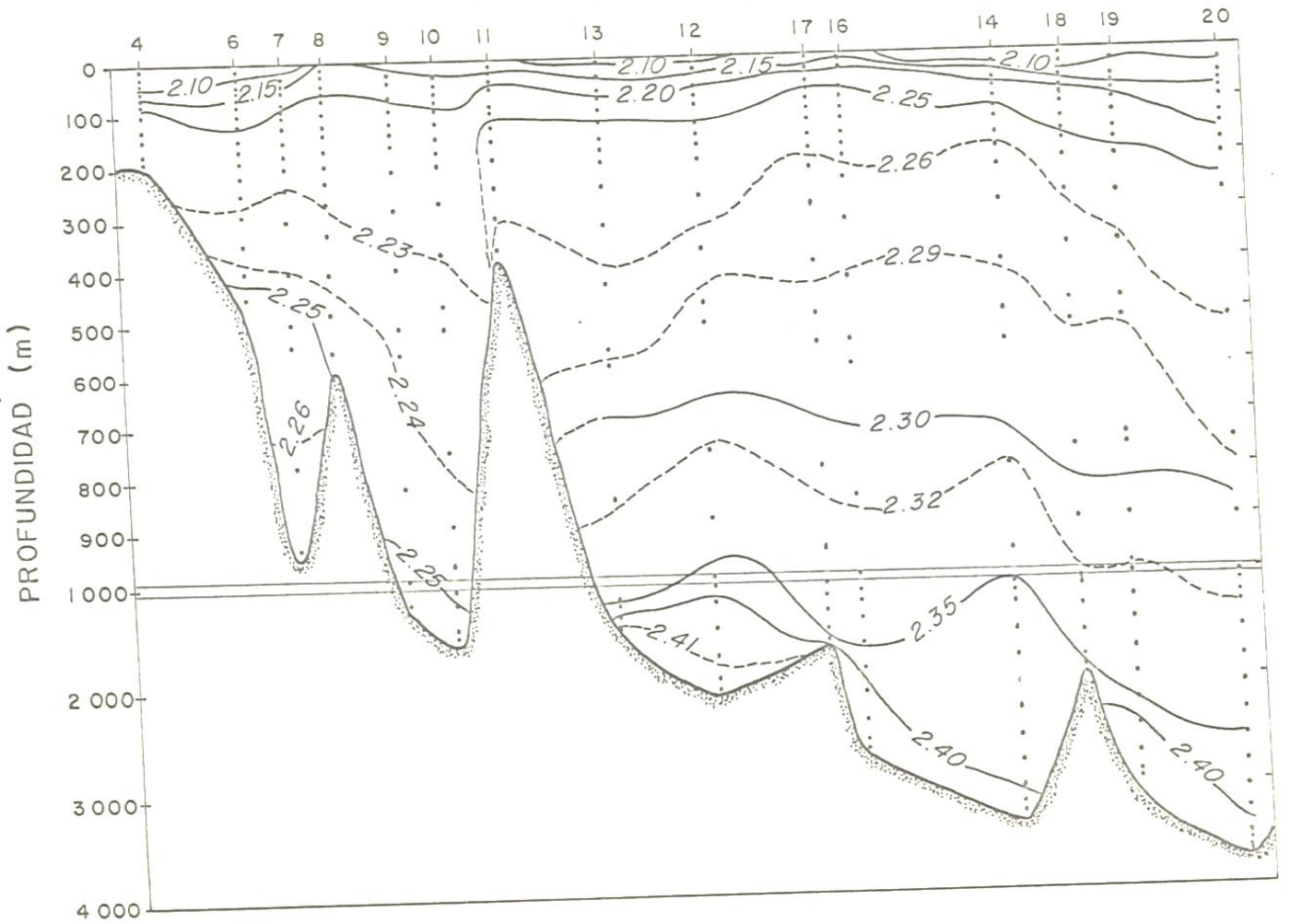
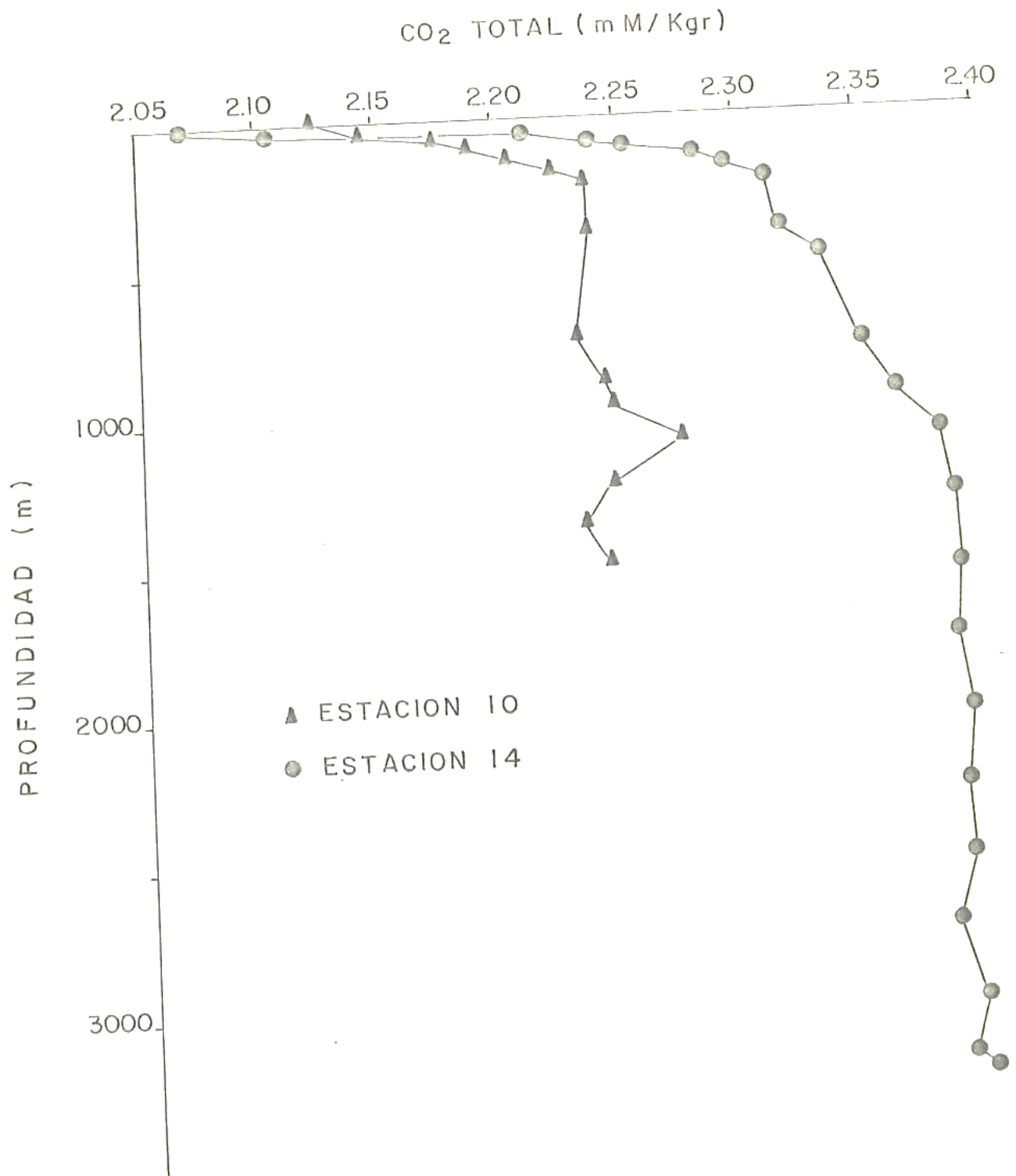


FIG. 14.- PERFILES VERTICALES DE BIOXIDO DE CARBONO  
TOTAL (mM/Kgr).



de Ballenas es de 2.15 mM/Kgr (est. 8 y 9) (Fig. 13). La isograma de 2.20 mM/Kgr atraviesa totalmente el Golfo a 50-100 m. Entre las estaciones 11 y 20 los valores de bióxido de carbono total aumentan con la profundidad, presentándose un gradiente mayor entre la superficie y 150 m; a mayor profundidad los valores continúan aumentando suavemente hasta 2.40 mM/Kgr en el fondo. Entre las estaciones 11 y 20 el bióxido de carbono presenta valores de 2.32 a 2.35 mM/Kgr a 1000 m, mientras que en el Canal de Ballenas el valor es de 2.25 a esta profundidad (Fig. 13). El gradiente vertical de  $\text{TCO}_2$  es mucho menor en el Canal de Ballenas que en la región sur.

En la estación 14 la concentración superficial de bióxido de carbono es de 2.07 mM/Kgr, aumentando con la profundidad hasta 2.39 mM/Kgr a 1100 m, para mantenerse casi constante hasta un valor de 2.40 mM/Kgr a 3200 m de profundidad (Fig. 14). Dentro del Canal de Ballenas el valor superficial es de 2.12 mM/Kgr, aumentando con la profundidad hasta un valor de 2.23 mM/Kgr a 200 m, para mantenerse casi constante hasta 1500 m (Fig. 14).

Porcentaje de Saturación de Calcita. - El porcentaje de saturación "in situ" de calcita calculado con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) presenta valores menores que los calculados con las ecuaciones de Ingle (1975). Ambos presentan sobresaturación en la superficie con valores mayores que 400%. Los valores superficiales mínimos, calculados con ambas ecuaciones, se encuentran en el Canal de Ballenas (Figs. 15 y 17).

FIG. 15.- DISTRIBUCION VERTICAL DE PORCIENTO DE  
SATURACION "IN SITU" DE CALCITA, CALCULADO  
USANDO LAS ECUACIONES DE EDMOND Y GIESKES  
(1970).

NUMERO DE ESTACION

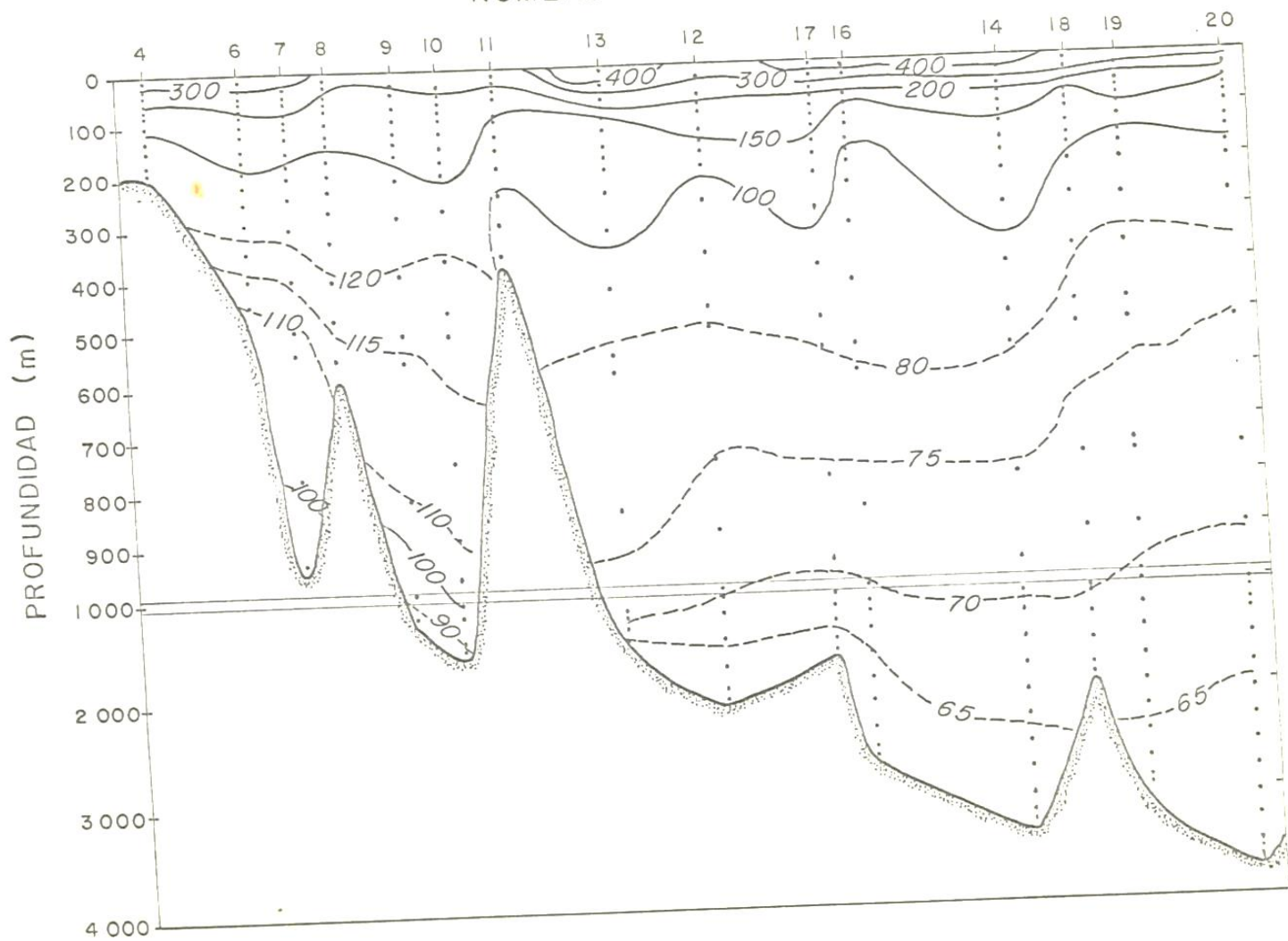
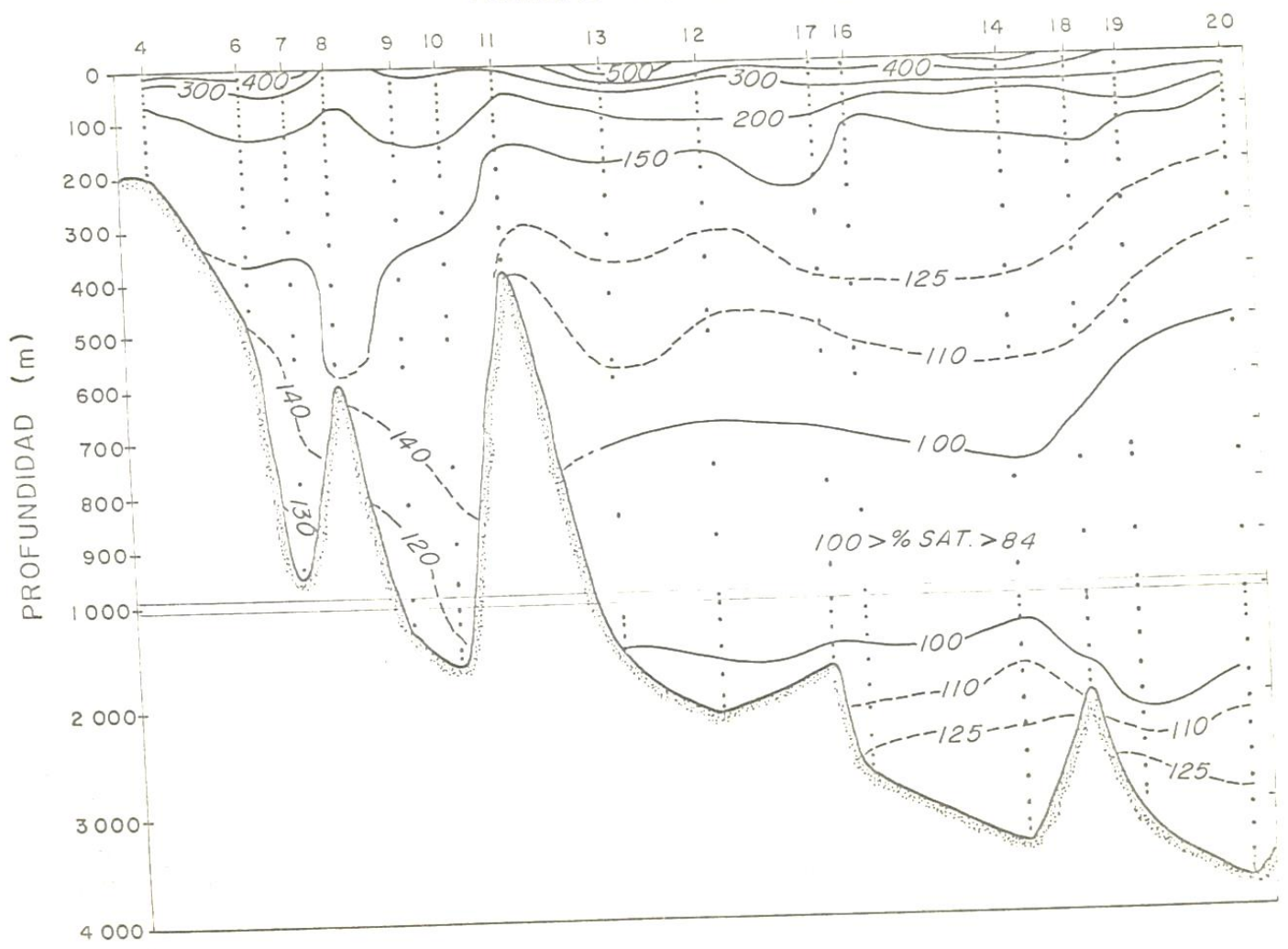


FIG. 17.- DISTRIBUCION VERTICAL DE PORCIENTO DE SATURACION  
"IN SITU" DE CALCITA, CALCULADO USANDO LAS  
ECUACIONES DE INGLE (1975).

NUMERO DE ESTACION



Los valores de saturación, calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes, disminuyen con la profundidad hasta valores de 65% a 1500-2000 entre las estaciones 13 y 20 (Fig. 15). Los valores calculados con las ecuaciones de Ingle presentan una zona de valores mínimos, mayores que 84%, de 700-1500 m en las estaciones 13 a la 14; y de 500-2000 m entre las estaciones 18 y 20. A mayor profundidad el porcentaje de saturación se incrementa hasta 125% a 2200-2500 m de las estaciones 16 a la 20 (Fig. 17). Los valores menores en el Canal de Ballenas, calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes, son de 90% de saturación de 1000-1500 m (Fig. 15). Usando las ecuaciones de Ingle los valores menores son de 120% entre 800-1200 m (Fig. 17).

Porcentaje de Saturación de Aragonita.- El porcentaje de saturación "in situ" de aragonita presenta valores de 250% en la superficie de la estación 13 y entre las estaciones 12 y 18 (Fig. 16). En la región norte del Golfo, entre las estaciones 4 y 8, los valores superficiales de saturación son de 200%. La isolínea de 100% de saturación se presenta a 100-150 para tender a subir ligeramente en las estaciones 19 y 20. La isolínea de 75% se observa a 50-200 m en las estaciones 11 a la 20, para hundirse hasta 550 m al penetrar en la región del Canal de Ballenas y ascender ligeramente a 350 m de la estación 7; para descender a 400 m de la estación 6 (Fig. 16). El porcentaje de saturación de aragonita, entre las estaciones 11 y 20 presenta valores subsuperficiales de

FIG. 16.- DISTRIBUCION VERTICAL DE PORCIENTO DE  
SATURACION "IN SITU" DE ARAGONITA, CALCULADO  
USANDO LAS ECUACIONES DE EDMOND Y GIESKES (1970).

NUMERO DE ESTACION

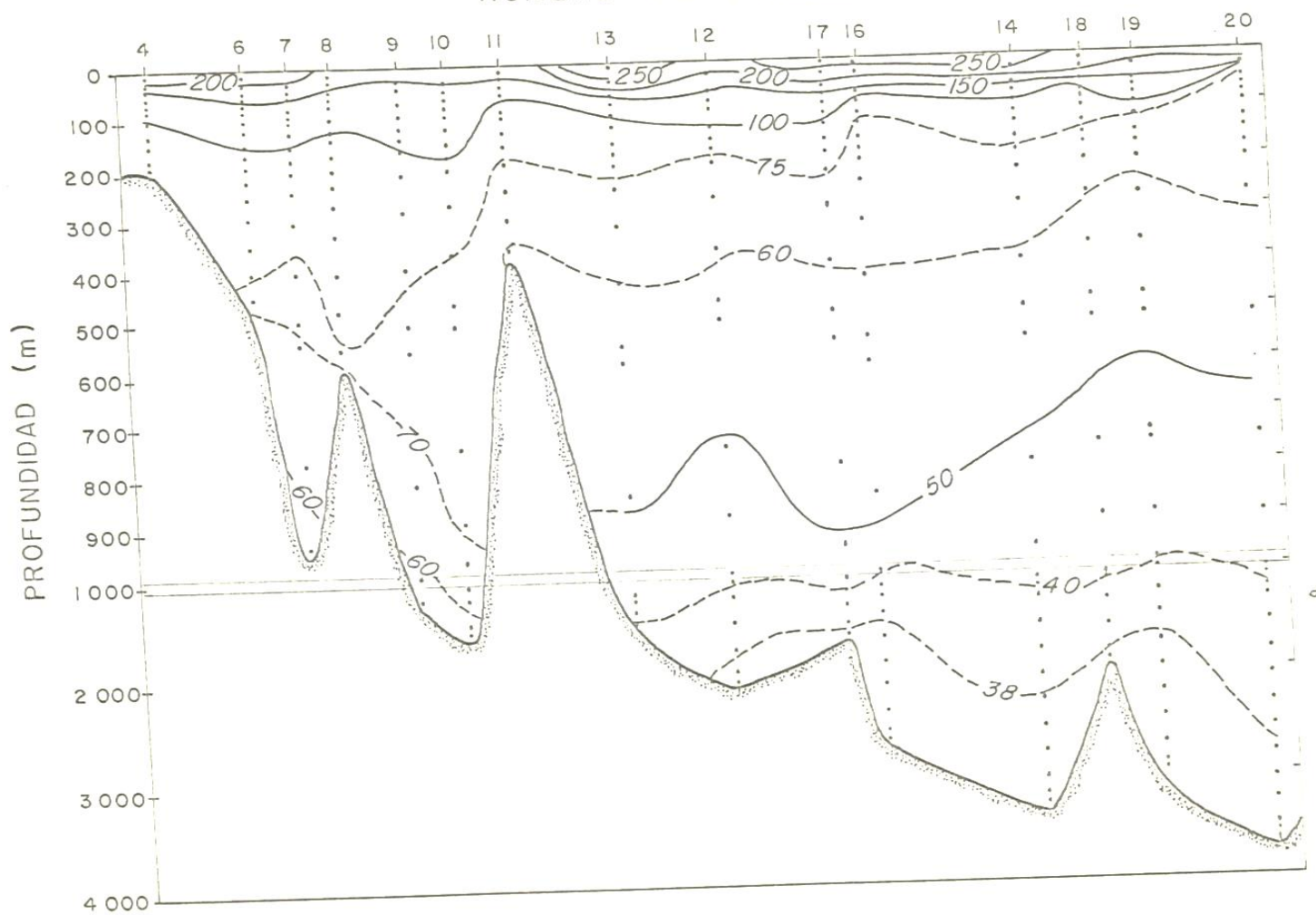
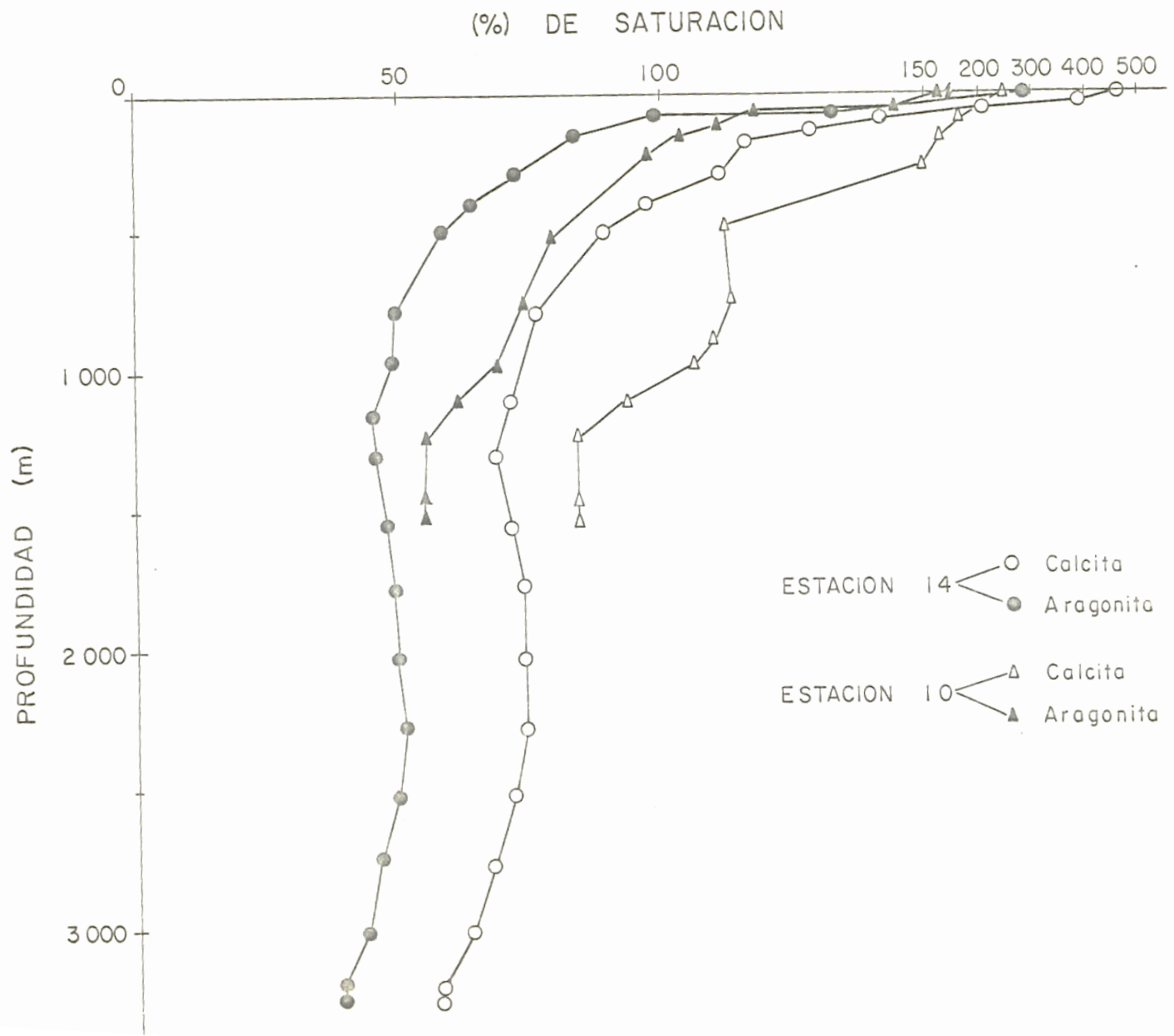


FIG. 18.- PERFILES VERTICALES DE PORCIENTO DE SATURACION  
"IN SITU" DE CALCITA Y ARAGONITA, CALCULADO  
USANDO LAS ECUACIONES DE EDMOND Y GIESKES (1970).



200% para disminuir hasta 40% de 1000-2000 m en las estaciones 12 a la 20. Dentro del Canal de Ballenas se observan valores subsuperficiales de 150%, disminuyendo a un valor de 60% a 850 m en la estación 7; y a 1000 m entre las estaciones 9 y 10 (Fig. 16).

## D I S C U S I O N E S

Las características hidrográficas del Golfo se encuentran divididas por su morfología y topografía en dos zonas diferentes. Una zona al sur de la estación 11 hasta la 20 donde las isolíneas se observan con un arreglo casi paralelo con la profundidad, y la zona al norte de la estación 11 donde la característica principal es el hundimiento de las isolíneas y propiedades casi constantes con el aumento de profundidad.

Otra de las características importantes es la presencia de gradientes menos intensos en el Canal de Ballenas y norte del Golfo, debido quizá a procesos de mezcla, y gradientes -- fuertemente marcados en la zona sur.

Los valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH "in situ", alcalinidad total, porcentaje de saturación con respecto a calcita y aragonita son mayores en la zona norte -- que en la sur para una misma profundidad. Sólo el bióxido de carbono total y la alcalinidad específica son menores que los encontrados en la zona sur. La temperatura a 1000 m presenta una diferencia entre una y otra zona de  $6.5^{\circ}\text{C}$ , semejante a la reportada por Roden y Groves (1959) y Roden (1964). La salinidad a 1200 m es más alta en  $0.24 \text{ ‰}$ , y el oxígeno disuelto presenta una diferencia de  $1.0 \text{ ml/l}$  a misma profundidad. -- El pH "in situ" a 1000 m es 0.09 unidades mayor en la zona -- norte que en la sur. Los porcentajes de saturación de calcita

presentan una diferencia de aproximadamente 30% y el de aragonita de 20% a 1000 m. El bióxido de carbono es menor en la zona norte que en la sur con una diferencia de 0.12 mM/Kgr aproximadamente a 1000 m. Las diferencias entre las dos zonas parecen ser originadas debido a procesos de mezcla en la parte interna del Golfo (Sverdrup, Johnson y Fleming, 1942) y en el Canal de Ballenas (Roden, 1964).

La distribución de temperatura presenta valores superficiales mayores en la región sur que en la norte, debido probablemente a que el agua de la región norte por estar más encerrada preserva las características de invierno. Los valores superficiales de salinidad son más altos en la región norte que en la sur, debido al efecto de evaporación y menor profundidad, lo cual puede indicar que existen condiciones de cuenca en la parte interna del Golfo de acuerdo con Sverdrup (1941). Los valores superficiales de oxígeno disuelto y pH "in situ" son ligeramente menores en la región norte que en la sur, y los de bióxido de carbono son significativamente más altos en la norte que en la sur. Los valores superficiales de porcentaje de saturación, tanto para calcita como para aragonita, son más altos en la región sur que en la norte.

Existe un hundimiento de sur al norte en los isogramas de la mayoría de los parámetros medidos; esto quizá se debe a los procesos de mezcla que se llevan a cabo en la parte interna del Golfo y en particular en el Canal de Ballenas.

Entre las estaciones 13 y 20 se presenta una capa de salinidad mínima de 500 a 1500 m, la cual junto con los valores de temperatura y de oxígeno disuelto, permiten identificar al agua del Océano Pacífico Ecuatorial. Esta agua está caracterizada por un mínimo de salinidad de aproximadamente 34.5‰ a una temperatura cercana a 5.0°C y por valores bajos de oxígeno disuelto (Sverdrup, 1941).

Al sur de la estación 11 se encuentra la zona del mínimo de oxígeno, menor que 0.20 ml/l, entre 400 y aproximadamente 900 m. A una mayor profundidad el contenido de oxígeno aumenta hasta concentraciones mayores que 2.2 ml/l por abajo de los 2000 m, similares a los encontrados en aguas profundas del Océano Pacífico Central (Sverdrup, 1941).

Existe una gran relación entre los valores de oxígeno disuelto y los de pH "in situ", por abajo de la termoclina; ya que el principal proceso que afecta a la distribución de pH es la utilización de oxígeno por organismos y la oxidación biológica de la materia orgánica (Park, 1968). La zona del mínimo de pH "in situ", comprendida al sur de la estación 11 entre aproximadamente 500 a 1000 m, se relaciona bastante con la zona del mínimo de oxígeno. Este mínimo de pH comprende valores menores que 7.66, para aumentar con la profundidad hasta 7.78 aproximadamente a 2000 m. Este aumento en el pH parece estar relacionado con el aumento en el oxígeno para la misma profundidad.

Las diferencias entre el pH corregido por temperatura y presión (pHTP) y el corregido sólo por temperatura (pHT), se denotan significativamente por abajo de los 500 m. La disminución en los valores de pHTP por efectos de presión está influenciada por las correcciones sobre las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico y el ácido bórico (Culberson et. al., 1968). A una profundidad de 3250 m el pHTP es 0.13 - unidades menor que el pHT. Culberson et. al. (1968), encuentran una diferencia de 0.13 unidades a la misma profundidad en una estación del Océano Pacífico Central.

La alcalinidad total parece estar bastante relacionada con la salinidad, para una misma profundidad. La alcalinidad total es más alta en el interior del Golfo debido al aumento de salinidad en el interior; ya que los cambios en la alcalinidad total son principalmente afectados por cambios en la salinidad - (Alvarez-Borrego y Park, 1973). También la alcalinidad total presenta una zona con valores mínimos, menores que 2.38 meq/Kgr, entre las estaciones 13 y 20 de 500 a 800-1000 m de profundidad. Esta zona presenta cierta relación con la zona mínima de salinidad para aproximadamente las mismas profundidades. Los isogramas de alcalinidad específica no son significativamente diferentes a una horizontal, incrementándose con la profundidad. El incremento de alcalinidad específica corresponde a una disolución hipotética del carbonato de calcio para aguas profundas (Alvarez-Borrego, Gordon, Jones, Park y Pytkowicz, 1972).

El bióxido de carbono total aumenta con la profundidad, de 2.10 mM/Kgr a 2.41 mM/Kgr cercanos a 2000 m. Este aumento es debido a la adición de bióxido de carbono por procesos metabólicos de los organismos, a la oxidación bioquímica de la materia orgánica y a la disolución de minerales de carbonato de calcio (Park, 1965). Los valores más altos de bióxido de carbono total en la cuenca de Guaymas que en la de Farallón y en ésta más que en Pescadero, se debe probablemente a la restricción en la circulación con las áreas adyacentes y afectada principalmente por la mayor oxidación de materia orgánica. - Esto se relaciona con valores más bajos en la concentración - de oxígeno en la cuenca de Guaymas que en la de Farallón y en ésta menores que en Pescadero. De lo anterior quizá se pueda inferir un patrón acerca de la circulación profunda en el fondo del Golfo, o del origen de las aguas que llenan las cuencas de la parte sur del Golfo. En cierta forma lo que ocurre en el Canal de Ballenas podría también ocurrir, aunque en una forma más atenuada, en las cuencas profundas al sur del Golfo.

Los valores menores de saturación para calcita, calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes que los calculados con las ecuaciones de Ingle, se debe principalmente a la diferen--cia en los valores de  $K_{sp}'$  "in situ" para calcita calculados con ambas ecuaciones. Los valores encontrados usando las ecuacio--nes de Edmond y Gieskes decrecen con la profundidad, mientras - que los calculados con las ecuaciones de Ingle presentan una zona con valores mínimos. Para la zona norte no se presentan va--lores mínimos de saturación debido a procesos de mezcla. El --

hundimiento de los isogramas de saturación al penetrar en el Canal de Ballenas parecen estar relacionados con los valores de pH "in situ" (Hawley y Pytkowicz, 1969).

En general las aguas de la región sur del Golfo se encuentran sobresaturadas con respecto a calcita por arriba de 400 m y de aragonita por arriba de los 200 m. En la región norte la sobresaturación de calcita llega hasta 900-1000 m y de aragonita se encuentra entre 100-200 m, lo cual es común para todo el Golfo.

## C O N C L U S I O N E S

Existen dos zonas con características diferentes debido a la topografía y morfología del Golfo. La zona al sur del Canal de Ballenas con fuertes gradientes y aguas por abajo de la termoclina con características oceánicas. La zona al norte de la estación 11, donde los gradientes son menos intensos, e influenciada principalmente por procesos de mezcla y una región interna con condiciones de cuenca.

El agua en la zona sur, por abajo de la termoclina, es agua del Océano Pacífico Ecuatorial. Aunque existen otros tipos de agua, no se analizan a fondo en el presente trabajo.

En la zona norte los valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH "in situ, alcalinidad total y porcentaje de saturación de calcita y aragonita son mayores que en la zona sur para una misma profundidad. Sólo el bióxido de carbono total y la alcalinidad específica son menores que los encontrados en la zona sur.

El pH "in situ" presenta una zona de valores mínimos, relacionada fuertemente con la zona del mínimo de oxígeno.

El bióxido de carbono total aumenta con la profundidad; disminuyendo en el fondo de las cuencas del norte hacia el sur.

Las aguas del Golfo se encuentran sobresaturadas con respecto a calcita por arriba de 400 y de aragonita por arriba de 200 m. En la región norte la sobresaturación llega hasta 900-1000 m para calcita y 100-200 para aragonita.

APENDICE I.- PROGRAMA PARA CALCULAR EL PH 'IN SITU',  
 BIONIDO DE CARBONO TOTAL Y SUS COMPONENTES, PORCIENTO  
 DE SATURACION 'IN SITU' DE CALCITA Y ARAGONITA USANDO  
 LAS ECUACIONES DE EDMOND Y BIESKES (1970).

```

C COMPILER DOUBLE PRECISION
C CALCULO DEL PH 'IN SITU', CO2 TOTAL, % DE CALCITA, % DE
C ARAGONITA EN EL AGUA DE MAR *****
C CONSTANTES DE LYMAN (1956) Y VALORES DE EDMOND Y BIESKES
C (1970)
C Z=PROFUNDIDAD, T=TEMPERATURA, S=SALINIDAD, PH=PH
C CORREGIDO POR TEMPERATURA, ALC= ALCALINIDAD
DIMENSION ZZ(2),SS(2),ATT(2),ATSQR(2),ATCH(2),ATECF(2)
& ,DFK10(2),Z(50),T(50),S(50),PH(50),ALC(50),AT(50),CL(50),
& SDO(50),A(50),B(50),BT(50),SIGMA(50),D(50),TALC(50),SH(50),
& X(50),TCO2(50),PH2(50),SH1(50),AZ(50),XINC(50),DIF(50),
& SPHTP(50),AFSP(50),PKB(2),VA(50),VC(50),AC(50),HCO3(50)
& ,CO3(50),CACO3(50),AKC(50),AKA(50),PSC(50),PSA(50),DPK2C(2),
& DPKB(2),PK1(2),PK2(2),AK10(2),AK20(2),AKB(2),TT(2),CCL(2)
WRITE (12,105)
105 FORMAT(//,FX,'PROF.',5X,'TEMP.',5X,'SAL.',7X,'PHTP',7Y,
& 'CO2 TOTAL',3X,'ALC. ESP.',3X,'% DE SAT.CALC.',2X,'%SAT.
& ARAG.',6X,'DIF.',//)
ACCEPT 'CUANTAS SERIES DE DATOS',M
READ(13) ((Z(J),T(J),S(J),PH(J),ALC(J)),J=1,M)
DO 100 J=1,M
C CALCULO DE LA TEMPERATURA ABSOLUTA(K):::
AT(J)=273.16+T(J)
C CALCULO DE LA CLORINIDAD DEL AGUA DE MAR :::
CL(J)=S(J)/1.80655
C CALCULO DE LA DENSIDAD DEL AGUA Y SIGMA-T:::
SDO(J)=-0.03+S(J)*(0.8149+S(J)*(-0.000482+S(J)*0.0000068))
A(J)=T(J)*(4.53168-T(J)*(0.545939+T(J)*(0.00195248+T(J)*
& 0.0000001438)))/(T(J)+67.76)
B(J)=1+((-0.0000010843+T(J)+0.000008185)*T(J)-0.0047867)*T(J)
BT(J)=((0.00000001667+T(J)-0.0000008164)*T(J)+0.000018030)*T(J)
SIGMA(J)=A(J)+(B(J)+BT(J)*SDO(J))*SDO(J)
D(J)=(SIGMA(J)/1.E+03)+1
C CALCULO DE LA ALCALINIDAD TOTAL (MEQ/K'.):::
TALC(J)=ALC(J)/D(J)
ZZ(1)=0.0
ZZ(2)=Z(J)
SS(1)=S(J)
SS(2)=S(J)
TT(1)=T(J)
TT(2)=T(J)
CCL(1)=CL(J)
ATT(1)=AT(J)
ATT(2)=AT(J)

```

C CALCULO DEL EFECTO DE LA PRESION SOBRE LAS CIFES. DE DISOCIACION  
 C DEL ACIDO CARBONICO Y EL ACIDO BORICO

DO 60 I=1,2

ATSQR(I)=AIT(I)\*AIT(I)

ATCU(I)=ATSQR(I)\*AIT(I)

ATFOR(I)=ATCJ(I)\*AIT(I)

DPK1C(I)=0.013+1.319E-04\*ZZ(I)-3.071E-07\*ZZ(I)\*AIT(I)-0.141E-06

&ATSQR(I)-7.02E-08\*ZZ(I)\*ZZ(I)

DPK2C(I)=-2.015+0.833E-04\*ZZ(I)-41.905E-07\*ZZ(I)\*AIT(I)+

80.182E-06\*ATSQR(I)

DPK3(I)=1.409E-04\*ZZ(I)-4.515E-07\*ZZ(I)\*AIT(I)-0.162E-08\*

&ZZ(I)+1.750E-14\*ATSQR(I)\*ZZ(I)

C CIFES. DEL ACIDO CARBONICO A UNA ATMOSFERA (LAMAN, 1956).

PK1(I)=6.340147-2.955418E-07\*IT(I)+7.551020E-05\*(IT(I)\*\*2)

&-1.004432E-02\*CCL(I)+5.705409E-05\*IT(I)\*CCL(I)

PK2(I)=9.802309-7.988535E-07\*IT(I)+1.629283E-04\*(IT(I)\*\*2)

&-7.434745E-05\*(IT(I)\*\*3)-2.312676E-02\*CCL(I)-4.318717E-04\*

&IT(I)\*CCL(I)-3.254867E-06\*(IT(I)\*\*2)\*CCL(I)+1.610936E-04

&\*(CCL(I)\*\*2)+1.054953E-05\*IT(I)\*(CCL(I)\*\*2)

PKB1(I)=9.262718-1.259625E-02\*IT(I)+7.551020E-05\*(IT(I)\*\*2)-

&1.634087E-02\*CCL(I)+5.572474E-05\*IT(I)\*CCL(I)

AK1C(I)=10.\*\*(-PK1(I))\*10.\*\*(DPK1C(I))

AK2C(I)=10.\*\*(-PK2(I))\*10.\*\*(DPK2C(I))

AKB(I)=10.\*\*(-PKB(I))\*10.\*\*(DPKB(I))

60 CONTINUE

C CALCULO DEL CO2 TOTAL EN EL AGUA DE MAR

SH(J)=-PH(J)

X(J)=10.\*\*SH(J)

TCO2(J)=((X(J)\*X(J)+X(J)\*AK1C(1)+AK1C(1)\*AK2C(1))/

&(X(J)\*AK1C(1)+2.\*\*AK1C(1)\*AK2C(1)))+(TALC(J)-(0.0210\*CL(J)

&AKB(1))/(X(J)+AKB(1))

PH2(J)=PH(J)

40 SH1(J)=PH2(J)

C CALCULO DEL CO2 TOTAL DECREMENTADO DEL PH INICIAL:

A2(J)=10.\*\*(-SH1(J))

XINC(J)=((A2(J)\*A2(J)+A2(J)\*AK1C(2)+AK1C(2)\*AK2C(2))/

&(A2(J)\*AK1C(2)+2.\*\*AK1C(2)\*AK2C(2)))+(TALC(J)-(0.0214\*CL(J)

&AKB(2))/(A2(J)+AKB(2))

C DIFERENCIA ENTRE EL CO2 TOTAL CALCULADO CON EL

C PH INICIAL Y EL CO2 TOTAL CALCULADO CON EL PH

C DECREMENTADO:

DIF(J)=TCO2(J)-XINC(J)

C DECREMENTOS DEL VALOR DEL PH:

PH2(J)=SH1(J)-0.005

IF(DIF(J).LT.1.E-03)GO TO 42

GO TO 40



APENDICE II.- PROGRAMA PARA CALCULAR EN 'IN SITU',  
 BIENIDO DE CARBONO TOTAL Y SUS COMPONENTES, TANTO  
 POR CIENTO DE SATURACION 'IN SITU' PARA CALCITA USA-  
 DO LAS ECUACIONES DE INGLE (1975).

```

COMPILER DOUBLE PRECISION
C ::::: CALCULO DEL IN 'IN SITU' DEL CO2 TOTAL
C ::::: % DE CALCITA, % DE ATENCITA EN AGUA DE MAR
C ***** CONSTANTES DE PERIBACI(1977) Y VALORES DE INGLE(1975)
C ***** Z=PROFUNDIDAD, T= TEMPERATURA,
C ***** S=SALINIDAD, PH=PH CONOCIDO POR TEMPERATURA
C ***** AL=ALCALINIDAD DEL AGUA DE MAR
DIMENSION ZZ(2), SL(2), AT(2), ATGR(2)
C, ATCU(2), ATOR(2), PH10(2), T(50), S(50), PH(50)
C, ALC(50), AT(50), CL(50), SPO(50), A(50), PHO(50), R(50),
C, RT(50), SIGMA(50), D(50), TALC(50), SU(50), X(10), TCO2(50)
C, ASH1(50), A2(50), YLUC(50), DIF(50), PHIP(50), ALSP(50),
C, YAC(50), HCO3(50), CO2(50), CACO3(50), AKC(50), CSC(50),
C, BDKPC(2), BDKR(2), PH1(2), PH2(2), AL10(2), AK20(2), AKR(2),
C, TT(2), CCL(2), PCS(50), PR1(2), PR2(50)
WRITE(17,105)
105 FORMAT(//, 2Y, 'PROF', 5X, 'TEMP', 5X, 'SAL', 7X, 'PH1', 7X, 'TALC', 6X,
1 'PH2P', 5X, 'CO2TOTAL', 3X, 'ALC', 5X, 'S', 3X, 'SAT', 'CALC', 7X, 'DIF', //)
ACCEPT 'CUANTAS SERIES DE DATOS', N
READ(15) ((Z(J), T(J), S(J), PH(J), ALC(J)), J=1, N)
DO 100 J=1, N
C *****CALCULO DE LA TEMPERATURA ABSOLUTA (K)
AT(J)=(273.16+T(J))
C *****CALCULO DE LA CLORINIDAD DEL AGUA DE MAR
CL(J)=(S(J)/1.80455)
C *****CALCULO DE LA DENSIDAD DEL AGUA Y SIGMA-T
SPO(J)=-0.093+S(J)*(0.814941(J))+(-0.000682+S(J)
1*0.0000068))
A(J)=T(J)*(4.53169-T(J))*(0.545749+T(J))*(0.047567)+T(J)
2*(0.000001438)))/(T(J)+67.20)
H(J)=1+((-0.000011545*T(J)+0.000001135)*T(J)-0.0047267)*T(J)
PH(J)=((0.0000001727+1(J))-0.000001144)*1(J)+0.00019030)+T(J)
SIGMA(J)=A(J)+(H(J)+T(J)*SPO(J))*SPO(J)
D(J)=(SIGMA(J)/1.8+T3)+1
C *****CALCULO DE LA ALCALINIDAD TOTAL (MEQ/KG)
TALC(J)=ALC(J)/D(J)
ZZ(1)=0.0
ZZ(2)=Z(J)
SS(1)=S(J)
SS(2)=S(J)
TT(1)=T(J)
TT(2)=T(J)

```

```

CCL(1)=CL(J)
CCL(2)=CL(J)
ATT(1)=AT(J)
ATT(2)=AT(J)
C * CALCULO DEL EFECTO DE LA TENSION SOBRE LAS CTES. DE
C ** DISOCIACION DEL ACIDO CARBOINICO Y DEL ACIDO OSSICO
DO 63 I=1,2
ATSGR(I)=ATT(I)*ATT(I)
ATCU(I)=ATSGR(I)*ATT(I)
ATFOR(I)=ATCU(I)*ATT(I)
DPK1C(I)=0.113+1.314E-04*ZZ(I)-0.001E-07*ZZ(I)+ATT(I)-0.101E-04*
KATSGR(I)-0.02E-08*ZZ(I)*ZZ(I)
DPK2C(I)=-0.01E+0.39E-04*ZZ(I)-1.51E-07*ZZ(I)+ATT(I)+0.11E-04*
KATSGR(I)
DIFF(I)=1.399E-07*ZZ(I)-4.11E-17*ZZ(I)*ATT(I)-0.11E-04*ZZ(I)+ZZ(I)+
81.759E-14*ATSGR(I)*ZZ(I)*ZZ(I)
C ** CTES. DEL ACIDO CARBOINICO A UNA ATMOSFERA DE BACH, 1977)
PK1(I)=-13.7231+0.031334*ATT(I)+3215.76/ATT(I)+1.11E-05A
XSS(I)*ATT(I)-0.1032*(SS(I)+0.5)
PK2(I)=5371.9645+1.671221*ATT(I)+0.22917*SS(I)+10.7400
XALOG10(SS(I))-12*875.2E/ATT(I)-2194.305*ALOG10(ATT(I))-
7E.0044E-04*SS(I)*ATT(I)-5617.11*ALOG10(SS(I))/ATT(I)+0.13E+
XSS(I)/ATT(I)
PKR(I)=9.26271E-1.759425E-04*ATT(I)+7.551025E-05*(ATT(I)**2)-
81.62437E-02*CCL(1)+5.572474E-05*ATT(I)*CCL(1)
AK1C(I)=10.**(-PK1(I))*10.**(DPK1C(I))
AK2C(I)=10.**(-PK2(I))*10.**(DPK2C(I))
AKR(I)=10.**(-PKR(I))*10.**(DKR(I))
60 CONTINUE
C **** CALCULO DEL CO2 TOTAL EN EL AGUA DE SAP
SH(J)=-PH(J)
X(J)=10.**SH(J)
TCO2(J)=((X(J)*X(J)+X(J)*AL1C(1)+AL1C(1)*AL1C(1))/
5(X(J)*AK1C(1)+2.*AK1C(1)*AL2C(1)))
8*(TALC(J)-(0.0219*CL(J)*AKR(1))/(X(J)+ALB(1)))
PH2(J)=PH(J)
40 SH1(J)=-PH(J)
C **** CALCULO DEL CO2 TOTAL DECREMENTANDO EL PH INICIAL(T)
A2(J)=10.**(-SH1(J))
XINC(J)=((A2(J)*A2(J)+A2(J)*AK1C(2)+AK1C(2)*AK2C(2))/
5(A2(J)*AK1C(2)+2.
*(AK1C(2)*AK2C(2)))*(TALC(J)-(0.0219*CL(J)*AKR(2))/
5(A2(J)+AKB(2))))
C *** DIFERENCIA ENTRE EL CO2 TOTAL CALCULADO
C *** CON EL PH INICIAL Y EL CO2 TOTAL
C *** CALCULADO CON EL PH DECREMENTADO
DIF(J)=TCO2(J)-XINC(J)
IF(DIF(J).LT.1.E-03)GO TO 40
C **** DECREMENTOS DEL VALOR DEL PH
PH2(J)=SH1(J)-0.005
GO TO 40

```

```

C ***** CALCULO DEL PH EN SITIO CORREGIDO POR TEMP. Y PRESION
42 PHTP(J)=-ALOG10(A2(J))
C ***** CALCULO DE LA ALCALINIDAD ESPECIFICA
  AESP(J)=TALC(J)/CL(J)
C ***** CALCULO DE LA ALCALINIDAD DE LOS CARBONATOS
  AC(J)=TALC(J)-(0.0019*CL(J)+AKF(2))/(A2(J)+AKF(2))
C ***** CALCULO DE LA CONCENTRACION DE BICARBONATOS
  HCO3(J)=(AC(J)*A2(J))/(A2(J)+7.*AK2C(2))
C ***** CALCULO DE LA CONCENTRACION DE LOS CARBONATOS TOTALES
  CO3(J)=(AC(J)+AK2C(2))/(A2(J)+7.*AK2C(2))
C ***** PRODUCTO DEL CALCIO TOTAL Y LOS CARBONATOS TOTALES
  CACO3(J)=0.731*CL(J)*CO3(J)
C ***** PRODUCTO DE SOLUBILIDAD DE LA CALCITA A UNA AT. (INGLIS, 1975)
  PCS(J)=(-34.452-39.766AS(J)+*(0.3377)+110.21*ALOG10(S(J))-
  57.5752*1.E-06*AT(J)**2)*1.E-01
C ***** CORRECCION DEL PRODUCTO DE SOLUBILIDAD DE CALCITA POR
C ***** CAMBIO DE PRESION :
  FEXP(J)=((((46.5-0.53*T(J))*Z(J)-10.)/10.))+(((((-5.40E-03+1.845
  0E-04*T(J))*((Z(J)-10.))+2.)/100.))/(1899.3*(T(J)+273.15))
C ***** PRODUCTO DE SOLUBILIDAD DE CALCITA PARA 100 ATMOSFERAS
  AKC(J)=(PCS(J))*(10.**(-FEXP(J)))
C ***** PORCENTAJE DE SATURACION DE LA CALCITA
  FSC(J)=CACO3(J)*100/AKC(J)
  WRITE(12,10*)Z(J),T(J),S(J),PH(J),TALC(J),PHTP(J),TCO3(J),AESF(J),
  FSC(J)
100 CONTINUE
101 FORMAT(7X,F7.2,4X,F5.3,4X,F4.3,5Y,F7.4,5Y,F5.3,5Y,F7.4,5Y,F7.4,
  85Y,F6.4,5X,F7.3)
  STOP
  END

```

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

- Alvarez-Borrego, S., L. I. Gordon, L. B. Jones, P. K. Park y R. M. Pytkowicz. 1972. Oxygen-carbon dioxide-nutrients relationships in the southeastern region of the Bering Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 28: 71-93.
- Alvarez-Borrego, S. y P. K. Park. 1973. Oxygen-Total Inorganic Carbon Dioxide Relationship in the Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 29: 23-32.
- Anderson, D. H. y R. J. Robinson. 1946. Rapid electrometric determination of the alkalinity of seawater using a glass electrode. *Ind. Eng. Chem., Anal. Ed.* 18 : 767-773.
- Been-Yaakov, S. 1970. A method for calculating the in situ pH of seawater. *Limnol. Oceanogr.* 15 : 326-328,
- Culberson, C. y R. M. Pytkowicz. 1968. Effect of pressure on carbonic acid, boric acid, and the pH in seawater. *Limnol. Oceanogr.* 13 : 403-417.
- Culberson, C., R. M. Pytkowicz y J. E. Hawley. 1970. Seawater alkalinity determination by the pH method. *J. Mar. Res.* 28 : 15-21.
- Culkin, F. 1965. The major constituents of seawater. En *Chemical Oceanography*, Vol. 1. Ed. J. P. Riley y G. Skirrow. Academic Press, New York : 121-161.

- Edmond, J. M. y J. M. Gieskes. 1970. On the calculation of the degree of saturation of seawater with respect to calcium under in situ conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 34 : 1261-1291.
- Gieskes, J. M. 1969. Effect of temperature on the pH of seawater. *Limnol. Oceanogr.* 14 : 679-685.
- Gordon, L. I. 1973. A study of carbon dioxide partial pressures in surface waters of the Pacific Ocean. Ph.D. thesis. Oregon State Univ., Corvallis. 216 pp.
- Griffits, R. G. 1968. Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, Spring of 1960. *Spec. Scient. Rep.-Fish., U. S. Fish Wildl. Serv.*: 47 pp.
- Harvey, H. W. 1955. The chemistry and fertility of seawaters. Cambridge Univ. Press. 224 pp.
- Hawley, J. y R. M. Pytkowicz. 1969. Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressure and 2°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 1557-1561.
- Ingle, S. E. 1975. Solubility of calcita in the ocean. *Marine Chemistry*, 3 : 301-319.
- Klawe, W. L. 1970. Distribución, abundancia y ecología de atunes larvales a la entrada del Golfo de California. *Comisión Inter-Americana del Atún Tropical*. 14 : 532-544.

- Lyman, J. 1956. Buffer mechanism of seawater. Ph.D. thesis. Univ. -- Calif., Los Angeles, 196 pp.
- Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley y R. M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.* 18 : 897-907.
- Park, K. 1965. Total carbon dioxide in sea water. *J. Oceanog. Soc. Japan*, 21 : 54-59.
- \_\_\_\_\_. 1966b. Surface pH of the northeastern Pacific Ocean. *J. Oceanol. Soc. Korea* 1 : 1-6.
- \_\_\_\_\_. 1968a. The processes contributing to the vertical distribution of apparent pH in the northeastern Pacific Ocean. *J. Oceanol. Soc. Korea* 3 : 1-7.
- Roden, G. I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pac. Sci.* 12 : 21-45.
- \_\_\_\_\_. 1964. Oceanographic aspects of Gulf of California. *Marine Geology of the Gulf of California, a Symposium.* Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Mem. 3 : 30-58.
- Roden, G. I. y G. W. Groves. 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.* 18 : 10-35.
- Skirrow, G. 1965. The dissolved gases-carbon dioxide. En *Chemical -- Oceanography*, Vol. 1. Ed. J. P. Riley y G. Skirrow. Academic Press, New York : 227-322.

- Stevenson, M. R. 1970. On the physical and biological oceanography near the entrance of the Gulf of California, October 1966-August 1967. Inter. Amer. Trop. Tuna Comm., Bull. 14 : 389-504.
- Sverdrup, H. U. 1941. The Gulf of California: Preliminary discussion of the cruise "E. W. Scripps" in February and March, 1939. 6th. Pac. Sci. Cong. Proc. 3 : 161-166.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson y R. H. Fleming. 1942. The oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall Inc., N. J. 1087 pp.
- Villaseñor-Casales, A. 1974. Hidrología de la parte norte del Golfo de California a finales de invierno. Tesis profesional. Escuela Superior de Ciencias Marinas. U. A. B. C. 51 pp.
- Warsh, C. E., K. L. Warsh y R. C. Staley. 1973. Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. Deep-Sea Res., 20 : 561-570.
- Whitfield, M. 1974. Accumulation of fossil CO<sub>2</sub> in the atmosphere and in the sea. Nature, 247 : 523-525.