

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE

EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION DE OCEANOLOGIA

DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA

LIBRO	TAT 70
101	18 R
2908	
	ARUT. 01
2920.55	ANCI
	ANCI

BALANCE ESTACIONAL DE CALOR Y SAL EN  
GOLFO NUEVO, ARGENTINA

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para  
obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

ANDRES LUJAN RIVAS

Ensenada, B. C., Junio de 1985

RESUMEN de la Tesis de Andrés Luján Rivas, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOLOGIA con opción en OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California, México. Junio de 1985.

BALANCE ESTACIONAL DE CALOR Y SAL EN GOLFO NUEVO, ARGENTINA.

Resumen aprobado por:

  
Dr. Pedro Ripa  
Director de Tesis

El Golfo Nuevo es una cuenca semicerrada de forma casi circular, localizada a  $42^{\circ}30'$  de latitud Sur sobre la costa atlántica de América. Su diámetro es cercano a 56 km y sus profundidades máxima y media equivalente son de 170 y 104 m respectivamente. Comunica con el mar abierto por una boca de 16 km de ancho y 44 m de profundidad media.

En el período comprendido entre Abril de 1982 y Enero de 1983 se efectuaron cinco cruceros oceanográficos, realizándose 26 estaciones en cada uno de ellos, cubriendo todo el golfo y la zona exterior aledaña a la boca. Los datos hidrográficos obtenidos, indican una homogeneidad horizontal notable durante todo el año. El golfo evoluciona desde un estado de mezcla completa en otoño e invierno, hasta un estado estratificado, que alcanza sus máximos valores de estabilidad a fines del verano.

Se discute el balance térmico igualando el calor almacenado en los intervalos entre cruceros a la suma de los intercambiados a través de la superficie y la boca, encontrándose que los tres términos son igualmente importantes. Empleando una expresión similar para el balance de sal, nuevamente se encuentra que las tres componentes son comparables.

Los flujos de calor y sal a través de la boca son parametrizados como un coeficiente que multiplica la diferencia de temperatura o salinidad entre el interior y el exterior del golfo. El valor de este coeficiente estimado utilizando los datos de temperatura es un orden de magnitud mayor que el obtenido con los datos de salinidad. Este desacuerdo proviene de que las diferencias de temperatura observadas entre el interior del golfo y el mar abierto son menores que las reales (no así para salinidad), debido a que las estaciones exteriores están demasiado cerca de la boca.

Análogamente, se parametrizan los flujos en la superficie como un coeficiente que multiplica al gradiente vertical de temperatura o salinidad. En este caso los valores estimados para el coeficiente, si bien mayores a los reportados en la bibliografía, resultan similares para calor y sal.

Para estudiar la evolución de la estructura vertical de

los campos de temperatura y salinidad, se construye un modelo con las siguientes características:

1- Los flujos de calor y sal por la interfase aire-mar son prescriptos como un valor medio más una fluctuación armónica anual.

2- Los flujos a través de la boca se parametrizan de la forma ya descrita, ajustando las variables exteriores observadas a un valor medio más una oscilación anual.

3- En el interior, se desprecia la estructura horizontal y el intercambio vertical se parametriza con la difusión ya explicada más un término de mezcla que homogeneiza aquellas capas que presenten inversiones de densidad.

El modelo reproduce los campos de temperatura y salinidad satisfactoriamente. La concordancia alcanzada es mejor para la temperatura que para la salinidad debido a la influencia dominante que tiene aquella variable sobre el campo de densidad, lo cual fuerza al modelo a optimizar su rendimiento con valores artificialmente grandes del coeficiente de intercambio en la boca.

Dedicatoria.

A María, Ana Lucía, Flor, Pablo y Eli.

A mamá.

A la memoria de papá.

## AGRADECIMIENTOS

La participación del Dr. Pedro Ripa en el desarrollo de este trabajo, manifestada a través de oportunos comentarios y certeras críticas, ha tenido una influencia decisiva en esta etapa de mi formación profesional. Por este motivo, deseo agradecerle sinceramente haber fungido como director de esta tesis y permitirme gozar de su amistad.

A los miembros de mi comité: Dr. Antoine Badan, M. en C. Silvio Guido Marinone, Dr. Mario Martínez y M. en C. José María Robles, les agradezco las sugerencias brindadas.

A todos mis compañeros de estudio las manifestaciones de estímulo y afecto recibidas.

Al Centro Nacional Patagónico y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría.

A todas las personas que de una u otra manera han contribuido para que estos dos años vividos en México, sean en el futuro, un dulce recuerdo para la familia Rivas.

## INDICE

	Pag.
1 - INTRODUCCION	1
2 - AREA DE ESTUDIO E INFORMACION DISPONIBLE	4
2.1 Area de estudio	4
2.2 Observaciones hidrográficas	6
2.2.1 Datos	6
2.2.2 Análisis preliminar	9
2.3 Observaciones meteorológicas	19
3 - BALANCES DE CALOR Y SAL	22
3.1 Flujos a través de la interfase aire-mar	22
3.1.1 Flujo de calor	22
3.1.2 Flujo de sal	32
3.2 Contenidos de calor y sal	36
3.3 Balances de calor y sal y flujos a través de la boca	38
3.4 Interpretación de resultados	43
4 - MODELO NUMERICO	54
4.1 Motivación y formulación	54
4.2 Discretización y resolución	61
4.3 Calibración	65
4.4 Resultados	72
5 - CONCLUSIONES	91
- LITERATURA CITADA	103
- APENDICE	107
A- Solución analítica del modelo de dos capas	107

## LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Carta batimétrica del Golfo Nuevo y localización de las estaciones hidrográficas (copiada de la carta H-215 confeccionada por el Servicio de Hidrografía Naval de la República Argentina).	5
2	Diagramas T-S por crucero.	11
3	Flujo superficial de calor, promedios mensuales e incertezas en $W\ m^{-2}$ .	33
4	Valores medios "interiores" (estaciones 1 a 24) y "exteriores" (estaciones 25 y 26) de temperatura por crucero. Sentido del flujo de calor a través de la boca, calculado como la diferencia entre el calor que entra por superficie y el almacenado, para los períodos entre cruceros.	45
5	Valores medios "interiores" (estaciones 1 a 24) y "exteriores" (estaciones 25 y 26) de salinidad en función del tiempo. Sentido del flujo de sal a través de la boca, calculado como la diferencia entre la sal que entra por superficie y la almacenada, para los períodos entre cruceros.	47
6	Perfiles verticales promedio de temperatura por crucero.	55
7	Representación esquemática del modelo implementado: $\Delta Z_i$ espesor de la capa $i$ -ésima, $A_i$ área horizontal, $X_i$ ancho de la boca en la interfase entre las capas $i$ e $i+1$ , y $T_{oc}$ temperatura del océano asociada a la capa $i$ -ésima.	62

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
8	Contornos de la variable de desajuste entre el modelo y los datos, ecuación (39), en función del coeficiente de difusión (K) y del coeficiente de intercambio por la boca ( $\mu$ ). a) para temperatura ( $\epsilon_T$ ), b) para salinidad ( $\epsilon_S$ ) y c) global ( $\epsilon_G$ ).	70
9	Temperatura de cada capa en función del tiempo, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	74
10	Perfil de temperatura correspondiente al crucero 1, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	77
11	Perfil de temperatura correspondiente al crucero 2, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	78
12	Perfil de temperatura correspondiente al crucero 3, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	79
13	Perfil de temperatura correspondiente al crucero 4, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	80
14	Perfil de temperatura correspondiente al crucero 5, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	81
15	Salinidad de cada capa en función del tiempo, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	83
16	Perfil de salinidad correspondiente al crucero 1, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	86
17	Perfil de salinidad correspondiente al crucero 2, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	87

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
18	Perfil de salinidad correspondiente al crucero 3, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	88
19	Perfil de salinidad correspondiente al crucero 4, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	89
20	Perfil de salinidad correspondiente al crucero 5, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.	90
21	Valores observados de temperatura en función de la profundidad y el tiempo. Los puntos (o) indican las observaciones.	92
22	Valores de temperatura calculados por el modelo en función de la profundidad y el tiempo.	93
23	Flujo superficial de calor, valores observados (o) y función ajustada (forzamiento del modelo).	94
24	Flujo superficial de sal, valores observados (o) y función ajustada (forzamiento del modelo).	95
25	Contenido de calor por unidad de volumen. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.	97
26	Contenido de sal por unidad de volumen. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.	98
27	Flujo de calor a través de la boca. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.	100
28	Flujo de sal a través de la boca. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.	101

## LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Fecha de realización, duración y número de estaciones efectuadas en los cruceros analizados.	8
II	Valores medios horizontales, desviaciones estándar y número de datos empleados para las variables temperatura y salinidad. Para cada crucero y capa (con el intervalo de profundidades indicado en m).	16
III	Valores de los coeficientes y sus incertezas y porcentaje de varianza explicada, obtenidos al ajustar una oscilación anual a los promedios horizontales de temperatura y salinidad en cada capa.	18
IV	Flujos superficiales de calor, valores medios mensuales en $W m^{-2}$ . Signo positivo indica calor ganado por el golfo.	30
V	Valores medios mensuales de evaporación (E) y precipitación (P) en $10^{-6} mm s^{-1}$ .	35
VI	Términos del balance de calor calculados para los periodos entre cruceros.	41
VII	Términos del balance de sal calculados para los periodos entre cruceros.	42
VIII	Valores de los coeficientes empleados en el modelo con 10 capas: 1) dimensiones de cada capa, 2) parámetros físicos, 3) coeficientes de los ajustes realizados a las variables exteriores y 4) condiciones iniciales.	115

## 1 - INTRODUCCION

Si admitimos como definición de cuenca semicerrada la brindada por Nihoul (1982), quien estableció que son aquellas porciones de mar rodeadas casi completamente por costas y cuya comunicación con el océano abierto es limitada, encontramos que el Golfo Nuevo, localizado en la Patagonia Argentina, reúne todas las características de una cuenca semicerrada. Por este motivo, no resulta difícil establecer sus fronteras. Sin embargo, para definir un sistema físico es necesario además de delimitarlo en el espacio, establecer las condiciones bajo las cuales se produce la interacción con el exterior. Por no existir ríos que desemboquen en él ni otro tipo de escurrimientos, el problema planteado por las condiciones de contorno se limita a la superficie libre (forzado atmosférico) y a la región de la boca (interacción con el océano adyacente).

La circunstancia de contar con un conjunto de datos hidrográficos que espacialmente cubren todo el golfo y la zona exterior aledaña a la boca y poseen una resolución temporal apropiada para el estudio de la variabilidad estacional, brinda una excelente oportunidad para analizar la influencia del forzamiento exterior sobre la estructura termo-halina del golfo. Por ese motivo, se planteó como objetivo de esta tesis describir la distribución espacial y la evolución anual del

campo de densidad en el Golfo Nuevo, identificar a los principales agentes físicos responsables y analizar sus mecanismos de acción. Para ello, se realizó una recopilación de la bibliografía existente sobre el tema, encontrándose que en general la información elaborada es, además de escasa, variada y dispersa. Se analizaron y sistematizaron todos los datos hidrográficos sobre el área de estudio que fue posible reunir (habiéndose contribuido en el muestreo de gran parte de los mismos) y que se estima constituyen más del 90 % del total existente. Del análisis de esta información, así como también del estudio que se realiza sobre los efectos del forzamiento atmosférico en el golfo y de su interacción con el océano abierto, fue posible extraer ideas y conclusiones que permitieron parametrizar, de una manera sencilla y con resultados satisfactorios, los procesos difusivos que tienen lugar en el interior del golfo y los flujos de calor y sal a través de la boca.

En el capítulo 2 se da una somera descripción del Golfo Nuevo y se detallan los datos empleados, tanto hidrográficos como meteorológicos, especificándose su resolución espacial y temporal y describiéndose los análisis preliminares realizados para condensar la información contenida en los mismos. Con estos datos, en el capítulo 3 se realizan las estimaciones de los flujos de calor y sal que intervienen en los balances respectivos, así como también de los errores involucrados en

los cálculos, analizando los resultados obtenidos y cotejándolos con las conclusiones a que arribaron otros autores. En el capítulo 4, luego de identificar las características generales más sobresalientes de los campos de temperatura y salinidad e individualizar a los principales agentes responsables de las mismas, se simula numéricamente su evolución anual, con muy buenos resultados. Por último, se destina un capítulo a la recopilación de las conclusiones extraídas a lo largo de todo el trabajo.

## 2 - AREA DE ESTUDIO E INFORMACION DISPONIBLE

### 2.1 Area de estudio

El Golfo Nuevo es una cuenca semicerrada localizada sobre la costa atlántica de Sud América a aproximadamente  $42^{\circ}30'$  de latitud Sur. Su forma es casi circular, con un diámetro que puede estimarse en 56 km. La batimetría varía suavemente alcanzando la profundidad máxima (170 m) en la zona central. La profundidad media equivalente (es decir aquella que multiplicada por el área de la superficie es igual al volumen) es de 104 m. Ver figura 1. Se comunica con el mar abierto por medio de una boca estrecha, 16 km de ancho, que si bien está atravesada longitudinalmente por un cañon angosto y profundo que alcanza los 120 m de profundidad, puede considerarse somera pues su profundidad media equivalente es de 44 m.

Los registros obtenidos en la estación mareográfica de Puerto Madryn (situada en el extremo Sud-Oeste del golfo) indican que el régimen de mareas es semidiurno con un rango medio de 3.78 m (Servicio de Hidrografía Naval, 1974). Suponiendo por simplicidad que la zona de la boca es un

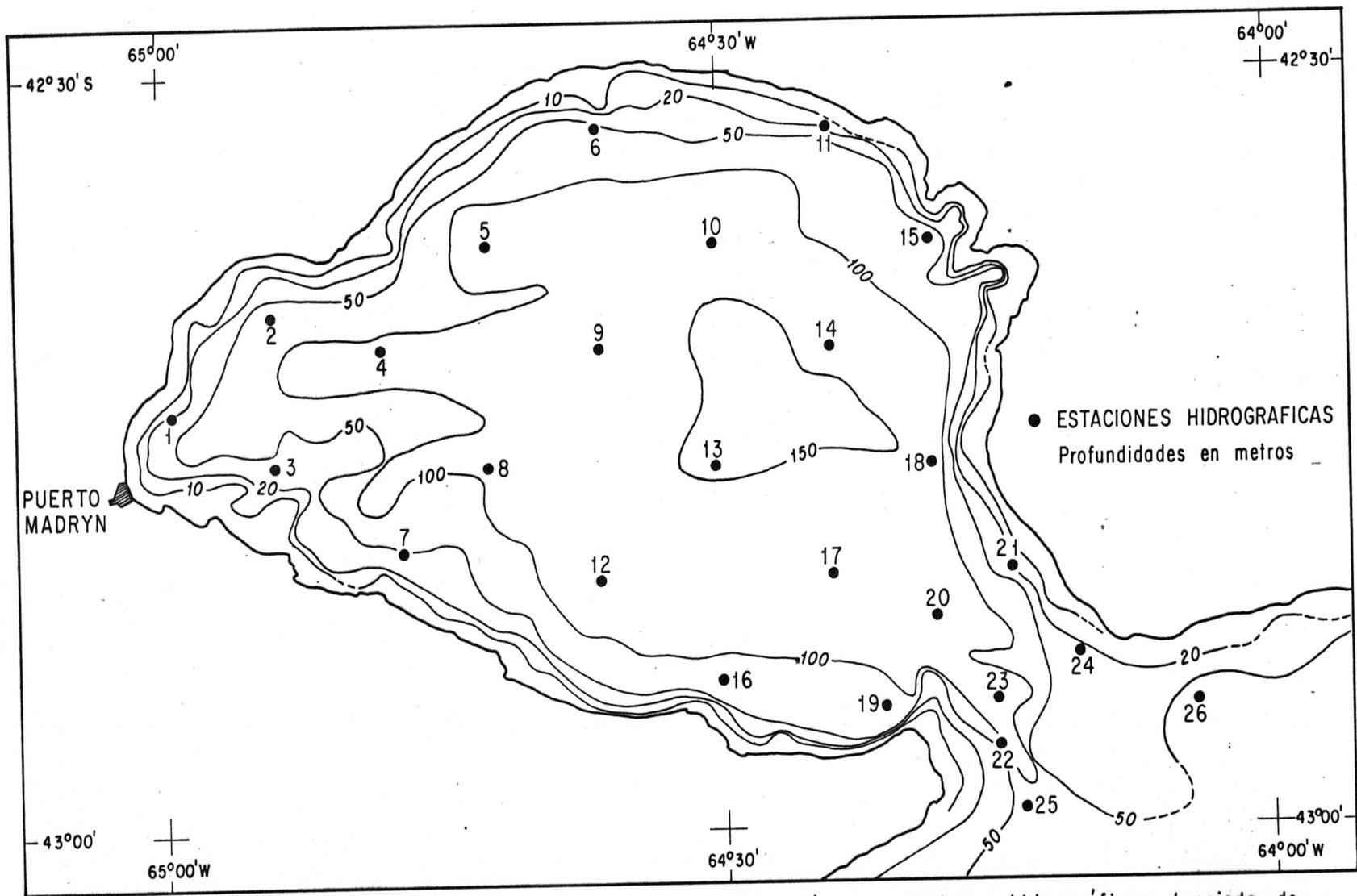


FIG. 1:- Carta batimétrica del golfo Nuevo y localización de estaciones hidrográficas. (copiada de la carta H-215 editada por el Servicio de Hidrografía Naval de la República Argentina)

canal de profundidad constante y que la amplitud de marea en esa zona es similar a la registrada en Puerto Madryn, obtenemos (resolviendo las ecuaciones de movimiento unidimensionales, linealizadas, libres de fricción y sin rotación) velocidades máximas del orden de  $0.8 \text{ m s}^{-1}$ , que dan una excursión de aproximadamente 17 km para la marea en la boca.

## 2.2 Observaciones hidrográficas

### 2.2.1 Datos

En el período comprendido entre Abril de 1982 y Enero de 1983, el Centro Nacional Patagónico (CEPAT), organismo dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de la República Argentina, efectuó cinco cruces oceanográficos a bordo del B/O "El Austral" (el que fuera "Atlantis I", cuando dicha embarcación pertenecía a Woods Hole Oceanographic Institution de los Estados Unidos de Norteamérica). En cada uno de estos cruces se realizaron mediciones en 26 estaciones fijas,

cubriendo todo el golfo y la zona exterior al mismo alledaña a su boca (estaciones número 25 y 26 en la figura 1).

Usando botellas Nansen y termómetros de inversión, se midieron temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes. Las profundidades en las que se efectuaron las observaciones fueron aproximadamente: 0, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125 y 150 m. En aquellas estaciones donde la profundidad sondeada era inferior a 150 m, las botellas fueron arriadas a las profundidades tipo, indicadas anteriormente, adicionándose una botella de "fondo", la cual, era bajada hasta 5 m por encima de la profundidad sondeada.

La tabla I indica las fechas de realización y la duración de cada uno de los cruceros. Durante el crucero realizado en el mes de Julio no se cubrieron las estaciones número 25 y 26, situadas fuera del golfo, siendo este el único hueco existente en la información reportada en los párrafos anteriores.

De todas las variables medidas, son de interés para este trabajo la temperatura, la salinidad y la profundidad de observación. La temperatura fue medida mediante el uso combinado de termómetros protegidos y no

Tabla I: Fecha de realización, duración y número de estaciones efectuadas en los cruceros analizados.

CRUCERO	INICIO	FIN	DURACION	ESTACIONES REALIZADAS
1	15/04/82	18/04/82	3 días	26
2	30/06/82	02/07/82	2 días	24
3	31/08/82	03/09/82	4 días	26
4	02/11/82	05/11/82	3 días	26
5	15/01/83	19/01/83	4 días	26

protegidos y el error de observación es del orden de 0.02 °C. Para las determinaciones de salinidad, efectuadas en el laboratorio de tierra con un salinómetro inductométrico, el error de observación puede estimarse en 0.003 ups. Las profundidades a las cuales fueron tomadas las muestras se calcularon teniendo en cuenta la longitud de cable filado y el ángulo de inclinación respecto a la vertical, así como también la profundidad termométrica en cada lance. El análisis de los errores cometidos indica que la precisión con que se estimaron las profundidades de muestreo es del orden de 1 m.

#### 2.2.2 Análisis preliminar

Las variables observadas en cada estación y crucero fueron interpoladas a las profundidades estándar, empleando para ello un "spline" cúbico. En general la botella Nansen destinada a tomar las muestras de superficie fue abierta a una profundidad de típicamente 1 ó 2 m. Por ese motivo, el proceso empleado para calcular los valores de las variables muestreadas correspondientes a la profundidad de  $z = 0$  m resultó ser una extrapolación. El método de interpolación usado no es efectivo para realizar extrapolaciones, por lo cual,

algunos de los valores obtenidos para  $z = 0$  m resultaron inconsistentes. Debido a esto, todos los valores correspondientes a 0 m fueron recalculados extrapolando linealmente las dos observaciones más próximas a la superficie.

Con la intención de detectar errores en los datos introducidos manualmente en cinta magnética, identificar datos poco confiables y, a la vez, obtener una idea general de la estructura espacial de los campos de temperatura y salinidad, se graficaron las distribuciones horizontales (correspondientes a cada profundidad estándar) y verticales (para cada estación individualmente y para grupos de estaciones localizadas aproximadamente sobre una línea recta) de estas variables, para cada uno de los cruceros.

También se depuraron los datos a partir de los diagramas T-S por crucero, los cuales se muestran en la figura 2 a fin de familiarizar al lector con los rangos de variación de las variables consideradas.

Luego de realizada la depuración de los datos de temperatura y salinidad, se calcularon los valores de  $\sigma_t$  para todas las estaciones, profundidades y cruceros. Las fluctuaciones en la densidad son debidas

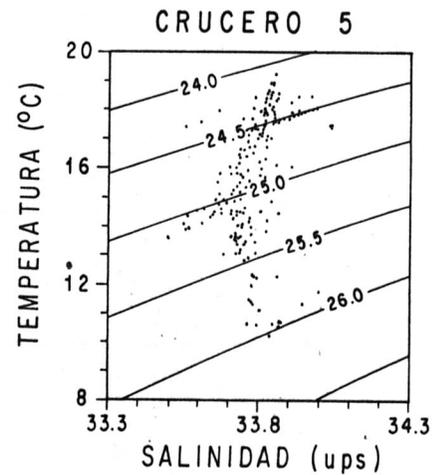
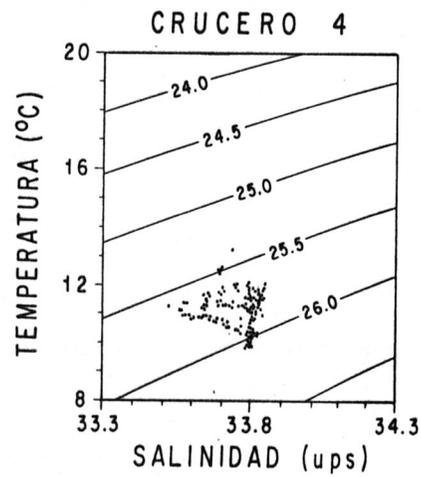
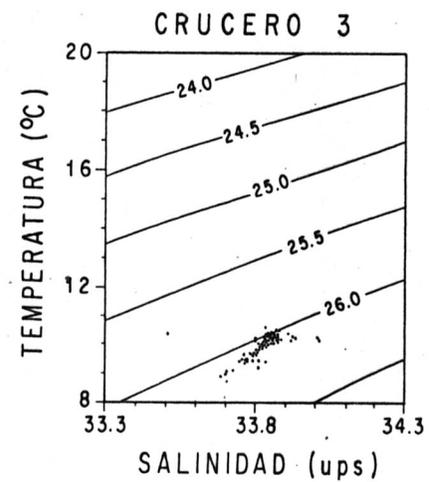
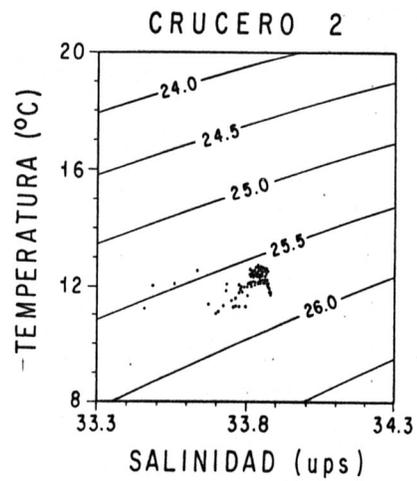
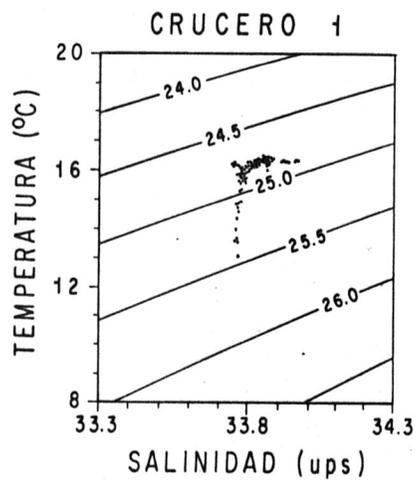


Fig. 2.- Diagramas T-S por crucero.

casi exclusivamente a cambios en la temperatura, la salinidad tiene un efecto secundario. En efecto, si  $\Delta S$  es el máximo apartamiento de la salinidad relativo a su valor medio (espacial y temporal)  $S_0$  y  $\Delta T$  es el equivalente para la temperatura, se obtiene que:

$$\alpha \Delta T \approx 20 \beta \Delta S, \quad (1)$$

donde  $\alpha$  y  $\beta$  son los coeficientes de expansión térmica y contracción salina respectivamente (calculados para los valores  $T_0$  y  $S_0$ ).

Las distribuciones horizontales de los campos de temperatura y salinidad mostraron en general mucha homogeneidad, por lo que se calcularon los promedios horizontales de ambas variables a cada profundidad tipo.

Los datos originales tienen la forma

$$V = V(x_i, z_j, t_k), \quad (2)$$

donde  $V$  es la variable considerada (temperatura o salinidad);  $x_i$ : coordenada horizontal que identifica la estación ( $i = 1, 2, \dots, 26$ );  $z_j$ : coordenada vertical que identifica la profundidad estándar ( $j = 1, 2, \dots, 10$ );  $t_k$ : coordenada temporal que

identifica el crucero ( $k = 1, 2, \dots, 5$ ).

Se calcularon los promedios

$$V(z_j, t_k) = \frac{\sum_{i=1}^N a_i V(x_i, z_j, t_k)}{\sum_{i=1}^N a_i}, \quad (3)$$

y las desviaciones estándar

$$\sigma[V(z_j, t_k)] = \frac{\sum_{i=1}^N a_i [V(x_i, z_j, t_k) - V(z_j, t_k)]^2}{\sum_{i=1}^N a_i}, \quad (4)$$

para las estaciones interiores al golfo ( $N \leq 24$ ). En estas ecuaciones,  $N$  es el número de estaciones cuya profundidad estándar es igual a  $z_j$  y  $a_i$  es el área de influencia de la estación  $i$ -ésima en la superficie. (El área de influencia asignada a una estación hidrográfica fue definida uniendo en superficie,  $z = 0$  m, los puntos medios entre la estación en cuestión y sus vecinas).

Las ecuaciones (3) y (4) son conceptualmente exactas para  $z_j = 0$  m, emplearlas para las demás profundidades implica suponer que el área de influencia de cada estación no varía con la profundidad (a menos que la profundidad a la cual se está promediando la variable sea mayor que la profundidad de la estación, en cuyo caso, su área de influencia se toma igual a cero). Como la batimetría sólo varía en forma pronunciada en las

cercanías de la costa teniendo un comportamiento suave en el resto del golfo, la aproximación introducida no produce errores de importancia. Más aún, debido a la homogeneidad horizontal de las variables consideradas, si se calculan los promedios sin pesar cada estación los valores que se obtienen resultan prácticamente iguales a los correspondientes promedios pesados.

Si se discretiza la coordenada vertical en diez capas, localizando las interfases en forma equidistante entre dos profundidades estándar, se puede considerar que los promedios y sus desviaciones son representativos de cada capa. (En la tabla VIII, entre otros parámetros, se da un detalle de las dimensiones de estas capas). Más aún, si en las ecuaciones (3) y (4) las sumas se realizan sobre todos los valores observados en el intervalo de profundidades que define cada capa (empleando para esto los valores originales y no los datos interpolados a las profundidades tipo), las desviaciones estándar así calculadas no serán sólo una medida de las desviaciones en la horizontal, sino que, tendrán en cuenta además las dispersiones verticales en cada capa. Debido a que las profundidades de observación no difieren mayormente de las profundidades estándar, los promedios calculados para cada capa son muy similares a los evaluados para cada profundidad estándar, ocurriendo lo mismo con las

desviaciones que resultaron ser levemente superiores en el caso de considerar toda la capa.

Este esfuerzo por tratar de determinar lo más acertadamente posible los valores de temperatura y salinidad que son representativos de cada capa, así como también una medida de su incerteza, tiene por objeto preparar un conjunto de datos susceptibles de ser comparados con los resultados a obtener de un modelo numérico.

En la tabla II se muestran los valores medios, las desviaciones estándar así como también el número de estaciones empleadas en cada caso, para todos los cruceros a las diferentes profundidades. Los resultados obtenidos ponen en evidencia la fuerte homogeneidad horizontal que presentan los campos de temperatura y salinidad.

Para analizar la evolución temporal de la temperatura y la salinidad, se realizaron ajustes del tipo:

$$V(z, t) = A_0(z) + A_1(z) \cos(\omega t) + A_2(z) \sin(\omega t), \quad (5)$$

con  $\omega = 2\pi/365$  d, a los promedios horizontales

TABLA II: valores medios horizontales, desviaciones estándar y número de datos empleados para las variables temperatura y salinidad. Para cada crucero y capa (con el intervalo de profundidades indicado en m).

TEMPERATURA															
Z	CRUCERO 1			CRUCERO 2			CRUCERO 3			CRUCERO 4			CRUCERO 5		
	N	PROM.	DEST.												
0.0 - 2.5	22	16.26	0.13	21	12.34	0.25	21	10.19	0.20	24	11.80	0.48	24	18.03	0.91
2.5 - 7.5	23	16.25	0.12	28	12.39	0.24	24	10.23	0.21	23	11.64	0.36	24	17.85	0.81
7.5 - 15.0	26	16.25	0.12	23	12.37	0.25	27	10.23	0.18	24	11.55	0.34	24	17.57	0.87
15.0 - 25.0	24	16.24	0.14	24	12.37	0.28	24	10.19	0.19	24	11.36	0.27	24	16.70	0.90
25.0 - 40.0	22	16.24	0.11	23	12.37	0.22	22	10.18	0.17	24	11.25	0.22	22	15.38	0.78
40.0 - 62.5	19	16.22	0.11	21	12.30	0.35	21	10.15	0.20	21	10.96	0.25	20	14.30	0.70
62.5 - 87.5	17	16.08	0.21	18	12.30	0.30	15	10.03	0.28	16	10.61	0.28	16	13.44	0.56
87.5 - 112.5	14	15.65	0.55	13	12.30	0.36	14	9.95	0.27	15	10.43	0.26	12	12.50	0.68
112.5 - 137.5	8	14.81	0.78	5	12.22	0.50	12	9.82	0.33	9	10.01	0.11	6	11.31	0.70
137.5 - 162.5	3	13.35	0.25	4	11.89	0.38	4	9.75	0.35	4	9.92	0.16	5	10.55	0.15

SALINIDAD															
Z	CRUCERO 1			CRUCERO 2			CRUCERO 3			CRUCERO 4			CRUCERO 5		
	N	PROM.	DEST.												
0.0 - 2.5	22	33.836	0.056	21	33.844	0.054	21	33.823	0.091	24	33.743	0.082	24	33.802	0.077
2.5 - 7.5	23	33.831	0.051	28	33.837	0.055	24	33.853	0.062	23	33.740	0.079	24	33.810	0.074
7.5 - 15.0	26	33.833	0.053	23	33.836	0.056	27	33.848	0.055	24	33.740	0.095	24	33.810	0.083
15.0 - 25.0	24	33.833	0.054	24	33.842	0.054	24	33.838	0.049	24	33.763	0.086	24	33.800	0.090
25.0 - 40.0	22	33.828	0.044	23	33.840	0.050	22	33.852	0.061	24	33.768	0.074	22	33.758	0.061
40.0 - 62.5	19	33.825	0.041	21	33.824	0.044	21	33.838	0.045	21	33.788	0.057	20	33.748	0.064
62.5 - 87.5	17	33.813	0.049	18	33.823	0.069	15	33.835	0.049	16	33.783	0.047	16	33.740	0.047
87.5 - 112.5	14	33.781	0.027	13	33.819	0.077	14	33.822	0.048	15	33.785	0.051	12	33.775	0.086
112.5 - 137.5	8	33.772	0.026	5	33.809	0.051	12	33.813	0.047	9	33.799	0.033	6	33.825	0.094
137.5 - 162.5	3	33.759	0.027	4	33.790	0.050	4	33.815	0.025	4	33.787	0.029	5	33.818	0.045

mencionados en el párrafo anterior (el origen  $t = 0$  corresponde al día primero de Enero de 1982). En la tabla III se exhiben los resultados obtenidos para los coeficientes, la incerteza de cada coeficiente y el porcentaje de varianza explicada en cada caso. Estos resultados muestran que el ajuste a un valor medio más una oscilación anual es en general mejor para los datos de temperatura que para los de salinidad. Es conveniente puntualizar que los altos porcentajes de varianza explicada pueden deberse al hecho de haber ajustado una función con 3 coeficientes libres a conjuntos de sólo 5 datos.

Debido a que las variaciones espacio-temporales del campo de densidad son originadas fundamentalmente en las fluctuaciones del campo de temperatura y, teniendo en cuenta la fuerte homogeneidad horizontal que presenta este último en todo tiempo y profundidad, se consideró apropiado investigar la estructura y la evolución de los promedios  $T(z_j, t_k)$  ( $j = 1, 2, \dots, 10$ ;  $k = 1, 2, \dots, 5$ ). Para esto, se realizó la descomposición en funciones empíricas ortogonales de diferentes conjuntos de cinco series con 10 puntos cada una, construidos a partir de los datos básicos  $T(z_j, t_k)$ . Estos conjuntos con series "nuevas" se obtuvieron quitando los promedios (ya sea espaciales o temporales) a las series originales,

Tabla III: Valores de los coeficientes y sus incertezas y porcentaje de varianza explicada, obtenidos al ajustar una oscilación anual a los promedios horizontales de temperatura y salinidad en cada capa.

Z	VARIABLE	t	COS (wt)	SEN (wt)	VARIANZA EXPLICADA
0.0- 2.5	T (°C)	14.14 ± 0.41	2.25 ± 0.57	3.44 ± 0.58	96 %
	S (ups)	33.810 ± 0.011	-0.040 ± 0.016	0.030 ± 0.016	83 %
2.5- 7.5	T	14.10 ± 0.41	2.11 ± 0.58	3.42 ± 0.58	96 %
	S	33.810 ± 0.018	-0.030 ± 0.026	0.020 ± 0.026	51 %
7.5- 15.0	T	13.99 ± 0.37	1.99 ± 0.52	3.44 ± 0.52	97 %
	S	33.810 ± 0.018	-0.030 ± 0.026	0.020 ± 0.026	54 %
15.0- 25.0	T	13.74 ± 0.24	1.61 ± 0.33	3.36 ± 0.34	98 %
	S	33.810 ± 0.011	-0.030 ± 0.015	0.010 ± 0.015	74 %
25.0- 40.0	T	13.42 ± 0.03	1.04 ± 0.04	3.19 ± 0.04	99.9%
	S	33.810 ± 0.009	-0.050 ± 0.013	0.001 ± 0.013	89 %
40.0- 62.5	T	13.08 ± 0.15	0.59 ± 0.22	3.11 ± 0.22	99 %
	S	33.800 ± 0.010	-0.040 ± 0.015	-0.006 ± 0.015	79 %
62.5- 87.5	T	12.77 ± 0.23	0.17 ± 0.32	3.06 ± 0.32	98 %
	S	33.790 ± 0.009	-0.040 ± 0.012	-0.008 ± 0.012	87 %
87.5- 112.5	T	12.41 ± 0.31	-0.21 ± 0.44	2.84 ± 0.44	95 %
	S	33.790 ± 0.003	-0.020 ± 0.005	-0.010 ± 0.005	92 %
112.5- 137.5	T	11.84 ± 0.33	-0.64 ± 0.46	2.47 ± 0.46	94 %
	S	33.800 ± 0.013	0.010 ± 0.018	-0.010 ± 0.018	27 %
137.5- 162.5	T	11.20 ± 0.27	-0.74 ± 0.38	1.70 ± 0.39	92 %
	S	33.790 ± 0.014	0.010 ± 0.020	-0.010 ± 0.020	31 %

restando pares sucesivos de series o dando diferente peso a cada elemento de la serie. A pesar de haber ensayado un gran número de posibilidades, no fue posible extraer conclusiones físicas a partir de la estructura de los modos ortogonales. En todos los casos ocurrió que la varianza de una de las cinco series (la construida a partir de las observaciones realizadas en el mes de Enero) era uno o dos órdenes de magnitud mayor que las demás, por lo cual, el modo más energético, que explicaba más del 90 % de la varianza total observada, representaba tan sólo a esa serie.

### 2.3 Observaciones meteorológicas

El barco oceanográfico empleado en los cruceros contaba con instrumental meteorológico apropiado para realizar mediciones de viento, presión atmosférica, temperatura y humedad del aire; variables que se midieron en cada estación hidrográfica.

Sin embargo, la información meteorológica es aquí utilizada en el cálculo de los flujos de calor a través de la superficie del mar, para lo cual los datos tomados a bordo no resultan adecuados por su escasa cobertura

temporal. Tampoco fue posible contar con los valores medidos por el Centro Nacional Patagónico en las estaciones climatológicas de Puerto Madryn y Puerto Pirámides (ambas localidades situadas sobre la costa del Golfo Nuevo). Por esto se decidió emplear las "Estadísticas climatológicas, período 1901-1950" elaboradas por el Servicio Meteorológico Nacional de la República Argentina (1958) con datos tomados en la ciudad de Puerto Madryn. Esta fue la fuente de información de donde se obtuvieron los valores medios mensuales de temperatura del aire, velocidad del viento, nubosidad, humedad del aire y precipitación.

Utilizar esta información junto con datos hidrográficos obtenidos en el período 1982-1983 para el cálculo de los balances de calor y sal lleva implícita la suposición que dicho período no es atípico desde el punto de vista climatológico. O bien, que se desprecian las variaciones interanuales por considerarlas pequeñas frente a las variaciones estacionales. Los datos "puntuales" obtenidos durante las campañas concuerdan aceptablemente con las medias climatológicas, sin embargo, esta comparación es muy limitada. Por no contar con suficiente información meteorológica del período de interés, la suposición sobre las variaciones interanuales es aceptada sin una fundamentación sólida que la avale. (El período de estudio coincidió con la ocurrencia del evento "El niño- Oscilación

Sur" más fuerte entre los documentados. Sin embargo, la influencia de este fenómeno en el clima de esta región del Atlántico Sur no ha sido estudiada y podría ser nula).

### 3 - BALANCES DE CALOR Y SAL

#### 3.1 Flujos a través de la interfase aire-mar

##### 3.1.1 Flujo de calor

Es conocido que existen diferentes expresiones empíricas para calcular los flujos de calor a través de la superficie del océano. Desafortunadamente, los resultados que se obtienen empleando las diferentes fórmulas varían considerablemente. En consecuencia, la elección del algoritmo a utilizar para el cálculo de los flujos de calor representa un paso importante en la estimación de los balances.

Coincidente con el creciente interés en el problema del clima, se ha incrementado el énfasis puesto en las estimaciones del intercambio de energía entre el aire y el mar. Así es como varios autores han puesto a prueba y modificado los diferentes métodos (Reed, 1976a, 1976b, 1977, 1982 y 1983; Friehe y Schmitt, 1976; Bunker, 1976 y

Large y Pond, 1982)).

Para este trabajo de tesis se han escogido las expresiones empleadas por Reed (1983) por considerar que las mismas además de ser actuales han sido suficientemente verificadas con observaciones como para garantizar un margen de error reducido.

El intercambio de calor a través de la interfase aire-mar es expresado con cuatro términos:

$$F_t = F_{oc} - F_{ol} - F_s - F_l. \quad (6)$$

$F_{oc}$  es el flujo neto de onda corta, es decir, insolación menos la radiación de onda corta reflejada por la superficie del mar;  $F_{ol}$  es el flujo neto de onda larga, o sea, la radiación emitida por la superficie del mar al comportarse como si fuera un cuerpo negro menos la radiación del mismo tipo irradiada por las nubes hacia el mar;  $F_s$  es el flujo neto de calor sensible, intercambiado entre la atmósfera y el mar por conducción turbulenta y, finalmente,  $F_l$  es el flujo neto de calor latente, es decir, la energía empleada para evaporar agua que es liberada en la atmósfera al producirse la condensación. La suma de esos términos da el flujo total o neto a través de la superficie ( $F_t$ ). A continuación se

detalla el cálculo de cada uno de los términos del lado derecho de esta ecuación.

Flujo neto de onda corta

Se empleó la expresión

$$F_{oc} = F_o (1 - 0.62 C + 0.0019 \alpha) (1 - A), \quad (7)$$

donde  $F_o$  es la insolación o radiación incidente de onda corta en ausencia de nubes,  $C$  es el porcentaje de cielo cubierto (nubosidad),  $\alpha$  es la altitud del sol al mediodía y  $A$  es el albedo (porcentaje de radiación reflejada).

Para  $F_o$  se empleó la fórmula dada originalmente por Seckel y Beaudry (1973)

$$F_o = A_0 + A_1 \text{Cos}f + B_1 \text{Sen}f + A_2 \text{Cos}2f + B_2 \text{Sen}2f, \quad (8)$$

cuyos coeficientes (en  $W m^{-2}$ ) están dados por:

$$\begin{aligned} A_0 &= 342.61 - 1.97 L - 0.018 L^2, \\ A_1 &= 52.08 - 5.86 L + 0.043 L^2, \\ B_1 &= -4.80 + 2.46 L - 0.017 L^2, \\ A_2 &= 1.08 - 0.47 L + 0.011 L^2, \\ B_2 &= -38.79 + 2.43 L - 0.034 L^2, \end{aligned} \quad (9)$$

donde  $L$  es el valor absoluto de la latitud,  
 $f = (t - 21 + 182.5) 2\pi/365$  ( $t$  es el día del año y el  
 factor 182.5 fue agregado por aplicar la expresión en el  
 Hemisferio Sur).

El valor de la altitud solar se calculó con la  
 expresión:

$$\alpha = \text{Cos}[L - 23.87 \text{ Sen}(t - 82 + 182.5)]. \quad (10)$$

Se consideró además que el 6 % de la radiación incidente  
 era reflejada, esto es,  $1 - A = 0.94$  (Payne, 1972).

Las ecuaciones (7), (8) y (10) dan valores medios  
 diarios de las variables consideradas, siendo de interés  
 calcular los valores medios mensuales del flujo de onda  
 corta. Por ese motivo, se promediaron las medias diarias  
 sobre cada mes.

#### Flujo neto de onda larga

Se empleó la expresión recomendada por Reed (1983)  
 compuesta por la expresión dada por Efinova (publicada  
 por Kondratyev, 1969) para la irradiación sin nubes y por  
 el factor de corrección por nubosidad estimado por Reed

(1976b) para latitudes medias:

$$F_{01} = \varepsilon \sigma T_m^4 (0.254 - 0.0049 e) (1 - 0.8C), \quad (11)$$

donde  $\varepsilon$  es la emisividad de la superficie del mar (se tomó  $\varepsilon = 0.97$  de acuerdo con Anderson, 1952);  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$  es la constante de Stefan-Boltzman,  $T_m$  es la temperatura absoluta de la superficie del mar (en grados Kelvin) y  $e$  es la presión de vapor de agua en el aire (en milibares).

Los valores medios mensuales de la temperatura del mar necesarios en (11) para calcular las medias mensuales de  $F_{01}$  fueron estimados a partir de los valores observados en los cruceros oceanográficos. Para esto, primero se promediaron horizontalmente los datos correspondientes a  $z = 0 \text{ m}$  de cada crucero, luego se ajustó una función armónica anual del tipo:  $A_0 + A_1 \text{ Cos}(\omega t) + A_2 \text{ Sen}(\omega t)$  (con  $\omega = 2\pi/365 \text{ d}$ ) a los promedios y, finalmente, se interpoló el valor de la temperatura superficial al día medio de cada mes.

La presión de vapor de agua se calculó del siguiente modo:

$$e_s = 6.11 \exp[7.5 T_a / (T_a + 237.5)], \quad (12.a)$$

$$e = e_s H_r / 100, \quad (12.b)$$

donde  $e_s$  es la presión de vapor de agua en el aire saturado (en milibares),  $T_a$  es la temperatura del aire (valores medios mensuales en grados Celsius) y  $H_r$  es el porcentaje de humedad relativa (valores medios mensuales).

#### Flujo neto de calor sensible

Se empleó la ecuación

$$F_s = \rho_a C_{pa} U_0 C_s (T_m - T_a), \quad (13)$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $C_{pa}$  es el calor específico del aire a presión constante,  $U_0$  es la velocidad del viento a 10 m de altura sobre el nivel del mar,  $T_m$  es la temperatura del mar en superficie;  $T_a$  es la temperatura del aire a 10 m de altura y  $C_s$  es el coeficiente de intercambio de calor sensible.

Esta expresión para calcular el flujo de calor sensible a través de la interfase aire-mar fue mejorada por Bunker (1976), quien dió valores para el coeficiente  $C_s$  en función de la velocidad del viento y la estabilidad del aire (parametrizada en función de la diferencia de

temperaturas  $T_a - T_m$ ). En el caso del Golfo Nuevo, el coeficiente  $C_s$  toma valores dentro del intervalo comprendido entre  $0.67 \times 10^{-3}$  y  $2.01 \times 10^{-3}$ .

#### Flujo neto de calor latente

Fue calculado mediante la expresión

$$F_l = L_t \rho_a C_s U_o (e_{sm} - e) / p_a, \quad (14)$$

donde  $L_t$  es el calor latente de evaporación,  $C_s$  es el coeficiente de intercambio de calor latente,  $e_{sm}$  es la presión de vapor de agua en aire saturado a la temperatura del mar (en milibares) y  $p_a$  es la presión atmosférica (en milibares).

El coeficiente de intercambio  $C_s$  empleado para calcular el calor latente fue el mismo que se utilizó para calcular el calor sensible siguiendo los lineamientos dados por Bunker. Las presiones de vapor de agua en aire y en aire saturado se calcularon con las ecuaciones (12.a) y (12.b). El calor latente de evaporación fue estimado mediante la relación

$$L_t = (597 - 0.52 T_m) 4180 \quad (\text{J kg}^{-1}). \quad (15)$$

### Resultados

En la tabla IV se muestran los valores medios mensuales de los flujos superficiales de calor, obtenidos aplicando las expresiones detalladas anteriormente a los datos ya descritos. Se puede ver que el término mayor en magnitud es la radiación de onda corta, al que siguen en orden de importancia el calor latente y la radiación de onda larga.

Para estudiar la precisión de los resultados obtenidos conviene distinguir dos fuentes principales de error: la primera es la validez de las expresiones semi-empíricas elegidas para la estimación de los diferentes flujos y la segunda está originada en las incertezas propias de los datos experimentales empleados en los cálculos.

De acuerdo a Reed (1977) en la estimación del flujo de onda corta, cuando se trabaja con medias mensuales, se pueden esperar errores aleatorios inferiores al 10 % trabajando dentro del 95 % de confianza. Considerando además que los coeficientes empíricos, ecuación (9), fueron ajustados con información obtenida en el Hemisferio Norte y han sido aplicados sin modificaciones en el Hemisferio Sur, se estima razonable suponer un 10 %

Tabla IV: Flujos superficiales de calor, valores medios mensuales en  $W m^{-2}$ . Signo positivo indica calor ganado por el golfo.

MES	ONDA CORTA	ONDA LARGA	SENSIBLE	LATENTE	NETO
1	213	- 39	5	- 24	173
2	202	- 38	6	- 37	133
3	168	- 43	- 5	- 71	49
4	114	- 44	-16	- 96	- 42
5	72	- 43	-27	-111	-109
6	55	- 43	-33	-105	-126
7	61	- 42	-26	- 86	- 93
8	91	- 42	-11	- 57	- 19
9	131	- 40	2	- 33	60
10	173	- 40	1	- 32	102
11	202	- 37	5	- 25	145
12	233	- 39	7	- 16	185
MEDIO	145	- 41	- 8	- 58	38
MAX - MIN	178	7	40	95	311

de error en este término del balance superficial. Recuérdese que este es el término principal en el flujo neto de calor a través de la superficie.

El error con que fue determinado el coeficiente de intercambio de calor sensible y latente es del 10 % (Bunker, 1976). Entonces, aún sin considerar las incertezas en los datos meteorológicos empleados, se sabe que el error en el cálculo de los flujos de calor latente y calor sensible no será inferior al 10 %.

La incerteza en la determinación de la radiación de onda larga no fue estimada, por lo que quedará junto con los errores en los datos meteorológicos e hidrográficos usados como fuentes de error no especificadas en este análisis.

Propagando estos errores a los flujos netos medios mensuales se obtienen para los mismos incertezas que van desde el 14 % para el mes de Diciembre ( $\pm 26 \text{ W m}^{-2}$ ) hasta el 84 % para el mes de Agosto ( $\pm 16 \text{ W m}^{-2}$ ) y dan un error del 56 % para el flujo neto promedio anual ( $\pm 21 \text{ W m}^{-2}$ ).

En la figura 3 se ha graficado el flujo neto medio mensual y su incerteza en función del tiempo. Se debe tener en cuenta para su análisis que, por no haberse

considerado la contribución de los datos empleados, las barras de error graficadas sólo representan una fracción del error total asociado al cálculo de los flujos netos medios mensuales. El valor obtenido para el flujo neto promedio anual y su incerteza ( $38 \pm 21 \text{ W m}^{-2}$ ) es similar al estimado por Bunker (publicado por Gill, 1982) para esta zona del Atlántico Sur.

### 3.1.2 Flujo de sal

Por no existir ríos que desemboquen en él ni otro tipo de vertederos de agua dulce, el flujo de sal a través de la superficie libre del golfo puede estimarse (Gill, 1982) como

$$F = (E - P) \rho_0 \beta S_0, \quad (16)$$

donde  $F$  es el flujo de sal ( $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) que entra al sistema,  $E$  y  $P$  son los volúmenes de agua evaporada y precipitada por unidad de tiempo y área ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\rho_0$  es la densidad media,  $\beta$  es el coeficiente de contracción salina, y  $S_0$  es la salinidad media. Los valores que toman  $\rho_0$ ,  $\beta$  y  $S_0$  están listados, junto con otros parámetros, en la tabla VIII.

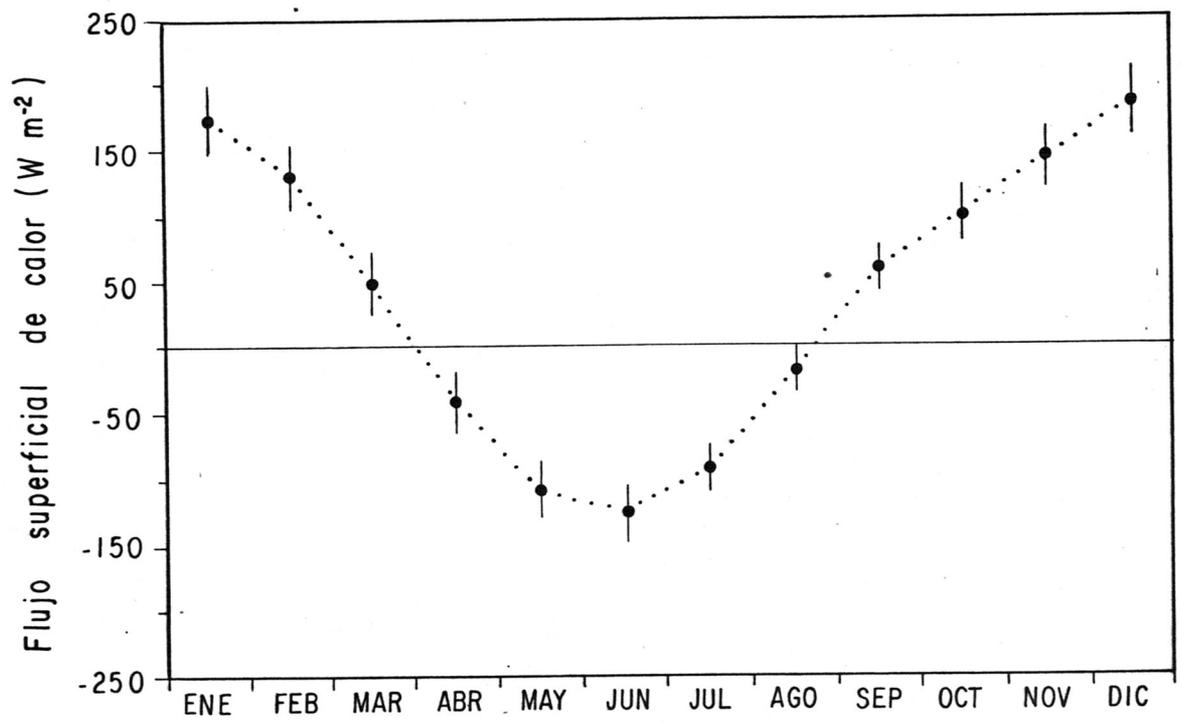


Fig. 3.- Flujo superficial de calor, promedios mensuales e incertezas en  $W m^{-2}$ .

Los valores de E se calcularon dividiendo los flujos medios mensuales de calor latente por el calor latente de evaporación (ya definidos en las ecuaciones (14) y (15) respectivamente). A partir de los datos de precipitación total (promedios mensuales) publicados por el Servicio Meteorológico Nacional de la República Argentina se calculó P. En la tabla V se muestran los valores mensuales de E y P pudiendo observarse que, la evaporación es mayor en otoño e invierno (de Marzo a Agosto) mientras que la precipitación, siempre menor, es más o menos constante a lo largo de todo el año, es decir, no existe una estación de lluvias.

De acuerdo con Barros y Krepper (1978): "...durante el invierno, el aire es más frío que el mar y, por lo tanto, las capas inferiores se inestabilizan por el calentamiento dando lugar a movimientos convectivos que distribuyen el vapor extraído del mar en una capa de espesor creciente.... En verano por el contrario, el aire caliente se enfría al contacto con la superficie del mar dando lugar a una capa muy estable que rápidamente se satura ...". De esta forma se explican las altas evaporaciones obtenidas en los meses de otoño e invierno y los valores negativos del flujo de calor sensible encontrados para el mismo período (tabla IV).

Tabla V: Valores medios mensuales de evaporación (E) y precipitación (P) en  $10^{-6}$  mm  $s^{-1}$ .

MES	E	P	E - P
1	9.9	3.7	6.1
2	15.1	5.8	9.3
3	29.1	6.2	22.8
4	39.1	4.9	34.2
5	45.5	8.9	36.6
6	43.0	5.4	37.6
7	35.1	6.2	28.9
8	23.4	4.1	19.3
9	13.4	5.4	8.0
10	12.9	6.6	6.3
11	8.8	3.9	4.9
12	6.5	4.6	1.9
PROMEDIO	23.5	5.5	18.0
TOTAL ANUAL (mm/año)	742.0	173.0	569.0

### 3.2 Contenidos de calor y sal

Los contenidos de calor y sal del Golfo Nuevo en un instante  $t_0$ , están dados por:

$$\text{CALOR} \quad C_T = \int_V \rho C_p T dV, \quad (17.a)$$

$$\text{SAL} \quad C_S = \int_V \rho \beta S dV, \quad (17.b)$$

donde  $C_p$  es el calor específico del mar a presión constante,  $T$  es la temperatura al tiempo  $t_0$ ,  $S$  es la salinidad al tiempo  $t_0$ , y  $\int_V$  denota la integración sobre todo el volumen del golfo. Los valores de  $\rho$ ,  $C_p$  y  $\beta$  fueron tomados como constantes para todo el golfo e iguales a sus valores medios (listados en la tabla VIII).

Las integrales de volumen fueron discretizadas asignándole un "volumen de influencia" a cada valor muestreado de temperatura y salinidad. Cada uno de estos volúmenes fue definido como el producto entre el área de influencia de la estación hidrográfica (definida en el capítulo 2) y la semidiferencia de las profundidades de muestreo de los datos tomados inmediatamente por encima y

por debajo del considerado. En caso de considerar el primer o el último dato de un lance se sumó la distancia a la superficie o el fondo (profundidad sondeada de la estación), según correspondiera, y la mitad de la distancia entre el dato y su vecino más próximo en la vertical, para multiplicar esa longitud por el área de influencia de la estación.

Si se toma en cuenta el rango de variación de la densidad, el calor específico y el coeficiente de expansión para salinidad, se pueden estimar los errores introducidos en los contenidos de calor y sal al tomar como constantes estas variables. Estos resultan inferiores al 2 %.

Por no contar con registros de temperatura y salinidad continuos en el espacio es imposible evaluar exactamente las integrales de volumen indicadas en (17.a) y (17.b) o acotar los errores introducidos al discretizarlas.

### 3.3 Balances de calor y sal y flujos a través de la boca

La ley de conservación de calor es

$$\partial C_T / \partial t = \int_A FQ_s dA + \int_a FQ_b da, \quad (18)$$

y, análogamente, la de conservación de la masa de sal disuelta es

$$\partial C_S / \partial t = \int_A FS_s dA + \int_a FS_b da, \quad (19)$$

donde A es el área de la superficie libre del golfo, a es el área de la boca del golfo, FQ y FS denotan flujos de calor y sal respectivamente y con los subíndices "s" y "b" se distingue si son a través de la superficie libre o la boca del golfo.

Integrando las ecuaciones (18) y (19), con las simplificaciones usadas para calcular los contenidos de calor y sal, se puede expresar:

$$\Delta C_T = Q_s + Q_b, \quad (20.a)$$

$$\Delta C_S = S_s + S_b, \quad (20.b)$$

siendo  $\Delta C_T = C_p \int_V [T(tf) - T(ti)] dV$  la cantidad de calor

almacenada por el golfo en el intervalo  $\Delta t = t_f - t_i$ ,  
 $Q_s = \int_{t_i}^{t_f} \int_A FQ_s dA dt$  la cantidad de calor ganada por el  
 golfo a través de la superficie libre en el intervalo  $\Delta t$ ,  
 $Q_b = \int_{t_i}^{t_f} \int_a FQ_b da dt$  la cantidad de calor ganada por el  
 golfo a través de la boca en el intervalo  $\Delta t$  y  $\Delta C_s$ ,  $S_s$  y  $S_b$   
 son los análogos para la cantidad de sal. Los intervalos  
 temporales empleados para realizar las integraciones  
 coincidieron con los intervalos existentes entre los  
 cruceros hidrográficos y se supuso que las observaciones  
 realizadas en el crucero efectuado en Abril de 1982 eran  
 representativas de las condiciones imperantes en Abril de  
 1983. Esta suposición fue realizada luego de analizar los  
 datos publicados por Romaña (1971), obtenidos en la campaña  
 oceanográfica realizada durante los días 1 y 2 de Mayo de  
 1970, los cuales, exhibieron las mismas características  
 generales y valores muy próximos para los campos de  
 temperatura y salinidad que los observados en el crucero  
 realizado entre los días 15 y 18 de Abril de 1982. En su  
 trabajo, Romaña indica que la fuerte inestabilidad  
 superficial debe ser atribuida a un posible enfriamiento  
 violento ocurrido unos meses antes de la campaña. Sin  
 embargo, Barros y Krepper (1978), analizando las  
 temperaturas mínimas medias y las cartas del tiempo  
 correspondientes a los mismos meses no encuentran evidencias  
 que corroboren esa hipótesis.

Los flujos de calor y sal a través de la interfase aire-mar fueron considerados como constantes sobre toda la superficie libre del golfo, reduciéndose las integrales a un producto.

Los valores de  $\Delta C_T$ ,  $Q_s$ ,  $\Delta C_S$  y  $S_s$  obtenidos realizando las integraciones ya descritas a partir de los datos hidrográficos y meteorológicos disponibles y de  $Q_b$  y  $S_b$  calculados a partir de las ecuaciones (20), así como también algunas variables secundarias relacionadas con los balances de calor y sal, son resumidos en las tablas VI y VII.

Teniendo en cuenta que los promedios de las diferencias de salinidad entre cruceros (la variable  $\langle \Delta S \rangle$  en la tabla VII) son pequeños, el error observacional de la salinidad aporta una incerteza considerable, de aproximadamente  $1.2 \times 10^9$  kg de sal, a los valores de la cantidad de sal almacenada por el golfo en los intervalos entre cruceros.

Tabla VI: Términos del balance de calor calculados para los periodos entre cruceros.

PERIODO	CALOR ALMACENADO		FLUJO SUPERFICIAL		FLUJO POR LA BOCA	
	$\int g C_p \Delta T dt$ [10 <sup>17</sup> J]	$\langle \Delta T / \Delta t \rangle$ [10 <sup>-3</sup> °C/día]	$\int F_s dA dt$ [10 <sup>17</sup> J]	$\langle F_s \rangle$ [W/m <sup>2</sup> ]	$\int F_b da dt$ [10 <sup>17</sup> J]	$\langle F_b \rangle$ 10 <sup>3</sup> W/m <sup>2</sup>
ABR - JUL 76 días	-34.7	-41.6	-16.5	-103.2	-18.1	-387.6
JUL - SEP 62 días	-20.4	-36.0	-7.0	-53.5	-13.4	-350.9
SEP - NOV 63 días	6.1	8.6	11.2	84.0	-5.0	-129.9
NOV - ENE 75 días	20.4	27.7	26.5	167.9	-6.1	-132.9
ENE - ABR 89 días	28.6	31.1	14.7	78.6	13.8	251.8
TOTAL ANUAL	0	0	28.9	37.6	-28.9	-128.6

Tabla VII: Términos del balance de sal calculados para los periodos entre cruceros.

PERIODO	SAL ALMACENADA			FLUJO SUPERFICIAL			FLUJO POR LA BOCA	
	$\int \rho \Delta S dV$ $10^9 \text{ Kg}$	$\langle \Delta S \rangle$ ups	$\langle \Delta S / \Delta t \rangle$ $10^3 \text{ ups/día}$	$\int \rho \bar{S} (E-P) dA dt$ $10^9 \text{ Kg}$	$(E-P) \rho \bar{S}$ $10^8 \text{ Kg/m}^2 \text{ s}$	$\langle E-P \rangle$ m/año	$\int F_b da dt$ $10^9 \text{ Kg}$	$\langle F_b \rangle$ $10^3 \text{ Kg/m}^2 \text{ s}$
ABR — JUL 76 días	4.14	0.021	0.272	15.30	95.53	1.143	-11.16	-2.38
JUL — SEP 62 días	1.80	0.009	0.145	8.17	62.50	0.748	-6.37	-1.67
SEP — NOV 63 días	-8.27	-0.041	-0.655	2.51	18.88	0.226	-10.78	-2.78
NOV — ENE 75 días	-0.96	-0.005	-0.064	1.80	11.38	0.136	-2.76	-0.60
ENE — ABR 89 días	3.29	0.016	0.184	8.80	46.93	0.562	-5.51	-1.01
TOTAL ANUAL	0	0	0	36.58	47.55	0.569	-36.58	-1.63

### 3.4 Interpretación de resultados

Las raíces cuadradas de los valores cuadráticos medios de las cantidades de calor almacenadas e intercambiadas a través de la superficie y la boca, para los intervalos de tiempo transcurridos entre dos cruceros (tabla VI), dan los siguientes valores:

Calor almacenado =  $24 \times 10^{17}$  J,

Calor intercambiado por la superficie =  $16 \times 10^{17}$  J,

Calor intercambiado por la boca =  $12 \times 10^{17}$  J.

Estos ponen de manifiesto que si bien la variación del calor almacenado es en promedio el término más grande, los flujos de calor a través de la superficie y de la boca son factores igualmente importantes en la regulación de la temperatura del golfo.

Suponiendo que las estaciones hidrográficas número 25 y 26 (las cuales no fueron cubiertas en el crucero realizado en el mes de Julio) son representativas de las condiciones imperantes en la región exterior al golfo, en la figura 4 se ha graficado la temperatura media "del golfo" (estaciones 1

a 24) y la temperatura media "exterior" (estaciones 25 y 26) en función del tiempo, habiéndose realizado los promedios con pesos proporcionales a los volúmenes de influencia. También se ha indicado en esta figura el sentido del flujo medio de calor a través de la boca, para los intervalos de tiempo transcurridos entre dos cruceros.

Del análisis de esta figura surge que durante el período comprendido entre los cruceros de Noviembre y Enero, el golfo en promedio presenta una temperatura inferior a la existente en la región exterior (la diferencia es del orden de  $1^{\circ}\text{C}$ ), lo que no es compatible con el signo del flujo de calor a través de la boca que indica que durante el mismo período el flujo es hacia el exterior. Teniendo en cuenta la estimación realizada en el capítulo 2 que da una excursión de hasta 17 km para la marea en la boca, es posible que las observaciones efectuadas en las estaciones 25 y 26 no representen adecuadamente las condiciones imperantes en el océano abierto y esa sea la causa del desacuerdo encontrado. (Las dificultades originadas en una mala definición de la "temperatura exterior", tienen una influencia importante en el resto de este trabajo). El mismo tipo de análisis indica buena coincidencia para los períodos Septiembre-Noviembre y Enero-Abril. No pudiendo realizarse, para los restantes períodos, por no contarse con los registros de Julio para el exterior.

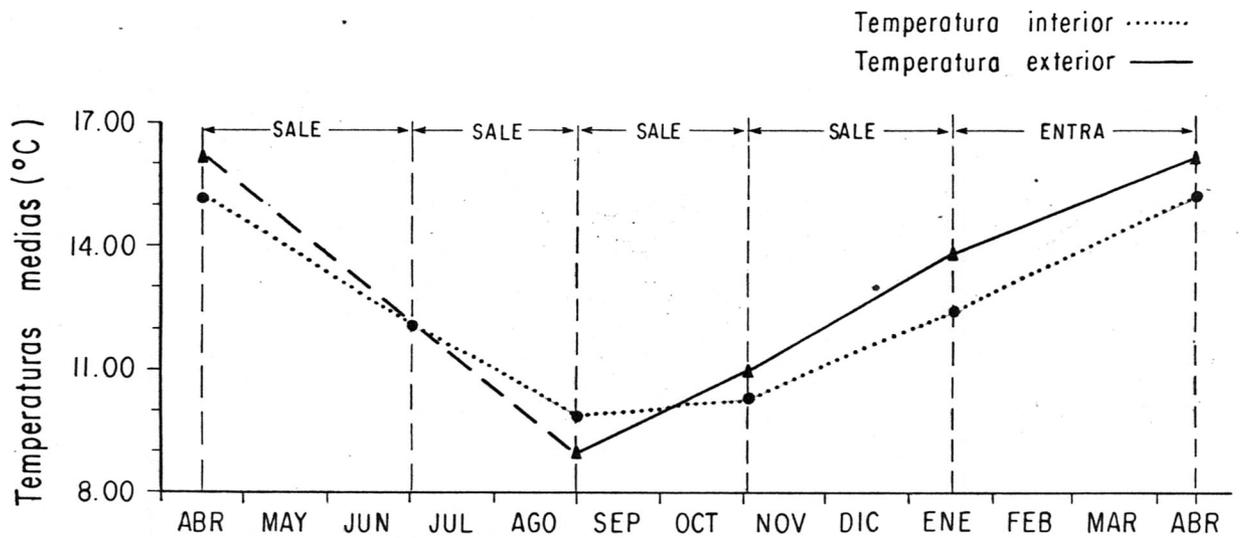


Fig. 4: Valores medios "interiores" (estaciones 1 a 24) y "exteriores" (estaciones 25 y 26) de temperatura por crucero. Sentido del flujo de calor a través de la boca, calculado como la diferencia entre el calor que entra por superficie y el almacenado, para los periodos entre cruceros.

Al calcular las raíces de los valores cuadráticos medios de las cantidades de sal almacenadas e intercambiadas por la superficie y la boca, se obtiene:

Sal almacenada =  $4.5 \times 10^9$  kg,

Sal intercambiada por la superficie =  $8.8 \times 10^9$  kg,

Sal intercambiada por la boca =  $8.0 \times 10^9$  kg.

Esto pone nuevamente de manifiesto que los tres términos considerados en los cálculos de balance son igualmente importantes.

En la figura 5 se han graficado las salinidades medias del golfo y del exterior (siguiendo un procedimiento similar al ya detallado para el caso de la temperatura) y se puede observar que en este caso no hay contradicciones de signo para ningún período, dado que, la salinidad media del interior es siempre superior a la correspondiente al exterior y los flujos a través de la boca muestran al golfo como exportador de sal durante todo el año.

Postulando que los flujos de calor y sal a través de la boca se pueden parametrizar en la forma

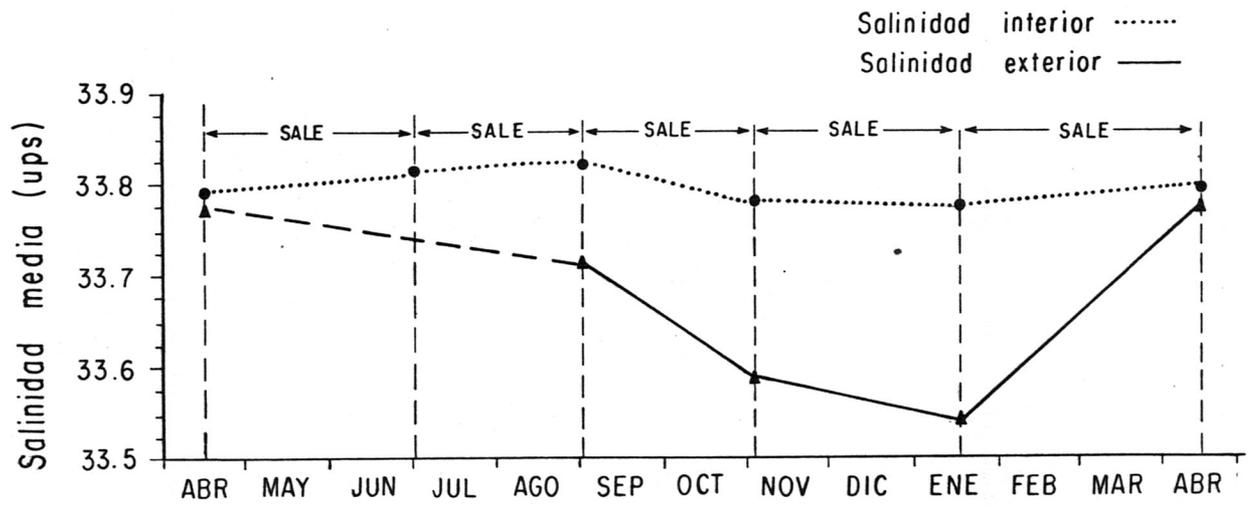


Fig. 5: Valores medios "interiores" (estaciones 1 a 24) y "exteriores" (estaciones 25 y 26) de salinidad en función del tiempo. Sentido del flujo de sal a través de la boca, calculado como la diferencia entre la sal que entra por superficie y la almacenada, para los periodos entre cruceros.

$$\rho_0 C_p \mu \int_a (T_{oc} - T) da \quad \Delta t(k) = \mu f_q(k), \quad (21.a)$$

$$\rho_0 \beta \mu \int_a (S_{oc} - S) da \quad \Delta t(k) = \mu f_s(k), \quad (21.b)$$

donde el subíndice "oc" identifica valores externos al golfo (estaciones 25 y 26), se realizó una regresión lineal entre las funciones  $f_q(k)$  y  $f_s(k)$  para los intervalos temporales entre cruceros (los valores de temperatura y salinidad se calcularon como la semisuma de la diferencia de temperatura o salinidad observada en un crucero con la observada en el siguiente) y los flujos calculados  $Q_b$  y  $S_b$ . Es decir, se calcularon los coeficientes  $\mu$  que minimizan las siguientes sumas de cuadrados:

$$\sum_{k=1}^5 [Q_b(k) - \mu f_q(k)]^2, \quad (22.a)$$

$$\sum_{k=1}^5 [F_b(k) - \mu f_s(k)]^2, \quad (22.b)$$

obteniéndose que  $\mu_T = 0.005 \text{ m s}^{-1}$  minimiza a (22.a) y  $\mu_S = 0.014 \text{ m s}^{-1}$  hace lo propio con (22.b).

Las parametrizaciones (21.a) y (21.b) son equivalentes

a

$$\langle u' T' \rangle = \mu (T_{oc} - T), \quad (23.a)$$

$$\langle u' S' \rangle = \mu (S_{oc} - S), \quad (23.b)$$

es decir, la advección horizontal turbulenta de calor (sal) a través de la boca es expresada con un coeficiente  $\mu$  que multiplica la diferencia de temperatura (salinidad) existente entre el golfo y el océano. Con esta notación resulta claro que el coeficiente  $\mu$  debe ser el mismo, dado que parametriza los mismos procesos, para calor y sal.

Teniendo en cuenta esto y el hecho de que los valores calculados de  $\mu$  a partir de (22.a) y (22.b) difieren por un factor tres, se minimizaron las siguientes sumas de cuadrados:

$$\sum_{k=1}^5 [Q_b(k)/\mu - f_q(k)]^2, \quad (24.a)$$

$$\sum_{k=1}^5 [S_b(k)/\mu - f_q(k)]^2, \quad (24.b)$$

obteniéndose ahora  $\mu_T = 0.83 \text{ m s}^{-1}$  y  $\mu_S = 0.023 \text{ m s}^{-1}$ .

Promediando los valores logrados para los flujos de calor se estima  $\mu_T = 0.42 \text{ m s}^{-1}$  como el valor óptimo a partir de los datos de temperatura. Sin embargo, la incerteza en esta estimación es del orden del 100 % pues la

correlación entre las series  $f_q$  y  $Q_b$  es muy baja, siendo el coeficiente de correlación lineal igual a 0.08. Análogamente, se puede estimar a partir de los datos de salinidad un coeficiente  $\mu_S = 0.018 \text{ m s}^{-1}$ , con una incerteza del orden del 30 % (en este caso el coeficiente de correlación lineal es igual a 0.78).

Resulta razonable interpretar la diferencia encontrada entre los valores calculados de  $\mu_T$  y  $\mu_S$  en términos de la representatividad que tienen los datos medidos en las estaciones número 25 y 26 de las condiciones imperantes en el océano abierto. La discrepancia de signos entre el flujo de calor y la diferencia de temperaturas para el periodo Noviembre-Enero, los correspondientes coeficientes de correlación y la magnitud de las incertezas en los cálculos de  $\mu_T$  y  $\mu_S$ , son todos indicadores que señalan a la salinidad como la variable mejor muestreada en el exterior del golfo. Por otra parte, aplicando en el Golfo Nuevo las ecuaciones desarrolladas por Bryden y Stommel (1984) para el Estrecho de Gibraltar con el modelo de "sobre mezcla" por ellos implementado, se predicen valores de  $0.04 \text{ m s}^{-1}$  para la velocidad de entrada o salida a través de la boca y una diferencia de salinidades de 0.100 ups entre el exterior y el interior. Estos resultados concuerdan aceptablemente con el valor de  $\mu_S$  calculado y la diferencia promedio (temporal y espacial) de salinidades observada (0.140 ups). Para

calcular la velocidad de entrada o salida a partir de  $\mu$ , con las simplificaciones del modelo de sobre mezcla, se procede del siguiente modo

i.- Hipótesis de sobre mezcla:

$$\begin{aligned} W_e &= U_e a_e \approx -W_s = -U_s a_s, \\ a_e &\approx a_s \quad \text{y} \quad a_e + a_s = a, \end{aligned} \quad (25)$$

donde  $W$  denota caudal,  $U$  velocidad y  $a$  área transversal en la boca, el subíndice "e" indica entrada y el subíndice "s" salida.

ii.- El modelo propuesto para el flujo en la boca implica

$$\mu a = W_e, \quad (26)$$

de donde se deduce

$$U_e = 2\mu. \quad (27)$$

Esto representa un valor de  $\mu$  igual al calculado por regresión lineal para el flujo de sal.

Parametrizando ahora la difusión vertical turbulenta en

la superficie como un coeficiente que multiplica a los gradientes verticales, es decir

$$\langle w' T' \rangle = K \partial T / \partial z, \quad (28.a)$$

$$\langle w' S' \rangle = K \partial S / \partial z, \quad (28.b)$$

se obtiene para la interfase aire-mar

$$FQ_s = \rho C_p K \partial T / \partial z, \quad (29.a)$$

$$FS_s = \rho \beta K \partial S / \partial z, \quad (29.b)$$

de donde, es posible estimar el valor del coeficiente  $K$ .

Las derivadas verticales en la superficie se estimaron ajustando con cuadrados mínimos una recta a los datos observados en los primeros metros de la columna de agua. Estos ajustes se realizaron (tanto con los datos de temperatura como con los de salinidad) empleando 3, 4, y 5 puntos, correspondientes a los valores observados entre 0 y 30 m de profundidad. Luego de evaluar los flujos superficiales de calor y sal en los días de crucero, se estimó el coeficiente de difusión mediante regresiones lineales completamente similares a las ya detalladas para el coeficiente  $\mu$ . Los resultados obtenidos con las diferentes estimaciones de los gradientes verticales son similares y tampoco hay diferencias sustanciales entre los valores

calculados con los datos de temperatura de los estimados con los de salinidad. En efecto, los valores obtenidos son:

$$K_T = (11 \pm 3) \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1},$$

y

$$K_S = (13 \pm 12) \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}.$$

Centrando la atención en el período Enero-Abril (verano en el Hemisferio Sur) puede apreciarse que el golfo recibe calor del exterior y entrega sal. Esto significa que, en promedio, el agua que sale del golfo hacia el exterior es más salada y más fría que la que entra. Si el agua que sale es más densa que la que entra, es razonable suponer que el egreso de agua se produce por el fondo mientras está ingresando agua más liviana por superficie. Este resultado contradice lo afirmado por Barros y Krepper (1978), quienes, al presentar el golfo un mínimo de densidad en relación con el mar exterior durante el verano, concluyen que se comporta como una hoya de dilución, en la cual el egreso de agua es por superficie.

## 4 - MODELO NUMERICO

### 4.1 Motivación y formulación

Como ya fue mencionado en el capítulo 2, el campo de densidad es, con muy buena aproximación, función sólo de la temperatura, la cual, a su vez, depende casi exclusivamente de la profundidad y el tiempo (es decir, varía poco con la posición horizontal).

En la figura 6 se han graficado los perfiles verticales de los promedios  $T(z_j, t_k)$  para cada crucero. A continuación se discutirán las características más sobresalientes de los mismos con la intención de identificar los agentes que las generan.

En la segunda quincena del mes de Marzo, el flujo superficial de calor cambia de signo (ver figura 3) indicando que el golfo comienza a ceder calor hacia la atmósfera. Esto provoca el enfriamiento de la capa superficial, la cual, al aumentar su densidad, intensifica los movimientos verticales que homogenizan los primeros metros de la columna de agua. Este proceso se nota

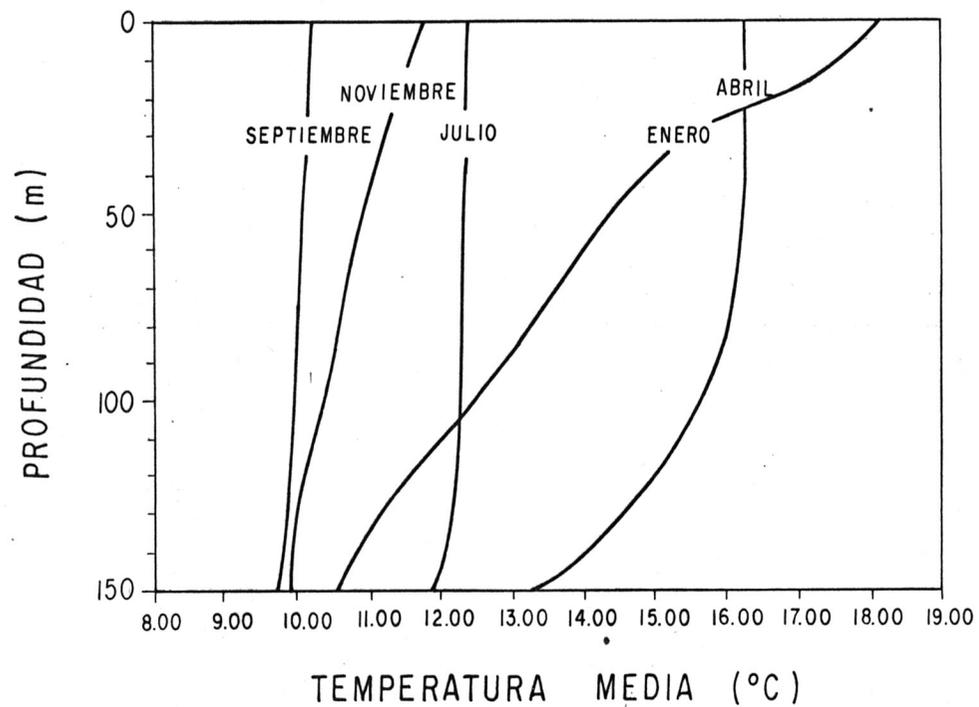


Fig 6.- Perfiles verticales promedio de temperatura por cruceo.

claramente en los datos obtenidos en el crucero realizado entre el 15 y el 18 de Abril, que exhiben una fuerte homogeneidad en los primeros 75 m de profundidad.

A medida que continúa la pérdida de calor por la superficie, el proceso de mezcla vertical se intensifica, alcanzando profundidades mayores. Así es como en el mes de Julio la columna de agua presenta prácticamente la misma temperatura de superficie a fondo.

La información obtenida entre los días 31 de Agosto y 3 de Septiembre muestran una estructura térmica similar a la observada en el mes de Julio (toda la columna de agua mezclada), siendo la temperatura media inferior en aproximadamente 2 °C, lo cual es razonable teniendo en cuenta la pérdida de calor que experimenta el golfo durante el período comprendido entre ambos cruceros.

Consistente con la ganancia de calor a través de la interfase aire-mar que ha empezado a fines del mes de Agosto (ver figura 3), en el mes de Noviembre se observa un calentamiento de la capa superficial que, al inhibir los procesos de mezcla vertical, genera un perfil de temperatura más estable que los analizados hasta ahora.

Estas características generales, calentamiento

superficial (observese que la temperatura de fondo casi no varia) y aumento de la estratificación, se acentúan en los registros correspondientes al mes de Enero a consecuencia del calentamiento superficial que ya ha alcanzado sus valores máximos.

El análisis anterior, realizado considerando sólo el intercambio de calor por superficie permite explicar gran parte de los datos observados, sin embargo, como lo señaló el balance de calor realizado en el capítulo 3, también el flujo a través de la boca del golfo debe contribuir al establecimiento de estos perfiles térmicos. En efecto, la fuerte disminución de la temperatura media entre Abril y Julio (superior a 3 °C) no puede adjudicarse solamente al enfriamiento superficial, el cual resulta insuficiente, y esto está indicando que también a través de la boca el golfo ha entregado calor. Por otra parte, siguiendo el razonamiento dado por Pingree (1975), durante el período de calentamiento (de Septiembre a Marzo para el Golfo Nuevo) la cantidad de calor total que gana la columna de agua puede dividirse en dos partes, una es el calor que recibe con la misma rapidez con que se calienta el agua del fondo y la otra es un "exceso" de calor, el cual es almacenado en las capas superficiales. Cuando se destruye la termoclina ese "exceso" de calor es en parte emitido hacia la atmósfera (con una rapidez fijada por los flujos superficiales) y el

resto es distribuido hacia las capas más profundas, aumentando la rapidez con que varía la temperatura del fondo. En el caso del golfo no se encuentra en los datos analizados una termoclina desarrollada, pero considerando que la distribución de calor hacia la atmósfera y el fondo se inicia cuando desaparecen los gradientes verticales de temperatura en la zona superficial, se calculó que el "exceso" de energía almacenado en las capas superficiales era insuficiente para explicar el cambio brusco en la temperatura del agua del fondo observado entre Enero y Abril. Esto último indica que el golfo ha recibido calor a través de la boca.

Si se pretende modelar la ecuación de conservación de calor para determinar el campo de temperatura en el Golfo Nuevo, es aceptable, a la luz de las consideraciones realizadas anteriormente, suponer que:

i.- Se puede despreciar la advección horizontal no turbulenta (debido a la fuerte homogeneidad horizontal).

ii.- Se puede despreciar la advección vertical (no turbulenta) si se considera un término que tenga en cuenta los definidos por Holland (1977) como "ajustes convectivos" (debido a que la mezcla vertical se pone de manifiesto sólo cuando una porción de la columna de agua se torna

estáticamente inestable, es decir;  $\partial\rho/\partial z > 0$ ).

iii.- Se puede despreciar la difusión horizontal (debido a la homogeneidad horizontal).

iv.- Se debe incluir un término que tenga en cuenta el intercambio de calor a través de la boca del golfo.

Además, teniendo en cuenta que no existe aún una hipótesis de clausura que permita representar correctamente los flujos turbulentos:

v.- Se parametriza al término turbulento que considera el flujo vertical por medio de un coeficiente que multiplica a la derivada vertical de la temperatura.

Con estas aproximaciones, la ecuación que considera la conservación de calor se reduce a:

$$\partial T/\partial t = \partial(K \partial T/\partial z)/\partial z + A + B, \quad (30)$$

donde  $T(z,t)$  es la temperatura,  $K$  es el coeficiente de difusión turbulenta,  $A$  simboliza la contribución al cambio local de  $T$  debida a la convección libre ( $A = 0$  si la columna es estable) y  $B$  simboliza la contribución debida al intercambio por la boca.

El término convectivo actúa cuando aparece una inestabilidad, mezclando de forma tal que conserva calor y anula los gradientes verticales de temperatura. Este ajuste convectivo permite un flujo hacia arriba de flotabilidad y la consecuente disminución de la energía potencial.

El intercambio de calor a través de la boca se consideró apropiado parametrizarlo como un coeficiente de intercambio multiplicado por la diferencia de temperaturas entre el golfo y el océano abierto:

$$B = \mu (T_{oc} - T) X/A. \quad (31)$$

(El coeficiente geométrico es la razón entre el ancho de la boca,  $X(z)$ , y el área del golfo,  $A(z)$ , en función de la profundidad).

Si se desea analizar la estructura del campo de salinidad habría que resolver la ecuación de conservación de sal y las suposiciones i.- a v.- serían igualmente válidas, obteniéndose una ecuación análoga a la (28). Más aún, los coeficientes usados para parametrizar la difusión vertical y el flujo a través de la boca deberían ser idénticos para calor y sal.

Por ese motivo, aún conociendo la escasa influencia de

la salinidad en el campo de densidad, se decidió resolver la ecuación (28) y su similar para salinidad, empleando una versión simplificada de la ecuación de estado para la densidad potencial

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0) + \beta (S - S_0)], \quad (32)$$

donde el subíndice "o" indica un cierto estado de referencia y los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  son los ya definidos anteriormente.

Debido a la forma lineal de la ecuación (30) realizar los ajustes convectivos cuando aparece una inestabilidad estática conservando calor y sal implica conservar la masa.

#### 4.2 Discretización y resolución

Discretizando la coordenada vertical en  $N$  capas, los flujos involucrados en la ecuación (30) pueden representarse esquemáticamente como en la figura 7, en la cual se han señalado además las áreas horizontales del golfo que son tapa y fondo de cada capa y los anchos de la boca en el tope y el fondo de las capas comunicadas con el océano abierto, no habiendo sido incluido el término de convección libre (mezcla).

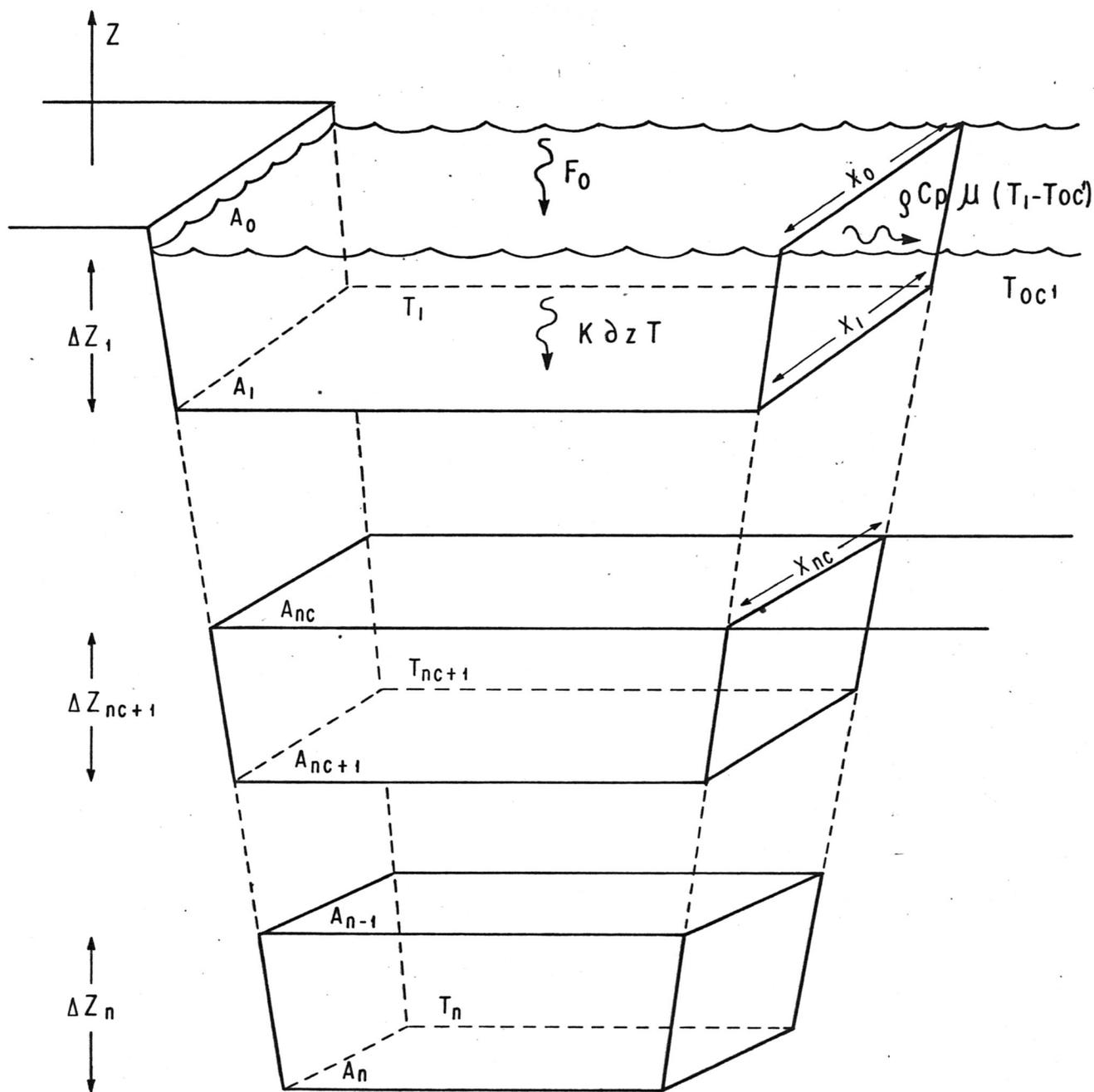


Fig. 7.- Representación esquemática del modelo implementado:  $\Delta Z_i$  espesor de la capa  $i$ -ésima,  $A_i$  área horizontal,  $x_i$  ancho de la boca en la interfase entre las capas  $i$  e  $i+1$ , y  $T_{oc}$  temperatura del océano asociada a la capa  $i$ -ésima.

Con este esquema, la estructura térmica del Golfo es representada por N variables dependientes del tiempo:  $T_i(t)$  ( $i = 1, 2, \dots, N$ ), las cuales satisfacen el sistema de ecuaciones

$$\begin{aligned} \frac{1}{2}(A_{i-1} + A_i) \Delta Z_i \partial_t T_i = & \\ & A_{i-1} K_{i-1} (T_{i-1} - T_i) / \frac{1}{2}(\Delta Z_{i-1} + \Delta Z_i) \\ & - A_i K_i (T_i - T_{i+1}) / \frac{1}{2}(\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1}) \\ & - \frac{1}{2}(X_{i-1} + X_i) \Delta Z_i \mu_i (T_i - T_{Oc}^i) \end{aligned} \quad , \quad (33)$$

donde  $i = 1, 2, \dots, N$  (N número de capas consideradas),  $\mu_i$  es el coeficiente de intercambio por la boca ( $\mu_i = 0$  si  $i > NC$ , donde NC es el número de capas comunicadas con el océano),  $K_i$  es el coeficiente de difusión turbulenta,  $T_0$  es la temperatura en la interfase aire-mar,  $T_{n+1}$  es la temperatura del fondo (interfase mar-tierra),  $\Delta Z_0$  y  $\Delta Z_{n+1}$  son cero (se las incluye para unificar la notación de todas las capas) y las demás variables han sido definidas en la figura 7.

Como condiciones de contorno en la superficie y en el fondo se establecieron los flujos de calor. En la superficie se usó el ajuste a un valor medio más una fluctuación anual de los valores calculados en el capítulo 3 a partir de la información meteorológica, resultando:

$$A_0 F_0 = \rho_0 C_p A_0 K_0 (T_0 - T_1) / \frac{1}{2} \Delta Z_1, \quad (34)$$

donde:

$$F_0 = D_0 + D_1 \cos(\omega t) + D_2 \sin(\omega t), \quad (35)$$

es el flujo por la interfase aire-mar. Para el fondo se empleó la condición de flujo nulo, la que se puede implementar simbólicamente (con la definición dada de  $T_{n+1}$ ), haciendo

$$T_n = T_{n+1}. \quad (36)$$

Además, para contar con valores continuos de las temperaturas del océano en las diferentes capas, se ajustó el mismo tipo de oscilación anual a los promedios de las observaciones realizadas en las estaciones 25 y 26 consideradas a lo largo de este trabajo como representativas de las condiciones exteriores al golfo.

La condición inicial usada fue el valor de la temperatura en cada capa a un tiempo  $t_0$ , eligiéndose como instante inicial ( $t_0$ ) al día primero de Enero de 1982 e interpolando los valores de la temperatura en cada capa para ese instante a partir de los coeficientes presentados en la tabla III.

En el apéndice A se da la solución analítica del conjunto de ecuaciones (33), con las condiciones de contorno (34) y (36), para el caso de dos capas ( $N = 2$ ) con una de ellas comunicada con el mar abierto ( $NC = 1$ ), incluyendo el término de mezcla convectiva.

En la práctica, teniendo en cuenta la complejidad algebraica de la solución analítica del problema con mezcla para un número arbitrario de capas, se confeccionó un programa que calcula la solución analítica del modelo sin mezcla (ecuación (33) y su similar para salinidad) y posee un centinela que avisa cuando se produce una inversión de densidades entre algún par de capas, para mezclarlas conservando calor y sal.

#### 4.3 Calibración

En esta sección se discutirá brevemente cómo influyen en las soluciones obtenidas y cómo se escogieron diferentes parámetros del modelo implementado, los cuales, en principio, podían elegirse más o menos libremente.

Fijado el número de capas del modelo y la profundidad de cada una de ellas (respetando la profundidad total del

golfo), las áreas horizontales y los anchos de la boca en las interfases entre las capas están fijados por la geometría del golfo, la cual determina también el número de capas comunicadas con el océano. El número de capas total sólo tiene una restricción, ser mayor o igual que dos; de lo contrario, no hay estructura vertical ni difusión interior (el "modelo de una capa" expresa tan sólo el balance entre el calor o la sal almacenados y los flujos correspondientes a través de la superficie y la boca). Por las pruebas realizadas se pudo comprobar que aumentando el número de capas sólo mejoraba la resolución vertical de la solución, sin alterar mayormente su significado físico (más adelante se dan los valores de cada uno de los términos del balance de calor calculados con  $N = 10$  y  $N = 2$  y se puede comprobar que no hay cambios fundamentales). Por esta razón se decidió utilizar el modelo con diez capas, siete de ellas comunicadas con el océano, respetando la resolución espacial original de los datos disponibles para comparar los resultados.

Cualquiera que sea la condición inicial escogida, los resultados que se obtienen a partir del tercer año son idénticos y comienzan a repetirse con periodicidad anual. Es decir, el modelo se estabiliza en menos de dos años y la solución sólo depende del forzado exterior (el cual es periódico). Por ese motivo, a pesar de imponer condiciones

iniciales más o menos realistas para la temperatura y la salinidad, se tomaron como válidas las salidas obtenidas después del segundo año de integración.

Para seleccionar el paso de integración, el cual es importante debido a que influye en los resultados que se obtienen al mezclar capas, se compararon las salidas obtenidas con el modelo de dos capas, para intervalos de integración que variaban entre 0.1 y 20 días, con la solución analítica del mismo. Se pudo comprobar que el modelo es consistente, es decir que para  $\Delta t \rightarrow 0$  tiende a la solución analítica y que la salida no difería demasiado de la solución exacta para intervalos de integración inferiores a 4 ó 5 días. Sobre estas bases y teniendo en cuenta el tiempo de máquina necesario para correr el modelo, se resolvió trabajar con un intervalo de integración de un día.

Para elegir los coeficientes de difusión e intercambio por la boca ( $K_i$  y  $\mu_i$  en la ecuación (33), respectivamente) se decidió, en primer lugar, hacerlos independientes de la profundidad, y luego se realizaron diferentes pruebas variando los valores de los mismos y comparando las salidas obtenidas con las observaciones disponibles. Los datos de temperatura y salinidad usados para comparar fueron los promedios horizontales de esas variables, definidos en el

capítulo 2, a los cuales se les asignó como medida de error la desviación estándar (definida en el mismo capítulo). Es decir, se midió el ajuste del modelo a los datos experimentales, comparando la diferencia entre ambos con la dispersión de los últimos.

Como índice de comparación se emplearon las variables:

$$\varepsilon_T(K, \mu) = 1/N \sum_{i=1}^N [T_{\text{mod}}^i - T_{\text{ob}}^i]^2 / \sigma(T_{\text{ob}}^i)^2, \quad (37)$$

$$\varepsilon_S(K, \mu) = 1/N \sum_{i=1}^N [S_{\text{mod}}^i - S_{\text{ob}}^i]^2 / \sigma(S_{\text{ob}}^i)^2, \quad (38)$$

$$\varepsilon_G(K, \mu) = \frac{1}{2}[\varepsilon_T(K, \mu) + \varepsilon_S(K, \mu)], \quad (39)$$

donde, con el subíndice "mod" se identifica el valor obtenido como salida del modelo a una profundidad y tiempo (crucero) dados, con el subíndice "ob" se identifica el dato observado correspondiente a la misma profundidad y tiempo y N (= 50; 5 cruceros x 10 profundidades) es el número de valores comparados.

En la figura 8 se han graficado los contornos de estas tres variables en función de los coeficientes de difusión e intercambio. Se puede ver que para temperatura hay un valor crítico del coeficiente  $\mu$  por debajo del cual el error aumenta independientemente del valor de K, mientras que,

para valores mayores el error depende fundamentalmente de la difusión impuesta. Para los errores en la salinidad, por el contrario, los contornos graficados indican que para cualquier coeficiente de difusión el error disminuye a medida que disminuye el intercambio por la boca. El promedio de ambos índices (la variable  $\varepsilon_G$ ) muestra una región del plano  $K-\mu$  en la cual se obtiene buena coincidencia entre las salidas del modelo y los datos empleados para comparar ( $\varepsilon_G < 5$ ). Dentro de esa región, los valores  $K = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y  $\mu = 0.3 \text{ m s}^{-1}$  son los óptimos con un valor de  $\varepsilon_G = 4.3$ .

Garret (1984), tras revisar diversos artículos, sostiene que en la capa superior del océano (alrededor de 1 km de espesor) valores para el coeficiente de difusión turbulenta del orden de  $10^{-6}$  a  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  son compatibles con los estudios realizados sobre disipación de energía potencial por rompimiento de ondas internas. Afirma, además, que estos valores no concuerdan con los valores "tradicionales" del mencionado coeficiente (del orden de  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ), aclarando que la discrepancia puede ser ocasionada por el hecho de que él no considera los valores que este coeficiente toma en el océano profundo. De lo anterior se desprende que los valores del coeficiente de difusión turbulenta que optimizan el funcionamiento del modelo implementado, son más grandes de lo que podría

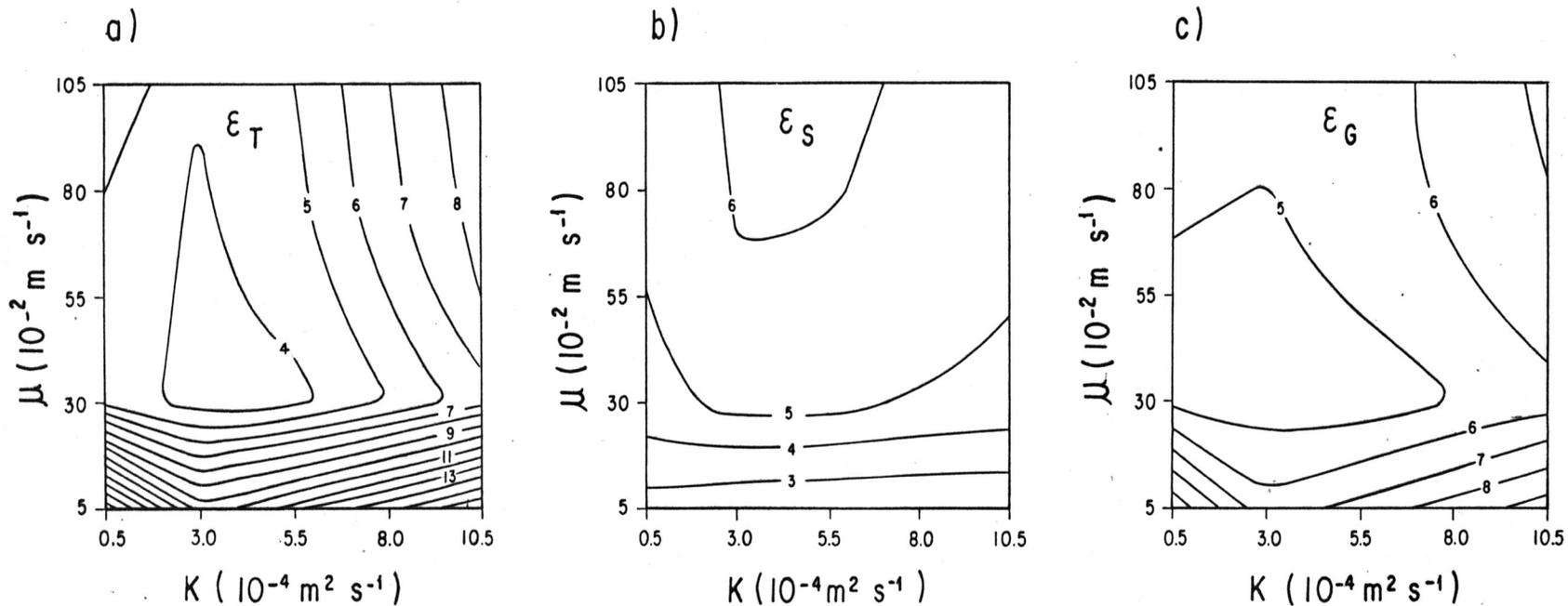


Fig. 8: Contornos de la variable de desajuste entre el modelo y los datos, ecuación (39), en función del coeficiente de difusión ( $K$ ) y del coeficiente de intercambio por la boca ( $\mu$ ). a) para temperatura ( $\epsilon_T$ ), b) para salinidad ( $\epsilon_S$ ) y c) global ( $\epsilon_G$ ).

esperarse a priori, lo cual está indicando que la difusión turbulenta es mayor en el Golfo Nuevo que en el mar abierto. Por otra parte, el coeficiente  $K$  "óptimo" es levemente inferior a las estimaciones del mismo realizadas en el capítulo 3, pero debe considerarse que las últimas fueron realizadas sólo con datos superficiales pudiendo no ser, por lo tanto, representativas de toda la columna de agua.

Los contornos de las variables  $\sigma_T$  y  $\sigma_S$  (ver figura 8) muestran que el modelo se optimiza con valores  $\mu_T$  y  $\mu_S$  que difieren entre sí y son similares a los obtenidos en el capítulo 3 a partir de los datos experimentales. De lo anterior, es posible concluir que el "modelo óptimo" es aquel que reproduce lo más fielmente posible los flujos a través de la boca a partir de los valores impuestos a las variables del océano exterior. Esto significa que el modelo, para predecir mejor los campos internos de temperatura y salinidad, necesita trabajar con flujos a través de la boca similares a los observados, reforzando, de ese modo, lo mencionado en el capítulo 3 acerca de la importancia de estos flujos como reguladores de los respectivos campos internos.

Debido a que la salinidad posee una influencia menor que la temperatura sobre la densidad, constituyéndose de ese modo en una variable secundaria para el modelo, este

reproduce mejor los datos experimentales con valores de  $\mu$  próximos al valor óptimo de  $\mu_T$  (ver contornos de la variable  $\epsilon_g$  en la figura 8). Esto no implica que el intercambio real a través de la boca esté mejor representado por  $\mu_T$  que por  $\mu_g$ . La bondad de estos coeficientes para cuantificar el caudal de entrada depende, como ya fue mencionado, de la confiabilidad que poseen las respectivas observaciones realizadas en las estaciones exteriores. Teniendo en cuenta la discusión realizada sobre este tema en el capítulo 3, se puede concluir que el modelo necesita un valor de  $\mu$  más grande que el real para alcanzar su rendimiento óptimo, estando esta diferencia originada en los valores de la temperatura exterior usados como forzamiento.

#### 4.4 Resultados

Se mostrarán a continuación los resultados obtenidos para el modelo de diez capas ( $N = 10$ ), siete de ellas comunicadas con el océano abierto ( $NC = 7$ ), con un paso de integración de un día y parámetros  $K = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (coeficiente vertical de difusión turbulenta) y  $\mu = 0.3 \text{ m s}^{-1}$  (coeficiente de intercambio por la boca), que, por lo mencionado en la sección anterior, fueron los valores que se consideraron más convenientes.

Como ya fue mencionado, luego de estabilizarse (después del segundo año) las salidas del modelo son periódicas con periodo anual. En consecuencia, a los efectos de compararlas con las observaciones disponibles podemos independizarnos del orden cronológico en que fueron realizados los cruceros. Es decir, podemos considerar a los datos como representativos del día y mes en que fueron tomados sin tener en cuenta el año.

En las figura 9 se han graficado las temperaturas de cada capa en función del tiempo, así como también los valores medios horizontales de las temperaturas observadas en cada nivel con sus respectivas barras de error (la desviación estándar correspondiente). Es correcto comparar los resultados del modelo en cada capa con las observaciones realizadas a las profundidades estándar, pues, las superficies que separan dos capas consecutivas se ubicaron equidistantes entre dos observaciones. De la comparación surge que, salvo para el mes de Enero en las capas superficiales, de la capa 1 a la 5 inclusive (que en conjunto modelan los primeros 40 m de la columna de agua), la coincidencia con los datos experimentales es muy buena.

En las figuras 10 a 14, se muestran los perfiles verticales de temperatura calculados por el modelo en los días de crucero y los valores observados con sus

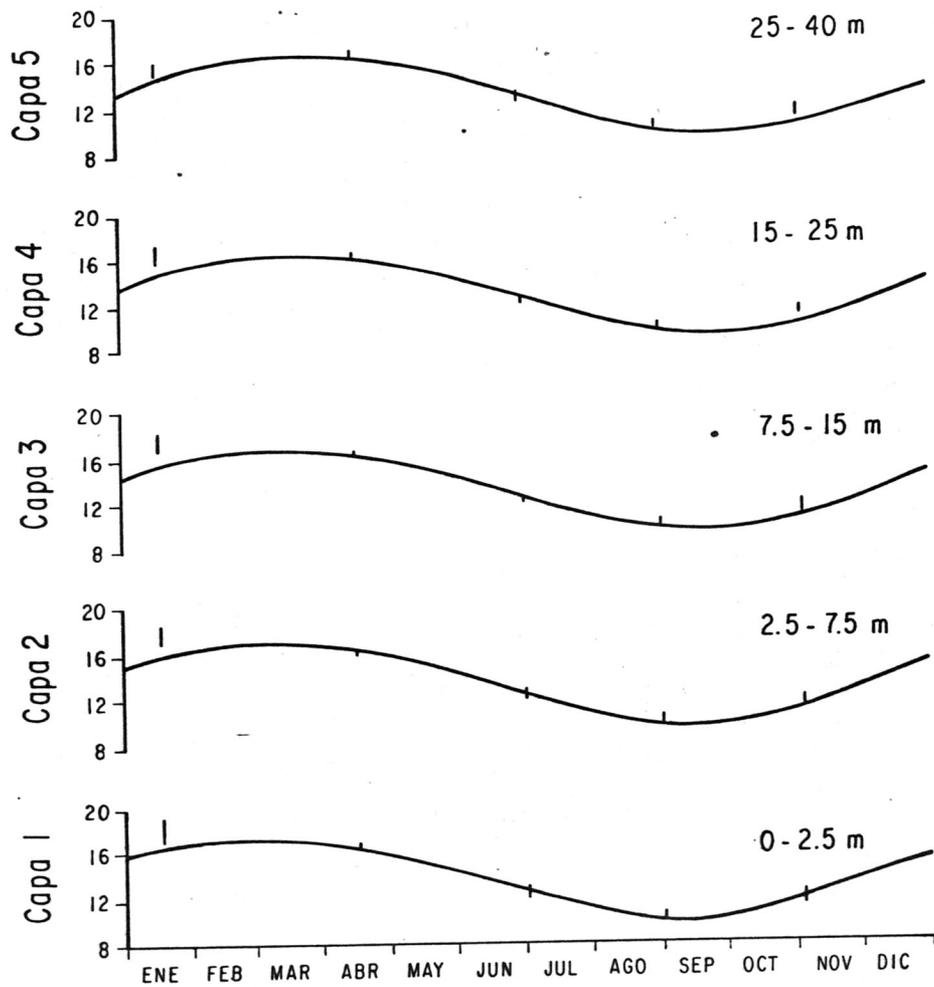


Fig. 9.- Temperatura de cada capa en función del tiempo, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

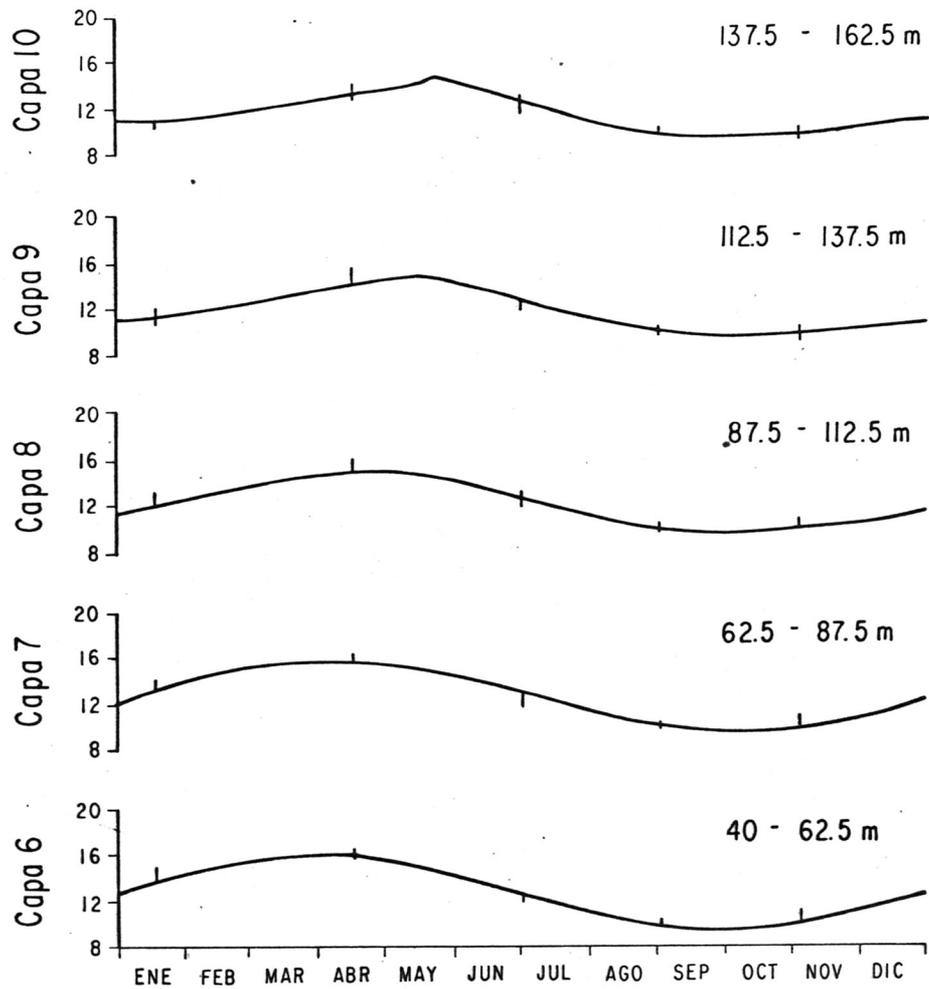


Fig. 9: continuaci3n.

correspondientes barras de error, pudiendo comprobarse que las diferencias entre ambos son inferiores a  $1^{\circ}\text{C}$  para todos los casos, a excepción del crucero 5 (mes de Enero) en las capas superficiales, como ya fuera señalado.

Los gráficos análogos para salinidad (figuras 15 a 20), permiten ver que en este caso la coincidencia no es tan buena, notándose que en general el modelo da valores menores y con mayor variación a lo largo del año que los observados. Este mismo tipo de diferencias son las que exhibe la figura 5 (capítulo 3) entre los valores "internos" y "externos", siendo lógico, por lo tanto, pensar que la falta de concordancia se origina en una influencia excesiva del océano abierto. Al respecto, conviene recordar que el modelo se optimiza para salinidad con valores del coeficiente de intercambio por la boca inferiores al usado. Para reforzar esta hipótesis puede observarse que las mayores diferencias entre las salinidades medias del "interior" y el "exterior" se presentan en los meses de Noviembre y Enero, coincidiendo con los cruceros cuyas observaciones son más subvaluadas por el modelo.

Los contornos de temperatura en función de la profundidad y el tiempo para las observaciones (figura 21) y para los valores dados por el modelo (figura 22), son otra manera de mostrar la buena concordancia alcanzada.

### CRUCERO 1

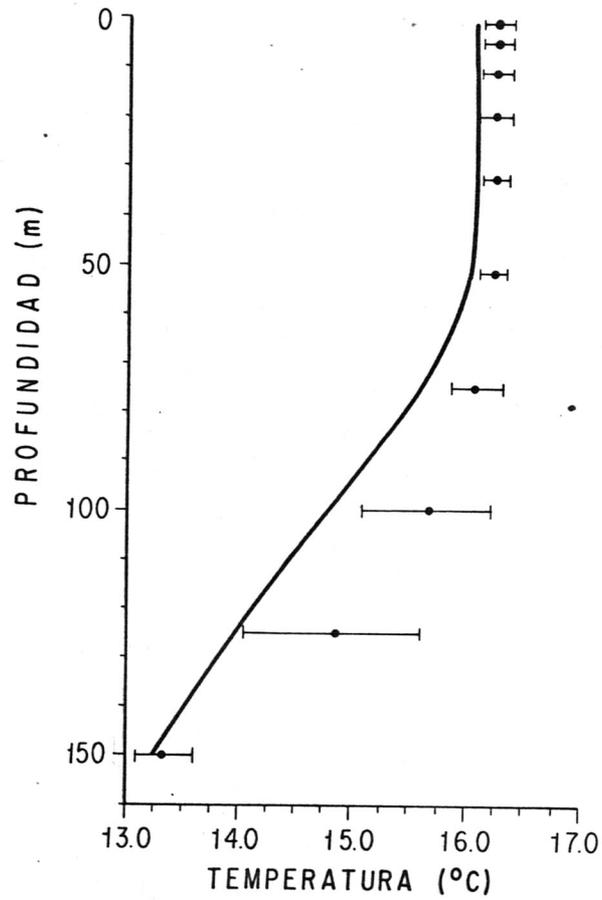


Fig. 10.- Perfil de temperatura correspondiente al crucero 1, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 2

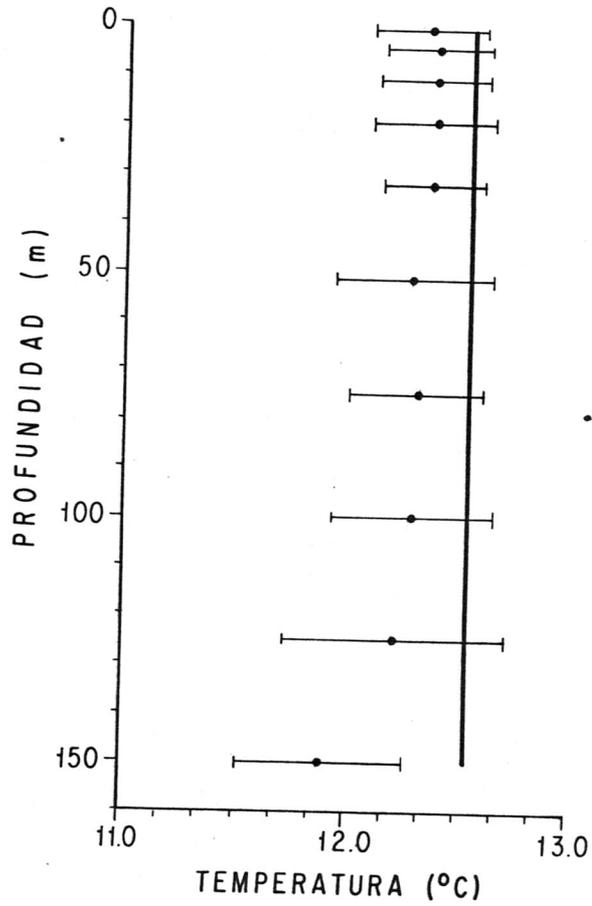


Fig. 11.- Perfil de temperatura correspondiente al crucero 2, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 3

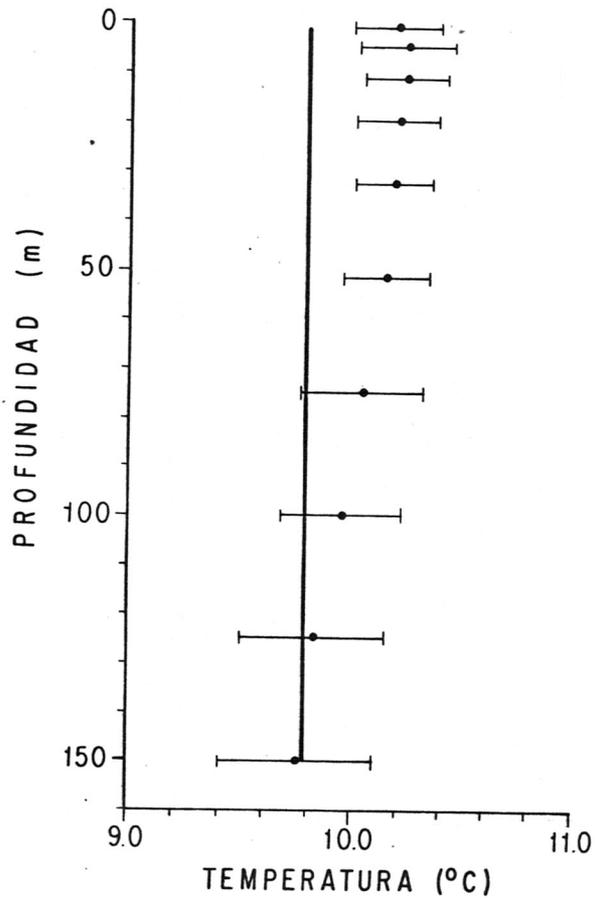


Fig. 12.- Perfil de temperatura correspondiente al crucero 3, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 4

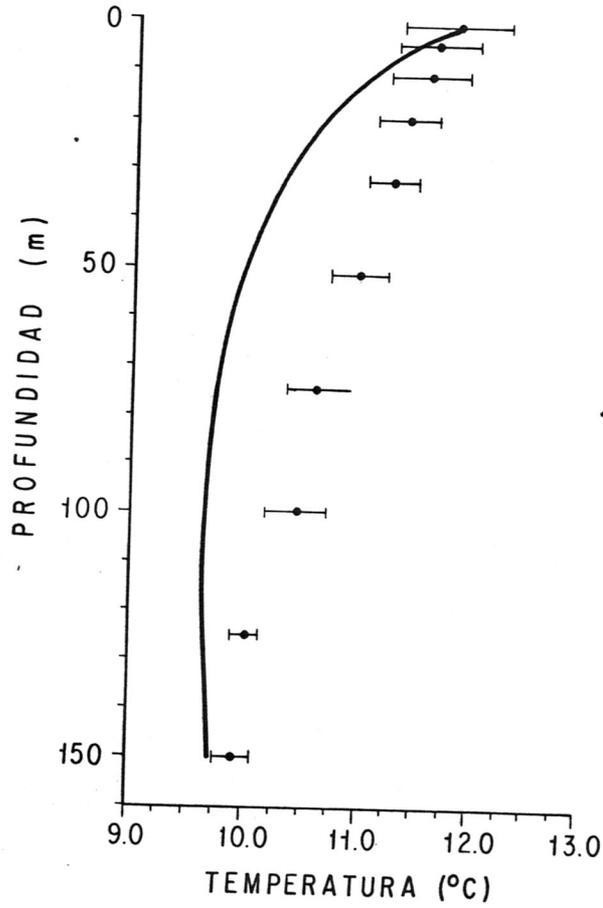


Fig. 13.- Perfil de temperatura correspondiente al crucero 4, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 5

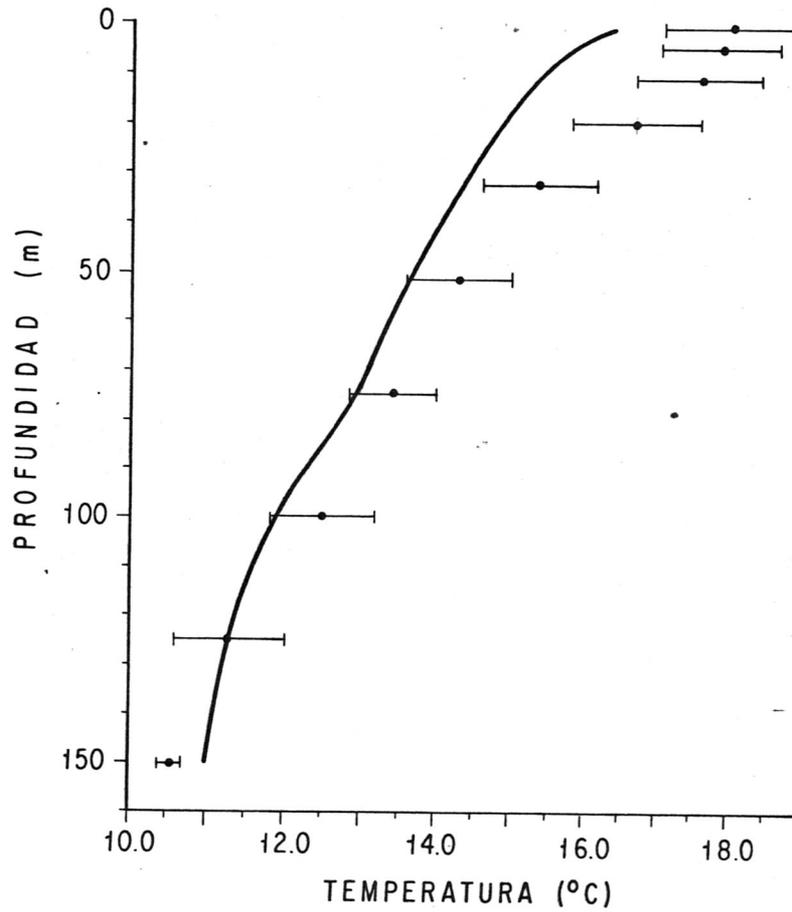


Fig. 14.- Perfil de temperatura correspondiente al crucero 5, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

También se calcularon los términos de las ecuaciones de balance (20.a) y (20.b). Para los flujos superficiales de calor (figura 23) y sal (figura 24) se muestran los valores calculados en el capítulo 3 y las funciones usadas como forzamientos exteriores en el modelo (un valor medio más una oscilación anual) pudiendo verificarse visualmente la bondad del ajuste empleado. Las densidades de contenido de calor (figura 25) y de sal (figura 26) fueron calculadas corriendo el modelo de diez capas y el de dos capas, sin encontrar mayores diferencias entre ambos cálculos. Comparando estos resultados con los valores experimentales se ratifica lo ya mencionado para las variables aisladas; buena coincidencia para temperatura y subvaluación y mayor fluctuación anual para salinidad. Los flujos de calor y sal a través de la boca (figuras 27 y 28 respectivamente) fueron calculados usando la parametrización dada en las ecuaciones (33) y no por diferencia entre el contenido total y el flujo superficial, como en el capítulo 3. Por ese motivo, teniendo en cuenta el funcionamiento del término de ajuste convectivo que al mezclar dos capas puede producir saltos en los valores de temperatura y salinidad de las capas comunicadas con el océano abierto, es que se encuentran discontinuidades en los flujos. En el límite de un paso de integración infinitesimal esas discontinuidades desaparecen.

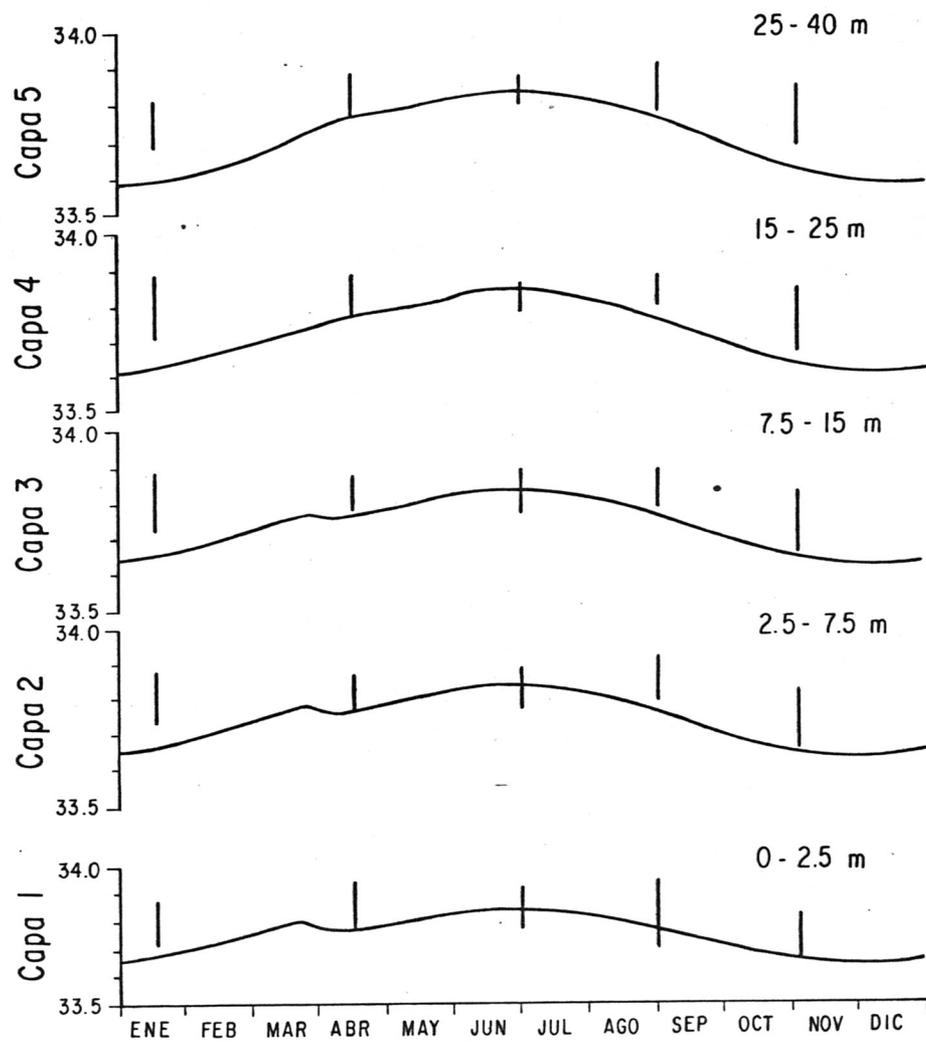


Fig. 15.- Salinidad de cada capa en función del tiempo, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

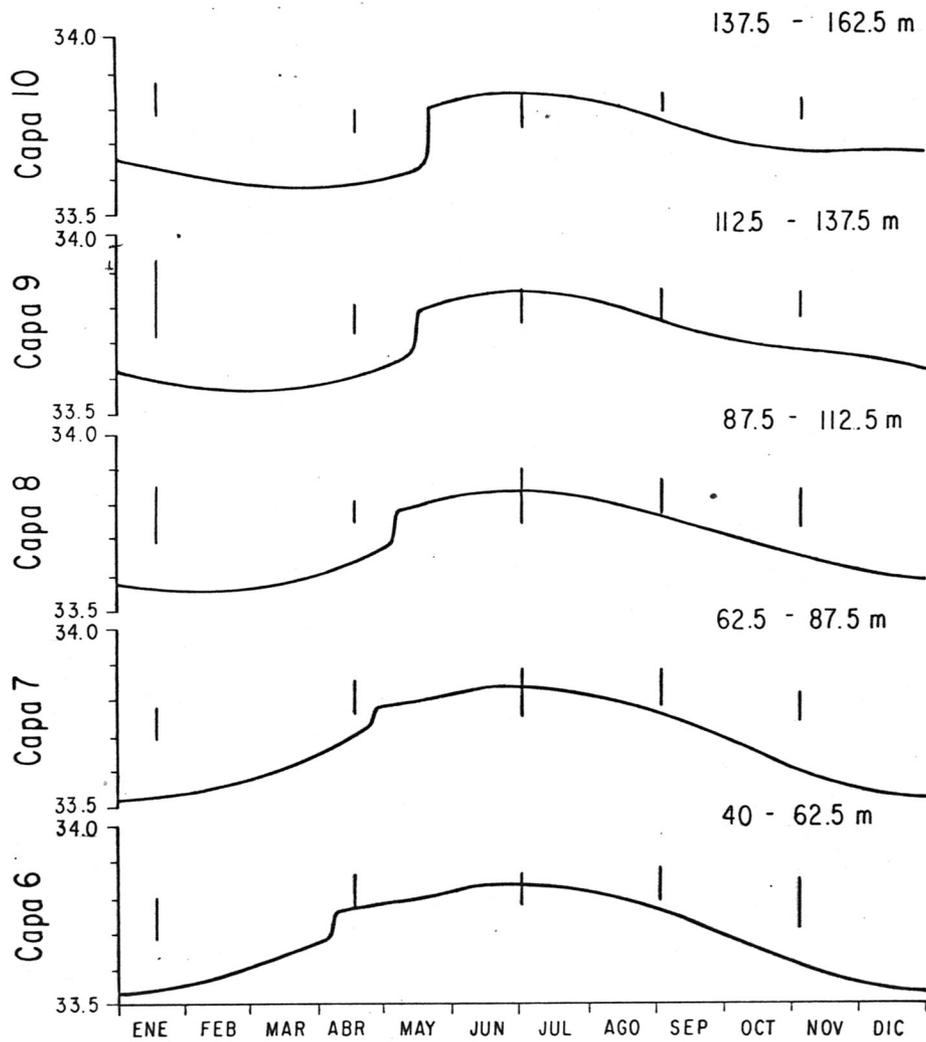


Fig. 15: continuaci6n.

Implementando un modelo con más de una capa comunicada con el mar exterior, es posible estimar los flujos en la boca discriminados en profundidad. Si además se cuenta con buenas observaciones de la temperatura y salinidad del océano exterior que permitan forzar adecuadamente al modelo, es de esperar que las estimaciones de estos flujos sean altamente confiables, con lo cual, se constituirían en excelentes herramientas para el estudio y la predicción del intercambio de masa a través de la boca.

# CRUCERO 1

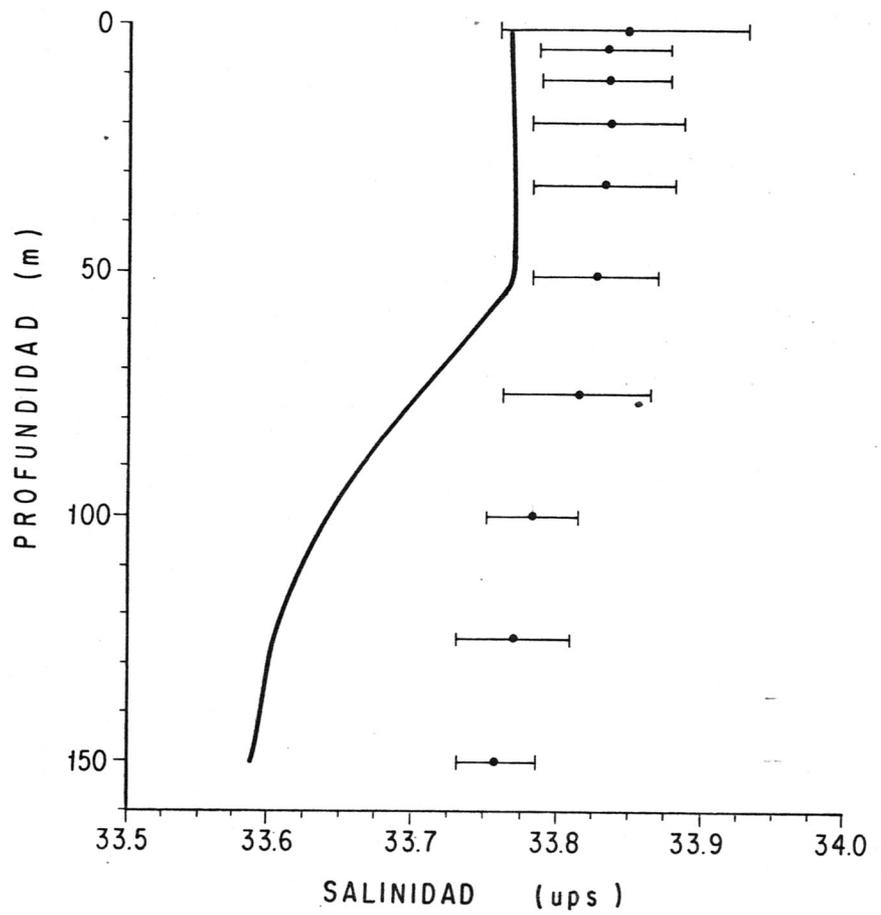


Fig. 16.- Perfil de salinidad correspondiente al crucero 1, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 2

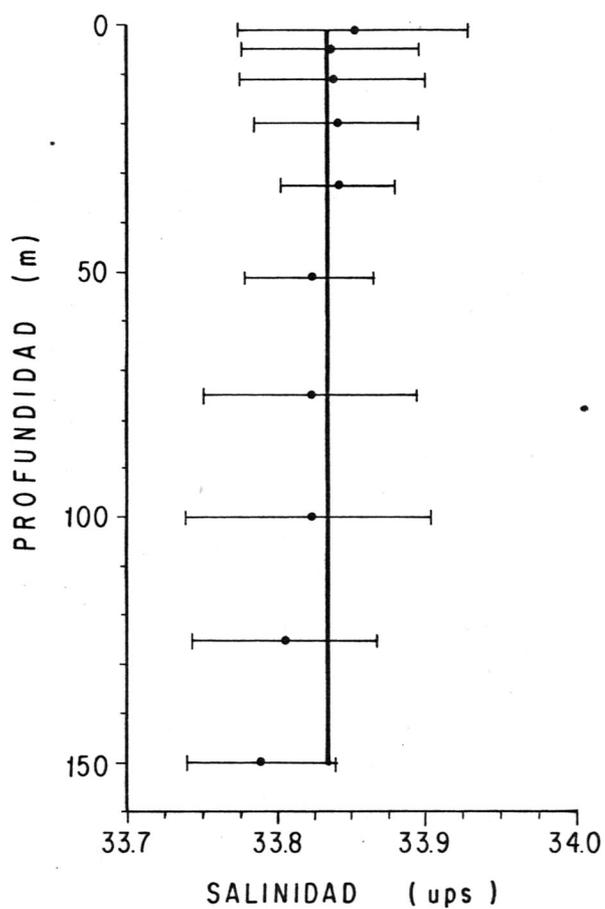


Fig. 17.- Perfil de salinidad correspondiente al crucero 2, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

### CRUCERO 3

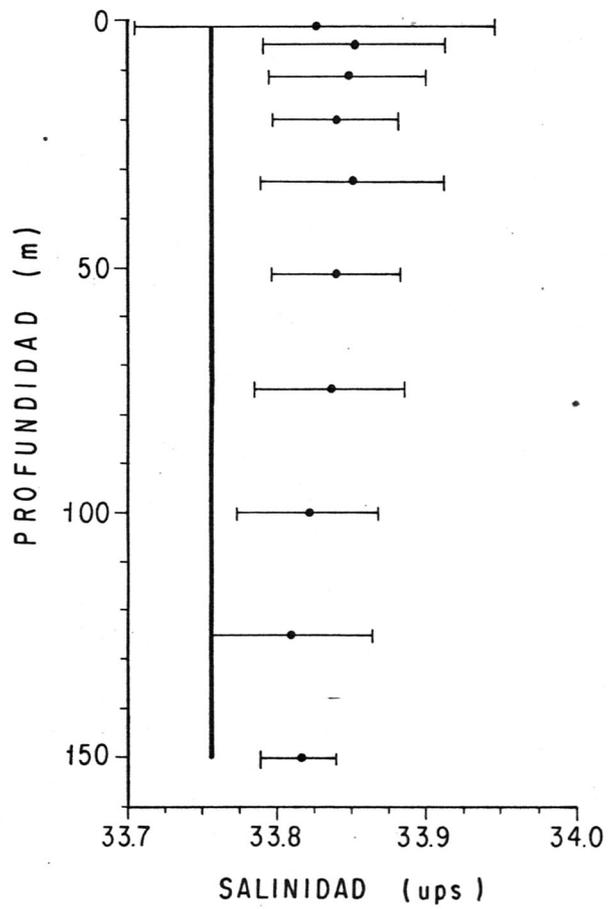


Fig. 18.- Perfil de salinidad correspondiente al crucero 3, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

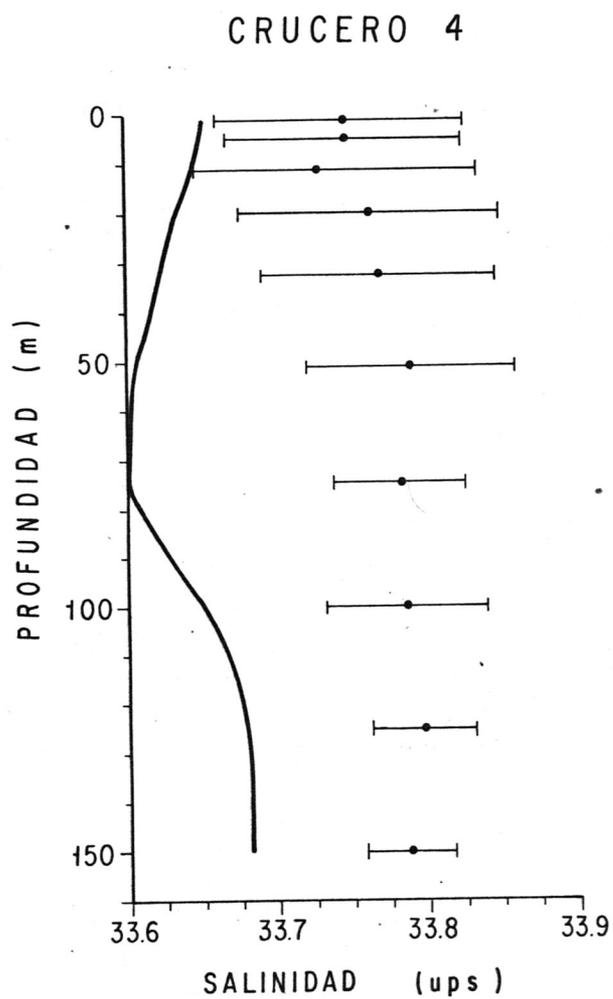


Fig. 19.- Perfil de salinidad correspondiente al crucero 4, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

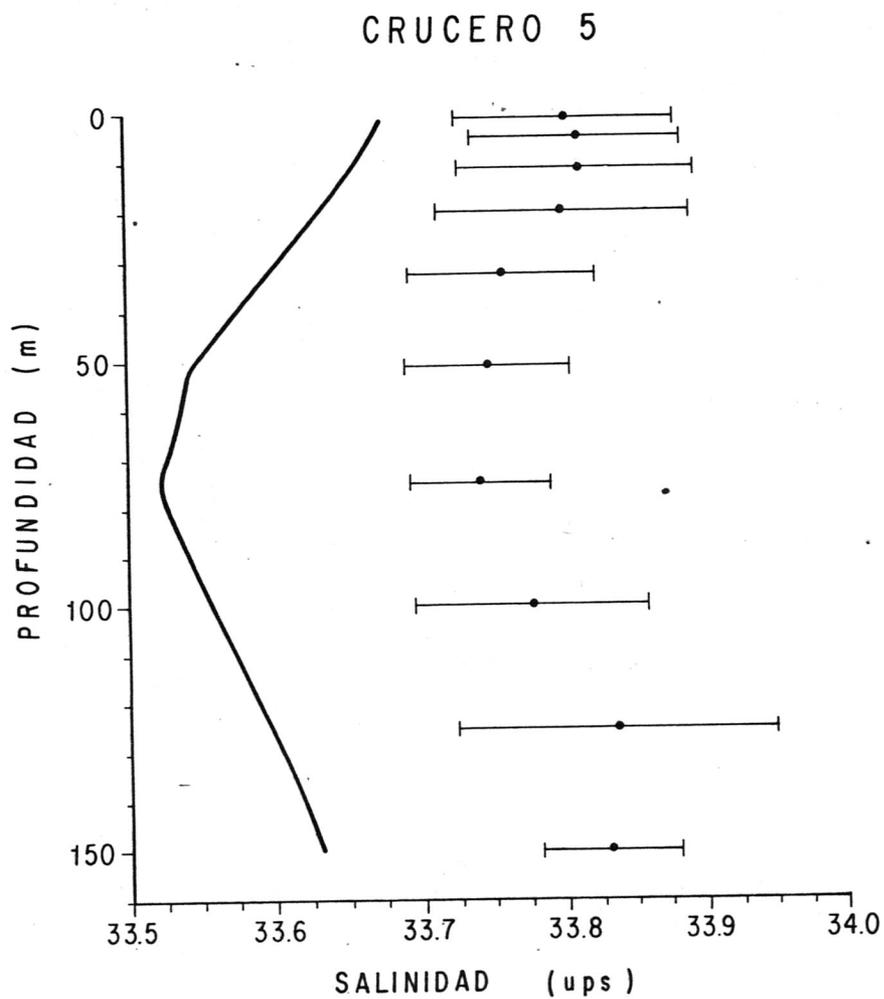


Fig. 20.- Perfil de salinidad correspondiente al crucero 5, valores observados (con sus incertezas) y calculados por el modelo.

## 5 - CONCLUSIONES

El desarrollo alcanzado por las tareas de investigación en el área de la oceanografía física, en la zona del Golfo Nuevo es apenas incipiente. Desde hace tres años, luego de haber puesto nuevamente en servicio al B/O "El Austral", el Centro Nacional Patagónico ha emprendido un programa de observación cuyo objetivo es el relevamiento integral de las principales variables físico-químicas en el golfo. Teniendo en cuenta esto y considerando el alto costo económico involucrado en las tareas de monitoreo que se realizan en el mar, se consideró oportuno presentar las conclusiones que se han obtenido en este trabajo, en forma tal que puedan contribuir a la utilización más racional de los escasos medios disponibles para realizar la fase experimental.

La fuerte homogeneidad horizontal encontrada en los campos de temperatura y salinidad (tabla II), que ha permitido considerar al golfo como puntual, está indicando claramente que sólo hacen falta unas pocas estaciones para relevar horizontalmente a todo el golfo.

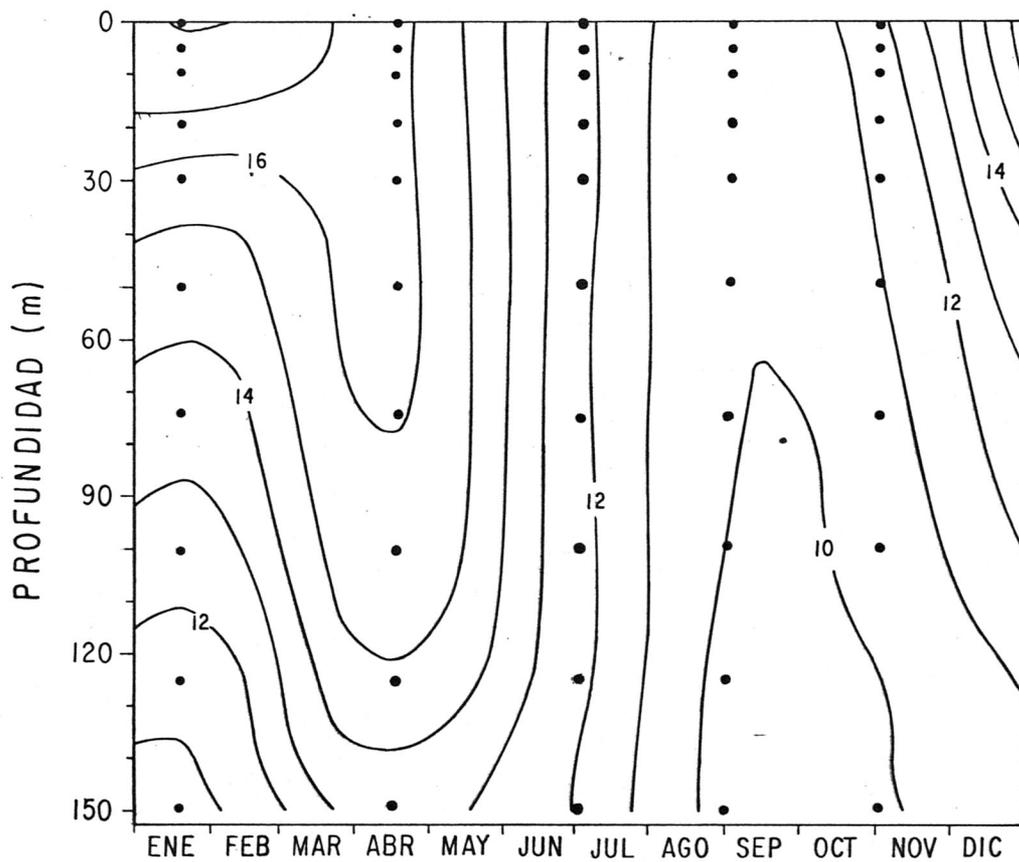


Fig. 21.- Valores observados de temperatura en función de la profundidad y el tiempo. Los puntos (o) indican las observaciones.

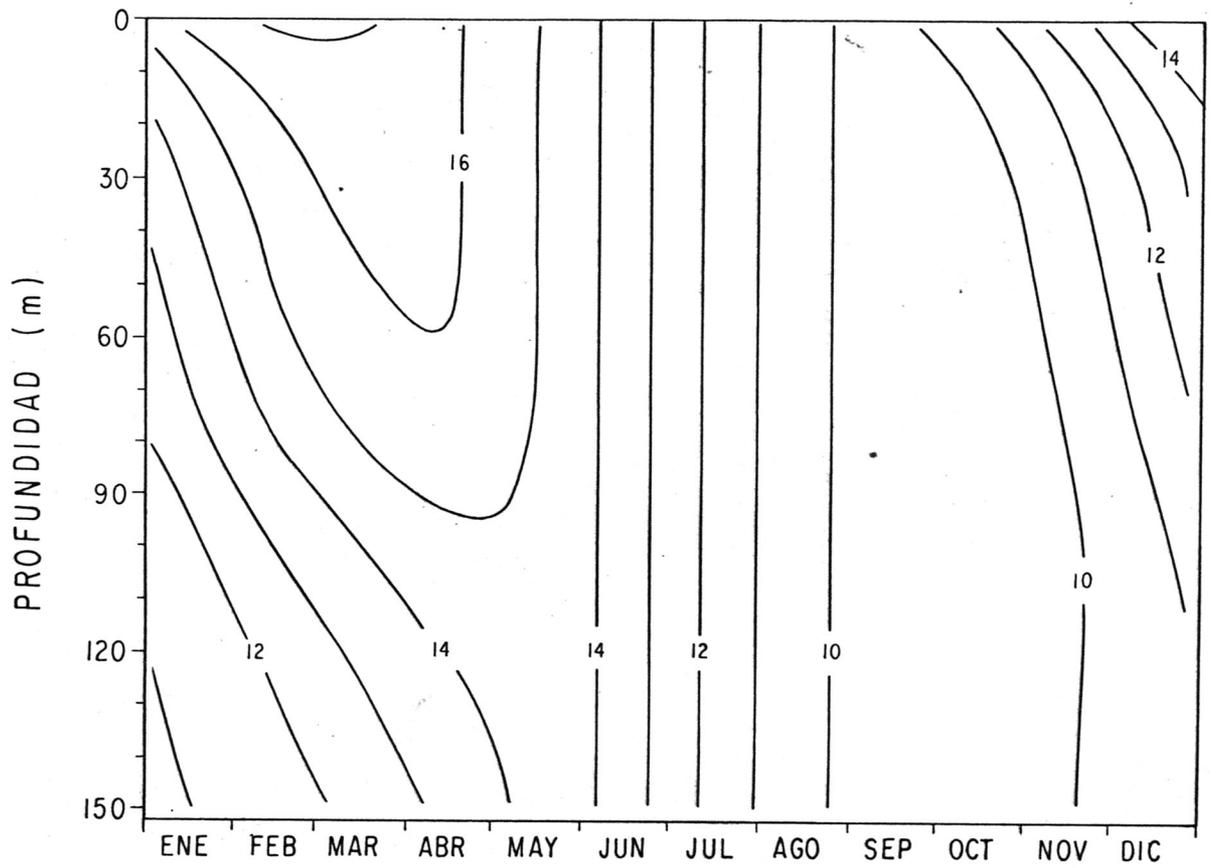


Fig.22.- Valores de temperatura calculados por el modelo en función de la profundidad y el tiempo.

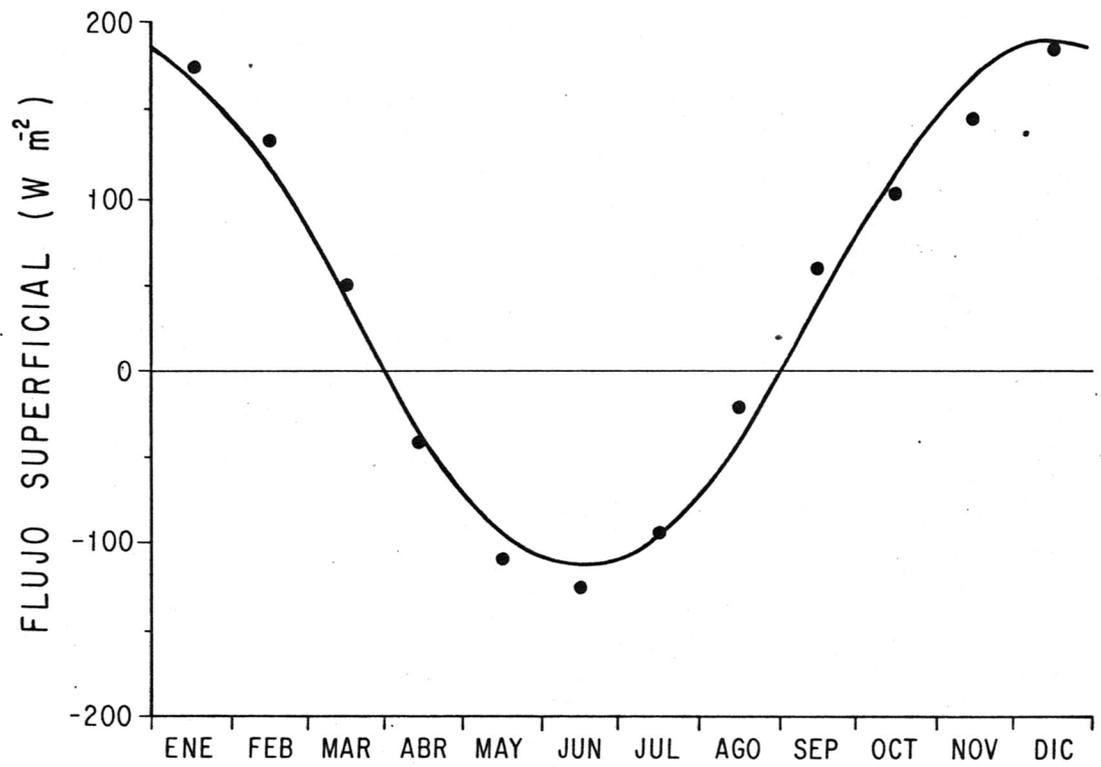


Fig. 23.- Flujo superficial de calor, valores observados (o) y función ajustada (forzamiento del modelo).

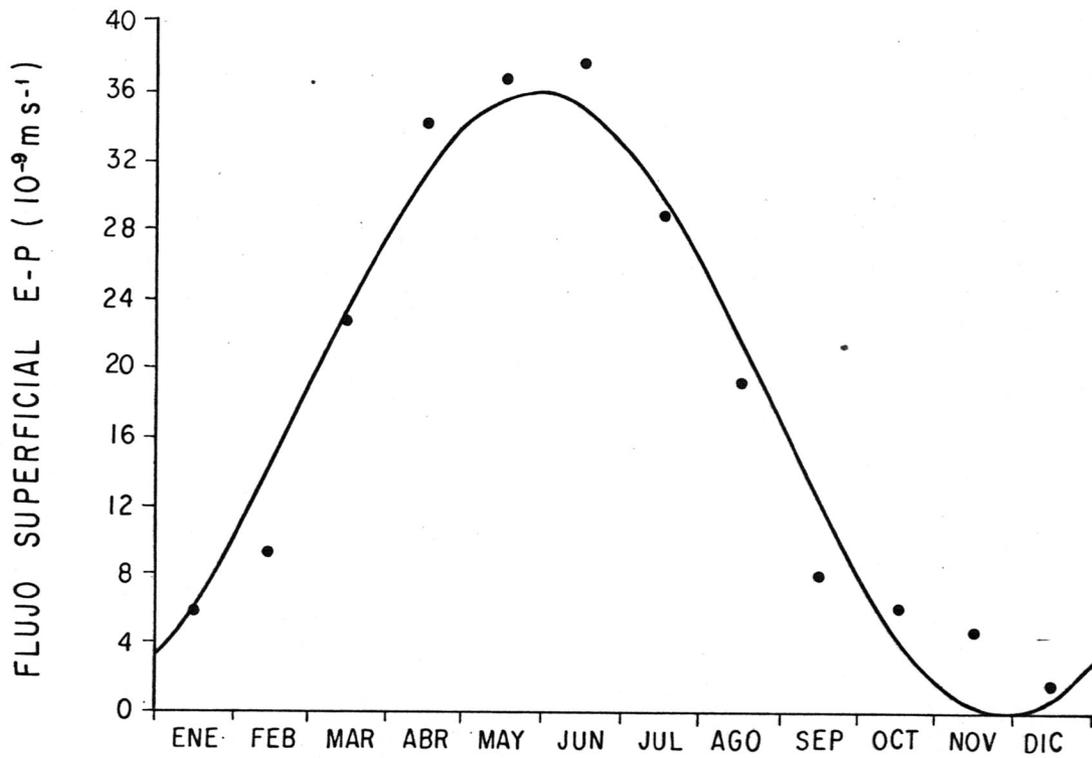


Fig.24.- Flujo superficial de sal, valores observados (o) y función ajustada (forzamiento del modelo).

El intercambio de calor y sal a través de la boca es un término importante en las respectivas ecuaciones de balance (tablas VI y VII), y el modelo implementado ha demostrado que aquel tiene una participación decisiva en la regulación de los campos internos. Por otra parte, si se desea implementar un modelo hidrodinámico para simular la circulación, la circunstancia de estar casi completamente rodeado por costas limita las dificultades asociadas a las condiciones de frontera a la región de la boca. Lo anterior, pone de manifiesto la conveniencia de intensificar las observaciones en la zona de la boca, completando lo ya realizado con nuevas mediciones de temperatura y salinidad y, si es posible, realizando mediciones de corrientes y mareas en forma simultánea. Como fue mencionado en este trabajo, los registros de temperatura obtenidos en las estaciones número 25 y 26 no representan adecuadamente las condiciones exteriores. Esto puede deberse a la existencia de fuertes gradientes horizontales de temperatura en el mar abierto, que quitan representatividad a las observaciones realizadas en las inmediaciones de la boca. Es decir que si se desea muestrear adecuadamente las condiciones imperantes en el océano abierto, es necesario realizar estaciones exteriores ubicadas a una distancia considerable de la boca, sobrepasando el área de acción de la marea cuya excursión ha sido estimada, de manera simplificada, en 17 km.

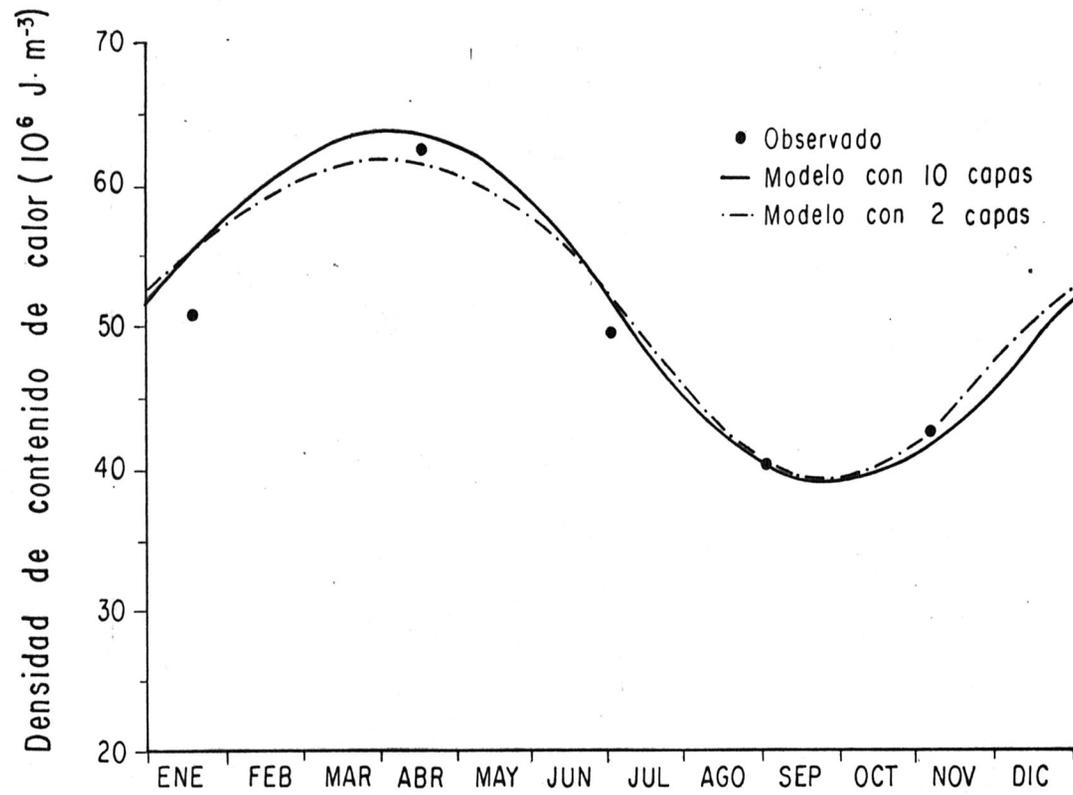


Fig.25.- Contenido de calor por unidad de volumen. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.

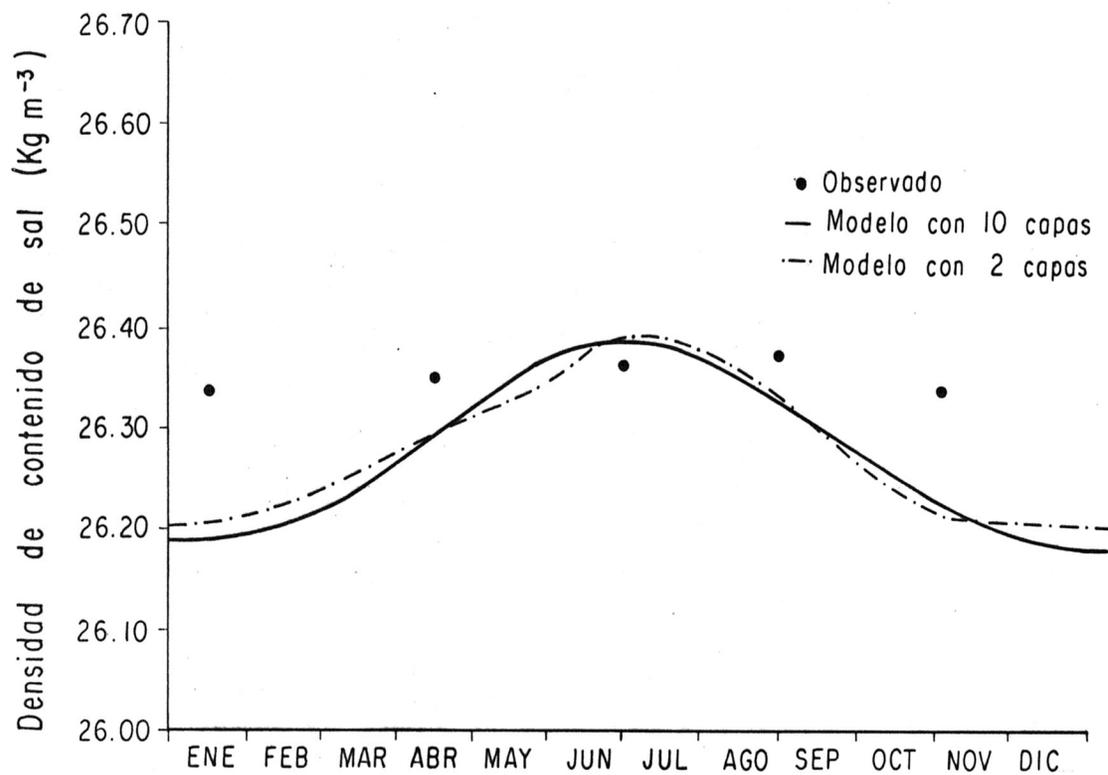


Fig. 26.- Contenido de sal por unidad de volumen. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.

La resolución espacial vertical de la información empleada parece razonable. Sin embargo, el alto valor del coeficiente de difusión turbulenta estimado a partir de los datos superficiales de temperatura y salinidad, confirmado luego por el valor de este parámetro necesario para optimizar el funcionamiento del modelo, indica que es conveniente analizar más profundamente los procesos de mezcla en el golfo, los cuales, se ha encontrado que son más intensos que en el mar abierto. En ese caso sería conveniente contar con registros continuos (como los de un sensor de conductividad, temperatura y profundidad: CTD) que permitan estudiar la estructura fina de la columna de agua.

En cuanto a la variación temporal de los campos estudiados, los resultados obtenidos indican que el golfo evoluciona desde un estado de mezcla completa en otoño e invierno (desde Mayo hasta Septiembre), hasta un estado estratificado que alcanza sus máximos valores de estabilidad a fines del verano (Febrero-Marzo). Este proceso es regido, en primera instancia, por los flujos de calor a través de la superficie y la boca. En efecto, se ha mostrado que la salinidad desempeña un papel menor en la regulación del campo de densidad y, además, se ha modulado satisfactoriamente el comportamiento del Golfo Nuevo parametrizando estos flujos de manera sencilla y empleando un forzado exterior anual.

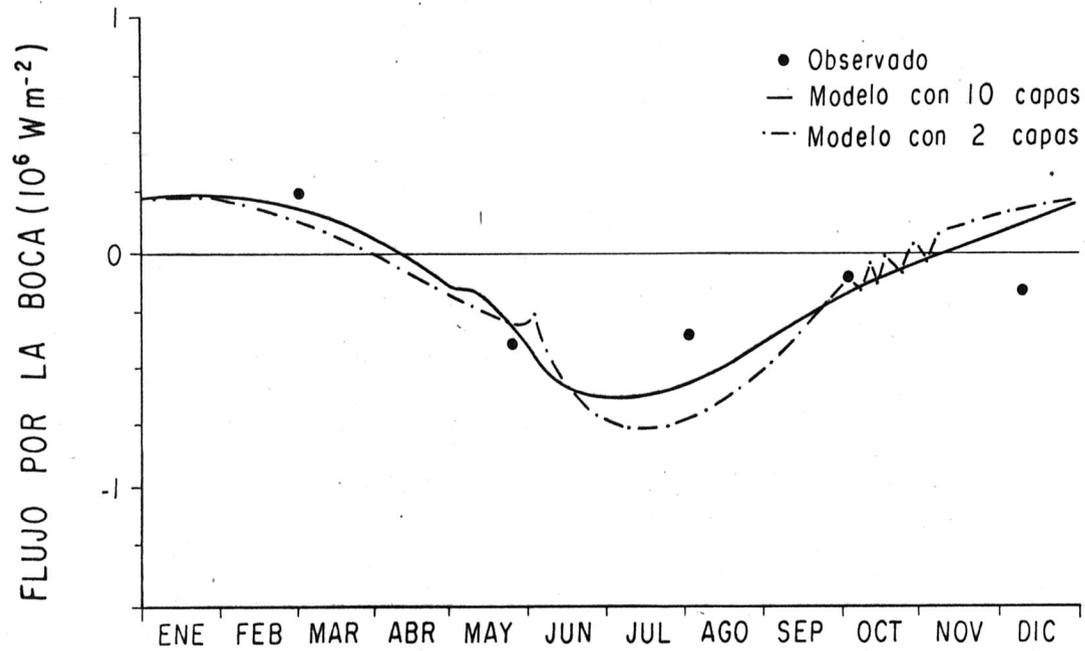


Fig.27.- Flujo de calor a través de la boca. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.

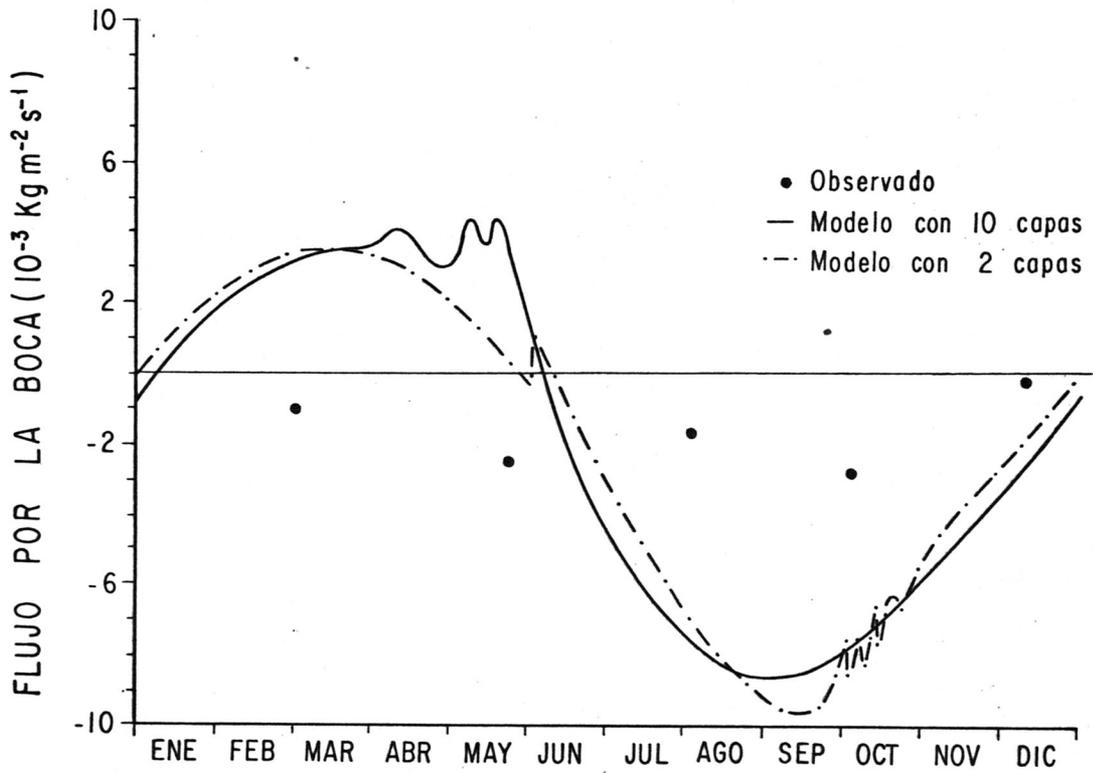


Fig. 28.- Flujo de sal a través de la boca. Valores observados (o) y calculados por el modelo con 2 y 10 capas.

La variabilidad de período corto (del orden de días o semanas) y la evolución interanual no han sido analizadas por no contar con la información necesaria. Sin embargo, habiendo puesto de manifiesto la influencia decisiva del forzamiento atmosférico en la regulación de las características del golfo en la escala anual, es razonable suponer que también en otras escalas temporales, menores o mayores que la considerada, será importante. Por ese motivo, se recomienda la implementación de un programa que contemple el relevamiento de las variables hidrográficas y meteorológicas en forma simultánea si se desea llevar a cabo un análisis de este tipo.

## - LITERATURA CITADA

- Anderson E. R. 1952. Energy budget studies. Water-loss Investigations Lake Hefner Studies. U. S. Geol. Surv. Circ. 229: 71-88.
- Barros V. y C. M. Krepper. 1978. Evolución anual de las características oceanográficas del Golfo Nuevo. Publicación del Centro Nacional Patagónico. Puerto Madryn, Argentina.
- Bryden H. L. y H. M. Stommel. 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. Oceanologica Acta. 7(3): 289-296.
- Bunker A. F. 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Weather Rev. 104: 1122-1140.
- Friehe C. A. y K. F. Schmitt. 1976. Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamics formulas. J. Phys. Oceanogr. 6: 801-809.
- Garret C. 1984. Turning points in universal speculation on internal waves, p. 38-46. En: A Celebration in Geophysics

- and Oceanography - 1982. In honor of Walter Munk (Chris Garret y Carl Wunsch, Eds.). Scripps Institution of Oceanography Reference Series 84-5, March 1984.
- Gill A. E. 1982. Atmosphere-ocean Dynamics. Academic Press, New York, 662 pp.
- Holland W. R. 1977. The role of the upper ocean as a boundary layer in models of the oceanic general circulation, p. 7-30. En: Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean (E. B. Kraus, Ed. ). Pergamon Press, Oxford, England, 325 pp.
- Kondratyev K. 1969. Radiation in the Atmosphere. Academic Press, New York, 912 pp.
- Large W. G. y S. Pond. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. J. Phys. Oceanogr. 12: 464-482.
- Nihoul J. C. J. 1982. Oceanography of semi-enclosed seas, p. 1-12. En: Hidrodynamics of Semi-enclosed Seas (J. C. J. Nihoul, Ed.). Elsevier Oceanogr. Series, 34. Amsterdam, The Netherlands, 555 pp.
- Payne R. E. 1972. Albedo of the sea surface. J. Atmos. Sci.

29: 959-970.

Pingree R. D. 1975. The advance and retreat of the thermocline on the continental shelf. J. Mar. Biol. Ass. U. K. 55: 965-974.

Reed R. K. 1976a. On estimation of net long-wave radiation from the oceans. J. Geophys. Res. 81: 5793-5794.

..... 1976b. An evaluation of cloud factors for estimating insolation over the ocean. NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-8, 20 pp.

..... 1977. On estimating insolation over the ocean. J. Phys. Oceanogr. 7: 482-485.

..... 1982. Comparison of measured and estimated insolation over the Eastern Pacific Ocean. J. Appl. Meteorol. 21: 339-341.

..... 1983. Heat fluxes over the Eastern Tropical Pacific and aspects of the 1972 El Niño. J. Geophys. Res. 88: 9627-9638.

Romaña L. A. 1971. Estudio oceanográfico del Golfo Nuevo. Pulicación del Servicio de Hidrografia Naval

(Rca. Argentina) VII, No. 3/70, p. 353.

Seckel G. R. y F. H. Beaudry. 1973. The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract). Trans. Amer. Geophys. Union. 54: 1114.

Servicio de Hidrografía Naval (Rca. Argentina). 1974. Tablas de marca para el año 1974. Publicación H.#610. 389 pp.

Servicio Meteorológico Nacional (Rca. Argentina). 1958. Estadísticas climatológicas, período 1901-1950. Publicación 8 No. 3.

## - APENDICE

## A- Solución analítica del modelo de dos capas.

En el caso de dos capas con una de ellas comunicada con el océano abierto, el conjunto de ecuaciones (33) con las condiciones de contorno (34) y (36), para la variable temperatura, se reduce a

$$V_1 \partial_t T_1 = A_0 F_0 / (\rho C_p) - K (T_1 - T_2) h_1 - a_1 \mu (T_1 - T_{oc}), \quad (A.1)$$

$$V_2 \partial_t T_2 = K (T_1 - T_2) h_1, \quad (A.2)$$

donde

$$V_1 = \Delta Z_1 (A_0 + A_1) / 2,$$

$$V_2 = \Delta Z_2 (A_1 + A_2) / 2,$$

$$h_1 = 2 A_1 / (\Delta Z_1 + \Delta Z_2),$$

$$a_1 = \Delta Z_1 (X_0 + X_1) / 2.$$

Estas ecuaciones requieren de condiciones iniciales

$$T_i(t_0) = T_0(i) \quad (i = 1, 2). \quad (A.3)$$

Para  $F_0$  y  $T_{0c}$  se utilizó una forma:

$$F_0 = D_0 + D_1 \cos(\omega t) + D_2 \sin(\omega t), \quad (A.4)$$

$$T_{0c} = C_0 + C_1 \cos(\omega t) + C_2 \sin(\omega t). \quad (A.5)$$

Estas ecuaciones son válidas desde  $t = t_0$  hasta algún instante  $t_1$  en que se torna inestable la columna de agua (trabajando sólo con temperatura:  $T_1 < T_2$ ; en el caso más general en que se trabaje con temperatura y salinidad será  $\rho_1 > \rho_2$ ).

Las ecuaciones (A.1) y (A.2) con los ajustes (A.4) y (A.5) se escriben en notación matricial en la forma

$$\partial_t \underline{T} = \underline{M} \underline{T} + \underline{E}_0 + \underline{E}_1 \cos(\omega t) + \underline{E}_2 \sin(\omega t), \quad (A.6)$$

donde

$$\underline{T} = \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \end{bmatrix}$$

$$M_{11} = -K h_1/V_1 - \mu a_1/V_1,$$

$$M_{12} = K h_1/V_1,$$

$$M_{21} = -M_{22} = K h_1/V_2,$$

$$\underline{E}_i = \begin{bmatrix} A_0 D_i / (\rho C_p V_1) - \mu C_i a_1 / V_1 \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$i = 0, 1, 2$$

La solución de (A.6) se obtiene como la suma de la solución de la ecuación homogénea más una solución particular de la ecuación completa. La ecuación homogénea es

$$\partial_t \underline{T}_h = M \underline{T}_h \quad (\text{A.7})$$

Las matrices  $V$  (de autovectores) y  $\lambda$  (de autovalores) se definen por

$$M V = V \lambda, \quad (\text{A.8})$$

donde  $\lambda$  es diagonal. Se puede demostrar que ambas son reales. Ya que

$$V^{-1} \partial_t \underline{T}_h = \lambda V^{-1} \underline{T}_h, \quad (\text{A.9})$$

definiendo

$$V^{-1} \underline{T}_h = \underline{\tau}_h, \quad (\text{A.10})$$

es

$$\partial_t \underline{\tau}_h = \lambda \underline{\tau}_h. \quad (\text{A.11})$$

La solución de esta ecuación es

$$[\underline{\tau}_h]_i = \tau_i(t_0) \exp[\lambda_i(t-t_0)] \quad (\text{A.12})$$

donde  $[\underline{\tau}_h]_i$  es la  $i$ -ésima componente del vector  $\underline{\tau}_h$ ,  $\tau_i(t_0)$  es una constante de integración y  $\lambda_i$  es un autovalor de la matriz  $M$  ( $i = 1, 2$ ).

Para la ecuación inhomogénea se propone una solución del tipo

$$\underline{T}_p = \underline{a}_0 + \underline{a}_1 \text{Cos}(\omega t) + \underline{a}_2 \text{Sen}(\omega t), \quad (\text{A.13})$$

y reemplazando en (A.6) se obtiene

$$\begin{aligned}
 \underline{B}_0 &= M \underline{a}_0, \\
 \underline{B}_1 &= \omega \underline{a}_2 - M \underline{a}_1, \\
 \underline{B}_2 &= -\omega \underline{a}_1 - M \underline{a}_2.
 \end{aligned}
 \tag{A.14}$$

Este es un sistema lineal de 3N ecuaciones (en este caso 6) con 3N incógnitas:  $\underline{a}_0$ ,  $\underline{a}_1$  y  $\underline{a}_2$ .

En resumen, la solución del modelo sin mezcla es

$$\underline{T} = V \underline{\tau}_h + \underline{a}_0 + \underline{a}_1 \cos(\omega t) + \underline{a}_2 \sin(\omega t), \tag{A.15}$$

y las constantes de integración  $\tau_i(t_0)$  ( $i = 1, 2$ ) se calculan usando las condiciones iniciales (A.3).

En el instante  $t_1$  en que se produce la inversión de temperatura, la temperatura de ambas capas será:

$$T_1(t_1) = T_2(t_1) \equiv \theta(t_1). \tag{A.16}$$

La ecuación que gobierna el sistema para  $t \geq t_1$ , es

$$V \partial_t \theta = A_0 F_0 / (\rho C_p) - a_1 \mu (\theta - T_{oc}), \tag{A.17}$$

donde

$$V = V_1 + V_2, \quad (\text{A.18})$$

es el volumen total y la condición inicial está dada por (A.16).

La solución de (A.17) es

$$\theta(t) = \{\theta(t_1) - \theta_p(t_1)\} \exp[-E_2(t-t_1)] + \theta_p(t) \quad (\text{A.19})$$

donde

$$\theta_p(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t),$$

$$\beta_0 = [E_1 D_0 + E_2 \theta(t_1)]/E_2,$$

$$\beta_1 = E_2 [E_1 D_1 + E_2 C_1 - \omega E_1 D_2 / E_2 - \omega C_2] / (E_2^2 + \omega^2),$$

$$\beta_2 = [E_1 D_2 + E_2 D_2 + \omega A_0] / E_2,$$

$$E_1 = A_0 / V,$$

$$E_2 = \mu a_1 / V.$$

La ecuación (A.17) es válida hasta un instante  $t_2$  en el cual, con la condición inicial:

$$T_i(t_2) = \theta(t_2) \quad i = 1, 2 \quad (\text{A.20})$$

la ecuación (A.6) dé una solución sin inversiones de densidad, es decir,

$$T_1 \geq T_2, \quad (\text{A.21})$$

lo que es equivalente a decir

$$\partial_t T_1 \geq \partial_t T_2 \quad \text{en } t = t_2. \quad (\text{A.22})$$

A partir de  $t_2$  el sistema es gobernado por la ecuación (A.6) hasta que nuevamente se presenten inversiones.

Si se trabaja un modelo de más capas, no se complica demasiado el cálculo de la solución sin mezcla (A.15) salvo por el hecho que aumenta el orden de la matriz  $M$ . No ocurre lo mismo en el caso de la solución con mezcla pues constantemente hay que verificar si no se ha producido una inversión entre algún par de capas, para recalcular las

temperaturas de esas capas, con una ecuación similar a la (A.17), y luego volver a revisar si con los nuevos valores no hay inversiones. Este procedimiento, si bien no es conceptualmente complicado, involucra serias dificultades algebraicas.

Por ese motivo, para calcular la solución del modelo de 10 capas se procedió del siguiente modo:

1.- A partir de las constantes geométricas del golfo, los parámetros que definen el forzado exterior y los valores escogidos para los coeficientes  $K$  y  $\mu$  (ver tabla VIII), se construyen la matriz  $M$  y los vectores  $\underline{B}_0$ ,  $\underline{B}_1$  y  $\underline{B}_2$ .

2.- Calculando numéricamente los autovalores y autovectores de la matriz  $M$ , se construye la solución homogénea del problema sin mezcla, ecuación (A.12).

3.- Se resuelve numéricamente el sistema de ecuaciones lineales (A.14) y se obtienen los coeficientes  $\underline{a}_0$ ,  $\underline{a}_1$  y  $\underline{a}_2$  de la solución particular del problema sin mezcla, ecuación (A.13).

Tabla VIII: Valores de los coeficientes empleados en el modelo con 10 capas: 1) dimensiones de cada capa, 2) parámetros físicos, 3) coeficientes de los ajustes realizados a las variables exteriores y 4) condiciones iniciales.

1: CONSTANTES GEOMETRICAS

CAPA	$\Delta Z$ (m)	$A_{i-1}$ ( $10^6 m^2$ )	$A_i$ ( $10^6 m^2$ )	$X_{i-1}$ ( $10^3 m$ )	$X_i$ ( $10^3 m$ )
1	2.5	2439	2439	16.2	16.2
2	5.0	2439	2439	16.2	14.6
3	7.5	2439	2439	14.6	13.4
4	10.0	2439	2382	13.4	10.0
5	15.0	2382	2207	10.0	6.2
6	22.5	2207	1827	6.2	5.2
7	25.0	1827	1529	5.2	4.6
8	25.0	1529	948		
9	25.0	948	523		
10	25.0	523	523		

2: PARAMETROS FISICOS

TEMPERATURA MEDIA :  $T_0 = 12.0 \text{ } ^\circ\text{C}$

SALINIDAD MEDIA :  $S_0 = 33.8 \text{ ups}$

DENSIDAD MEDIA :  $\rho_0 = 1026. \text{ Kg. m}^{-3}$

COEFICIENTE DE EXPANSION TERMICA :  $\alpha = 1.8 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

" " CONTRACCION SALINA :  $\beta = 7.6 \cdot 10^{-4} \text{ ups}^{-1}$

" " DIFUSION TURBULENTA :  $K = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

" " INTERCAMBIO POR LA BOCA :  $\mu = 0.3 \text{ m s}^{-1}$

CALOR ESPECIFICO A PRESION CONSTANTE :  $C_p = 3.99 \cdot 10^3 \text{ J Kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

TABLA VIII: continuación.

3 - FORZADO EXTERIOR

VARIABLE		I	cos wt	sen wt
FLUJO DE CALOR ( $Wm^{-2}$ )		37.68	146.54	-41.15
FLUJO DE SAL ( $10^{-9}ms^{-1}$ )		18.01	-14.80	10.23
CAPA 1	T ( $^{\circ}C$ )	13.13	1.31	3.46
	S (ups)	33.73	-0.05	0.05
CAPA 2	T	13.10	1.23	3.44
	S	33.74	-0.05	0.07
CAPA 3	T	13.03	1.05	3.43
	S	33.72	-0.06	0.05
CAPA 4	T	12.95	0.90	3.47
	S	33.71	-0.10	0.04
CAPA 5	T	12.87	0.86	3.43
	S	33.71	-0.14	0.04
CAPA 6	T	12.74	0.59	3.38
	S	33.67	-0.16	0.03
CAPA 7	T	12.56	0.23	3.32
	S	33.67	-0.18	0.03

4.- CONDICIONES INICIALES

instante inicial :  $t_0 = 1^{\circ}$  de Enero. 00 hs.

CAPA	TEMPERATURA ( $^{\circ}C$ )	SALINIDAD (ups)
1	16.39	33.845
2	16.21	33.831
3	15.99	33.833
4	15.35	33.829
5	14.46	33.809
6	13.67	33.808
7	12.93	33.804
8	12.20	33.808
9	11.19	33.812
10	10.45	33.810

4.- Usando la condición inicial dada para el instante  $t_0$  (ver tabla VIII) y la suma de las soluciones calculadas en los pasos 2.- y 3.-, se construye la solución total del problema sin mezcla, ecuación (A.15).

5.- Se calculan los valores de temperatura, salinidad y densidad, ecuación (32), en cada capa, a partir del instante  $t_0$  para los tiempos posteriores separados por un intervalo  $\Delta t$ , y se verifica que no se produzcan inversiones de densidad.

6.- Cuando aparece una inversión entre dos o más capas en un instante  $t_1$ , se mezclan esas capas, conservando calor y sal. Se calculan nuevamente los valores de densidad en cada capa y si hay nuevas inversiones, se vuelve a mezclar hasta obtener un perfil de densidad estable para toda la columna de agua.

7.- Se repite el paso 4.- calculando la solución sin mezcla para el instante  $t_1 + \Delta t$  usando como condición inicial los valores "mezclados" obtenidos para el instante  $t_1$ .